

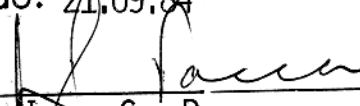
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS GEOFÍSICAS E GEOLÓGICAS

ASPECTOS FUNDAMENTAIS DAS MEDIDAS E INTERPRETAÇÃO DE
REGISTROS PALEOMAGNÉTICOS EM ROCHAS SEDIMENTARES DA
FORMAÇÃO LONGÃ - BACIA DO PARNAÍBA

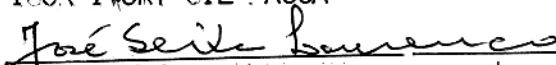
Tese Apresentada por
BENAIA VIEIRA DE ALENCAR
como requisito parcial à obtenção do grau em
MESTRE EM CIÊNCIAS
Na área de
GEOFÍSICA

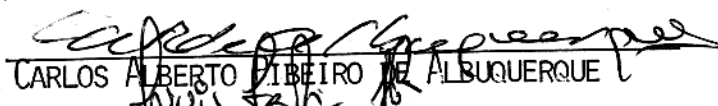
Conferido pelo Programa de Pós-Graduação em
Ciências Geofísicas e Geológicas da
Universidade Federal do Pará

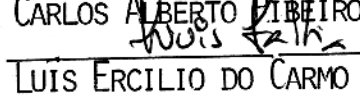
Aprovado: 21.09.84


IGOR IVORY GIL PACCA

(ORIENTADOR)


JOSÉ SEIXAS LOURENÇO


CARLOS ALBERTO RIBEIRO DE ALBUQUERQUE


LUÍS ERCÍLIO DO CARMO FÁRIA JR.

Comitê de Tese

AGRADECIMENTOS

Agradecimentos são devidos ao grupo de Paleomagnetismo do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo-USP, então constituído pelos professores Igor Pacca, Márcia Ernesto, Francisco Hiodo, Elisabeth Pascholati e Manoel D'Agrella Filho, por ensinamentos práticos através de trabalho conjunto. Em especial ao Prof. Igor Pacca cuja orientação tornou possível este trabalho.

Aos professores José Seixas Lourenço, Raimundo Netuno Nobre Villas, Carlos Alberto Ribeiro de Albuquerque e Luis Ercilio do Carmo Faria Jr, do Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas-NCGG-UFPA e Carlos Alberto Lima da Universidade Estadual de Campinas, por contribuições nos aspectos gerais deste trabalho.

A Olga T. Hayashi e Carlos Roberto Bego pela ajuda nas medidas e preparação de parte das amostras.

A Denise Melo Vieira e Adalberto da Cruz Lima pela execução dos trabalhos de datilografia e desenho.

A equipe de Bibliotecárias do NCGG-UFPA por importante auxílio na localização de trabalhos científicos.

A FINEP-Financiadora de Estudos e Projetos por financiar a compra dos equipamentos do Laboratório de Paleomagnetismo do NCGG-UFPA, sem os quais este trabalho não poderia ter sido concluído.

AGRADECIMENTOS	i
SUMÁRIO	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	iii
RESUMO	1
ABSTRACT	3
1 INTRODUÇÃO	5
2 MÉTODOS E MEDIDAS	7
2.1 <u>Remanência Natural de Rochas</u>	7
2.1.1 Princípios Básicos	7
2.1.1 Magnetizações Remanentes de Rochas Sedimentares .	10
2.2 <u>O Trabalho de Campo</u>	15
2.2.1 Metodologia para Amostragem	15
2.2.2 Orientação de Amostras e Espécimes	18
2.2.3 Descrição da Amostragem e da Preparação dos Sedi- mentos Longã	19
2.3 <u>O Trabalho de Laboratório</u>	23
2.3.1 Sistemas de Medidas	23
2.3.2 Desmagnetização por Campos Alternados	24
2.3.3 Desmagnetização por Temperaturas	26
3 UM ESTUDO DE CASO - FORMAÇÃO LONGÃ	29
3.1 <u>Localização e Características Geológicas</u>	29
3.1.1 A Bacia do Parnaíba	29
3.1.2 A Formação Longã	35
3.2 <u>Resultados Paleomagnéticos e Interpretação</u>	37
3.2.1 Medidas Paleomagnéticas	37
3.2.2 Intensidade de Magnetização e Curvas de Desmagne- tização	41
3.2.3 Direções de Magnetização e Diagramas de Zijder- veld	62
3.2.4 Magnetizações Superpostas	100
3.2.5 Precisão e Espalhamento das Paleodireções	116
4 CONCLUSÕES	135
5 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	138

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Pág

1	Descrição da Amostragem e da Preparação de Cilindros e Espécimes (Modificada a partir de Tarling, 1971)	17
2	Orientação de Amostras de Mão	17
3	Mapa de Localização dos Pontos Amostrados da Formação Longã	21
4	Mapa de Localização da Bacia do Parnaíba	30
5	Coluna Estratigráfica	32
6	Períodos de Transgressão, Equilíbrio e Regressão durante o Devoniano e Carbonífero	33
7	Curvas de Desmagnetização da Amostra MN23 ...	43
8	Curvas de Desmagnetização de Amostras representativas do Afloramento 1	45
9	Curvas de Desmagnetização de Amostras representativas do Afloramento 2	47
10	Curvas de Desmagnetização de Amostras representativas do Afloramento 3	48
11	Curvas de Desmagnetização de Amostras representativas do Afloramento 4	51
12	Curvas de Desmagnetização de Amostras representativas do Afloramento 5	52
13	Curvas de Desmagnetização de Amostras representativas do Afloramento 6. a) PF 114, PF 116 b) PF 117, 118, 119	54
14	Curvas de Desmagnetização de Amostras representativas do Afloramento 6. a) PF 121, PF 123, b) PF 124, PF 126, PF 128; c) PF 129, PF 130, d) PF 132, PF 134	56
15	Curvas de Desmagnetização de Amostras representativas do Afloramento 6. PF 136, PF 137, PF 138	60

16	Direções Médias das Magnetizações Remanentes Naturais encontradas após os Tratamentos	66
17	Variação na direção de Magnetização do espécime MN24B1 durante o tratamento misto. a) Segundo a Projeção Estereográfica; b) segundo os diagramas vetoriais de Zijderveld	67
18	Variação na direção de Magnetização da amostra MN22 segundo os diagramas vetoriais de Zijderveld. a) MN 22D1; b) MN 22C1	68
19	Variação na direção de magnetização da amostra MN22 segundo a projeção estereográfica. a) MN 22 C1; b) MN 22D1	70
21	Variação na Direção de Magnetização de Espécimes representativos do Afloramento 2. a) Diagramas Vetoriais de MN 25D1, MN 26A1 e MN 27D1; b) Estereogramas de MN 25D1, MN 26 A1, MN 27D1.	72
22	Variação na Direção de Magnetização de Espécimes representativos do Afloramento 3; a) Diagramas Vetoriais de MN 28D1, MN 29B1 e MN 30A1; b) Estereograma de MN 28D1	76
23	Variação na Direção de Magnetização de Espécimes representativos do Afloramento 4, de acordo com o Método de Zijderveld; a) PF 79D1, D2, A1; b) PF 80D1; c) PF 81B1; d) PF 83A1, B1	78
24	Exemplos de espécimes que indicaram a Magnetização <u>A</u> após o tratamento (em Estereogramas). a) e b) Espécimes de polaridade normal; c) espécimes de polaridade reversa	82
25	Exemplos de Espécimes representativos do Afloramento 5. a) Diagramas Vetoriais e Estereogramas de PF 84A1, B1 e D1; b) Diagramas Vetoriais de PF 85 A1 e A2; c) Diagramas Vetoriais de PF 86A2, 87A1, 87C1	85
26	Exemplos de espécimes que indicaram a Magnetização <u>A</u> (em Diagramas Vetoriais). a) PF 114, 116, 117, 136, 137, 138; b) PF 136 (em estereograma)	91

27	Exemplos de Espécimes que não indicaram claramente a direção de Magnetização. a) Diagramas Vetoriais de 118A, 119 C2, 120 A1, C1; b) Estereograma de 118 B.	97
28	Exemplos de Espécimes Cúbicos que não indicaram claramente a Magnetização A. a) Diagramas Vetoriais de 21B, 123 B, 124 B, 126 A, 128B, 129 C1; b) Estereogramas de 121 B, 124 B, 128 B; c) Estereograma de 129 A.	101
29	Exemplos de Espécimes que apresentaram Magnetização Viscosa. a) Diagramas Vetoriais de 130 C1, 132C1, 132 A, 133 A, 134 B	105
30	a) Exemplos de espécimes que indicaram a magnetização A. Entretanto pela ortogonal a direção foi definida entre 400-600°C; c) Comparação entre espécimes onde foram aplicados muitos passos de lavagem (116 C1, D1) e poucos passos de lavagem (116 A1, B1)	114
31	Direções normais e reversas antiparalelas de espécimes que indicaram a magnetização A	117.
32	Direções médias por amostras estudadas. a) antes do tratamento; b) após o tratamento	118
33	Geometria para o cálculo das posições polares...	125
34	Polos Geomagnéticos virtuais da Formação Longã..	129
35	Curva de Deriva Polar aparente de Hailwood (1974)	133

TABELAS

1	Sumário das Seções Amostradas da Formação Longã	22
2	Valores de Intensidade Magnética Inicial (Jo) de amostras da Formação Longã	49
3	Resultados Paleomagnéticos por Nível	119
4	Polos Paleomagnéticos Permo-Carboníferos do Gondwana	131
5	Polos Paleomagnéticos Devonianos do Gondwana...	132

RESUMO

Considerando que o número de dados paleomagnéticos para o Paleozóico Superior, principalmente Devoniano da América do Sul, é ainda insuficiente não permitindo que uma Curva de Deriva Polar confiável possa ser construída, foram amostrados 43 níveis estratigráficos da Formação Longã, os quais foram estudados paleomagneticamente com o propósito de contribuir para que uma Curva mais confiável possa ser construída.

A amostragem foi feita segundo o método dos blocos ao longo dos perfis Teresina, Barras, Batalha, na rodovia PI-13 e Floriano, Nazarê do Piauí, Oeiras nas rodovias PI-24 e BR-230, no estado do Piauí.

Os tratamentos foram iniciados no laboratório de Paleomagnetismo do IAG-USP e complementados no do NCGG-UFPa. Utilizou-se as técnicas de desmagnetização progressiva por campos alternados até 700 oe e/ou temperaturas até 670-700°C. A interpretação dos resultados foi feita por meio dos diagramas vetoriais de Zijderveld, pelas curvas J-T/C de variação da intensidade magnética com os campos ou temperaturas, e pelos gráficos de variação na direção do vetor magnetização. Os cálculos de direção média e polos foram feitos segundo a Estatística de Fisher (1953).

Foram identificadas 4 direções de magnetização remanente:

1. Uma secundária de origem química (CRM) e polaridade reversa, cujo mineral responsável é a hematita produzida provavelmente por alteração deutérica a partir da magnetita. Esta magnetização (identificada pela letra B) quando datada paleomagneticamente (coordenadas do polo 80°S, 3°E, $A_{95} = 13.6^\circ$) indicou idade correspondente ao intervalo Carbonífero-Permiano.

2. Uma componente isotérmica (IRM) dura de espectro totalmente superposto à magnetização inicial que não foi afetada por nenhum dos tratamentos. Esta magnetização foi denominada D e apresentou direção muito estável em torno do ponto de declinação = 234.23° e inclinação = 41.94°.

3. Um grupo de direções de magnetização de origem visco

sa (VRM) moles, identificados pela letra C, cuja direção média é dada por: declinação = 15° e inclinação = -20° . Foram removidas a temperatura entre $300 - 600^{\circ}\text{C}$.

4. Finalmente uma magnetização principal, de polaridade normal, denominada A, provavelmente de origem detritica (DRM) cujo correspondente polo paleomagnético (de coordenadas: 48°S , 331.7°E ; $A_{95} = 9.9^{\circ}$) mostrou-se compatível com a idade da Formação (Devoniano Superior). Esta magnetização foi considerada inicial.

Os polos paleomagnéticos correspondentes às magnetizações A e B, juntamente com outros da América do Sul, foram rotacionados para a África segundo a configuração pré-deriva de Smith e Hallam (1970) e comparados a polos Africanos e Australianos de mesma idade, mostrando-se coerentes. Suas polaridades também estão em acordo com as escalas magnetoestratigráficas publicadas por Irving e Pullaiah (1976) e Khramov e Rodionov (1981).

ABSTRACT

Palaeomagnetic data for the upper Palaeozoic and, in particular, the Devonian of South America are still very limited and therefore polar wandering curves cannot be established. We investigated the paleomagnetism of 43 stratigraphic horizons of the Upper Devonian Longā Formation. The results should make a contribution towards a better definition of that curve.

Sampling was done according to the block method in profiles on highway PI-13 between Teresina, Barras and Batalha, and on highways PI-24 and BR-230 between Floriano, Nazarē do Piauí and Oeiras, all in the state of Piauí.

Investigations were carried out at the "Laboratório de Paleomagnetismo" of the University of São Paulo and completed at the laboratory of the NCGG of the Federal University of Pará.

In this study, we employed the technique of progressive demagnetization by alternate fields up to 7000e and/or temperatures up to 670-700°C.

Interpretation of the data was done using vector diagrams of Zijderveld, curves type J-T/C of variation of magnetic intensity with variations of temperature or magnetic field and also by graphs of variation of the direction of the vectors of magnetization. Calculations of mean direction and poles were done following the statistical method of Fisher.

Four directions of remanent magnetization were identified:

1. A secondary magnetization of chemical origin (CRM) and reverse polarity due to formation of hematite probably by deuteritic alteration after magnetite. This magnetization (identified as B) shows palaeomagnetic Carboniferous - Permian age with pole coordinates: 80°S , 3°E ; $A_{95} = 13.6^{\circ}$.

2. A hard isotherm component (IRM) with spectre totally superimposed on the initial magnetization which was not affected by the treatment of the samples. This magnetization (identified as D) shows an almost constant direction around declination point 234.23° and inclination 41.94° .

3. A group of directions of soft magnetization of viscous origin (VRM), identified as C, with mean direction: declination = 15° and inclination = -20° . These were removed at temperatures between 300 and 600°C .

4. The principal magnetization, of normal polarity, identified as A, is probably of detrital origin (DRM). Its palaeomagnetic pole coordinates: 48°S , 331°E ; $A_{95} = 9.9^{\circ}$ is consistent with the Upper Devonian age of the Formation. This magnetization is believed to be the original one.

The palaeomagnetic poles relative to magnetizations A and B as well as other poles for South America were rotated to Africa following, the pre-drift configuration of Smith and Hallam (1970) and there is agreement when compared to the African and Australian poles of the same age.

The measured polarities are consistent with the magnetostratigraphic scales of Irving and Pullaiah (1976) and Khramov and Rodionov (1981).

1 INTRODUÇÃO

Cerca de 200 espécimes retirados de 43 níveis estratigráficos de rochas sedimentares da Formação Longã foram estudados paleomagneticamente. Esses sedimentos constituem uma fácies especial do período de ambiente de marê em estágio regressivo do final do Devoniano.

O intuito fundamental desse estudo foi determinar um pólo paleomagnético objetivando contribuir para a construção de uma Curva de Deriva Polar Paleozóica da América do Sul, visto que para o Devoniano os dados são escassos e pouco confiáveis.

Para isso, foram estudadas as magnetizações remanentes naturais das rochas. Nesses estudos parte-se da premissa de que a rocha quando se forma registra uma direção paralela aquela do Campo Magnético da Terra-CTM para a época de sua formação. A primeira magnetização adquirida chama-se primária, as demais são as secundárias. Há algumas décadas, os estudos paleomagnéticos preocupavam-se fundamentalmente com a magnetização primária, desprezando-se as vezes populações inteiras de dados, quando esta magnetização não podia ser isolada. Hoje em dia, sabe-se que o estudo das magnetizações secundárias é também importante, visto que, essas magnetizações podem fornecer valiosas informações sobre a história geológica da rocha, sobre algumas transições de fase ocorridas com os minerais magnéticos, e até mesmo sobre variações do Campo Magnético da Terra-CMT em épocas posteriores a formação da rocha.

O paleomagnetismo de rochas sedimentares em muito tem contribuído para a compreensão das variações de longo período do do Campo Magnético da Terra-CMT, pois através do estudo das magnetizações remanentes, pode-se hoje em dia estender a escala das observações até períodos da ordem de 10^9 anos.

Apesar dos problemas referentes a alinhamento imperfeito dos grãos magnéticos com o campo da Terra, os materiais sedimentares são os únicos capazes de fornecer um registro contínuo dessas variações. O estudo desses erros tem sido feito em laboratório, sob condições controladas, por muitos autores entre os quais Griffiths et alii (1960), Rees (1961), Verosub (1977),

Verosub e Ensley (1979), Barton et alii (1980) e Payne e Verosub (1982). Entretanto até o momento a compreensão desses erros em materiais naturais ainda não está muito clara, visto que as condições naturais são difíceis de serem reproduzidas em laboratório.

O trabalho iniciou-se pela coleta de blocos orientados, preparação de espécimes em tamanho adequado para medidas, aplicação dos processos de desmagnetização, medidas das magnetizações remanentes naturais e de suscetibilidade magnética. Para a interpretação dos resultados foram empregadas técnicas analíticas, nas quais utilizou-se curvas de variação da intensidade magnética com os campos ou temperaturas aplicados e curvas de variação na direção do vetor magnetização (em projeção estereográfica e em diagramas vetoriais de Zijderveld). Para a computação e precisão dos resultados foi empregada a estatística de Fisher, segundo a qual foram calculados polos geomagnéticos e paleomagnéticos para a Formação.

O principal problema com trabalhos dessa natureza, se refere ao grande tempo que se leva na execução das medidas, em virtude da fraca intensidade magnética das rochas. No caso da Formação Longã, um problema adicional surgiu com as amostras de folhelho, muito friáveis e intemperizadas, que trouxeram muitas dificuldades na preparação de seus espécimes.

2 MÉTODOS E MEDIDAS

2.1 Remanência Natural de Rochas

2.1.1 Princípios Básicos

A - O Caráter Quântico do Magnetismo

O comportamento magnético de um material é regido pelo movimento orbital eletrônico e pelo spin - uma propriedade intrínseca do elétron, sem análoga clássica, ou em outros termos, pelos momentos magnéticos a eles associados. Os momentos magnéticos (orbital e de spin) são os responsáveis pelas propriedades magnéticas dos materiais, o que atribui ao magnetismo um caráter essencialmente quântico.

É oportuno notar que os núcleos (protons e neutrons) também possuem momento magnético porém, sua contribuição as propriedades macroscópicas é muito pequena, uma vez que o momento magnético de spin nuclear é menor (por um fator de várias centenas) que o momento magnético de spin eletrônico. Assim sendo, o comportamento magnético de um material é ditado pelo comportamento dos momentos magnéticos (orbital e de spin) dos seus elétrons e por suas interações, entre si e com campos magnéticos externos.

É de extrema importância notar que o momento magnético total, associado a qualquer material, é o resultado de dois efeitos antagônicos a saber: (a) tendência de campos externos ou internos ao material de alinhar momentos magnéticos; (b) tendência da agitação térmica em destruir esse alinhamento.

B - Classificação dos Materiais

Os vários tipos de magnetismo podem ser classificados de acordo com sua origem microscópica como: diamagnetismo, paramagnetismo, ferromagnetismo, ferrimagnetismo e antiferromagnetismo. As características de cada classe são:

(a) Os materiais *diamagnéticos* são os que tem a resposta magnética (caracterizada pela magnetização $\vec{J}$ ou pela suscetibilidade magnética χ) mais fraca de um sistema. A origem do diamagnetismo provém da precessão do momento magnético orbital $\vec{M}$ dos elétrons, provocada pelo campo externo aplicado. Classicamente a reação ao campo magnético é análoga a da lei de Lenz (Kittel, 1967) de acordo com a qual uma variação de campo magnético implica em uma corrente induzida que tende a se opor a tal variação. O dia

magnetismo é um efeito que ocorre em qualquer material mas é muito fraco, ficando mascarado pelo paramagnetismo ou ferromagnetismo.

(b) Os materiais *paramagnéticos* têm momentos magnéticos permanentes que interagem fracamente uns com os outros. Na ausência de um campo externo, os momentos magnéticos estão orientados caoticamente, devido a agitação térmica. Com a aplicação de um campo magnético externo, a orientação média dos momentos é tal que aparece uma magnetização resultante no sentido do campo. A medida que o campo aumenta, a energia de interação dos momentos com o campo prepondera sobre a energia térmica (que tende a desordenar os momentos) e, em consequência a ordem no sistema aumenta. A medida que a temperatura aumenta, diminui a magnetização (ou a suscetibilidade) porque a agitação térmica aumenta.

(c) Os materiais *ferromagnéticos* têm, tal como os paramagnéticos, momentos magnéticos permanentes. Entretanto, é muito intensa a interação entre os momentos magnéticos. Como consequência, a baixas temperaturas existe uma magnetização não nula, mesmo sem campo externo aplicado. Esta magnetização espontânea diminui a medida que a temperatura aumenta, já que a ordem é destruída pela agitação térmica;

(d) Os materiais *ferrimagnéticos e antiferromagnéticos* são tais que existe uma forte interação entre momentos magnéticos vizinhos, de forma que vizinhos próximos tendem a ficar antiparalelos. Na situação mais simples de ordem ferrimagnética, existem dois íons magnéticos diferentes, resultando uma magnetização espontânea do material.

C - Grandezas Macroscópicas Fundamentais

Qualquer amostra magnetizada é caracterizada pelo momento magnético por unidade de volume, $\vec{J}$ - a magnetização. Se esta magnetização é provocada por um campo magnético externo e desaparece quando o campo é removido é dita *induzida*. Se ela permanece após a retirada do campo, é dita *remanente*. O vetor $\vec{J}$ é paralelo ao campo externo que o provoca no caso do para e do ferromagnetismo e antiparalelo no diamagnetismo. A indução magnética $\vec{B}_0$ devida a magnetização da amostra, é

muito pequena relativamente ao campo externo, quando há paramagnetismo ou diamagnetismo, e muito grande no ferromagnetismo. A indução magnética total $\vec{B}$ é:

$$\vec{B}_t = \vec{B}_0 + \mu_0 \vec{J} \quad (1)$$

É conveniente separar o campo magnético externo daquele que é pertencente a amostra. Define-se o vetor $\vec{H}$ (intensidade de campo magnético) como:

$$\vec{H} = \frac{\vec{B}}{\mu_0} - \vec{J} \quad (2)$$

Portanto:

$$\vec{B} = \mu_0 \vec{H} + \mu_0 \vec{J} \quad (3)$$

Para materiais paramagnéticos e diamagnéticos, a magnetização $\vec{J}$ é proporcional ao campo magnético H , ou seja:

$$\vec{J} = \chi \vec{H} \quad (4)$$

onde a constante de proporcionalidade χ , denomina-se suscetibilidade magnética. Como $\vec{J}$ e $\vec{H}$ tem as mesmas dimensões, a suscetibilidade é adimensional, sendo muito menor que a unidade, conforme se vê na tabela abaixo, com alguns valores típicos.

Material	$\chi \times 10^{-5}$
Alumínio	2.3
Cobre	-0.98
Prata	-2.6
Diamante	-2.2

Quando $\vec{J}$ é proporcional a $\vec{H}$, $\vec{B}$ também o é.

Efetivamente temos:

$$\vec{B} = \mu_0 \vec{H} + \mu_0 \chi \vec{H}$$

$$\vec{B} = \mu_0 (1 + \chi) \vec{H}$$

$$\text{ou, } \vec{B} = \mu \vec{H} \quad (5)$$

$$\text{onde } \mu = \mu_0 (1 + \chi) \quad (6)$$

que é a *permeabilidade* do material.

2.1.2 Magnetizações Remanentes de Rochas Sedimentares

A - Magnetização Remanente Detrítica

Uma amostra de rocha contém diversas magnetizações naturais, as quais diferem em estabilidade e direção. A resultante dessas componentes obtida por simples medida é a magnetização Remanente Natural ou NRM.

Uma rocha sedimentar quando se forma é constituída por partículas magnéticas oriundas de rochas pré-existentes que estatisticamente se orientam na direção do campo ambiente. Tais partículas magnéticas são constituídas principalmente de:

- óxidos de ferro derivados somente mecanicamente (detritos) da rocha matriz;
- óxidos de ferro derivados mecanicamente e hidróxidos fêrricos (ou seus derivados) precipitados quimicamente;
- óxidos de ferro precipitados somente quimicamente.

Em rochas sedimentares, cuja magnetização remanente é de vida grande ou inteiramente a óxidos ferrimagnéticos de origem detrítica, a instabilidade magnética é grande. E naquelas, cujas partículas magnéticas são de origem detrítica e de precipitados químicos a instabilidade poderá diminuir pois a magnetização é função dos dois tipos de partículas.

A orientação dessas partículas está diretamente associada

às condições ambientais em que houve a deposição. Portanto existem influências aleatórias e sistemáticas que causam pequenos desvios na orientação de seus eixos, os quais são chamados "erros de inclinação", "erros de acamamento", e "erro devido ao fluxo de água". A magnetização assim adquirida é chamada Remanente Detrítica, Depositional ou DRM (Nagata, 1953). Esta magnetização segundo Verosub (1977) é um fenômeno muito complexo que envolve efeitos deposicionais e pós-deposicionais causados por interações na interface sedimento-água. Este autor considera que a DRM pode ser Depositional ou Pós-deposicional.

Esta magnetização tem sido extensivamente estudada por diversos autores, tanto em sedimentos depositados em laboratório como naqueles de origem natural.

Modelos teóricos aproximados para o estudo dos processos de aquisição da DRM em sedimentos são mostrados em Nagata (1953) e Stacey e Banerjee (1974). Neles foram discutidos influências causadas pela intensidade magnética dos grãos, volume do grão, altura da coluna de água, fluxo de água, intensidade de campo aplicado e alguns parâmetros físicos presentes durante a experiência, como densidade dos materiais, pressão, temperatura e aceleração da gravidade.

Dessas experiências concluiu-se que a direção horizontal (declinação) de polarização magnética de depósitos artificiais, coincide com a força magnética horizontal, porém a inclinação é usualmente menor (erro de inclinação) que aquela do campo aplicado, sendo dependente de sua intensidade.

Outros erros como o de "acamamento" causado por deposição em superfícies inclinadas e pelo efeito do fluxo de água foram examinados por King (1955), Griffiths et al (1960) e Ress (1961). Este último autor em seus estudos sobre o efeito de correntes de água, mostrou que tal efeito pode ser irrelevante, uma vez que grãos individuais atingem o equilíbrio de rotação devido a compensação entre os torques magnético e viscoso em presença do gradiente de velocidade da água.

Como a DRM pós-deposicional provavelmente é o processo dominante na magnetização de alguns sedimentos, muita atenção deve ser dada para a forma pela qual o sedimento pode ser magnetizado ou remagnetizado subsequentemente a deposição.

Problemas como o de bioturbação (Verosub, 1977) que ocorrem durante os processos de DRM deposicional em sedimentos de mares profundos foram estudados por Keen (1963) o qual postulou que tais processos podem destruir uma magnetização deposicional. E Opdyke (1972) mostrou que se há coerência de direção entre as mostras de sedimentos bioturbados então a DRM é pós-deposicional. E Verosub (1977) concluiu que devido a bioturbação alguns sedimentos de mares profundos quando remagnetizados subsequentemente a deposição, a magnetização adquirida é pós-deposicional e não apresenta erro na inclinação magnética. Na literatura este erro aparece principalmente em sedimentos artificiais.

Outro problema também importante nesses processos é aquele referente ao teor de água no sedimento durante a compactação. O conteúdo crítico da água tem sido observado em diversas experiências de laboratório e é função do ambiente onde cada sedimento é formado. Se o conteúdo de água estiver abaixo do valor crítico para um determinado sedimento, as partículas magnéticas não terão liberdade para sofrerem rotações e a magnetização será preservada. A DRM é dita deposicional. Se por outro lado o conteúdo estiver acima do valor crítico, subsequentemente a deposição, pode ocorrer remagnetização e a DRM é dita pós-deposicional, neste caso há ausência do erro de inclinação (Verosub, 1977). Estudos experimentais a este respeito com materiais argilosos foram também feitos por Khramov em 1968, o qual tendo aumentado o campo aplicado depois que a sedimentação havia se completado, concluiu que houve aumento na intensidade de magnetização para amostras cujo conteúdo de água era de 70% e para aquelas de apenas 30% não ocorreu nenhum efeito.

Payne e Verosub (1982) em seus estudos experimentais com uma variedade de sedimentos naturais de diferentes ambientes, mostraram que não só o conteúdo crítico da água é importante para a aquisição de uma magnetização pós-deposicional, como também o teor de areia é um parâmetro fundamental. Rochas suficientemente molhadas com mais de 60% de areia poderão adquirir uma magnetização remanente detritica pós-deposicional, indicando assim que grande parte do magnetismo remanente detritico encontrado nas rochas naturais é pós-deposicional.

Assim, como estes efeitos e o seu relacionamento são de

grande relevância ao estudo do campo magnético da Terra através de rochas sedimentares, é necessário uma perfeita compreensão dos processos pelos quais a DRM destes materiais é adquirida.

B - Magnetização Remanente Química

Por outro lado os processos acima descritos são frequentemente acompanhados de transformações químicas, que ocorrem durante a consolidação e compactação, nas quais minerais magnéticos transformam-se em outros, permitindo que a rocha adquira um outro tipo de magnetismo primário, chamado Magnetização Remanente Química ou CRM. Este magnetismo também ocorre durante aquecimento moderado devido a soterramento ou esforços tectônicos ocorridos posteriormente a formação da rocha e neste caso a CRM é dita secundária.

Como os sedimentos possuem detritos de magnetita provenientes do intemperismo de rochas ígneas, em condições adequadas estes podem oxidar-se em hematita. A hematita é formada quimicamente a baixas temperaturas no campo da Terra e se o tamanho do grão for suficientemente pequeno a magnetização adquirida é do tipo Química. Um exemplo deste caso é encontrado em arenitos vermelhos, nos quais a hematita presente parece ter sido formada por oxidação da magnetita depositada originalmente por meio de óxidos hidratados. Segundo Hedley (1968) a coloração vermelha destes arenitos é devida à presença de oxihidróxidos de ferro e sua subsequente desidratação para óxido de ferro. Assim a hematita que é comum em sedimentos, normalmente não tem uma origem detritica, sendo produzida quimicamente in situ. Segundo Hedley (1968), a remanência portada pela hematita de grãos finos na forma $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ é muito estável sendo de grande significado na magnetização do cimento vermelho desses arenitos e portanto de grande relevância em estudos paleomagnéticos.

Em laboratório, a CRM também pode ocorrer pela redução da hematita para a magnetita, durante tratamento térmico se não forem tomadas as devidas precauções (Shive e Diehl, 1977). É em geral uma magnetização muito estável do tipo PTRM (Magnetização Termoremanente Parcial) que ocorre principalmente em rochas ígneas.

Aspectos teóricos sobre os processos de aquisição e estabilidade da CRM foram apresentados por Stacey e Banerjee (1974) e Néel (1955).

Estudos sobre os mecanismos de oxidação a baixas temperatura, redução, reordenação iônica e transformações mineralógicas em materiais sintéticos e naturais são encontrados em Haigh (1958), Kobayashi (1959), O'Reilly e Banerjee (1967), Johnson e Merril (1972), Kent e Lowrie (1974), O'Donovan e O'Reilly (1977), Shive e Diehl (1977)

C - Magnetização Remanente Viscosa

Em função dos processos de transformações mineralógicas, químicas, físicas etc, ocorre outro tipo de magnetismos - o viscoso. A Magnetização Remanente Viscosa ou VRM resulta de alterações com o tempo de componentes de baixa força coercitiva da NRM, em presença de campos externos. Tais componentes segundo Thellier (1938) e Nagata (1961) variam linearmente com o logaritmo do tempo de acordo com a equação

$$\Delta J = S \log t + \text{constante} \quad (7)$$

onde S é o coeficiente de viscosidade magnética e t é o tempo.

Dependendo dos processos de aquisição, estes tipos de magnetizações secundárias, podem algumas vezes dar à NRM um caráter de instabilidade, porém em outros casos, elas são bastante estáveis a ponto de resistirem a campos alterados da ordem de 400 oe. Podem ser adquiridas pelas rochas tanto "in situ" como em laboratório.

Kent e Lowrie (1974) estudando a instabilidade magnética de amostras sedimentares da parte central do Pacífico Norte, aliam esta instabilidade a componentes viscosas adquiridas no campo da Terra por períodos de tempo de algumas semanas até alguns milhares de anos. Mostraram também que tal viscosidade foi adquirida pelas rochas devido à oxidação da magnetita a baixas temperaturas no tempo da deposição.

Algumas características de Magnetizações Viscosas adquiridas em laboratório por rochas sedimentares vermelhas e argilosas foram estudadas por Biquand (1979). Ele mostrou que a intensidade magnética em ambos os grupos era menor que a intensidade da NRM. E que a resistência da VRM ao tratamento por campos alternados é muito maior nas rochas vermelhas que nas argilas, pois nas primeiras a VRM adquirida em diversos dias ou semanas foi des

truída por um campo médio de algumas centenas de oersted. Já nas argilas este campo foi em torno de 50 oersted. Tal diferença é causada por diferentes minerais magnéticos portadores das magnetizações. A hematita no caso das rochas vermelhas com campo coercitivo alto e as titanomagnetitas no caso das argilas com coercitividade moderada.

Formalismo teórico desta magnetização pode ser encontrado em Nagata (1961) e Stacey e Banerjee (1974).

Na natureza podem ocorrer também associações entre os principais tipos de remanências magnéticas naturais. Por exemplo, durante um soerguimento ou subsidência de uma vasta sequência sedimentar, as rochas são levantadas e aquecidas, o que gera um magnetismo remanente viscoso, chamado Termoviscoso. Assim a remanência natural dos minerais secundários resultantes destas alterações é produzida por processos de combinação entre as diversas remanências.

Apesar da complexidade das Magnetizações Remanentes Naturais os conceitos de "magnetização primária" e "magnetização secundária" são largamente usados; o primeiro com um significado paleomagneticamente favorável e o segundo desfavorável. Porém a evolução do Paleomagnetismo veio demonstrar que as magnetizações secundárias podem ser importantes para fornecer informações de grande valia sobre a evolução tectônica de uma parte da litosfera.

Em paleomagnetismo é necessário separar as diferentes magnetizações presentes nas amostras, ou provar que sua NRM tem uma única componente. Na prática esta separação se faz pela remoção de parcelas da NRM sob a ação de campos magnéticos alternados e/ou tratamentos térmicos ou químicos. Entretanto muita atenção deve ser dada ao problema da separação das diferentes componentes, uma vez que este é o objetivo de toda análise física das remanências naturais.

2.2 O Trabalho de Campo

2.2.1 Metodologia para Amostragem

Em investigações paleomagnéticas é necessário coletar a mostrar orientadas "in situ" a partir de rochas sedimentares a

florantes, fluxos de lavas, ou intrusões que tenham sido reconhecidas como unidades litológicas em estudos geológicos. Estas amostras devem ser retiradas de um ou mais locais de exposição da unidade chamados afloramentos.

Em rochas sedimentares uma espessura considerável de sedimentos pode representar diversos sítios de uma mesma localidade pela amostragem de diferentes horizontes estratigráficos. Assim o número desses horizontes ou níveis é de fundamental importância na amostragem de sedimentos. Entretanto existem casos onde não é possível amostrar diferentes horizontes e o afloramento passa a constituir um sítio de amostragem.

A amostragem pode ser feita através de duas técnicas bem conhecidas em estudos paleomagnéticos. Uma é aquela que utiliza uma perfuradora manual e retira "cilindros longos". A outra coleta blocos de rocha chamados "amostras de mão". Ambas apresentam vantagens e desvantagens, sendo que a primeira reduz grandemente os erros de orientação (figura 1a e b).

A coleta que utiliza a perfuradora portátil extrai cilindros de 10 a 15 cm de comprimento por 2,5 cm de diâmetro. Sua grande vantagem reside na orientação, pois as marcas de referência não precisam ser transferidas, uma vez que são feitas na amostra cilíndrica, antes de sua separação da rocha matriz. Exemplos de tais equipamentos foram inicialmente descritos por Graham e Keiller em 1960 e, posteriormente por Doell e Cox em 1967.

Quanto ao método de coleta por blocos, sua maior vantagem está na possibilidade de amostrar rochas sedimentares frágeis, como folhelhos, arenitos e materiais argilosos, que não possam ser retirados por perfuração, em virtude do sistema de refrigeração da broca ser feito com água. Tais amostras quando em contato com a água e sob a pressão da broca, transformam-se em material pastoso perdendo totalmente sua forma, não podendo portanto, ser utilizadas para estudos paleomagnéticos. No caso do nordeste do Brasil por exemplo, o método dos blocos foi muito útil, pois o material aflorante encontrado nas margens de rios temporários em muitos casos, era frágil e intemperizado. Nestes casos a coleta se fez ao longo de paredes, onde os horizontes estratigráficos estavam facilmente distinguíveis.

Em geral a amostragem é feita retirando-se de cada afloramento, três ou mais blocos de aproximadamente $15 \times 10 \times 10 \text{ cm}^3$ de vo

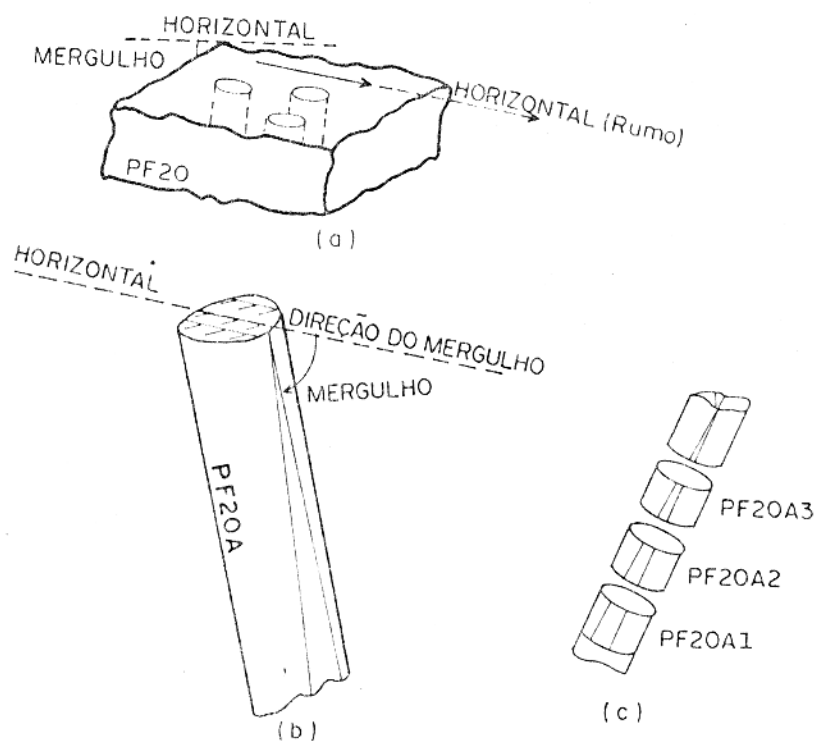


FIG. 1 - Descrição da Amostragem e da Preparação de Cilindros e Espécimes (Modificada a partir de Tarling, 1971).

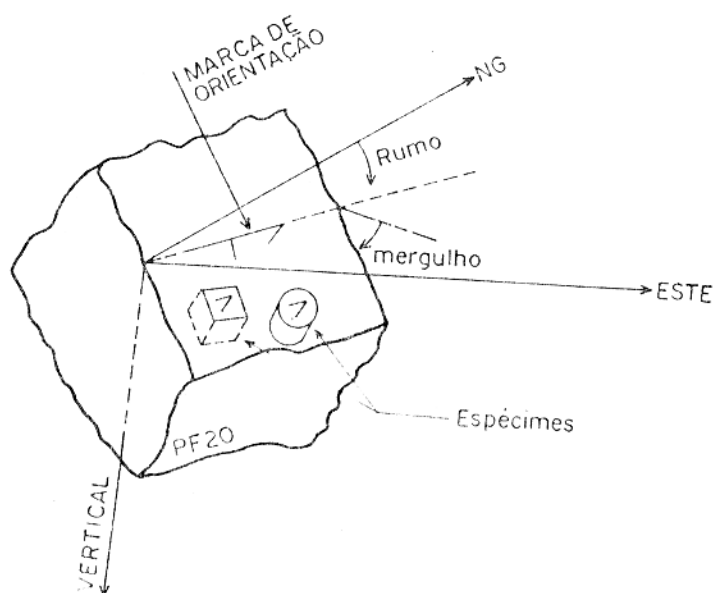


FIG. 2 - Orientação de Amostras de Mão.

lume pertencentes a diferentes níveis ou não, dos quais são extraídos em laboratório dois ou três cilindros de 2,5 cm de diâmetro (figura 1a). De cada cilindro são cortados 2 ou 3 espêcimes de 2,5 cm de altura, os quais perfazem um total de 4 a 9 cilindros por amostra no tamanho padrão, adequado para as medidas (figura 1c).

No caso de rochas frágeis, que não podem ser perfuradas, são cortados cubos de volume equivalente aos cilindros padronizados. Neste caso são utilizadas serras manuais e os cuidados tornam-se muito maiores para que não se cometam erros no posicionamento da amostra durante o corte dos cubos. As amostras que necessitaram deste tipo de corte, foram horizontalizadas cuidadosamente com nível de bolha em caixas de madeira contendo gesso, para que os cubos pudessem então ser cortados. Muito cuidado também deve ser tomado com o material das serras para que a rocha não seja contaminada, pois estas possuem geralmente fraca intensidade magnética, podendo facilmente ser alteradas.

2.2.2 Orientação de Amostras e Espécimes

Grande exatidão na orientação é requerida em trabalhos paleomagnéticos, pois erros de poucos graus poderão levar a outros de algumas dezenas de graus no resultado final.

A precisão na orientação através da perfuradora portátil é bastante boa, e da ordem de $1-2^{\circ}$, portanto melhor que na amostagem por blocos que atinge cerca de $2-3^{\circ}$. Entretanto, em rochas sedimentares tal erro é irrelevante em muitos casos, pois a dispersão das direções de magnetização é consideravelmente grande.

A orientação de amostras no campo pelo método dos blocos é feita com auxílio de uma bússola magnética dotada de um clinômetro e de uma bússola solar. Uma superfície plana do bloco escolhido deve ser selecionada, e nela traçada uma linha horizontal, orientada da esquerda para a direita (marca fiducial). Utiliza-se para isso um plano dotado de dois níveis de bolha, posicionado na horizontal. A orientação desta linha é definida em termos do mergulho e da direção da inclinação máxima relativa ao norte geográfico (figura 2).

A direção pode ser determinada por diversos métodos. A bússola magnética é um deles e apesar da possibilidade do erro sistemático, particularmente em rochas ígneas, onde distorções do campo magnético são muito comuns, ela é muito usada. Entretanto a bússola solar é a de maior exatidão. Ela consiste de uma plataforma horizontal dotada de dois níveis de bolha e de um pino vertical colocado no centro de um círculo graduado. O ângulo da sombra do pino é anotado relativamente a marca fiducial e, o tempo, hora e local são registrados para subsequente cálculo da orientação. Desta forma esse método é o mais adequado para rochas ígneas, devendo a bússola magnética ser usada apenas como um complemento para indicar a presença de possíveis magnetizações Isotérmicas, que por acaso tenham ocorrido na rocha devido a descargas elétricas. No caso de rochas sedimentares é suficiente o uso da bússola magnética para medidas tanto de mergulho como de inclinação.

2.2.3 Descrição da Amostragem e da Preparação dos Sedimentos Longã

Com o objetivo de dar uma contribuição para a Curva de Deriva Polar aparente do Paleozóico da América do Sul, foram amostradas as formações sedimentares Longã, Poti e Piauí da Bacia do Parnaíba. Tais formações sendo de períodos geológicos subsequentes fornecerão polos paleomagnéticos do Devoniano Superior, Carbonífero Inferior e Carbonífero Superior respectivamente. Dessas três formações somente a Formação Longã será tratada neste trabalho.

Foram feitas duas viagens ao campo, uma em julho de 1977 e outra em janeiro de 1979. Em ambas as viagens a amostragem foi feita pelo método dos blocos.

Na primeira viagem a Formação Longã foi amostrada em afloramentos ao longo da Rodovia PI-13, próximo as cidades Barras e Batalha, no estado do Piauí. Os blocos orientados em número de 9, foram denominados MN e numerados de 22 a 30. Nesta região o material aflorante é constituído basicamente de arenitos cremes

e avermelhados e siltitos argilosos. Os blocos de diferentes níveis estão distribuídos em três afloramentos de 1 a 3 (figura 3). MN 22, 23 e 24 pertencem ao afloramento nº 1; 25, 26 e 27 ao afloramento nº 2 e 28, 29 e 30^{oo} de nº 3 (Tabela 1).

Na segunda viagem foram amostradas áreas localizadas nas proximidades das cidades Floriano, Nazaré do Piauí e Oeiras, também no estado do Piauí. Os blocos de rocha em número de 34 foram designados por PF.

Nesta região, o material coletado é constituído por siltitos argilosos e folhelhos cinza-arroxeados. Intercalam-se também arenitos cremes e avermelhados. Estão distribuídos em afloramentos numerados de 4 a 6.

As amostras de mão, numeradas de 79 a 83 pertencem ao afloramento nº 4, localizado as margens da rodovia PI-24, sentido Oeiras-Várzea Grande. Neste afloramento os horizontes estratigráficos estavam quase paralelos e as amostras foram coletadas em diferentes níveis de cima para baixo, estando a amostra 79 no nível mais alto e a 83 no mais baixo. As amostras 79, 81, 82 e 83 localizam-se do lado direito da estrada e a de número 80 no lado esquerdo.

Os blocos numerados de 84 a 87 foram retirados do afloramento de número 5, localizado também na rodovia PI-24, um pouco mais adiante do anterior. Quanto a posição relativa, todas foram coletadas em diferentes níveis estando a 86 no mais alto e 85 no mais baixo. Os blocos 84 e 87 estão em níveis próximos, distando de aproximadamente 40 cm do nível da 85.

Finalmente, o último afloramento desta formação chamado de número 6, compreende as amostras 114 a 138. Localiza-se na BR-230 (trecho Nazaré do Piauí-Oeiras). O pacote sedimentar aflorante margeia o rio Salinas que naquela época estava sêco. Foram retirados blocos orientados distribuídos em diferentes níveis em uma espessura total de 30 m. Foi amostrado também o leito do Rio. A amostra 114 localiza-se no nível mais alto e a 138 no mais baixo.

Um sumário das seções amostradas é apresentado na tabela 1

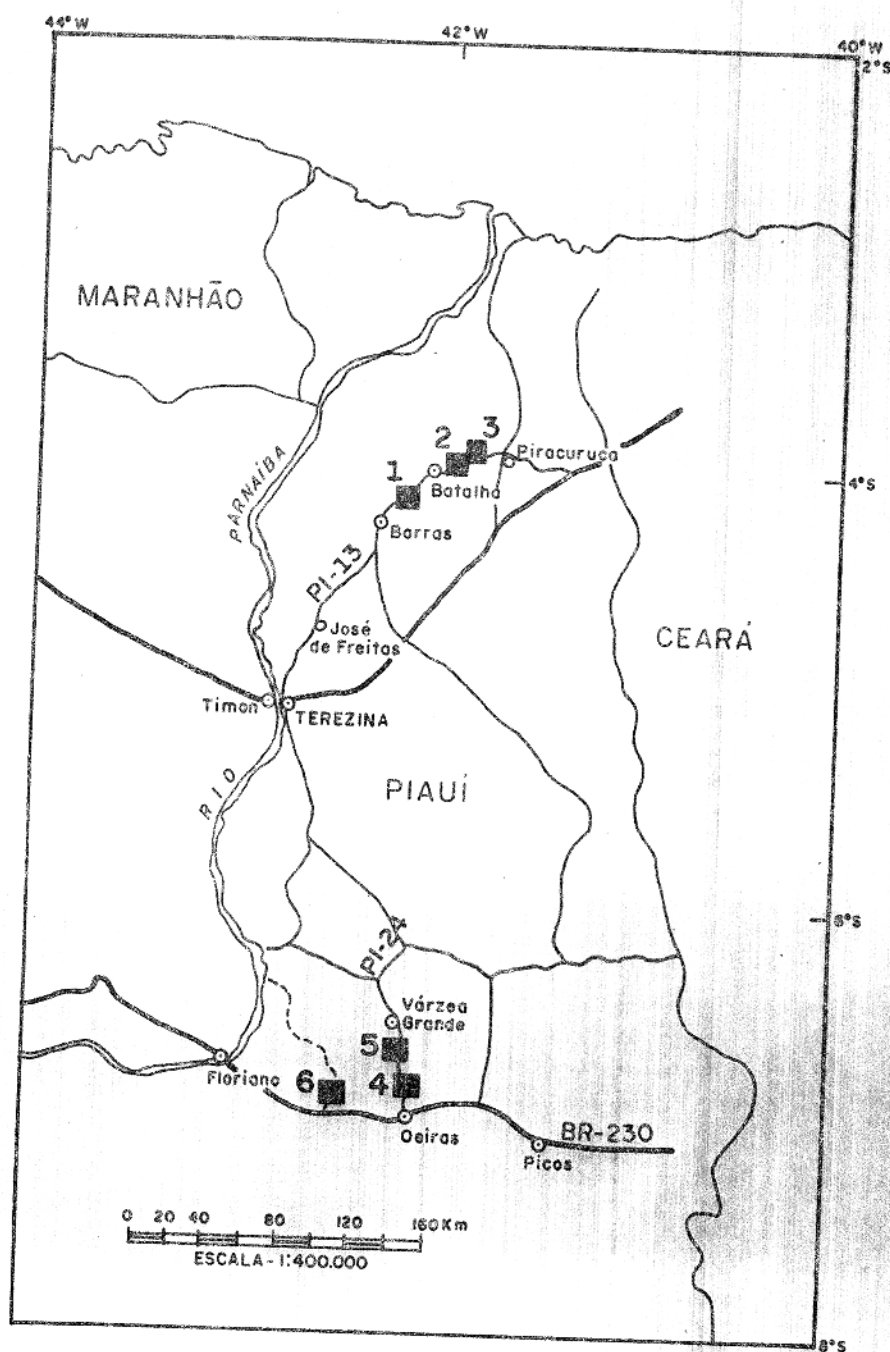


FIG. 3 - Mapa de localização dos afloramentos Longã.

LOCAL DOS AFLORA- MENTOS	SÍTIOS
1	MN22/24
2	MN25/27
3	MN28/30
4	PF79/83
5	PF84/87
6	PF114/137

LEGENDA

- CIDADES
- LIMITES INTERESTADUAIS
- RODOVIAS PRINCIPAIS
- RODOVIAS SECUNDÁRIAS
- RIOS PRINCIPAIS

TABELA 1 - Sumário das Seções Amostradas da Formação Longã

AFLO RAM.	LOCALIZAÇÃO	Nº DE BLOCOS O RIENTADOS	Nº DE NÍVEIS ou SÍTIOS	CÓDIGO/ Nº	LITOLOGIA	ESPESSURA (em metros)	LAT (°S)	LONG (°W)
1	Rodovia PI-13 - entre Bar- ras e Batalha	3	3	MN 22 a 24	arenitos cremes e avermelhados e siltitos argilosos	não anotada	4.2	42.2
2	Rodovia PI-13 - próximo a Batalha	3	3	MN 25 a 27		não anotada	4.1	42.0
3	Rodovia PI-13 - mais adi- ante do anterior	3	3	MN 28 a 30		não anotada	3.9	42.1
4	Rodovia PI-24 - sentido Oeiras-Várzea Grande	5	5	PF 79 a 83	siltitos argilosos e folhe- lhos cinza arroxeados com intercalações de arenitos cremes e avermelhados.	não anotada	6.6	42.1
5	Rodovia PI-24 - mais adi- ante do anterior	4	4	PF 84 a 87		não anotada	6.5	42.2
6	BR-230 - trecho Nazarê- Oeiras, paredão do Rio Salinas	25	25	PF114 a 138		30.0	7.2	42.5
TOTAL 6		43	43					

e a localização dos afloramentos é apresentada na figura 3.

O número de espécimes estudados que totalizou 167, está distribuído por amostras de mão na tabela 3. Neste cálculo não foram consideradas as amostras ou espécimes quebradas durante o corte.

2.3 O Trabalho de Laboratório

2.3.1 Sistemas de Medidas

A necessidade de determinação do magnetismo de rochas, tem levado ao desenvolvimento de diversos tipos de magnetômetros. Inicialmente as medidas eram feitas com magnetômetros de simples deflexão. Entretanto devido a necessidade de aumentar a sensibilidade da leitura, foram desenvolvidos outros tipos de instrumentos dos quais o magnetômetro astático, o spinner e o criogênico são agora usados.

O princípio do magnetômetro astático foi proposto há cerca de 100 anos, entretanto sua forma presente é devido a Blakett (1952) que otimizou o desenho com o objetivo de conseguir um máximo valor da razão sinal/ruído apropriado para suas experiências. Tais instrumentos foram muito utilizados nos primeiros anos de estudos paleomagnéticos devido a sua alta sensibilidade, todavia para se conseguir um ótimo funcionamento é necessário montar os instrumentos em salas especiais, adequadamente construídas e localizadas em áreas afastadas do centro urbano, com o objetivo de diminuir ao máximo os efeitos de campos magnéticos exteriores. Existe uma versão menos sensível deste aparelho que pode ser instalada em laboratórios comuns localizados em centros urbanos, mas que só é utilizada para medir remanência de rochas altamente magnéticas, e que é conhecido como magnetômetro astático para rochas ígneas.

Em contraste, o magnetômetro "spinner", inicialmente desenvolvido nos Estados Unidos não é apreciavelmente afetado por estes distúrbios, podendo ser instalado em qualquer laboratório. Versões portáteis tem sido construídas, as quais podem ser levadas a excursões de campo. Ambos os tipos tem sido adaptados para medidas de amostras de mão e também de pequenas espécimes cilíndricas ou cúbicas de 1 polegada ou discos de 1/4 de polegada de

espessura. Entretanto o magnetômetro spinner convencional para alcançar uma sensibilidade adequada necessita de um grande número de revoluções por segundo, o que o impossibilita de ser usado para medir rochas de pouca consistência como são a maioria dos sedimentos. Desta maneira, nos últimos anos passou-se a utilizar nos laboratórios de paleomagnetismo uma nova versão do spinner - conhecido como "spinner balanceado tipo fluxgate", igual ao modelo convencional, mas cuja medida é realizada girando o espécime a uma frequência baixa de revoluções. O elemento sensível obedece o princípio "fluxgate" isto é, constitui-se por um conjunto de sensores compostos basicamente por um núcleo de material de alta permeabilidade magnética (permaloy ou numetal), sobre o qual estão enroladas as bobinas primária e secundária.

Estes instrumentos possuem uma sensibilidade superior aos spinners convencionais com frequência da ordem de 15 revoluções por segundo e onde a rotação do espécime se faz por intermédio de um motor síncrono. A amostra é colocada em um espaço protegido das variações do campo magnético exterior por uma blindagem de numetal. As versões mais modernas deste sistema quando usados em conjunto com um minicomputador dão níveis de sinal menor que 25×10^{-9} uem/cm³ para amostras de rochas cilíndricas de 2.54 cm de diâmetro e altura respectivamente.

Neste trabalho as medidas foram iniciadas com um destes sistemas, de fabricação da Digico, modelo M16V do laboratório de Paleomagnetismo da IAG-USP e complementadas em um sistema equivalente lente dual de mesma fabricação modelo M16E do NCGG-UFPA.

A medida é feita posicionando sucessivamente a amostra em 6 posições dentro do porta amostra girante, sendo cada duas invertidas em torno de três eixos mutuamente perpendiculares. A saída dos resultados é feita através de uma teleimpressora que fornece tanto a direção como a intensidade da amostra.

Análises detalhadas destes equipamentos foram feitas por diversos autores, dentre os quais podemos citar: Nagata (1961) Doel e Cox (1967) Runcorn (1967) van Oorschot e Riddler (1976) Hiedo (1980).

2.3.2 Desmagnetização por Campos Alternados

Se uma amostra de rocha é colocada em um campo magnético alternado de uma certa intensidade, uma parte de sua magnetiza

ção remanente torna-se-ã desbloqueada e os momentos magnéticos serão cancelados. A parte desbloqueada possui força coercitiva (Stacey e Banerjee, 1974) menor que o valor máximo de pico do campo aplicado. Se este campo é exatamente simétrico e há uma relação favorável entre sua frequência e a razão de sua redução, a magnetização remanente em direção oposta será compensada e eliminada. Intensificando-se este campo mais e mais, as frações remanentes poderão ser desbloqueadas totalmente, resultando apenas a magnetização mais estável.

Este processo é chamado Desmagnetização Progressiva e revela todas as magnetizações remanentes presentes na amostra em direção e intensidade e dá sua resistência com respeito ao campo magnético alternado aplicado.

Todas as precauções necessárias devem ser tomadas neste processo para eliminar completamente todo campo contínuo existente no espaço onde se executa a desmagnetização. E o campo alternado aplicado deve ser perfeitamente simétrico, pois qualquer assimetria poderá gerar um campo contínuo e a amostra poderá adquirir uma magnetização anhistórica (Stacey e Banerjee, 1974) na direção do campo contínuo.

Para assegurar uma perfeita simetria do campo magnético alternado, deve-se verificar se as componentes do campo da Terra que incidem na bobina foram compensadas. Para isso usa-se três pares de bobinas de Parry (1967) e verifica-se o espaço livre de campo com um magnetômetro "fluxgate", o qual executa a compensação com uma precisão de 1 gama. Como esta compensação é instantânea, neste trabalho houveram flutuações máximas de 10 gamas durante os processos (principalmente devido a variações de corrente), porém os resultados da desmagnetização aparentemente não foram afetados.

Como o campo alternado é orientado em uma direção fixa determinada pelo eixo da bobina geradora do campo, a amostra é colocada dentro de um porta-amostras localizado no centro desta bobina. Este conjunto (amostra-bobina) localiza-se no centro do sistema de bobinas de Parry usadas para cancelamento do campo magnético da Terra. Em seguida a amostra é girada simultaneamente a 1 ou 2 revoluções por segundo em torno de dois eixos ortogonais

(um horizontal e um vertical), perpendiculares ao eixo da bobina geradora do campo alternado. Assim o espécime é desmagnetizado em muitas direções pela mesma intensidade de campo alternado. O instrumento utilizado para este processo de desmagnetização no presente trabalho pertence ao IAG-USP.

Depois do tratamento, medidas completas darão a magnetização resultante após cada passo de desmagnetização, onde a direção da NRM residual é representada em uma projeção estereográfica de Wulff (Phillips, 1971) e a intensidade em um gráfico cartesiano. Uma outra forma de representar os resultados é utilizando os diagramas vetoriais (Zijderveld, 1967), os quais dão a direção e a intensidade das frações de magnetização remanente eliminadas. Os métodos analíticos citados para interpretação dos resultados serão mostrados mais adiante.

O equipamento de desmagnetização aqui citado e utilizado, foi descrito por Creer, (1959). As e Zijderveld, (1958) e Hido (1980).

2.3.3 Desmagnetização por Temperaturas

A técnica de desmagnetização por temperaturas é um processo atualmente universalizado. Baseia-se na dispersão das magnetizações remanentes naturais, cuja temperatura de bloqueio (Dodson e McClelland, 1980) é menor do que a temperatura desmagnetizante.

O método consiste em submeter os espécimes a temperaturas crescentes em etapas sucessivas e em seguida deixar esfriar em temperatura ambiente em um espaço livre de qualquer campo externo. O processo se inicia aquecendo a amostra em temperaturas de 50 ou 100°C, as quais serão sucessivamente aumentadas de acordo com o comportamento das amostras em cada etapa de lavagem.

A sequência de lavagens é executada cuidadosamente, uma vez que lavagens excessivas aplicadas na amostra, a tornará sensível a campos externos no laboratório, até mesmo aqueles de baixa intensidade.

As análises de cada passo de lavagens são feitas atentamente, principalmente quando se atingem temperaturas próximas as temperaturas de Curie dos minerais magnéticos responsáveis pelas magnetizações. Em rochas sedimentares em geral o mineral magnético responsável pela magnetização estável é a Hematita cuja temperatura de Curie é 670°C. É em geral formada

a partir da magnetita, a qual pode sofrer oxidações ou reduções transformando-se também em outros óxidos de ferro como por exemplo maguemita, titano-magnetita, titanomaghemitas ou titanohemitas.

Quando é possível, este tratamento deve ser acompanhado por tratamentos termomagnéticos através da Balança de Translação, a qual determina as temperaturas de Curie dos minerais magnéticos responsáveis pelas magnetizações existentes nas rochas. Tal determinação possibilita uma melhor interpretação de sua mineralogia.

Diversos autores tem utilizado o método térmico de Desmagnetização Progressiva, tanto em rochas ígneas como em sedimentares e em muitos casos são utilizados também os tratamentos mistos ou de 2 estágios, nos quais são aplicados campos alternados e em seguida as temperaturas. A combinação desses tratamentos entretanto é função do resultado obtido com a aplicação do primeiro tratamento e depende unicamente da natureza física da rocha estudada.

Dentre os autores que estudaram este processo, pode-se citar Thellier (1967), Stephenson (1967), Roy e Lapointe (1978).

Os equipamentos utilizados para este processo de desmagnetização são constituídos de fornos não magnéticos acoplados a câmaras de resfriamento protegidos por blindagens eletromagnéticas, ou por Bobinas de Parry onde as componentes do campo da Terra são canceladas. Descrições desses equipamentos foram dadas por "Schonstedt Company", Stephenson (1967), Patton (1967) e Hiedo (1980).

Neste trabalho foi aplicado inicialmente o processo misto e posteriormente somente o tratamento térmico (explicação adiante). Foram utilizados na fase inicial os equipamentos (desmagnetizadores por campos alternados e térmico) do IAG-USP e posteriormente aqueles do laboratório de Paleomagnetismo do NCGG-UFPA descritos em catálogos da Schonstedt Company.

A suscetibilidade magnética foi medida durante o tratamento térmico com o objetivo de dar informações a respeito das transições de fase que eventualmente podem ocorrer com o aumento das temperaturas em presença do oxigênio atmosférico. Ou da presença de campos residuais dentro dos fornos onde são aplicadas as tem

peraturas. Constata-se a ocorrência de mudança de fase pelo aumento da suscetibilidade magnética. Se existir algum campo residual dentro do forno nesse instante, a amostra será remagnetizada na direção do campo, não podendo mais ser utilizada. Assim muito cuidado deve ser tomado para eliminar todo campo do interior do ambiente onde se executam as desmagnetizações ou efetuar o tratamento dentro de blindagens eletromagnéticas onde os perigos são minimizados.

Como a suscetibilidade magnética de rochas sedimentares é muito fraca e decresce com o aumento das temperatura, os equipamentos precisam ser altamente sensíveis. Neste trabalho foi utilizada uma ponte de suscetibilidade da Bison de sensibilidade 2×10^{-6} uem/cm³ pertencente ao laboratório do IAG-USP.

Descrições teóricas desses equipamentos são encontradas em Collinson e Mollineux (1967).

3 UM ESTUDO DE CASO - FORMAÇÃO LONGÃ

3.1 Localização e Características Geológicas

3.1.1 A Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba, também chamada de Bacia do Maranhão, Piauí-Maranhão ou Meio Norte, localiza-se no Nordeste do Brasil cobrindo hoje uma área total de 600.000 km² a qual abrange quase inteiramente os Estados do Piauí e Maranhão com seus limites externos atingindo os Estados do Pará, Ceará e Goiás.

Separa-se da Bacia do Amazonas, a noroeste, pelo Arco Tocantins e a norte, das Bacias costeiras de S. Luis e Barreirinhas, pelo Arco Ferrer-Urbano Santos. No sul separa-se da Bacia do S. Francisco pelo Arco do mesmo nome e limita-se, a leste e a oeste, pelos Escudos Atlântico e Brasileiro Central respectivamente (Mesner e Wooldridge, 1964; Almeida et al, 1981) (Fig. 4).

A seqüência sedimentar da Bacia do Parnaíba constitui-se predominantemente de depósito paleozóico, os quais atingem cerca de 2.500 m de espessura dos 3.000m de sedimentos encontrados na zona mais profunda daquela Bacia.

Em geral, são reconhecidos pelos diversos autores, vários Ciclos de Sedimentação caracterizados por seqüências que englobam períodos geológicos desde o Siluriano Superior até o final do cretáceo (Mesner e Wooldridge, 1964; Mabasoone e Campanha, 1974; Mabesoone, 1977b).

De acordo com Almeida (1969), referidos Ciclos devem ter sido controlados pela diferenciação tectônica da Plataforma Sulamericana, a qual teve três diferentes estágios, depois da Orogenia Brasiliana ocorrida do Pré-Cambriano Superior ao Cambriano Médio. Tais estágios foram chamados de Transição, Estabilização e Reativação. O primeiro desenvolveu-se do Cambriano ao Ordoviciano, com sedimentação essencialmente molássica e vulcanismo ãcido. O estágio de Estabilização mostra uma plataforma consolidada e caracteriza-se, entre outros elementos estruturais, pela formação de quatro grandes sinéclises - uma das quais é chamada Bacia do Parnaíba. Este estágio teve seu início aproximadamente no Siluriano Inferior e durou até o final do Jurássico. O terceiro e último estágio, chamado de Reativação, iniciou-se no Jurássico Superior e continua até nossos dias e foi, provavelmente, parte

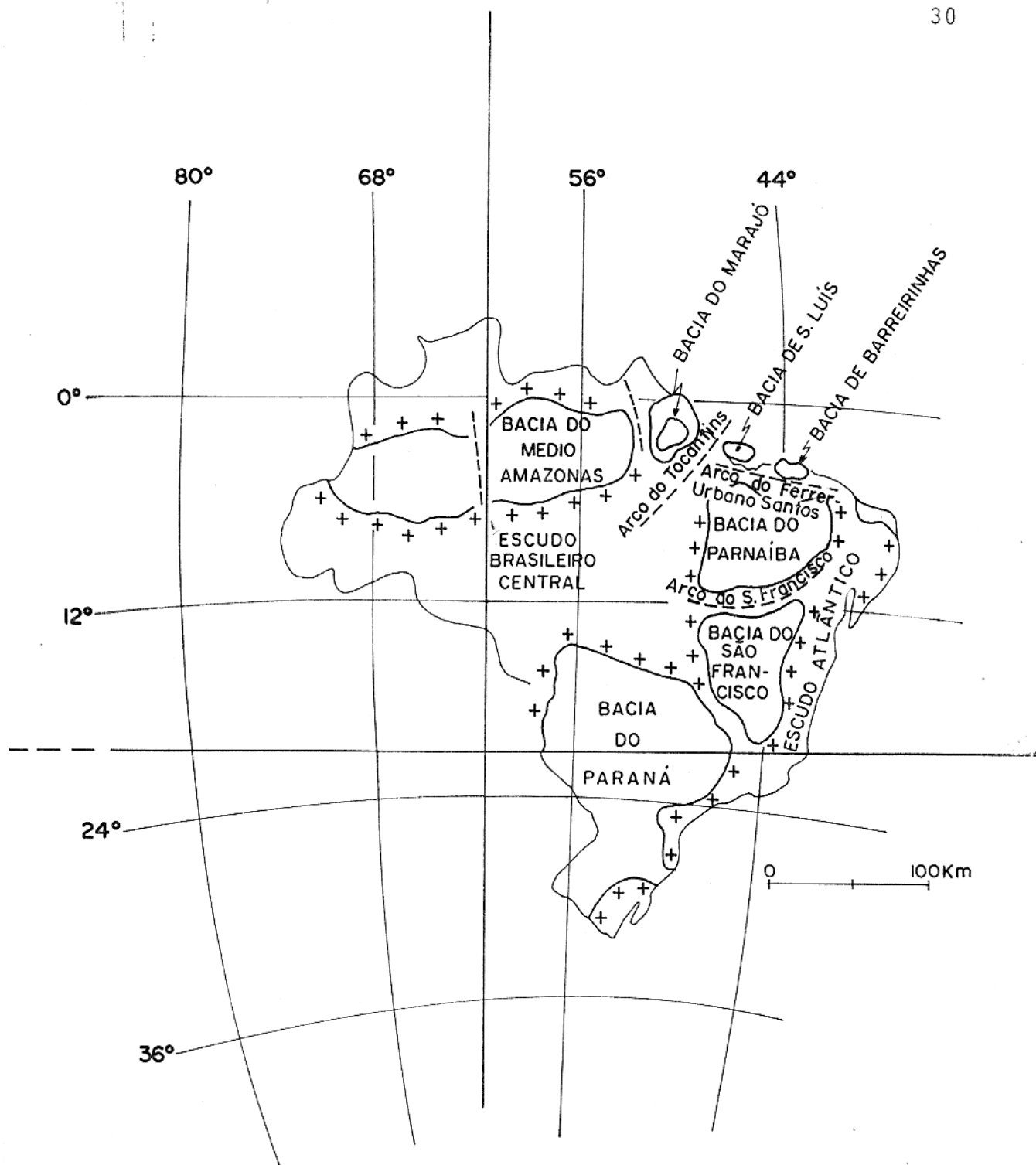


FIG. 4 - Mapa de Localização da Bacia do Parnaíba (modificado a partir de Mesner e Wooldridge, 1964)

do processo da separação continental entre América do Sul e África ocorrida no fim do Mesozóico.

Durante o Estágio de Estabilização distinguem-se duas fases na evolução da sedimentação na Bacia do Parnaíba; uma Talassocrática (predominância de ambiente marinho) e outra Geocrática (seqüências influenciadas por condições continentais) (Almeida 1969; Mabesoone, 1977b)(Fig. 5).

A fase Talassocrática iniciou-se no Siluriano Superior com a invasão do mar, provavelmente através de um eixo que teria existido a nordeste do Estado do Ceará, e prolongou-se até o final do Carbonífero Inferior (lit.op.cit). A sedimentação na Bacia do Parnaíba começa com a deposição da Formação Serra Grande do Siluriano Superior ao Devoniano Inferior (Emiliano), constituída principalmente de arenitos grosseiros e leitos conglomeráticos depositados, possivelmente, em ambiente marinho sujeito a fortes correntes (Mabesoone e Campanha, 1974).

No Devoniano Inferior a Médio (Givetiano ao Struniano) verificou-se oscilações entre fases de equilíbrio e regressão na Bacia influenciando a deposição das Formações Pimenteiras e Cabeças, interpretadas como seqüências litorâneas e lagunares respectivamente (Mabesoone, 1975b e 1977b). Ainda segundo este autor, as litologias e a fauna presentes nestas Unidades são indicadoras do clima frio. Até o final do Devoniano Superior (Neostruniano) verifica-se a permanência do mar na Bacia proporcionando a deposição dos sedimentos da Formação Longã já em condições restritas e com pouca circulação da água (Fig. 6). Segundo Almeida (1969), a presença de camadas devonianas da fase Talassocrática em pequenas Bacias encravadas no Embasamento cristalino, em Pernambuco e nordeste da Bahia, leva a crer que as invasões marinhas desta fase tenham se estendido além dos limites atuais da Bacia do Parnaíba.

Durante a maior parte do Carbonífero Inferior ocorre uma nova ingressão do mar na Bacia, provavelmente devido a fracos movimentos tectônicos verificados no período anterior (Mabesoone, 1977b), produzindo um ambiente litorâneo no qual se depositam os arenitos do Litossoma Inferior da Formação Poti (Almeida, 1969; Mabesoone e Campanha, 1974). Para o final do Carbonífero Inferior o mar retira-se gradualmente da Bacia estabelecendo condições típicas de regressão, evidenciadas pelas fácies dos arenitos incluídos

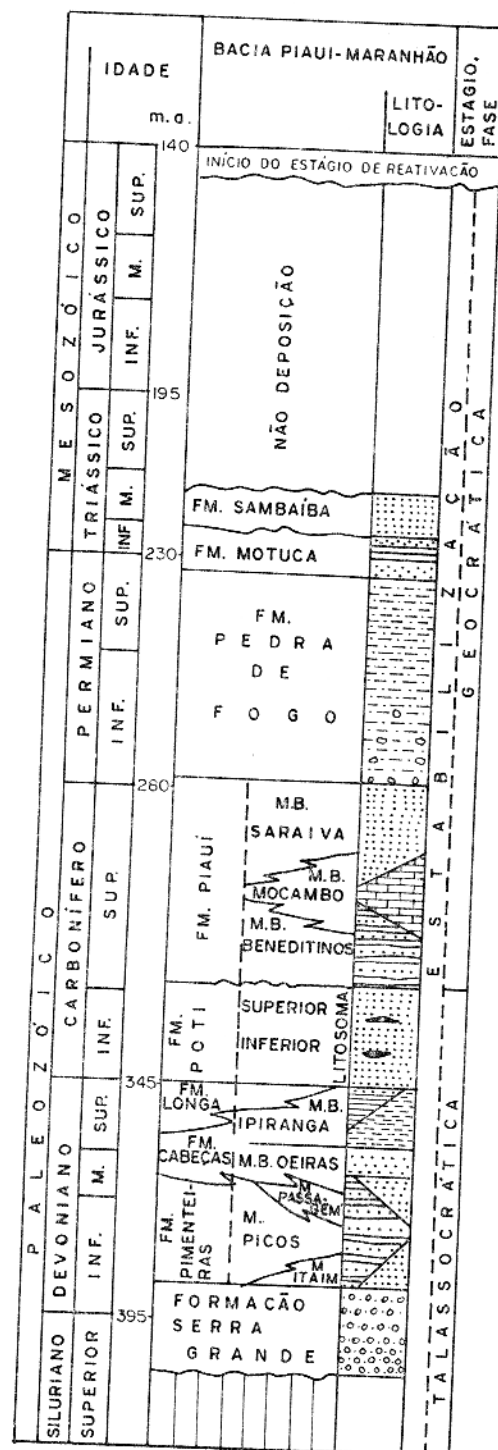


FIG. 5 - Coluna estratigráfica e Litologia da Bacia do Paranaíba de Kegel (1953) e Aguiar (1971). (In: Mabe-soone, 1977b).

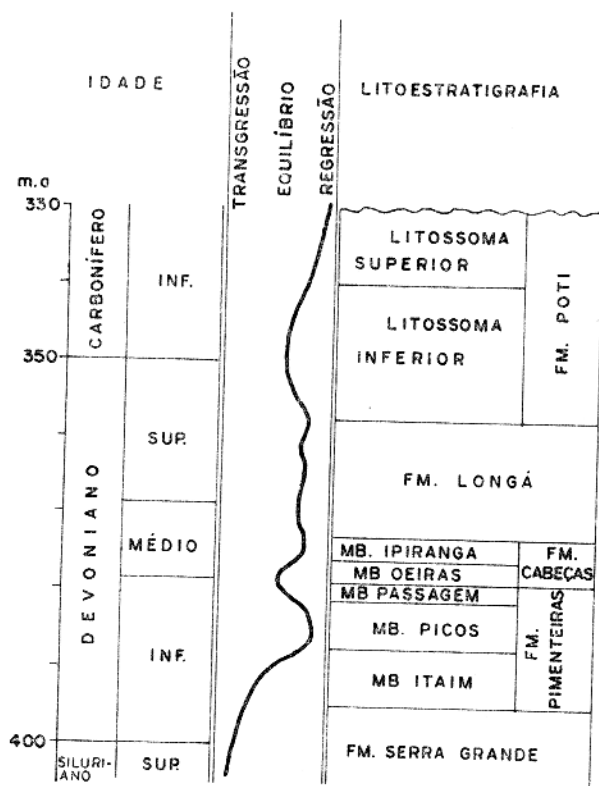


FIG. 6 - Períodos de transgressão, equilíbrio e regressão durante o devoniano e carbonífero segundo Mabesoone (1977b).

no Litossoma Superior da Formação acima mencionada. Apesar das seqüências carboníferas da Bacia do Parnaíba não serem propícias para uma boa interpretação paleoclimática, a possibilidade de um clima quente deve ser excluída em função das reconstruções paleogeográficas e pode-se admitir para a região abrangida por aquela Bacia uma zona de clima temperado durante o Carbonífero (Mabesoone, 1975b e 1977b).

A fase seguinte, Geocrática, desenvolveu-se do Carbonífero Superior até o Triássico Médio e observa-se que as seqüências sedimentares depositadas durante este intervalo de tempo apresentam características típicas de ambientes continentais, os quais podem ser subdivididos principalmente a partir de diferenças climáticas. Assim, as Formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, representam indicadores paleoclimáticos dos períodos geológicos abrangidos pela fase Geocrática (Mabesoone, 1977b).

A Formação Piauí, do Carbonífero Superior, subdividida nos Membros Beneditinos (Inferior), Mocambo (Médio) e Saraiva (Superior) constitui-se principalmente de arenitos avermelhados que no Membro Inferior intercalam-se com camadas de siltitos esverdeados e para o topo, no Membro Superior, ocorrem sob a forma de espessos pacotes. Mesner e Wooldridge (1964) interpretam esta formação como predominantemente continental com apenas ocasionais invasões marinhas via nordeste atestadas pelo Calcário Mocambo.

Durante o Permiano Inferior a Médio depositou-se a Formação Pedra de Fogo caracterizada, principalmente, pela freqüência de camadas silicificadas e chert na sua seqüência (Plummer, 1946 in: Aguiar, 1971). Faria Jr. (1979) dividiu esta Unidade em três Membros: um Inferior denominado "Silex Basal", um "Membro Médio" e um Superior, "Trisidela". A litologia desta formação constitui-se no geral de seqüências rítmicas nas quais alternam-se camadas de arenitos finos, siltitos, folhelhos e bancos carbonáticos, frequentemente contendo concreções silicosas. Mesner e Wooldridge (1964) sugeriram um ambiente límico, epicontinental, para a deposição da Formação Pedra de Fogo reconhecido, posteriormente, por Mabesoone (1977b) e Faria Jr. (1979), este último ressaltando evidências do desenvolvimento de "planícies de marés". De acordo com as reconstruções paleogeográficas admite-se que a Bacia do Parnaíba tenha sido submetida a condições climáticas temperadas

e úmidas no Carbonífero Superior passando gradualmente para condições semi-áridas do Permiano Inferior a Médio.

No Permiano Superior e Triássico Inferior depositaram-se as Formações Motuca, constituída essencialmente de siltitos vermelho-tijolo contendo extensas lentes de anidrita e gipsita na base, e Sambaíba, composta de arenitos avermelhados com abundantes mega-estratificações cruzadas, respectivamente (Mesner e Wooldridge, 1964).

Segundo Faria Jr. (1982) estas unidades evidenciam, claramente, uma sedimentação de componentes clásticos e químicos sob clima árido em condições evaporíticas e influenciadas pela ação eólica, típicas do ambiente desértico.

A Formação Sambaíba constitui a última Unidade da fase Geocrática, do estágio de Estabilização, vindo a seguir os extensos derrames basálticos do Triássico Superior até o Cretáceo que caracterizam o estágio subsequente definido por Almeida (1969) como de Reativação.

3.1.2 A Formação Longã

Objeto principal do presente estudo, esta Unidade, tem sido investigada nas últimas décadas essencialmente nas suas relações estratigráficas com outras Formações da Bacia do Parnaíba e nos seus aspectos litológicos, paleontológicos e geoquímicos.

O termo Longã foi originalmente usado por Albuquerque e Dequech (1945) para designar os folhelhos escuros ("Folhelhos Longã"), que afloram no vale do rio Longã, na região compreendida entre Campo Maior e Castelo, no Piauí. A denominação Formação Longã somente foi empregada posteriormente por Campbell (1949) e logo aproveitada por Kegel (1953). Este último autor registrou um documentário paleontológico não muito rico mas que inclui espécies de aeritarcha, ostracodes, ofiuróides, tribolitas, braquiopodes e gastropodes, além de abundantes restos de peixes e plantas não identificáveis, os quais permitiram datar esta Unidade do Devoniano Superior.

Mesner e Wooldridge (1964) dividiram a sequência sedimentar da Bacia do Parnaíba em três ciclos e incluíram a Formação Longã próximo do topo do ciclo Inferior, no Devoniano Superior,

e caracterizavam-na litologicamente como constituída de folhelhos cinza escuros, laminados, betuminosos, intercalados com siltitos igualmente cinzas e laminados. Foram também ressaltados por estes autores a laminação covoluta e a bioturbação frequentemente observadas nos sedimentos Longã.

Aguiar (1971) manteve a divisão proposta por Piazza et al (1966) para a Formação Longã em três Membros distintos segundo seus caracteres litológicos: um Inferior composto de intercalações de folhelhos e siltitos cinzas, um Médio com arenitos cremes a amarelados e um Superior com folhelhos cinzas. A espessura média desta Formação fica em torno de 100 m e as correlações litológicas e paleontológicas permitem relacioná-la com as Formações Ponta Grossa e Curuã, das Bacias do Paraná e do Amazonas, respectivamente (Aguiar, 1971).

Mabesoone (1976) apresenta dados faciológicos sobre a Formação Longã muito importantes, sua composição granulométrica é constituída predominantemente por frações microclásticas com mais de 50% de material menor que 2 μ ; a estratificação compõe-se de lâminas finas e horizontais, acentuadas por palhetas de micas; nos arenitos intercalados com as camadas pelíticas nota-se a presença de laminação gradual bem típica; litologicamente constitui-se de siltitos e argilitos contendo pirita e por arenitos imaturos do tipo grauvacas. Ainda segundo Mabesoone (1976, 1977b), pode-se deduzir um modelo deposicional considerando que folhelhos escuros são indicadores de deposição em ambiente fechado podendo ser lagunar-marinho ou de baías abertas e tranquilas. As finas intercalações de arenitos com estratificação gradacional indicam periódicas invasões de correntes mais fortes, carregadas de material clástico pouco mais grosseiro. A abundância de pirita pode ser relacionada às condições redutoras do ambiente deposicional. A bioturbação, rastros de vermes, presença de trilobitas, a fauna muito pobre e de tamanho reduzido são considerados indicadores de ambiente marinho até pantanoso, restrito a circulação da água ou salinidade e não completamente tóxico. O teor médio de boro entre 80 e 164 ppm (dados de Carozzi et al 1975) indica condições de água salgada até ligeiramente salobra. A reconstrução paleogeográfica permite supor para a região um clima frio ou temperado frio visto que a mesma encontrava-se durante o Devoniano Superior entre as latitudes de 60° e 72°.

3.2 Resultados Paleomagnéticos e Interpretação

3.2.1 Medidas Paleomagnéticas

Medidas paleomagnéticas são feitas com diversos objetivos, um deles é o conhecimento cada vez mais detalhado da natureza física do Campo Magnético da Terra.

Determinações das variações de curto período do campo a atual aliadas a registros feitos desde a época de Gauss permitiram que neste século fosse formada uma idéia geral desse campo para a época presente. Entretanto, tais observações são insuficientes para o estudo das variações de período longo da ordem de 10^3 anos. O estudo dos padrões geomagnéticos antigos é fornecido através de medidas das magnetizações remanentes de rochas que é a função mais imediata do Paleomagnetismo. Tais medidas nos permitem estender a escala de tempo das observações ao passado geológico remoto.

O princípio pelo qual as determinações são feitas é muito simples, uma vez que teoricamente a intensidade absoluta do campo antigo pode ser determinada pela comparação da intensidade de magnetização remanente natural com a intensidade da remanência primária adquirida pelas rochas durante sua formação. Entretanto este princípio só é válido se a magnetização inicial não tiver sofrido nenhuma variação física ou química. Quando não existe nenhuma variação no espécime durante a aquisição de sua magnetização inicial a razão entre esta magnetização e a natural (NRM) é constante, e a intensidade do campo antigo pode ser determina da. Sabe-se entretanto que tal teoria não se aplica a rochas sedimentares naturais (2.1.2). Exceto para aquelas cuja intensidade é proporcional ao número de partículas alinhadas, as quais são dependentes da intensidade do campo ambiente. Nesses casos uma redeposição é feita em laboratório, em campo conhecido e pela comparação entre as intensidades de laboratório e natural, pode-se calcular o campo antigo. Contudo nessas deposições rochas muito antigas não devem ser utilizadas, pois esses sedimentos tendo passado por processos de cimentação são em geral quimicamente alterados.

Uma outra forma de calcular intensidades relativas do campo antigo, também para rochas cuja magnetização inicial não tenha sido alterada, é através do cálculo da razão Q (entre intensidade da remanência natural e o valor da suscetibilidade). Se as magnetizações secundárias de rochas sedimentares forem completamente removidas e a magnetização inicial isolada, as comparações se tornam claras e as variações na razão Q refletirão as variações na intensidade do campo, no qual a remanência inicial foi adquirida. Utiliza-se também esta técnica para estudar períodos de transição de polaridades (Reversões) do campo, pois mostram o decréscimo na intensidade do campo dipolar em uma determinada zona e o aumento gradativo em uma zona adjacente de polaridade oposta. Rochas sedimentares naturais em que pode-se isolar nitidamente a magnetização inicial e cuja deposição não tenha sofrido hiato, constituem material adequado para tais estudos, pois fornecem um registro contínuo das variações do campo. Todavia a duração dos períodos de transição de polaridade de, cerca de 10.000 anos, não pode ser calculada precisamente, podendo apenas ser estimadas, uma vez que a razão de deposição é muito variável.

Assim não existe dúvidas sobre determinações de intensidade absoluta do campo, uma vez que sua natureza tem sido mostrada através de rochas de todo o mundo, tanto ígneas como sedimentares, cujos mecanismos de aquisição da remanência são bastante diferenciados.

Quando as direções das remanências, notou-se que durante as reversões, elas variam ao longo de grandes círculos em posições diametralmente opostas. Quando as reversões completam-se, os grupos de direções diferem em geral de aproximadamente 180° .

Explicações teóricas sobre essas características do campo são encontradas em Cox (1968), Nagata (1961), Irving (1964) e Smith (1967).

Além da contribuição qualitativa ao conhecimento do campo magnético da Terra, medidas paleomagnéticas podem ser aplicadas a diversos tipos de problemas geológicos, como datação de rochas, movimentos tectônicos e estruturais. Estas aplicações são feitas utilizando-se as Curvas de Deriva Polar Aparente (APWP), as quais são construídas considerando um modelo para o campo geomagnético

(McElhinny, 1973) que torne possível comparar observações de diferentes áreas, continentais ou não. Este modelo assume que o campo médio calculado sobre tempos da ordem de dezenas de milhares de anos é representado por aquele de um dipolo geocêntrico, cujo eixo coincide com o de rotação da Terra. Para obter-se este campo médio é necessário eliminar os efeitos da variação secular, produzida principalmente pela componente não dipolar do campo da Terra (Stacey, 1970). A eliminação desses efeitos é então conseguida do cálculo de direções médias, utilizando-se um método estatístico (Fisher, 1953).

As datações são feitas com o objetivo de construir escalas magnetoestratigráficas, através da interpretação de:

a) ciclos de variação secular com periodicidade da ordem de 10^3 anos. Quando estes ciclos são identificados em duas ou mais localidades, podem ser usados para correlações precisas em escalas de tempo da ordem de 10^2 - 10^3 anos. Estas correlações podem ser feitas através de sedimentos onde os processos de magnetização são longos e de duração comparável a um ciclo de variação secular.

b) Zonas de polaridade e transições de polaridades com períodos de 10^3 - 10^7 anos. Como os fenômenos de reversões geomagnéticas são muito irregulares e possível correlacionar seqüências de rochas sedimentares ou ígneas de uma mesma polaridade em diferentes localidades, principalmente onde a razão de deposição for aproximadamente constante. Este método quando aplicado a testemunhos de sondagens do fundo oceânico, tem proporcionado um grande auxílio à correlação geológica, em escala mais refinada do que aquele conseguido por datação direta (radioativa). Por outro lado razões de deposição muito irregulares dificultam a correlação entre os locais de exposição obscurecendo a criação de um modelo para períodos de polaridades, principalmente sobre áreas extensas. Por isso a escala de tempo de polaridade varia para rochas antigas e para aquelas mais velhas que 150 m.a., ela é pobremente estabelecida, visto não se dispor de dados oceanicos.

c) Determinações de posições de polos geomagnéticos médios mostrando variações de 10^6 - 10^9 anos. Estes polos quando

calculados a partir de medidas em rochas mais jovens que 20 milhões de anos, não se afastam do polo geográfico por distâncias maiores que as incertezas experimentais. Desvios aparecem somente em dados de rochas mais antigas que 30 milhões de anos. Isto torna possível construir Curvas de Deriva Polar aparente unindo as posições polares médias para cada continente durante o tempo geológico. A precisão na construção dessas curvas é variável pois é função da densificação das observações e da qualidade dos dados. Muitas delas tem sido construídas para os últimos 300 milhões de anos, as quais vem se tornando melhor definidas e extendidas para períodos mais antigos.

Para as aplicações tectônicas e estruturais, o método paleomagnético é usado principalmente para o conhecimento de distribuições continentais antigas, pois é possível definir o relacionamento de diferentes blocos tectônicos de uma particular idade pelo conhecimento de suas Curvas de Deriva Polar aparentes.

As reconstruções são feitas aliando-se o método geológico ao método paleomagnético. Quando para um dado continente, se tem vários polos obtidos de distintas formações de uma mesma idade formando um grupo, é possível definir a posição polar daquela idade para o continente. Se entretanto, as posições polares de diferentes idades formam um grupo, significa que o continente se manteve quase estático durante os períodos correspondentes as idades, neste caso, a paleolatITUDE do continente é dada pela latitude média dos polos integrantes do grupo.

Por outro lado, quando polos paleomagnéticos correspondentes a formações de igual idade provenientes de dois diferentes continentes tem suas posições polares coincidentes após rotação tectônica, dentro da margem de erro correspondente as idades, então os continentes estiveram unidos naquela período. Se isso não ocorre, as discrepâncias nas posições polares podem ser interpretadas em termos de movimentos relativos entre os continentes, e destes com respeito ao polo respectivamente. Neste caso as latitudes relativas e a orientação de ambos os blocos podem ser determinadas, entretanto suas relações longitudinais absolutas não podem ser definidas. Todavia seus relacionamentos completos poderão ser determinados, se polos paleomagnéticos suficientes de diferentes idades puderem ser calculados através de Curvas de Deriva Polar, definidas para cada bloco tectônico. Esta é a razão bá

sica para a aplicação de estudos Paleomagnéticos a Teoria da Deriva Continental (Marvin, 1974).

Infelizmente, até o presente, Curvas de Deriva Polar de épocas antigas para diferentes continentes são definidas deficientemente, devido ao fato de muitos dos dados não corresponderem a remanência estável inicial, estando as vezes afetadas por remagnetizações, movimentos tectônicos, variação secular, flutuações estatísticas, etc.

3.2.2 Intensidade de Magnetização e Curvas de Desmagnetização

A intensidade de magnetização J de sedimentos depende principalmente de dois fatores: intensidade de magnetização das partículas magnéticas e eficiência do alinhamento dessas partículas em uma direção preferencial. O primeiro desses fatores é função da composição dos grãos e o segundo dos processos dinâmicos que governam o alinhamento.

Os sedimentos Longã da Bacia do Parnaíba foram depositados em ambientes marinhos em estágio regressivo, estando naturalmente afetados por esses processos, exigindo portanto um tratamento cuidadoso e sistemático.

As medidas foram executadas com magnetômetros "Spinner Fluxgate balanceados" descritos em 2.3.1. Esses magnetômetros são especialmente construídos para medir rochas cuja intensidade magnética varie de 10^{-4} a 10^{-6} uem. Para aplicação das temperaturas e campos foram utilizados, um forno automático e um desmagnetizador A.C. de construção do IAG-USP, dois desmagnetizadores da Schonstedt, modelos TSD-1 (Térmico) e GSD-1 (campos alternados) do NCGG-UFPA, todos descritos nos itens 2.3.2 e 2.3.3. A suscetibilidade magnética foi medida através de um suscetibilímetro Bison do IAG-USP já citado.

Uma análise sistemática das variações de J em função da temperatura, campos magnéticos e da litologia das rochas foi feita através das Curvas de Desmagnetização e pelas medidas da suscetibilidade magnética. Essas curvas representam a variação da intensidade de magnetização remanente relativa em função da temperatura ou campo máximo, alcançada em cada etapa de lavagem. Os gráficos são da forma J/J_0 versus temperatura ou campo, onde

J indica a intensidade de magnetização residual correspondente a uma dada etapa de desmagnetização e J_0 a magnetização remanente natural, antes de iniciar-se o processo de desmagnetização.

Os resultados experimentais foram obtidos de 38 diferentes níveis de deposição ou sítios, dos quais foram extraídos 38 blocos de mão (na tabela 1 constam 43 desses blocos, entretanto 5 quebraram-se) de 6 diferentes locais de exposições, totalizando mais de 30 metros de espessura sedimentar amostrada (tabela 1).

Dos blocos de mão foram cortados 159 espécimes cuja intensidade magnética inicial foi medida e é apresentada na tabela 2. Sessenta e seis espécimes apresentaram intensidade magnética forte, alguns com J da ordem daquele das rochas ígneas (10^{-2} - 10^{-4} uem).

Os espécimes pilotos do grupo MN foram submetidos a campos alternados que variaram desde 50 até 800 oe de pico e/ou tratamento térmico de 100 até 700°C. Em virtude deste tratamento não ter apresentado resultado satisfatório para essas amostras, o grupo PF foi tratado somente termicamente.

O afloramento nº 1 constituído pelas amostras de mão MN22, 23 e 24 apresentou as mais altas intensidades do grupo Longã (tabela 2). A amostra 23 da qual foram cortados 6 espécimes apresentou comportamento anômalo, visto que tanto sua intensidade como a direção apresentaram características especiais. Apesar de tratados por C.A. de picos elevados e altas temperaturas, a direção de todos os seus espécimes não sofreu variações permanecendo no mesmo ponto durante todo o tratamento. A magnetização apresentada não parece ser algumas viscosa adquirida em laboratório visto que, nos seus espécimes foram aplicados campos magnéticos alternados de 300 oe e no espécime 23 B2 até 600 oe, não havendo decréscimo nítido em suas intensidades. As curvas de desmagnetização J-C (figura 7) praticamente coincidiram até 300 oe. As magnetizações viscosas de laboratório possuem em geral, baixa força coercitiva sendo geralmente eliminadas com campos de 300 oe. Apenas o espécime 23C2 foi tratado somente termicamente. Pode-se ver pelo gráfico desse espécime na figura 7, que não houve variação brusca em sua curva de desmagnetização J-T até cerca de 650°C. Entretanto no intervalo 650-670°C houve um aumento na intensidade magnética e decréscimo na suscetibilidade indicando uma variação de fase magnética talvez do tipo redução

da hematita para magnetita. Shive e Diehl (1977), mostraram que a redução da hematita para magnetita é um problema que pode dificultar estudos paleomagnéticos, uma vez que amostras tratadas por técnicas padrão de aquecimento-resfriamento, e possuindo materiais orgânicos suficientes para tornar a atmosfera redutora

podem formar a magnetita a partir da hematita. E em geral rochas naturais possuem tais materiais orgânicos. Por outro lado pode também ter ocorrido uma remagnetização pela aquisição de uma magnetização térmica parcial em presença de um campo não maior que 10 gamas, uma vez que o intervalo 580-675° é propício a tais fenômenos.

Amostras de dimensões 2,5 x 2,5 cm, com intensidade de 10^{-3} uem/cm³ podem produzir campos de 5 gamas a uma distância de até 7 cm de seu centro. Portanto um campo de 10 gamas é facilmente produzido pelas próprias amostras dentro da câmara de resfriamento. Para evitar tais possibilidades sugere-se que amostras fortes guardem uma certa distância e que o campo dentro da câmara, seja mantido tão baixo quanto possível.

Os demais espécimes da amostra 23 lavados em campos de 300, 450 ou 600 oe e depois no térmico até 680 ou 700° C apresentaram um espectro mais claro. Na figura 7 podemos ver a curva do espécime 23C1 indicando a presença da magnetita em 580°C e da hematita em 670°C. Os espécimes 23B1 e 23B2 indicaram que a temperatura de bloqueio da hematita foi atingida em 620°C. O espécime 23A1 também apresentou aumento de intensidade entre 620 - 660°C podendo ter ocorrido fenômeno semelhante aquele de 23C2.

Devido a esse comportamento, essa amostra (MN23) constituída de arenitos silicificados bastante resistentes, teve algumas lâminas preparadas e observadas ao microscópio. Notou-se muitas concentrações de óxidos de ferro, entretanto uma análise mais detalhada de sua mineralogia magnética será objeto de trabalho posterior.

Os espécimes pilotos das amostras 22 e 24 (fig. 8) lavados até 800 oe e depois em temperaturas desde 300 até 680°, comportaram-se diferentemente em relação a 23 sob a ação dos campos ou temperaturas. Nesses espécimes as intensidades magnéticas decrescem normalmente com os campos, tendo sido eliminada uma magnetização viscosa provavelmente adquirida em laboratório a 100 oe.

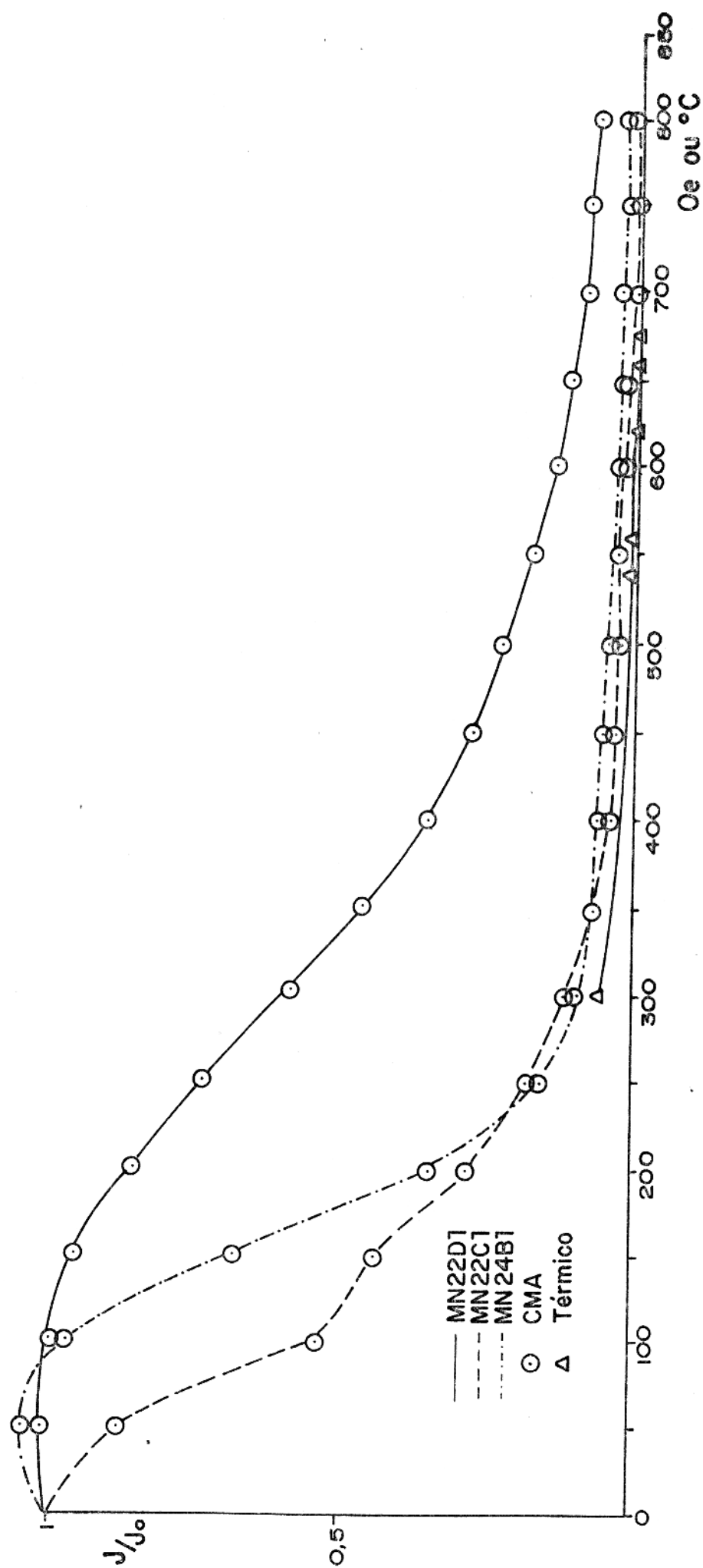


FIG. 8 - Curvas de desmagnetização de amostras representativas do Afloramento 1.

Uma magnetização característica pode ser presumida a partir dos 400 oe. Quanto ao decréscimo de J com as temperaturas não houve variações níticas, talvez devido as lavagens em campos elevados. As curvas J-T apresentaram-se como retas coincidentes. Na figura 8 é notada apenas a curva do espécime 22D1. As direções dos espécimes 22D1 e C1 apresentaram polaridades opostas. Todavia, estas serão analisadas somente no item seguinte.

O afloramento nº2 constituído pelos blocos MN 25, 26 e 27 apresentou intensidade magnética relativamente forte para rochas sedimentares, exceto MN 26 cujo valor foi muito baixo (Tabela 2). Desta amostra foi tomado o espécime 26 A1 como piloto e tratado somente pelo método térmico. Este tratamento indica a existência de 3 componentes de magnetização figura 9b. Uma componente viscosa de laboratório eliminada a 150°. Entre 250 e 450° parece existir uma outra componente devido a maguemita e a partir de 550° aparece uma 3ª componente, talvez devido a hematita. Os espécimes 25 D1 e 27 D1 tratados pelo processo misto tiveram comportamento semelhante com respeito aos campos alternados (figuras 9a e 9b), quanto as temperaturas indicaram a presença de magnetita e da hematita. Os demais espécimes das amostras 25 e 27 foram tratados somente no térmico a partir de temperaturas mais elevadas. Comportaram-se semelhantemente e o decréscimo das intensidades pode ser notado nas mesmas figuras. Há indicação da presença da hematita. Não foi detectada nenhuma variação de fase magnética durante o tratamento. Notou-se que para amostras de fraca intensidade magnética, o tratamento por campos alternados não é indicado, uma vez que torna as amostras sensíveis a campos externos de laboratório, produzindo nestas, magnetizações viscosas muitas vezes mais intensas que as magnetizações naturais.

Do afloramento de nº 3 estudou-se espécimes retirados dos blocos MN 28, 29 e 30 de diferentes níveis, constituídos somente de arenitos. Foram tratados por campos alternados e por temperaturas, exceto os espécimes 28 D1 e 30 D1 que sofreram apenas o tratamento térmico. O comportamento da amostra piloto 28 D1 (figura 10), foi semelhante aquele apresentado pela amostra 26 do afloramento anterior (comparar com figura 9b). O espécime 29 A1 adquiriu uma magnetização viscosa de laboratório entre 250 e 300 oe eliminada com tratamento a 310°. A magnetização principal indicada a partir de 550° por essas amostras parece ser portata pela hematita.

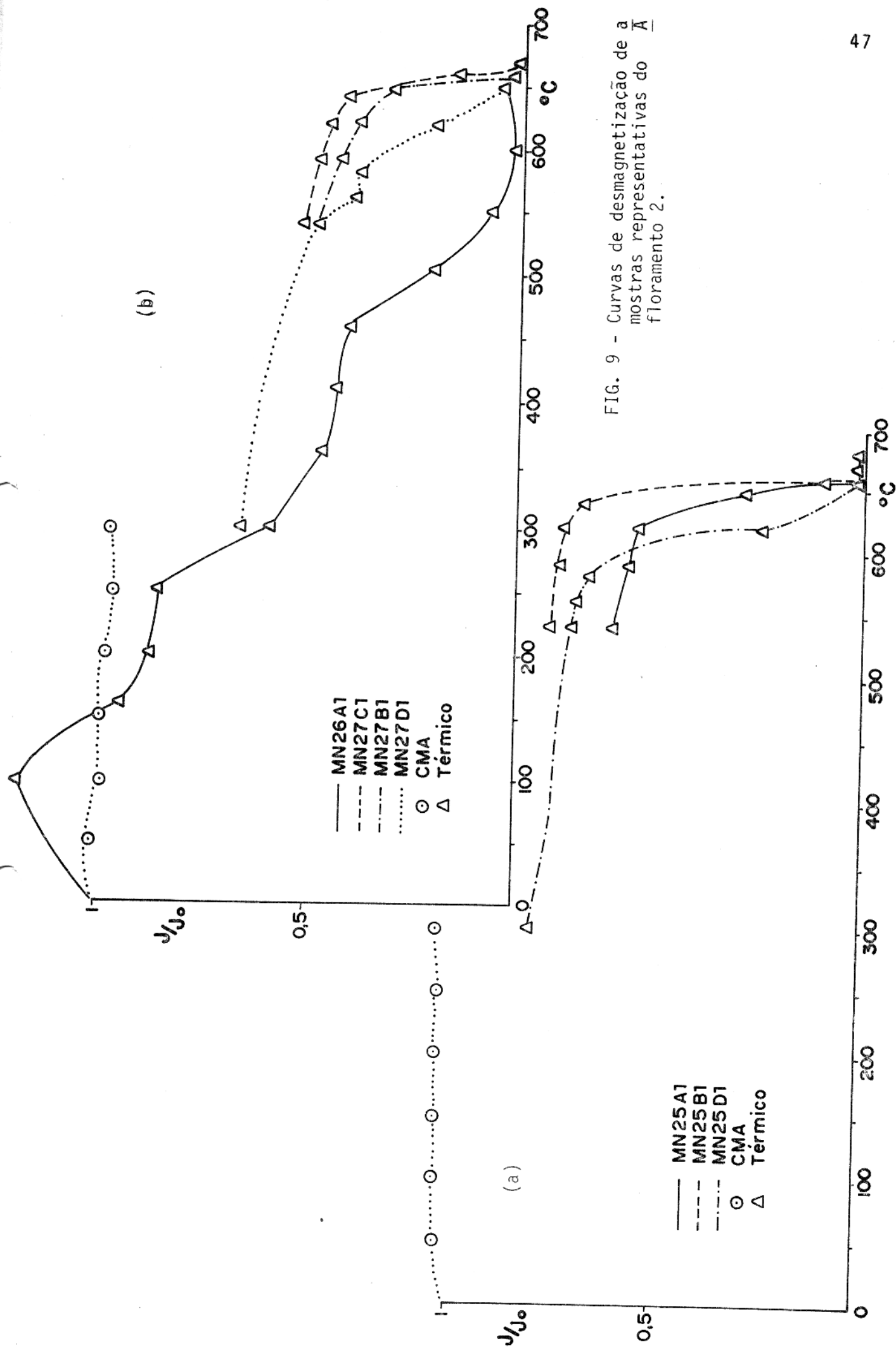


FIG. 9 - Curvas de desmagnetização de amostras representativas do $\bar{A}$ floramento 2.

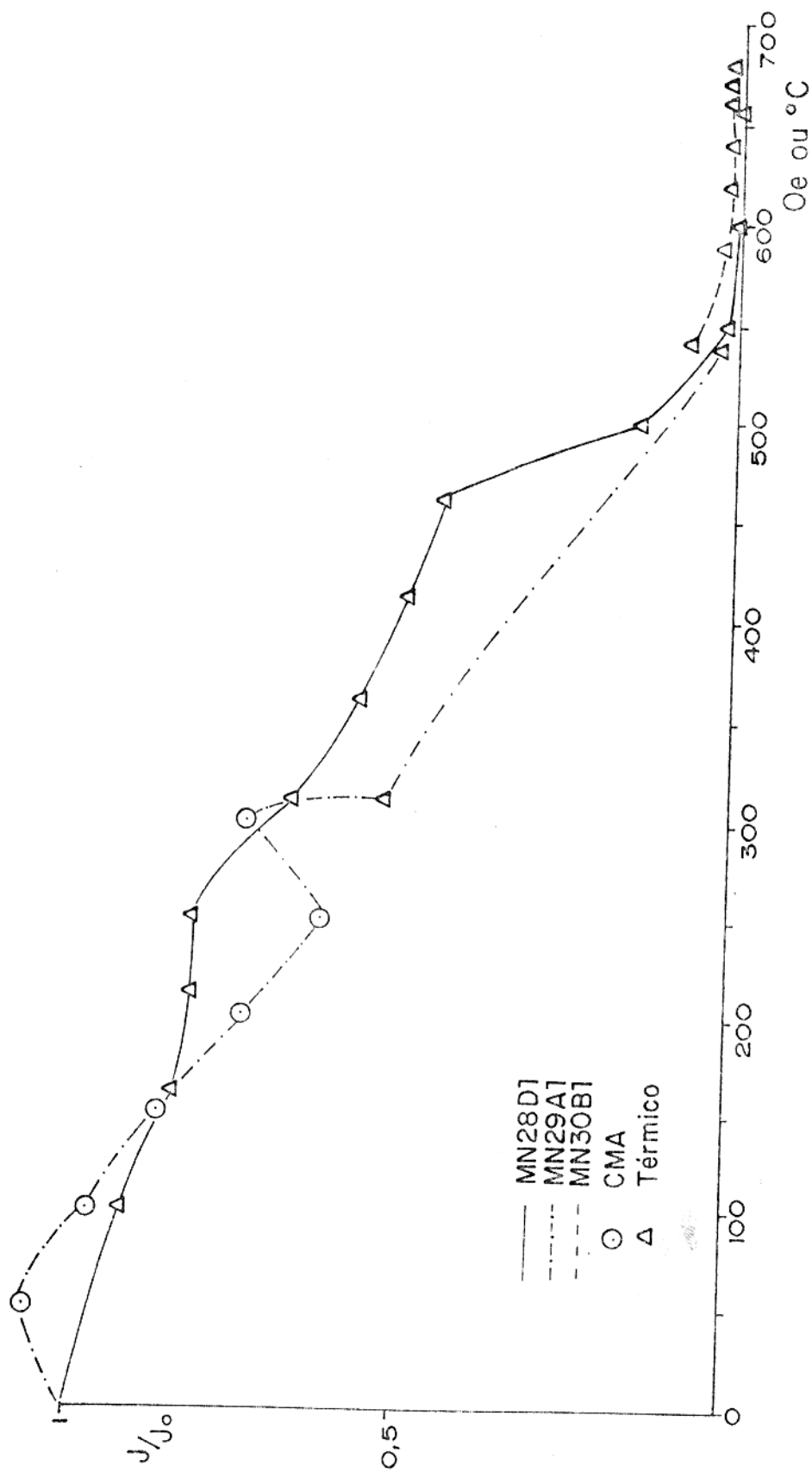


FIG. 10 - Curvas de Desmagnetização de Amostras Representativas do Aplramento 3.

TABELA 2 - Valores de Intensidade Magnética Inicial (J_0) de amostras da Formação Longã

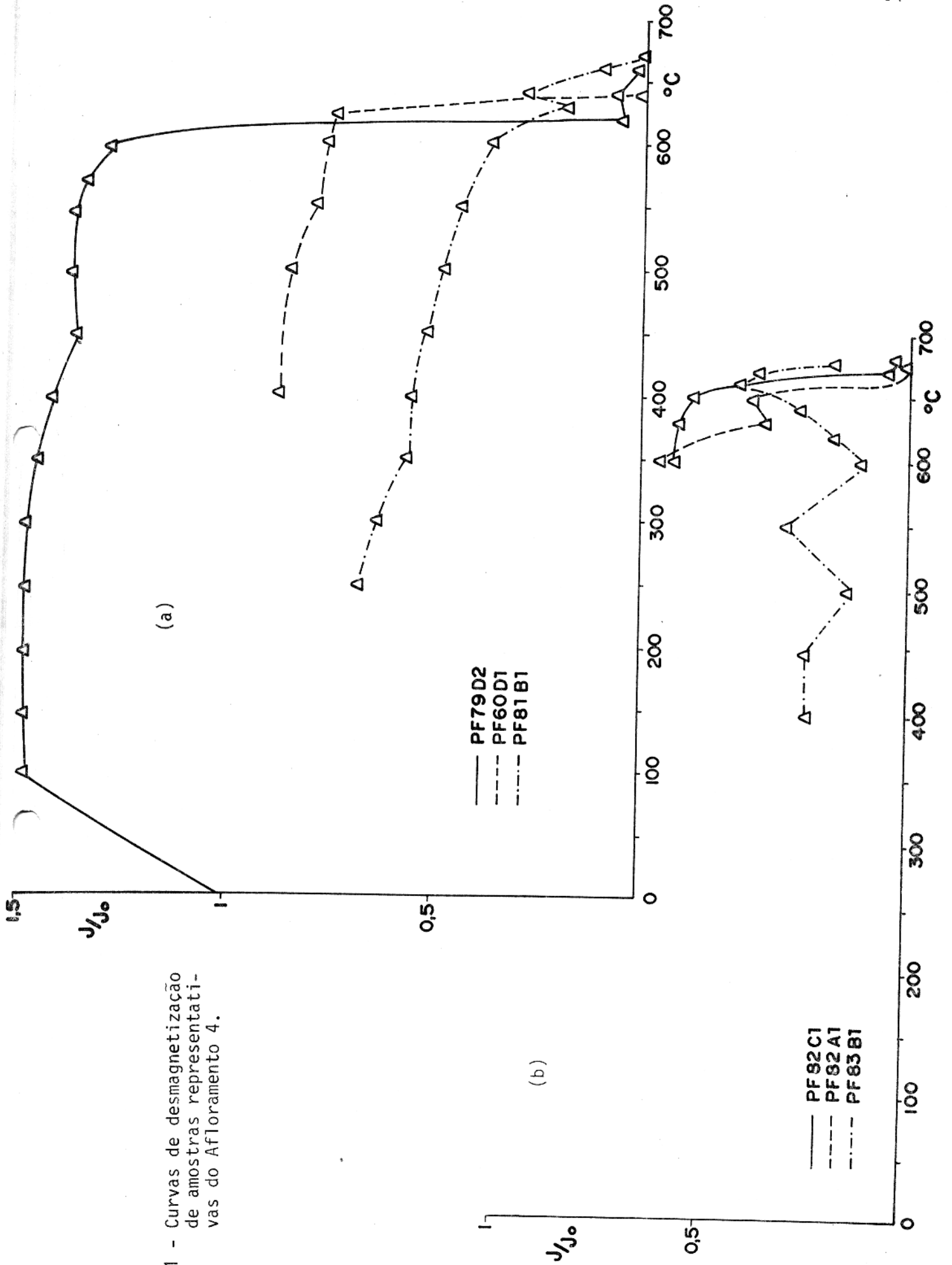
Nº AFL.	ESPECI MES	-6 Jx10uem	Nº AFL.	ESPECI MES	-6 Jx10uem	Nº AFL.	ESPECI MES	-6 Jx10uem
1	MN22A1	817.937	4	PF83A1	4.866	6	PF121B	1.116
1	MN22B1	262.602	4	PF83B1	4.327	6	PF121C	0.579
1	MN22C1	309.796	4	PF83C1	5.507	6	PF123A	0.014
1	MN22D1	901.843	4	PF83D1	6.297	6	PF123B	0.921
1	MN23A1	910.740	5	PF84D1	3.009	6	PF123C	1.170
1	MN23A2	940.157	5	PF84B1	3.727	6	PF124A	1.275
1	MN23B1	825.625	5	PF84C1	1.741	6	PF124B	1.757
1	MN23B2	948.188	5	PF84D1	1.745	6	PF124C	0.046
1	MN23C1	1032.325	5	PF85A1	21.772	6	PF126A	0.853
1	MN23C2	1099.524	5	PF85B1	19.764	6	PF126B	0.280
1	MN24A1	743.335	5	PF85A2	30.452	6	PF128A	1.562
1	MN24B1	669.666	5	PF85B2	13.680	6	PF128B	1.037
1	MN24C1	738.528	5	PF85C1	27.713	6	PF129A	1.047
2	MN25A1	31.162	5	PF85C2	24.420	6	PF129B2	0.049
2	MN25B1	55.472	5	PF86A1	0.105	6	PF129C1	2.733
2	MN25C1	32.566	5	PF86B1	0.134	6	PF130A1	1.225
2	MN25D1	56.520	5	PF86B2	0.146	6	PF130A2	1.452
2	MN26A2	1.640	5	PF86A2	0.148	6	PF130C1	1.402
2	MN26B1	1.109	5	PF87A1	66.134	6	PF131A1	1.038
2	MN26C1	1.616	5	PF87B1	68.642	6	PF131A2	0.654
2	MN26A1	2.813	5	PF87C1	45.272	6	PF131B1	0.612
2	MN27B1	24.536	5	PF87D1	37.877	6	PF131C1	2.151
2	MN27C1	37.946	6	PF114A1	19.904	6	PF132A	1.716
2	MN27D1	16.230	6	PF114A2	31.759	6	PF132B	1.869
2	MN27E1	27.437	6	PF114B1	23.195	6	PF132C	3.240
3	MN28A1	17.271	6	PF114B2	5.646	6	PF133A	1.293
3	MN28B1	15.824	6	PF114C1	16.748	6	PF133B	0.877
3	MN28C1	17.716	6	PF114A3	16.848	6	PF133C	1.140
3	MN28D1	20.883	6	PF114C2	26.306	6	PF134A	1.022
3	MN28E1	16.225	6	PF116A1	11.176	6	PF134B	6.841
3	MN29A1	21.832	6	PF116B1	9.582	6	PF136A1	5.111
3	MN29C1	23.839	6	PF116D1	11.077	6	PF136A2	5.059
3	MN29D1	19.676	6	PF117A1	0.784	6	PF136A3	9.322
3	MN30A1	7.334	6	PF117A2	1.774	6	PF136B1	4.295
3	MN30B1	6.080	6	PF117B1	0.833	6	PF136B2	13.945
4	PF79A1	95.144	6	PF117C1	0.938	6	PF136C1	5.672
4	PF79B1	108.934	6	PF117C2	0.522	6	PF136C2	4.151
4	PF79C2	56.072	6	PF118A	4.760	6	PF137A1	3.634
4	PF79C1	115.122	6	PF118B	9.878	6	PF137A2	5.076
4	PF79D2	40.423	6	PF118C	10.192	6	PF137A3	4.538
4	PF79D1	116.136	6	PF119D	7.902	6	PF137B1	4.150
4	PF80A1	159.090	6	PF119A1	0.840	6	PF137B2	3.752
4	PF80B1	164.358	6	PF119B1	0.487	6	PF137B3	15.331
4	PF80C1	165.764	6	PF119B2	1.177	6	PF137C1	4.998
4	PF80D1	147.353	6	PF119C1	0.726	6	PF137C2	3.585
4	PF81A1	2.437	6	PF119C2	0.566	6	PF138A1	3.510
4	PF81A2	3.104	6	PF120A1	1.592	6	PF138A2	3.665
4	PF81B1	2.743	6	PF120A2	1.654	6	PF138B1	3.756
4	PF81B2	3.225	6	PF120B1	1.248	6	PF138B2	8.979
4	PF82A1	47.777	6	PF120C1	1.215	6	PF138C1	3.607
4	PF82D1	42.394	6	PF120D1	1.291	6	PF138C2	7.780
4	PF82B1	48.948	6	PF121A	0.005			

Do afloramento nº 4 foram tratados termicamente os blocos identificados por PF 79, 80, 81 e 83. Os valores das intensidades magnéticas são elevados (Tabela 2) excetuando-se as amostras 81 e 83. As curvas de desmagnetização são mostradas nas figuras 11a e 11b. O espécime piloto 79 D2 (figura 11a) indica a presença de uma componente viscosa "dura" adquirida "in situ" eliminada em 620°. O aumento na intensidade deve-se ao fato da polaridade do espécime ser reversa. Os demais espécimes indicaram decréscimo lento em J, tendo uma queda brusca no intervalo 620-600° C (figura 11a e 11b). Neste intervalo foi atingida a temperatura de bloqueio da hematita. Os picos que aparecem na curva do espécime 83 B1 (figura 11b) não são significativos, sendo devidos a fraca intensidade da amostra. Não houve nenhum indício de qualquer mudança de fase magnética neste afloramento. O mineral magnético portador da remanência principal deve ser hematita originada "in situ".

O afloramento nº 5, com suas amostras PF 84, 85, 86 e 87, teve comportamento análogo ao de nº 4. Apenas a amostra 86 comportou-se instavelmente. Suas curvas são mostradas nas figuras 12, a, b, c (comparar com as figuras 11a e 11b).

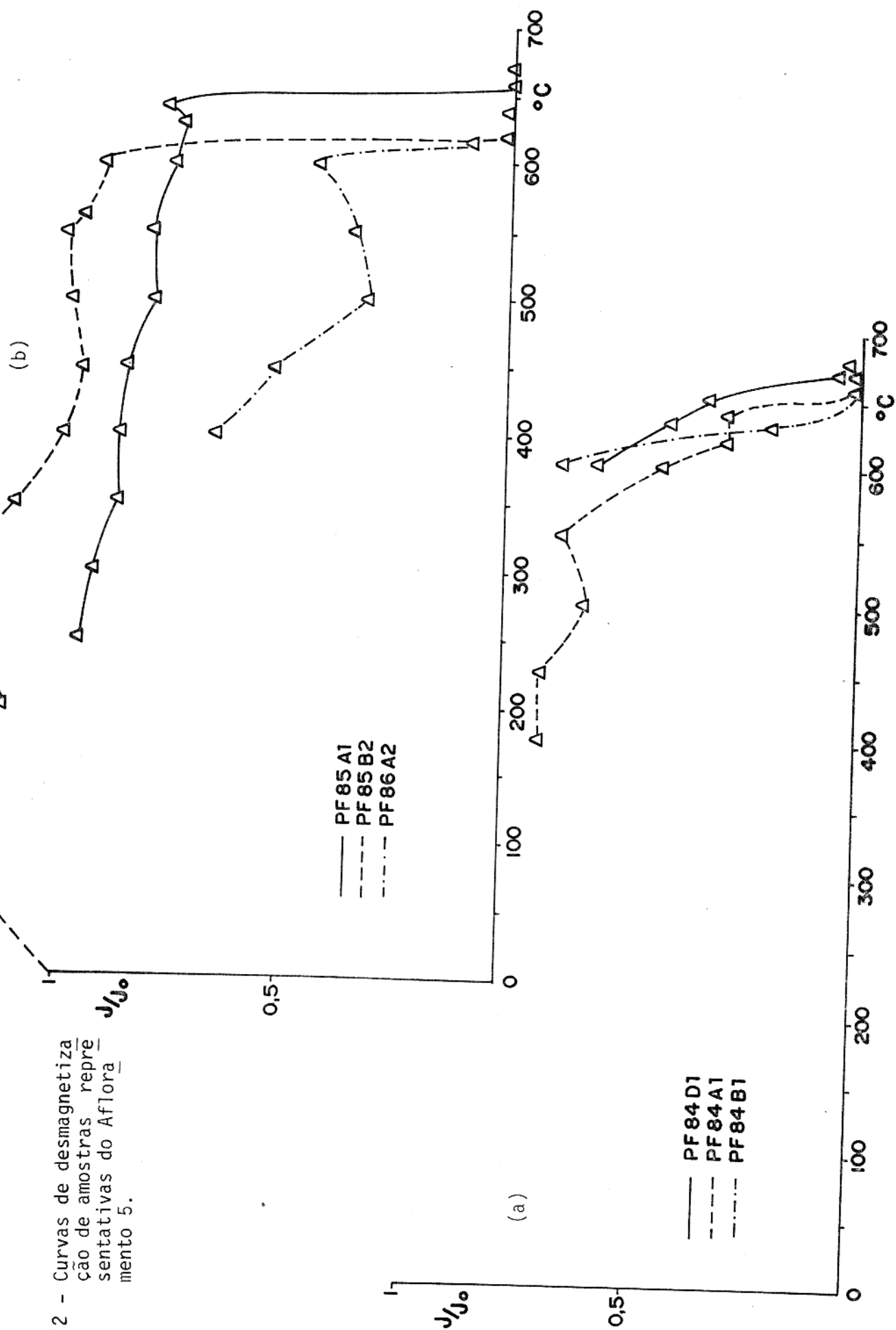
A sistemática para o tratamento térmico empregado nesses afloramentos foi a seguinte: tomou-se um primeiro piloto/afloramento que foi lavado de 100 até 675°C. Analisados os resultados tomou-se um segundo piloto/afloramento que foi lavado de 250 a 675°C. Em seguida tomou-se um terceiro piloto/afloramento que foi lavado de 400 até 675°C. Ficando-se então com 3 pilotos por afloramento. Depois da análise optou-se pelo intervalo 600-675°C, como o melhor para definir a magnetização principal, o qual foi aplicado nos espécimes não piloto.

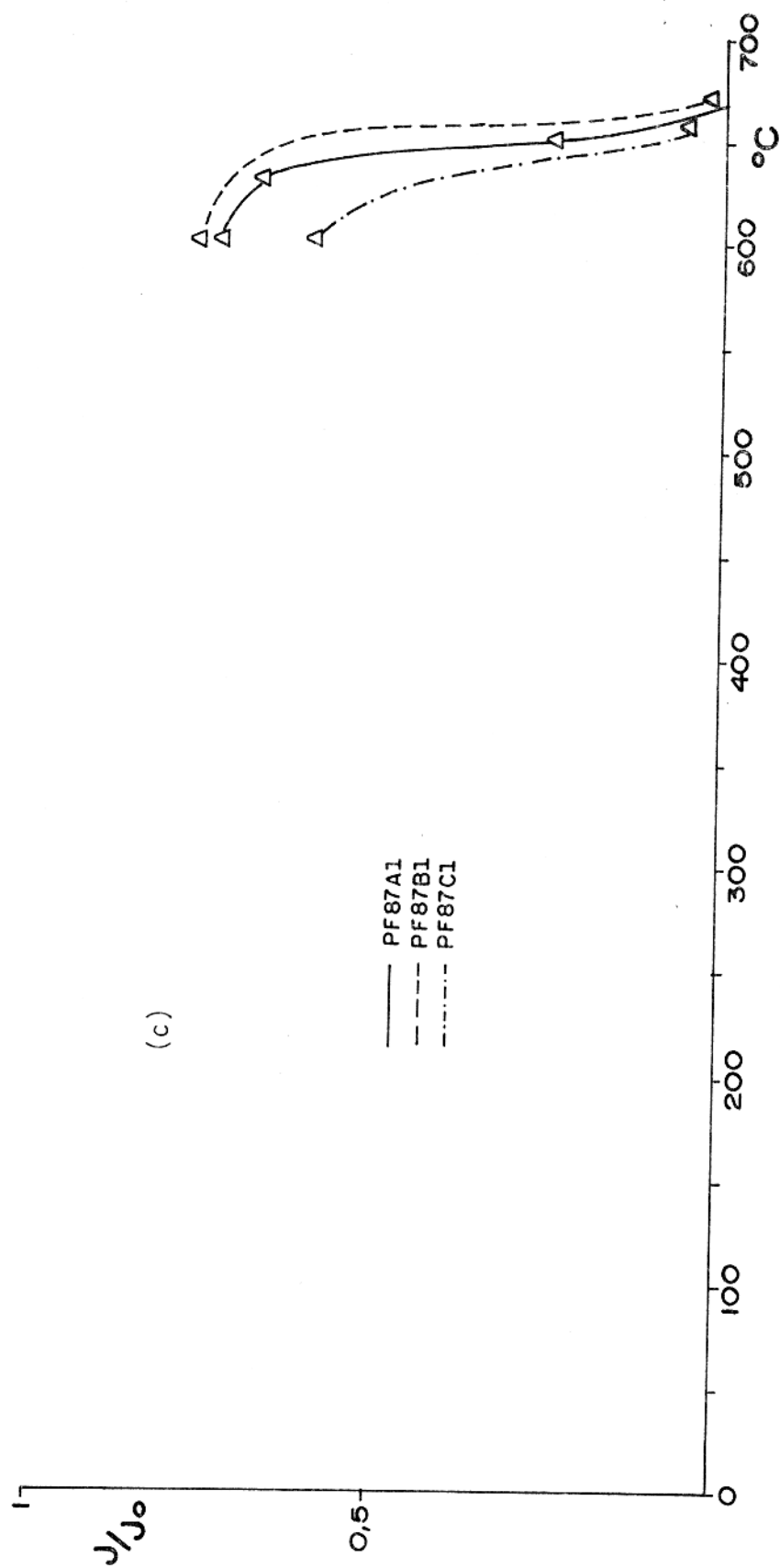
Para o afloramento de nº 6, a sistemática mudou um pouco em virtude de suas amostras em número de 25 (numeradas de 114 a 138) possuírem em sua maioria intensidade magnética muito baixa. Algumas amostras de mão apresentaram variação de J entre seus espécimes, por exemplo PF 114 e PF 137 onde os espécimes 114 B2 e 137 B3 apresentaram intensidades bem maiores que os demais (Tabela 2). Além disso, dos 25 níveis amostrados, somente 20 foram estudados, pois 5 não resistiram ao corte em laboratório. Desses, aqueles numerados de 121 a 134, por serem muito friáveis, foram cortados em cubos ao invés da forma convencional cilíndrica. A



G. 11 - Curvas de desmagnetização de amostras representativas do Afloramento 4.

FIG. 12 - Curvas de desmagnetização de amostras representativas do Afloramento 5.





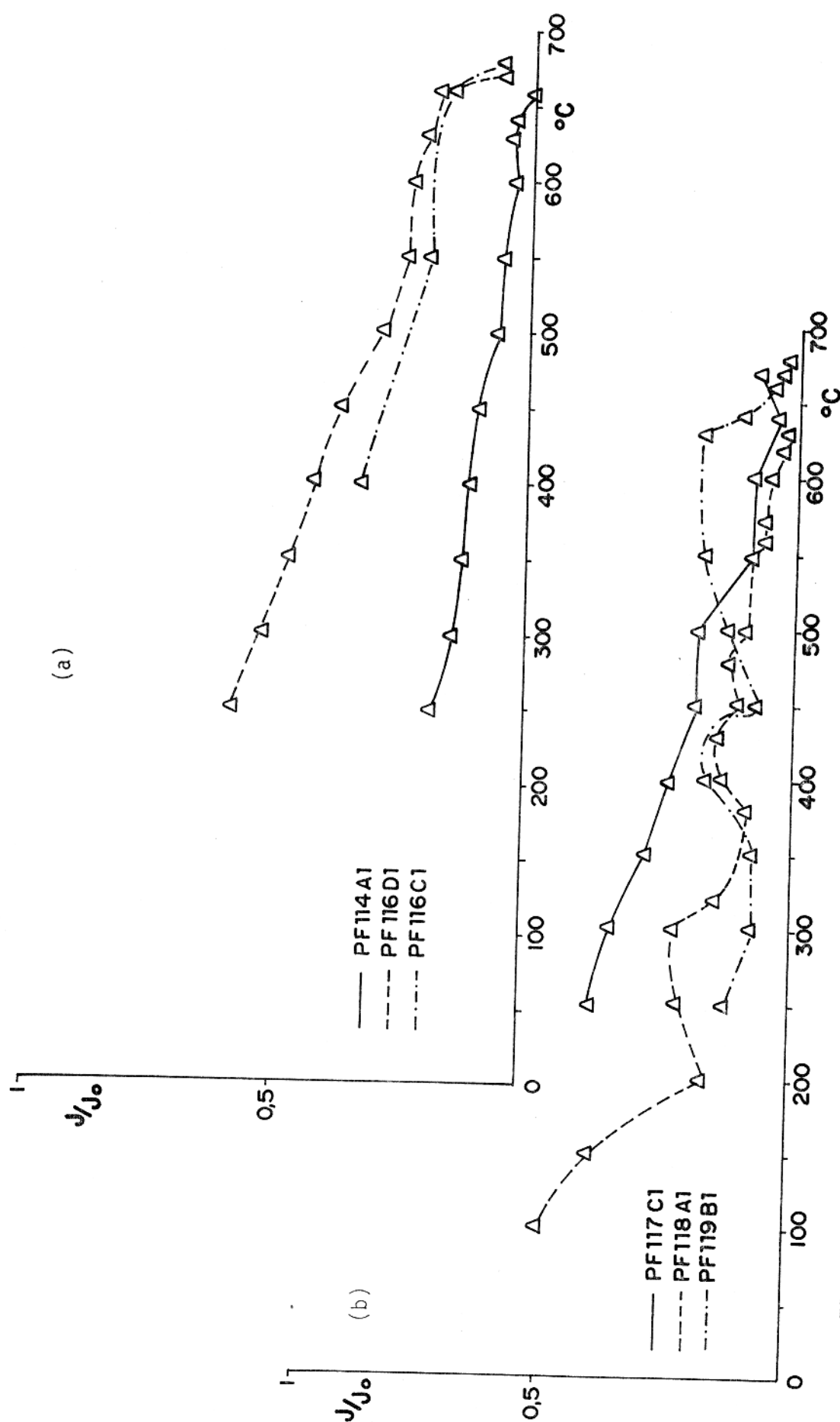


FIG. 13 - Curvas de desmagnetização de amostras representativas do Afloramento 6.
 a) PF 114, 116
 b) PF 117, 118, 119

sistemática adotada, foi então a seguinte:

a) para os espécimes cilíndricos escolheu-se um piloto/amostra, os quais foram lavados nos intervalos 100-670°C ou 250-670°C, dependendo da intensidade magnética inicial de cada um. Os espécimes dos sítios PF 136, 137 e 138 apresentaram resultados muito claros e perfeita coerência com os demais afloramentos (figura 15). A temperatura de lavagem determinada para estes sítios foi aquela escolhida para os afloramentos 4 e 5, ou seja de 600 a 675°C.

b) para os espécimes cúbicos (muito fracos) também foram utilizados um piloto/amostra, entretanto as lavagens foram nos intervalos 50-260, 100-520, 570 ou 630°C (dependendo da resposta do espécime). Para esses espécimes não foi possível encontrar um intervalo nítido de temperatura adequada para a lavagem, uma vez que alguns espécimes tiveram aumentos em suas intensidades a temperaturas maiores que 500°C (figura 14a, b, c, d) provavelmente devido a produção de fases altamente susceptíveis durante o aquecimento. As curvas da figura 14 mostram também decréscimos de 40-70% na intensidade magnética a temperaturas de 250-300°C, indicando a presença de componentes de magnetização de baixas temperatura de bloqueio, cujo portador magnético pode ser a maguemita.

Observou-se nesses estudos que rochas sedimentares de intensidade magnética baixa devem ser mantidas em local neutro livre de qualquer influência de campos externos, até que todo o tratamento seja concluído. Tal precaução é necessária, uma vez que essas amostras adquirem facilmente magnetização viscosa em presença de campos de laboratório. Isto pode ser notado na figura 14 d, onde são apresentados 2 espécimes da amostra 134, sendo que o espécime A ficou exposto ao campo de laboratório e B foi mantido dentro da blindagem eletromagnética, portanto em local neutro de campos externos.

Notou-se também que para amostras de fraca intensidade magnética não é aconselhável aplicar-se muitas lavagens a temperaturas próximas, pois tal fato poderá propiciar oxidações de minerais componentes, tornar a amostra instável ou facilitar a aquisição de magnetizações viscosas até mesmo em campos muito reduzidos (figura 14c, comparar gráficos dos espécimes 129 A e C1).

Quanto a litologia, as rochas estudadas nos 6 afloramen

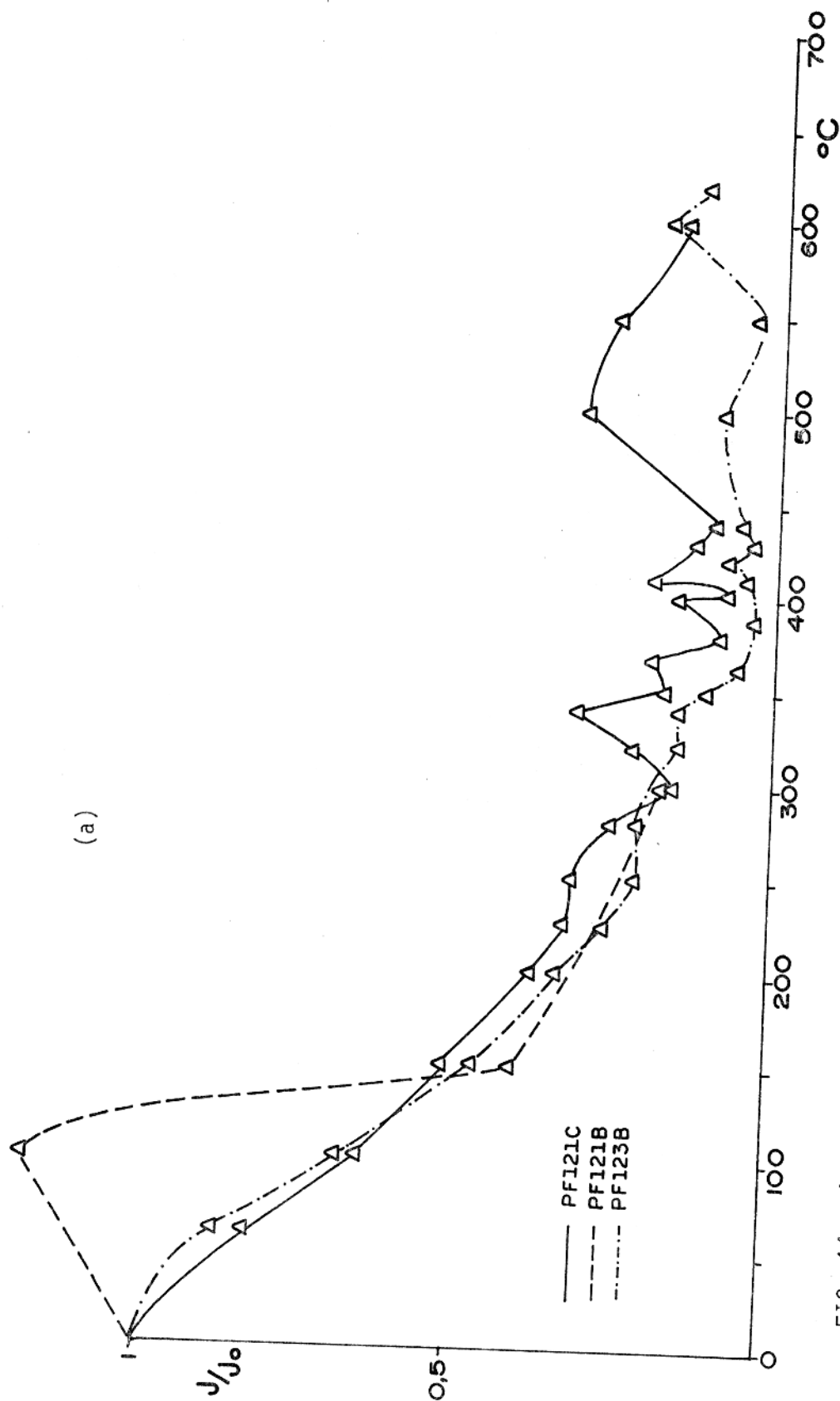


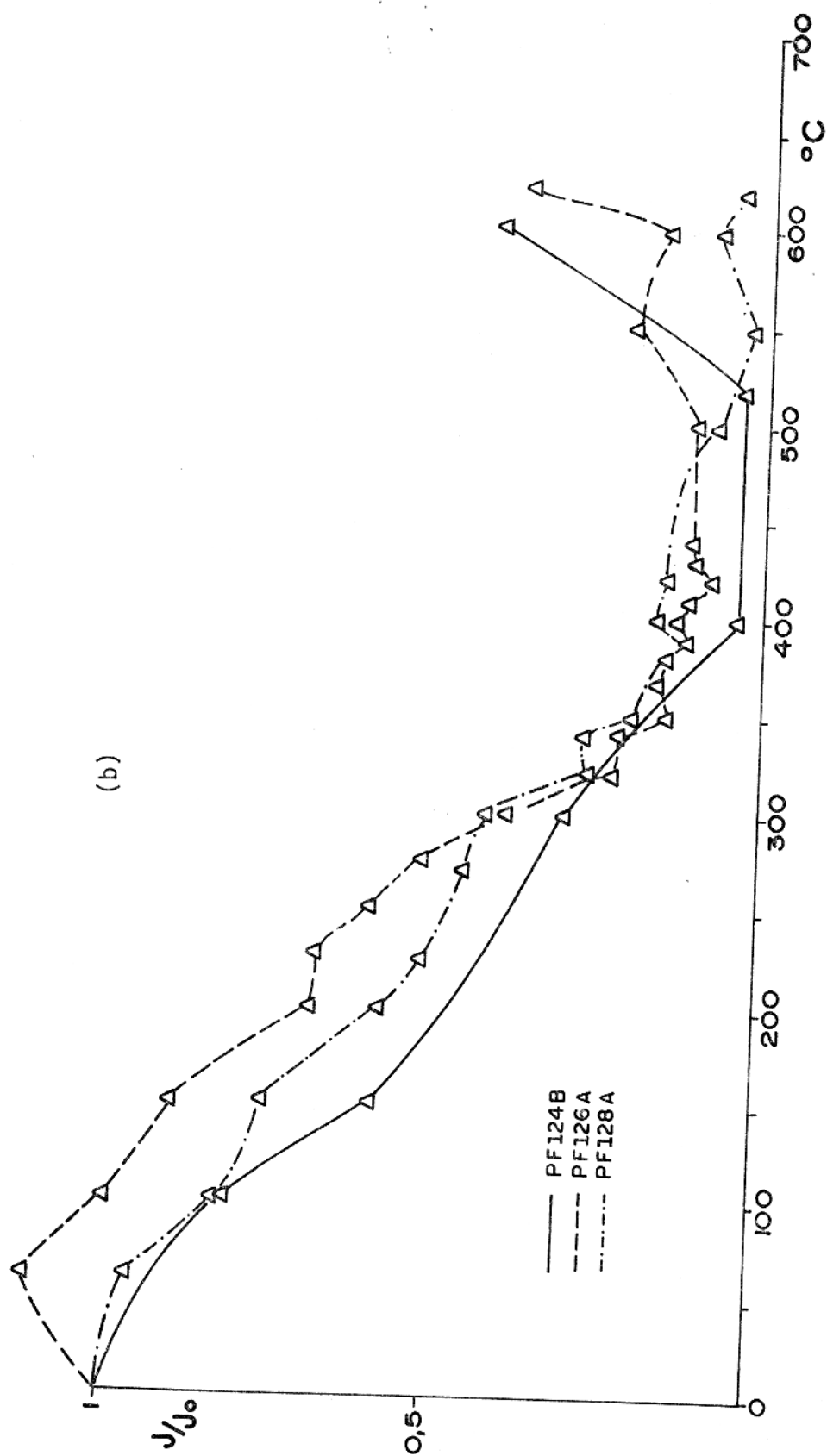
FIG. 14 - Curvas de desmagnetização de amostras representativas do Afloramento 6.

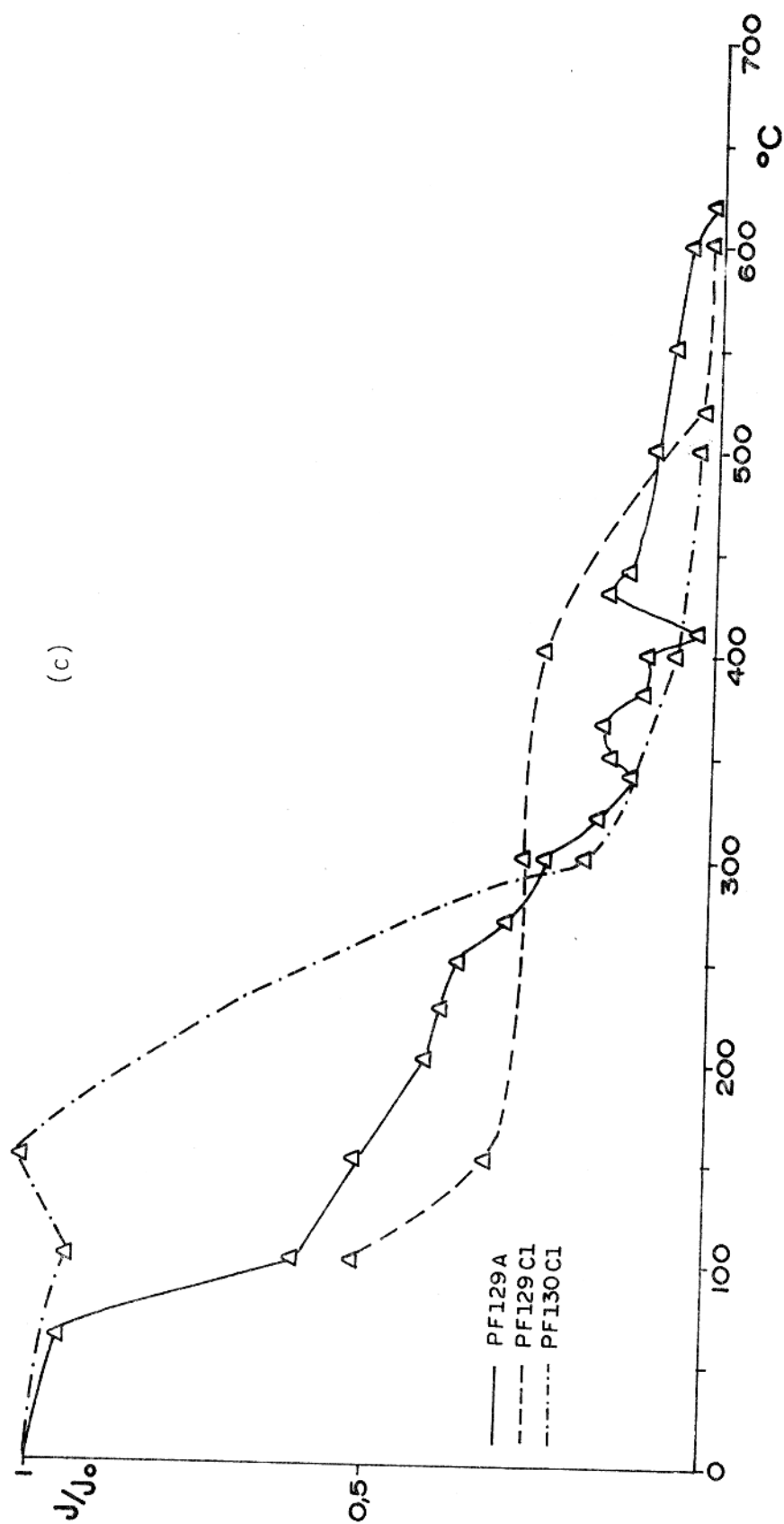
a) PF 121, PF 123

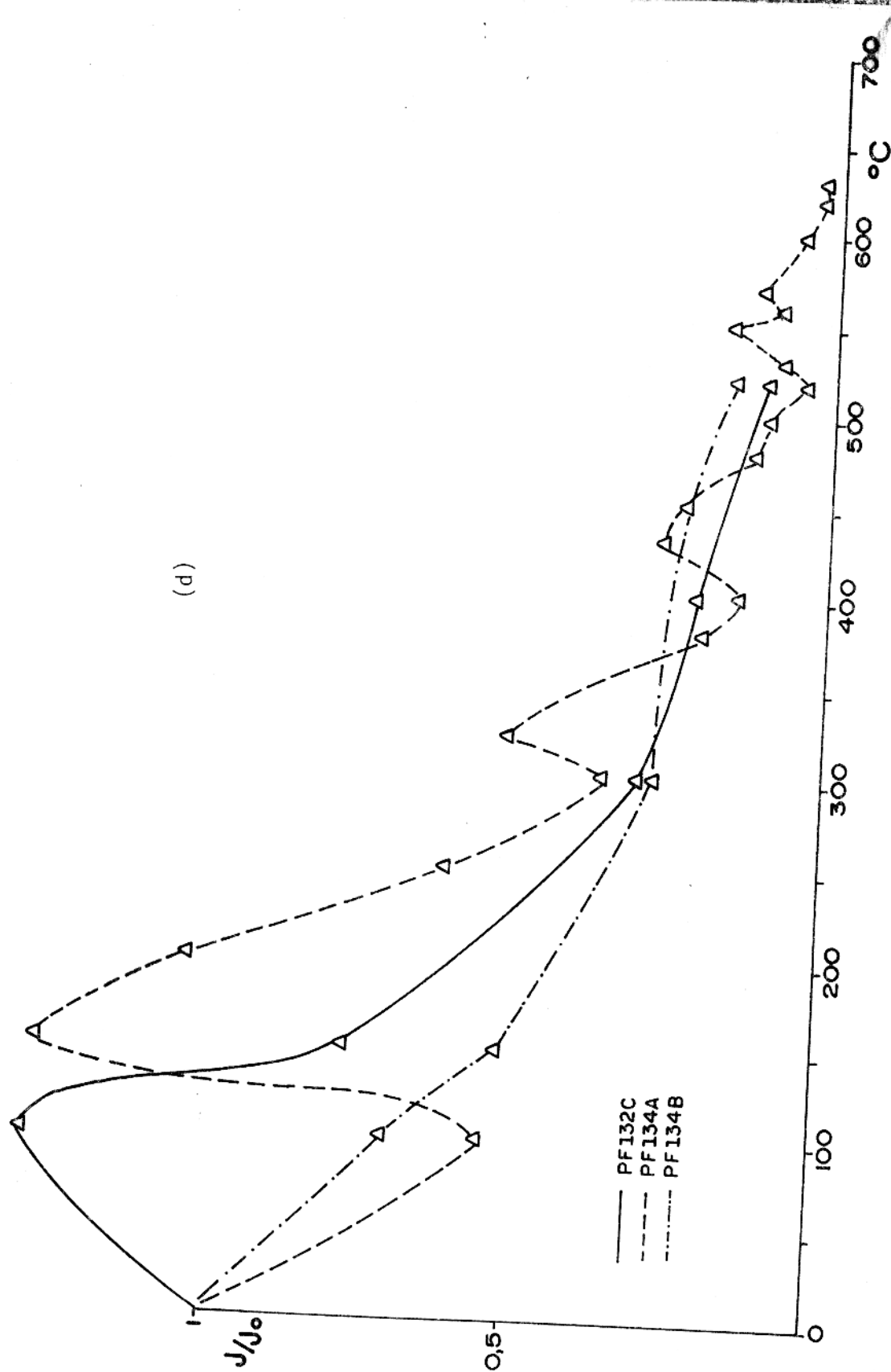
b) PF 124, PF 126, PF 128

c) PF 129, PF 130

d) PF 132, PF 134







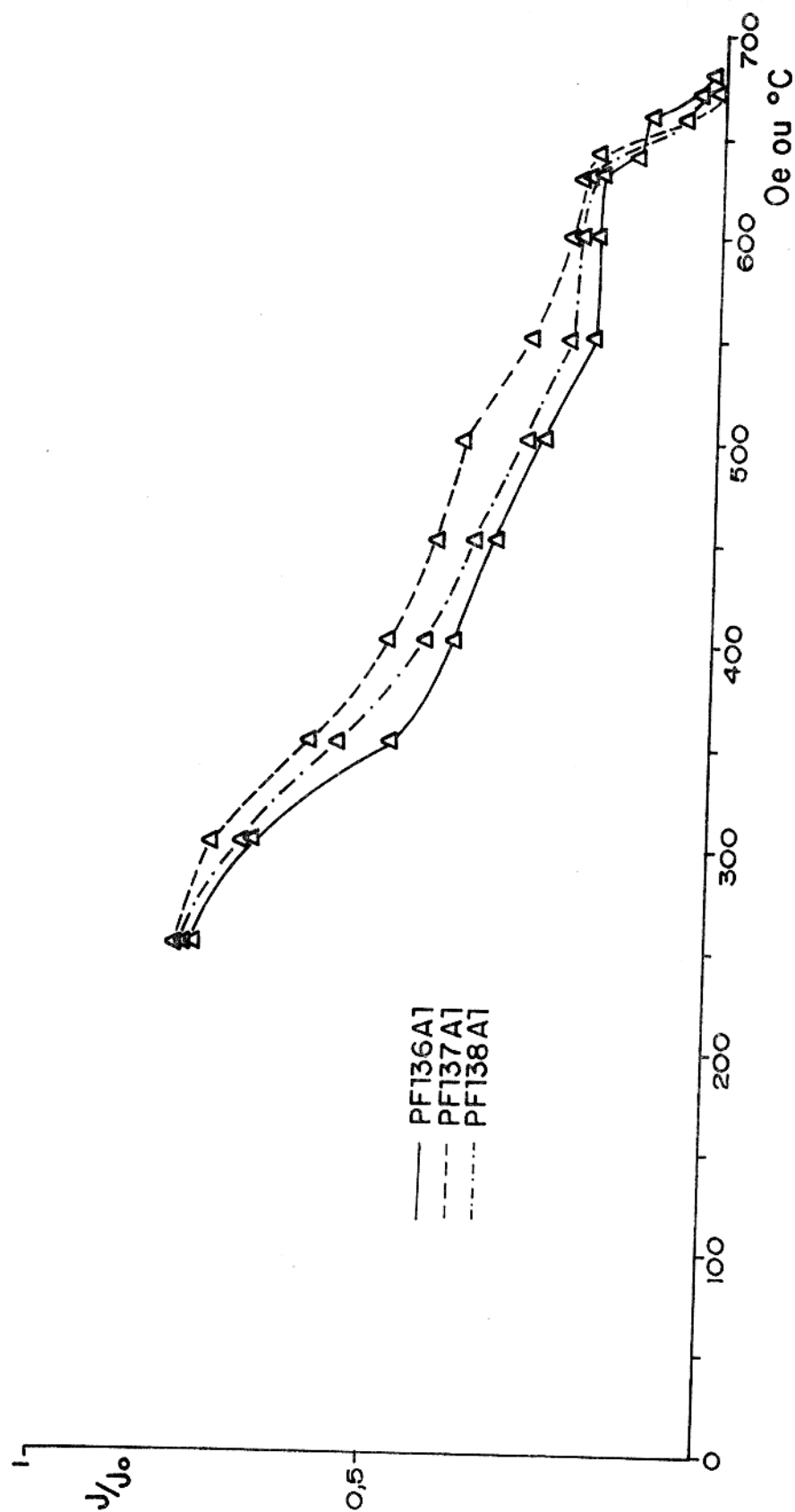


FIG. 15 - Curvas de desmagnetização de amostras representativas do Afloramento 6.
PF 136, PF 137, PF 138.

tos constituídos de arenitos, folhelhos e siltitos, de acordo com a observação de suas curvas de desmagnetização puderam ser agrupadas do seguinte modo:

a) os siltitos contendo óxidos de ferro e os arenitos cinza e cinza arroxeados (afloramentos 4 e 5) são estáveis, possuem intensidade magnética forte ($J \geq 3$ uem) e, na maioria dos casos seu valor não sofreu variações acentuadas até temperaturas da ordem dos 600°C (figuras 11 e 12). Este comportamento é típico da presença da hematita. Enquadram-se também neste grupo os arenitos creme com óxido de ferro dos afloramentos 2 (figura 9) e 3 (figura 10) sendo que nas curvas da figura 10 pode-se perceber indícios não só da hematita, mas também da magnetita.

b) os arenitos ferrosos que apresentaram intensidade magnética alta (ver tabela 2 afloramento 6, na exceção de PF117), perderam cerca de 50% de sua magnetização em temperaturas de 250°C (figura 13). Isto leva a crer que sua alta intensidade é de origem secundária.

c) os folhelhos creme numerados de 121 a 134 (afloramento 6) apresentaram os mais baixos valores de intensidade magnética inicial, na maioria dos casos grande instabilidade sob a ação de temperaturas, sendo portanto utilizados somente parcialmente nos cálculos paleomagnéticos. Acredita-se que tal comportamento tenha sido causado pela fraca intensidade, aliada a aplicação de muitos passos de lavagem, permitindo que acima dos 300°C as amostras sofressem transformações de fases ou adquirissem componentes viscosas (figura 14).

d) os siltitos creme dos sítios 136, 137 e 138 (afloramento 6) apresentaram intensidades magnéticas não muito altas, entretanto mostraram boa estabilidade direcional. Em suas curvas (figura 15) aparecem decréscimos em temperaturas próximas de 550 e 650°C , indicando que as temperaturas de bloqueio da magnetita e da hematita, foram atingidas e que os espectros das magnetizações não se superpõem totalmente. Estas magnetizações serão discutidas mais adiante.

e) os arenitos creme com óxido de ferro do afloramento 1 de alta intensidade magnética mostraram-se estáveis até campos de 800 oe e temperaturas de 670°C (figuras 7 e 8). Somente os espécimes do sítio 23 indicaram transformações de fase entre seus minerais. Direcionalmente este sítio apresentou comportamento bem diferenciado em relação aos demais grupos.

3.2.3 Direções de Magnetização e Diagramas de Zijderveld

Para a análise de direções de magnetização das remanências naturais de rochas, utilizou-se inicialmente o método convencional da Projeção Estereográfica (Philips, 1971). Nele as direções de magnetização são representadas em redes estereográficas, onde pontos de superfície esférica são projetados sobre o plano equatorial (Smith e Briden, 1977). Estes pontos determinam a declinação e a inclinação do vetor magnetização. Convencionou-se que para estudos paleomagnéticos, na rede estereográfica inclinação positiva (hemisfério inferior), deve ser representada por círculos cheios, e inclinação negativa (hemisfério superior) por círculos vazios. A declinação é representada em graus através de escala dada na própria rede estereográfica.

Todavia, este método em geral, não mostra todas as magnetizações que vão sendo eliminadas durante os processos de desmagnetização. Assim quando o estudo é feito em rochas antigas, que em geral possuem magnetizações superpostas a primária, adquiridas no campo da terra, esta última é identificada através de um agrupamento de direções estáveis chamado "end point". Entretanto as demais magnetizações chamadas "moles", cujos grãos possuem baixa força coercitiva ou temperatura de bloqueio, eliminadas durante o curso da desmagnetização, não são percebidas. Nesses casos o processo mais indicado é a análise das direções através dos diagramas de Zijderveld (Zijderveld, 1967).

Segundo esta técnica todos os vetores, nos diferentes passos de desmagnetização são representados em um único diagrama, onde o vetor magnetização no decorrer do tratamento é projetado em dois planos ortogonais onde a linha NS é comum a ambas as projeções. Nesses diagramas os pontos representam as posições sucessivas da extremidade do vetor magnetização total durante a desmagnetização progressiva. As magnetizações eliminadas caracterizam-se por segmentos de retas unindo esses pontos. Uma direção estável é encontrada quando o equivalente segmento de reta tende para a origem do sistema.

Círculos sólidos representam as projeções da extremidade do vetor magnetização resultante no plano horizontal. Círculos abertos, as projeções dessas extremidades no plano vertical. O plano horizontal é rebatido sobre o vertical. Exemplos serão apresentados mais adiante.

Ambas as técnicas são bastante conhecidas e utilizadas na literatura, porém somente recentemente, esta última tem sido empregada com grande sucesso na separação de multicomponentes (Storvedt et al, 1978; Vitorello e Van der Voo, 1977; Stupavsky e Simons, 1978; Park, 1981).

Nesse estudo tais técnicas foram utilizadas no sentido de uma complementar a outra, uma vez que, rochas de fraca intensidade magnética, muitas vezes não chegam a ser submetidas a temperaturas ou campos adequados que possam indicar agrupamento estável de direção, pois sua intensidade decresce muito rapidamente. Nesses casos, as projeções em rede estereográfica podem indicar pelo prolongamento de círculos máximos, a provável direção final. Em casos mais complexos esta direção pode ser indicada pela observação de ambos os tipos de projeção.

Em estudos dessa natureza, as direções são estudadas por agrupamentos, onde em geral os esquemas de amostragem são do tipo hierárquico, combinando-se dois ou mais níveis.

De cada nível ou sítio é calculada uma direção média através do computador "Digico", o qual utiliza para a combinação dos dados um método extensivamente utilizado em Paleomagnetismo, conhecido como Estatística Fisheriana (Fisher, 1953) para cálculo de distribuições de pontos sobre a esfera. Neste sistema, uma população de pontos sobre a esfera unitária é considerada como uma distribuição teórica definida por um parâmetro de precisão k e uma direção verdadeira simbolizada por um vetor unitário. Como as direções individuais de cada espécime são consideradas como pontos sobre a esfera, foi proposto por Fisher (1953) que tal distribuição pode ser descrita em termos da densidade de probabilidade (P) dada por:

$$P_A dA = \frac{k}{4\pi \sinh k} e^{k \cos \theta} \sin \theta d\theta d\phi, \quad (8)$$

sendo (ϵ, θ) as coordenadas polares do elemento de área dA , onde θ é a distância angular da média ou seja o ângulo entre as direções observada e verdadeira e ϵ o ângulo azimutal.

A densidade da distribuição é axialmente simétrica em torno da direção média verdadeira e ϵ é uniformemente distribuído através dos 360° .

Como o parâmetro k determina a precisão dos pontos. Se $k=0$, eles são uniformemente distribuídos e as direções são aleatórias. Se k é grande, eles são confinados a uma pequena porção da esfera próxima da direção média verdadeira.

A exatidão da direção média observada pode ser definida pela medida da semi abertura de um cone centrado na direção média, dentro do qual existe uma probabilidade particular (P) de estar a direção média verdadeira. A intersecção do cone com a esfera é chamada de círculo de confiança. O ângulo α é dado por:

$$\alpha = \cos^{-1} \left(\frac{N-R}{R} \right)^{1/(N-1)} \quad (9)$$

Neste cálculo é usual dar peso unitário para os vetores correspondentes a cada sítio de modo que a declinação (D) e a inclinação (I) de cada direção possam ser expressas através de seus cossenos diretores:

$$l_i = \cos D_i \cos I_i \quad (10)$$

$$m_i = \sin D_i \cos I_i \quad (11)$$

$$n_i = \sin I_i \quad (12)$$

Esses cossenos diretores podem então ser combinados por um número N de vetores de modo a obter a intensidade do vetor resultante (R) e sua direção média (D_m, I_m). Para isso Fisher considerou que a melhor forma de estimar (l, m, n) da direção média verdadeira de R é através da soma vetorial das N direções individuais, onde:

$$\ell = \frac{\sum_{i=1}^N \ell_i}{R}, \quad m = \frac{\sum_{i=1}^N m_i}{R}, \quad n = \frac{\sum_{i=1}^N n_i}{R} \quad (13)$$

$$R^2 = \left(\sum_{i=1}^N \ell_i \right)^2 + \left(\sum_{i=1}^N m_i \right)^2 + \left(\sum_{i=1}^N n_i \right)^2 \quad (14)$$

e a direção média $\bar{e}$ dada por

$$D_m = \operatorname{tg}^{-1} \frac{\sum_{i=1}^N m_i}{\sum_{i=1}^N \ell_i}, \quad I_m = \operatorname{sen}^{-1} \frac{\sum_{i=1}^N n_i}{R} \quad (15)$$

Antes do cálculo das direções médias, uma análise detalhada dos dados e dos gráficos de variação da direção, segundo os métodos analíticos citados foi feita. Nesta análise comparou-se os gráficos explicados acima, curvas de desmagnetização J-T(C) apresentadas no item anterior e valores de suscetibilidade magnética medidos durante os tratamentos. O objetivo desta análise era encontrar direções estáveis isoladas através dos tratamentos.

Foram notadas 4 grupos de magnetizações denominadas de A a D (tabela 3 e figura 16) sendo A, a magnetização principal. Os aspectos mais importantes dessa análise serão apresentados.

As amostras identificadas por MN, de 22 a 30 dos afloramentos 1, 2 e 3 não se mostraram muito coerentes, quando observadas em conjunto através das projeções estereográficas. Entretanto quando observou-se todos os gráficos em conjunto (estereogramas, diagramas de Zijderveld e curvas J-T/C), notou-se que espécimes que não indicaram direção de magnetização claramente estável em projeção estereográfica, nos diagramas vetoriais tal direção foi evidenciada. Este fato foi notado em alguns grupos de amostras. Vejamos.

Dentre as amostras do afloramento 1, denominadas 22, 23 e 24 tomemos os gráficos do espécime 24 B1 (figura 17). Observando-se a projeção estereográfica (figura 17a) nota-se que o espécime não se posicionou exatamente na direção estável do grupo A, entretanto através do diagrama vetorial (figura

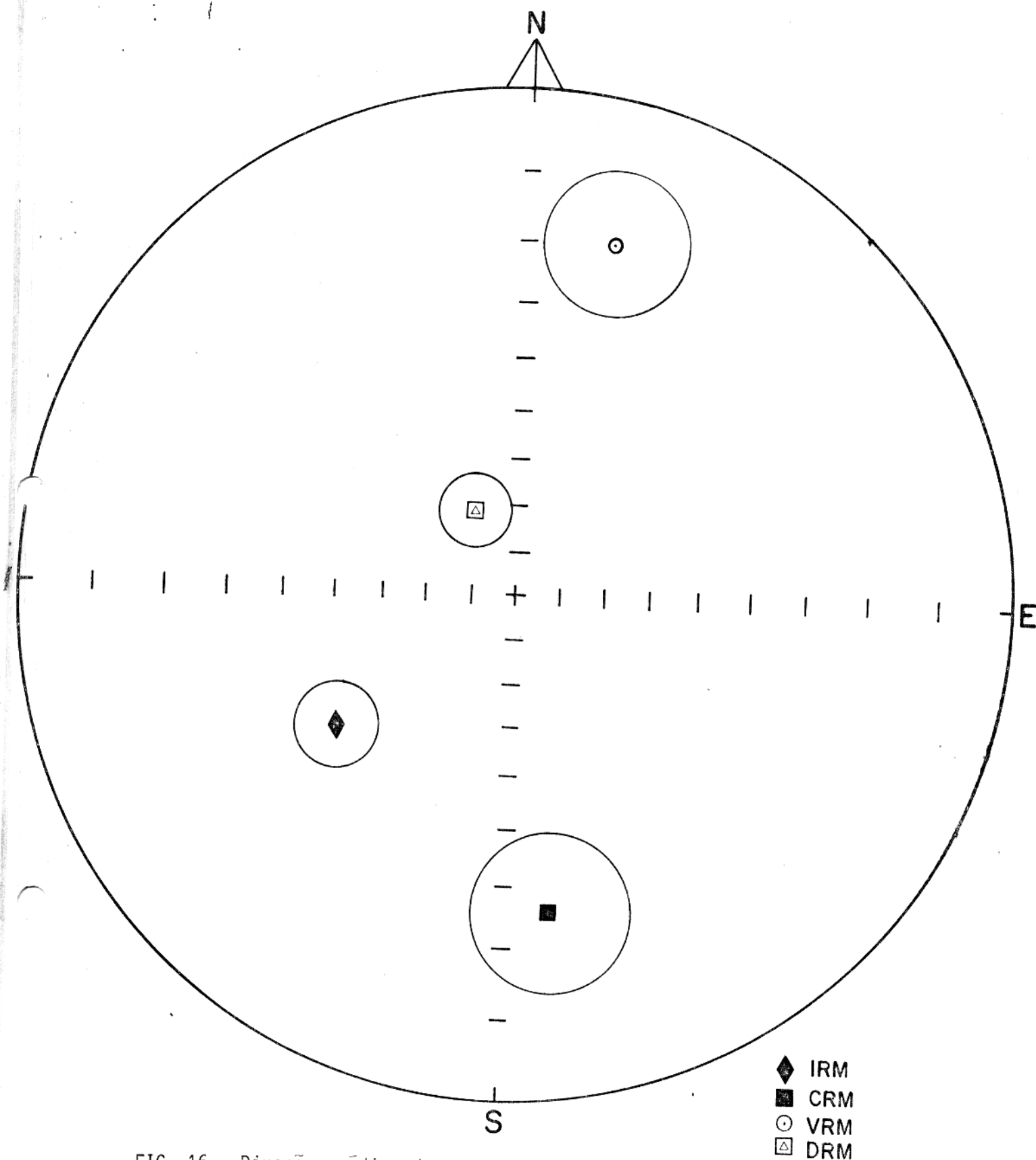


FIG. 16 - Direções médias das magnetizações remanentes naturais encontradas após os tratamentos.

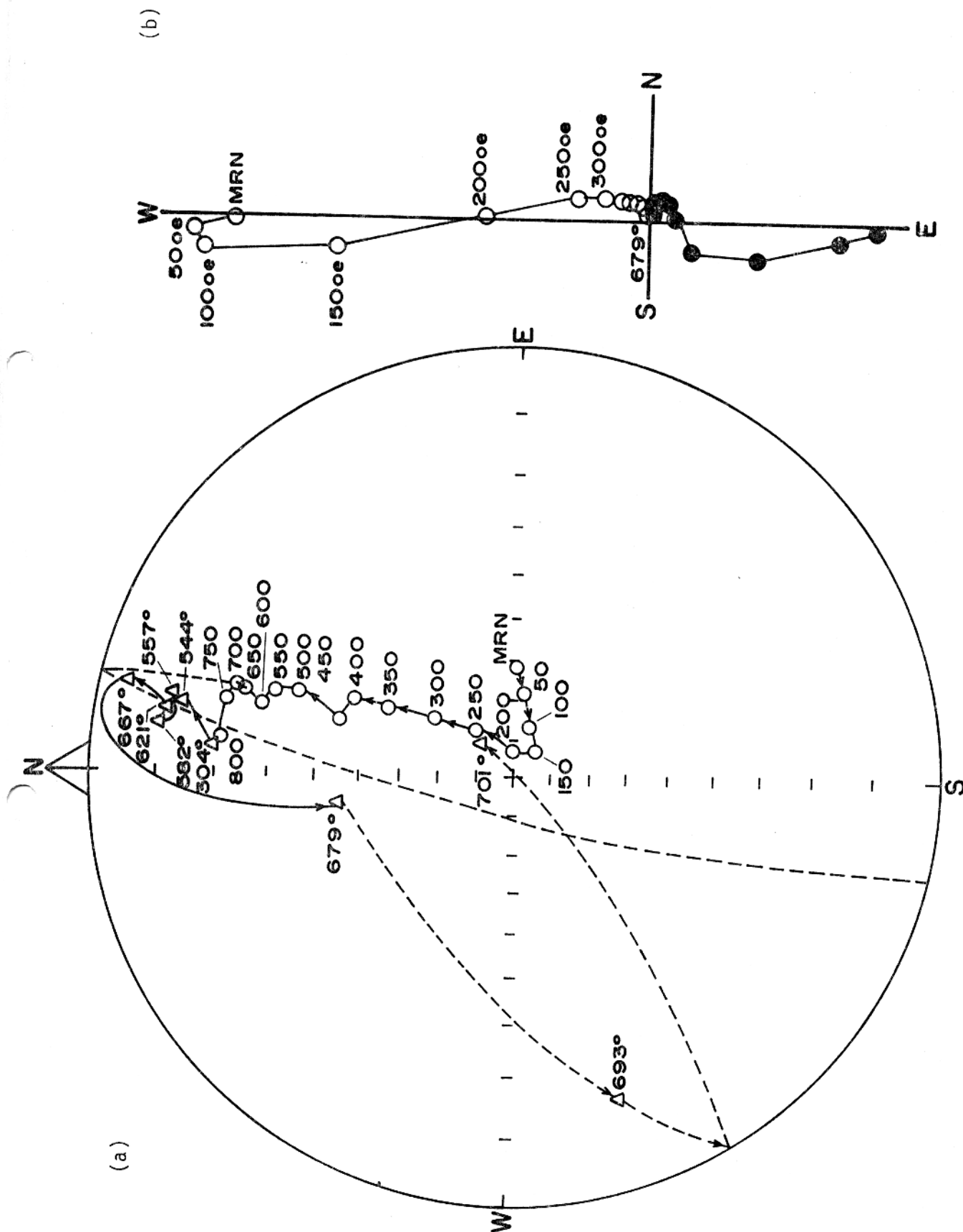


FIG. 17 - Variação na direção de magnetização do espécime MN 24B1 durante o tratamento misto
a) Segundo a Projeção Estereográfica
b) Segundo os Diagramas Vetoriais de Zijdeveld

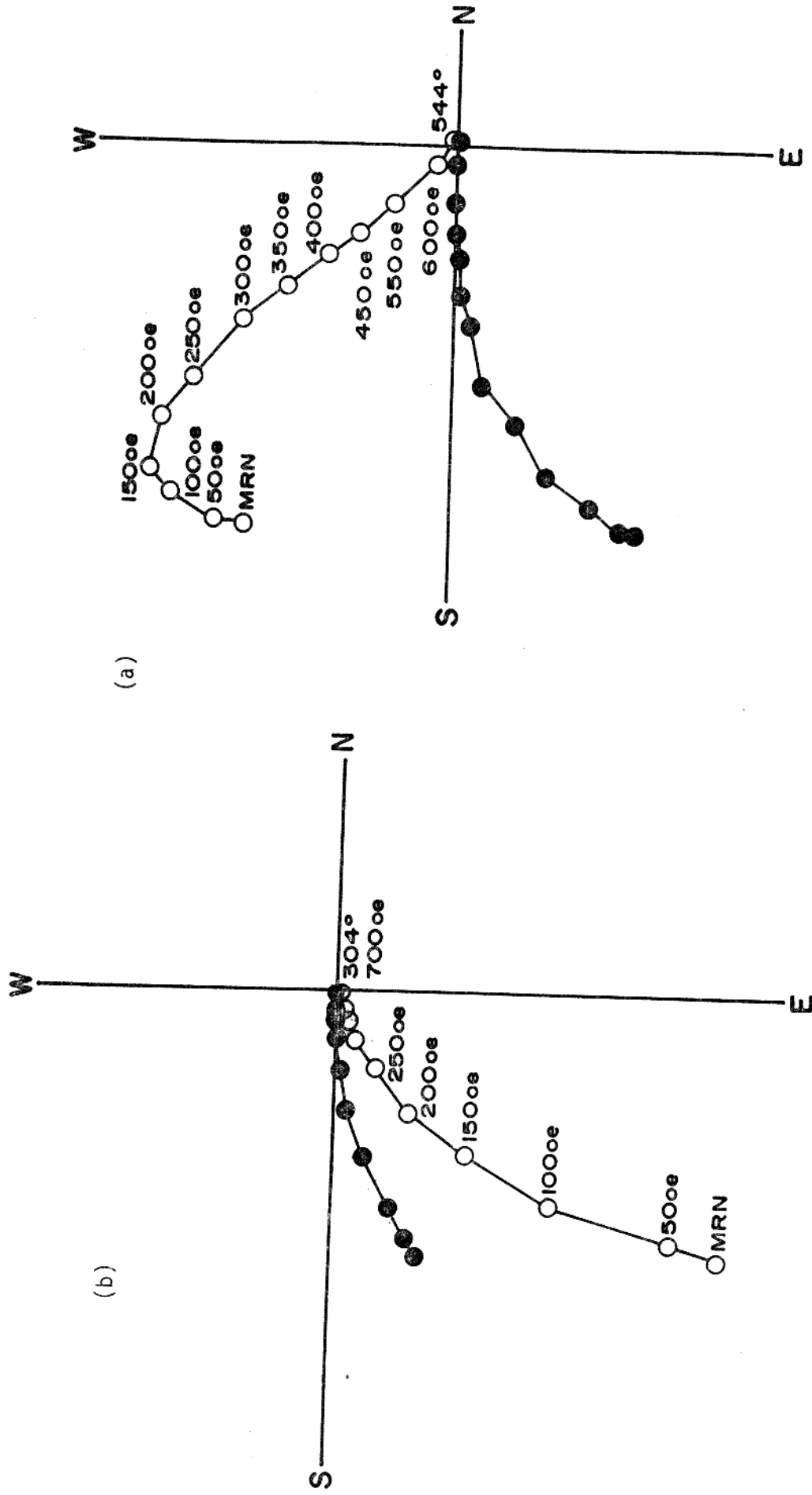


FIG. 18 - Variação na direção de magnetização da amostra MN 22 segundo os diagramas vetoriais de Zijdeveld.
a) MN 22D1
b) MN 22C1

17b) nota-se que a partir de 300 oe o vetor resultante encaminha-se para o centro do sistema, o qual é praticamente atingido em 679 $^{\circ}$. Após este valor de temperatura a direção torna-se aleatória, pois sua intensidade magnética já está bastante reduzida pela aplicação das temperaturas. Neste mesmo espécime percebe-se também a eliminação de uma magnetização viscosa entre 50 e 100 oe (figura 17b), o mesmo ocorre com os espécimes 22 D1 e C1 (figuras 18a e 18b). No gráfico J-C (figura 8) a direção estável do Grupo A torna-se evidenciada a partir de 350 oe .

Os espécimes 22 D1 e 22 C1 apresentaram ambos a direção estável do Grupo A, sendo D1 de polaridade normal e C1 reversa. Outros casos semelhantes serão apresentados mais adiante. Para estes espécimes a direção estável do grupo A é percebida tanto em projeção estereográfica como através dos diagramas vetoriais (figuras 18 e 19). Em 22 D1 esta direção torna-se clara entre 544 e 582 $^{\circ}$ e em 22 C1 entre 750 oe e 300 $^{\circ}\text{C}$ (19b e 19a). A magnetização viscosa bem evidenciada em 24 B1 e 22 D1 através dos gráficos de Zijderveld (figuras 17b e 18a) e nas curvas de desmagnetização (figura 8) não está evidente para o espécime 22 C1 (figura 18b). No cálculo da direção média do grupo A foram tomadas as direções antípodas dos espécimes reversos.

A amostra MN23 (com os espécimes estudados) não indicou a direção principal do grupo A. Todos os seus espécimes coerentemente indicaram uma magnetização reversa muito "dura" cuja direção foi denominada "estável do grupo D". Nesta amostra foi aplicado o tratamento misto (item 3.2.2) exceto para o espécime C2 que por razões apenas experimentais foi tratado somente no térmico. Nenhum dos tratamentos aplicados eliminou a direção estável D, considerada secundária de espectro totalmente superposto a magnetização principal do grupo A (figuras 20a e 20b). Na projeção Zijderveld somente esta magnetização pode ser observada. Esta amostra por seu alto valor de intensidade magnética (tabela 2) deve ter sofrido uma alteração por um campo indutor provavelmente produzido por descarga elétrica, provocando nela uma magnetização viscosa do tipo Isotérmica de força coercitiva bastante alta. As demais amostras do mesmo afloramento, 22 e 24 parecem ter sido afetadas apenas parcialmente, uma vez que as magnetizações viscosas apresentadas, foram eliminadas por campos de 100 a 300 oe

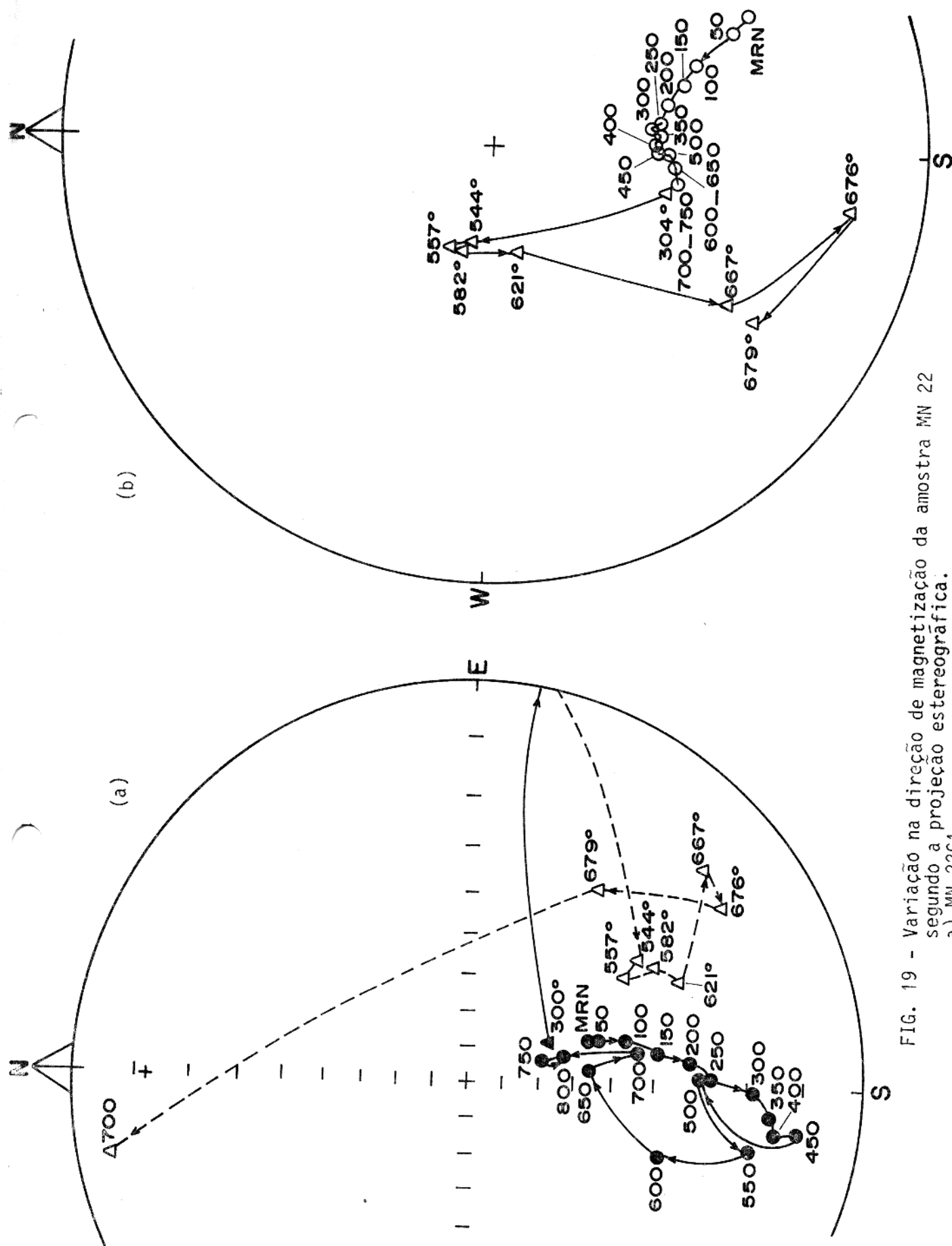


FIG. 19 - Variação na direção de magnetização da amostra MN 22 segundo a projeção estereográfica.

a) MN 22C1
b) MN 22D1

b) MN 22D1

(figuras 8, 17 e 18, já citadas).

As amostras 25, 26 e 27 do afloramento 2 registraram uma magnetização viscosa nítida com direção próxima aquela do campo atual para a região amostrada ($DEC = -20.8^\circ$, $INC = -2.9^\circ$). O tratamento como já citado anteriormente foi o misto, exceto para o espécime 26 A1 que foi lavado somente no término. Como as amostras possuíam intensidades magnéticas relativamente baixas foram aplicados campos alternados somente até 300 oe. Estes valores de campo não eliminaram a magnetização viscosa (figuras 9a e 9b).

O tratamento térmico aplicado em seguida foi mais efetivo eliminando a magnetização viscosa a 300°C (figuras 21a e b). Em passos posteriores de lavagem térmica, entre 580 e 620°C as amostras tenderam para a direção do agrupamento estável A. Todavia não houve ajuntamento nítido em torno da direção deste grupo (ver estereograma figura 21b). Acredita-se que tais comportamentos devem-se nestes casos, a baixa intensidade magnética das amostras, uma vez que, quando atinge-se os 620°C , a intensidade dos espécimes encontra-se com cerca de 20-30% de seu valor inicial. O espécime 26 A1 que foi lavado em um número maior de passos, por ser "piloto", em 600° já estava com apenas 10% de J_0 (figuras 9a e 9b). Isto causa uma certa aleatoriedade nas direções correspondentes, não permitindo que agrupamentos nítidos sejam formados.

Nas amostras 28, 29 e 30 do afloramento 3, lavadas em tratamento misto (exceto o espécime 28 D1, item 3.2.2), ficou caracterizada uma magnetização secundária "mole" de idade aparentemente mais recente que aquela do grupo A. Esta magnetização foi eliminada em campos de 300 oe de pico. Espécimes lavados diretamente em 600 oe não mostraram esta magnetização. No espécime 28 D1, lavado somente termicamente ela foi eliminada entre 250 e 460°C (figuras 22a e 10). A magnetização principal do grupo A foi indicada entre 540 e 600°C (figuras 22a e 22b). Os espécimes da amostra 30 devido a sua fraca intensidade magnética, neste intervalo de temperatura, não se agruparam em torno da direção estável do grupo A. Entretanto o diagrama vetorial de Zijdeveld do espécime 30 A1 mostra esta direção a partir de 304° (figura 22a).

As amostras PF, pertencentes aos afloramentos 4, 5 e 6 (tabela 3) constituem o grupo maior deste estudo e portanto caracterizaram estatisticamente melhor o agrupamento estável A. Fo

(a)

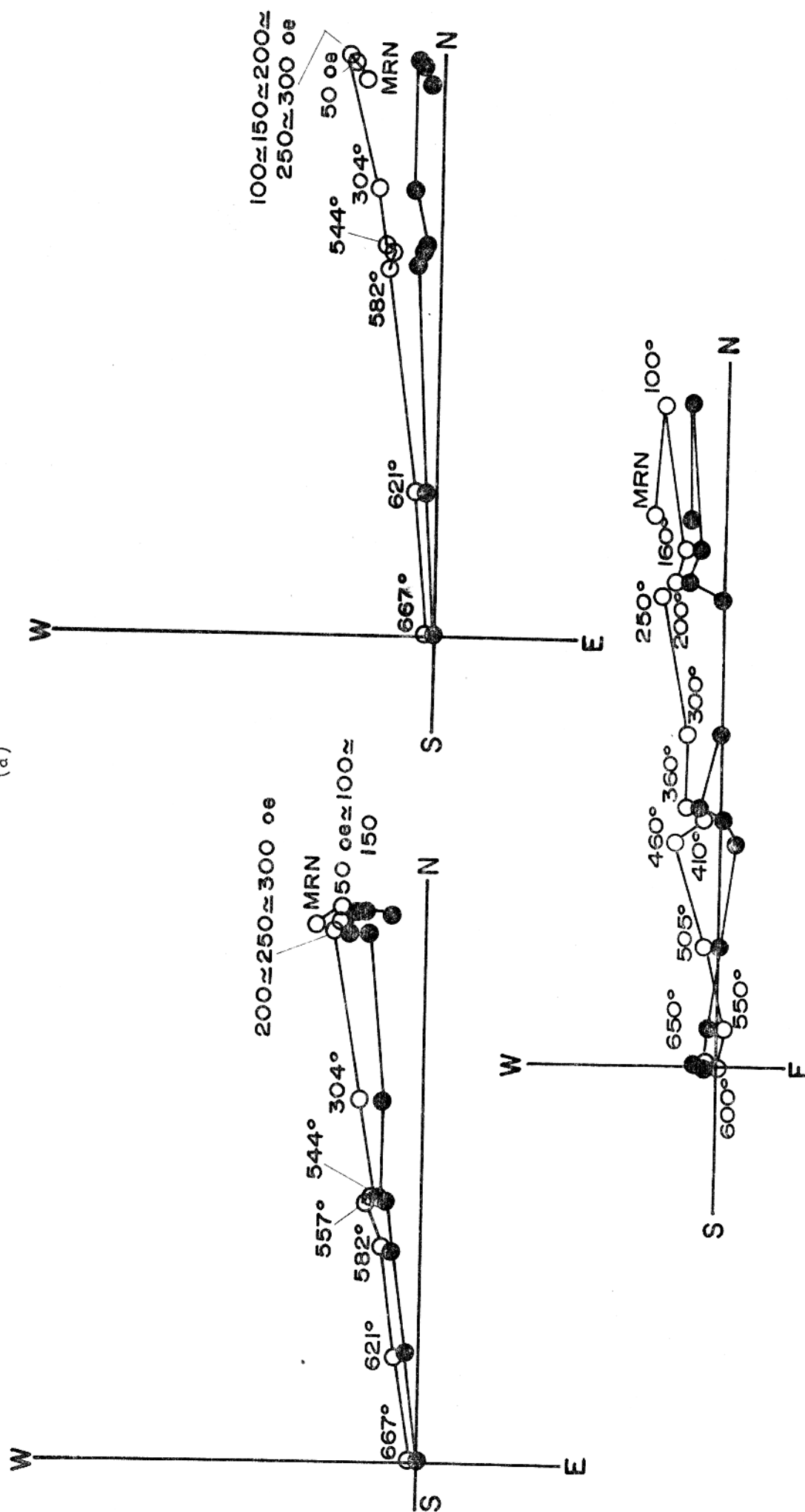
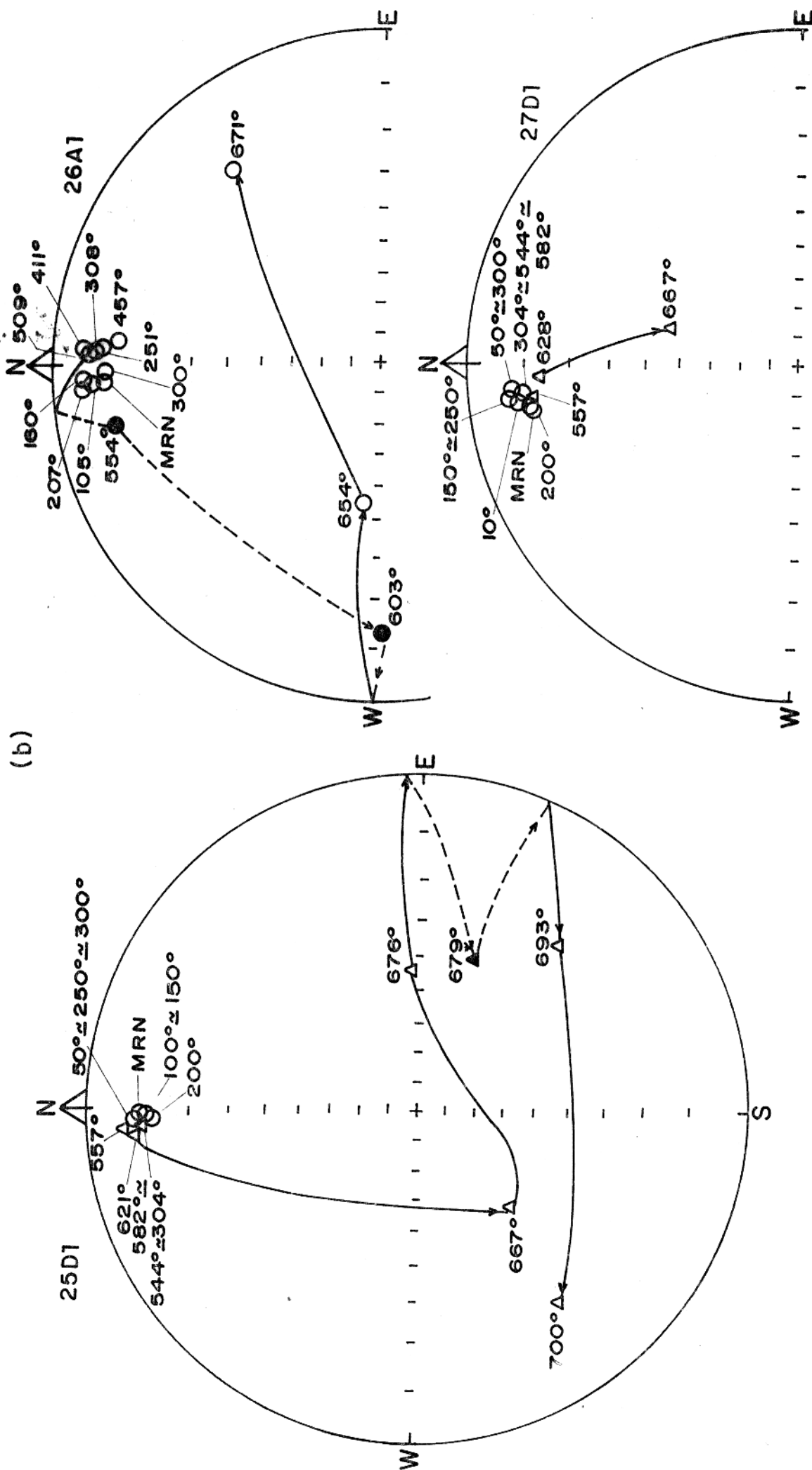


FIG. 21 - Variação na direção de magnetização de espécimes representativos do Afloramento 2.
 a) Diagramas Vetoriais de MN 25D1, MN 26A1 e MN 27D1
 b) Estereogramas de MN 25D1, MN 26A1 e MN 27D1

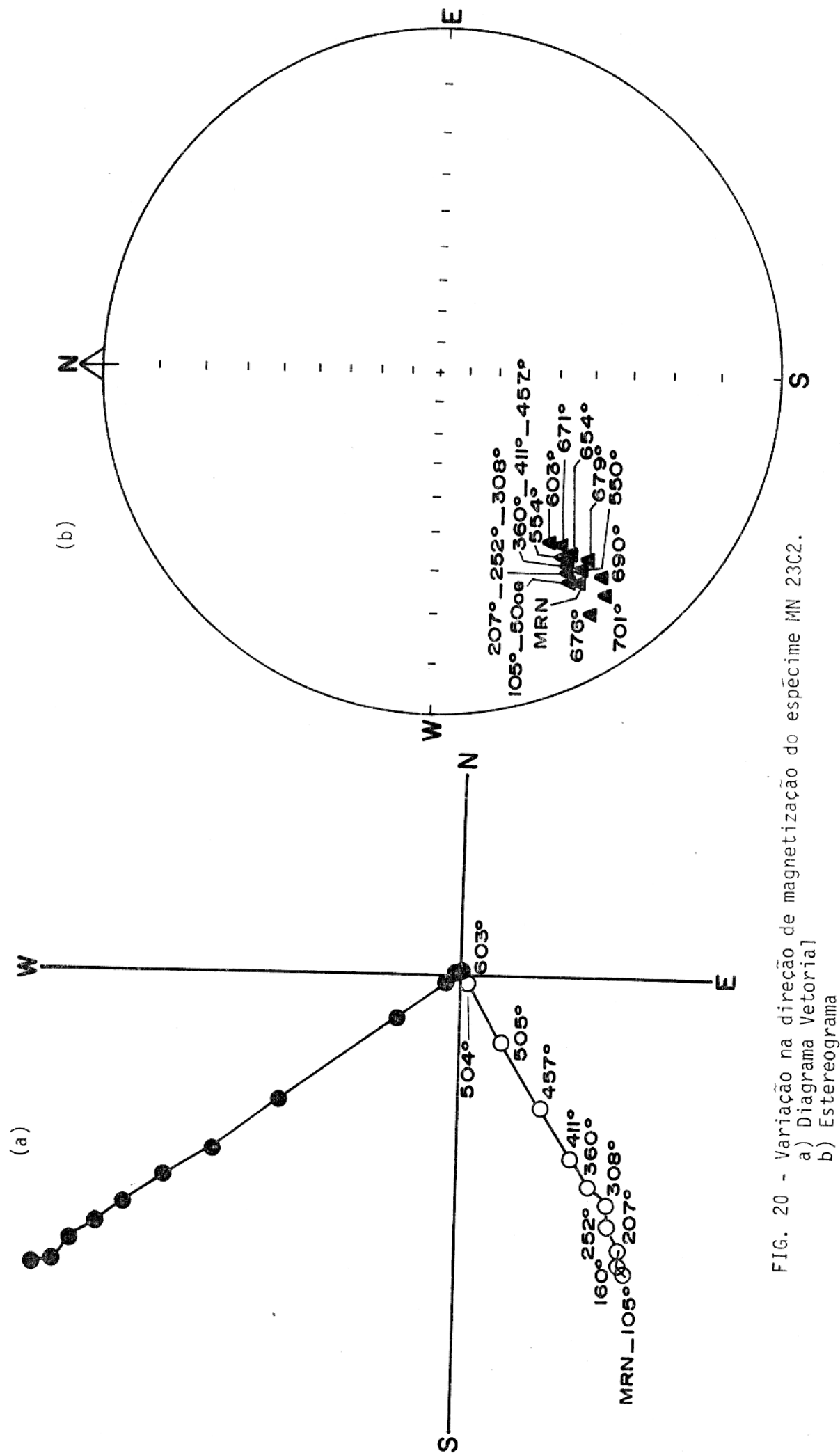


ram tratadas somente pelo método térmico, visto que sua maioria possuía intensidade magnética inicial fraca (Tabela 2).

Ao afloramento 4 pertencem as amostras 79, 80, 81 e 83, as quais pela projeção estereográfica não indicaram claramente a direção estável A. Apenas alguns de seus espécimes mostraram com nitidez tal agrupamento. Entretanto pela projeção ortogonal percebeu-se que a partir de 600° são eliminadas as magnetizações viscosas de espectro parcialmente superposto aquela do grupo A, tornando-a evidente entre 600 e 670°C . As magnetizações viscosas também tornam-se nítidas nestes diagramas. Por exemplo, no diagrama vetorial do espécime 79 D2 (figura 23a) percebe-se a eliminação de uma magnetização viscosa a 100° , tornando nítida outra destas magnetizações que persiste até 400° . Desta temperatura em diante o vetor resultante começa a encaminhar-se para o centro do sistema indicando apenas a presença da magnetização estável do grupo A. Consequentemente, os demais espécimes desta amostra (79 D1, A1, figura 23a) foram lavados somente a partir de 400 ou 600°C , sendo a última temperatura aquela que definiu a direção A.

As amostras 80 e 81, tiveram comportamento semelhante a 79, em relação ao agrupamento estável A. Apenas as magnetizações viscosas são de naturezas diferentes, pois suas polaridades e direções são incompatíveis (observar os gráficos de 79 D2, 80 D1 e 81 B1 (figuras 23a, 23b e 23c). As polaridades foram observadas através da projeção estereográfica. Exemplos da variação na direção são mostrados em estereograma dos espécimes 79A1 e 80D1 (figura 24a), bem como as direções de suas magnetizações viscosa e aquela do grupo A.

Na amostra 83, a magnetização do grupo A foi caracterizada em estereograma somente pelos espécimes 83 C1 (figura 24a) e 83 D1 (figura 24c). Este é um caso semelhante ao encontrado em dois espécimes da amostra MN 22, citado anteriormente. O espécime 83 A1 indicou a direção do grupo A, através do diagrama vetorial (figura 23d). A magnetização viscosa encontrada na amostra 83 é a mesma apresentada por 80 e 81, entretanto naqueles espécimes lavados a partir de 600° ela não pôde ser percebida (exemplo, espécime 83 A1, figura 23d). O espécime 83 B1 mostrado nesta mesma figura apresenta grande dispersão de pontos, comportamento que ocorre com certas amostras fracas quando lavadas em



(a)

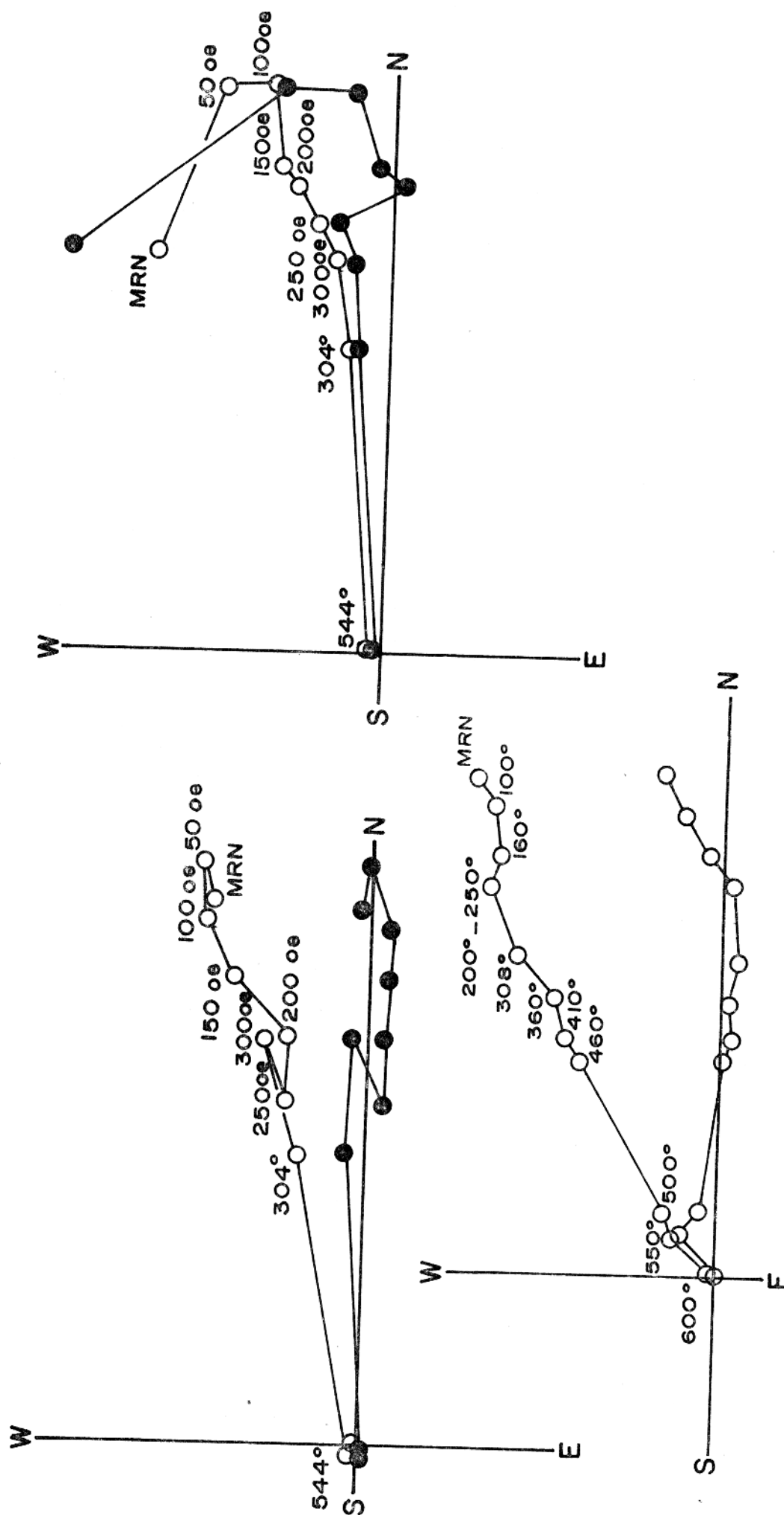
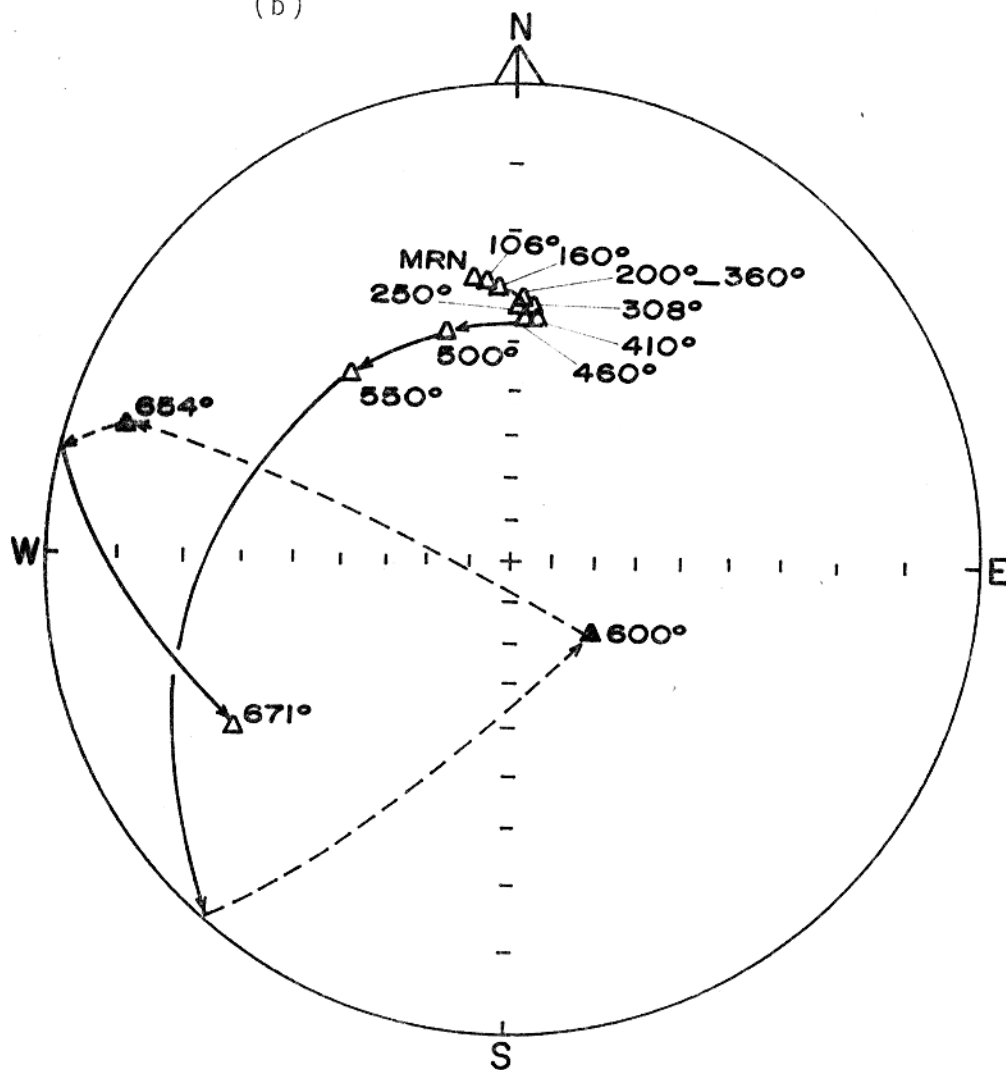


FIG. 22 - Variação na direção de magnetização de espécimes representativos do Afloramento 3
 a) Diagramas Vetoriais de MN 28D1, MN 29B1 e MN 30A1.
 b) Estereograma de MN 28D1

(b)



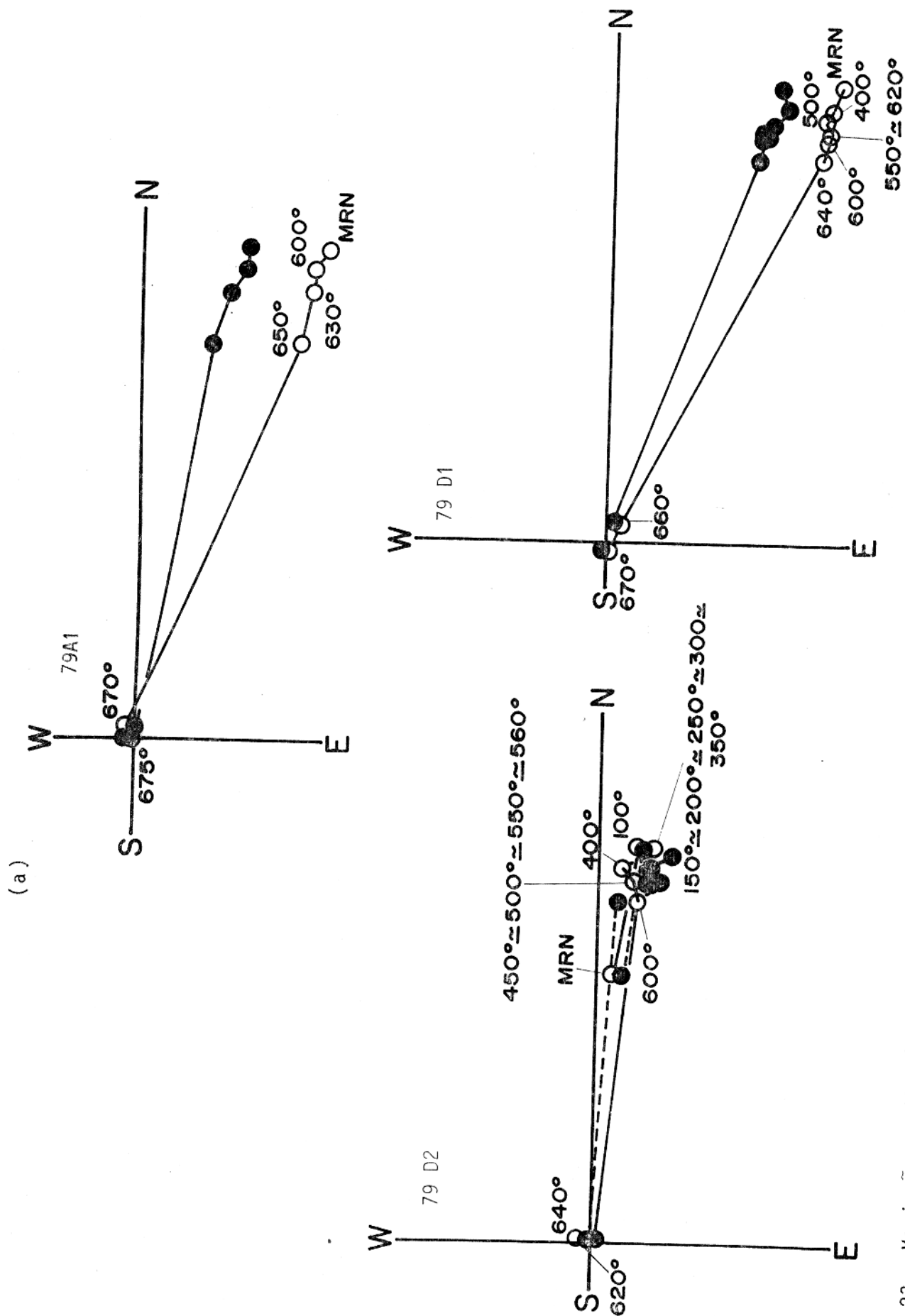
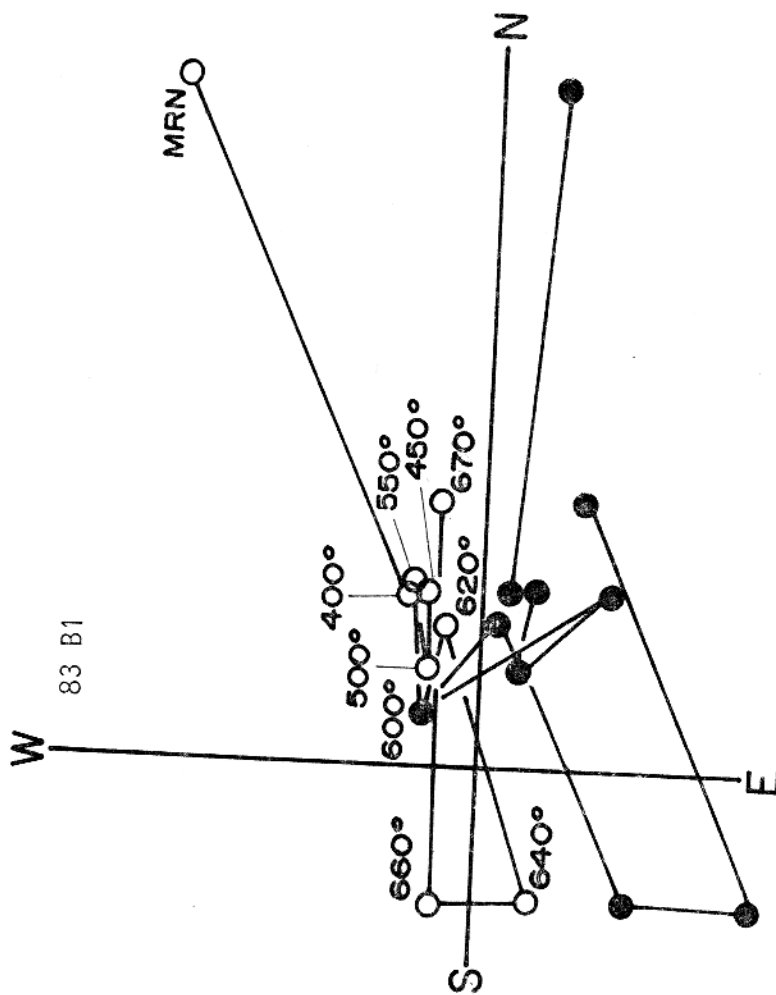
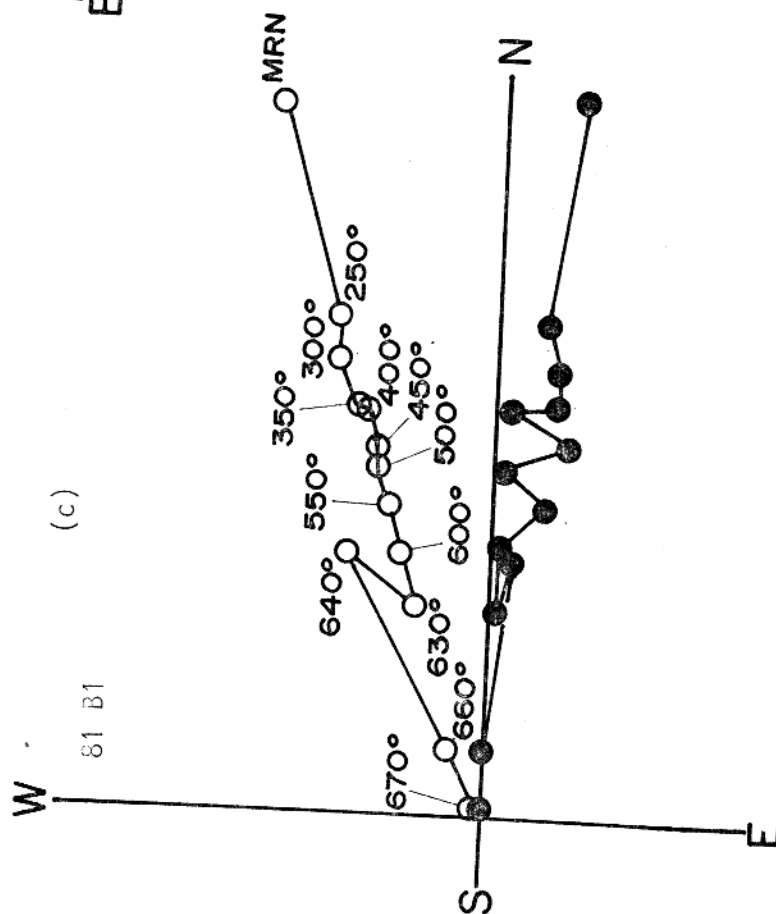
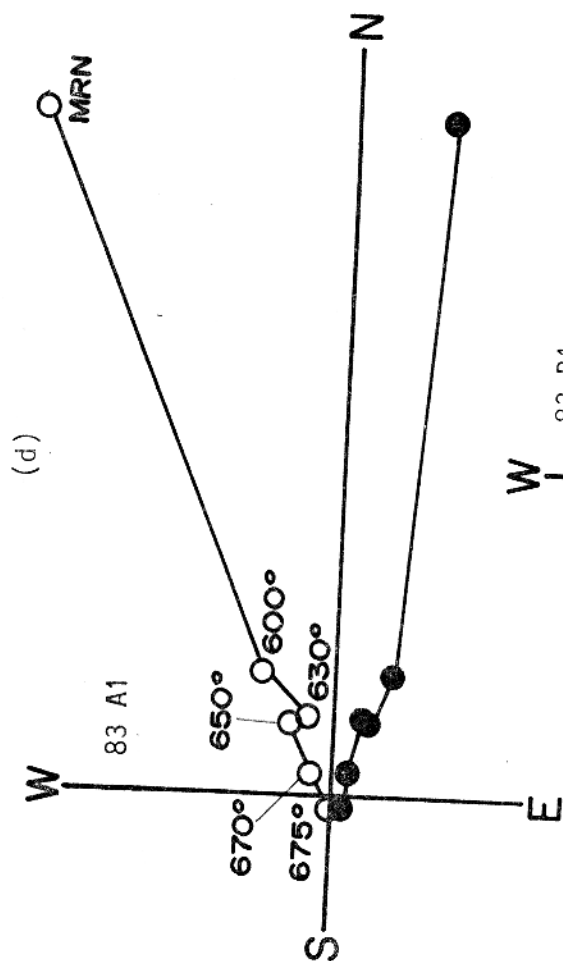


FIG. 23 - Variação na direção de magnetização de espécimes representativos do Afloramento 4, de acordo com o método de Zijderveld.

a) PF 79D1; D2, A1

c) PF 81B1

a) PF 83A1, B1



muitos passos de desmagnetização.

A amostra 82 deste mesmo afloramento, em termos de direção não foi utilizada, pois deve ter havido um êrro em sua orientação no campo. Ela mostrou uma direção defasada de aproximadamente 180° em relação as demais do mesmo afloramento.

As amostras do afloramento 5 apresentaram diferentes resultados. Apenas a amostra 84 apresentou a direção do grupo A, entretanto com polaridade reversa. No estereograma mostrado na figura 24C aparece a variação na direção do espécime 84 A1. Nota-se que no intervalo $600-630^{\circ}$ este espécime indicou claramente a direção do grupo A em posição antípoda aquela indicada pelos espécimes mostrados em 24a e 24b. Os demais espécimes são mostrados nos diagramas vetoriais apresentados na figura 25a, onde o agrupamento A torna-se caracterizado entre 630 e 670°C . Uma magnetização viscosa é eliminada a 400° no espécime D1. Esta magnetização e aquela do grupo A possuem espectros que não se superpõem totalmente. Em 640° a magnetização A fica definida neste espécime. Os demais espécimes foram lavados somente a partir de 600° , portanto não evidenciaram a magnetização viscosa.

As amostras 85, 86 e 87 apresentaram uma outra magnetização estável de direção e polaridade diferentes de A, chamada de "direção estável do grupo B". Esta direção ficou bem caracterizada tanto em projeção estereográfica como nos diagramas de Zijderveld. Todos os espécimes destas amostras indicaram claramente esta direção até cerca de 640°C . A partir daí tornaram-se aleatórios (figura 25c), indicando que o espectro desta magnetização superpos-se totalmente aquele do agrupamento A. O espécime 86 A2 devido sua fraca intensidade magnética apresentou esta magnetização somente até 450° , a partir daí mostrou direções erráticas (figura 25c). Tal magnetização parece ser do tipo pós deposicional de origem química. Sua direção média quando comparada com outras constantes na literatura, apresentou idade mais recente que aquela do grupo A, considerada correspondente a idade da formação. Maiores detalhes serão dados nos itens seguintes.

O afloramento 6 constituído pelas amostras numeradas de 114 a 138, de um modo geral apresentou bom resultado, definindo completamente a magnetização estável do grupo A.

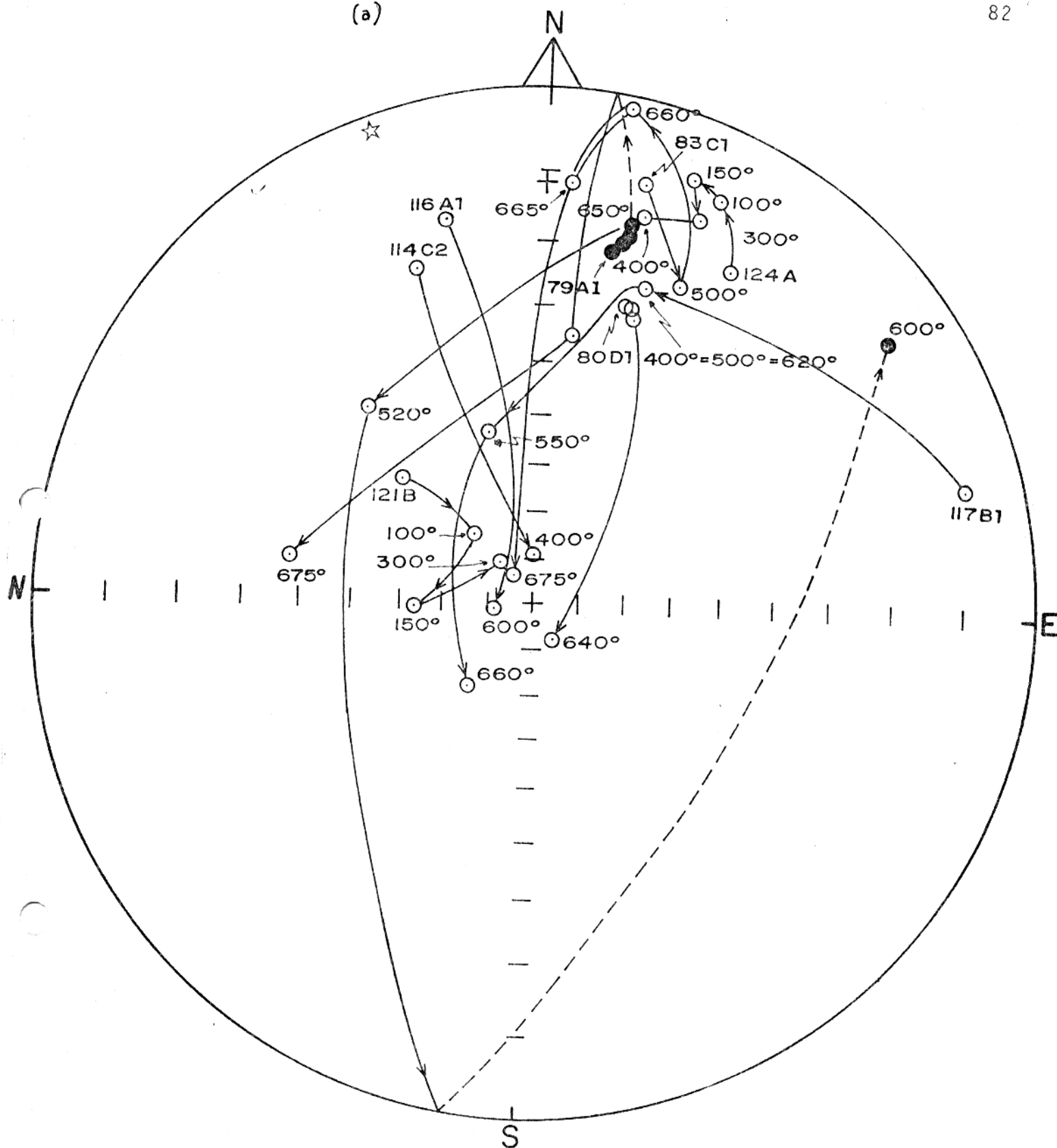
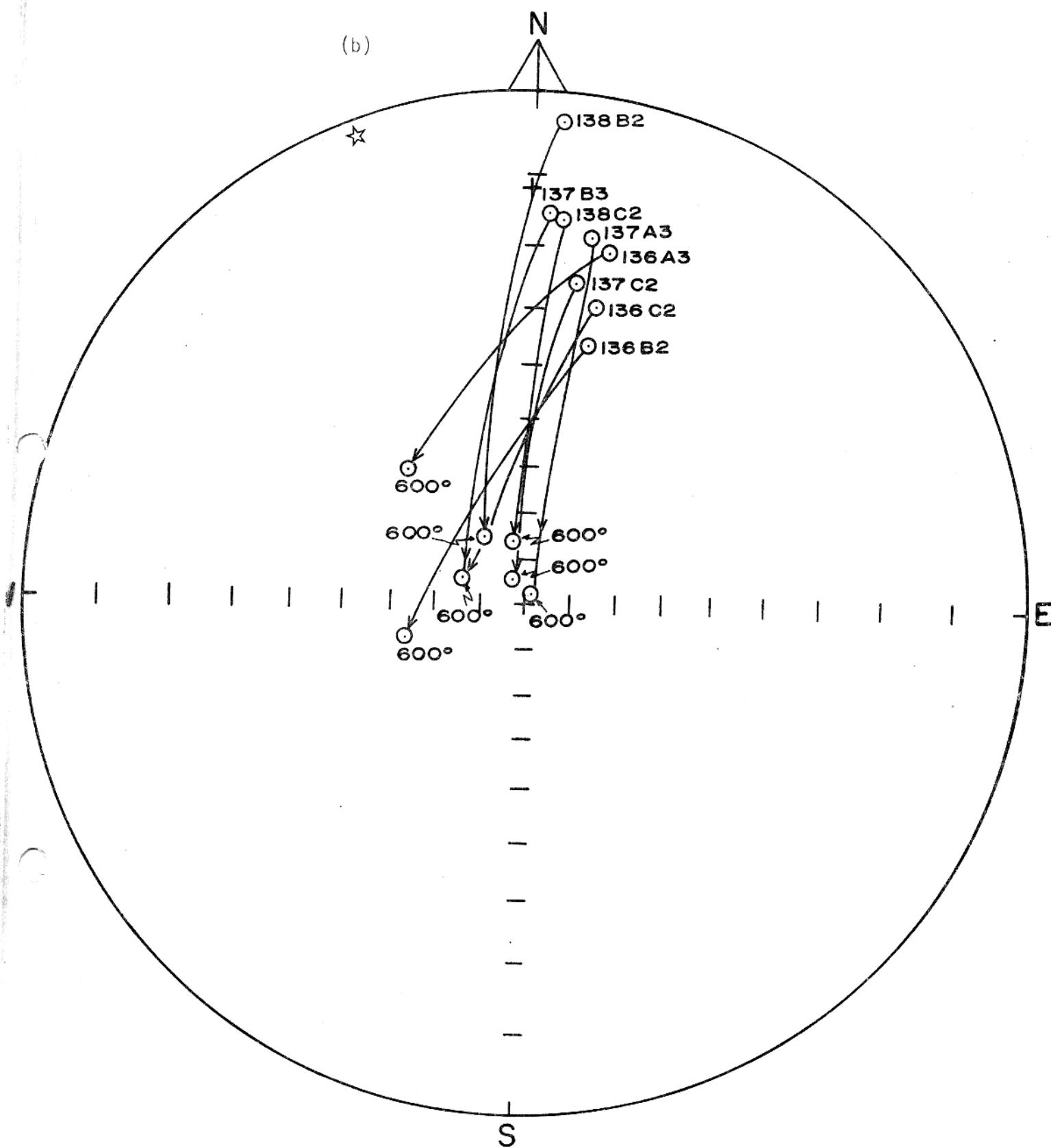
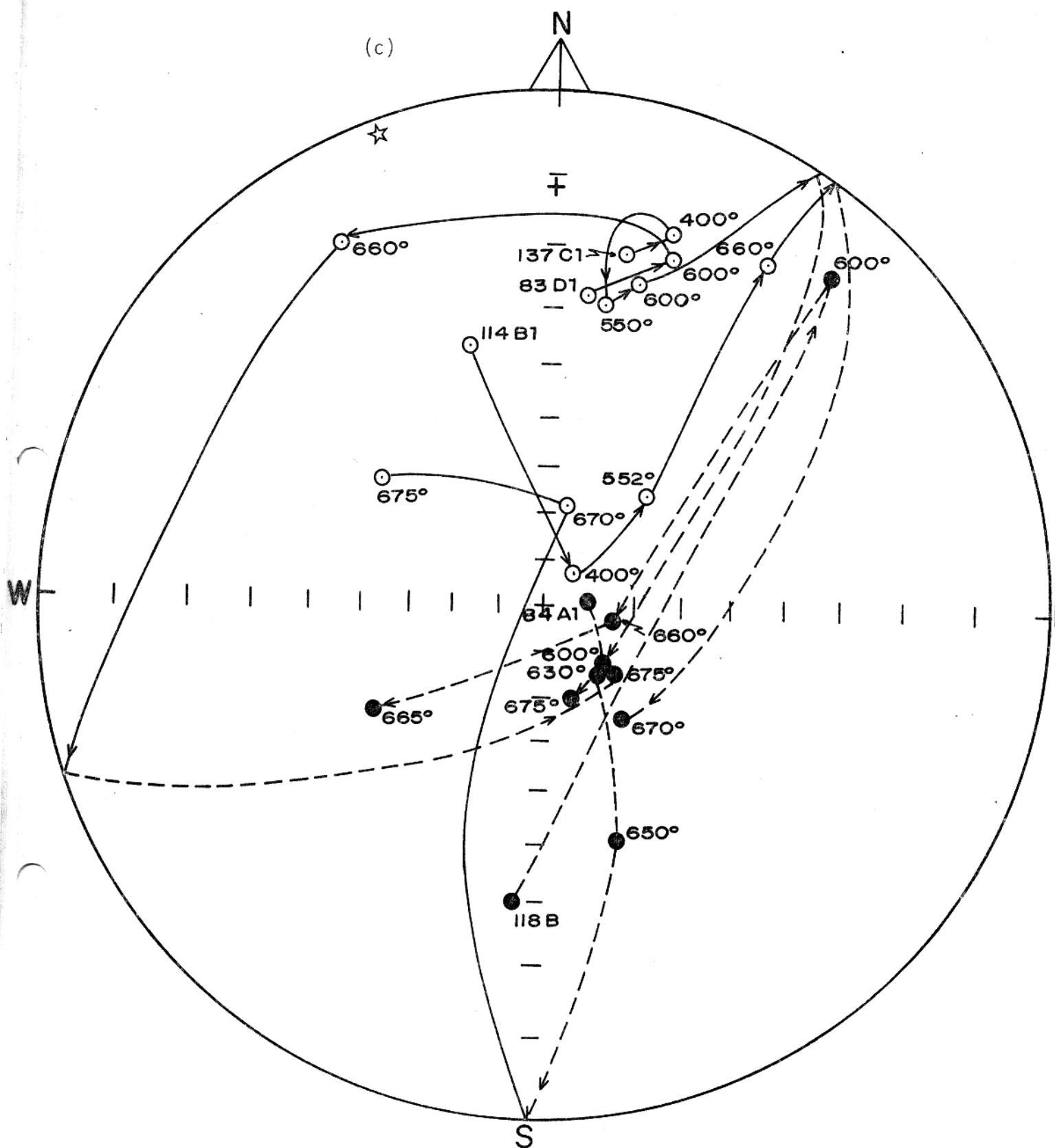


FIG. 24 - Exemplos de Espécimes que indicaram a Magnetização A após o tratamento (em Estereogramas)

- a) e b) Espécimes de polaridade normal
c) espécimes de polaridade reversa.





(a)

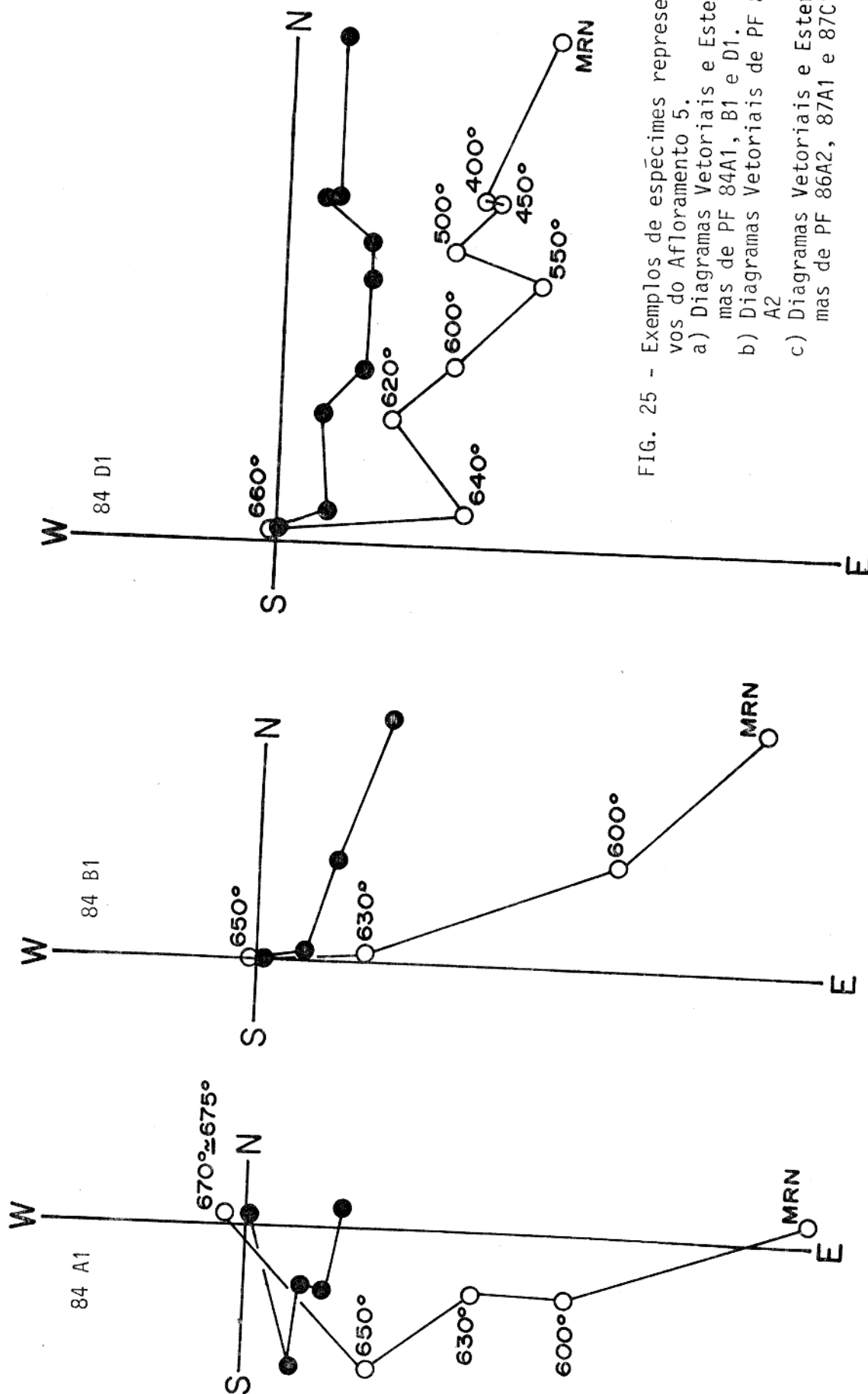
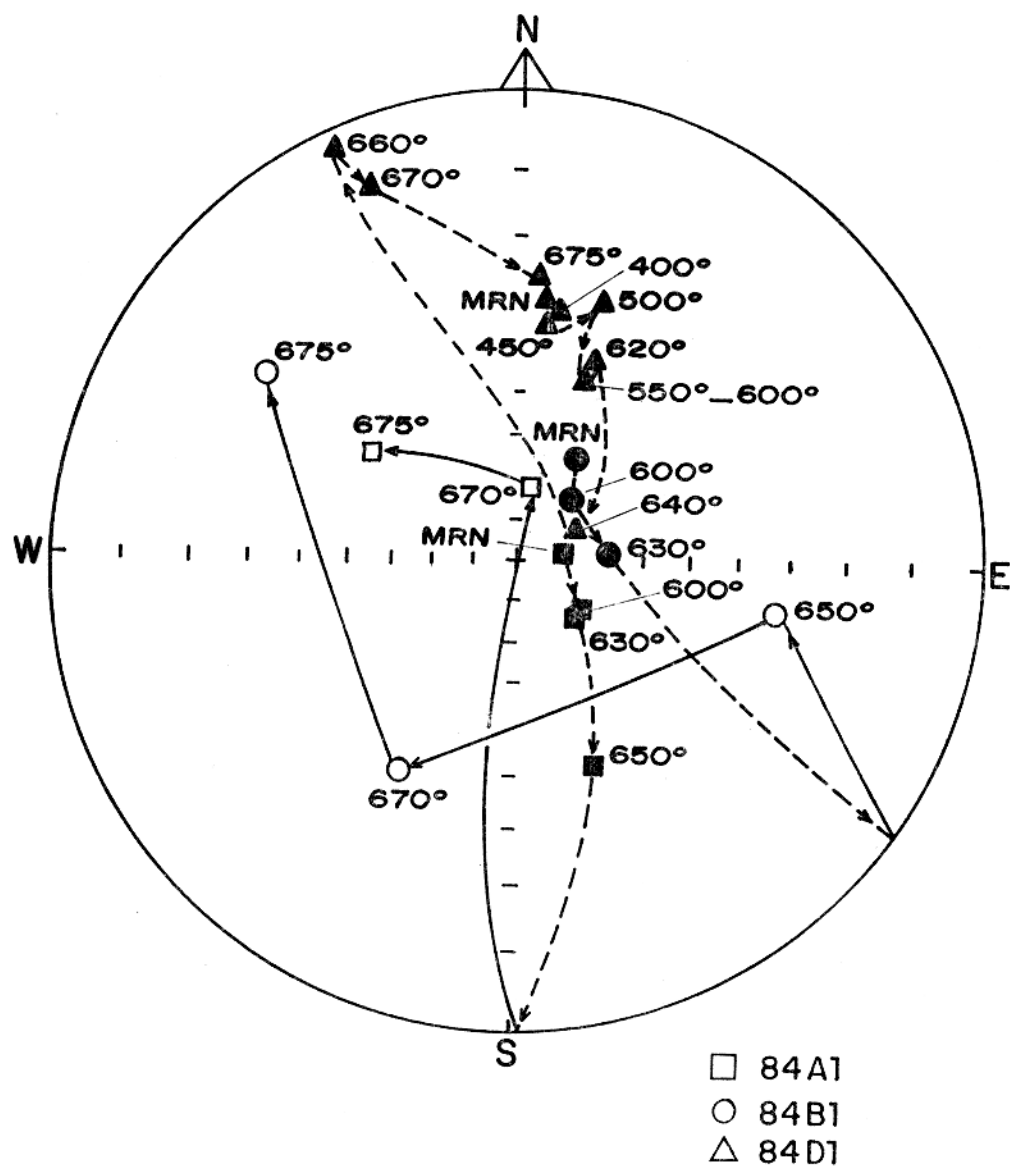
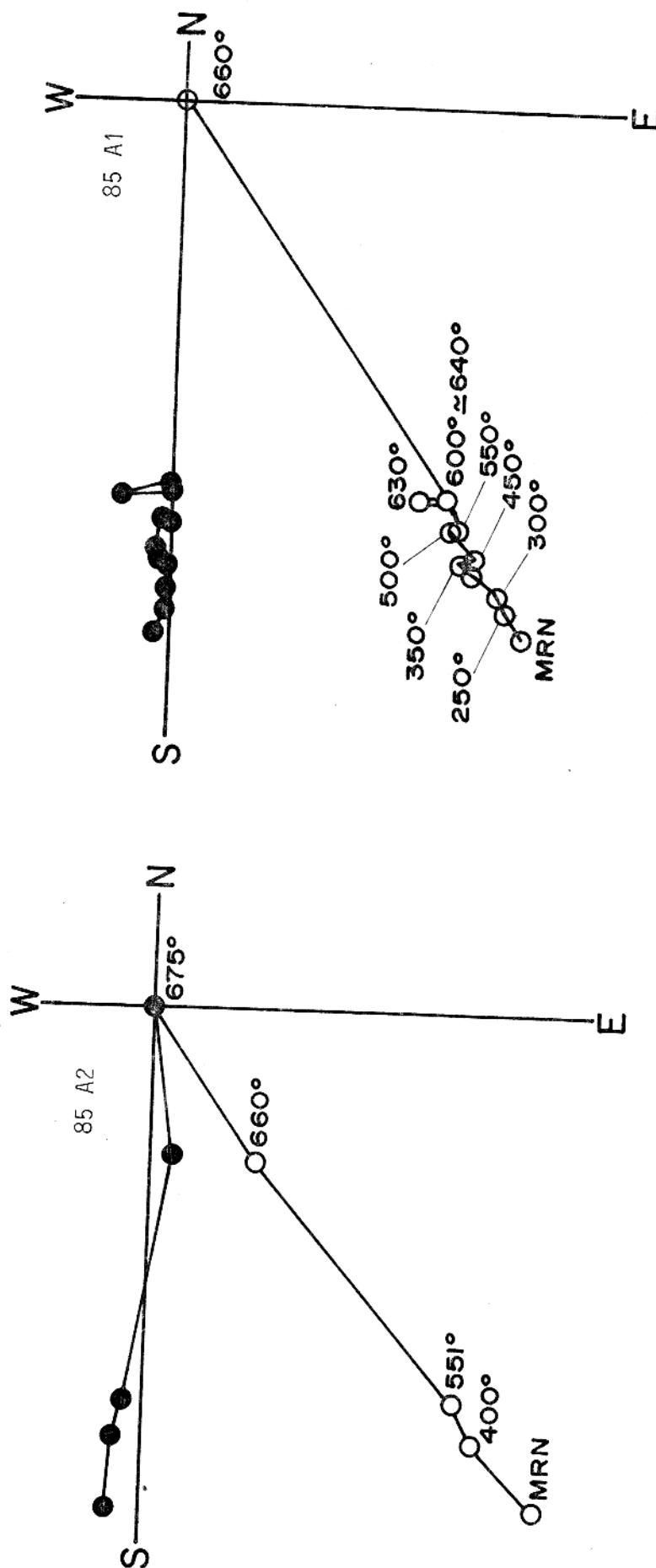


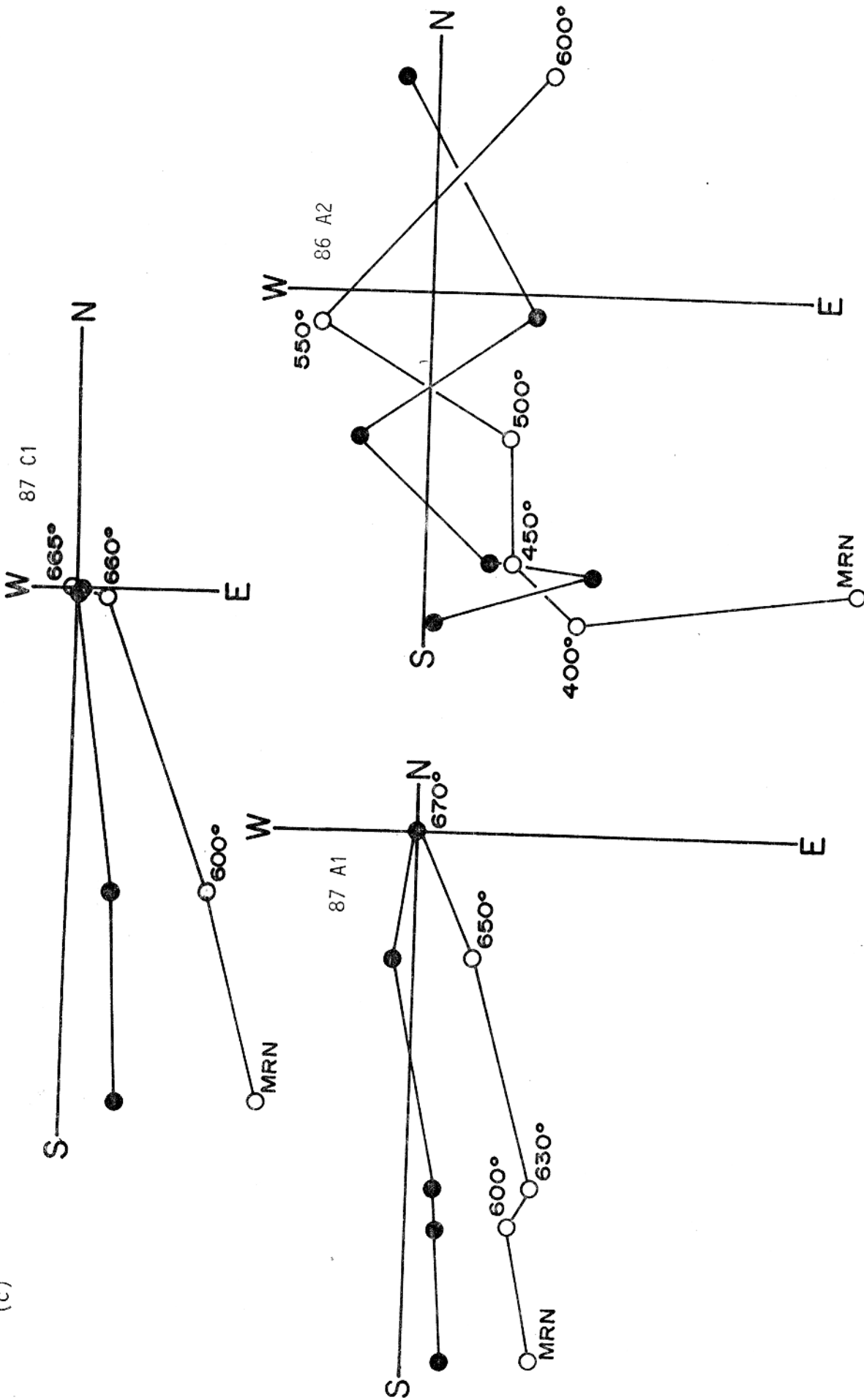
FIG. 25 - Exemplos de espécimes representativos do Afloramento 5.
a) Diagramas Vetoriais e Estereogramas de PF 84A1, B1 e D1.
b) Diagramas Vetoriais de PF 85A1 e A2
c) Diagramas Vetoriais e Estereogramas de PF 86A2, 87A1 e 87C1.

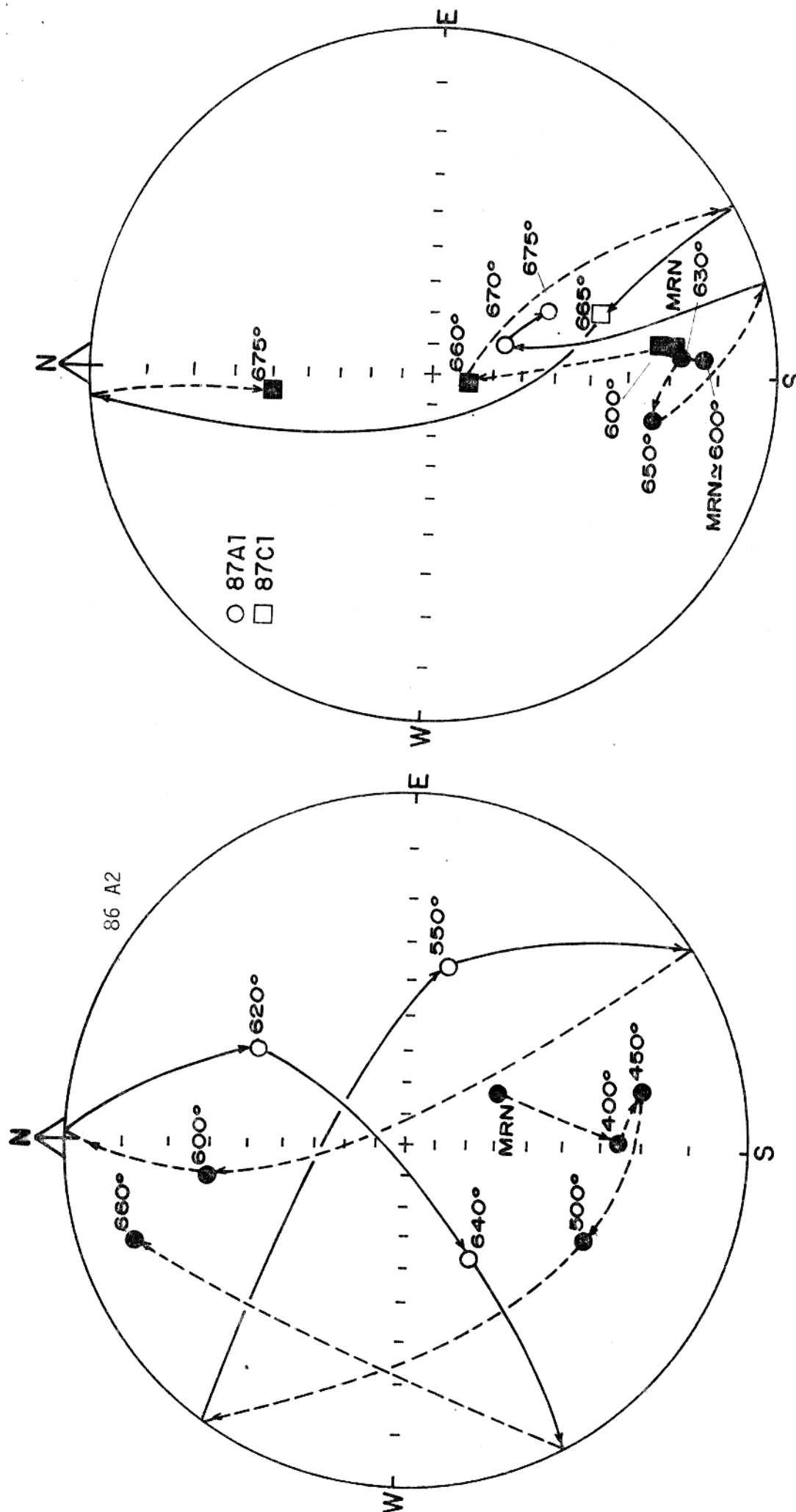


(b)



(c)





Algumas magnetizações secundárias de direção aproximadamente igual a $DEC = 15^{\circ}$ e $INC = -20^{\circ}$ (figuras 24, a, b, c) também ficaram definidas. Em alguns espécimes estas magnetizações foram eliminadas a baixas temperaturas da ordem dos $150-300^{\circ}$, em outras, no entanto elas persistiram até cerca de 600° . Alguns espécimes em diagramas vetoriais de Zijderveld mostraram nitidamente a separação destas componentes, como por exemplo os espécimes 114 B2, 137 A2, 138 A1 (figura 26a), 132A (figura 29), 118A (figura 27). Através dos estereogramas esta direção também foi caracterizada. Percebe-se isto através dos espécimes da amostra 136 na figura 26b. Esta magnetização foi chamada de "Viscosa do grupo C".

Analisando particularmente alguns grupos de amostras, notou-se que 114, 116, 117, 136, 137 e 138 definiram claramente a magnetização principal A, através de estereogramas e diagramas de Zijderveld, a partir dos 600° (figuras 24 e 26). O espécime 114 B1 indicou direções normal e reversa em posições antipodas, correspondente a direção média do grupo A (figura 24 c). Nas amostras 118, 119 e 120, esta direção ficou definida somente por alguns de seus espécimes através dos diagramas vetoriais (figura 27). Por estereogramas alguns espécimes apenas indicaram a direção estável A, outros mostraram grande espalhamento.

Dentre os espécimes cúbicos obtidos das amostras 121 a 134, aqueles tomados para "piloto" foram lavados em temperaturas baixas a partir de $50^{\circ}C$ e em pequenos intervalos. Acreditamos que tal tratamento, aliado ao fato destes não terem sido mantidos dentro de blindagens eletromagnéticas entre uma lavagem e outra, desde o início do tratamento, propiciou transições de fase nos espécimes, tendo em vista os inúmeros picos notados nas curvas J-T (figuras 14). O que não permitiu uma indicação nítida de alguma direção estável por parte da maioria desses espécimes.

Os espécimes restantes, (não "pilotos") foram então lavados em temperaturas mais intervaladas e mantidos dentro de blindagens. Os resultados foram melhores. Vejamos alguns exemplos:

No espécime 121B (figuras 28a e 24a) a $100^{\circ}C$ foi eliminada uma magnetização viscosa e entre 150 e 300° foi indicada a magnetização estável do grupo A, o que é também observado pela

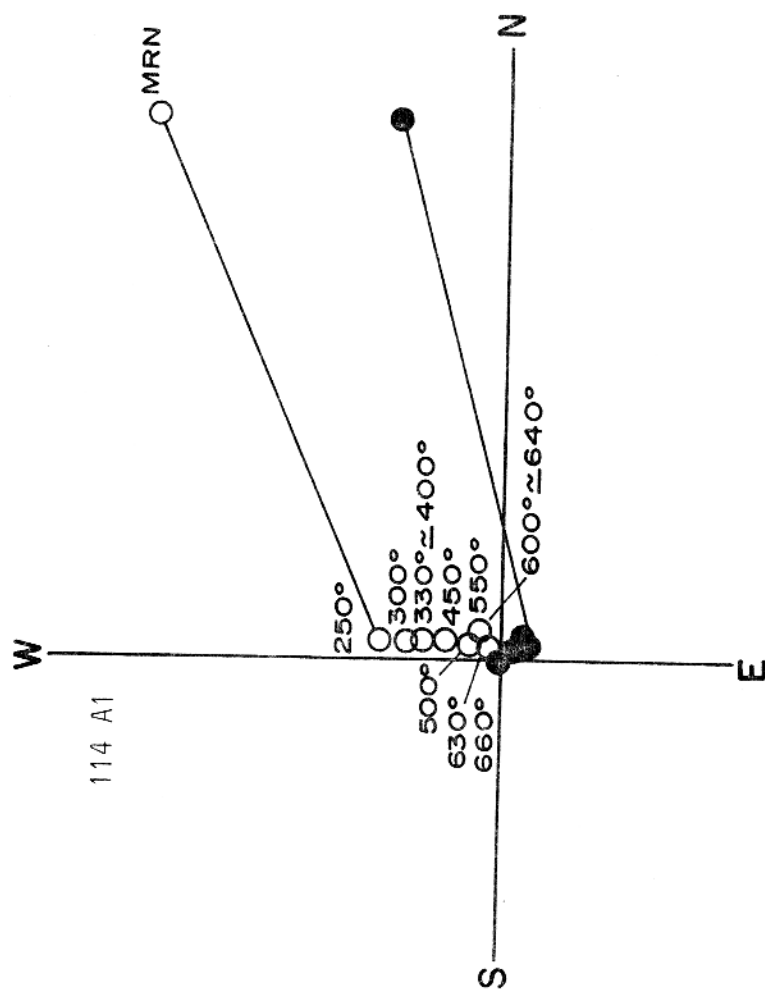
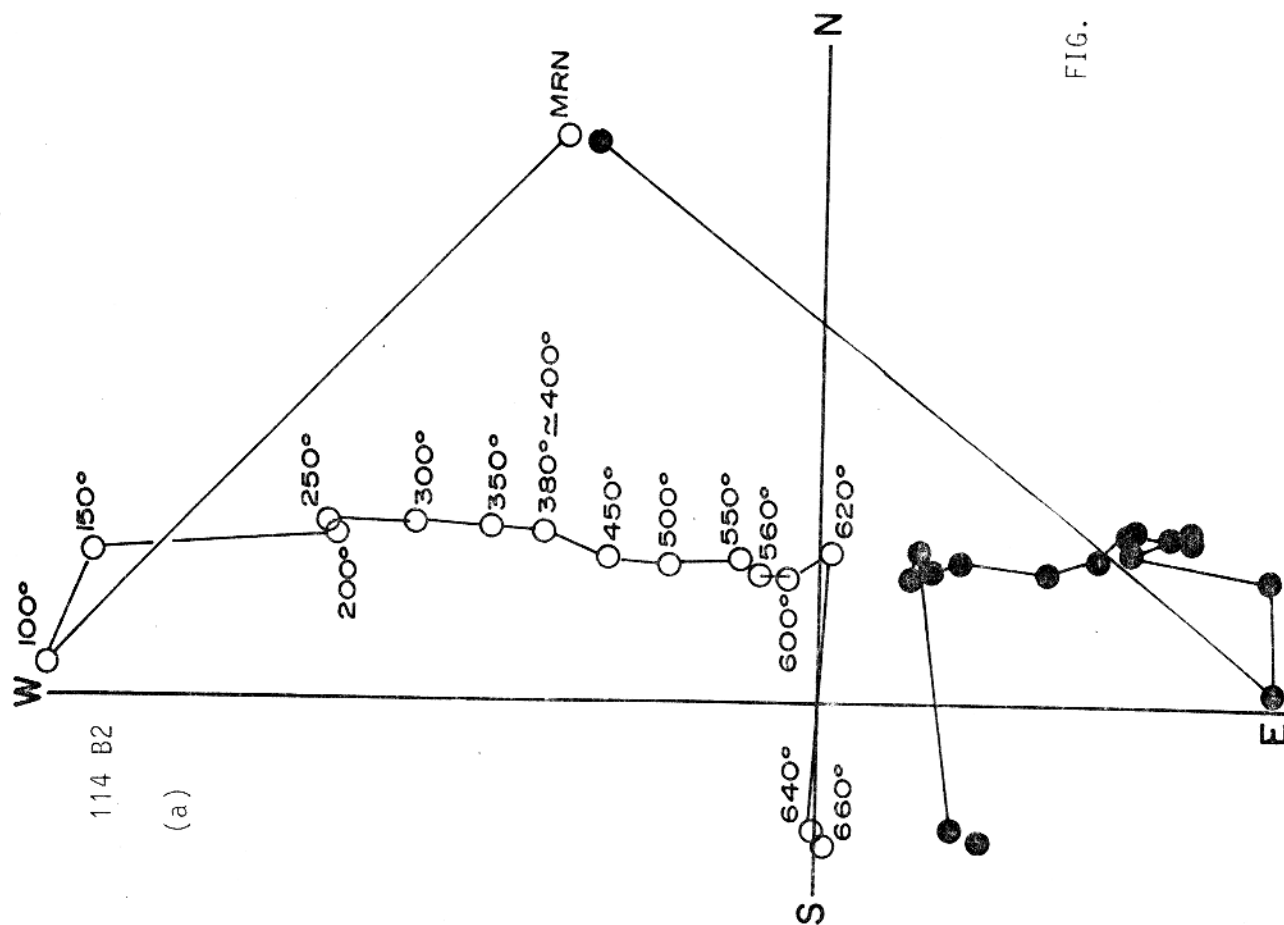
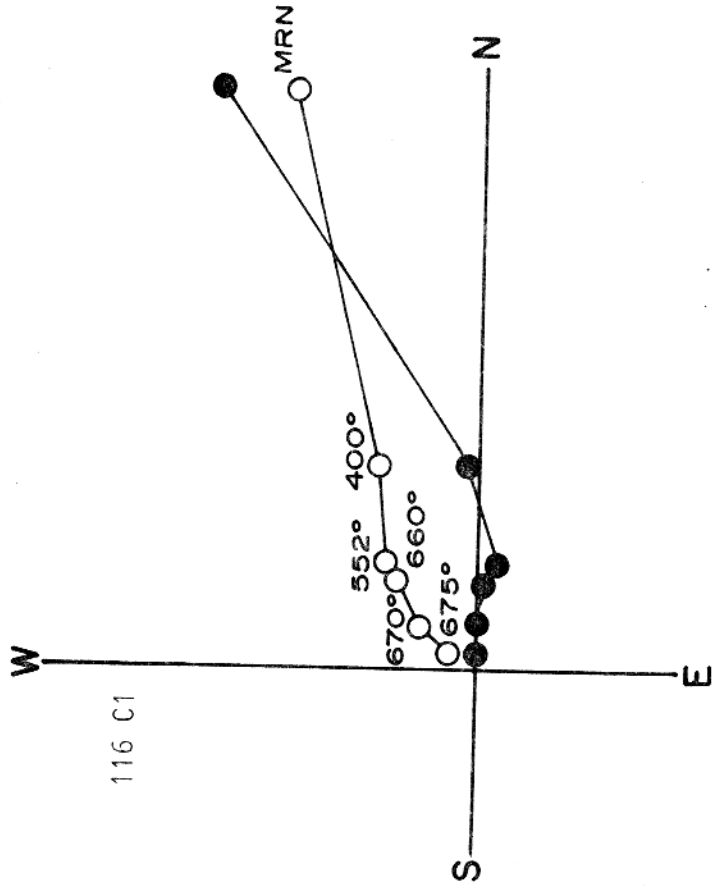
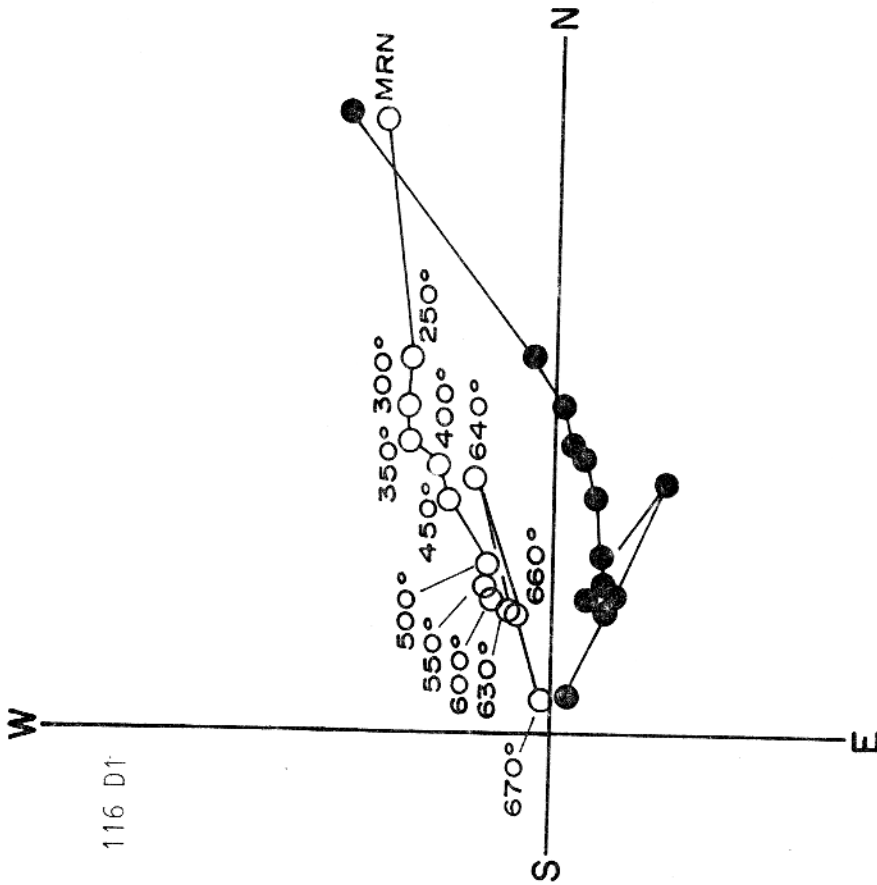
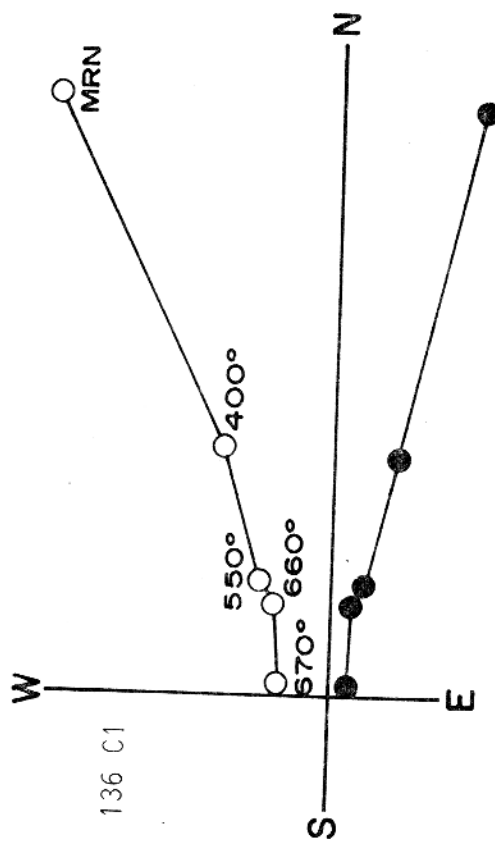
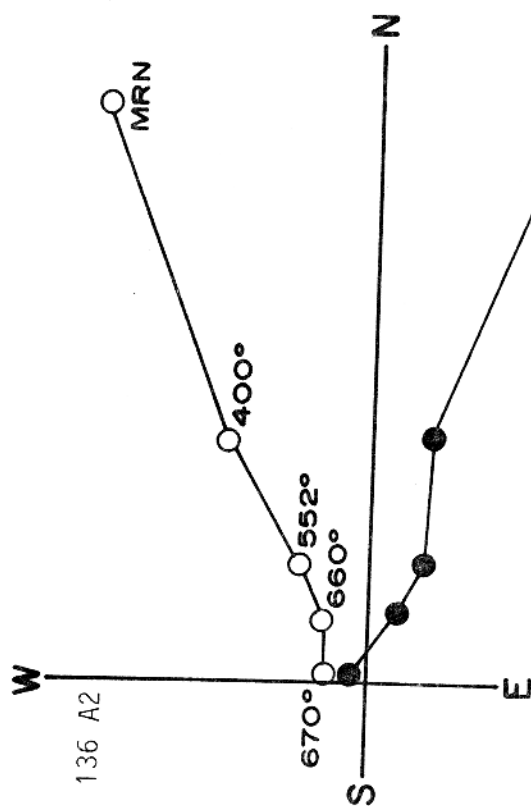
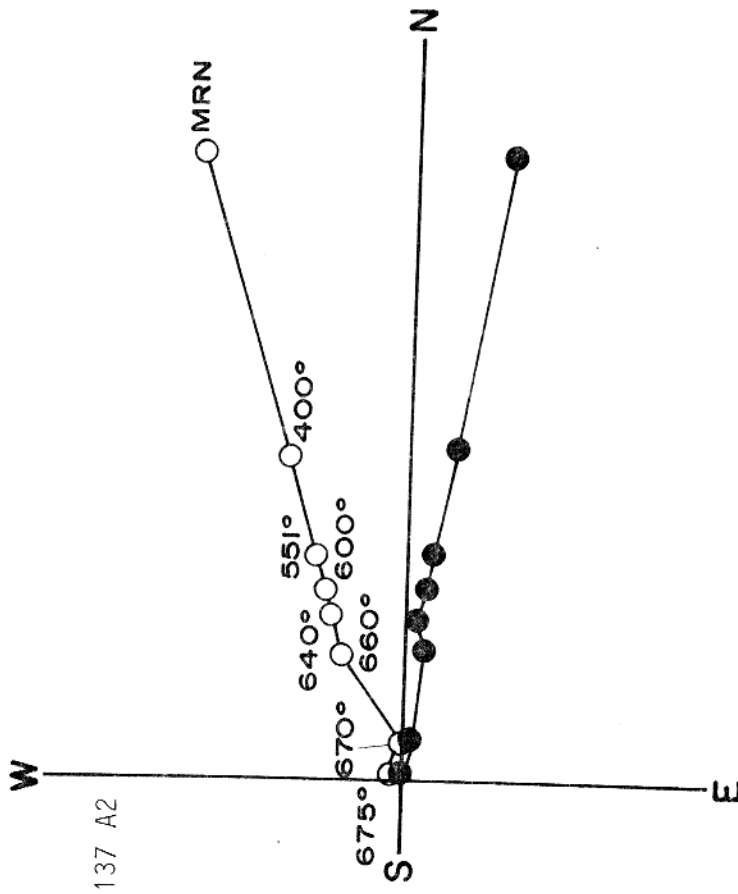
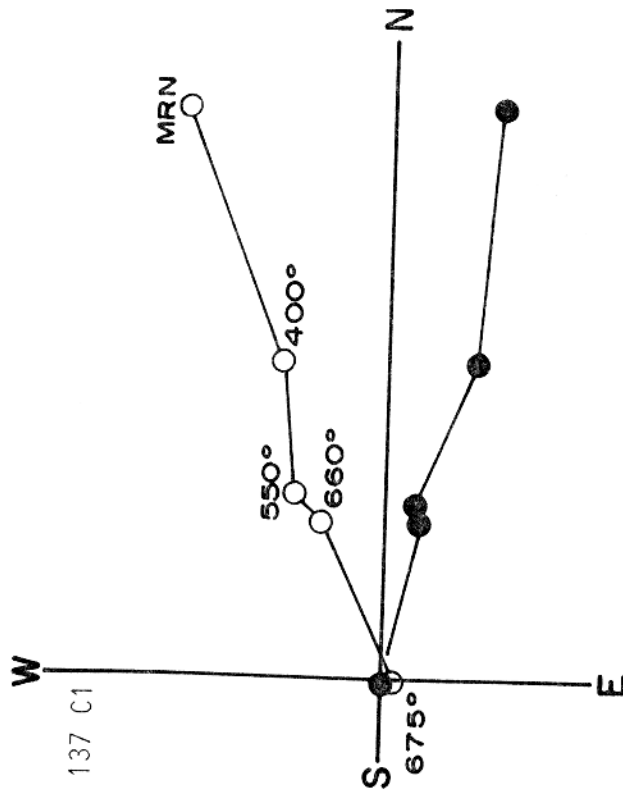


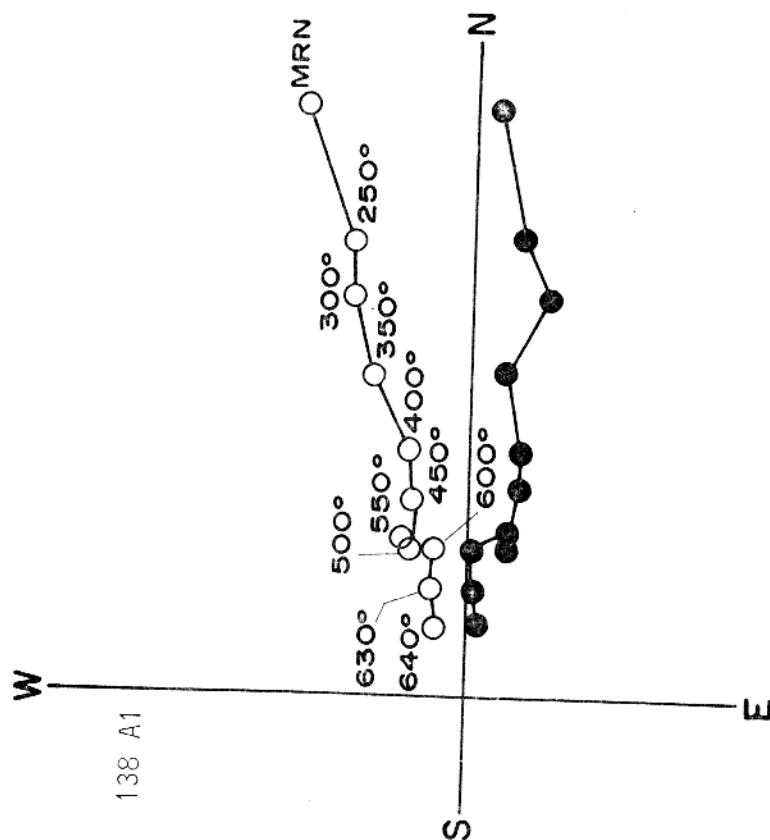
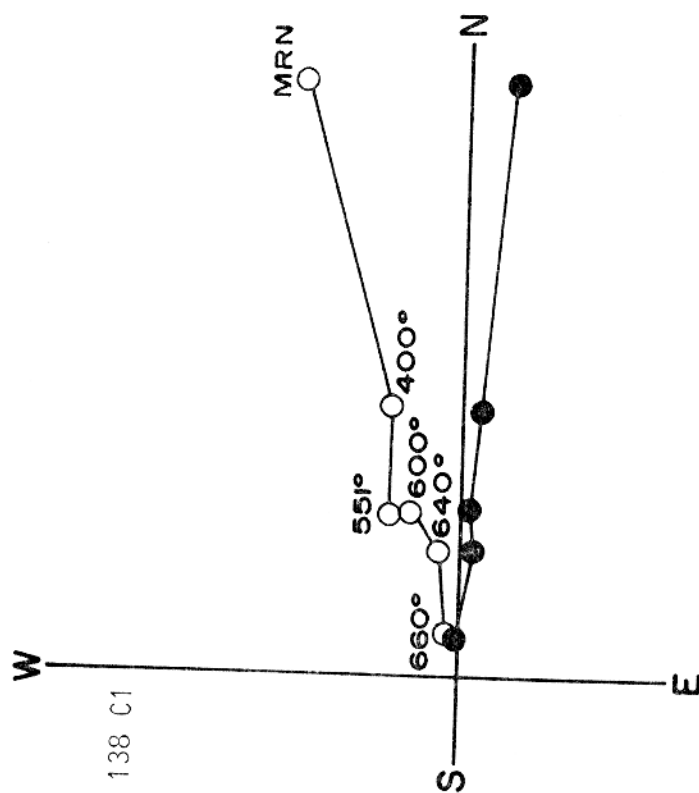
FIG. 25 - Exemplos de espécimes que indicaram a magnetização A (EM diagramas vetoriais)

- a) PF 114, 116, 117, 136, 137, 138
- b) PF 136 (em estereograma)

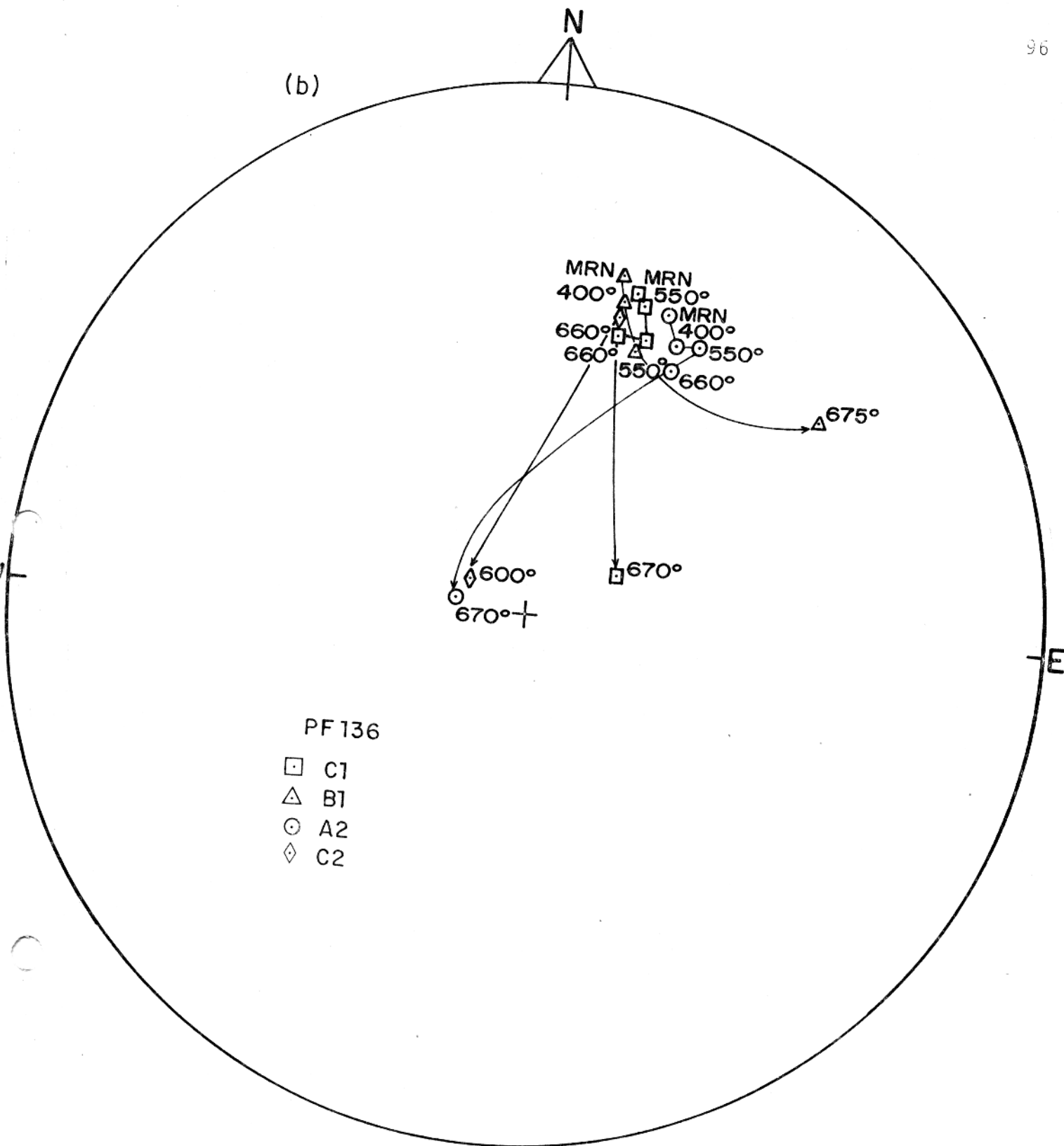








(b)



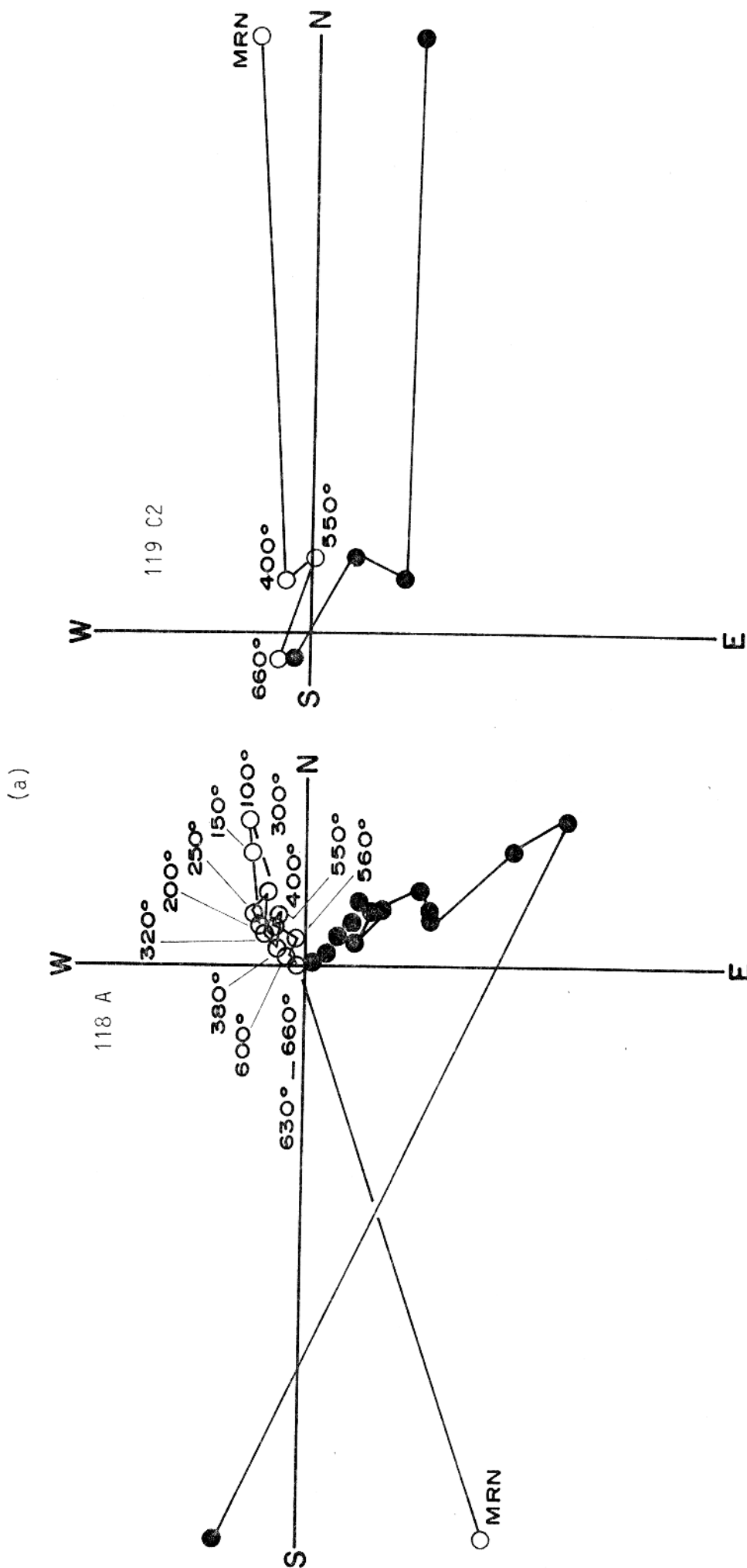
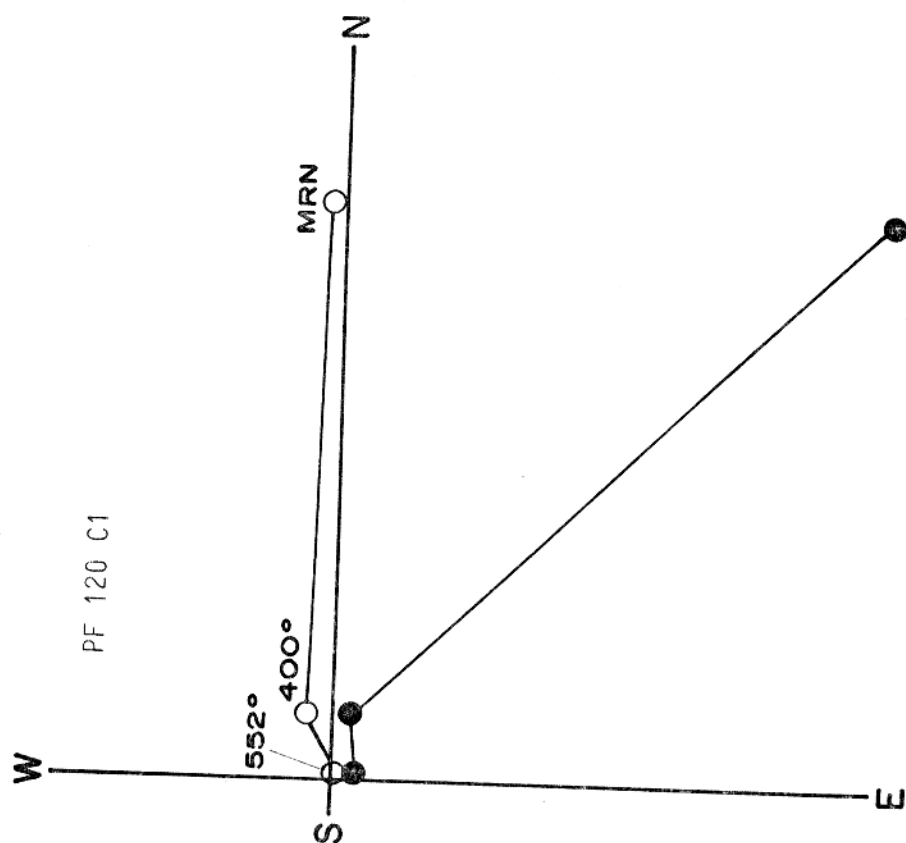
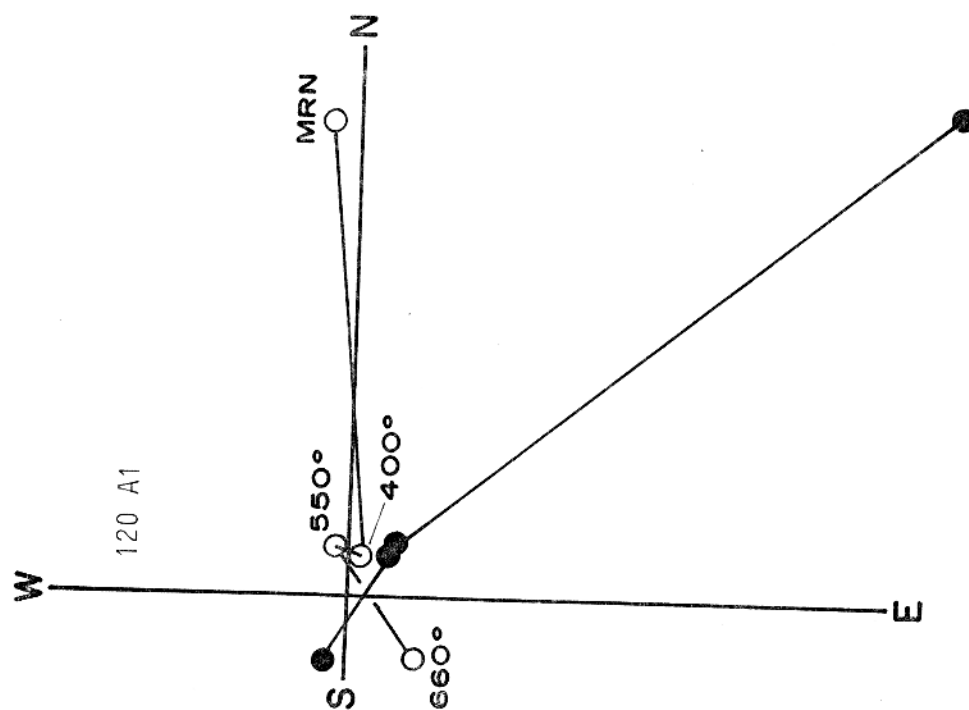


FIG. 27 - Exemplos de espécimes que não indicaram claramente a direção de Magnetização A.
 a) Diagramas Vetoriais de 118 A, 119 C2, 120 A1, C1
 b) Estereograma de 118 B.



(b)

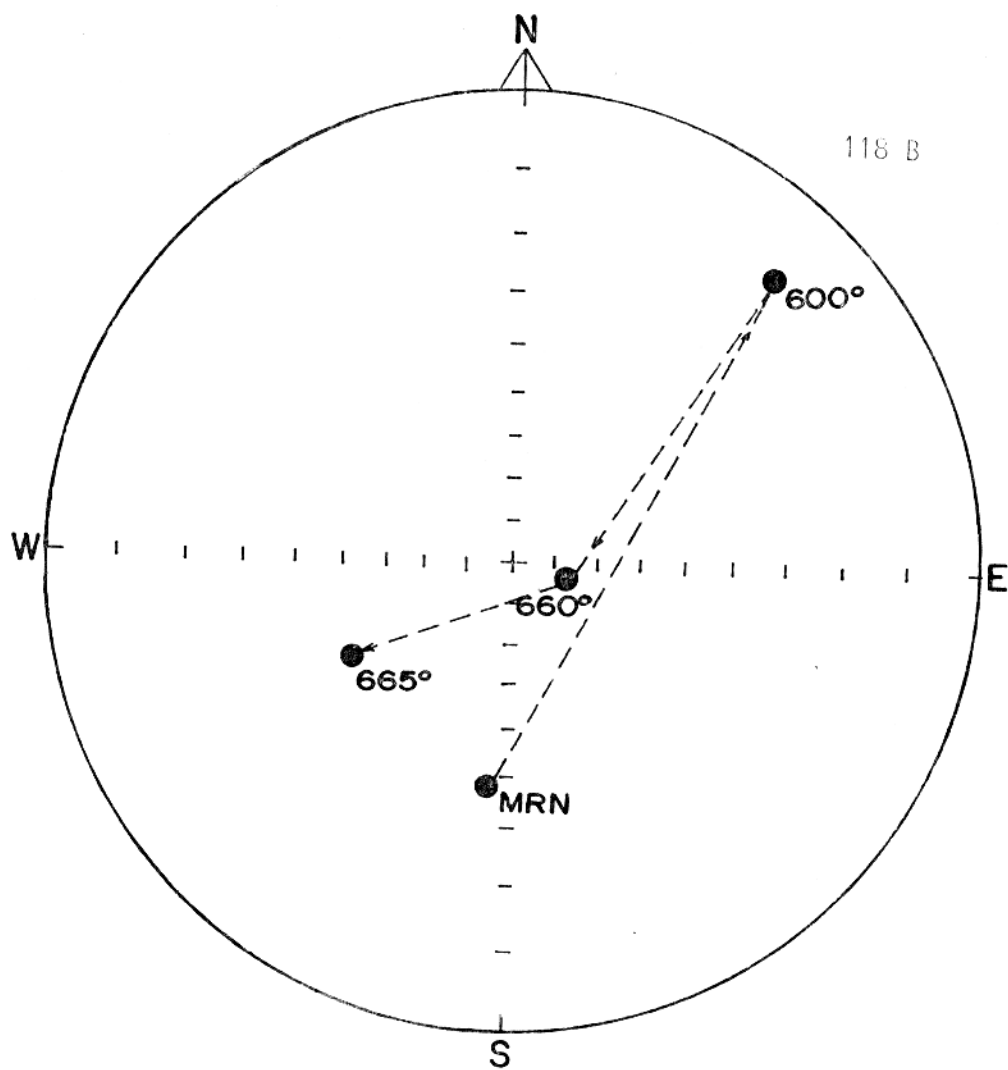


figura 14a.

O espécime 124B indicou a direção estável A entre 400 e 520° (figuras 28a e 24a). Acima desta temperatura o espécime sofreu uma transição de fase (figura 14b) indicada por sensível aumento de intensidade. Os espécimes 128B e 129 C1 também indicaram a direção A entre 520 e 600° (figuras 28a e 30a). Entretanto a amostra 128 não teve nenhum de seus espécimes considerados no cálculo da média de A, pois sua direção a 600° estava muito afastada do referido grupo, indicando porém esta direção através dos diagramas de Zijderveld. Casos como este aconteceram também com 132 e 133, cujos espécimes 132A e 133A (figura 29) indicaram a direção principal A em diagramas ortogonais, todavia, nos estereogramas suas direções mostraram apenas uma tendência para a direção A. Tais diferenças em alguns casos são imperceptíveis nos estereogramas, tornando confusa a determinação das direções. Estes problemas poderão ser melhor interpretados através do conhecimento da mineralogia e das características magnéticas dos portadores das magnetizações remanentes, entretanto não serão discutidos na presente tese.

Os espécimes 123B, 126A, 130 C1 e 134B (figuras 28 e 29), também mostraram a direção estável A. Outros de seus espécimes mostraram espalhamento de direções em temperaturas da ordem dos 500°C, indicando que a partir desses valores suas direções não são mais confiáveis. Estas amostras contribuíram para o cálculo da média do grupo A apenas com 1 ou 2 de seus espécimes (Tabela 3).

3.2.4 Magnetizações Superpostas

Pela análise feita no item anterior quatro magnetizações superpostas puderam ser separadas através dos tratamentos e técnicas analíticas empregadas (Tabela 3).

O estudo das magnetizações superpostas é um dos problemas que tem sido bastante discutido na literatura recentemente.

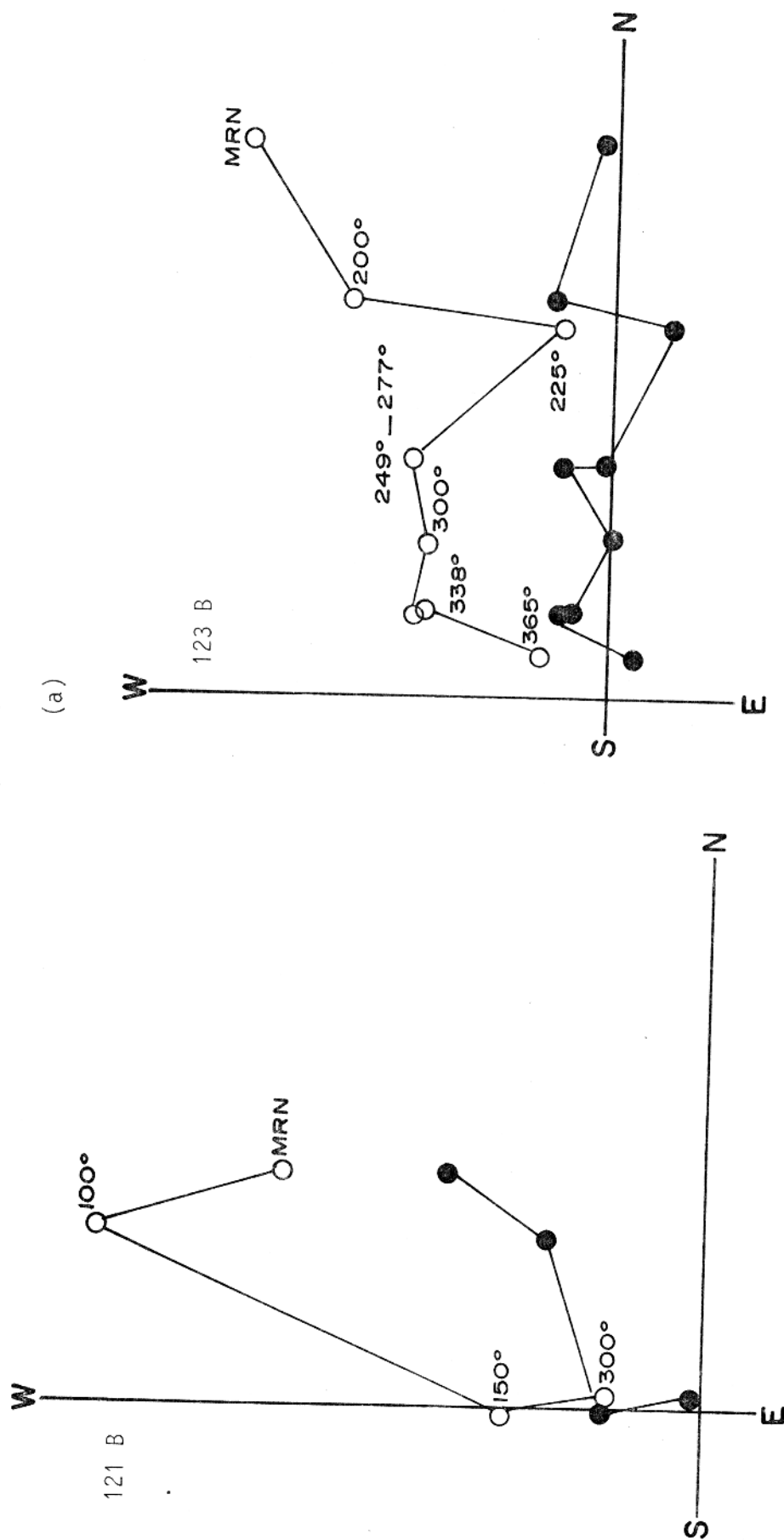
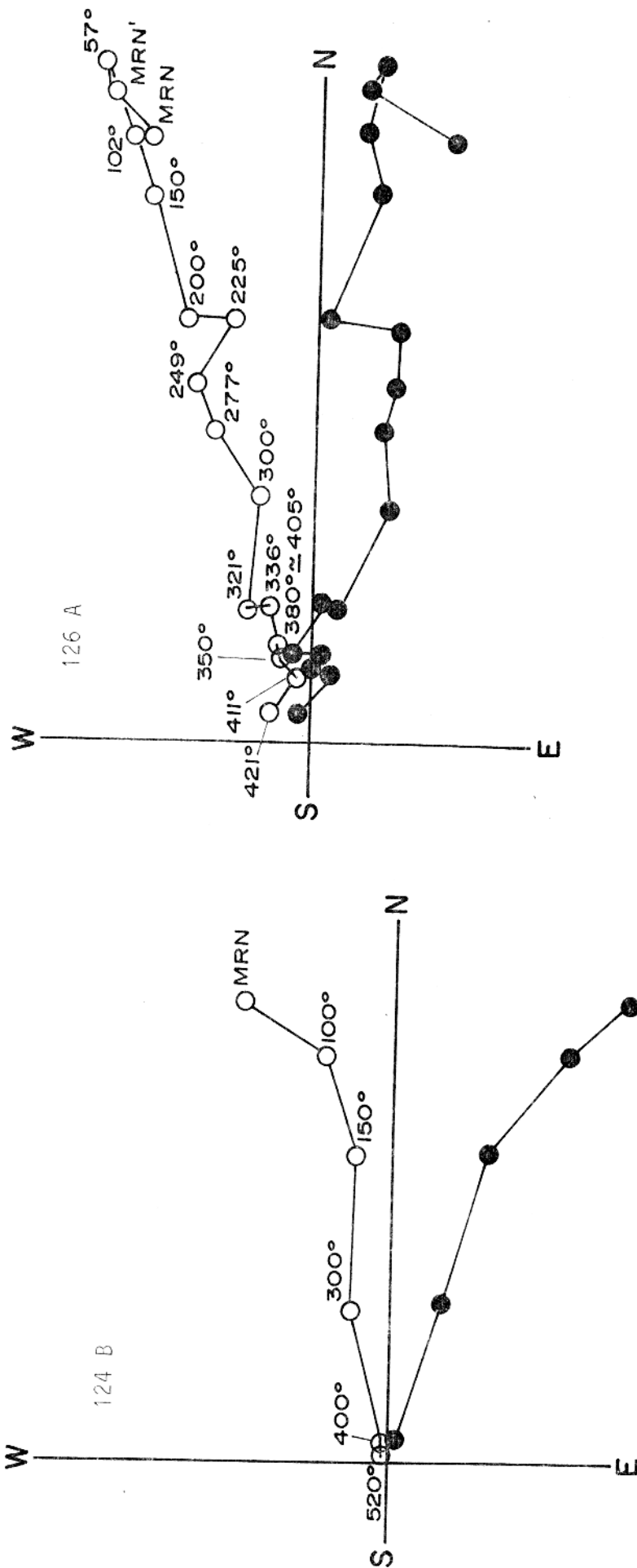
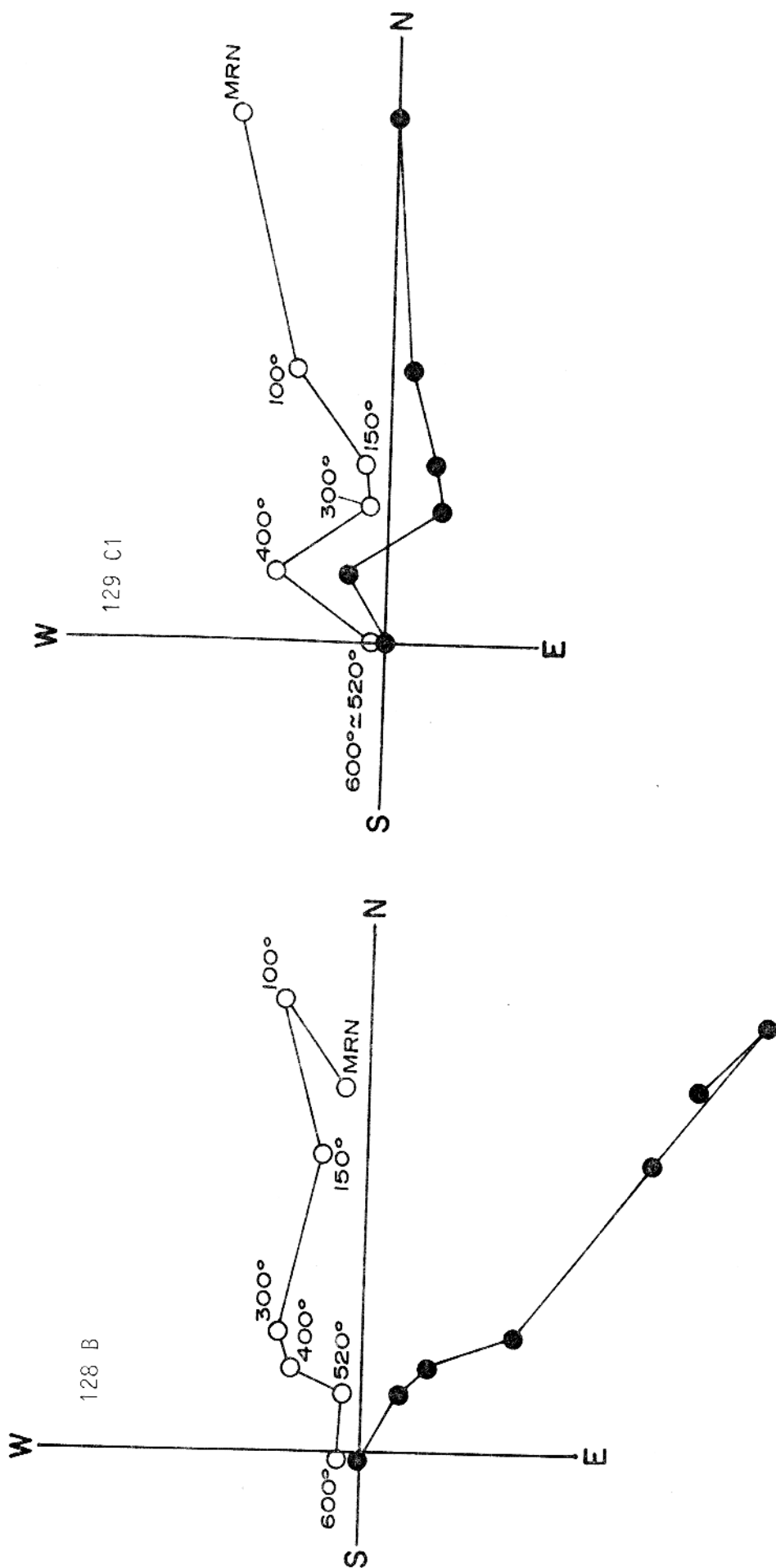
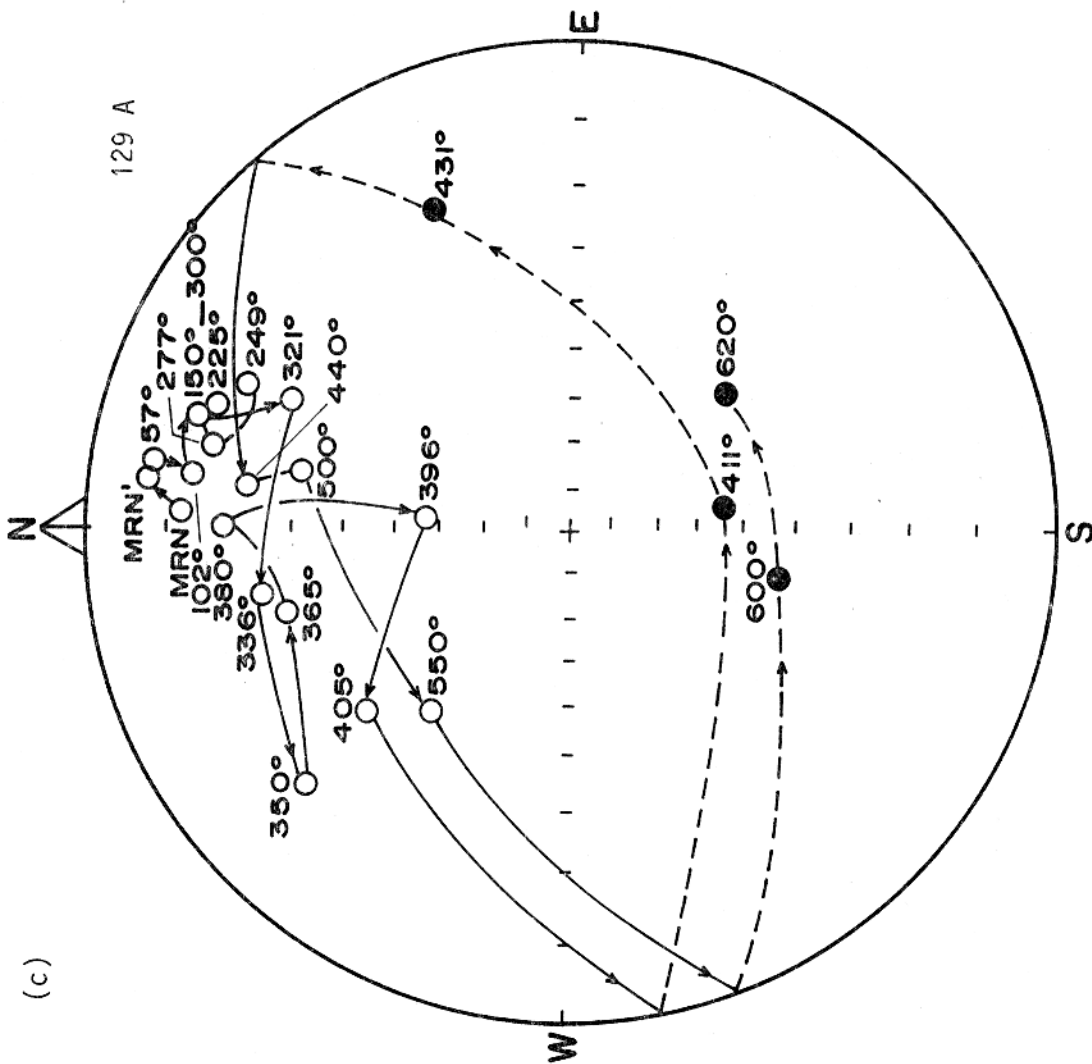


FIG. 28 - Exemplos de espécimes cúbicos que não indicaram claramente a Magnetização A.
 a) Diagramas Vetoriais de 121 B, 123 B, 124 B, 126 A, 126 B, 128 B, 129 C1
 b) Estereogramas de 121 B, 124 B, 126 B
 c) Estereograma de 129 A







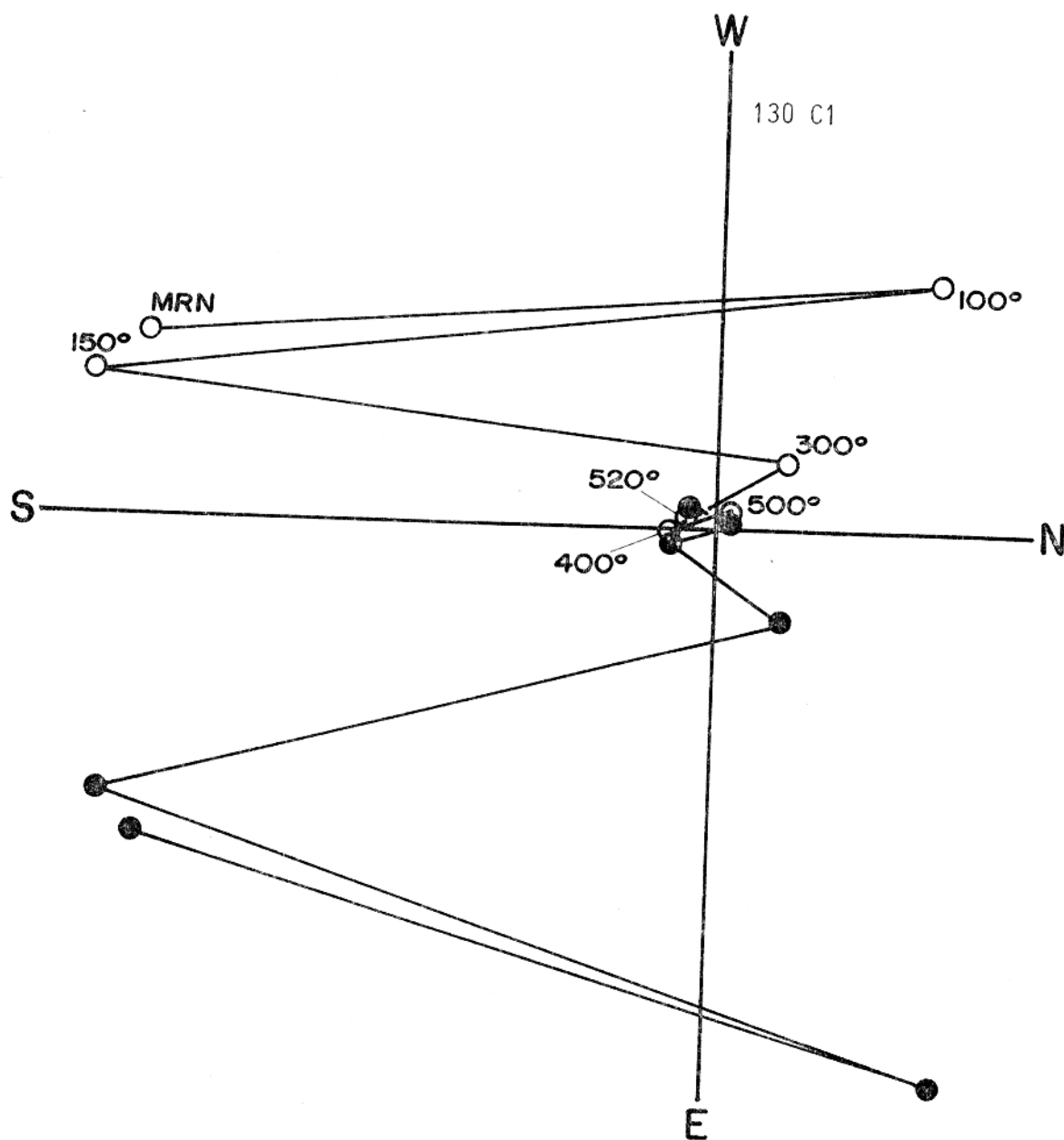
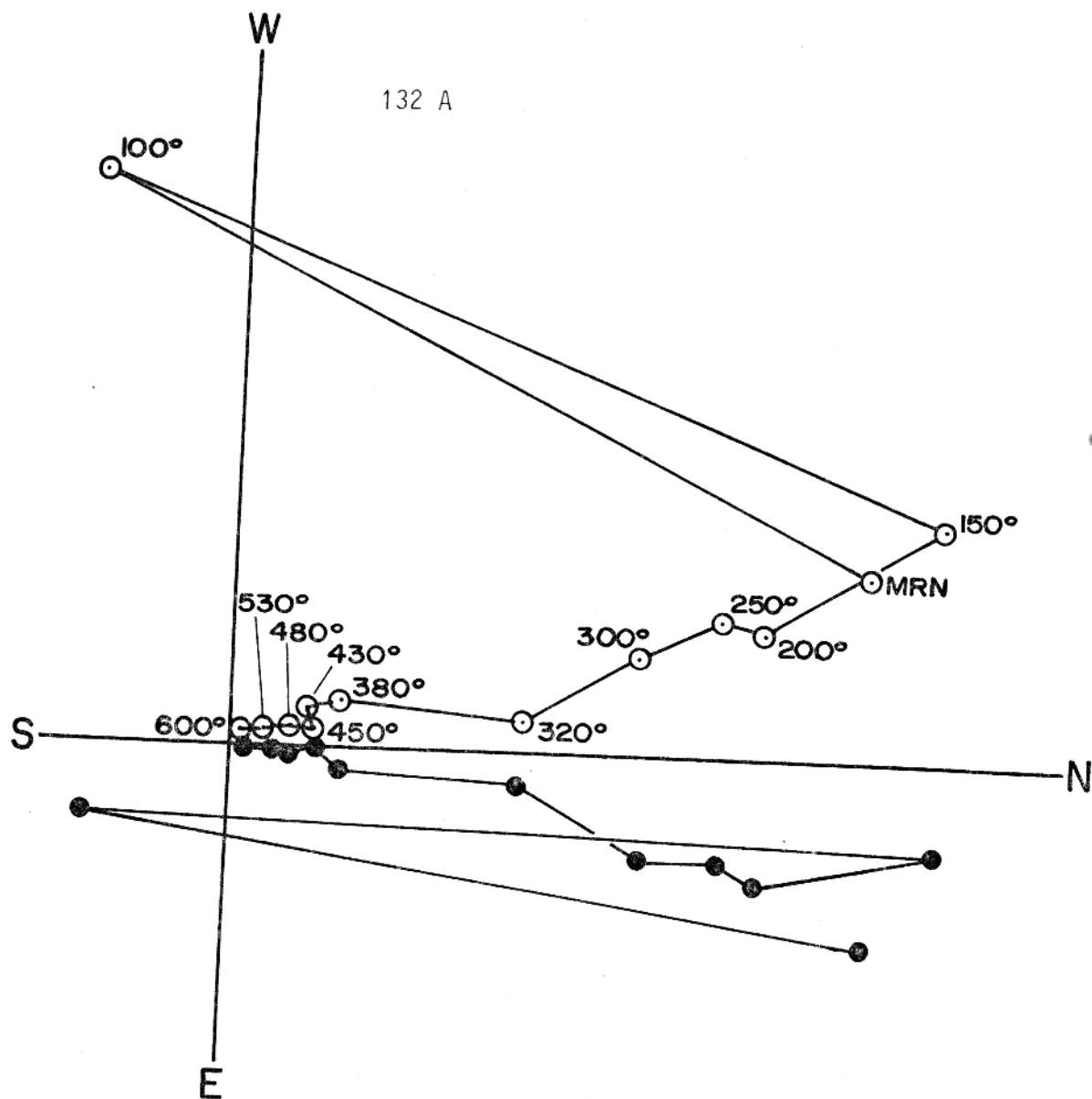
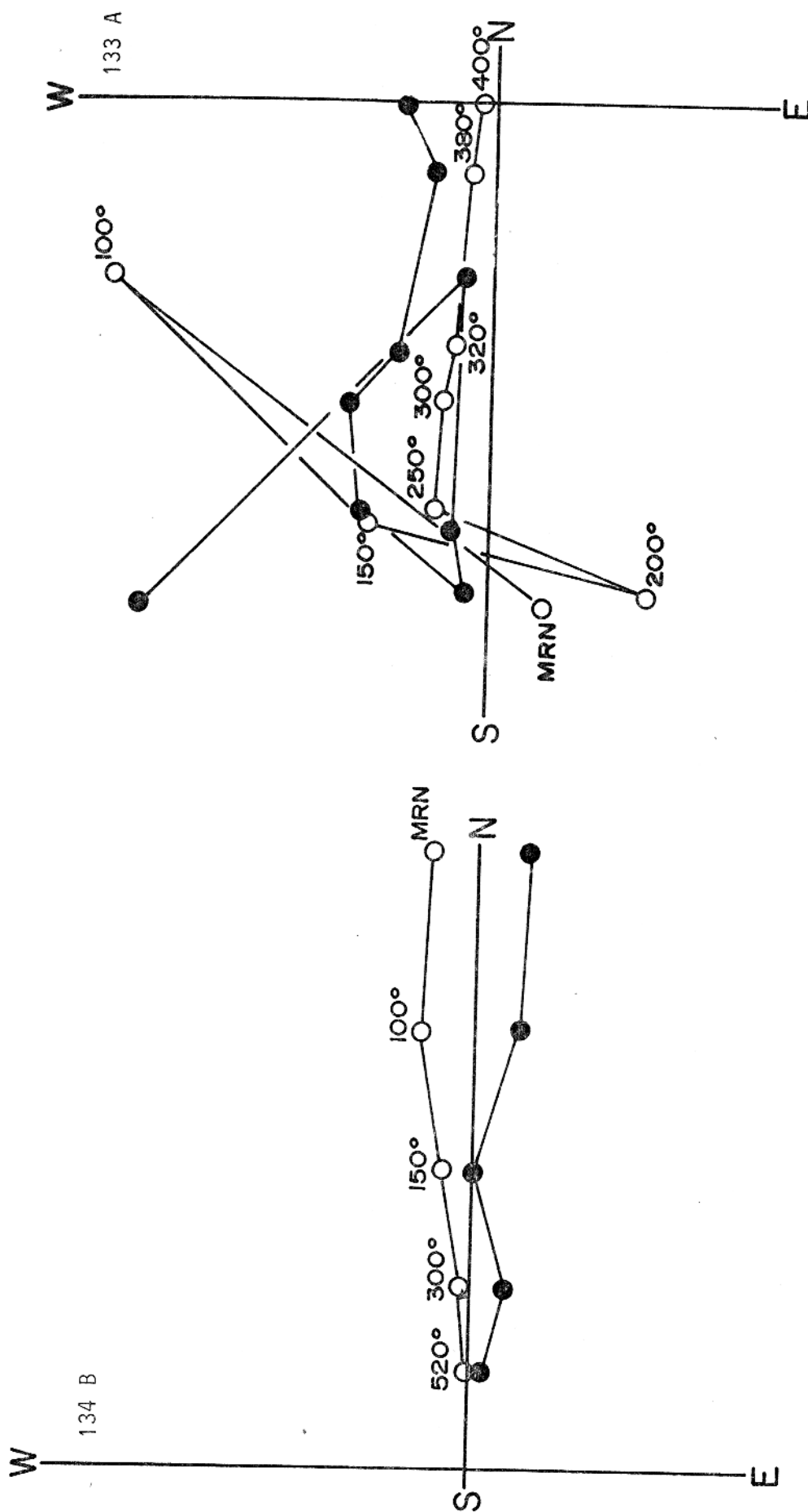


FIG. 29 - Exemplos de espécimes que apresentaram magnetização viscosa
a) Diagramas Vetoriais de 130 C1, 132 A, 133 A, 134 B





(Roy e Lapointe, 1978; Roy e Park, 1974; Hoffman e Day, 1978; Daly, 1981). E todos são unânimes em afirmar que tais magnetizações ocorrem principalmente em rochas antigas, em geral devido a grande probabilidade dessas rochas terem sofrido ação de eventos térmicos, químicos ou tectônicos.

Entendemos os termos magnetização inicial ou primária quando aplicados a rochas sedimentares, significando uma magnetização adquirida pelos grãos magnéticos entre a deposição e a solidificação ou seja aquela magnetização primeira adquirida durante os processos físicos de formação da rocha. Consequentemente uma magnetização secundária é aquela adquirida num estágio posterior, que não faz parte do processo inicial. A soma vetorial de todas as fases magnéticas adquiridas inicial ou posteriormente, chama-se Magnetização Remanente Natural (item 2.1.2) e o conhecimento de seu espectro é fundamental em paleomagnetismo.

Quando através das técnicas gerais (campos alternados, temperaturas ou tratamentos químicos) é possível elucidar a natureza multivetorial da NRM, diz-se que os espectros de coercitividade, temperatura de bloqueio ou solubilidade dos vários grãos minerais responsáveis pelas magnetizações são discretos, ou seja, não superpõem-se totalmente. Casos em que as técnicas em geral usadas não conseguem separar as diversas componentes, como por exemplo, o caso encontrado na amostra MN-23, diz-se que o espectro da magnetização secundária superpõe-se completamente aquele das demais remanências. Portanto a análise vetorial nesta amostra feita através dos diagramas de Zijderveld, indicou apenas a direção da componente secundária chamada de Mag. do Grupo D (figura 20a). Este caso é um exemplo típico de evento térmico, onde as técnicas utilizadas não conseguiram isolar as componentes superpostas. Acredita-se que somente campos alternados de picos bastante elevados pudessem separar as magnetizações, uma vez que, pela observação de gráficos já mostrados, o mineral principal responsável pela magnetização secundária parece ser a Hematita de grãos finos, cuja força coercitiva é muito alta da ordem de alguns milhares de oersteds (Strangway, 1970). Pelos altos valores de intensidade dos espécimes, conclui-se que a magnetização remanente secundária do grupo D (indicada por 6 espécimes de polaridade reversa) é do tipo Isotérmica (IRM) provocada por efeito de descarga elétrica. Os valo

res das coordenadas da direção média e parâmetros estatísticos desta magnetização são mostrados na Tabela 3. Sua representação e respectivo círculo de confiança estão indicados na figura 16.

Uma outra magnetização remanente encontrada foi aquela apresentada pelas amostras 85, 86 e 87, mostrada através das figuras 25b e c, chamada de Secundária do grupo B. Esta magnetização foi detectada por 11 espécimes de polaridade reversa.

Pelos diagramas de Zijderveld nota-se que esta magnetização somente foi removida entre 600 e 640°C (figura 25b). Após este intervalo as direções tornaram-se aleatórias, não sendo detectada nenhuma outra direção estável. Observando-se as curvas J-T mostradas nas figuras 12b e 12c, nota-se que o mineral portador da magnetização é a hematita que provavelmente é produto de alteração deutérica da magnetita, tendo adquirido esta magnetização em estágio posterior a formação da rocha. Portanto é provável que esta magnetização seja do tipo Químico (CRM). Pelos gráficos apresentados (comparar figuras 12b, c e 25 b, c, espécimes 85 A1, 87 A1 e C1), há indícios de que a hematita retém a direção da primária em componentes não resolvidas através do tratamento térmico. Visto que o espécime 87 C1 indica a direção da magnetização principal A a partir de 660°C (Figura 25c, proj. estereográfica) e o espécime 86 A2 perde a CRM em 500°C (fig. 12), ficando o restante de sua magnetização com direção aleatória.

O modelo aqui explicado torna-se mais claro quando se observa os espécimes 84 A1 e 84 B1 do mesmo afloramento, mas que aparentemente não apresentaram a CRM, notada nas amostras 85, 86 e 87. Estes espécimes (84 A1, B1) parecem ter registrado uma reversão de polaridade do CMT durante a formação destas rochas (fig. 25a). E durante um evento como este há possibilidade de ocorrerem magnetizações químicas, pois durante o tempo da ocorrência da reversão o campo torna-se instável e sujeito a movimentos oscilatórios (Roy e Park, 1974 e Park, 1981). Portanto a magnetização apresentada por 85, 86 e 87 foi considerada de origem química e quando datada paleomagneticamente através das Curvas de Deriva Polar (D'Agrella et al, 1980) apresentou uma idade mais jovem que aquela da Formação, sendo compatível com o "período quieto" do Carbonífero-Permiano de polaridade reversa (Irving

e Pullaiah, 1976 e Roy e Park, 1974). A direção média e parâmetros estatísticos são mostrados na figura 16 e tabela 3.

Uma terceira componente de magnetização encontrada é aquela constituída pelas "Viscosas do grupo C". Uma componente em geral é formada por um grupo de magnetizações com a mesma direção e polaridade (Zijderveld, 1967). Esta componente mostrou diferentes características de estabilidade e temperaturas de bloqueio em função da mineralogia dos grãos e dos processos pelos quais as amostras adquiriram suas NRMs. Ou seja, uma componente de magnetização é composta de sub-magnetizações cada uma tendo específicas "temperaturas de desbloqueamento" capazes de causar pequenas variações na direção da remanência. A estabilidade (ou instabilidade) da magnetização se refere a capacidade que a rocha tem de manter (ou não manter) uma mesma direção por longos períodos de tempo geológico, portanto está diretamente associada ao tempo de relaxação dos componentes mineralógicos. Já os termos magnetização "dura" ou "mole" estão diretamente associados as temperaturas de desbloqueamento dos grãos minerais. Assim a magnetização do grupo C foi considerada estável do tipo mole.

Esta magnetização ficou bem evidenciada através dos espécimes: PF 124-B (figuras 24a, 28a, 14b) onde ela foi eliminada entre 300 e 400°C. PF 80-D1 e B1 (figuras 11a, 24a e 23b) cuja eliminação ocorreu entre 620 e 630°C. PF 83-A1, C1 e D1 (figuras 23d, 24a e 24c), onde o desbloqueamento variou entre 600-650°C. Nas amostras PF 136 (6 espécimes), 137 (5 espécimes) e 138 (4 espécimes), foi onde a magnetização tornou-se melhor caracterizada (figuras 15a, 24b, c, 26a, b). Nessas amostras a magnetização foi desbloqueada em alguns espécimes em temperaturas de 400 a 550°C (figuras 15a e 26b) e em outros, o desbloqueamento ocorreu entre 600-650°C (figuras 26a e 26b).

Pullaiah et al (1975) mostraram que quando o intervalo de temperatura de bloqueio (T_b) da MRN é de 550-600°C a magnetização viscosa é devido a magnetita. E o desbloqueamento pode ocorrer a temperaturas de 400-550°C. Se por outro lado o intervalo de T_b varia entre 600 e 675°C, o portador da remanência é a Hematita, com as seguintes particularidades, os espécimes com T_b menor são desbloqueados primeiro, isto é, se $T_b=600^\circ$, o desbloqueamento ocorre entre 500-530°, se $T_b=650^\circ$, a tempera

tura desbloqueante pode estar acima de 600°C. Portanto, acredita-se que esta magnetização viscosa (VRM) deve ter sido adquirida pelas rochas durante um processo de oxidação a baixas temperaturas ocorrido "in situ", o qual segundo Johnson e Merrill (1972), reduz a intensidade da remanência original porém não elimina a possibilidade da amostra adquirir componentes secundárias tipo IRM ou VRM. Em alguns casos, em experimentos de laboratório pode também aparecer uma componente de CRM de baixa intensidade e fraca estabilidade magnética, a qual dificilmente é distinguida da VRM. No nosso caso, entretanto, o mineral original deve ter sido a magnetita detrítica, que foi oxidada para maguemita e depois para a hematita. A direção média desta magnetização e os parâmetros estatísticos são mostrados na figura 16 e tabela 3.

A extensão de tais tipos de oxidação da magnetita a baixas temperaturas ocorridas "in situ" em sedimentos depende do oxigênio disponível e da constante de tempo para a reação (Kent e Lowrie, 1974). Esta constante de tempo por extrapolação de resultados de deposição em laboratório foi considerada por Readman e O'Reilly (1970) ser da ordem de 10^6 anos para oxidações de titanomagnetitas. Entretanto quando a razão de reação depende do tamanho dos grãos, e outras características do material inicial (como perfeição dos cristais e presença da água) são consideradas para a magnetita natural, a constante de tempo torna-se menor (Elder, 1965). Isto indica que uma variedade de fatores sedimentológicos, geoquímicos, etc, são responsáveis por mudanças no grau de oxidação e nas dimensões dos grãos magneticamente estáveis, produzindo variações nas propriedades magnéticas destes sedimentos com o tempo. Como esses fatores são todos controlados por situações ambientais, torna-se claro que um estudo detalhado da mineralogia magnética e dos ambientes de deposição se faz necessário para melhor compreensão dos componentes de magnetização.

Outras magnetizações viscosas foram ainda encontradas porém de diferentes direções. Por exemplo as amostras 25, 26 e 27 apresentaram uma componente viscosa de polaridade normal na direção do campo dipolar até cerca de 580°C (figura 21 a e 21b). Entretanto após 580°C a amostra 27 indicou a direção do agrupamento principal A.

O espécime MN 28-C1 (figura 22a) apresentou duas componentes de VRM, de direções diferentes daquela do grupo C, eliminadas em 250° e 450° respectivamente. Podendo ser explicadas também pela oxidação da magnetita a baixas temperaturas com formação da maghemita entre 250 e 450° e hematita acima de 450° (figura 10). O desbloqueamento também se fez segundo o modelo de Pullaiah et al, 1975. Em 600° a amostra indicou a direção do agrupamento principal A, tornando-se aleatória em seguida. Este último fato é compatível também com Johnson e Merrill, 1972, que dizem que, com o aumento do processo de oxidação há uma redução na componente inicial e os dados tornam-se mais espalhados.

O espécime 114 B2 é outro exemplo do mesmo processo. Onde uma magnetização viscosa de laboratório é eliminada em 150°C e a magnetização torna-se evidenciada a partir de 250°C (fig. 26a). A partir de 620°C ela indica a magnetização principal. Notou-se que quando a amostra é lavada diretamente em 400°, a magnetização é eliminada. Para exemplos veja espécimes 114 C2 (fig. 24a) e 114 B1 (fig. 24c).

Os espécimes da amostra PF 116 apresentaram uma componente viscosa na direção do campo magnético atual eliminada em 400° (figuras 26a).

Segundo Biquand, 1979 estas magnetizações viscosas são de grande importância em estudos paleomagnéticos, pois em rochas sedimentares elas são muito comuns e em casos de rochas antigas as vezes são "duras", constituem uma grande parcela de sua remanência natural e podem as vezes impedir que uma fase magnética (talvez a inicial) seja detectada.

Finalmente a "última" magnetização encontrada foi aquela considerada como a principal registrada pelas amostras da Formação Longã. As diferentes fases precedentes foram reconhecidas em seus espécimes e em muitas amostras eliminadas através dos tratamentos aplicados a diferentes valores de campos ou temperaturas.

A magnetização do grupo A foi detectada pelos tratamentos e métodos analíticos em 27 (77 espécimes) das 38 amostras (níveis) estudadas. Em muitas amostras esta magnetização foi analiticamente evidenciada através dos estereogramas, em outras pelos diagramas vetoriais e em alguns casos, somente a

combinação dos dois métodos, pode indicar sua direção.

Nas figuras 24 e 30 são mostrados exemplos de espécimes que evidenciaram a direção da magnetização A através dos estereogramas. Notou-se que os espécimes pilotos lavados em muitos passos não indicaram claramente a direção A. Estes espécimes não foram colocados nas figuras citadas para não torná-las confusas. Alguns desses espécimes são mostrados isoladamente, ou em diagramas vetoriais (figuras 17, 22, 26b).

As amostras que melhor evidenciaram a direção A, mostrando a eficácia do tratamento térmico na eliminação das magnetizações superpostas foram PF 114, 116, 117, 136, 137 e 138. Comparar os diagramas vetoriais (figura 26a) e os estereogramas (figuras 24a, b, e 30b). Os estereogramas mostram a direção aproximada do "end point" e os diagramas vetoriais a que temperatura a magnetização principal começa a ser desbloqueada. Por exemplo no espécime 114 B2 (figura 26a), o desbloqueamento ocorre entre 400-500°C, porém a temperatura de bloqueio do mineral responsável pela magnetização está entre 550-600°, portanto o mineral correspondente deveria ser a magnetita. Entretanto a fase magnética principal A é desbloqueada a 620°, o que implica que a temperatura de bloqueio deve ser maior que 620°, logo o mineral responsável por esta fase só pode ser a hematita (cuja temperatura de bloqueio varia entre 600 e 675°C) certamente formada pela oxidação da magnetita inicial (Pullaiah et al, 1975). Os diagramas vetoriais dos espécimes 136 A1, A2, 137 C1, 138 C1 (figura 26a), 128 B (figura 28a), 119 C2 (figura 27a) , 116 C1 (figura 26a) confirmam a hipótese formulada acima.

Portanto acreditamos que a Magnetização Principal do grupo A, foi adquirida por detritos de magnetita durante o estágio inicial de formação da rocha, a qual foi oxidada a baixas temperaturas para maguemitita e depois para a hematita, adquirindo suas diversas remanências ao longo de sua história geológica. Pelo espectro das NRMs formado através da análise de suas várias fases magnéticas já analisadas, achamos que a magnetização A é uma remanência detrítica (DRM) adquirida lenta e progressivamente. Dentro deste enfoque é provável que as direções reversas antiparalelas (~180°) encontradas em 18 espécimes (alguns exemplos são encontrados na figura 24c) sejam um registro de uma completa reversão ocorrida no campo da Terra

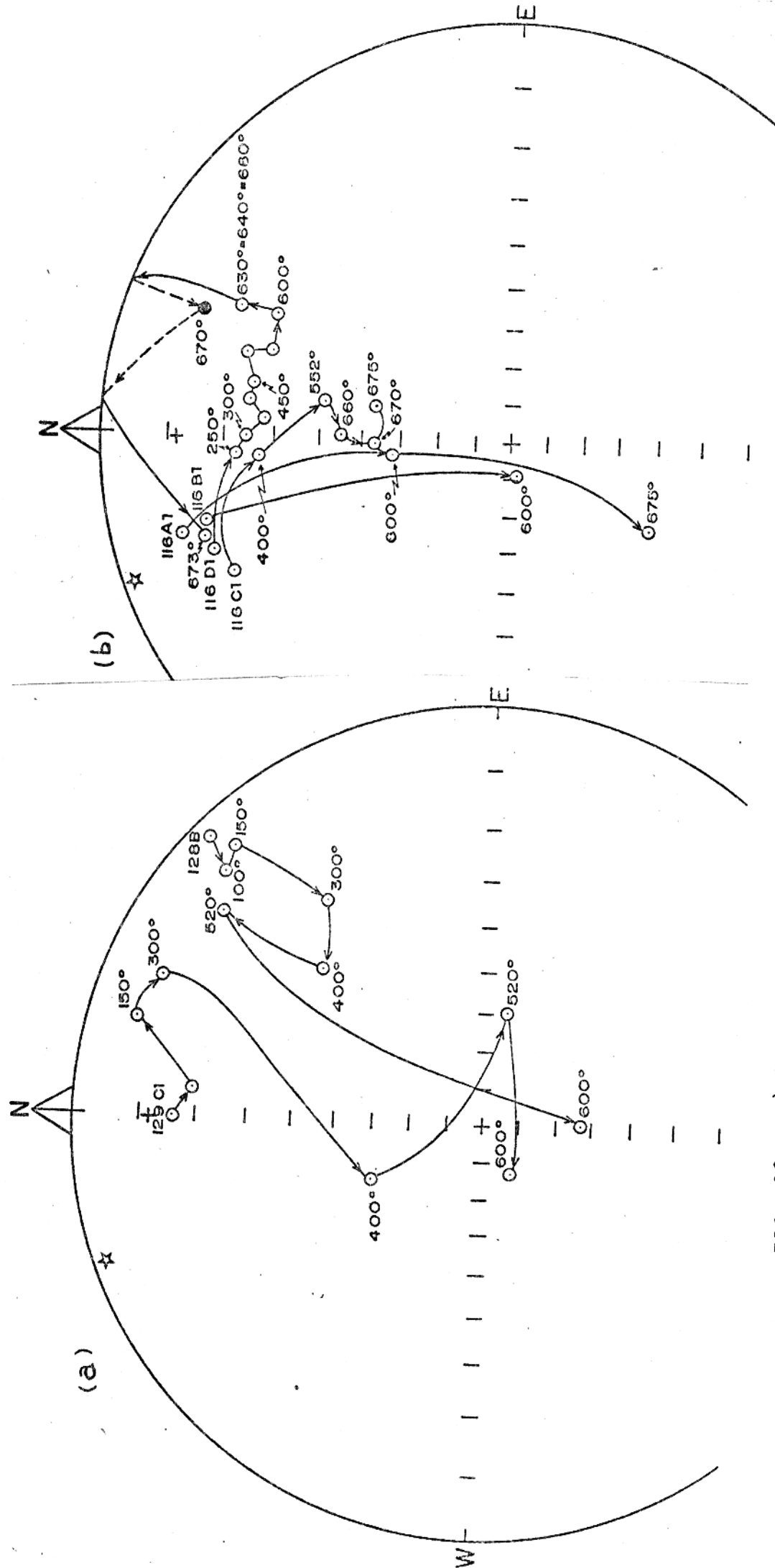


FIG. 30 - a) Exemplos de espécimes que não indicaram a magnetização A, Entre tanto pela projeção ortogonal a direção foi definida entre 400-600°C.

b) Comparação entre espécimes onde foram aplicados muitos passos de lavagem (116 C1, D1) e poucos passos de lavagem (116 A1, B1)

naquela época.

Os casos em que direções normais (inclinação negativa) e reversas (inclinação positiva) antiparalelas, são registradas no mesmo espécime (figura 24c), indicam que o campo pode reverter-se algumas vezes em curtos intervalos de tempo como aqueles necessários para a deposição de um espécime de 2,5 cm de altura ou então a velocidade de deposição em alguns ambientes foi muito rápida. A alternância de direções normais seguidas por reversas (ou vice-versa) apresentadas por exemplo, pelos espécimes 114 B1 e 84 A1 permitem supor que o campo oscila entre estas polaridades, antes de estabelecer-se em uma direção (Roy e Park, 1974, p. 469; Khramov e Rodionov, 1981, pag. 104). Um exemplo desta oscilação foi encontrado no espécime PF 129-A (figura 28c).

Por outro lado segundo Irving e Pullaiah (1976), no Paleozóico (-570 a -225 m.a) as inversões de polaridade do CMT de normal p/reverso ocorreram em lapsos de tempo relativamente menores que as variações de reverso para normal. E quando há uma frequência relativamente grande nessas inversões, o intervalo é chamado de INTERVALO DE DISTÚRBIO DO CMT. Estes autores (pag. 55, fig. 14) mostraram com os dados disponíveis na literatura, que houve predominância desses intervalos no Devoniano. Entretanto seus resultados, são somente aproximados, pois o número de dados paleomagnéticos com registro de reversões são insuficientes para delinear qual a polaridade predominante e correspondentes limites de cada intervalo. Entretanto Kramov e Rodionov, 1981 mostram resultados mais recentes para o Paleozoico da Rússia (pag. 101, fig. 1), e há compatibilidade com os dados de Irving e Pullaiah para o Devoniano Superior.

Pelos fatos aqui mostrados achamos aceitável que o registro apresentado nas rochas da Formação Longã seja uma dessas reversões. Conclui-se portanto, que na época da aquisição desta magnetização pelas rochas estudadas o campo era de polaridade normal, uma vez que o número de amostras que registraram tal polaridade é relevante e maior que aquelas de polaridade inversa (figura 31).

Dos 18 espécimes que indicaram a direção reversa antiparalela, foram tomadas as direções antipodas para o cálculo das direções médias. Na figura 32a são apresentadas as dire

ções médias por amostra (ou nível) da NRM dos 38 blocos amostrados antes da aplicação dos tratamentos já descritos. Em 32b estão indicadas as direções médias por amostra do grupo considerado como principal componente da MRN, identificada depois do tratamento.

Quanto a direção do grupo A nesta figura são apresentadas as direções médias dos 27 sítios, nos quais A foi detectada. São apresentadas também uma direção média somente das amostras MN (representadas por $\square$) e outra com as amostras PF (representadas por Δ). Isto foi feito porque, os locais de amostragem de ambos os grupos são bem distanciados. A localização média de cada grupo foi apresentada no item 2.2.3. Os círculos de confiança α_{95} de ambos os grupos são também mostrados e interceptam-se. Quando a média geral ($\square + \Delta$) foi calculada (figura 16, simbolizada por $\boxplus$), os parâmetros estatísticos melhoraram sensivelmente. Os dados numéricos são mostrados na tabela 3.

3.2.5 Precisão e Espalhamento das Paleodireções

A - Direções Médias

A.1 Testes de Consistência dos dados

Para o cálculo das paleodireções, a partir das direções médias calculadas anteriormente, uma seleção de dados deve ser feita, pois para trabalhos paleomagnéticos considera-se que as rochas adquirem uma componente de magnetização inicial paralela ao campo da Terra, atuante durante o processo de sua formação. Assim as direções paleomagnéticas são discutidas considerando que o CMT foi sempre aproximadamente dipolar. Isto significa que o modelo considerado para o campo é aquele de um Dipolo Axial Geocêntrico (item 3.2,1)

Para a seleção dos dados foram utilizados os Critérios de Consistência apresentados por McElhinny, 1973, p. 106 e Irving, 1964, p. 102. Deve ser aqui salientado que o critério referente ao *Número mínimo de amostras* de ambos os autores, McElhinny (8 amostras), Irving (5 amostras) por afloramento, referem-se a amostras cilíndricas de 8 a 10 cm de comprimento, das quais serão cortados os espécimes. Nossa amostragem (item

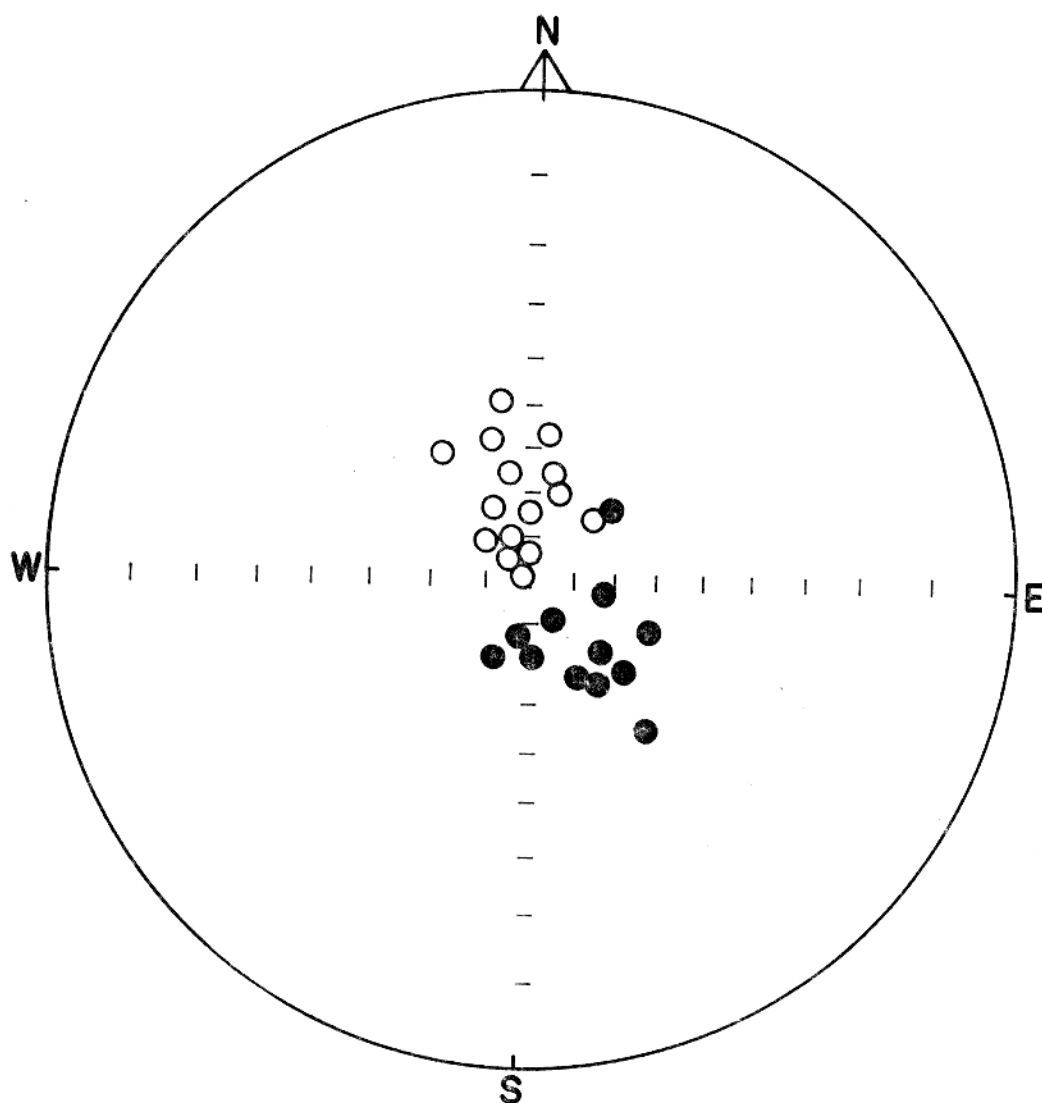


FIG. 31 - Direções normais e reversas antiparalelas de espécimes que indicaram a Magnetização A.

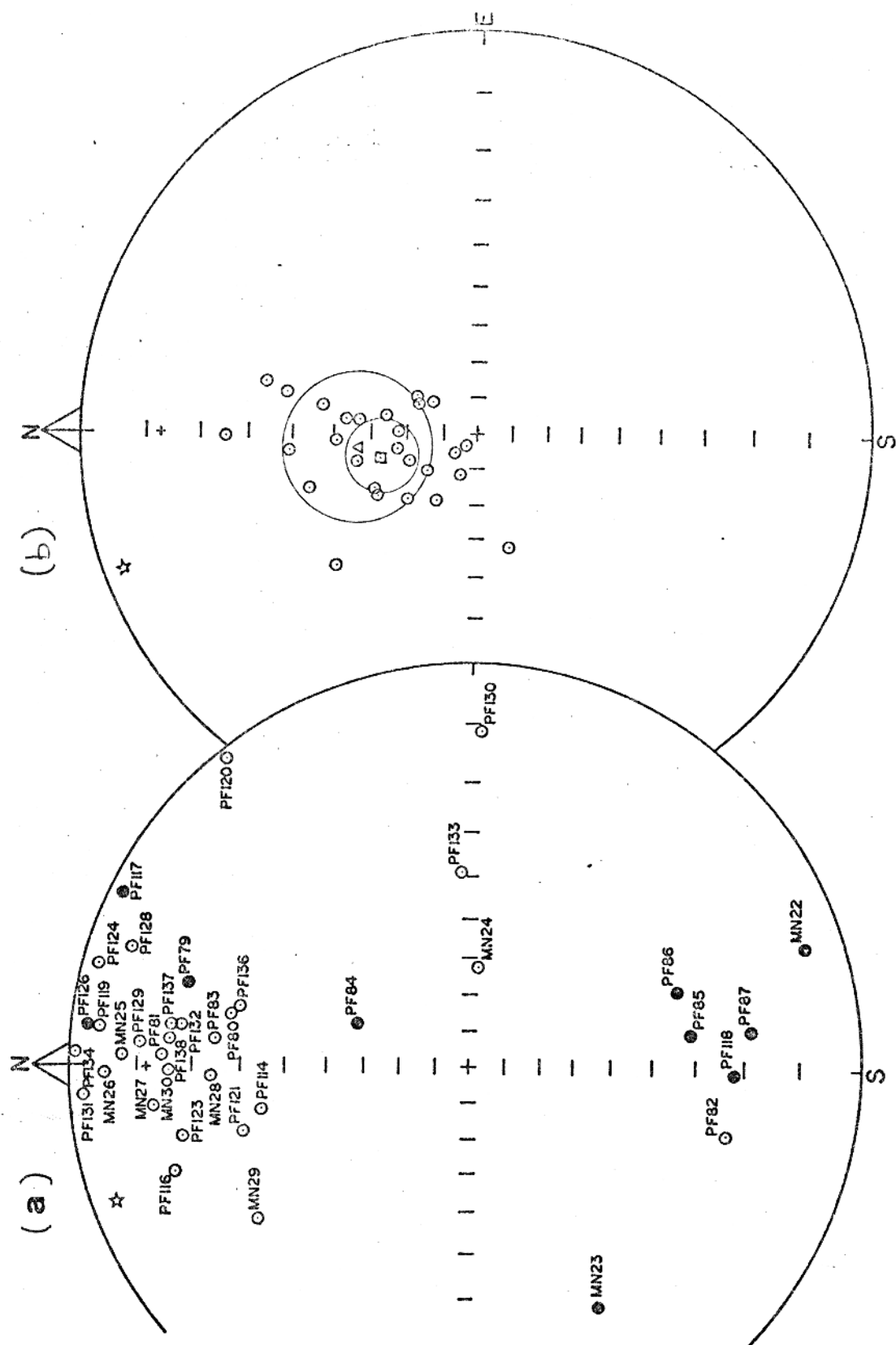


FIG. 32 - DIREÇÕES MÉDIAS POR AMOSTRAS ESTUDADAS

a) ANTES DO TRATAMENTO

b) APÓS O TRATAMENTO

TABELA 3 - Resultados Paleomagnéticos por Nível

ATIVIDADES MAGNITUDES	N/n	R.A.M.		TRA- MÉNTO	T(°C)		DECO	C.A.R.M.		K	ε650 ⁰	cse ⁰	P.O.L.O.S.		GEO.M.G.	V.I.R.T.U.A.L.S.		d.e.o
		DEC	INC		cu	C(oe)		INCO	R				α950	LATO		LONGO	g ⁰	
PF 79	4	15.50	19.10	T	670/675	13.10	-33.01	2.99	8.33	202.48	5.69	3.29	-72.93	-89.13	5.59	9.66		
PF 80	4	11.71	-25.43	T	640/650	0.6	-53.1	2.56	65.5	4.6	37.77	21.81	-62.93	-43.20	62.93	90.8		
PF 81	4	1.76	-15.17	T	640/660	30.1	-35.0	2.98	10.8	120.6	7.12	2.11	-83.42	-34.42	6.23	11.61		
PF 82	4	3/3	195.37	T	620/676	197.1	-22.1	2.99	5.6	481.3	3.69	1.13	-55.1	181.2	3.13	5.92		
PF 83	4	6.33	-26.08	T	600/675	316.5	-53.6	2.84	36.4	12.5	22.91	13.29	-36.1	-5.21	47.70	57.68		
PF 84	5	3/3	59.02	T	630/670	288.49	-78.04	2.87	32.10	15.81	20.37	11.82	-13.22	-19.76	56.87	60.43		
PF 85	5	173.05	30.62	T	600/660	180.0	35.7	4.97	6.5	137.9	6.90	3.96	-76.3	317.6	4.36	7.53		
PF 86	5	3/3	161.36	T	300/450	165.7	19.2	2.96	15.7	52.2	10.27	5.96	-75.4	33.7	8.54	16.38		
PF 87	5	3/3	174.72	T	600/660	173.0	20.4	2.99	5.0	530.4	3.33	1.93	-82.0	17.6	2.75	5.24		
PF 88	6	47.7	-35.40	T	400/450	32.0	-74.1	3.97	9.93	85.76	8.75	4.38	-31.50	-60.42	16.29	13.03		
PF 89	6	340.50	-15.02	T	600/670	347.43	-66.79	2.87	32.79	15.20	20.78	12.05	-46.32	-30.66	44.74	54.16		
PF 90	6	26.01	3.48	T	551/675	330.10	-36.53	2.97	14.39	74.48	9.39	5.44	-49.42	-4.83	15.05	20.81		
PF 91	6	182.17	21.27	T	660/665	28.84	-70.56	2.84	36.4	12.51	22.90	13.28	-36.94	-62.87	54.70	63.14		
PF 92	6	5.84	-5.21	T	620/660	300.24	-67.28	2.58	64.39	4.74	37.20	21.53	-24.43	-4.95	88.97	107.61		
PF 93	6	50.74	1.68	T	551/660	0.05	-68.04	2.70	52.36	6.57	31.60	18.33	-45.88	-42.57	74.05	83.23		
PF 94	6	344.53	-30.52	T	300	315.3	-80.8	-	-	-	-	-	-19.47	-29.21	-	105.89		
PF 95	6	346.34	-18.31	T	380/600	24.73	-70.77	1.95	61.53	18.65	15.76	13.27	-30.01	-60.19	92.84	-		
PF 96	6	15.23	-3.90	T	520	316.2	-37.3	-	-	-	-	-	-45.47	24.76	-	-		
PF 97	6	6.49	3.36	T	500	8.6	-65.3	-	-	-	-	-	-48.95	-51.37	-	-		
PF 98	6	19.64	-7.02	T	520/600	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
PF 99	6	4.06	-12.14	T	330/400	346.07	-57.17	1.98	40.05	41.01	12.65	8.94	-55.73	-22.20	42.57	59.39		
PF 100	6	91.52	-12.38	T	500	340.7	-42.8	-	-	-	-	-	-64.33	1.31	-	-		
PF 101	6	355.72	2.99	T	500/600	11.34	-38.69	1.99	23.53	114.75	7.56	5.37	-71.57	-77.78	16.64	27.99		
PF 102	6	8.38	-19.47	T	Instável	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
PF 103	6	97.87	-40.29	T	Instável	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
PF 104	6	1.47	-1.27	T	Instável	251.6	-52.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
PF 105	6	14.18	-26.94	T	500/670	320.63	-72.31	5.50	22.15	10.07	25.53	10.42	-31.02	8.79	34.74	39.26		
PF 106	6	7.73	-18.75	T	600/675	335.58	-69.82	4.76	19.28	16.71	19.82	8.86	-33.31	-19.04	23.42	33.10		
PF 107	6	4.37	-15.57	T	550/650	357.2	-51.2	3.51	40.6	6.0	33.07	15.54	-64.99	-36.87	37.28	55.02		
PF 108	6	4/6	15.57	T	500/650	327.9	-56.7	2.85	35.6	13.0	22.47	13.03	-45.54	-5.17	37.39	51.60		
PF 109	6	6.99	6.99	CA,T	600/670	234.23	41.94	5.93	8.08	69.75	9.70	3.96	-34.64	105.58	9.91	18.50		
PF 110	6	20.45	20.45	CA,T	540/670	9.03	-46.82	2.94	22.24	31.77	14.37	8.33	-64.36	-60.97	18.50	28.68		
PF 111	6	95.90	-63.81	CA,T	520	0.5	-5.9	3.99	3.7	590.8	3.33	1.67	-88.93	165.63	1.86	3.71		
PF 112	6	1.60	-7.60	CA,T	360/600	2.2	-6.6	3.98	5.8	248.5	5.14	2.10	-87.73	212.75	2.93	5.83		
PF 113	6	358.89	-5.13	CA,T	640/660	353.9	-40.1	2.87	31.7	16.1	20.19	11.71	-70.17	-25.52	23.01	38.18		
PF 114	6	353.32	-13.78	CA,T	300/600	6.17	-47.93	4.66	23.31	11.72	23.65	10.58	-54.86	-50.69	25.26	34.32		
PF 115	6	358.55	-24.58	CA,T	500/620	297.98	-83.96	3.49	41.68	5.83	33.55	16.78	-9.41	-31.62	90.68	82.01		
PF 116	6	359.40	-17.65	CA,T	Instável	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	

n - número de espécimes tratados
N - número de espécimes que indicaram magnetização estável após o tratamento
N (C) - temperatura ou campo que iniciou agrupamento estável.
DEC - declinação média por bloco ou sítio
INC - inclinação média por bloco ou sítio
NINC - inclinação remanente natural (antes do tratamento)
NIRM - magnetização remanente natural
NRCARM - magnetização remanente estável detectada após o tratamento
R, α_{95} , k - parâmetros de precisão (Fisher, 1953)
 σ_{95} - desvio padrão circular
c.s.e - erro padrão circular
dp e dm - parâmetros de erros nos polos.

2.2.1) foi feita por blocos de mão, dos quais em laboratório foram cortadas as amostras cilíndricas consideradas pelos autores. Assim, neste tipo de amostragem são suficientes 3 blocos por afloramento, uma vez que, de cada bloco foram extraídas 3 amostras cilíndricas, o que gerou um total de 9 dessas amostras para cada afloramento. Pela tabela 3 pode-se constatar que, de 3 dos afloramentos estudados foram extraídos mais de 3 blocos orientados. Portanto, o número de amostras cilíndricas neste caso foi superior ao número mínimo de amostras exigidas.

Quanto a *Idade das rochas*, segundo os autores já citados, somente rochas cujas idades estejam dentro dos limites Paleozóico-Cenozóico devem ser utilizadas. Rochas Pré-Cambrianas, podem ser usadas somente se possuírem datação radiométrica ou posição estratigráfica conhecida em relação a Formações previamente datadas.

As rochas aqui estudadas são do período Devoniano Superior, datadas segundo estudos estratigráficos, palinológicos e de microfósseis (item 3.1.2).

No cálculo do Polo Paleomagnético Longã foram utilizados somente os dados cuja magnetização foi considerada de idade Devoniana, pela comparação com dados de outros autores de mesma idade de constantes na literatura (Hailwood, 1974). Estas comparações serão mostradas mais adiante.

Por outro lado, achamos que em rochas sedimentares, magnetizações pós-deposicionais, as vezes são mais confiáveis que aquelas ocorridas na época da deposição. Verosub (1977; 1979) e Payne e Verosub (1982) estudaram extensivamente as magnetizações deposicionais e pós-deposicionais e mostraram que estas últimas vezes não apresentam o erro de inclinação detectado em deposições artificiais ocorridas em laboratório (item 2.1.2). Além disso é possível encontrarem-se polos paleomagnéticos de magnetizações secundárias, as vezes até mais confiáveis que aqueles da magnetização primária. Hoje em dia polos paleomagnéticos

ticos secundários podem dar boas contribuições a Curva de Deriva Polar e a Coluna Magneto-estratigráfica, desde que preencham os critérios de confiabilidade e sejam datados criteriosamente. Antigamente coleções inteiras de amostras não eram aproveitadas quando não se conseguia detectar a magnetização primária, hoje as magnetizações secundárias são tão importantes quanto a primária, pois também contribuem para o conhecimento e evolução dos ambientes de deposição.

No que se refere a *Estabilidade* dos dados, os autores (McElhinny, 1973 e Irving, 1964) consideram que só devem ser confiáveis aqueles resultados obtidos com amostras que tenham sido submetidas aos testes de estabilidade de Laboratório (processos de desmagnetização), e que após estes testes apresentem direção significativamente diferente daquelas do campo geomagnético ou campo dipolar (se a rocha é antiga, a partir do Terciário) correspondente aos locais de amostragem. Conforme já descrito, nossas amostras foram todas submetidas a tais testes (campo magnético alternado e/ou temperaturas). E aquelas que apresentaram grande instabilidade não foram utilizadas nos cálculos de Direção média principal (ver tabela 3). As direções do campo geomagnético atual e dipolar para os locais amostrados são: $DEC = -20.8^\circ$, $INC = -2.9$ e $INC = -12^\circ$ respectivamente. Veja figura 32b onde (*) representa a direção do campo geomagnético e (+) o dipolar. Compare com a direção média da magnetização principal A.

A.2 Análise de α_{95} e K

As direções médias por sítio, calculadas pela Estatística de Fisher e apresentadas na Tabela 3, possuem dois parâmetros estatísticos α_{95} e k que são usados como medidas da Precisão da direção média observada de cada grupo de direções. Uma alta precisão é dada por grandes valores de k e pequenos de α_{95} . Como neste método estatístico há uma certa incerteza em α_{95} quando k torna-se menor que 10, existem apenas cinco direções médias consideradas imprecisas, que poderão ser eliminadas através deste critério. São aquelas cujo $k < 10$ (Tabela 3). Por outro lado, em rochas sedimentares, onde uma amostra não é magnetizada simultaneamente, considerações puramente numéricas devem sempre ser re-examinadas com base também nas propriedades físicas. Por exemplo os efeitos da variação do Campo

Magnético com o tempo durante a aquisição de suas magnetizações deve ser verificado, visto que, as vezes o espalhamento de direções individuais por sítio, pode ser menor que as variações do próprio campo. O espalhamento das direções médias da Formação Longã, notado por valores relativamente altos de α_{95} , pode ser justificado, considerando que a aquisição das magnetizações se deu provavelmente em intervalos de muitas variações na direção do campo (intervalos de distúrbio, Irving e Pullaiah, 1976; Kramov e Rodionov, 1981) com frequentes mudanças de polaridade. Irving e Pullaiah, compararam as variações em polaridade com a variação paleosecular e mostraram que a intensidade desta última é maior em intervalos de distúrbios do que em intervalos quietos. Khramov e Rodionov (1981), em sua escala de polaridades para o Paleozóico da Rússia mostraram que a hiperzona "DONETZK" do CMT (de 360 até cerca de 300 m.a., Devoniano Superior - Carbonífero Médio) apresentou diferentes características de polaridade, com intervalos normais, reversos, com reversões frequentes e aqueles ainda desconhecidos. Nesta publicação, os autores consideraram que houve predominância de intervalos reversos neste período. Entretanto quando eles compararam seus perfis paleomagnéticos em escala mundial notaram que há insuficiência de dados de estratigrafia magnética, implicando em zonas magnéticas incompletas, não havendo certeza na determinação de seus limites. Correlações em escala mundial são problemáticas devido ao uso de diferentes escalas de tempo (geocronológicas, estratigráficas). Uma escala paleomagnética unificada poderá ser utilizada como uma tentativa, principalmente para intervalos de frequentes reversões geomagnéticas, como parece ser este período.

A.3 Análise do desvio padrão Circular e do erro padrão circular

A média de cada sítio foi feita dando peso unitário por espécime, visto que cada sítio possui número diferente de espécimes. Somente foram utilizados no cálculo da Direção média, aqueles espécimes que indicaram magnetização estável após o tratamento (3ª coluna, tabela 3).

A medida do espalhamento de direções (θ) em torno de sua média foi calculado analogamente ao desvio padrão para uma dis

tribuição Gaussiana.

A definição da distribuição Fisheriana envolve θ , ângulo entre a direção individual observada e a direção média, tal que para um grupo Fisheriano de pontos sobre a esfera definida por k , um círculo de distância angular θ em torno da média poderá incluir uma porcentagem selecionada (usualmente 63%, 95% ou 50%) de pontos, assim θ pode ser calculado por:

$$\theta_{63} = 81 k^{-1/2}, \quad \theta_{95} = 140 k^{-1/2}, \quad \theta_{50} = 67.5 k^{-1/2} \quad (16)$$

É essencial neste cálculo que haja uma distinção entre α e θ . O primeiro é a medida da Precisão da direção média e o segundo dá a medida do espalhamento das direções em torno da média. O círculo que inclui 63% de pontos é conhecido como Desvio padrão circular ($\theta_{63} = \text{c.s.d}$) por analogia com o desvio padrão gaussiano e pode ser usado para calcular o erro padrão circular (c.s.e) através de fórmula

$$\text{c.s.e} = \theta_{63} / N^{1/2} \quad (17)$$

O desvio padrão circular θ_{63} e o erro padrão circular dos sítios da Formação Longã estão indicados na Tabela 3. Os valores de θ_{63} acima de 30° correspondem aqueles sítios que apresentaram $k < 10$. O espalhamento relativamente alto em torno da média foi considerado como sendo devido a fenômenos de variação paleosecular causados por frequentes mudanças na polaridade do CMT naquela época. Segundo o modelo de Cox (1968), estas mudanças são provavelmente causadas por interações devido a variações nos campos dipolar e não dipolar, originadas próximo a interface manto-núcleo. Este modelo, mostra a possibilidade de que as contribuições das componentes não dipolares possam superar aquelas do campo dipolar, causando a reversão. E a probabilidade de reversão aumenta se a razão componente não dipolar/componente dipolar for grande. O relacionamento entre a variação paleosecular e as inversões de polaridade foi estudado por Brock (1971) e Irving e Pullaiah (1976). Segundo estes autores a intensidade da variação paleosecular está relacionada a frequência de ocorrência dessas reversões, isto é, quando reversões

são frequentes a variação paleosecular é grande e quando elas são raras a variação paleosecular é pequena.

B - Polos Geomagnéticos e Paleomagnéticos

Das direções médias já analisadas e interpretadas anteriormente, foram calculados Polos Geomagnéticos Virtuais correspondentes a cada direção média (Tabela 3).

Cálculos de polos geomagnéticos virtuais e polos paleomagnéticos são necessários para o estudo paleomagnético de uma formação pois baseiam-se na comparação de resultados obtidos em unidades rochosas de mesma idade cronológica porém de diferentes continentes. Para isso necessita-se adotar um mesmo método de comparação baseado em uma mesma configuração do campo geomagnético (isto é, dipolar geocêntrico e axial). Para tal comparação o parâmetro utilizado é o Polo Paleomagnético, o qual, de acordo com o modelo do dipolo axial geocêntrico tem o mesmo valor e representa a posição onde o eixo do dipolo corta a superfície da Terra.

O cálculo é feito da seguinte maneira: se o eixo do dipolo intercepta a esfera em um ponto conhecido $P(\lambda', \phi')$, então a direção para algum ponto sobre a esfera pode ser calculada (figura 33). Na prática, o problema se apresenta de forma inversa, as coordenadas da localidade $S(\lambda, \phi)$ são conhecidas e determinando-se a direção média paleomagnética (D, I) é possível calcular a orientação do dipolo geocêntrico hipotético relativo a S. As coordenadas (λ', ϕ') do polo P podem ser determinadas utilizando-se as equações, deduzidas da trigonometria esférica através da figura 33.

$$\lambda' = \sin^{-1}(\sin \lambda \cos p + \cos \lambda \sin p \cos D), \text{ com } -90^\circ < \lambda < 90^\circ \quad (18)$$

$$\phi' = \phi + \beta, \text{ se } \cos p > \sin \lambda \sin \lambda' \quad \text{ou} \quad (19)$$

$$\phi' = \phi + 180 - \beta, \text{ se } \cos p < \sin \lambda \sin \lambda' \quad (20)$$

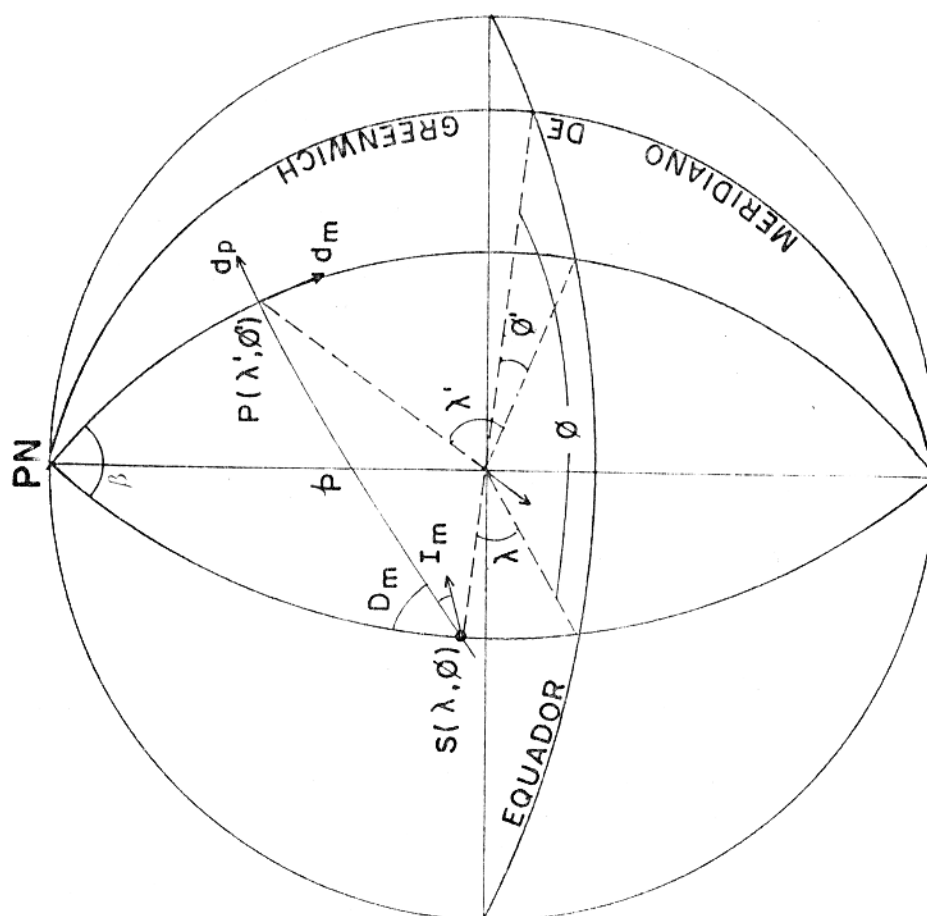


FIG. 33 - Geometria para o cálculo das posições polares (segundo Irving, 1964)

$$\text{onde } \beta = \sin^{-1} \frac{\sin p \sin D}{\cos \lambda}, \text{ com } -90^{\circ} \leq \beta \leq 90^{\circ} \quad (21)$$

$$\text{e } p = \cot^{-1} \left(\frac{1}{2} \operatorname{tg} I \right), \text{ com } 0^{\circ} \leq p \leq 180^{\circ} \quad (22)$$

Sendo p a colatitude, D é a declinação do vetor campo magnético, medido a partir do norte geográfico em graus este. I a inclinação, se tem sinal positivo indica mergulho para baixo e sinal negativo para cima (hemisfério norte). Latitudes positivas são aquelas situadas entre 0 e 90° norte e negativas entre 0 e 90° sul. Longitudes entre 0 e 180° este são positivas e entre 0 e 180° oeste são negativas.

Os polos assim calculados, ou seja a partir das direções médias descritas são chamados "Polos Geomagnéticos Virtuais" (PGVs). Tomam por base direções tomadas no campo, sendo portanto representativos de um ponto no tempo ou seja, são registros instantâneos.

Um polo Paleomagnético, pode ser calculado a partir das médias dos PGVs correspondentes ou através da média da Formação. Assim são calculados a partir de direções médias de unidades rochosas e dão informações sobre períodos de 10^3 ou até 10^9 anos em muitos casos, logo deve-se presumir que a variação secular tenha sido eliminada e que o campo possa ser considerado totalmente dipolar.

A tabela 3 mostra os polos paleomagnéticos virtuais calculados com as amostras Longã de acordo com o exposto.

B.1 Análise de d_p e d_m

Como já descrito, um polo geomagnético pode ser calculado da estimativa da direção média (D_m , I_m) de uma formação rochosa. A média não é determinada exatamente, de modo que o polo é também sujeito a erros. Se α_{95} é o raio do círculo de confiança em torno da média estimada, e dI_m e dD_m são as variações associadas em inclinação e declinação então:

$$\alpha_{95} = dI_m = dD_m \cos I_m \quad (23)$$

Um erro dIm na inclinação corresponde, pela equação (22) a um erro dp na colatitude antiga p dado por:

$$dp = \frac{1}{2} \alpha_{95} (1 + 3 \cos^2 p) \quad (24)$$

Este erro dp ao longo do grande círculo passante pelo ponto de observação S e o polo paleomagnético P (figura 33), é um erro na determinação da distância de P para S .

Um erro na declinação corresponde a um deslocamento dm de P , na direção perpendicular ao grande círculo PS onde:

$$dm = \alpha_{95} \sin p / \cos Im \quad (25)$$

Quando P e S coincidem, a zona de erro polar é circular, se o corre o contrário, ela é oval. Através deste método para se obter um polo com bastante precisão, um grande número de observações é necessário, principalmente quando a paleolatitude da região de amostragem é alta.

Se ao contrário cada direção de sítio foi especificada por um polo a posição do polo Paleomagnético para a Formação pode então ser obtida por combinação dos polos geomagnéticos dos sítios usando o método de Fisher. Neste caso a zona de erro polar é sempre circular tal que $dm = dp$.

Em ambos os métodos existem considerações a respeito de como as direções são distribuídas. O primeiro assume que as direções são combinadas para dar a média (Dm , Im) obtida pela distribuição de Fisher. No segundo é assumido que a variação do campo tem uma distribuição oval cuja forma varia com a paleolatitude.

A posição polar é aproximadamente a mesma qualquer que seja o método usado. O segundo método ocorre automaticamente as diferenças em latitudes e longitudes das posições dos sítios. E o primeiro assume coordenadas médias para a região amostrada.

Desta forma os sítios amostrados em uma formação rochosa são geralmente espalhados sobre uma pequena área comparada aquela de um continente, de modo que o erro induzido pelo primeiro método é pequeno. Em muitos casos onde existem resultados de uma Formação bem espalhada lateralmente o segundo método é mais aplicável. Para o presente propósito, entretanto, as diferenças são pequenas e de significado físico incerto.

B.2 Análise dos polos Longã

Para a Formação Longã aqui estudada adotou-se o segundo método, através do qual foram calculados polos geomagnéticos virtuais a partir das direções médias de cada sítio. Os erros atribuídos aos polos também foram calculados segundo a metodologia já explicada. Os erros de ordem de grandeza razoavelmente alta, já eram esperados visto que são função de processos físicos ocorridos com o CMT anteriormente analisados.

Os polos geomagnéticos Longã estão representados na figura 34 e suas coordenadas e erros listados na tabela 3.

O polo paleomagnético médio correspondente a magnetização do grupo A, encontrado a partir dos 27 PGVs mostrados na figura 34 e listados na tabela 3 possui as seguintes coordenadas:

LONG : 331.70°E

LATIT: 48.17°S

com $A_{95} = 9.96^{\circ}$, A_{95} é o análogo do α_{95} quando se toma a média de PGVs e não de direções.

Quando se exclui os cinco PGVs eliminados pelo critério do θ_{63} o novo polo paleomagnético correspondente a magnetização A é:

LONG : 331.91°E

LATIT: 49.45°S

A_{95} : 11.38°

Como pode-se perceber não há diferenças significativas, portanto neste trabalho assumiremos o 1º polo como o polo paleomagnético equivalente a magnetização principal A da formação.

O polo paleomagnético equivalente a magnetização secundã

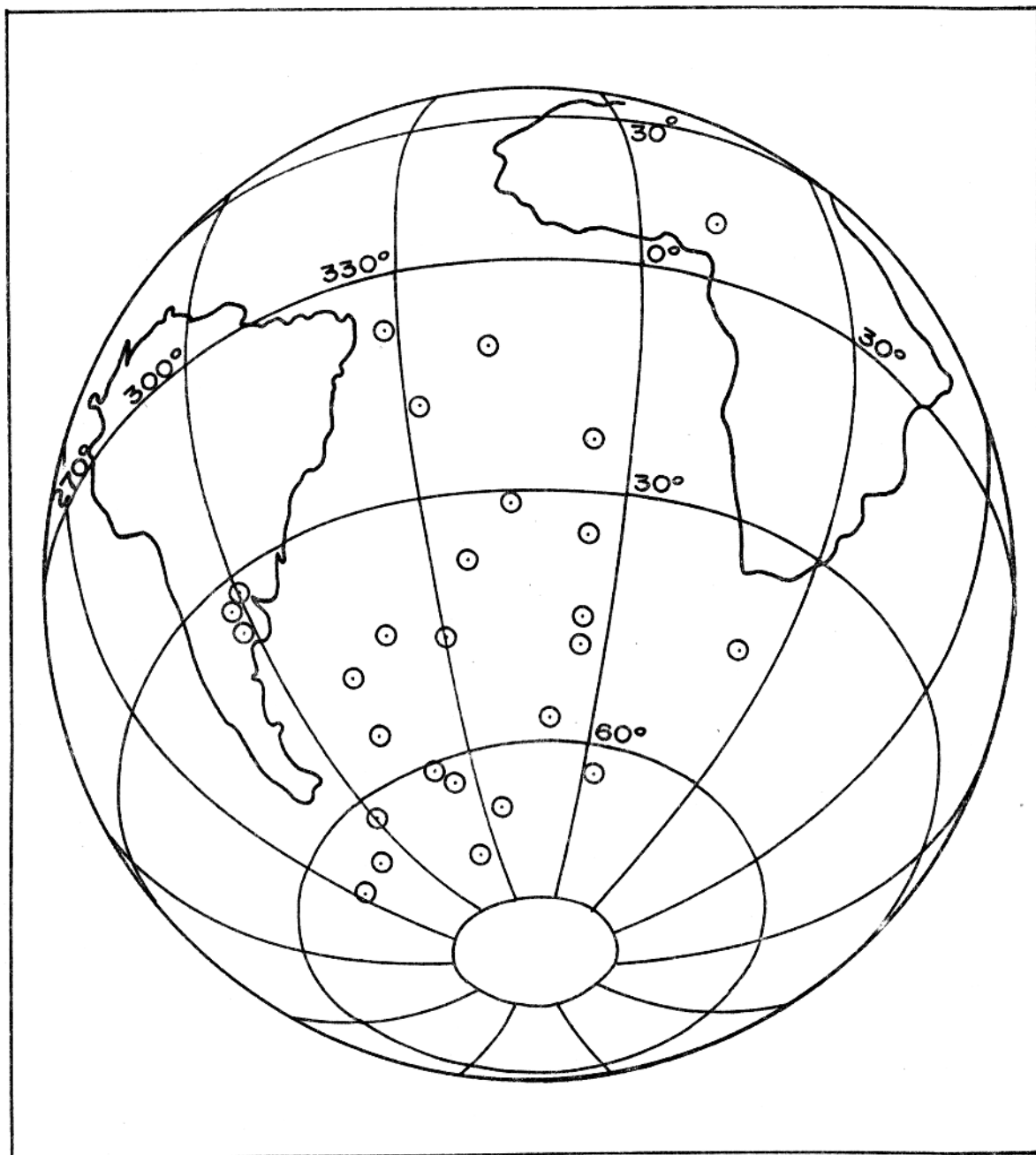


FIG. 34 - Polos Geomagnéticos virtuais da Formação Longã

ria B, também foi calculado e suas coordenadas são:

LONG : 3.13°E

LATIT:80.10°S

A₉₅ :13.62

Estes polos foram comparados com outros polos brasileiros de idade análoga existentes na literatura e mostraram-se coerentes (Tabelas 4 e 5). São eles, o de nº 1 da tabela 5 e o de número 16 da tabela 4.

Para a comparação com polos de outros continentes gondwânicos foram rotacionados para a África segundo os polos de rotação de Smith e Hallam (1970). A rotação foi feita para a África uma vez que o número de polos devonianos da América do Sul é ainda muito reduzido.

Para uma melhor visualização dos resultados tabelados, os polos foram localizados na Curva africana de deriva polar aparente (APW) de Hailwood (1974), a qual está mostrada na figura 35. Nesta figura os polos de 1 a 9 da tabela 5 são representados por círculos fechados e correspondem a polos devonianos. E aqueles de 9 a 17 da tabela 4 representados por quadrados fechados são polos Carbonífero-Permianos da América do Sul. Não foram representados os polos dos demais continentes listados na tabela 4 para que a figura não ficasse confusa. No entanto observando-se mais detidamente a tabela nota-se que os polos de 2 a 7 da Austrália apresentam valores compatíveis com aqueles da América do Sul.

O polo Carbonífero-Permiano deste trabalho, correspondente a magnetização B está representado nesta figura pelo número 16. E sua posição é coerente com os polos da América do Sul e portanto com aqueles numerados de 2 a 7 da Austrália.

Avaliando-se a posição do polo devoniano número 1 que corresponde a magnetização A, nota-se que sua posição está compatível com a idade da Formação. Isto é, corresponde ao final do devoniano, estando portanto coerente com a região da Curva onde se perpõem-se também polos do carbonífero inferior. Quanto aos outros polos devonianos nota-se um grande espalhamento e uma certa incoerência no posicionamento das secções dentro do próprio pe-

TABELA 4

POLOS PALEOMAGNÉTICOS PERMO-CARBONÍFEROS DO GONDWANA

Nº de Ordem	POLO		LOCAL		ROTAÇÃO P/ ÁFRICA		REFERÊNCIA	IDADE
	LATº	LONGº			LATº	LONGº		
1	-45	40	AF		-45	40	Opdyke-1964- J. Geophys Res. 69,2477	Cu
2	-73	147	AU		-38.75	37.72	Irving-1966- J. Geophys Res. 71,6025	Cu
3	-53	149	AU		-18.67	18.67	Irving-1966- J. Geophys Res. 71,6025	Cu
4	-51	138	AU		-35.07	65.39	Irving-1966- J. Geophys Res. 71,6025	Cu
5	-42	135	AU		-30.81	75.16	Irving-1966- J. Geophys Res. 71,6025	Cu
6	-40	125	AU		-23.06	74.16	Irving-1966- J. Geophys Res. 71,6025	Pe
7	-44	132	AU		-29.36	72.16	Irving-1966- J. Geophys Res. 71,6025	Pm-u
8	-38	26	AU		18.96	13.67	McElhinny et al-1974- Nature, 248:557	Cu
9	-65	-13	AS		-31.60	57.14	Creer-1965- Phil. Trans. R. Soc. London Ser. A 258:27	P
10	-85	-25	AS		-47.44	73.43	Thompson-1972-Earth Plan. Sci. Lett. 15:145	C
11	-66	-12	AS		-32.16	58.23	Thompson-1972-Earth Plan. Sci. Lett. 15:145	P1
12	-69	-25	AS		-37.69	56.10	Thompson-1972-Earth Plan. Sci. Lett. 15:145	P
13	-68	-6	AS		-32.49	61.85	Embleton-1970- Geophys J. 21:105	P-C
14	-74	-47	AS		-46.18	56.67	Thompson-1972-Earth Plan. Sci. Lett. 15:145	P
15	-81	-33	AS		-46.33	67.68	Thompson-1972-Earth Plan. Sci. Lett. 15:145	P
16	-80	3	AS		-41.43	72.32	Este trabalho	P-C
17	-81	350	AS		-43.51	70.73	Alencar et al-1981-Atas X Simp. Geol. Nord. p.213	Cu
18	-32	-46	IN		17.90	-75.04	Wensin et al-1968-Earth Plan. Sci. Lett. 4:191	Cu
19	-2	28	AN		48.70	14.45	McQueen et al-1972-Earth Plan. Sci. Lett. 16:433	Cu

TABELA 5

POLOS PALEOMAGNÉTICOS DEVONIANOS DO GONDWANA

Nº de Ordem	POLO		ROTAÇÃO P/ ÁFRICA		REFERÊNCIA	SECÇÃO
	LATº	LONGº	LOCAL	LATº	LONGº	
1	-48	331.7	BR	-23.56	37.83	Este trabalho S
2	-15	-37.9	BR	- 3.09	9.82	Gasparini et al, 1979, SBPC, Res. Comun.p. 461 I
3	-30	-47	BR	-19.92	13.35	Creer, 1970-Phil. Trans. A267: 457 I
4	7	-53	BO	4.23	-15.78	Creer, 1970-Phil. Trans. A267: 457 I
5	-71	-7	AU	-17.35	5.82	Luck, 1973-Geophys.J. 32:35 I
6	-58	-40	AU	-18.47	-13.93	Luck-1979-Geophys.J. 32:35 S
7	-1	25	AF	-1	25	Hailwood-1974-Earth Plan.Sci.Lett. 23:376 S
8	-64	45	AU	-7.49	24.06	Luck-1973-Geophys. J. 32:35 I
9	-49	41	AU	7.67	24.47	Irving et al-1976- Ottawa catalogue M

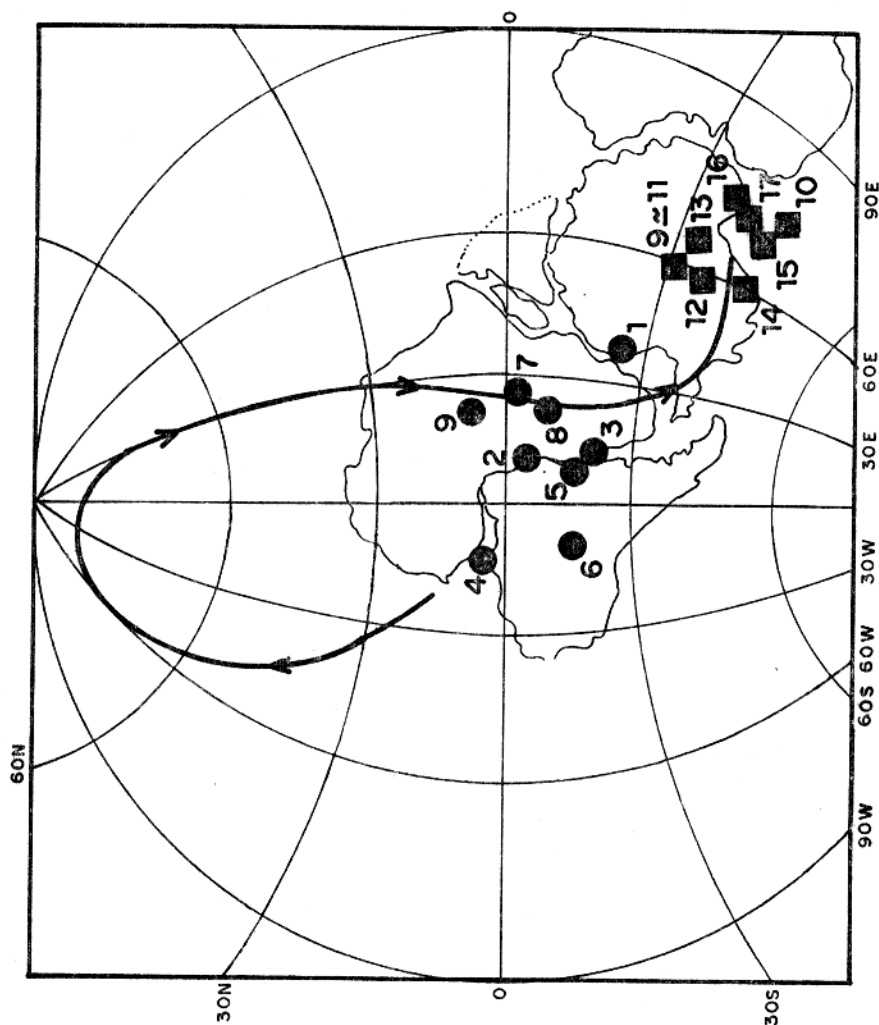


FIG. 35 - Curva de deriva polar aparente de Hailwood (1974).

riodo. Ou seja, os polos da secção superior (tabela 5) de números 6 e 7 deveriam estar em uma região da curva, mais próxima da região do carbonífero inferior e aqueles da secção média e inferior de números 2, 3, 4 e 5, em região mais acima. Admite-se entretanto tais resultados considerando-se que para períodos antigos há uma grande incerteza nas curvas, em virtude do reduzido número de dados. E para o Devoniano e períodos mais antigos as curvas são apenas especulativas.

4 CONCLUSÕES

Das discussões das medidas paleomagnéticas apresentadas concluiu-se que:

1. Dentre as litologias estudadas, os siltitos e arenitos indicaram resultados mais estáveis que os folhelhos após a aplicação dos processos de desmagnetização. Estes últimos tendo sido cortados em cubos indicaram resultados dispersos, atribuídos principalmente a problemas de anisotropia magnética. Foram portanto, pouco utilizados nos cálculos dos polos.

2. A lavagem térmica foi mais eficaz para isolar componentes de magnetização que a lavagem magnética, sendo a última utilizada apenas em algumas amostras piloto.

3. Foram encontradas quatro magnetizações superpostas, denominadas de A a D. Considerou-se a magnetização principal A de origem detrítica. Provavelmente o mineral final responsável por esta magnetização é a hematita de grãos finos.

A interpretação dessas magnetizações foi facilitada pelo uso dos diagramas de Zijdeveld, permitindo que estas magnetizações se tornassem claras em algumas amostras. Em outras elas foram apenas indicadas.

Pela interpretação desses diagramas acredita-se que a magnetização principal A foi adquirida por grãos de magnetita detrítica durante os processos de deposição. Posteriormente a magnetita foi oxidada para maguemita e desta para a hematita (fase final). Durante estes processos os minerais magnéticos adquiriram magnetizações secundárias de origem química (B) viscosa (C) e isotérmica (D), cujos espectros foram superpondo-se ao da magnetização detrítica inicial. Na maioria das amostras estas magnetizações foram eliminadas entre 300 e 600°C, em outras porém seus espectros superpuseram-se totalmente aquele da magnetização principal não sendo possível separá-los através dos processos utilizados. Estes foram os casos das magnetizações C e D respectivamente.

Da magnetização B encontrada em 3 níveis e de polarida

de reversa foram calculados 3 PGVs cuja média deu origem ao paleopolo de coordenadas:

LATITUDE = 80.1°S e LONGITUDE = 3.13°E

Na escala magnetoestratigráfica este polo foi atribuído ao período Carbonífero-Permiano, cuja polaridade corresponde ao intervalo calmo do Permo-Carbonífero. Este intervalo está bem definido na literatura (Irving e Pullaiah, 1976; Khramov e Rodionov, 1981) com idade entre 227 e 313 m.a. Este paleopolo apesar de calculado com um número reduzido de dados foi comparado com outros da América do Sul e da Austrália (figura 35 e tabela 4) de mesma idade e mostrou-se compatível.

4. O estudo dessas magnetizações aliadas a informações obtidas na literatura (obras citadas) permitiu supor que o campo da Terra naquela época sofreu várias reversões e que durante um desses eventos, tornou-se instável e sujeito a movimento oscilatório (Roy e Park, 1974). Houve exemplo de espécime de 2,5 cm de altura que registrou essa variação cíclica. Sequências de polaridades positiva e negativa foram também registradas. Tais fatos levam a crer que as magnetizações detectadas foram adquiridas por processos lentos. Deve-se ainda acrescentar que a maioria das amostras que indicou a magnetização A possui polaridade normal, entretanto polaridades reversas antiparalelas foram também detectadas. Este comportamento está em acordo com os trabalhos de Irving e Pullaiah (1976) e Khramov e Rodionov (1981), os quais mostram que o campo magnético no Devoniano passou por períodos de distúrbios, tendo talvez sofrido muitas variações de polaridade. Estes resultados, todavia, são apenas especulativos, visto que o número de dados para esta época é ainda insuficiente para uma afirmação confiável.

5. Correspondente a magnetização principal A foi calculado por um polo paleomagnético com as seguintes coordenadas:

LATITUDE = 48.17°S e LONGITUDE = 331.70°E

Este polo e os demais da América do Sul de mesma idade foram rotacionados para África segundo a configuração pré-deriva de Smith e Hallam (1970) e comparados a polos africanos e australianos do Devoniano. O número de polos desse período é muito restrito e poucos são confiáveis. Um polo Devoniano confiável publicado até o momento é aquele de Hailwood publicado em 1974 (de coordenadas: 1°S , 25°E) com rochas africanas. Este polo foi tomado como referência. Os resultados foram considerados bons quando colocados na Curva de Deriva Polar Aparente deste autor, juntamente com outros polos americanos do sul, africanos e australianos (figura 35).

Deve-se aqui acrescentar que para este período, estas curvas são deficientes pois existem em média apenas 8 resultados paleomagnéticos para cada 10 milhões de anos e que a elas estão associados erros de 15 a 20° (Morel e Irving, 1978). Portanto é necessário que para o Paleozóico médio-inferior haja uma maior densificação de dados para que curvas mais confiáveis possam ser construídas e melhores conclusões venham a ser obtidas.

5 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUIAR, G.A. - 1971 - Revisão geológica da Bacia Paleozóica do Maranhão. In: Anais do XXV Congr. Bras. Geol. S.Paulo, v. 3, p. 113-122.
- ALBUQUERQUE, O.R.; DEQUECH, V. - 1945 - Contribuição para a Geologia do Meio Norte, especialmente Piauí e Maranhão, Brasil. In: Anais do II Congr. Panam. Eng. Minas e Geol. Petrópolis, v. 3, p. 69-109.
- ALMEIDA, F.M. - 1969 - Diferenciação Tectônica da plataforma brasileira. In: Anais do XXIII Congr. Bras. Geol. Salvador, v. 7, p. 29-46.
- ALMEIDA, F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. - 1981 - Brazilian Structural Provinces: An Introduction. Earth-Science Reviews, 17:1-29.
- AMERIGIAN, C. - 1974 - Sea-floor Dynamic Process as the possible cause of correlations between Paleoclimatic and Paleomagnetic indices in Deep-sea sedimentary cores. Earth and Planetary Science Letters. 21:321-326.
- ANDRADE, S.M.; DAEMON, R.F. - 1974 - Litoestratigrafia e Bioestratigrafia do Flanco sudoeste da Bacia do Parnaíba (Devoniano e Carbonífero). In: Anais do XXVIII Congr. Bras. Geol., Porto Alegre. v.2, p. 129-137.
- AS, J.A.; ZIDERVELD, J.D.A. - 1958 - Magnetic clearing of rocks in paleomagnetic research. Geophys. J. Roy. astron. Soc. 1:308-319.
- BARTON, C.E.; McELHINNY; EDWARDS, D.J. - 1980 - Laboratory studies of depositional DRM. Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 61:355-377.
- BELOUSSOV, V.V. - 1971 - Problemas básicos de geotectônica. Barcelona, Omega, 854 p.
- BEURLIN, K. - 1970 - Geologie von Brasilien. Berlin, Gebrüder Borntraeger. 444 p.
- BIGARELLA, J.J.; MABESOONE, J.M.; CALDAS Lins; MOTA, F.F.O. - 1965 - Palaeogeographical features of the Serra Grande and Pimenteiras Formations (Parnaíba basin, Brazil). Palaeog.

- Palaeocl. Paleoec. 1:259-296.
- BIQUAND, D. - 1979 - On the stability of the Viscous Remanent Magnetization in Sedimentary Rocks when submitted to AF desmagnetization: New experimental results. Phys. Earth Plan. Int. 19:209-227.
- BIQUAND, D. - 1971 - Etude de quelques problèmes méthodologiques et techniques du paléomagnétisme des roches sédimentaires. Application à l'étude d'une formation lacustre d'âge miopliocène du Velay (Massif Central). Ann. Geophys., 3:311-327.
- BLACKETT, P.M.S. - 1952 - A negative experiment relating to magnetism and the Earth's rotation. Philos. Trans. R. Soc. London. A245:309-370.
- BLACKETT, P.M.S.; CLEGG, J.A.; STUBS, P.H.S. - 1960 - An analysis of rock magnetic data. Procc. Roy. A. 256:291-322.
- BRITO NEVES, B.B. - 1974 - Sedimentação e Tectônica. Bol. Nucl. Nordeste. v. 2, p. 37-57.
- BROCK, A. - 1971 - An experimental study of paleosecular variation. Geophys. J. R. Astron. Soc., 24:303-317.
- BUCHAN, K.L.; DUNLOP, D.J. - 1976 - Paleomagnetism of the Haliburton intrusions: superimposed magnetizations, metamorphism and tectonics in the late Precambrian. J. Geophys. Res. 81:2951-2967.
- CAMPANHA, V.A. - 1974 - Caracterização ichnofaciológica do Membro Picos na região de S. Miguel do Tapuio, Piauí. In: Anais da Acad. Bras. Cienc. v. 43, p:593-600.
- CAMPANHA, V.A.; MABESSONE, J.M. - 1974 - Paleoambiente e paleoecologia do Membro Picos, Formação Pimenteiras (Devoniano do Piauí). In: Anais do XXVIII Congr. Bras. Geol. Porto Alegre, v. 2, p. 221-235.
- CAMPBELL, D.F. - 1949 - Revised report on the reconnaissance geology of the Maranhão basin. Belém, PETROBRÁS. Rept. 7.
- CAROZZI, A.V.; FALKENHEN, F.U.H.; CARNEIRO, R.G.; ESTEVES, F.R.; CONTREIRAS, C.A.J. - 1975 - Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção siluro - eocarbonífero da ba cia do Maranhão. Ciência - Técnica - Petróleo. (7):148.
- COLLINSON, D.W. - 1965 - Depositional Remanent Magnetization in

- sediments. Journ. Geophys. Res. 70:4663-4668.
- COLLINSON, D.W.; MOLINEUX, L. - 1967 - An instrument for the measurement of isotropic susceptibility of rock samples. In: Collinson, D.W.; Creer, K.M.; Runcorn, S.K. Ed. Methods in Palaeomagnetism. Amsterdam, Elsevier. p. 368-371.
- COX, A. - 1968 - Lengths of geomagnetic Polarity Intervals. Journ. Geophys. Res. 73:3247-3260.
- CREER, K.M. - 1959 - A.C. Demagnetization of unstable Triassic Keuper Marls from S.W. England. Geophys. J. Roy. astr. Soc. 2:261-275.
- D'AGRELLA F., M.S.; ERNESTO, M.; HIODO, F.Y.; PACCA, I.I.G.; PASCHOLATI, E.M. - 1980 - Contribuição a determinação da trajetória da América do Sul durante o Paleozóico. In: Anais XXXI Congr. Bras. Geol., Camboriú. v. 2, p. 1117-1124.
- DALY, L. - 1981 - Des aimantations partielles aux aimantations superposées: espoirs et difficultés. Phys. Earth Plan. Int. 24:218-227.
- DODSON, M.H.; McCLELLAND, B.E. - 1980 - Magnetic Bloking Temperature of single domain grains during slow cooling. J. Geophys. Res. 85:2625-2637.
- DOELL, R.R.; COX, A. - 1967 - Paleomagnetic sampling with a portable coring drill. In: Collinson, D.W.; Creer K.M.; Runcorn, S.K. Ed. Methods in Palaeomagnetism. Amsterdam, Elsevier. p. 21-25.
- DUNLOP, D.J. - 1979 - On the use of Zijderveld vector diagrams in Multicomponent paleomagnetic studies. Phys. Earth. Plan. Int. 20:12-24.
- ELDER, T. - 1965 - Particle size effect in oxidation of natural magnetite. J. Appl. Phys. 36:1012-1013.
- FARIA Jr, L.E.C. - 1979 - Estudo Sedimentológico da Formação Pedra de Fogo-Permiano-Bacia do Maranhão. Tese de Mestrado, Belém, Núcleo de Cienc. Geof. Geol. UFPa. 57 p.
- FARIA Jr, L.E.C. - 1982 - Zur stratigraphie und sedimentologie der permotrias im Maranhão-Becken (NE-Brasilien). Diss. Geol. Institut. Wurzburg. 156 p.
- FISHER, R. - 1953 - Dispersion on a sphere. Proceedings Roy. Soc.

A. 217:295-305.

- FRENCH, R.B.; VAN DER VOO, R. - 1977 - Remagnetization problems with the paleomagnetism of the Middle Silurian Rose Hill Formation of the central Appalachians. J. Geophys. Res. 82:5803-5806.
- GOLEBY, B.R. - 1981 - Early Paleozoic Paleomagnetism in south East Australia. In: McElhinny, M.W.; Khramov, A.M.; Ozima, M.; Valêncio, D.A. Proceedings of IUGG Symposium "Global Reconstruction and the Geomagnetic Field during the Palaeozoic" Canberra, 1979, December. Tokyo, Center for academic Publications Japan. p. 11-21 (Advances in Earth and Planetary Science, 10).
- GOUGH, D.I. - 1967 - Notes on rock sampling for paleomagnetic research. In: Collinson, D.W.; Creer, K.M.; Runcorn, S.K. Ed. Methods in Paleomagnetism. Amsterdam, Elsevier, p. 3-7.
- GRAHAM, K.W.T.; KEILLER, J.A. - 1960 - A portable drill rig for producing short oriented cores. Geol. Soc. S. Africa. 63:71-73.
- GRIFFITHS; D.H.; KING, R.F.; REES, A.I.; WRIGHT, A.E. - 1960 - The remanent magnetism of some recent varved sediments. Proc. Roy. Soc. A, 256:359-383.
- GRIFFITHS, D.H.; KING, R.F.; WRIGHT, A.E. - 1957 - Some Fields and Laboratory Studies of the Depositional Remanence of of recent sediments. Adv. Phys. 6:306-316.
- HARGRAVES, R.B.; BURT, D.M. - 1967 - Paleomagnetism of the Allard Lake anorthosite suite. Can J. Earth Sci. 4:357-369.
- HAYGH, G. - 1958 - The process of magnetization by chemical change. Phil. Mag. 3:267-286.
- HAILWOOD, E.A. - 1974 - Palaeomagnetism of the Msisse Norite (Marroco) and Paleozoic reconstruction of Gondwanaland. Earth Plan. Sci. Lett. 23:376-386.
- HEDLEY, I.G. - 1968 - Chemical remanent magnetization of the FeOOH , Fe_2O_3 system. Phys. Earth Planet. Interiores 1: 103-121.
- HESLEY, C.E. - 1967 - Advantages of field-drilling of samples for palaeomagnetic studies. In: Collinson, D.W.; Creer, K.M.; Runcorn, S.K. Ed. Methods in Paleomagnetism. Amsterdam, Elsevier, p. 26-30.
- HIODO, F. - 1980 - Estudos Paleomagnéticos do perfil Guatã-Bom Jardim, da Formação Serra Geral. Tese de Mestrado. São Paulo,

- USP. 161 p.
- HOFFMAN, K.A.; DAY, R. - 1978 - Separation of Multi-Component NRM: A General method. *Earth Plan. Sci. Lett.* 40:433-438.
- IRVING, E. - 1957 - Origin of the Palaeomagnetism of the Terridonian Sandstones of North-West Scotland. *Phil. Trans. R. Soc. A.* 250:100-110.
- IRVING, E. - 1964 - *Paleomagnetism and its Applications to Geological and Geophysical Problems.* New York, John Willey. 399 p.
- IRVING, E.; PARK, J.K.; EMSLIE, R.F. - 1974 - The paleomagnetism of the Morin Complex. *J. Geophys. Res.* 79:5482-5490.
- IRVING, E.; PULLAIAH, G. - 1976 - Reversals of the Geomagnetic Field. *Magnetostratigraphy and Magnitude of Paleosecular Variation in the Phanerozoic.* *Earth Sci. Rev.* 12:35-64.
- ITO, H. - 1970 - Polarity Transitions of the Geomagnetic Field deduced from the Natural Remanent Magnetization of Tertiary and Quaternary rocks in southwest Japan. *J. Geomg. Geoelectr.* 22:273-290.
- JOHNSON, H.P.; MERRILL, R.T. - 1972 - Magnetic and Mineralogical changes associated with low-temperature oxidation of Magnetite. *J. Geophys. Res.* 77:334-341.
- KEEN, M.J. - 1963 - The magnetization of sediment cores from the eastern basin of the North Atlantic Ocean. *Deep-sea Res.* 10:607-622.
- KEGEL, W. - 1953 - Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba. *Dep. Nac. Prod. Min., Div. Geol. Mineral. Bol. nº 141*; 48 p.
- KENT, D.V.; LOWRIE, W. - 1974 - Origin of magnetic Instability in sediment cores from the Central North Pacific. *J. Geophys. Res.* 79:2987-3000.
- KHRAMOV, A.N. - 1968 - Orientational Magnetization of finely dispersed sediments. *Izv. Acad. Sci. USSR. Phys. Solid Earth* 1:63-66.
- KHRAMOV, A.N.; RODIONOV, V.P. - 1981 - The Geomagnetic Field during Palaeozoic Time. In: McElhinny, M.W.; Khramov, A.N.; Ozima, M.; Valencio, D.A. *Proceedings of IUGG Symposium*

- "Global Reconstruction and the Geomagnetic Field during the Palaeozoic". Canberra, 1979, December. Tokyo, Center for Academic Publications Japan. p. 99-115 (Advances in Earth and Planetary Sciences 10).
- KING, R.F. - 1955 - Remanent magnetism of artificially deposited sediments. Mon. Notic. Roy. Astr. Soc. Geophys. Suppl. 7:115-134.
- KITTEL, C. - 1967 - Introduction to solid state Physics. 4 th. N. York, J. Willey. 766 p.
- KLOOTWIJK, C.T. - 1980 - Early Palaeozoic Palaeomagnetism in Australia. I. Cambrian results from the Flinders Ranges. South Australia. II. Late Early Cambrian results from Kangaroo Islands, South Australia. III. Middle to early-Late Cambrian results from the Amadeus Basin, Northern Territory. *Tectonophysics* 64:249 - 332
- KOBAYASHI, K. - 1959 - Chemical remanent magnetization of ferromagnetic minerals and its application to rock magnetism. *J. Geomag. Geoelectr.* 10:99-117.
- MABESOONE, J.M. - 1975a - Desenvolvimento Paleoclimático do Nordeste Brasileiro. In: VII Simpósio Geologia Nordeste, Fortaleza (CE). Núcleo Nordeste, Soc. Bras. Geol. v. 5, p. 75-93.
- MABESOONE, J.M. - 1975b - Sedimentary history of Northeastern Brazil. In: International Sedimentological Congress. Nice, (France). v. 5, p. 283-288.
- MABESOONE, J.M. - 1976 - Estudo Faciológico do Devoniano-Carbonífero Inferior no Piauí. Tese Livre-Docência. Recife, Univer. Fed. Pernambuco. 173 p. (manuscrito).
- MABESOONE, J.M. - 1977a - Formação Longã da Bacia do Piauí-Maranhão In: Atas do VIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande. 6:29-35.
- MABESOONE, J.M. - 1977b - Paleozoic-Mesozoic deposits of the Piauí-Maranhão syncline (Brazil): Geological History of a sedimentary basin. *Sedim. Geol.* 19:7-38.
- MABESOONE, J.M.; CAMPANHA, W.A. - 1974 - Sinopse da estratigrafia das seqüências sedimentares do Nordeste Brasileiro. *Bol. Nucl-Nordeste da Soc. Bras. Geol.* v. 2 p. 7-36.
- MABESOONE, J.M.; CASTRO, C. - 1975 - Desenvolvimento Geomorfológico do Nordeste Brasileiro. *Bol. Nucl. Nordeste da Soc. Bras.*

Geol. v. 3, p. 5-36.

- MARVIN, U.B. - 1974 - Continental Drift, the evolution of a concept. Washington, Smithsonian Institution Press. 239 p.
- McElhinny, M.W. - 1973 - Palaeomagnetism and Plate Tectonics. Cambridge, University Press. 358 p.
- MESNER, J.C.; WOOLDRIDGE, L.C. - 1962 - Maranhão basin study revision. Belém, Petrobrás. Rept. 205.
- MESNER, J.C.; WOOLDRIDGE, L.C. - 1964 - Maranhão Paleozoic Basin and Cretaceous coastal basins, North Brazil. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists. 48:1475-1512.
- MOREL, P.; IRVING, E. - 1978 - Tentative Paleocontinental maps for the Early Phanerozoic and Proterozoic. J. Geology. 86:535-561.
- NAGATA, T. - 1953 - Rock Magnetism 1 st. Ed. Tokio, Maruzen. 225 p.
- NAGATA, T. - 1961 - Rock Magnetism. Tokio, Maruzen. 350 p.
- NÉEL, L. - 1955 - Some theoretical aspects of rocks-magnetism. Adv. Phys. 4(14):191-243.
- NICHOLLS, G.D. - 1955 - The mineralogy of rock magnetism. Adv. Phys. 4(14):113-190.
- O'DONOVAN, J.B.; O'REILLY, W. - 1977 - The preparation characterization and Magnetic Properties of Syntetic analogous of some carriers of the Palaeomagnetic record. J. Geomag. Geoelectr. 29:231-344.
- OLIVEIRA, A.I.; LEONARDOS, O.H. - 1943 - Geologia do Brasil, 2ª Ed. Rio de Janeiro, Serv. Inf. Agric. nº 2. 45 p.
- OPDYKE, N.D. - 1972 - Palaeomagnetism of deep-sea cores. Reviews Geophys. Space Phys. 10:213-249.
- O'REILLY, W.; BANERJEE, S.K. - 1967 - The mechanism of oxidation titanomagnetites: a magnetic study. Miner. Magaz. 36:29-37.
- PARK, J.K. - 1981 - Paleomagnetism of the Late Proterozoic sills in the Tsezotene Formation, Mackenzie Mountains Northwest Territories, Canada. Can. J. Earth Sci. 18:1572-1580.
- PARRY, J.H. - 1967 - Helmholtz coils and coil design. In: Collinson, D.W.; Creer, K.M.; Runcorn, S.K. Ed. Methods in paleomagnetism. Amsterdam, elsevier. p. 551-567.

- PATTON, B.J. - 1967 - Magnetic Schielding. In: Collinson, D.W. Creer, K.M.; Runcorn, S.K. Ed. Methods in paleomagnetism. Amsterdam, Elsevier p. 568-588.
- PAYNE, M.A.; VEROSUB, K.L. - 1982 - The acquisition of postdepositional detrital remanent magnetization in a variety of natural sediments. Geophys. J.R. astr. Soc. 68:625-642.
- PHILLIPS, F.C. - 1971 - The use of Stereographic Projection in Structural Geology. London, Edward Arnold. 89 p.
- PIAZZA, H.; SANTOS, D.B. dos e MAINGUÊ, E. - 1966 - Geologia da área de floriano - DIREX/RENOR, Rel. 261M, Petrobrás, Belém (inédito).
- PULLAIAH, G.; IRVING, E.; BUCHAN, K.L.; DUNLOP, D.J. - 1975 - Magnetization changes caused by burial and uplift. Earth Plan. Sci. Lett. 28:133-43.
- READMAN, P.W.; O'REILLY, W. - 1970 - The syntesis and inversion of non-stoichiometric titanomagnetites. Phys. Earth Plan. Int. 4:121-128.
- REES, A.I. - 1961 - The effect of water currents on the magnetic remanence and anisotropy of susceptibility of some sediments. Geophys. J. 5:235-251.
- ROY, J.L.; LAPOINTE, P.L. - 1978 - Multiphase magnetization: problems and implications. Phys. Earth Plan. Int. 16:20-37.
- ROY, J.L.; PARK, J.K. - 1974 - The magnetization process of certain Red Beds: Vector Analysis of Chemical and termal results. Can J. Earth Sci. 11:437-471.
- ROY, J.L.; ROBERTSON, W.A.; KEEPING, G. - 1969 - Magnetic "field free" spaces for paleomagnetism, rock magnetism and other studies. Can J. Earth Sci. 6:1312-1316.
- RUNCORN, S.K. - 1967 - The magnetization of rock samples. In: Collinson, D.W.; Creer, K.M.; Runcorn, S.K. Ed. Methods in Palaeomagnetism. Amsterdam, Elsevier. p. 163-171.
- SCHWARZ, E.J. - 1969 - Thermomagnetic analysis of some red beds. Earth Plan. Sci. Lett. 5:333-338.
- SEILACHER, A. - 1964 - Biogenic sedimentary structures. In: Imbrie, J.; Newell, N. Ed. Approaches to paleoecology. New York, John Willey and Sons. p. 296-316.
- SHIVE, P.N.; DIEHL, J.F. - 1977 - Reduction of Hematite to magnetite under Natural and Laboratory Conditions. J. Geomag. Geoelectr. 29:345-354.

- SMALL, H.L. - 1914 - Geologia e Suprimento d'água subterrânea no Piauí e parte do Ceará. Brasil. Rio de Janeiro, Inst. Obr. Contra Sêcas. Pub. nº 32, 146 p.
- SMITH, A.G.; BRIDEN, J.C. - 1977 - Mesozoic and Cenozoic Palecontinental maps. Cambridge, Cambridge University Press. 63 p.
- SMITH, A.G.; HALLAM, A. - 1970 - The fit of the Southern Continents. *Nature*, 225:139-144.
- SMITH, P.J. - 1967 - The Intensity of the Ancient Geomagnetic Field - A Review and Analysis. *Geophys. J.* 12:321-362.
- STACEY, F.D. - 1970 - Physics of the Earth. New York, John Wiley e Sons. 210 p.
- STACEY, F.D.; BANERJEE, S.K. - 1974 - The Physical Principles of rock magnetism. New York, Elsevier. 195 p.
- STEPHENSON, A. - 1967 - Apparatus for thermal demagnetization by the progressive method. In: Collinson, D.W.; Creer, K.M.; Runcorn, S.K. Ed. *Methods in Paleomagnetism*. Amsterdam, Elsevier, p. 296-298.
- STORETVEDT, K.M.; CARMICHAEL, C.M.; HAYATSU, A.; PALMER, H.C. - 1978 - Palaeomagnetism and K/Ar results from the Duncansby volcanic neck, NE Scotland: superimposed magnetization, age of igneous activity, and tectonics implications. *Phys. Earth Plan. Int.* 16:379-392.
- STRANGWAY, D.W. - 1970 - History of the Earth's magnetic field. New York, McGraw-Hill. 167 p.
- STUPAVSKY, M.; SYMONS, D.T.A. - 1978 - Separation of magnetic components from AF step demagnetization data by least-squares computer methods. *J. Geophys. Res.* 83:4925-4931.
- THARLING, D.H. - 1971 - Principles and applications of Palaeomagnetism. London, Chapman e Hall. 164 p.
- THELLIER, E. - 1938 - Sur l'aimantation des terres cuites et ses applications geophysiques. *Ann. Inst. Phys. Globe, Univ. Paris, Bur. Cent. Magn. Terr.* 16:157-302.
- THELLIER, E. - 1967 - Thermal Demagnetization apparatus at Paris. In: Collinson, D.W.; Creer, K.M.; Runcorn, S.K. Ed. *Methods in Palaeomagnetism*. Amsterdam, Elsevier, p.299-300.

- THOMPSON, R. - 1973 - South American Palaeozoic Palaeomagnetic results and the welding of Pangaea. *Earth Plan. Sci. Lett.* 18:266-278.
- VAN DER VOO, R.; HENRY, S.G.; POLLACK, H.N. - 1978 - On the significance and utilization of secondary magnetizations in Red Beds. *Earth Plan. Int.* 16:12-19.
- VAN OORSCHOT, B.P.J. e RIDDLER, P.F. - 1976 - A sensitive Spinner Magnetometer using a coil Detector. *Geophys. J.R. astr. Soc.* 45: 569-581.
- VEROSUB, K.L. - 1977 - Depositional and Postdepositional Process in the Magnetization of Sediments. *Rev. Geophys. Space Phys.* 15: 129-143.
- VEROSUB, K.L.; ENSLEY, R.A. - 1979 - The role of water content in the magnetization of sediments. *Geophys. Res. Lett.* 66:226-228.
- VITORELLO, I.; VAN DER VOO, R. - 1977 - Late Hadrynian and Helikian pole positions from the Spokane Formation, Montana. *Can J. Earth Sci.* 14:67-73.
- YORK, D. - 1978a - A Formula Describing both magnetic and Isotopic Blocking Temperatures. *Earth Plan. Sci. Lett.* 39:89-93.
- YORK, D. - 1978b - Magnetic Blocking Temperature. *Earth Plan. Sci. Lett.* 39:94-97.
- ZIJDERVELD, J.D.A. - 1967 - A.C. demagnetization of rocks: analysis of results. In: Colipson, D.W.; Creer, K.M.; Runcorn, S.K., Ed. *Methods in Paleomagnetism*. Amsterdam, Elsevier. p. 254-286.
- ZIJDERVELD, J.D.A. - 1975 - Paleomagnetism of the Estereel rocks. PhD. Thesis. Utrecht, State University of Utrecht. 199 p.