

5. MAGNETIZAÇÃO REMANENTE DAS ROCHAS

Toda rocha contém uma pequena porcentagem de minerais magnéticos que apresentam a capacidade de adquirir magnetização remanente. A magnetização da rocha é chamada de magnetização remanente natural (MRN). A MRN pode ser composta por uma ou mais componentes que foram adquiridas de diferentes maneiras e em diferentes épocas. A rocha adquire uma magnetização durante a sua formação, a qual é denominada de magnetização remanente primária (MRP) e pode adquirir magnetizações posteriores a sua formação, em decorrência de processos físicos e químicos. Estas magnetizações são denominadas de magnetizações remanentes secundárias (MRS).

Exemplos de MRPs são a magnetização termo-remanente (MTR) adquirida durante a formação das rochas ígneas e a magnetização remanente deposicional (MRD), adquirida durante a deposição dos sedimentos. Podemos citar como exemplo de MRS a magnetização remanente química (MRQ) adquirida durante a diagênese nas rochas sedimentares ou através de processos de oxidação por intemperismo.

5.1. MAGNETIZAÇÃO TERMO-REMANENTE (MTR)

A MTR é a magnetização mais importante que ocorre nas rochas ígneas e metamórficas de alto grau. Muitas rochas ígneas solidificam-se a temperaturas acima de 1000°C. Nestas temperaturas os grãos magnéticos já estão desenvolvidos, mas a temperatura dos grãos está bem acima da temperatura de Curie que para a magnetita é de 578°C e para a hematita é de 675°C. Os momentos atômicos flutuam caoticamente e temos o comportamento paramagnético (**Figura 5.1**). Quando a rocha esfria e passa pela temperatura de Curie dos minerais ‘ferromagnéticos’, aparece uma magnetização espontânea. Entretanto, nesta temperatura a energia térmica é maior do que a energia magnética, isto é, o tempo de relaxação associado aos grãos magnéticos é muito baixo (comportamento superparamagnético) e a magnetização é instável. Vai chegar uma temperatura em que a energia térmica perde para a energia magnética e o tempo de relaxação, o qual varia exponencialmente com a temperatura, aumenta rapidamente fazendo com que a magnetização espontânea fique bloqueada ao longo da direção de fácil

magnetização. A temperatura em que isto ocorre é chamada de temperatura de bloqueio (T_B). T_B depende do tipo de mineral magnético, de seu volume e de suas anisotropias magnéticas. Podemos ter na rocha um espectro de temperaturas de bloqueio, se tivermos grãos de tamanhos e formas variadas.

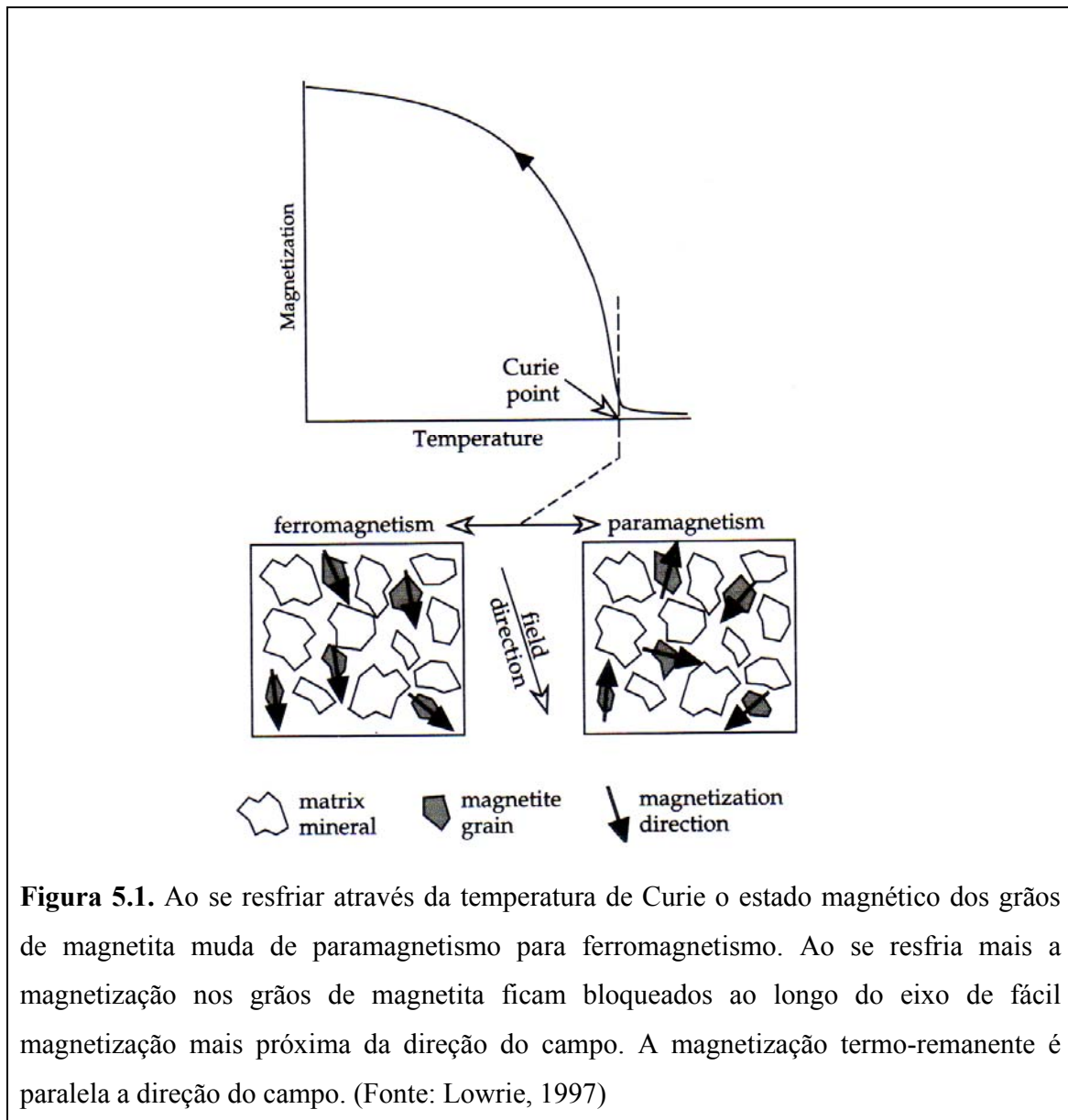
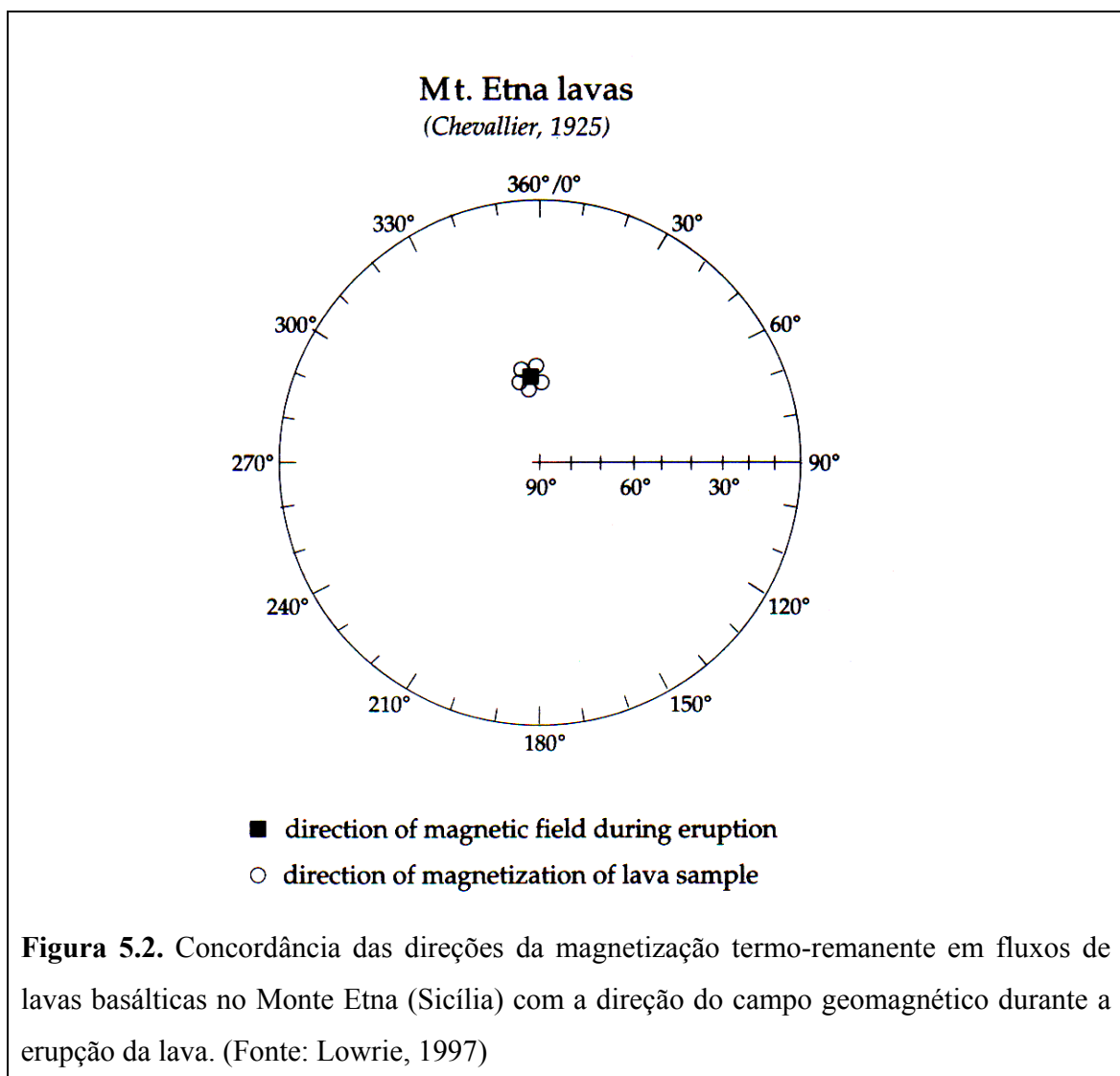


Figura 5.1. Ao se resfriar através da temperatura de Curie o estado magnético dos grãos de magnetita muda de paramagnetismo para ferromagnetismo. Ao se resfria mais a magnetização nos grãos de magnetita ficam bloqueados ao longo do eixo de fácil magnetização mais próxima da direção do campo. A magnetização termo-remanente é paralela a direção do campo. (Fonte: Lowrie, 1997)

Como a rocha esfria na presença do campo geomagnético, ela adquire uma magnetização que registra a direção deste campo. Os momentos são bloqueados ao longo

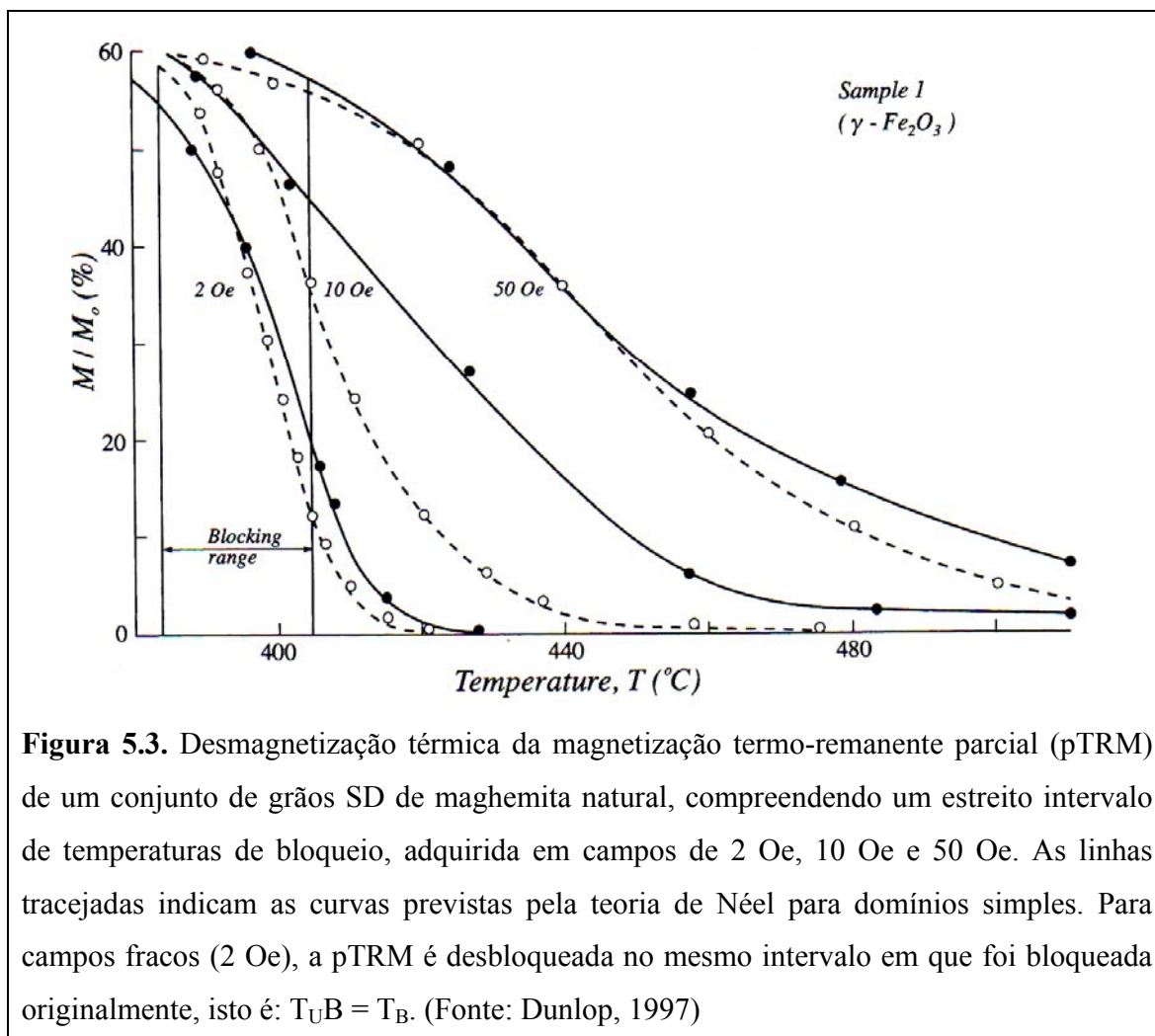
do eixo de fácil magnetização que está mais próximo da direção do campo na época de formação da rocha (**Figura 5.1**). A magnetização representa uma preferência estatística: o alinhamento não é perfeito nem completo. Um conjunto de grãos contém uma porcentagem maior de grãos que têm seus momentos magnéticos alinhados próximos a direção do campo.

A MTR pode ser muito estável e é capaz de registrar com precisão o campo geomagnético (**Figura 5.2**).



5.1.1. PROPRIEDADES DA MTR PARA GRÃOS SD

1- **Dependência da MTR com o campo aplicado H_0 para grãos SD:** existe uma dependência da MTR com o campo aplicado. A **Figura 5.3** mostra curvas de intensidade ($M/M_0 \times T$) obtidas através da desmagnetização térmica de MTRs adquiridas por grãos de maghemita SD em campos de 2 Oe, 10 Oe e 50 Oe. Esta figura mostra claramente a existência da dependência da MTR com o campo aplicado. Para valores de H_0 baixos a MTR é proporcional a H_0 .



- 2- Equivalência entre as temperaturas de bloqueio (T_B) com as temperaturas de desbloqueio (T_{UB}):** a **Figura 5.3** mostra que somente para campos baixos, a MTR adquirida apresenta temperaturas de bloqueio iguais as temperaturas de desbloqueio na desmagnetização térmica em campo zero, isto é, $T_{UB} = T_B$. Este fato é importante, pois as MTRs na natureza são adquiridas na presença do campo geomagnético que apresenta normalmente valores menores do que 2 Oe. Note também que esta propriedade indica que se uma MTR for adquirida em campo fraco por um conjunto de grãos em um intervalo de temperaturas T_2 e T_1 ($T_2 > T_1$), somente os grãos com temperaturas de bloqueio neste intervalo de temperaturas serão bloqueados na direção do campo aplicado, produzindo uma magnetização termo-remanente parcial (pMTR). Na natureza, isto é comum ocorrer em rochas soterradas. As duas propriedades descritas acima são importantes para o estudo de paleointensidades, como veremos mais adiante.
- 3- Dependência de T_B e T_{UB} com o tamanho de grão:** Pelo fato de a temperatura de bloqueio depender do volume do grão, é de se esperar que haja uma dependência da estabilidade da MTR com o tamanho do grão. A **Figura 5.4** mostra isto com clareza através da desmagnetização térmica de MTRs adquiridas por magnetitas com vários tamanhos de grãos. Quanto maiores os tamanhos dos grãos SD, maiores são as respectivas temperaturas de desbloqueio (T_{UB}).
- 4- Dependência da intensidade da MTR com o tamanho do grão:** A teoria prevê que a intensidade da MTR aumenta com o tamanho do grão SD. Isto é o que se observa na **Figura 5.5** para grãos inferiores a 0.1 μm . Entretanto, para grãos MD ($> 0.1 \mu\text{m}$), a **Figura 5.5** mostra que quanto maior o tamanho do grão, menor é a intensidade da MTR adquirida em campos baixos. Note que a intensidade da MTR decresce fortemente até tamanhos de 1 μm ($MTR \propto d^{-1}$), mas este decréscimo diminui para tamanhos maiores do que 1 μm .

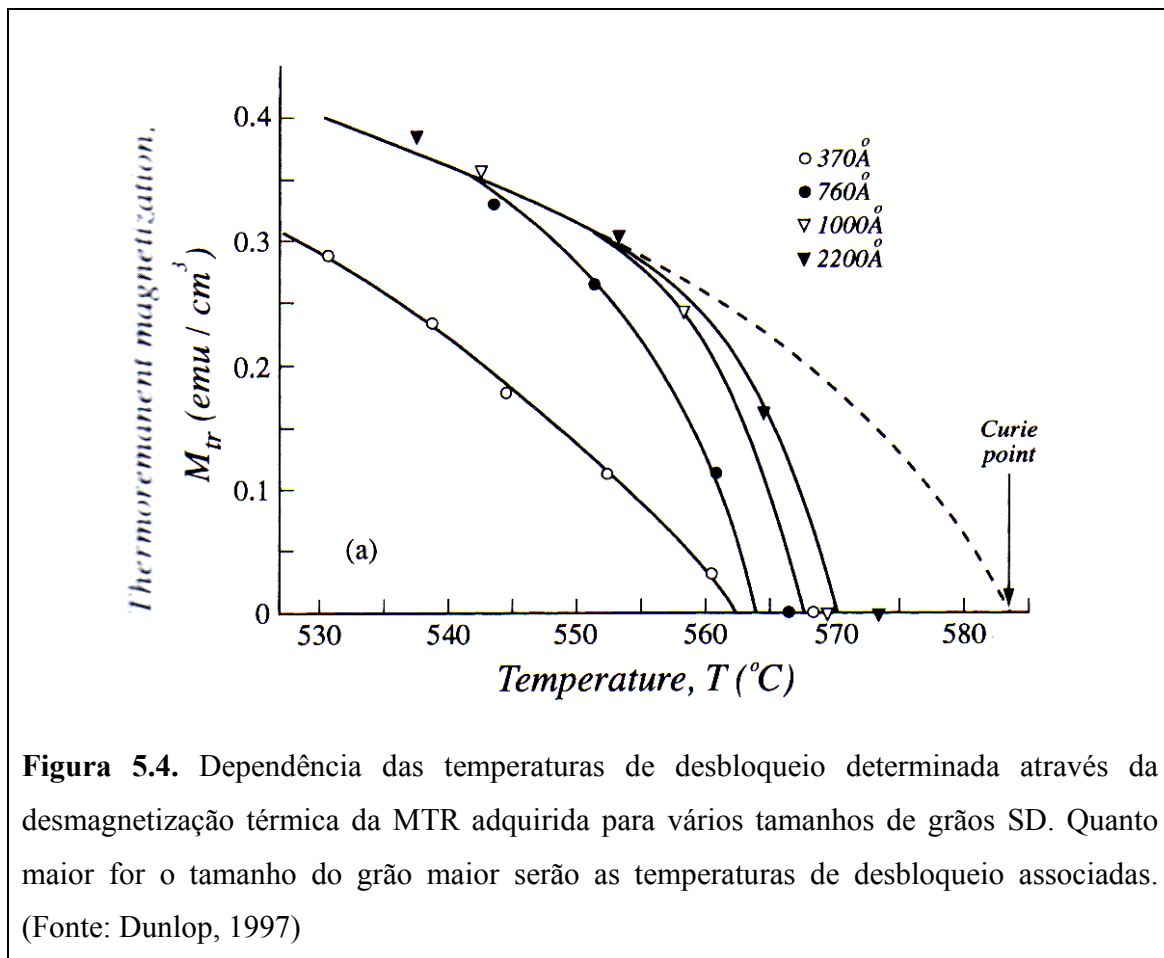


Figura 5.4. Dependência das temperaturas de desbloqueio determinada através da desmagnetização térmica da MTR adquirida para vários tamanhos de grãos SD. Quanto maior for o tamanho do grão maior serão as temperaturas de desbloqueio associadas. (Fonte: Dunlop, 1997)

Um fato importante é o de que a definição de T_B depende do tempo de resfriamento considerado. T_B é normalmente definida para um tempo de resfriamento de 60 s. Entretanto, se considerarmos um tempo maior de resfriamento a temperatura de bloqueio será menor para o mesmo volume de grão. A **Figura 5.6** mostra a dependência da temperatura de bloqueio ou de desbloqueio com o tempo de resfriamento ou aquecimento, respectivamente. Note que grãos que apresentam tempo de relaxação de 1 Ga a 60°C apresentarão tempo de relaxação de apenas 1 s a 275°C . Uma desmagnetização térmica a 200°C deste mesmo conjunto de grãos, por uma hora, conseguirá desbloquear a remanência destes grãos.

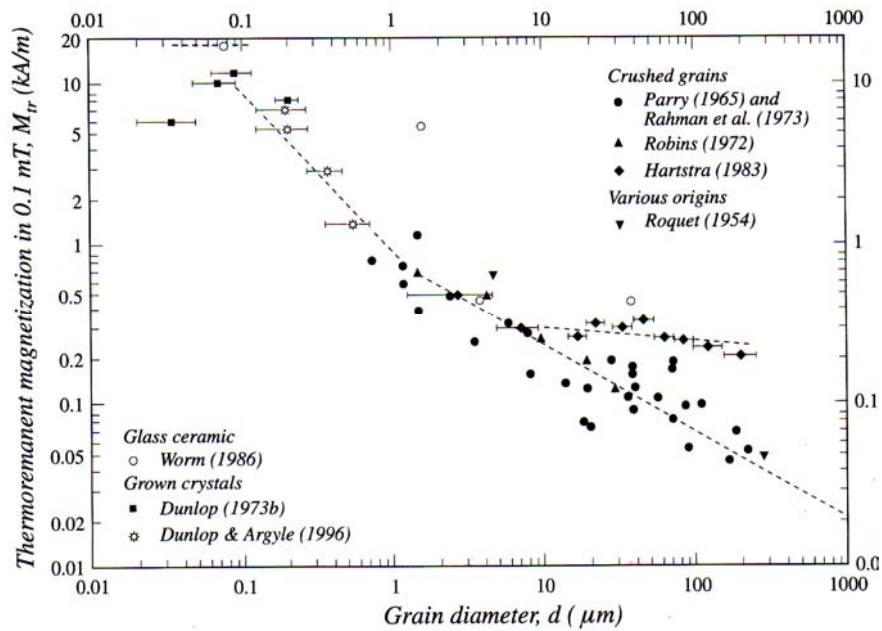


Figura 5.5. A dependência da intensidade da MTR adquirida em campos baixos com os tamanhos de grãos de magnetita.

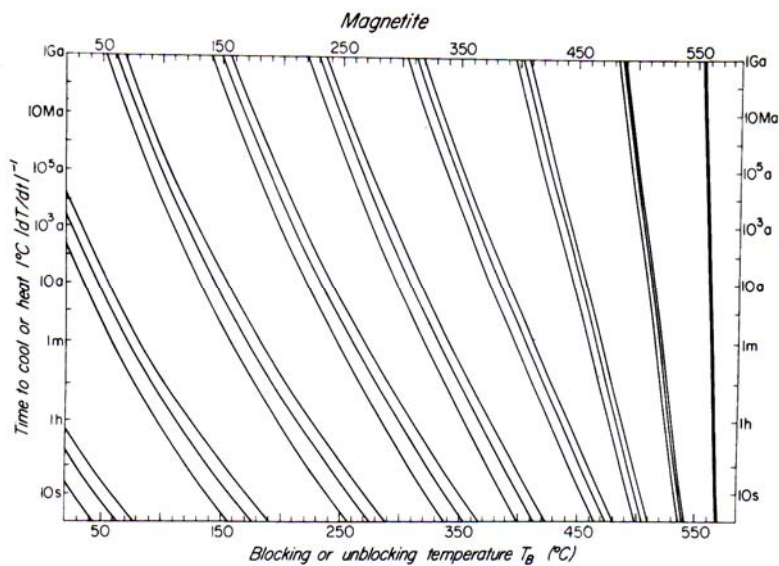


Figura 5.6. Curvas teóricas da dependência do tempo de resfriamento na temperatura de bloqueio para grãos de magnetita SD. As três curvas em cada conjunto indicam 5%, 50% e 95% de bloqueio (desbloqueio) da MTR para conjuntos de grãos com um valor constante de $V \times H_k$ (V – Volume e H_k – coercividade intrínseca do grão). (Fonte: Dunlop, 1997)

5.2. MAGNETIZAÇÃO REMANENTE DEPOSICIONAL (MRD)

A MRD é adquirida durante a deposição de sedimentos. Durante o processo, várias forças (magnética, viscosa, inercial e mecânica) competem no alinhamento físico de partículas magnéticas ferromagnéticas. Durante a queda das partículas, o seu momento de inércia e a viscosidade da água são contrários a atuação do campo geomagnético, o qual exerce um torque na partícula tentando orientá-la na direção do campo. Quando a partícula atinge o solo, temos que considerar o torque mecânico exercido pela superfície em que ela se deposita. A **Figura 5.7** compara o torque exercido por estas forças para vários tamanhos de grãos aproximadamente esféricos. Para grãos menores do que $10\ \mu\text{m}$ o torque magnético supera os outros torques e, durante a deposição, as partículas são orientadas na direção do campo (**Figura 5.8**). Para grãos maiores, as forças mecânicas de gravidade destroem parcialmente o alinhamento magnético alcançado pelo torque magnético.

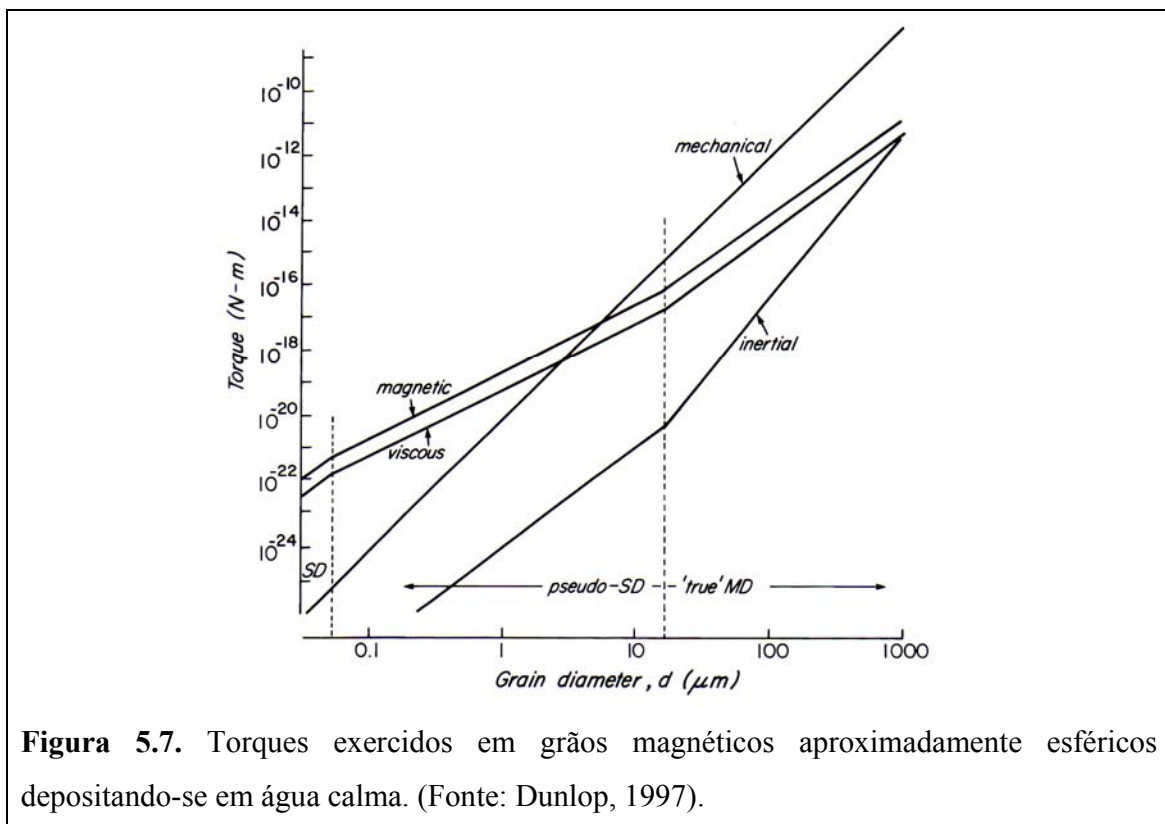


Figura 5.7. Torques exercidos em grãos magnéticos aproximadamente esféricos depositando-se em água calma. (Fonte: Dunlop, 1997).

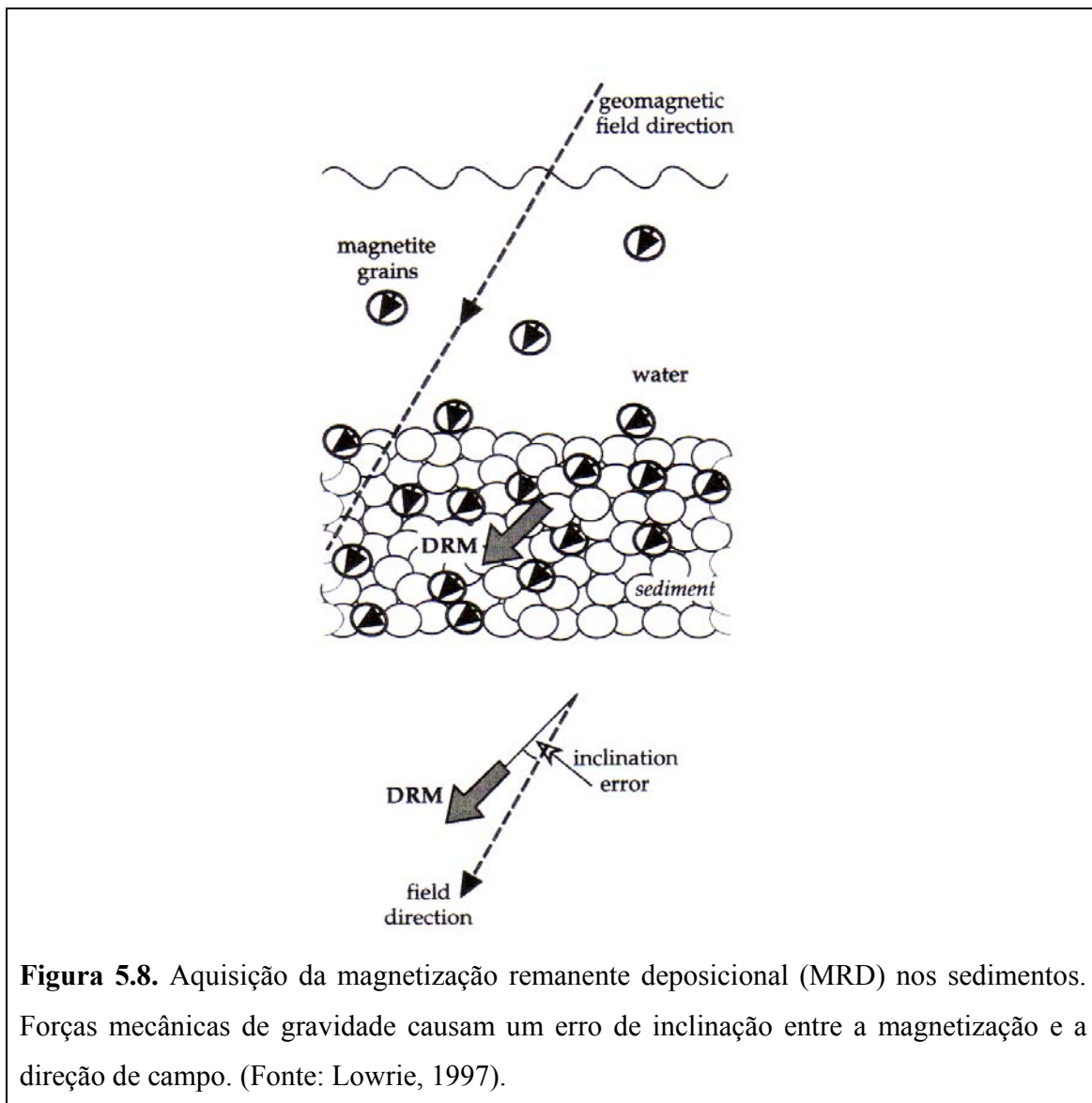


Figura 5.8. Aquisição da magnetização remanente deposicional (MRD) nos sedimentos. Forças mecânicas de gravidade causam um erro de inclinação entre a magnetização e a direção de campo. (Fonte: Lowrie, 1997).

Durante a deposição de grãos alongados, forças mecânicas de gravidade agem no sentido de colocar o eixo mais longo na horizontal (para latitudes mais baixas), quando a partícula atinge o solo. Devido à anisotropia de forma, a suscetibilidade no plano de acamamento do sedimento será maior do que a suscetibilidade ao longo do eixo vertical ao plano, embora a anisotropia produzida seja baixa. Em se tratando de grãos esféricos eles costumam rolar quando atingem o solo irregular. Este efeito tem a tendência de tornar aleatórios os grãos magnéticos. Entretanto, nenhuma anisotropia sistemática é introduzida.

Embora os movimentos dos grãos quando atingem o solo tenham o efeito de torná-los aleatórios, com efeito aleatório na declinação magnética da MRD, eles resultam em um decréscimo sistemático na inclinação I . O erro de inclinação pode ser de 10 a 20%. Há uma tendência do erro de inclinação ser maior em latitudes magnéticas médias (**Figura 5.9**). Se a deposição ocorrer em um plano inclinado pode haver um erro sistemático também na declinação. A compactação dos sedimentos após a deposição pode também produzir mais erros de inclinação (**Figura 5.10**).

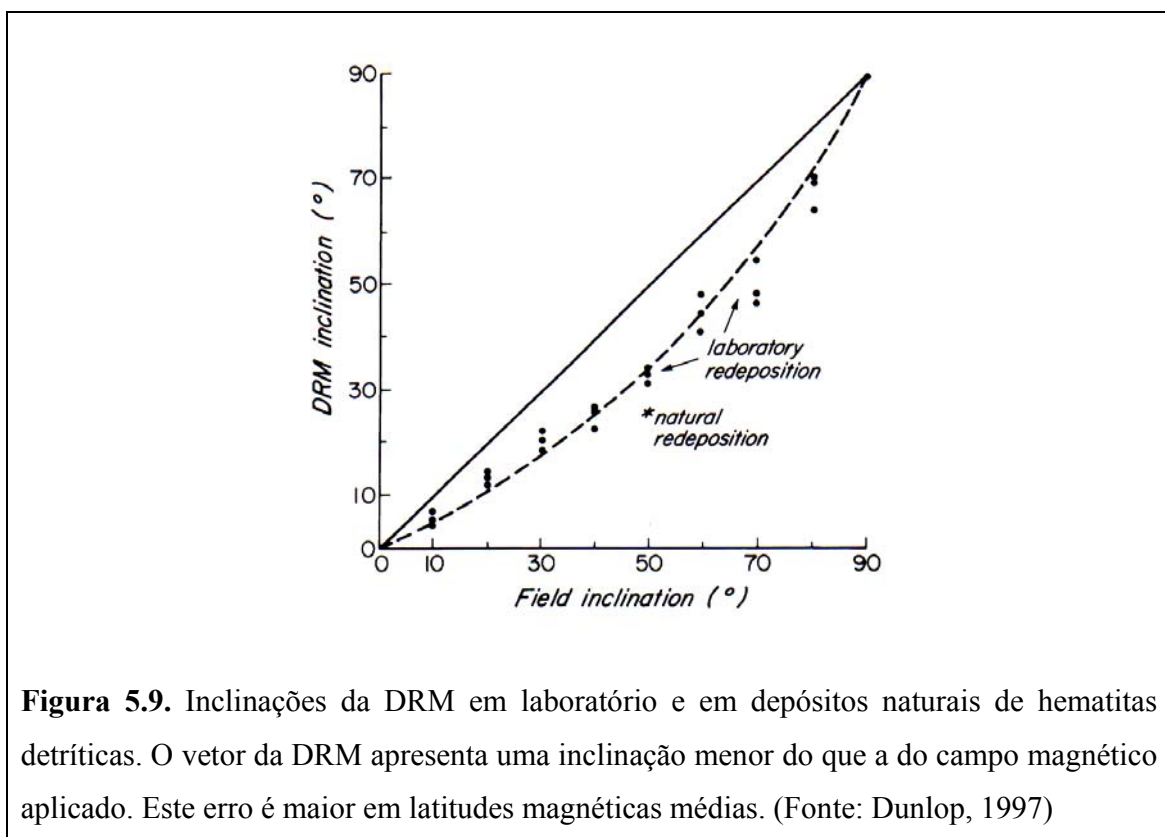
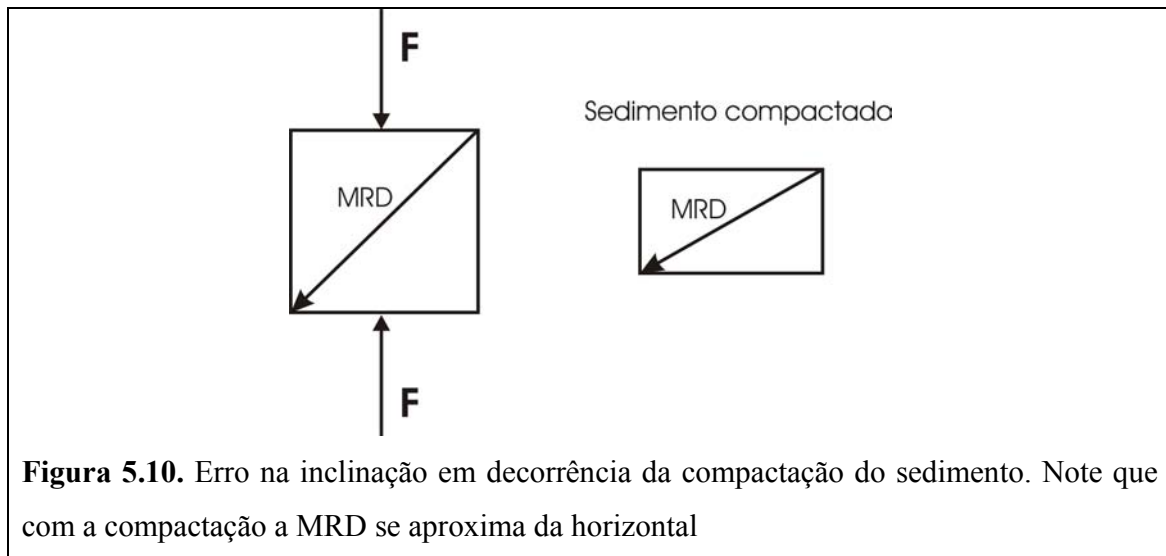


Figura 5.9. Inclinações da DRM em laboratório e em depósitos naturais de hematitas detriticas. O vetor da DRM apresenta uma inclinação menor do que a do campo magnético aplicado. Este erro é maior em latitudes magnéticas médias. (Fonte: Dunlop, 1997)

5.2.1. MAGNETIZAÇÃO REMANENTE PÓS-DEPOSICIONAL (pMRD)

Uma forma diferente de remanência (pMRD) é encontrada em sedimentos de grãos finos. Grãos finos de magnetita situados nos interstícios (poros) dos sedimentos podem se orientar com o campo geomagnético se tiver liberdade de movimento após a deposição. O movimento Browniano das moléculas de água, que continuamente e de modo aleatório

colidem com as partículas nos espaços dos poros, acabam por alinhá-las com o campo geomagnético produzindo uma magnetização remanente pós-deposicional (pMRD). Medidas da pMRD em sedimentos de mar profundo coletados em várias latitudes mostram que elas representam o registro fiel do campo geomagnético, sem apresentar erro de inclinação (**Figura 5.11**).

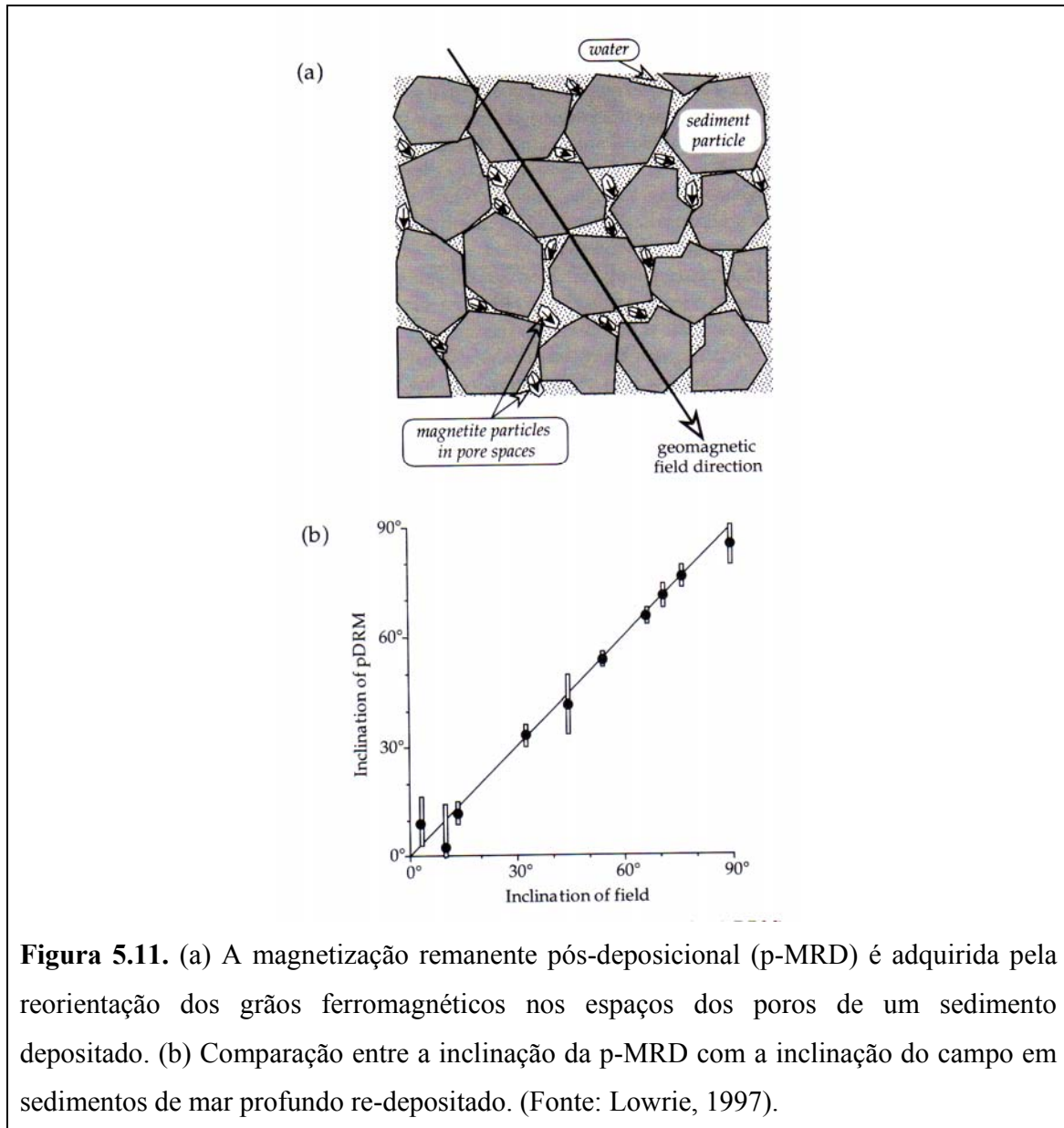


A aquisição da pMRD é posterior a sedimentação e é adquirida durante o processo de compactação e desidratação a uma profundidade de 10 cm. Isto pode trazer um retardamento na fixação da pMRD de 100 anos para sedimentos lacustres e de 10.000 anos para sedimentos marinhos pelágicos. A pMRD é muito eficaz nos sedimentos pelágicos carbonáticos contendo grãos finos de magnetita.

5.3. MAGNETIZAÇÃO REMANENTE QUÍMICA (MRQ)

A MRQ normalmente representa uma magnetização secundária. Ocorre quando um mineral sofre alteração química ou quando um novo mineral é formado autigenicamente. Podemos citar a precipitação de hematita tendo como precursor a goetita ou fluidos saturados em ferro que passam pela rocha (e.g., redbeds – sedimentos vermelhos). Os minerais magnéticos podem também se originar de modificações diagenéticas ou de

oxidações por intemperismo, os quais acontecem normalmente na superfície do grão ou ao longo de fissuras ou fraturas (e.g., formação de maghemita).



Durante o processo, o grão cresce ocorrendo um aumento no seu volume. Além disso, a magnetização espontânea (M_s) e a coercividade (H_c) também variam. Estas mudanças fazem com que o tempo de relaxação aumente. Haverá um volume crítico, acima do qual a magnetização se torna estável e registra o campo geomagnético da época. Em

decorrência do processo de aquisição, a MRQ pode ser tão estável quanto a MTR. Por exemplo, a hematita formada neste processo pode gerar uma magnetização muito estável.

5.4. MAGNETIZAÇÃO REMANENTE ISOTÉRMICA (MRI)

A MRI é adquirida pela aplicação de um campo magnético a temperatura constante. Esta magnetização pode ser induzida na natureza, pela incidência de raios, ou em laboratório pela aplicação de campos magnéticos, geralmente, com a finalidade de se identificar os minerais magnéticos da rocha. Neste caso, campos sucessivamente maiores de campos são aplicados à rocha até que a magnetização atinja a saturação (**Figura 5.12**). A MRI induzida na natureza apresenta, com frequência, intensidades de magnetização muito alta e, normalmente, é difícil isolar a magnetização remanente primária em rochas afetadas por raios.

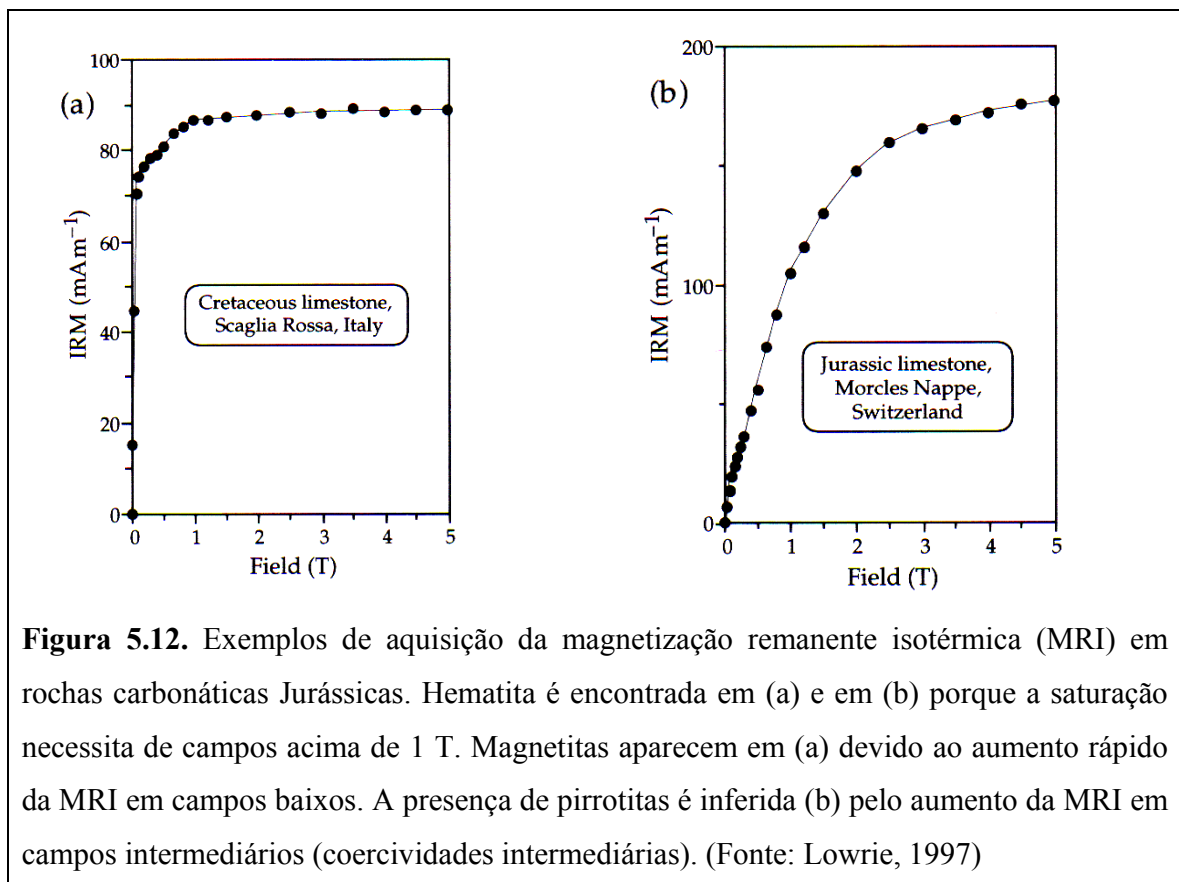


Figura 5.12. Exemplos de aquisição da magnetização remanente isotérmica (MRI) em rochas carbonáticas Jurássicas. Hematita é encontrada em (a) e em (b) porque a saturação necessita de campos acima de 1 T. Magnetitas aparecem em (a) devido ao aumento rápido da MRI em campos baixos. A presença de pirrotitas é inferida (b) pelo aumento da MRI em campos intermediários (coercividades intermediárias). (Fonte: Lowrie, 1997)

5.5. MAGNETIZAÇÃO REMANENTE VISCOSA (MRV)

Nós vimos que a magnetização decai exponencialmente com o tempo (t) de acordo com a equação (apostila 4):

$$M_r(t) = M_r(o) \exp (-t/\tau) \quad (5.1)$$

τ é chamado de tempo de relaxação e varia exponencialmente com o volume (V) do grão e a temperatura (T) da seguinte forma:

$$\tau = (1/v_o) \exp [VK_u / kT] \quad (5.2)$$

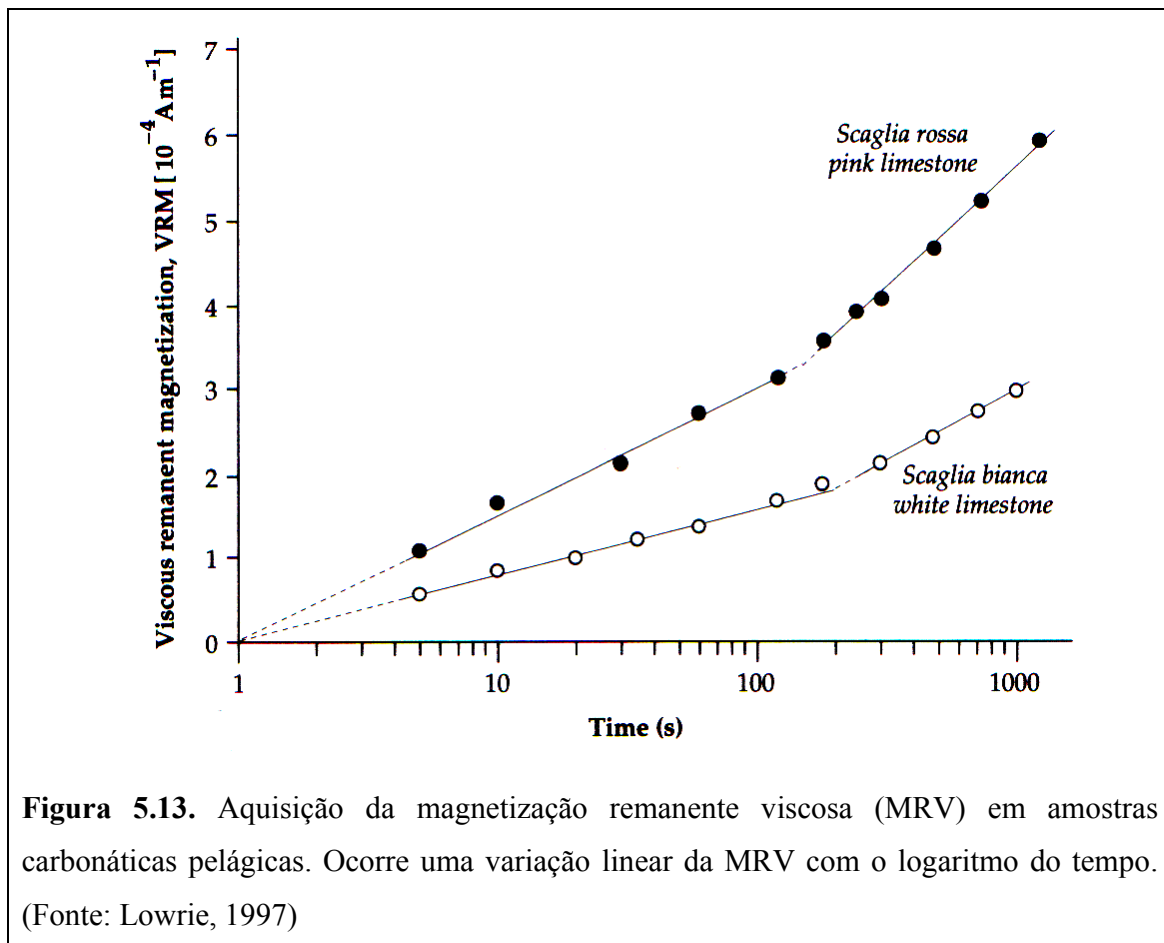
v_o está relacionado com a frequência de vibração da rede cristalina e apresenta um valor alto: $\sim 10^8 - 10^{10} \text{ s}^{-1}$;

K_u depende da anisotropia associada aos grãos magnéticos;

k é a constante de Boltzman;

Os momentos magnéticos afetados neste processo se alinham ao campo magnético atuante (e.g., campo geomagnético) durante o tempo, produzindo uma remanência denominada magnetização remanente viscosa (MRV). A MRV apresenta uma variação linear com o logaritmo do tempo (**Figura 5.13**). É interessante notar que nem todos os grãos de uma rocha são afetados pela viscosidade magnética. Somente os grãos com tempo de relaxação $\tau \leq t$ serão afetados. Quanto maior for o tempo (t) decorrido maior será a quantidade de tamanhos de grãos afetada. A equação 5.2 mostra que a temperatura é um fator importante no tempo de relaxação. Assim, a viscosidade apresenta dependência com a temperatura. Com o aumento da temperatura um número maior de grãos será afetado já que o tempo de relaxação de cada grão diminui. Por consequência a magnetização viscosa também aumenta com a temperatura (**Figura 5.14**). O aumento da temperatura até valores próximos da temperatura de Curie (50-100°C abaixo) dos minerais magnéticos faz com que ocorra um rápido decréscimo da magnetização espontânea dos grãos magnéticos, em decorrência da significativa queda do tempo de relaxação (superparamagnetismo). A

coercividade associada também decresce rapidamente. Isto faz com que a magnetização viscosa aumente significativamente nestas temperaturas (**Figura 5.14**). Pela mesma razão, este intervalo de temperaturas corresponde às temperaturas de bloqueio/desbloqueio associadas aos grãos e ocorre um aumento da suscetibilidade (ou magnetização induzida). Este efeito, chamado de pico de Hopkinson (**Figura 5.15**), é particularmente importante para explicar anomalias magnéticas regionais originadas por fontes crustais profundas que estão a temperaturas próximas da isoterma do ponto de Curie. Curiosamente, grãos de multidomínio (MD) geralmente apresentam picos de Hopkinson muito menores do que grãos de domínio simples (SD). A explicação para isto é e de que os campos desmagnetizantes internos limitam a suscetibilidade a valores $\leq 1/N$ para todas as temperaturas nos grãos MD.



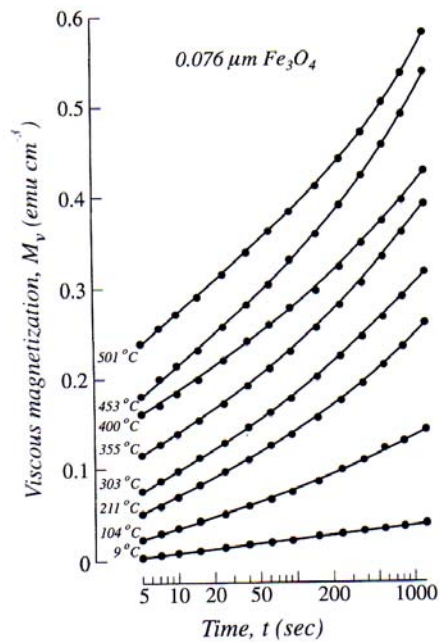


Figura 5.14. Aquisição da MRV a várias temperaturas para magnetitas sintéticas de grãos finos (SD). Os efeitos de viscosidade aumentam com o aumento da temperatura. (Fonte: Dunlop, 1997)

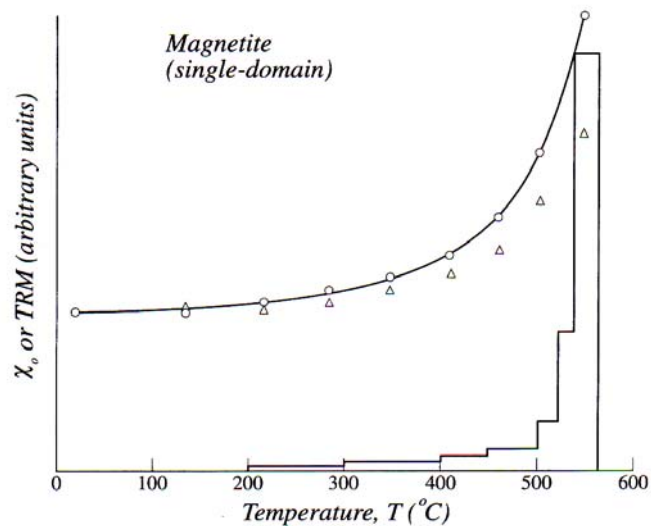


Figura 5.15. O pico de Hopkinson em medidas da suscetibilidade inicial em grãos de magnetita SD. (Fonte: Dunlop, 1997)

5.6. MAGNETIZAÇÃO REMANENTE (M_r) VERSUS MAGNETIZAÇÃO INDUZIDA (M_i)

Cada rocha contém, normalmente, uma quantidade pequena de minerais magnéticos. Como já vimos, estes grãos podem ser magnetizados permanentemente durante a formação da rocha ou por algum processo posterior. Portanto, a magnetização remanente (M_r) está relacionada ao campo geomagnético do passado geológico. Por outro lado, uma magnetização induzida (M_i) é adquirida pela influência do campo geomagnético atual em decorrência do tempo (t) em que a rocha ficou exposta a este campo (magnetização Viscosa). Somente os grãos com tempo de relaxação baixo ($\tau < t$) serão afetados pelo campo, os quais registram a direção do campo atual. Normalmente a direção da M_i é diferente da direção da M_r . A magnetização remanente natural (MRN) é a soma destas duas magnetizações (**Figura 5.16**). A importância relativa entre a M_r e a M_i , as quais compõem a MRN, pode ser expressa pela razão de Königsberger (Q_n), definida pela razão entre as intensidades de magnetização da M_r e da M_i , i. é, $Q_n = M_r / M_i$.

Duas situações são particularmente importantes. A primeira é quando Q_n é muito alto ($Q_n \gg \gg 1$). Neste caso, a MRN é dominada pela M_r (**Figura 5.16b**) e sua direção é essencialmente paralela a M_r . Basaltos oceânicos, formados nas Cadeias Meso-oceânicas pela extrusão e rápido resfriamento pela água do mar, são exemplos de rochas com altos valores de Q_n . Devido ao resfriamento rápido, os grãos de titanomagnetitas formados (TM60) são pequenos e portam uma magnetização termo-remanente muito forte e frequentemente apresentam valores de Q_n em torno de 100 ou maiores. Isto facilita a interpretação das anomalias magnéticas oceânicas, porque, na maioria dos casos, a magnetização induzida (M_i) pode ser desprezada. Outra situação importante é quando Q_n é muito pequeno ($Q_n \ll \ll 1$). Por exemplo, grãos de magnetita grandes apresentam estrutura de multidomínios, sendo que as paredes de domínio se movem facilmente com a presença de um campo magnético. A suscetibilidade magnética é alta e o campo geomagnético pode induzir uma forte magnetização induzida (M_i). Investigações magnéticas de rochas da crosta continental para exploração comercial podem frequentemente ser interpretadas considerando o caso em que $Q_n \ll \ll 1$: a magnetização pode ser assumida como sendo inteiramente induzida e orientada na direção do campo atual no sítio de medida (**Figura**

5.16c), o qual é normalmente conhecido. Isto torna mais fácil o desenvolvimento de um modelo para interpretar a feição responsável pela anomalia magnética.

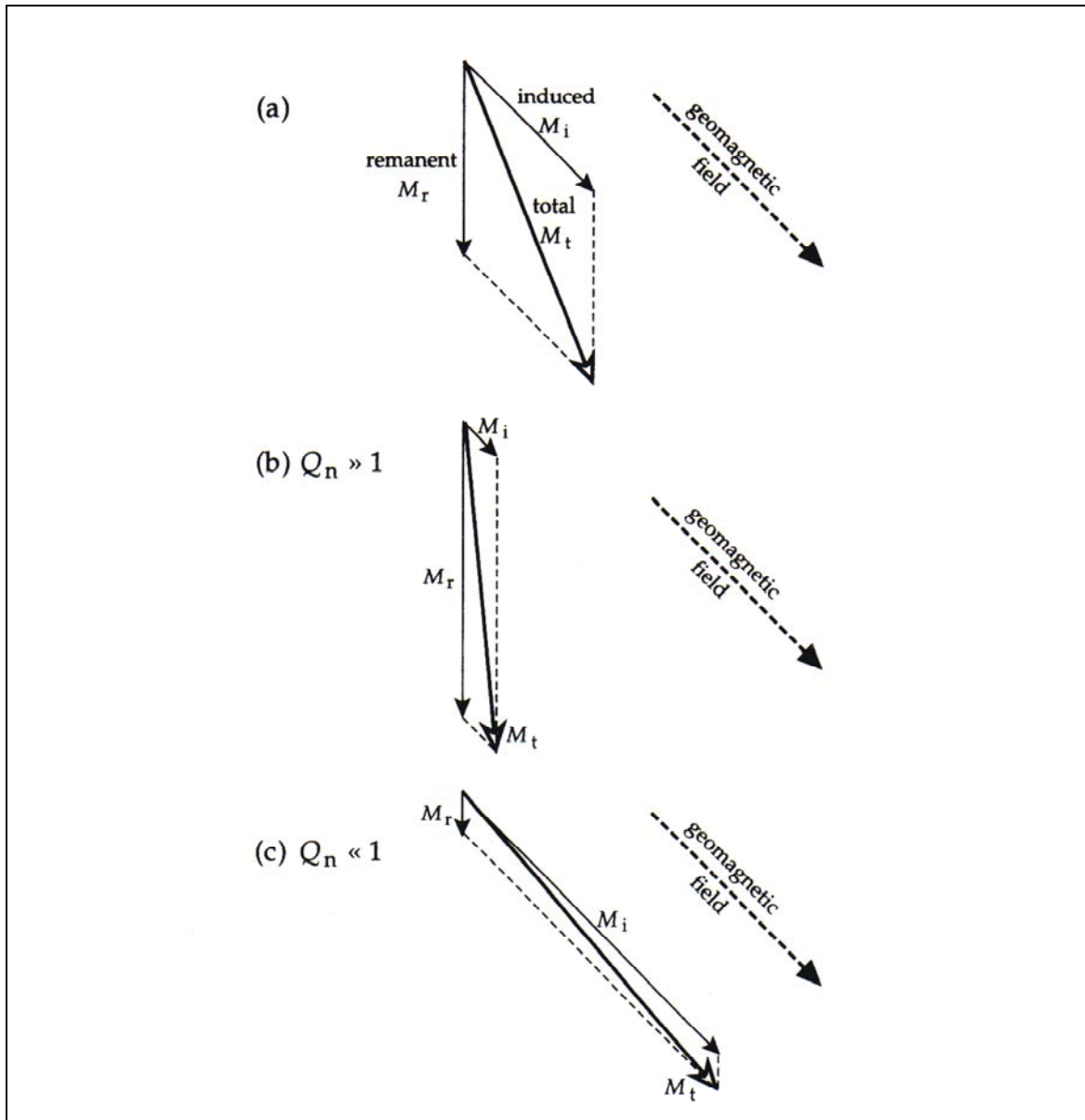


Figura 5.16. Magnetizações remanente (M_r), induzida (M_i) e total (M_t) em uma rocha. (a) caso arbitrário em que M_t é representado pela soma de magnetizações remanente e induzida com intensidades similares; (b) para o caso em que $Q_n \gg 1$, M_t se aproxima de M_i ; (c) para o caso em que $Q_n \ll 1$, M_t se aproxima de M_r .

Texto escrito por Manoel Souza D'Agrella Filho

Fonte bibliográfica

1. David J. Dunlop, Özden Özdemir – Rock Magnetism, Fundamentals and Frontiers, Cambridge University Press, 1997;
2. William Lowrie – Fundamentals of Geophysics, Cambridge University Press, 1997;
3. R. B. Butler, Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes., 1992.
http://geography.lancs.ac.uk/cemp/resources/Butler_book/contents.htm;
4. Lisa Tauxe, Lectures in Paleomagnetism, 2005.
<http://earthref.org/MAGIC/books/Tauxe/2005/>