

1. ESTUDO PALEOMAGNÉTICO

2. AMOSTRAGEM;

3. IDENTIFICAÇÃO DE MINERAIS MAGNÉTICOS

3.1. Petrografia;

3.2. Experimentos magnéticos;

4. SEPARAÇÃO DE COMPONENTES

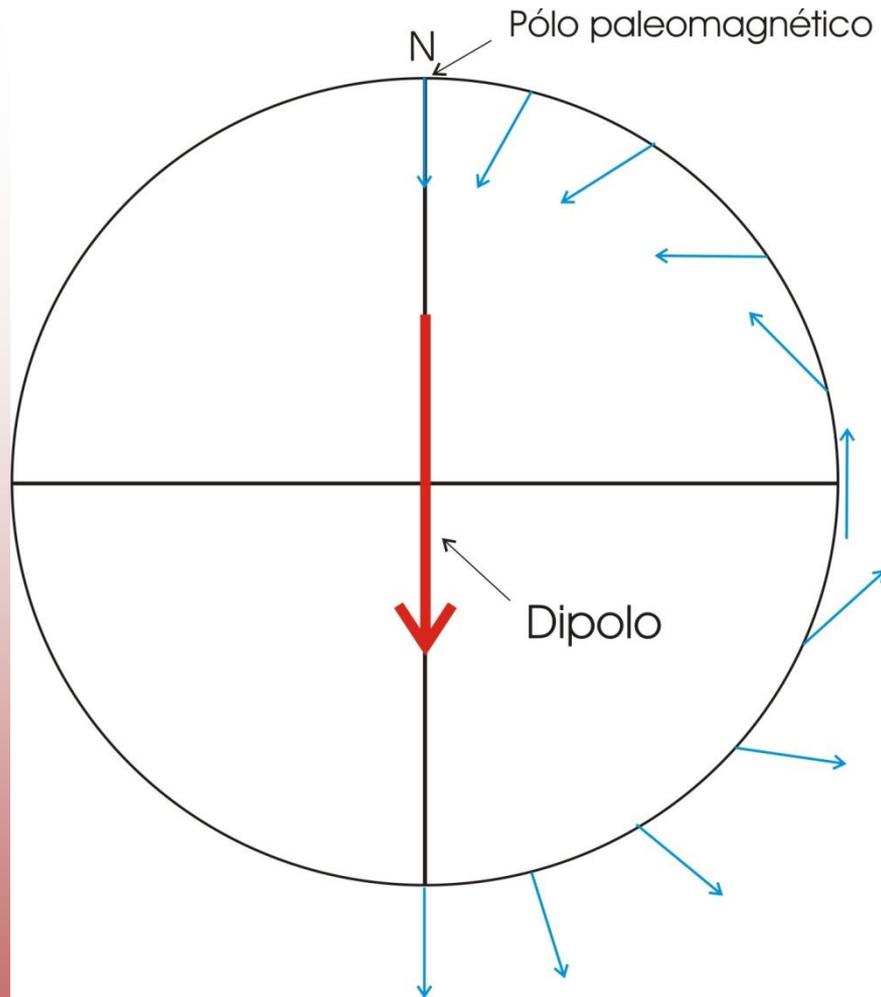
4.1. Desmagnetização por campos magnéticos alternados(AF);

4.2. Desmagnetização térmica;

4.3. Medidas de magnetização – Magnetômetro;

4.3. Análise vetorial

Modelo de campo de dipolo geocêntrico e axial



- O campo geomagnético varia lentamente no tempo. Entretanto, estudos mostram que se for feita uma média do campo em um intervalo de tempo de alguns milhares de anos, esta variação lenta do campo geomagnético é eliminada e o campo médio da terra pode ser representado, então, pelo **campo de um dipolo geocêntrico e axial**.

Devido a simetria do modelo de dipolo geocêntrico e axial, a inclinação magnética (I) varia de acordo com a equação:

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

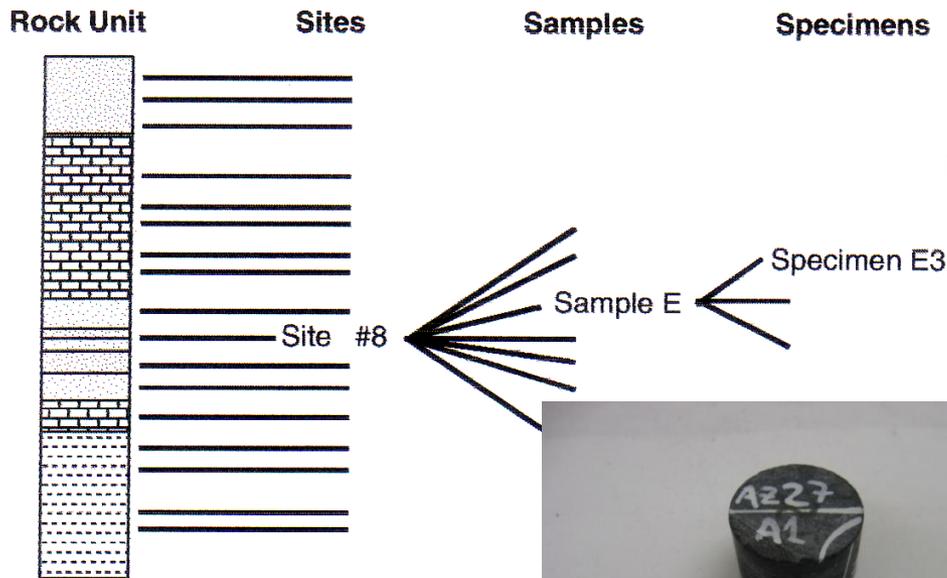
Onde, λ é a paleolatitute. **Portanto, a inclinação magnética fornece a paleolatitute (λ) do corpo.**

Declinação magnética: $D = 0^\circ$
Declinação diferente de zero indica rotação do continente.

Estudo paleomagnético

O paleomagnetismo consiste no estudo de uma formação geológica ou um enxame de diques ou sills que cubra um intervalo de tempo de, pelo menos, algumas dezenas de milhares de anos, para eliminar a variação secular do campo geomagnético.

Várias amostras são extraídas de cada sítio de amostragem, o qual pode representar um nível sedimentar, um dique, um sill ou derrame de lava.



Coleta-se várias amostras de um sítio para eliminar erros experimentais e de amostragem (orientação das amostras).

As amostras são cortadas em espécimes de 2,5 cm de diâmetro por 2,2 cm de altura e submetidas aos tratamentos de laboratório.

Amostragem de blocos orientados

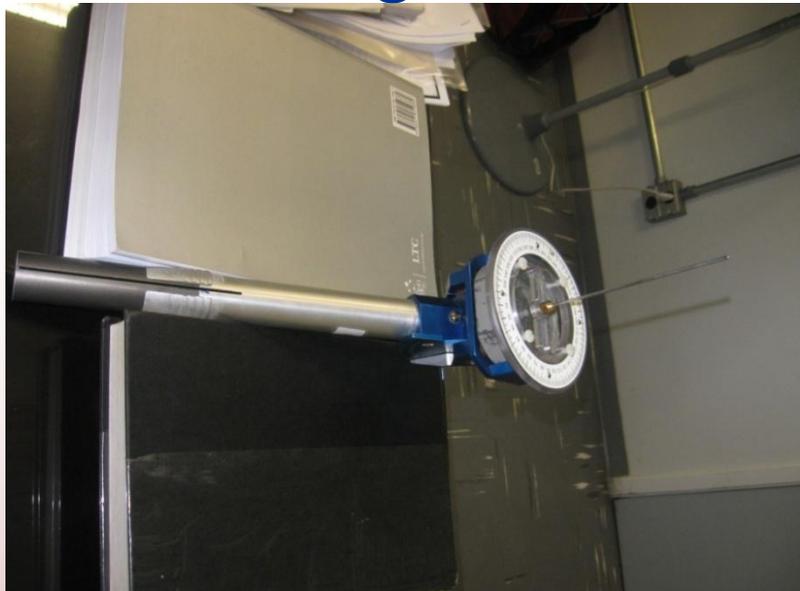


Para a amostragem de bloco orientado mede-se o azimuth (strike) de uma marca de referência (seta horizontal na Figura) traçada sobre um plano da amostra e a inclinação (dip) que este plano faz com a horizontal. O GPS é utilizado para determinar as coordenadas geográficas do sítio de amostragem. O bloco deve estar ‘insitu’.

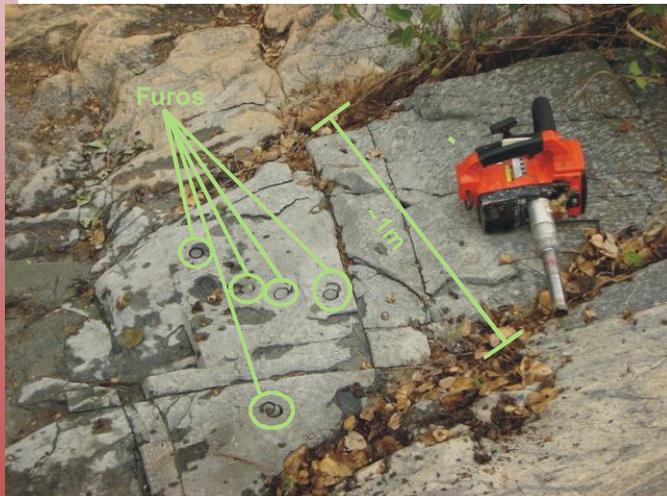
Amostragem de cilindros orientados



Amostragem



Diques de Monteiro e Sumé – Paraíba



Sedimentos Mesoproterozóicos – Grupo Aguapeí – Mato Grosso



As amostras cilíndricas de 2,5 cm de diâmetro são cortadas em espécimes por 2,2 cm de altura, remarcadas e submetidas aos tratamentos de laboratório.



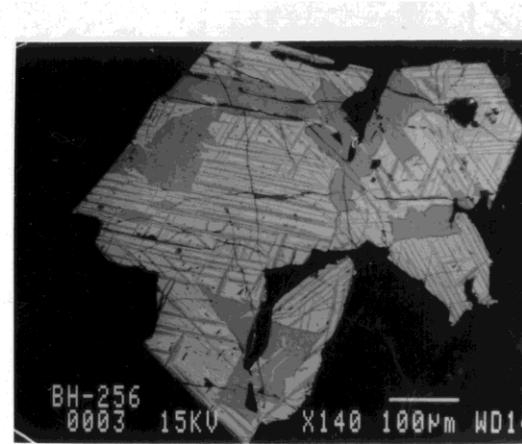
Identificação de minerais magnéticos

- É sempre importante identificar os minerais magnéticos portadores da magnetização da rocha, sua estabilidade magnética e se eles são de origem primária ou secundária.
- Embora nem sempre seja fácil a sua identificação, principalmente em rochas sedimentares em que a concentração destes minerais é pequena, existem técnicas de laboratório para sua identificação.
- A observação em lâminas delgadas e seções polidas ajudam a verificar possíveis alterações dos minerais magnéticos.

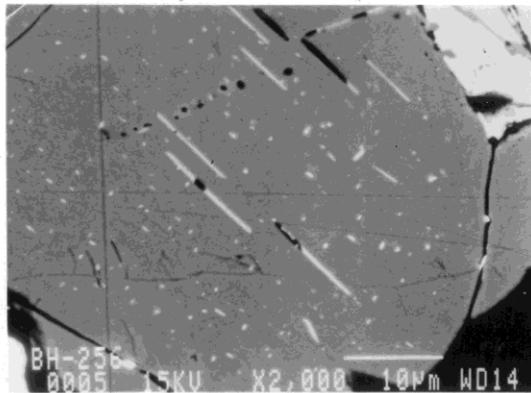
Observação petrográfica



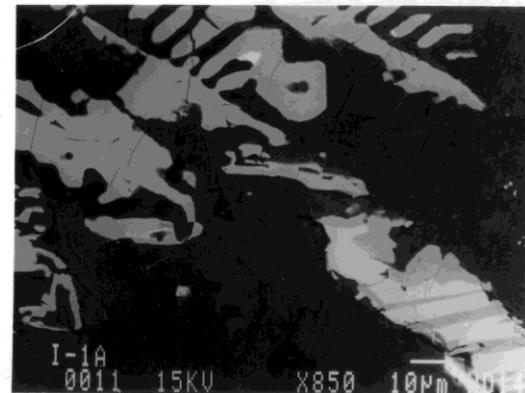
(1)



(2)



(3)



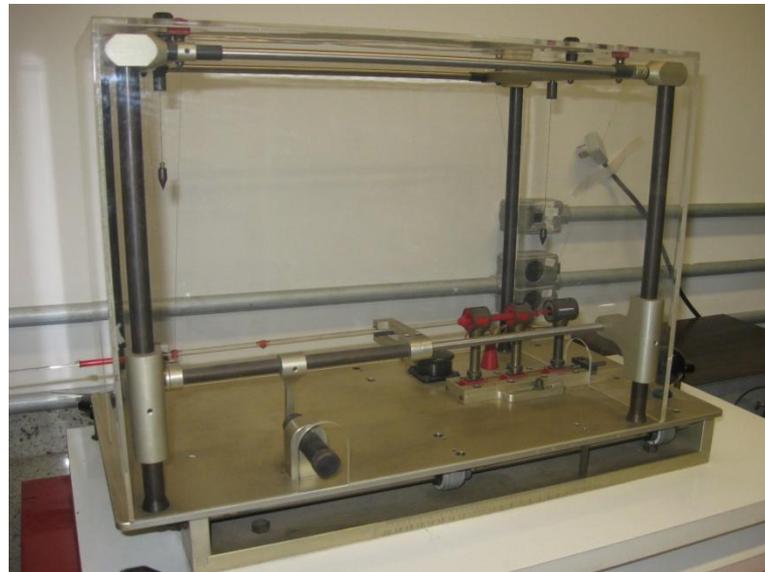
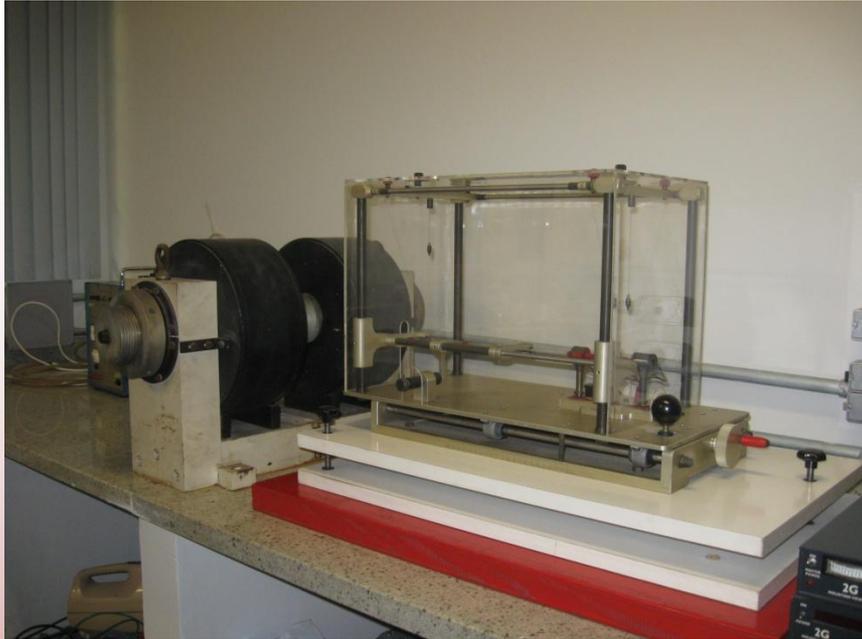
(4)

1- Textura sub-ofítica dos plagioclásios e clinopiroxênios. 2- Grão mostrando lamelas de ilmenita (cinza escura) e magnetita (cinza claro), decorrente de processo de oxidação à alta temperatura. 3- cristal de ilmenita da figura (2) aumentado de 10 vezes; observe os traços finos de magnetita. (4) cristal de ilmenita na forma de esqueleto.

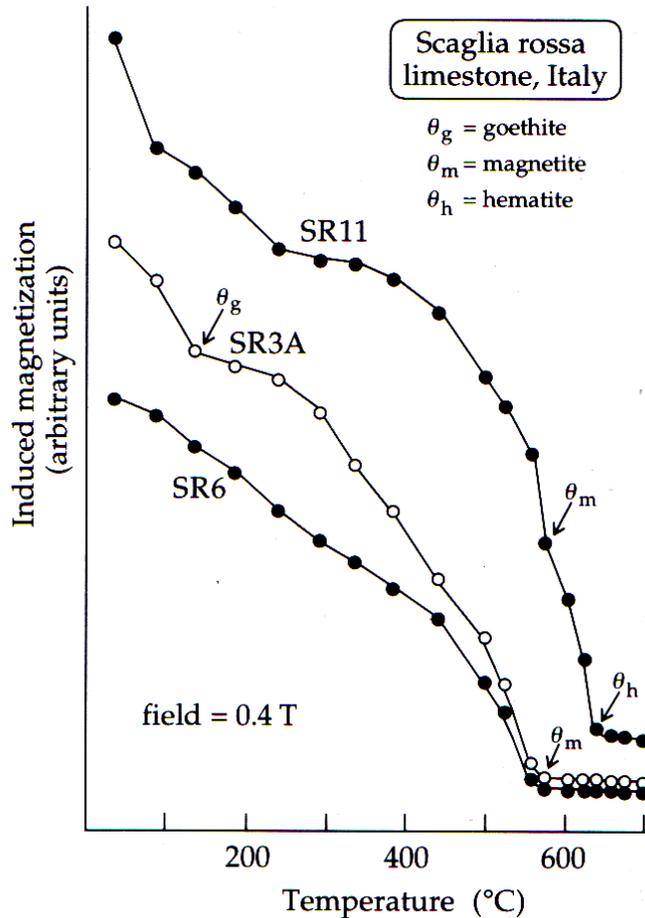
Curvas termomagnéticas

- As curvas termomagnéticas são usadas para determinar a temperatura de Curie (T_C) dos minerais magnéticos.
- Balança termomagnética –
- Um campo forte satura a magnetização ao longo do campo;
- A amostra é aquecida e a mudança na magnetização é observada em função da temperatura;
- Quando a temperatura de Curie é atingida, o comportamento ‘ferromagnético’ desaparece e a temperaturas mais altas, o mineral torna-se paramagnético;
- Com isto, a intensidade de magnetização cai bruscamente na temperatura de Curie;
- Cada mineral magnético apresenta uma temperatura de Curie característica, podendo ser assim identificado.
- Outra propriedade magnética que é monitorada durante o aquecimento é a suscetibilidade magnética, a qual apresenta uma queda grande na temperatura de Curie.

Equipamento para a realização de curvas termomagnéticas



Curvas termomagnéticas

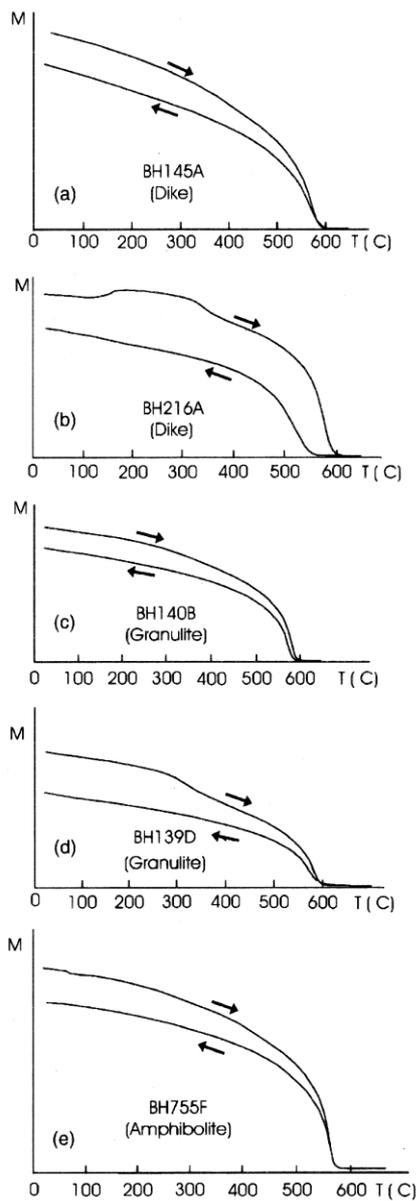


Determinação da Temperatura de Curie para carbonatos pelágicos.

As curvas indicam a presença de Goetita (θ_g), magnetita (θ_m) e hematita (θ_h).

Fig. 5.16 Identification of the ferromagnetic minerals in a pelagic limestone by determination of their Curie temperatures in concentrated extracts (after Lowrie and Alvarez, 1975).

Curvas termomagnéticas



Curvas termomagnéticas indicando a presença de magnetita (queda da magnetização à 580°C) e maghemita (queda da magnetização à ~ 350 °C, figuras a, b e d). Note que a variação na magnetização não é observada durante o resfriamento, o que indica que a maghemita se transformou em hematita (baixa intensidade).

Fig. 3. Saturation magnetization versus temperature curves obtained for unmetamorphosed dikes (a and b), granulites (c and d), and amphibolites (e).

Magnetização remanente Isotérmica - MRI



Equipamento utilizado

O procedimento para obter Curvas de aquisição de MRI consiste em submeter a amostra a etapas sucessivas de indução em campos magnéticos crescentes medindo-se a magnetização após cada etapa de indução.

Curvas de Indução Magnética

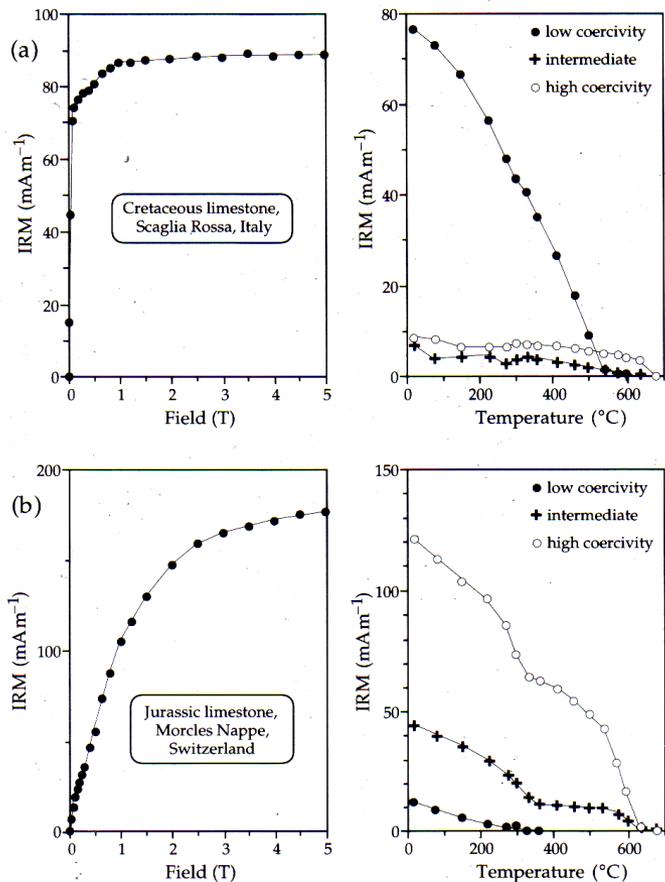


Fig. 5.24 Examples of the identification of magnetic minerals by acquisition and subsequent thermal demagnetization of IRM. Hematite is present in both (a) and (b), because saturation IRM requires fields > 1 T and thermal demagnetization of the hard fraction persists to $T \approx 675$ °C. In (a) the soft fraction that demagnetizes at $T \approx 575$ °C is magnetite, while in (b) no magnetite is indicated but pyrrhotite is present in all three fractions, shown by thermal unblocking at $T \approx 300$ – 330 °C (after Lowrie, 1990).

A curva de aquisição de MRI pode ser também usada para identificar os minerais magnéticos na rocha.

A figura mostra dois exemplos de indução indicando em (a) a presença de magnetita e hematita e em (b) a presença de pirrotita e hematita.

Método de Lowrie (1990)

Direção X – aplica-se um campo de 1,4 T
Direção Y – aplica-se um campo de 0,4 T
Direção Z – aplica-se um campo de 0,12 T

Curvas de Indução Magnética

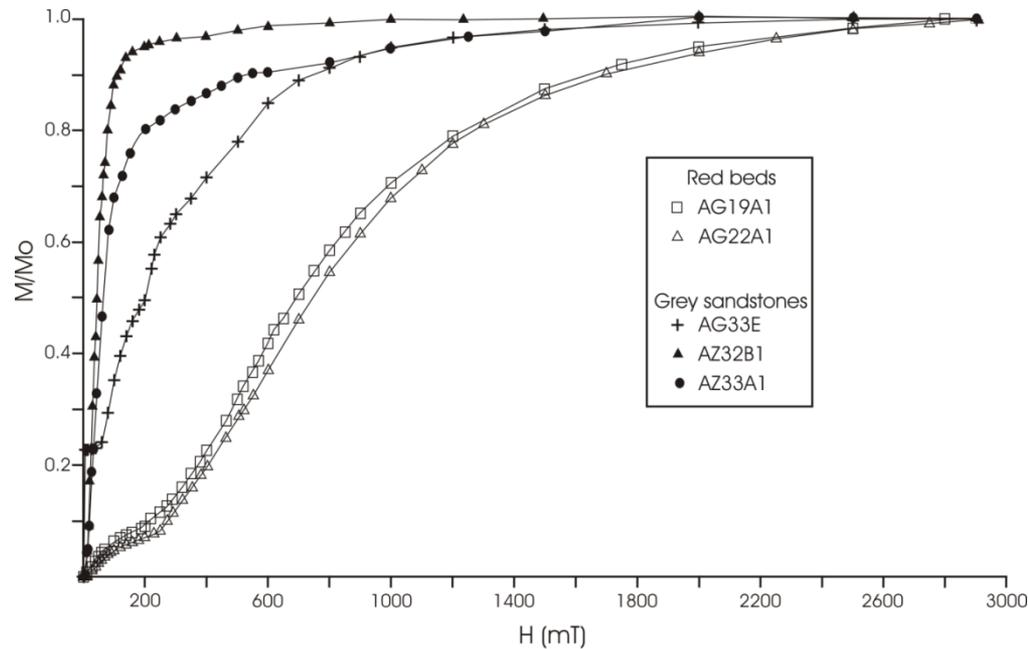


Figure 8

Curvas de indução obtidas para sedimentos do Grupo Aguapeí (Mato Grosso). As curvas obtidas para as amostras AG33E, AZ32B1 e AZ33A1 mostram a presença de magnetita (indução rápida em campo baixos) e também de hematita. As amostras AG19A1 e AG22A1 mostram um predomínio de hematita, demonstrada pelas altas coercividades.

Curvas de Histerese

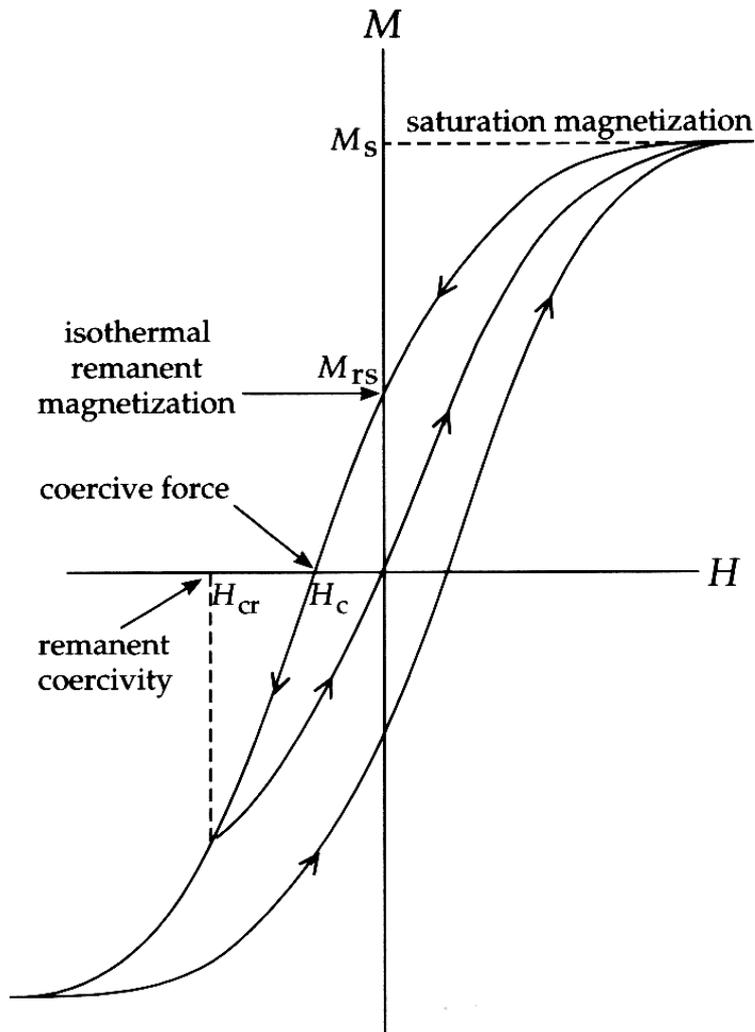


Fig. 5.11 The magnetization loop of an arbitrary ferromagnetic material.

Fornece os parâmetros de histerese:

Magnetização de saturação – M_s ;

Magnetização remanente de saturação – M_{rs} ;

Força coerciva – H_c ;

Coercividade de remanência – H_{cr} .

Cada mineral possui parâmetros de histerese característico.

Curvas de Histerese

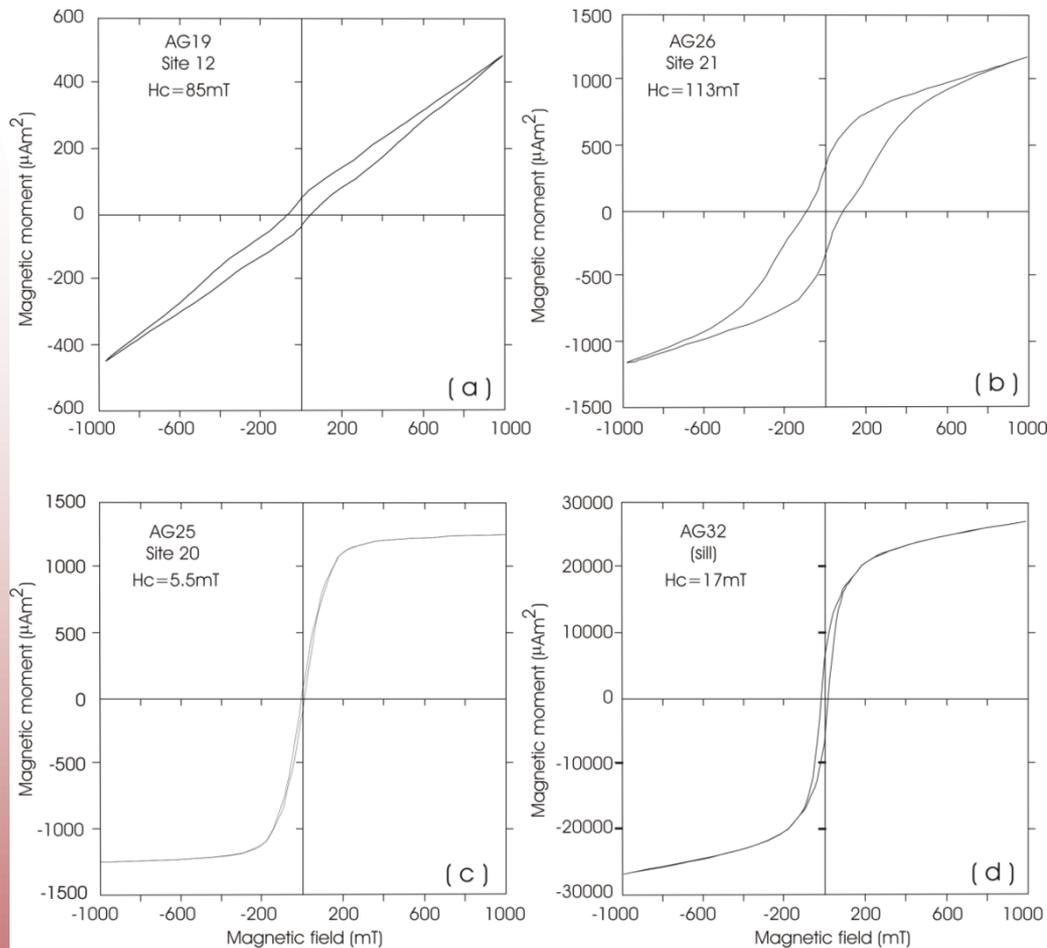


Figure 7

Curvas de histerese obtidas para sedimentos (a, b e c) do Grupo Aguapeí e para um sill máfico (d) que corta estes sedimentos (Mato Grosso).

As curvas indicam a presença clara de hematita (a, b) e magnetita (c, d).

As duas primeiras curvas indicam também a presença de magnetita, pela formação de cintura de vespa (presença de duas frações magnéticas).

Curvas de Histerese

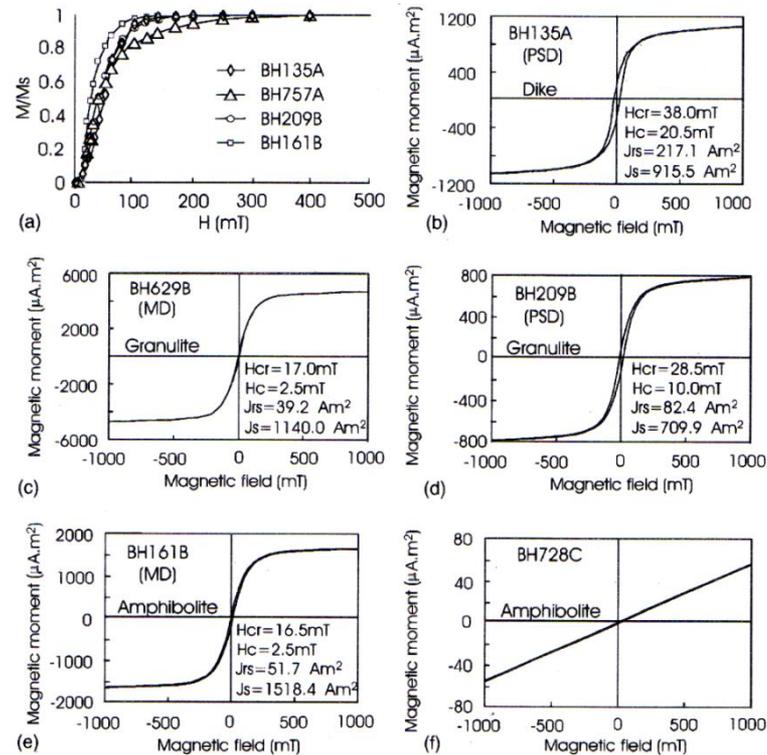


Fig. 5. (a) Normalized IRM acquisition curves obtained for the unmetamorphosed dikes (samples BH135A and BH757A), granulites (samples BH209B) and amphibolites (BH161B). Hysteresis loops obtained for unmetamorphosed dikes (b) granulites (c and d) and amphibolite dikes (e and f).

Curvas de indução e de histerese obtidas para amostras de diques máficos de Salvador.

As curvas indicam a presença de magnetita. A curva (f), entretanto, indica um predomínio de minerais paramagnéticos.

Separação de componentes de magnetização

- A magnetização remanente natural da rocha (MRN) pode ser composta por uma magnetização adquirida durante a sua formação (MRP) e por outras magnetizações adquiridas posteriormente, as quais são denominadas de magnetizações secundárias (MRS).
- Normalmente, estas componentes estão associadas a conjuntos de grãos com coercividades e/ou temperaturas de bloqueio distintos. Existem dois processos de laboratório usados para separar componentes de magnetização adquiridas pelas rochas:
 - 1- Desmagnetização por campos magnéticos alternados;
 - 2- Desmagnetização térmica.

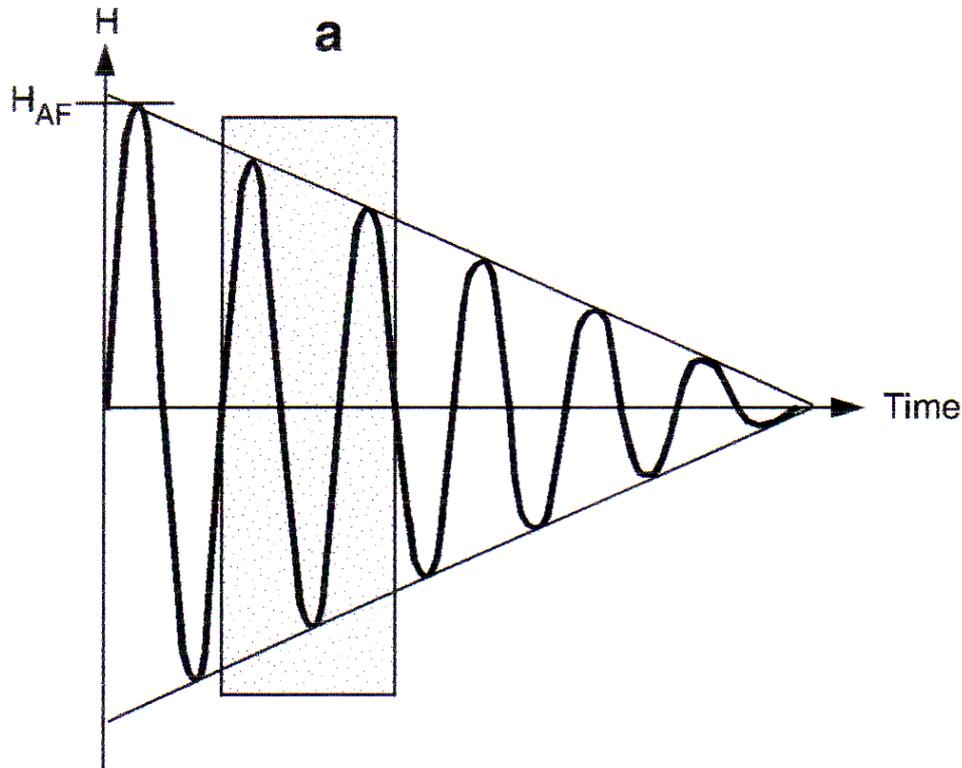
Desmagnetização por campos magnéticos alternados

- Este processo consiste em submeter a amostra a um campo magnético alternado de pico H , que decai linearmente a zero, na ausência de campo magnético externo (isto é, o campo magnético da Terra é eliminado por escudos magnéticos).
- Em alguns aparelhos, o espécime de rocha gira em torno de dois eixos perpendiculares entre si.
- Todos os grãos com coercividades menores ou iguais a H serão afetados pelo campo magnético de forma a tornar suas magnetizações aleatórias, isto é, todos os grãos com coercividades menores ou iguais a H serão desmagnetizados neste processo.
- Como a rocha possui um espectro de coercividades, o aumento progressivo do campo magnético aplicado faz com que magnetizações com coercividades progressivamente maiores sejam desmagnetizadas.

Desmagnetização por campos magnéticos alternados



Desmagnetização por campos magnéticos alternados



O campo alternado de 60 Hz é aplicado na amostra e magnetiza os grãos com coercividades menores que H , de forma aleatória, desmagnetizando assim a amostra.

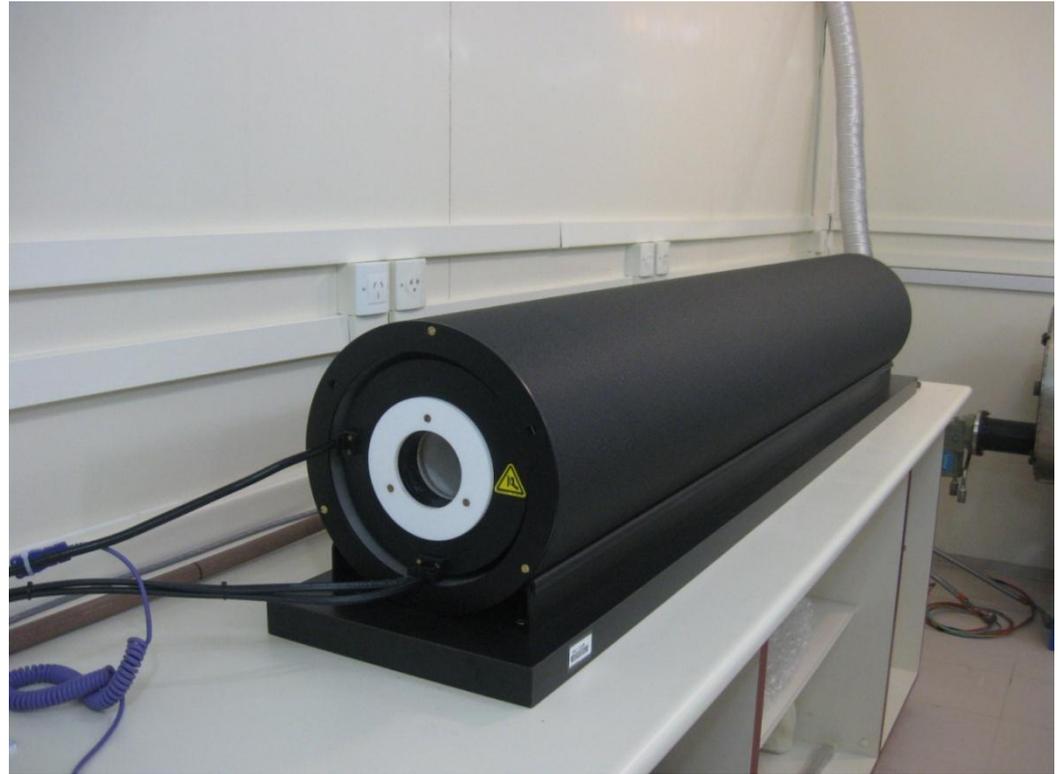
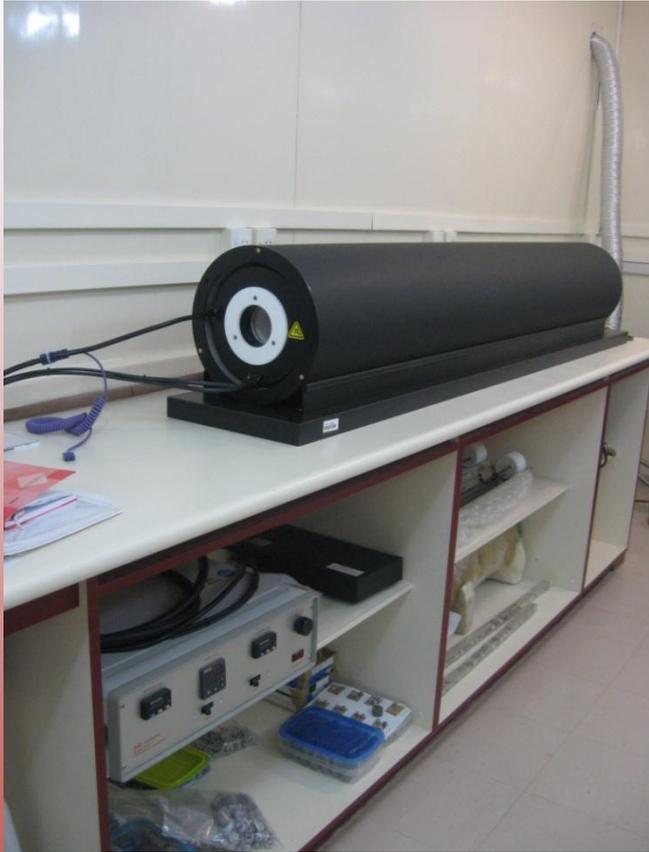
Desmagnetização Térmica

- Temperatura de bloqueio
- $\tau = (1 / C) \exp (V K_u / K T)$

Desmagnetização Térmica

- Consiste em submeter a amostra a uma determinada temperatura (T) na ausência de campo magnético externo e esfriá-la em seguida.
- Todos os grãos com temperaturas de bloqueio (T_B) menores ou iguais a T terão tempo de relaxação (τ) menores que o tempo de experimento e serão superparamagnéticos.
- Neste caso, na ausência de campo magnético externo, não há preferência na orientação dos momentos magnéticos e a magnetização total para estes grãos será nula.
- Como a rocha possui um espectro de temperaturas de bloqueio, o aumento progressivo da temperatura faz com que magnetizações com temperaturas de bloqueio progressivamente maiores sejam desmagnetizadas de forma similar a aplicação da desmagnetização por campos magnéticos alternados (CA).

Forno utilizado para a Desmagnetização Térmica



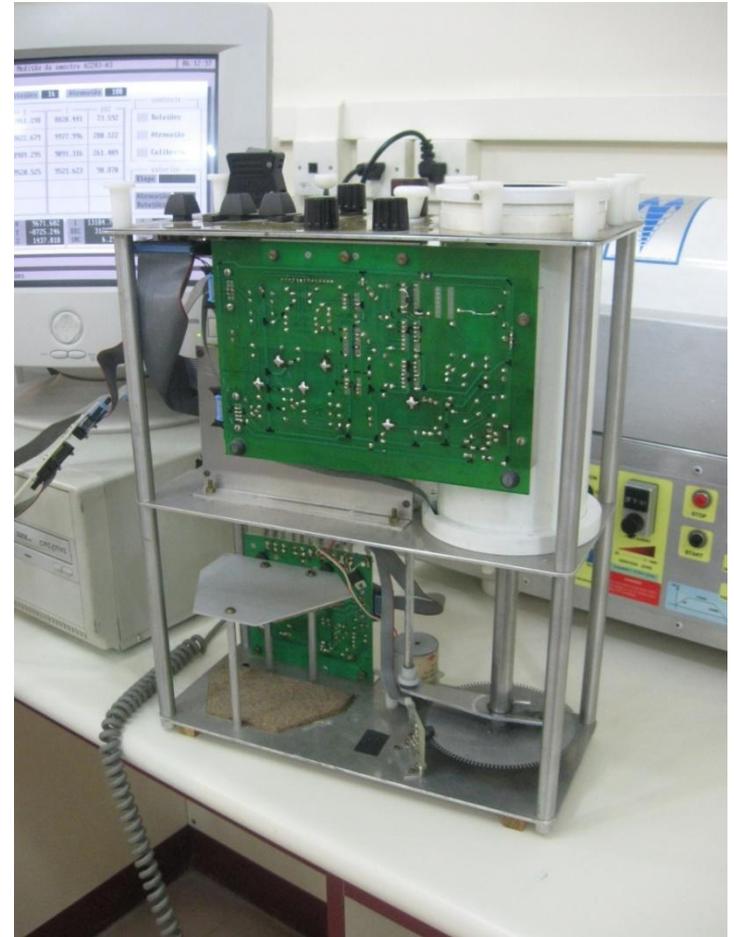
Medida da magnetização

- Após cada etapa de desmagnetização a magnetização da amostra (cilindro de 2,5 cm de diâmetro por 2,2 cm de altura) é medida em um aparelho chamado de **magnetômetro**.
- Após a medida da amostra em várias posições, o vetor magnetização da amostra pode ser determinado, isto é, sua declinação (Dec), inclinação (Inc) e intensidade (I).

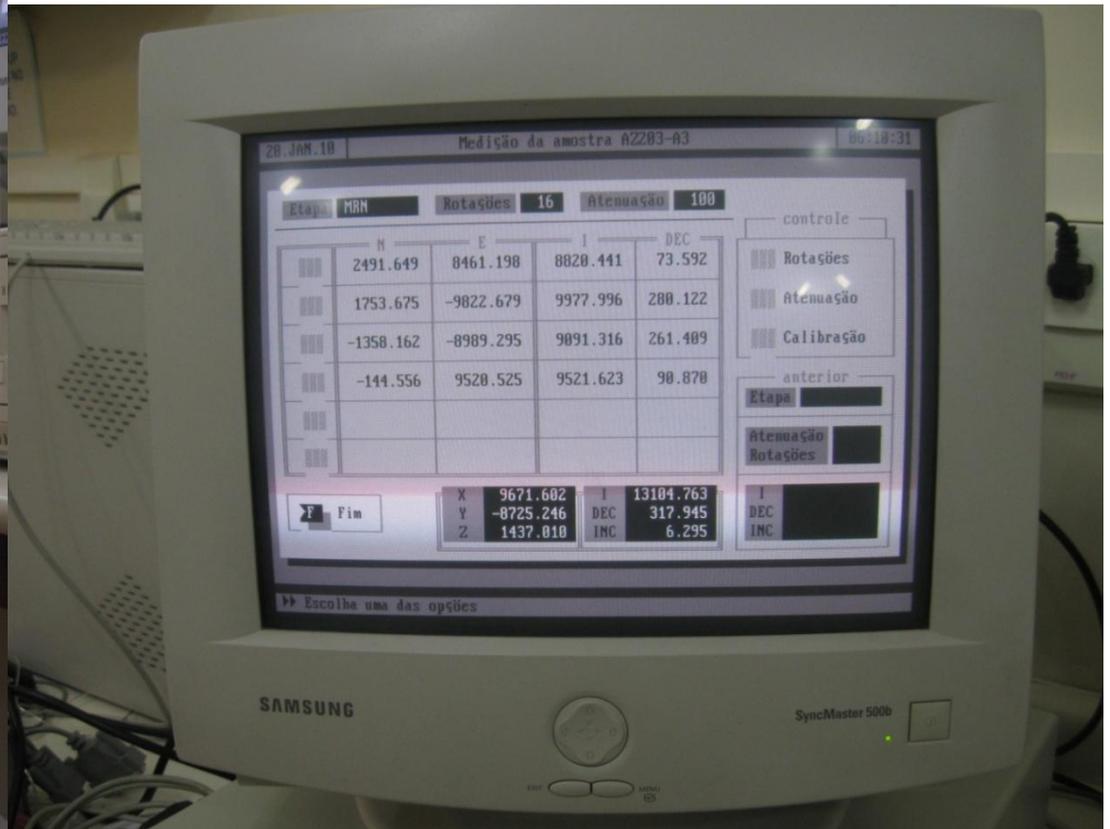
Magnetômetro Spinner da Molspin



No magnetômetro tipo rotativo (‘spinner’), a mostra gira e o sensor mede a magnetização no plano horizontal. São realizadas 128 medidas a cada giro de 360° da amostra.



Medidas realizadas



Pode-se realizar a medida da amostra em até seis posições (figura da direita) e em cada posição, são fornecidas as intensidades nas direções norte (N) e leste (E) no plano horizontal, além da intensidade total (I) e da declinação em relação a direção norte. Na tela aparecem também as componentes X, Y e Z do vetor no espaço.

Separação de componentes

A figura mostra um exemplo de desmagnetização em que a componente BC é mais facilmente removida durante o tratamento de desmagnetização:

a- Durante a separação das duas componentes, a intensidade total diminui continuamente (a no gráfico c);

b- Durante a separação das duas componentes, a intensidade total aumenta durante a eliminação da componente BC (b no gráfico c) e diminui durante a eliminação da componente AB.

Note que a ponta do vetor da componente NRM (componente total medida depois de cada passo; a, b) caminha sobre uma reta, a qual é paralela ao componente BC entre os passos de 0 a 3 e é paralela ao componente AB durante os passos de 3 a 7.

Estes últimos passos (3-7) definem um único ponto na rede estereográfica (end point), indicando que uma única componente está sendo eliminada.

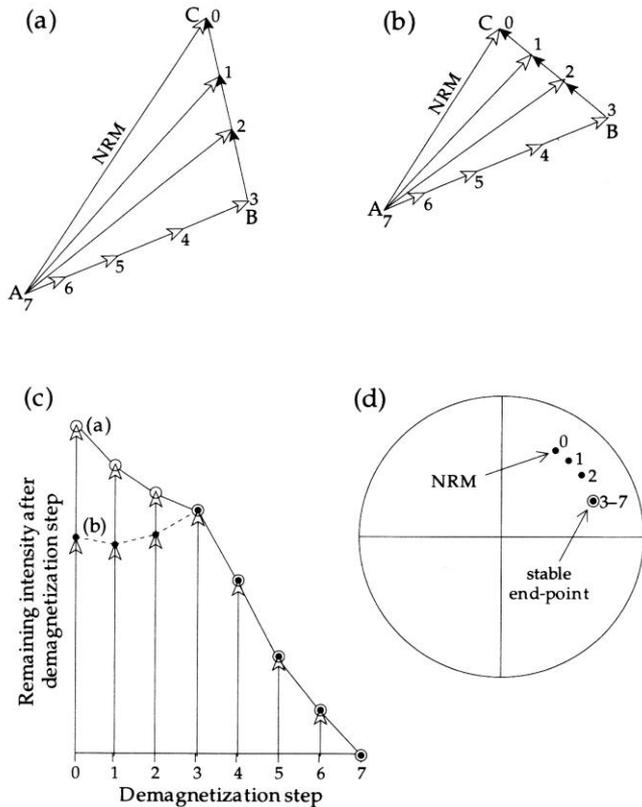


Fig. 5.56 Stepwise demagnetization of a remanent magnetization consisting of two components with different ranges of stability: (a) low stability vector BC demagnetizes before stable stable vector AB; (b) same situation with different angle between AB and BC; (c) variation of intensity for cases (a) and (b); and (d) directional changes on a stereogram. Numbers on points indicate successive demagnetization steps.

Projeção estereográfica

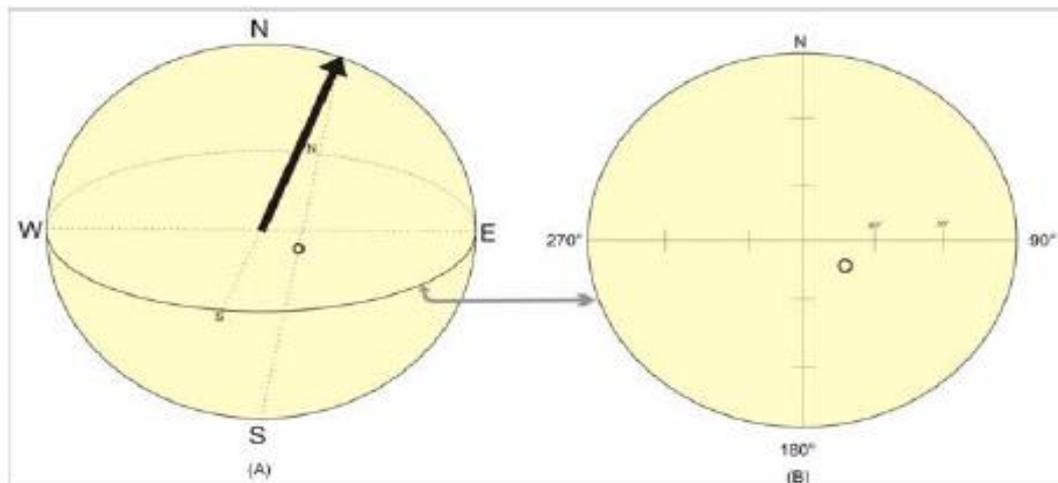
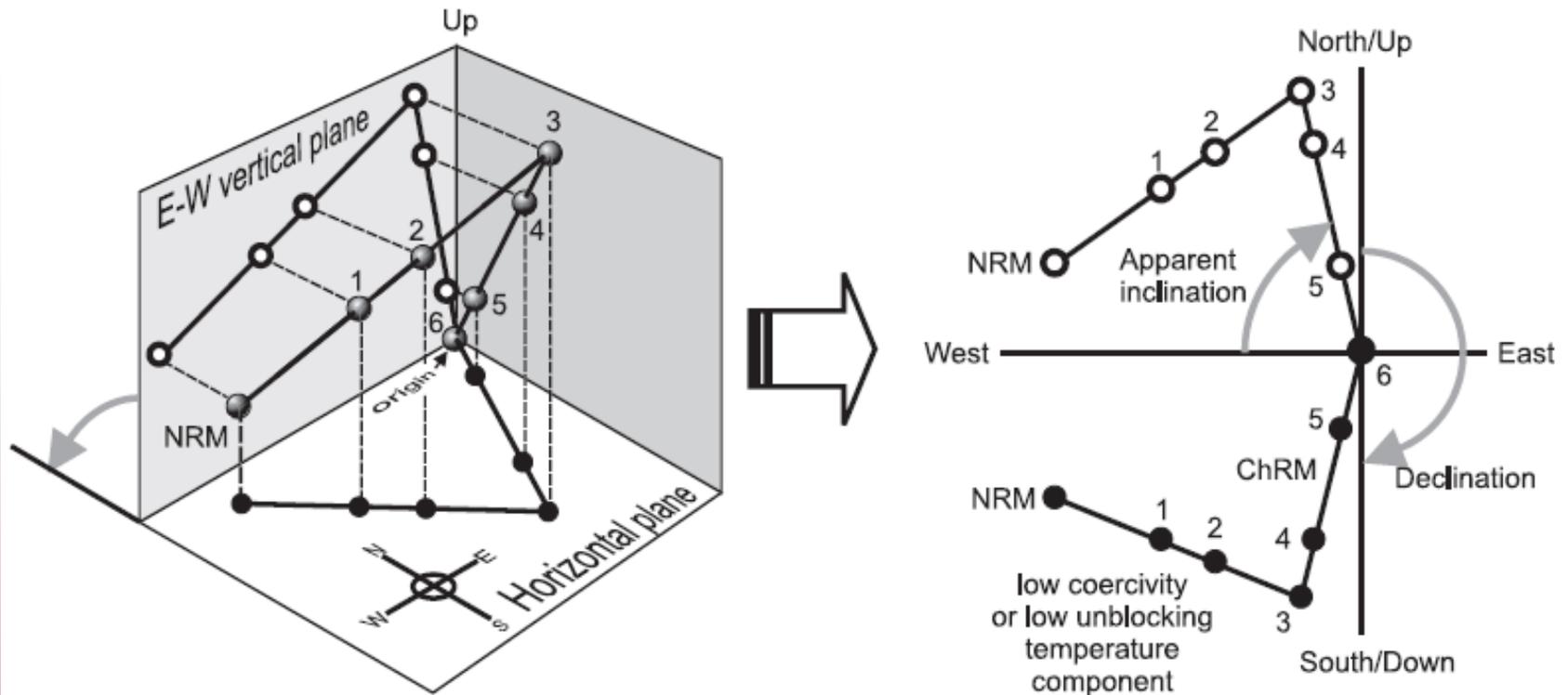


Figura 5: (A) Representação do vetor na esfera e sua projeção no plano equatorial, (B) projeção estereográfica (plano equatorial da esfera).

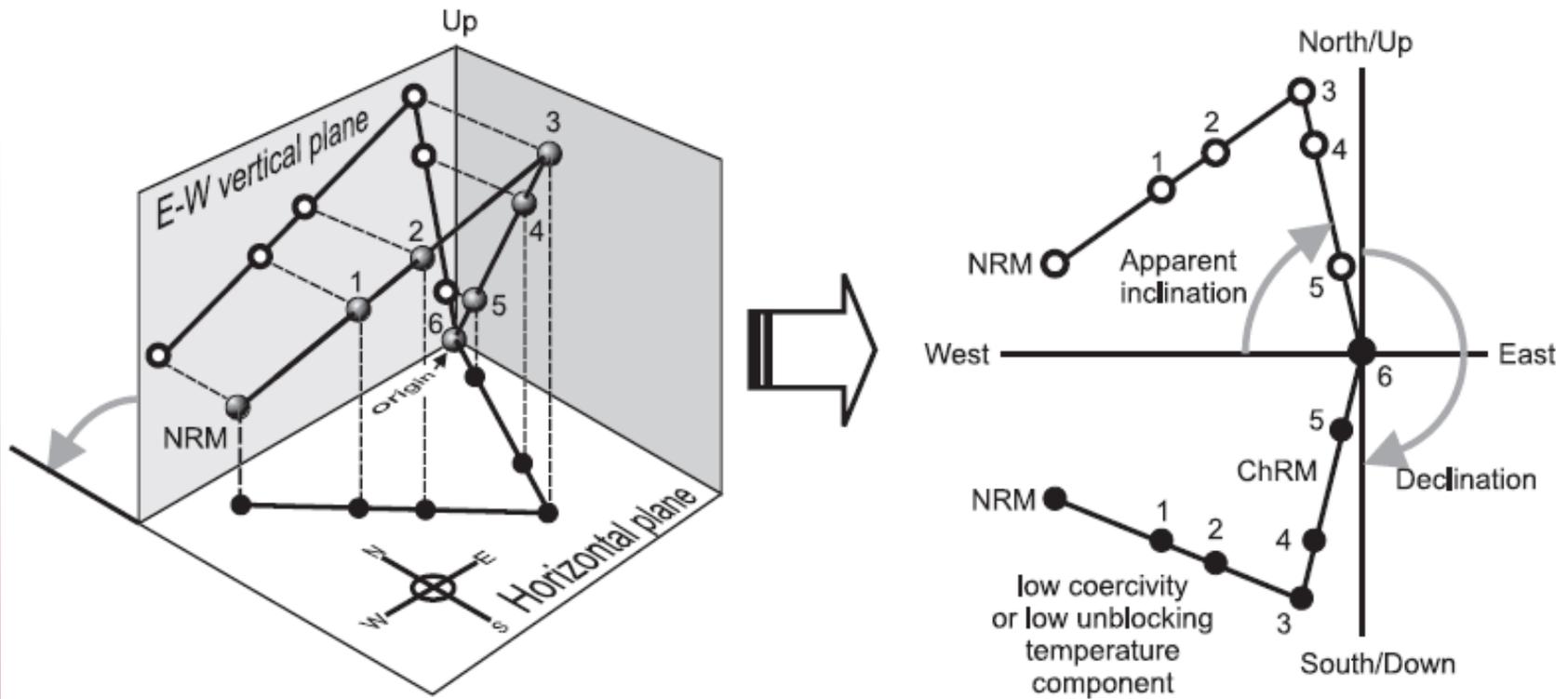
- A ponta do vetor em uma esfera de raio unitário é unida ao pólo sul (S). A projeção é representada pelo ponto de interseção com o plano do equador da esfera (A).
- A declinação (D) varia de 0° (direção norte, N) até 360° , retorno à direção norte (B).
- A inclinação varia de 0° na borda do plano do equador da esfera até 90° no centro (B).
- Inclinações positivas (negativas) são representadas por símbolos cheios (vazios)

Projeção ortogonal - Zijderveld



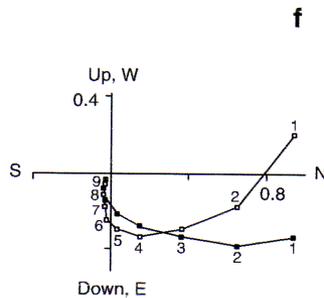
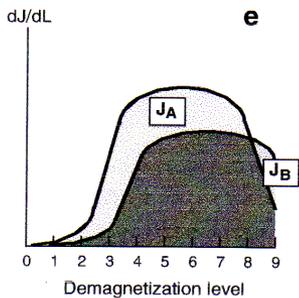
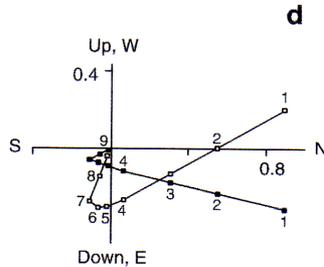
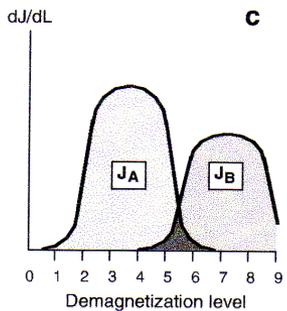
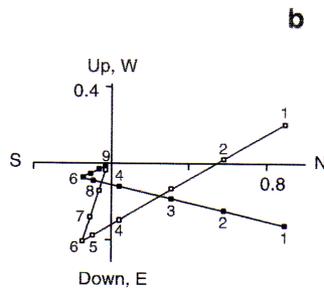
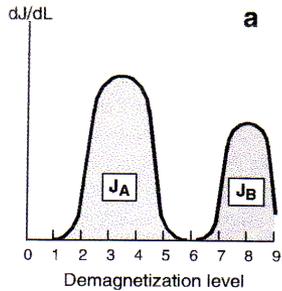
A ponta do vetor magnetização é projetado nos planos vertical e horizontal (a) e o plano horizontal é rebatido para o plano vertical (b). Projeções horizontais (verticais) são representadas por símbolos cheios (vazios). Na figura (b), o eixo leste-oeste é comum aos dois planos. Pontos representando as projeções vertical e horizontal do mesmo vetor caem sobre uma linha vertical ao eixo leste-oeste.

Projeção ortogonal - Zijderveld



Quando uma única componente está sendo desmagnetizada, a ponta do vetor caminha sobre uma reta, a qual define a direção que está sendo desmagnetizada. Quando uma única componente resta na amostra, a ponta do vetor caminha para o centro do sistema de referência. A declinação é determinada pela projeção horizontal e é determinada pelo ângulo entre a direção Norte e a direção da projeção horizontal. A inclinação é positiva (negativa) quando a projeção vertical cai abaixo (acima) da linha leste-oeste.

Projeção ortogonal



(a) e (b) - desmagnetização de duas componentes com espectros (de coercividades ou de temperaturas de bloqueio) distintos;

(c) e (d) – desmagnetização de duas componentes com intersecção parcial de espectros (de coercividades ou de temperaturas de bloqueio);

(e) e (f) – desmagnetização de duas componentes com intersecção total dos espectros (de coercividades ou de temperaturas de bloqueio) . Neste caso, não se consegue separar as duas componentes através projeção ortogonal.

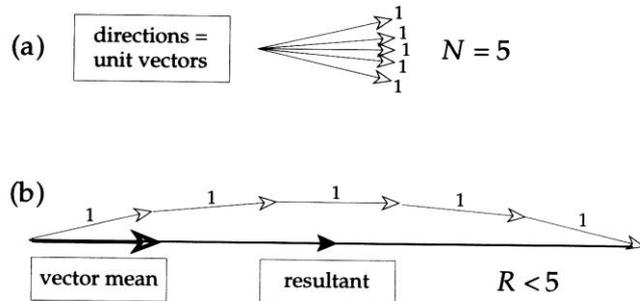
Análise estatística

- A análise paleomagnética fornece um conjunto de direções que são obtidas para amostras da formação geológica investigada.
- Assim, algum procedimento estatístico deve ser empregado para a determinação de direções médias e cálculo do pólo paleomagnético.
- Emprega-se a estatística de Fisher para a análise dos dados, a qual é análoga a estatística Gaussiana.

Estatística de Fisher (1953)

- Na estatística de Fisher, considera-se as direções como vetores unitários.
- A ponta de cada vetor é representada como um ponto na superfície de uma esfera unitária.
- A distribuição das direções apresenta simetria azimutal em torno da direção verdadeira.

Estatística de Fisher (1953)



Fisher considera que a melhor estimativa para a direção média de uma população de N vetores unitários é o vetor soma (\mathbf{R}) destes N vetores.

O valor de R é sempre menor ou igual a N .

Estatística de Fisher (1953)

Fisher mostrou que a melhor estimativa de κ ($N > 3$) é dado por:

$$K = (N - 1) / (N - R)$$

R é o vetor soma de N vetores.

Se K é baixo, as direções tendem a uma distribuição uniforme sobre a esfera.

Valores de K grandes, indicam que as direções estão bem agrupadas.

A figura (c) mostra vários conjuntos de direções com valores de K diferentes.

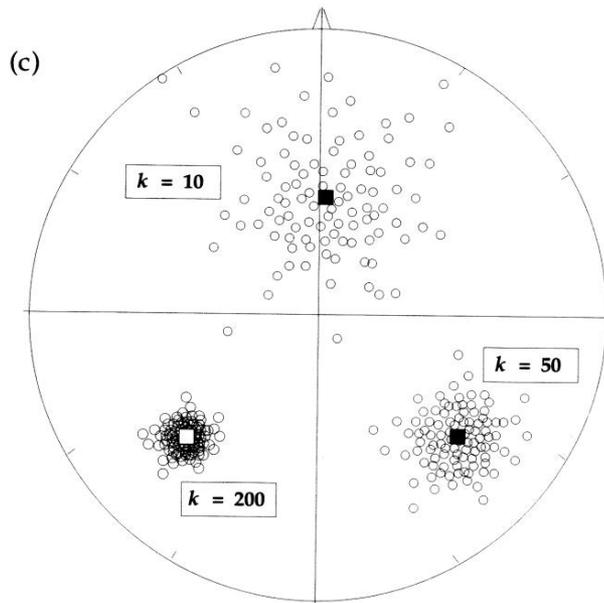


Fig. 5.58 (a) Representation of five magnetization directions as unit vectors. (b) The vector mean direction is that of the resultant vector R . (c) Stereograms of some distributions of paleomagnetic directions: the tighter the grouping, the larger the concentration parameter k .

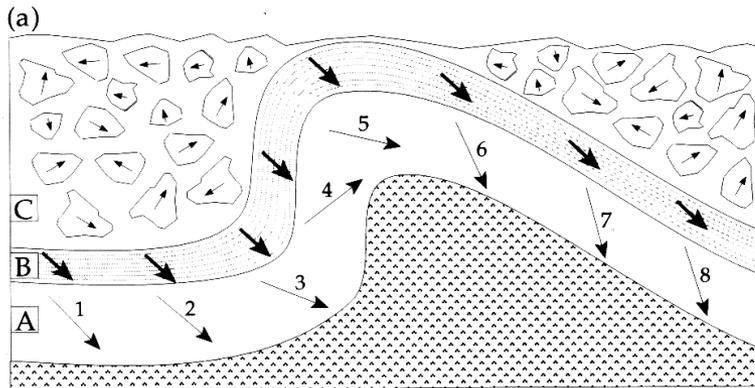
Estatística de Fisher (1953)

- Outro parâmetro estatístico usado nesta estatística é o α_{95} .
- Ele indica que existe uma probabilidade de 95% de a verdadeira direção estar dentro de um cone em torno da direção média, cujo semi-ângulo é dado pelo valor (em graus) de α_{95} (também chamado de **cone de confiança de 95% de probabilidade**).
- A melhor estimativa para o valor de α_{95} é dado por:
 - $\alpha_{95} = 140^\circ / (N K)^{1/2}$
- O valor do cone de confiança depende, portanto, de N e K.

Testes de campo

- Quando determinamos uma direção (componente) de magnetização coerente para uma coleção de amostras pertencentes a uma unidade geológica, através do processo de desmagnetização, denominamos esta magnetização de magnetização remanente característica (ChRM em inglês).
- Esta componente pode ser a magnetização de origem da rocha (magnetização primária) ou uma magnetização adquirida após a formação da rocha.
- Um exame petrográfico pode fornecer evidências preliminares sobre a origem da magnetização. Entretanto, é comum nos estudos paleomagnéticos realizarmos algum teste de campo na tentativa de confirmar a estabilidade da magnetização no decorrer do tempo geológico.

Teste da dobra



(b)

	layer A	layer B
directions before unfolding		
directions after unfolding		

Fig. 5.59 (a) Magnetization directions (arrows) around a fold in stable (A) and unstable layers (B), and in stably magnetized conglomerate cobbles (C). (b) Comparison of directions in the stable layer (A) and unstable layer (B) before and after unfolding.

Aplicamos o teste da dobra para uma camada sedimentar originalmente horizontal e que dobrou devido a efeitos tectônicos posteriores.

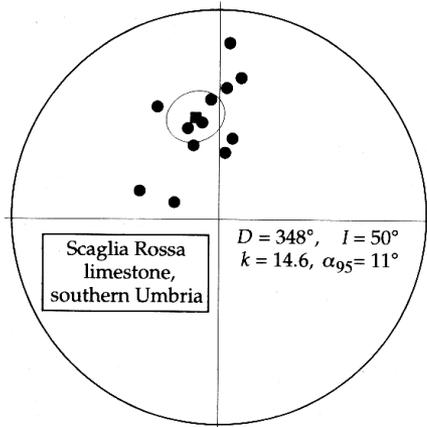
Se a magnetização da rocha permanece estável, ela irá variar de direção quando acamada é dobrada (camada A na figura ao lado). Esta direção será então relacionada ao pré-dobramento;

Agora, se a magnetização é adquirida após o dobramento, então ela será uniforme em todos os pontos da dobra (camada B na figura).

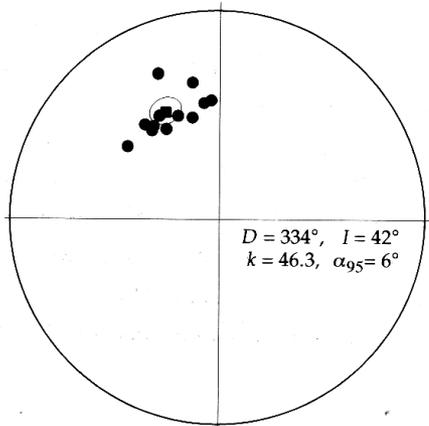
A figura (b) mostra como estão distribuídas as direções antes e depois do desdobraimento nos dois casos acima.

Teste da dobra

(a) before bedding corrections



(b) after bedding corrections

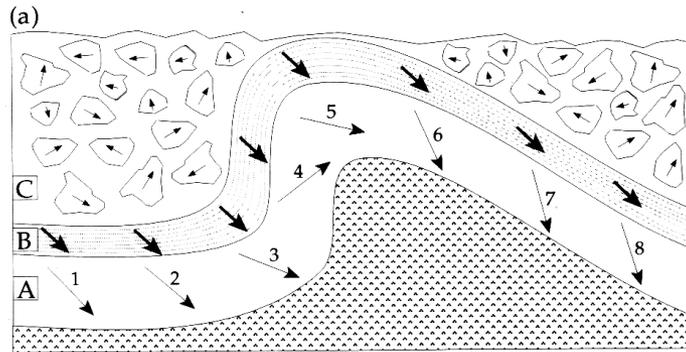


A figura ao lado mostra um teste da dobra positivo, em que as direções de magnetização, após o desdobramento das camadas (correção de acamamento), estão mais agrupadas (compare as figuras (a) antes da correção de acamamento) e (b) depois da correção de acamamento).

α_{95} passa de 11° (a) para 6° (b)

Fig. 5.60 Example of a positive fold test in 12 sites of the Scaglia Rossa limestone from southern Umbria. The directions (a) before correcting for local bedding tilt are more scattered than (b) the corrected directions.

Teste do conglomerado



(b)

	layer A	layer B
directions before unfolding		
directions after unfolding		

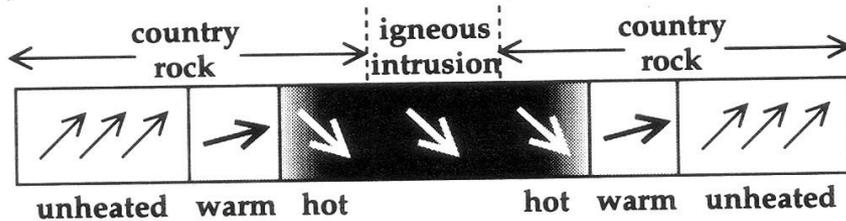
Fig. 5.59 (a) Magnetization directions (arrows) around a fold in stable (A) and unstable layers (B), and in stably magnetized conglomerate cobbles (C). (b) Comparison of directions in the stable layer (A) and unstable layer (B) before and after unfolding.

Suponha que estamos estudando um determinado tipo de rocha de uma formação geológica que apresenta direções estáveis e iguais em vários sítios amostrados. Agora, se encontramos um conglomerado com seixos maiores deste material, supõe-se que estes seixos foram orientados ao acaso durante a deposição. Assim, suas magnetizações, se estáveis, estarão distribuídas ao acaso (Camada C na figura ao lado). Neste caso, há uma grande probabilidade de que a magnetização obtida para a formação geológica é de origem primária.

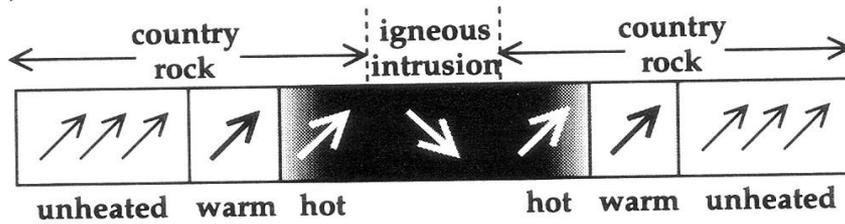
Entretanto, se as magnetizações dos seixos e dos sítios estudados são sistematicamente iguais, há uma grande probabilidade de a formação possuir uma componente secundária forte.

Teste da contato cozido

(a) stable intrusion and country rock



(b) unstable intrusion or country rock



Este teste é importante em rochas ígneas. Durante a intrusão de um dique ou sill as camadas adjacentes da rocha hospedeira são cozidas no contato pelo calor da rocha ígnea e adquire uma magnetização termoremanente durante o resfriamento que é igual a obtida pela rocha ígnea.

Se a magnetização da rocha encaixante longe do contato com o dique apresenta uma direção diferente da obtida para o dique e a rocha hospedeira no contato, esta é uma forte evidência de que a magnetização do dique é primária (figura a).

Por outro lado, se as direções da rocha encaixante no contato e do dique são diferentes, então a magnetização da rocha intrusiva ou a encaixante é instável (figura b)



FIM