



FACULDADE • DE • CIÊNCIAS UNIVERSIDADE • DE • LISBOA

Departamento de Engenharia Geográfica, Geofísica e Energia

## Relatório das Práticas

**Trabalho realizado no âmbito da disciplina de Geomagnetismo**

**Mestrado em Ciências Geofísicas**

Andreia Ribeiro

Diogo Lourenço

Frederico Cabral

**2011**

# Índice

1.	Recolha e Orientação de Amostras .....	1
1.1	Laboratório .....	2
1.2	Campo – Penedo do Lexim .....	2
2.	Susceptibilidade Magnética.....	3
2.1	Estudo da Poluição no Campo Grande.....	3
2.2	Susceptibilidade Magnética em Tempestites .....	5
3.	Aquisição e tratamento de curvas IRM .....	6
4.	Desmagnetização AF da magnetização remanescente .....	8
5.	Referências .....	11

## 1. Recolha e Orientação de Amostras

As amostras são retiradas de afloramentos rochosos utilizando furadeiras com brocas diamantadas, utilizando bombas de água para lubrificar e refrescar as brocas.

A orientação dos cilindros de amostra é feita utilizando uma bússola magnética, e se possível, uma bússola solar. No primeiro caso, o da bússola magnética, anotamos para o plano horizontal o Azimute ou Declinação (ângulo com o norte magnético), e para o plano vertical a Inclinação. Na Fig.1 podemos observar esta situação e devemos ter em atenção que a Inclinação é o ângulo  $90^\circ - \alpha$ . Com a bússola solar medimos a Declinação e anotamos a data e hora.

As amostras têm de ser marcadas com caneta de acetato, com uma seta indicando o topo do cilindro e correspondendo à projecção horizontal do Azimute. A projecção vertical do Azimute também deve ser marcada como podemos ver na Fig.1. Uma marcação secundária também é normalmente utilizada.

Os cilindros recolhidos são depois cortados por uma serra eléctrica constituída por dois discos separados de 2.2cm. O diâmetro do cilindro é 2.5cm e temos assim o tamanho de amostra padrão no geomagnetismo, porque é a melhor aproximação a uma esfera. Os pedaços que sobram destes cortes são guardados para análises complementares geoquímicas, de microscopia, etc.

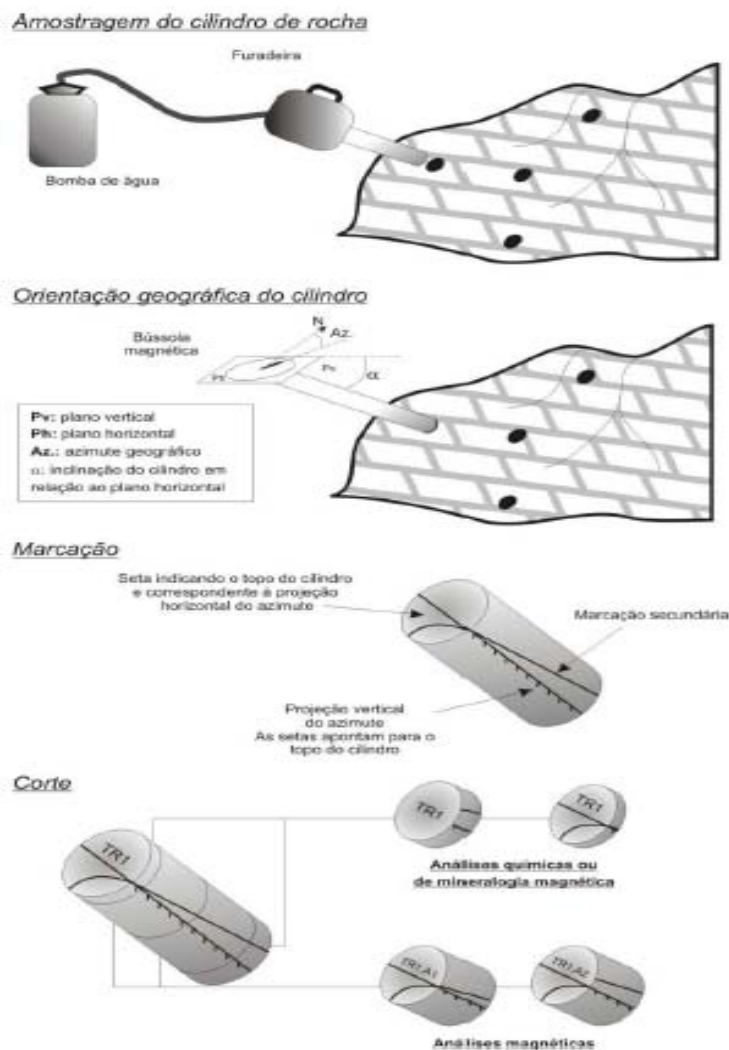


Fig.1 Amostragem, orientação, marcação e corte de amostras para geomagnetismo.

## 1.1 Laboratório

Numa primeira fase em laboratório, apenas fizemos a orientação geográfica de cilindros já retirados. Na rocha em estudo medimos a declinação e a inclinação nos 3 furos identificados na própria rocha como A, B e C. Na Tabela 1 encontram-se os valores medidos por cada elemento do grupo para cada furo.

Tabela 1 – Medições para a declinação e inclinação para os três furos

Furo	A		B		C	
	Declinação (°)	Inclinação (°)	Declinação (°)	Inclinação (°)	Declinação (°)	Inclinação (°)
	168	40	134	48	122	40
	169	39	137	49	125	41
	170	40	138	50	125.5	41
<b>Média</b>	169	39.7	136.3	49	124.2	40.7

## 1.2 Campo – Penedo do Lexim

No dia 1 de Abril de 2011 realizámos a saída de campo ao afloramento do Penedo do Lexim, na região de Mafra, local onde se identifica uma chaminé vulcânica do complexo vulcânico de Lisboa, e se nota claramente um caso de disjunção prismática (arrefecimento perpendicular às paredes da chaminé).

Neste local efectuámos amostragens em dois sítios que podem ser observados na Fig.2.

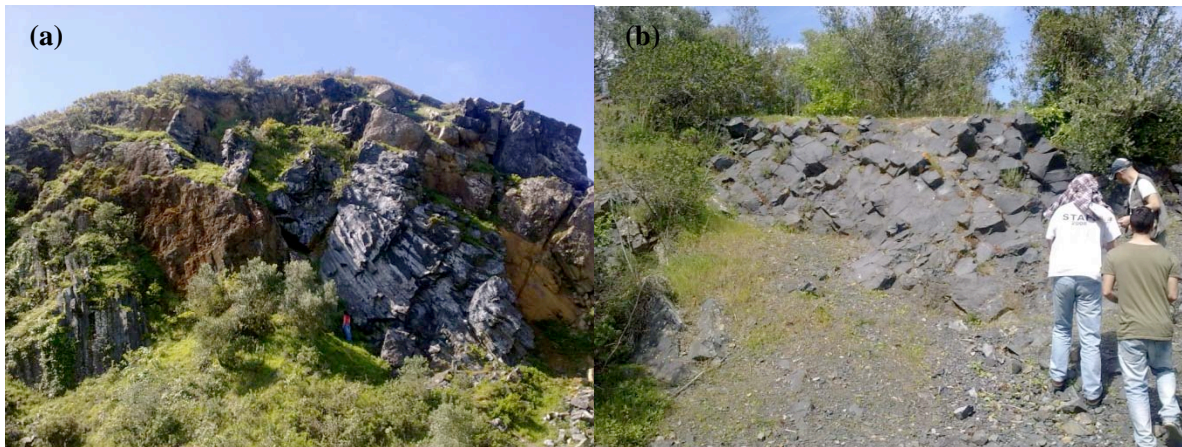


Fig.2 Locais de amostragem: (a) local 2, (b) local 1.

As amostras recolhidas no local 1 foram designadas por LE1x, com  $x$  sendo uma letra, para cada uma das amostragens, de A a F. No local 2 as amostras recolhidas foram designadas por LE2y, e neste caso  $y$  de A a E. Os valores obtidos para a Declinação e a Inclinação, pela bússola magnética, e o ângulo e hora obtidos pela bússola solar encontram-se na Tabela 2. No local de amostragem 2 não se retiraram valores utilizando a bússola solar pois este encontrava-se à sombra.

Tabela 2 – Medições de Orientação das Amostras.

Amostra	Bússola Magnética		Bússola Solar	
	Declinação (°)	Inclinação (°)	Ângulo (°)	Hora
LE1A	353	40	346	13h11
LE1B	355	35	345	13h20
LE1C	335	40	329	13h25
LE1D	16	42	8	13h29
LE1E	22	61	340	13h35
LE1F	25	58	348	13h39
LE2A	179	74	Sombra	Sombra
LE2B	179	42	Sombra	Sombra
LE2C	196	71	Sombra	Sombra
LE2D	198	78	Sombra	Sombra
LE2E	193	76	Sombra	Sombra

## 2. Susceptibilidade Magnética

A susceptibilidade magnética é o quão susceptível a ser magnetizada pode ser uma amostra. Esta pode ser representada de duas formas: por unidade de volume ( $\text{SI}/\text{cm}^3$ ) designa-se por  $k$ , ou por unidade de massa ( $\text{SI}/\text{g}$ ) designa-se por  $\chi$ . A susceptibilidade magnética é directamente proporcional à magnetização ( $J=k.H$ ) e varia em função do tipo de rocha e consoante a composição e concentração dos minerais de ferro, do tamanho do grão e da temperatura.

Esta propriedade física, a susceptibilidade magnética, permite obter informações sobre a natureza dos portadores magnéticos, como por exemplo a Temperatura de Curie, e permite também estudar os mecanismos geológicos globais no caso de rochas sedimentares. Isto é, por exemplo no caso das rochas sedimentares marinhas, estas têm a capacidade de registar as variações climáticas na Terra de uma forma contínua, devido ao facto da quantidade de óxidos e sulfatos de ferro dependerem fortemente das alterações do clima. As taxas de alteração das rochas continentais podem variar segundo três parâmetros principais que podem estar interligados: a tectónica, o clima e o eustatismo (variações do nível do mar relativamente aos continentes). Estes parâmetros são controlados pelos ciclos orbitais de Milankovitch que correspondem aos ciclos de precessão, obliquidade e excentricidade.

A susceptibilidade magnética das amostras foi medida utilizando um sistema Kappabridge KLY-2. As amostras recolhidas foram pesadas numa balança electrónica de alta precisão, de forma a ser obtida a susceptibilidade por unidade de massa,  $\chi$ .

### 2.1 Estudo da Poluição no Campo Grande

A poluição pode ser avaliada através da susceptibilidade magnética pois as emissões antropogénicas de carros e fábricas, por exemplo, emitem muitos óxidos de ferro que se depositam no solo à superfície. Assim, através de medições da susceptibilidade magnética de amostras do solo recolhidas num dado local podemos avaliar os níveis de poluição.



As amostras analisadas em laboratório foram recolhidas na zona do Campo Grande, sendo a sua distribuição espacial mostrada na Fig.3. Como é possível observar na figura dividimos a região em estudo em diferentes zonas entre estradas. À medida que nos aproximávamos da estrada a distância de recolha entre as amostras era diminuída.

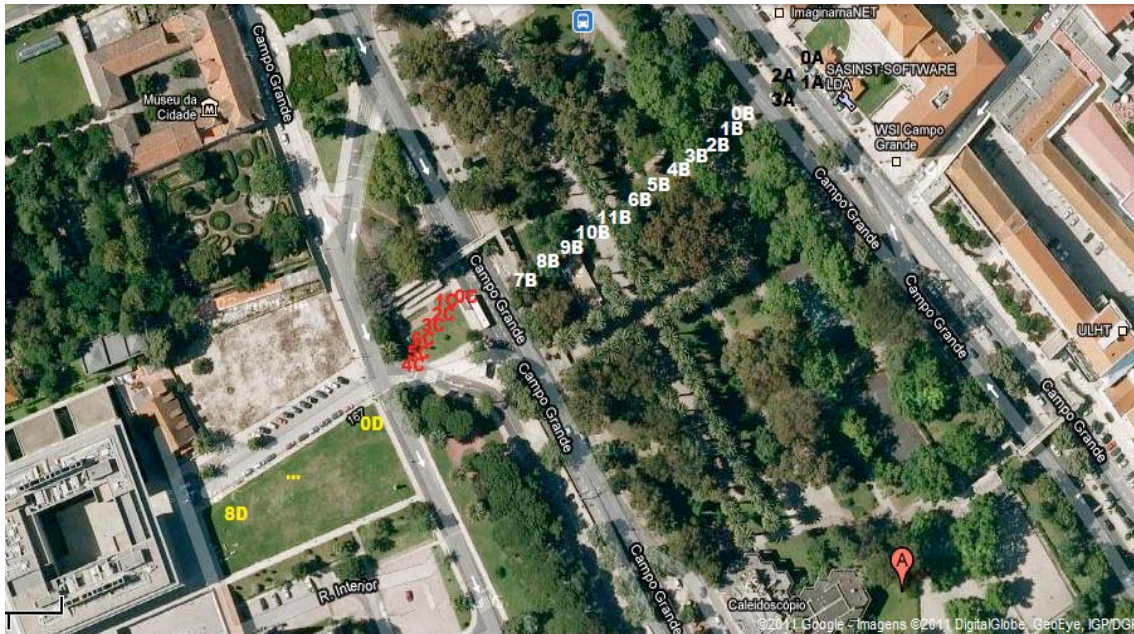


Fig.3 Distribuição espacial das amostras recolhidas.

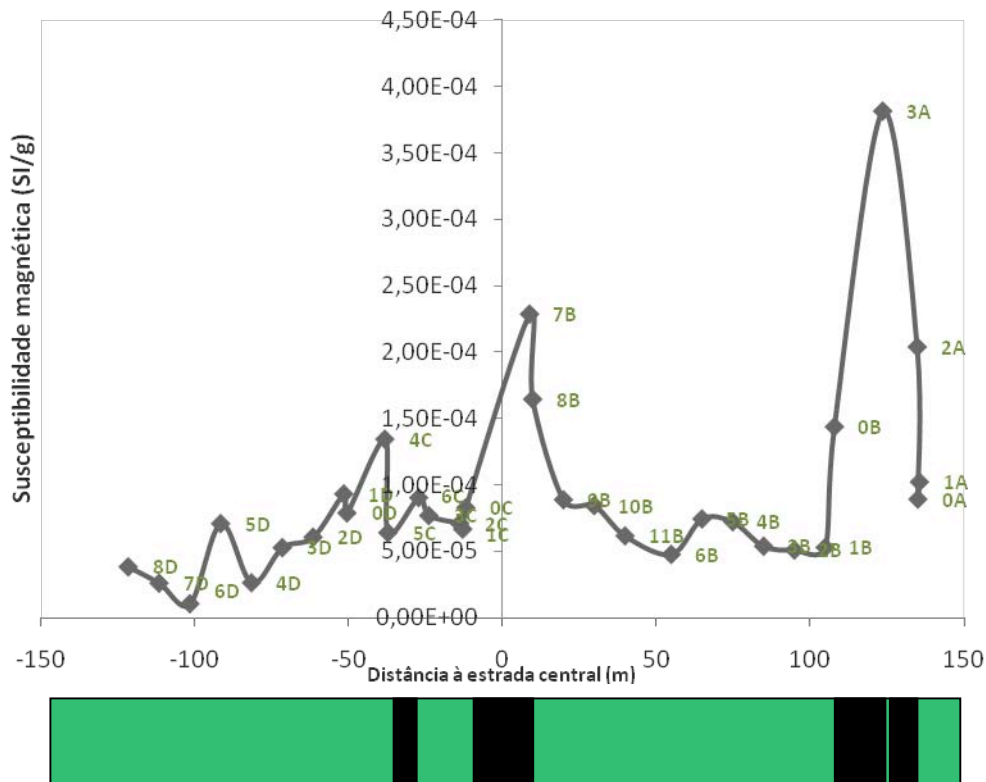


Fig.4 Susceptibilidade magnética em função da distância à estrada central. Em baixo do gráfico encontra-se a projecção horizontal do caso em estudo em que o verde significa jardins ou passeios e o preto representam as estradas.

Na Fig.4 podemos ver os valores obtidos para as medidas da susceptibilidade magnética em função da distância à estrada central. As outras estradas podem ser vistas através da barra em baixo do gráfico. Podemos observar claramente que o solo recolhido mais perto das estradas tem uma susceptibilidade magnética mais alta, o que seria de esperar devido à maior emissão de óxidos de ferro emitidos pelos carros. Logo quanto maior a susceptibilidade magnética, maior a poluição. Os valores de SM mais altos acontecem perto das estradas mais largas, logo são as estradas onde passam mais carros de forma mais frequente e onde a poluição é maior. O pico mais alto de SM foi recolhido num canteiro no meio de duas estradas, daí os valores tão altos de poluição.

## 2.2 Susceptibilidade Magnética em Tempestites

A tempestite é um tipo de rocha sedimentar formada por acção de ondas de tempestade. A análise da susceptibilidade magnética nestas rochas pode ser um bom proxy do clima e ambiente passados. Desta forma foram analisadas um conjunto de amostras provenientes de Casa del Pino em Bonares, Espanha.

As amostras analisadas foram obtidas num perfil vertical e que se pode observar na Fig.5.

Na Fig.6 podemos ver a susceptibilidade magnética em função da altura de sedimentos e uma representação esquemática à escala da estrutura geológica, assim como da composição detrítica da camada. Podemos ver que a curva da susceptibilidade magnética oscila, mesmo dentro um único estrato, o que indica que os aportes detríticos, e também os aportes de óxidos e sulfatos de ferro, não foram constantes ao longo do tempo. Isto deve-se, maioritariamente, a variações do nível médio do mar pois quanto mais baixo estiver o nível médio do mar, maior será a zona de erosão e consequentemente maior o aporte de detritos. No entanto, existe um outro factor que impera sobre o atrás descrito. Com a diminuição do nível médio do mar (geralmente associado a um aumento de temperatura da atmosfera) vão formar-se carbonatos ao invés de argilas, porque os carbonatos precipitam em meio raso o que conduz a uma diminuição do aporte detrítico. Os carbonatos provêm de uma precipitação biogénica, ou seja, de restos de cascas calcárias de organismo e como as calcites são diamagnéticas a susceptibilidade magnética dos carbonatos é baixa. Assim, a susceptibilidade magnética, além de informar sobre as variações do fluxo detrítico na bacia, informa sobre o aumento ou diminuição da sedimentação de carbonatos que se encontram ligados a mudanças do nível do mar, mudanças essas controladas pelo clima.



Fig.5 Perfil de amostragem em Casa del Pino, Bonares.

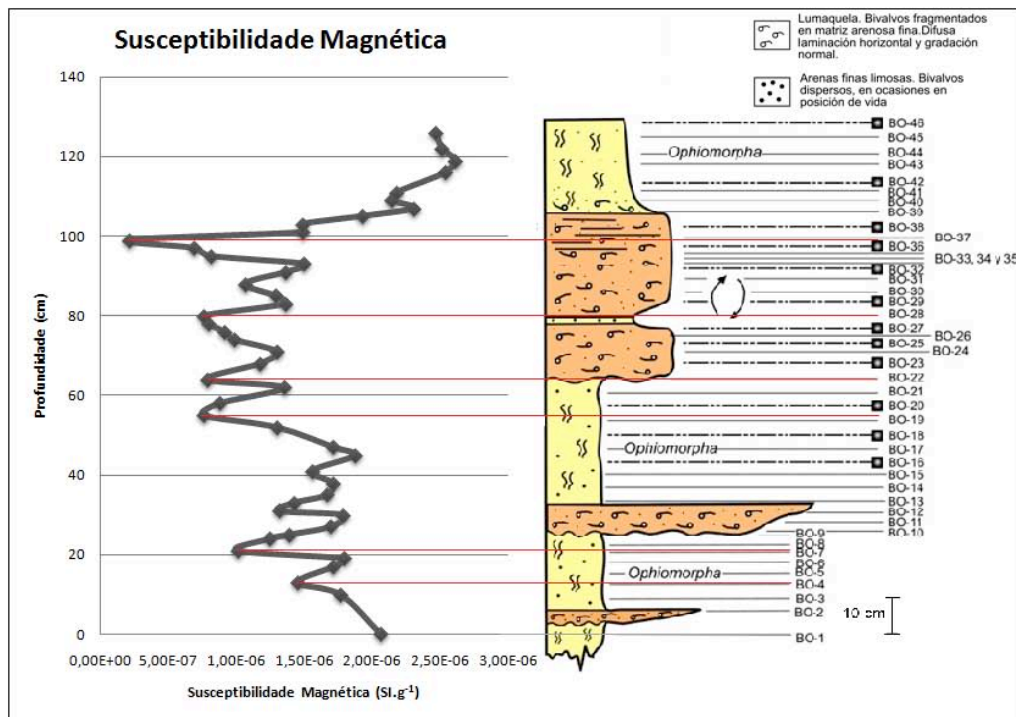


Fig.6 Susceptibilidade Magnética em função da altura dos sedimentos (esquerda) e representação esquemática da estrutura geológica (direita).

Da análise do gráfico de susceptibilidade na Fig.6 é possível retirar que abaixo dos 50cm de altura de sedimentos, apesar de existirem oscilações dos valores de SM, pode ser definido um valor central por volta dos  $1.5 \cdot 10^{-6}$  SI/g e entre os 50 e os 100cm pode ser definido um valor central de aproximadamente  $1.25 \cdot 10^{-6}$  SI/g. Quando relacionados estes valores médios com o perfil vertical da estrutura geológica da Fig.6 podemos observar que a zona de altura de sedimentos até 50cm têm predominância de arenitos enquanto que na zona dos 50 aos 100cm encontram-se maioritariamente carbonatos, que têm valor de SM mais baixo. Em suma, num primeiro período o nível médio do mar deverá ter sido mais alto e portanto as temperaturas médias deverão ter sido mais baixas.

O pico mais extremo que temos nos nossos dados, encontra-se por volta dos 100cm de altura dos sedimentos. O pico apresenta valores de SM muito baixos, ou seja tivemos um extremo do nível médio do mar mais baixo, havendo conseqüentemente muita formação de carbonatos. Acima dos 100 cm, vemos que há uma tendência dos valores de SM voltarem a um nível de valores centrais mais altos, em consonância com os valores mais antigos (abaixo dos 50cm). Ou seja, os dados parecem indicar que houve um período em que o nível médio do mar foi mais baixo e portanto as temperaturas médias da atmosfera foram mais altas.

### 3. Aquisição e tratamento de curvas IRM

A Magnetização Remanescente Isotérmica (IRM) é um tipo de magnetização produzida por um campo contínuo  $H$ , quando aplicado a temperatura constante e durante uma escala de tempo de alguns segundos. É instável porque a magnetização remanescente decai exponencialmente com o tempo depois da indução. Este método tem como vantagens principais a rapidez e a preservação da amostra para eventuais medições no futuro.

Após cada etapa de indução magnética mede-se a magnetização até à saturação da amostra (SIRM). As curvas de aquisição de IRM dão-nos dois parâmetros essenciais: a SIRM, ou IRM de saturação, e a força coerciva remanescente,  $H_{cr}$ , que são característicos dos minerais. Através da forma da curva podemos saber o tamanho do grão: grão MD se a curva for côncava e grão SD se a curva for convexa.



Robertson & France (1994) mostraram que as curvas de aquisição de IRM podem ser descritas por uma curva cumulativa de tipo log-Gaussian, CLG. Através deste método podemos analisar misturas de minerais pela decomposição da curva de IRM em várias curvas CLG. Cada uma das curvas de CLG é descrita pelos valores específicos de SIRM, coercividade média e índice de dispersão (DP). Este método tem a capacidade e a vantagem de caracterizar minerais altamente coercivos, por exemplo a hematite e goetite, mesmo que a amostra não tenha alcançado o estado de saturação.

No nosso trabalho foram analisadas duas amostras em que foram induzidos campos até aproximadamente 1000mT. A cada passo de indução, a magnetização era medida através do magnetómetro JR-6. Para tratar os dados foi usado o tratamento LAP-GAP-SAP de Kruiver *et al.* (2001).

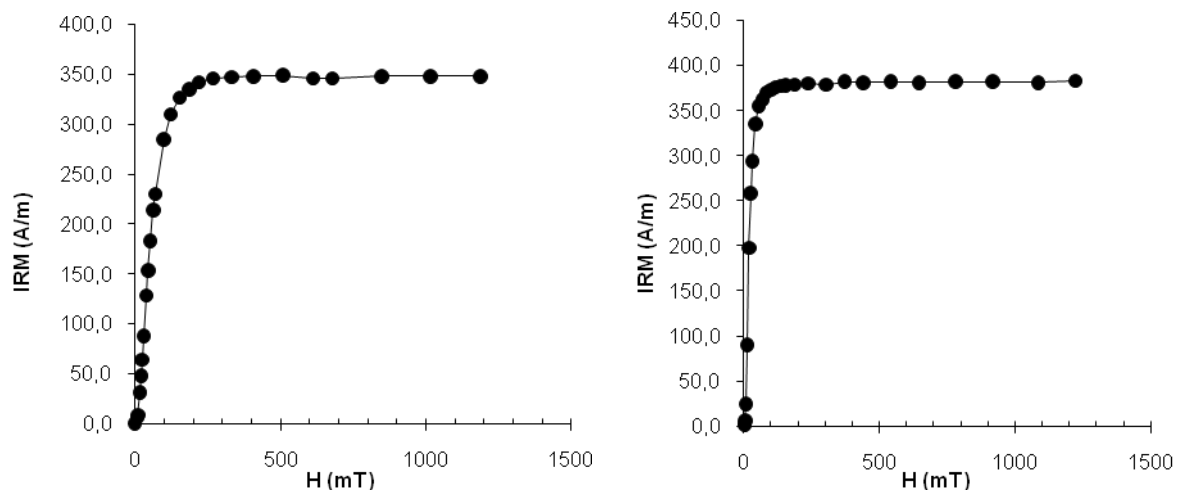


Fig.7 Curvas de IRM para a amostra JI.3 (esquerda) e amostra AO.4 (direita).

Na Fig.7 podemos observar as curvas de IRM para as duas amostras em estudo. Para a amostra JI.3 podemos observar que o ponto de SIRM é atingido por volta de 346 A/m para um campo de intensidade 268 mT. Para a amostra AO.4 o SIRM é atingido a 370 A/m correspondente a um campo de intensidade 84 mT. Tendo em conta que há a estabilização do IRM em campos de baixa intensidade e que a sua distribuição segue apenas uma curva exponencial podemos inferir que as amostras apresentam apenas um componente magnético.

O tratamento através do método CLG das curvas IRM obtidas pode ser observado nas Fig.8 para a amostra JI.3 e na Fig.9 para a amostra AO.4.

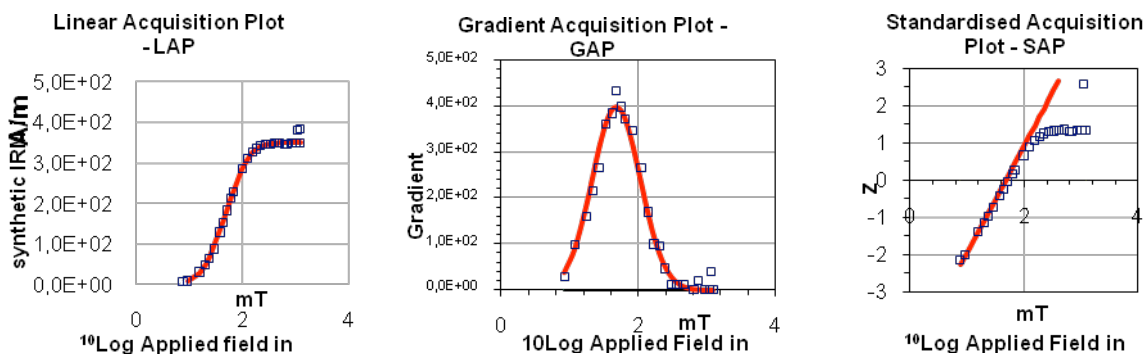


Fig.8 Método CLG para a amostra JI.3.

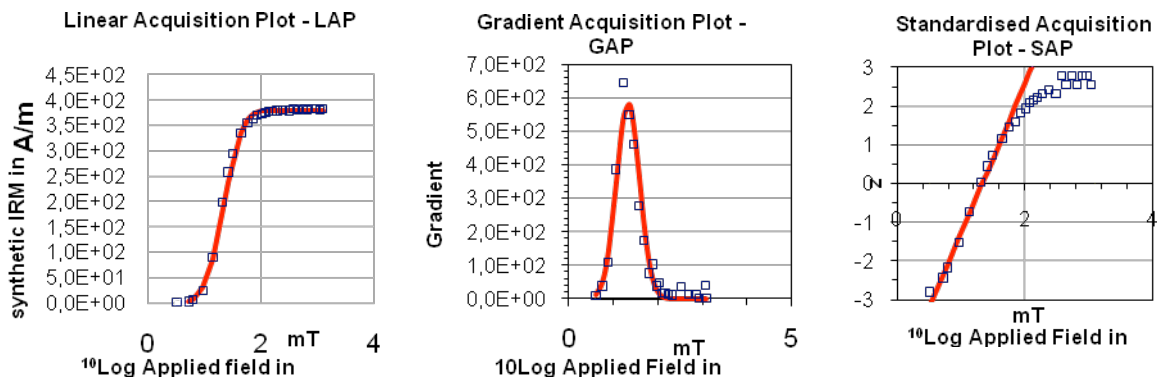


Fig.9 Método CLG para a amostra AO.4.

Podemos observar que as curvas se ajustam de forma adequada aos dados obtidos para as nossas amostras. Podemos retirar que as amostras em estudo são apenas compostas quase exclusivamente por um único tipo de mineral, que será a magnetite porque as nossas amostras atingem o valor de saturação em campos com intensidades por volta dos 100mT.

Na amostra JI.3 há evidências de um segundo mineral ferromagnético, apesar da sua contribuição para os valores de ajuste no método de CLG ser apenas de 0.7%.

#### 4. Desmagnetização AF da magnetização remanescente

A magnetização remanescente natural (MRN) corresponde à magnetização gravada na rocha durante o seu processo de formação. Em cristais SD a magnetização remanescente decresce exponencialmente com o tempo, dado pela seguinte equação:

$$J_r(t) = J_{r0} \exp\left(\frac{-t}{\tau}\right), \quad \tau = \frac{1}{C} \exp\left(\frac{vh_c j_s}{2kT}\right)$$

Sendo  $J_r$  a magnetização remanescente,  $\tau$  o tempo de relaxação,  $C$  o factor de frequência,  $v$  o volume dos grãos SD,  $h_c$  a coercividade dos grãos SD,  $j_s$  a magnetização de saturação e  $kT$  a energia térmica.

Para determinar as direcções do MRN usamos técnicas de desmagnetização feitas passo a passo e que permitam saber a orientação média da magnetização (medindo com um magnetómetro) através de análises de componentes principais (ACP). Cada orientação média é representada por um ponto na projecção estereográfica, sendo posteriormente feita uma média de todas as orientações utilizando o programa Remasoft30 para obtermos a componente magnética média das amostras. Assim, a desmagnetização em campo alternado (AF) é um desses métodos. Consiste em expor a amostra a um campo alternado comparável a uma função sinusoidal cuja magnitude decresce com o tempo. O procedimento consiste em medir a MRN a cada passo de desmagnetização. A resposta à Desmagnetização AF depende da resposta da coercividade dos minerais ferromagnéticos e em cada passo a contribuição de todos os grãos cuja coercividade seja menor que o valor máximo de desmagnetização para esse passo é destruída e apenas a MRN dos grãos cuja coercividade seja maior ou igual que o valor máximo de desmagnetização será preservado.

Através das médias obtidas podemos calcular a posição do paleopólo do caso em estudo. No nosso caso a turma fez análises de várias amostras do Brasil, no entanto como os resultados obtidos para a componente média magnética não eram bons, utilizaram-se outras amostras dadas pelo professor que foram tratadas através do método ACP e estatística de Fisher, de forma a obtermos finalmente a projecção do paleopólo.

Na Fig.10 podemos encontrar o gráfico ortogonal e a curva de desmagnetização para a amostra que nos competiu estudar, a CP58-M3. No gráfico ortogonal podemos ver que existe uma direcção preferencial para os vectores magnéticos da amostra. Essa direcção é mais marcada para a direcção vertical, enquanto que para a direcção horizontal parecem existir duas direcções preferenciais, que podemos ver no gráfico: uma direcção mais perto do ponto central do gráfico ortogonal, a outra mais afastada do ponto central. Quanto à curva de desmagnetização, esta indica a presença de minerais ferromagnéticos pouco coercivos porque a desmagnetização é total para um campo de aproximadamente 15 mT.

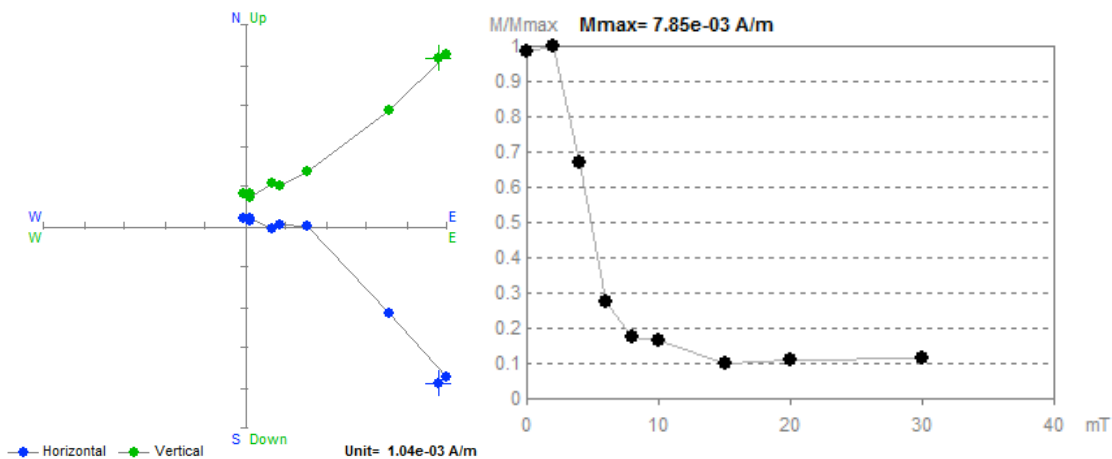


Fig.10 Gráfico ortogonal (esquerda) e curva de desmagnetização (direita) para a amostra CP58-M3.

Através de todas as amostras estudadas nas aulas, e depois de obtidas as declinações e inclinações para cada uma delas, calcula-se a componente média de todas elas. É possível observar isso na Fig.11. No entanto como estudámos poucas amostras, o erro associado à direcção e componente média é muito alto, e portanto os resultados obtidos foram muito imprecisos, sendo inclusivos.

De forma a podermos continuar o nosso trabalho, o professor forneceu-nos um *set* de novas amostras, cuja projecção estereográfica pode ser vista na Fig.12 (a). Na Fig.12 (b) podemos ver a projecção estereográfica apenas para as amostras que permitem obter o menor erro (neste caso  $\alpha_{95}$ ) para o cálculo da componente média, cuja declinação e inclinação podem ser vistas na mesma figura.

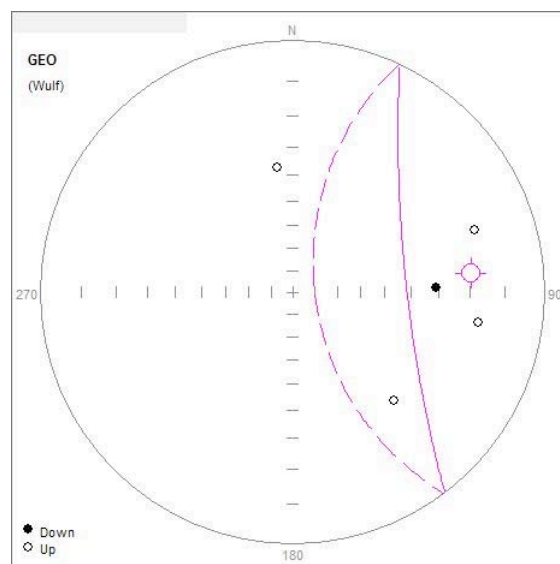


Fig.11 Projecção estereográfica de todas as amostras analisadas nas aulas práticas.

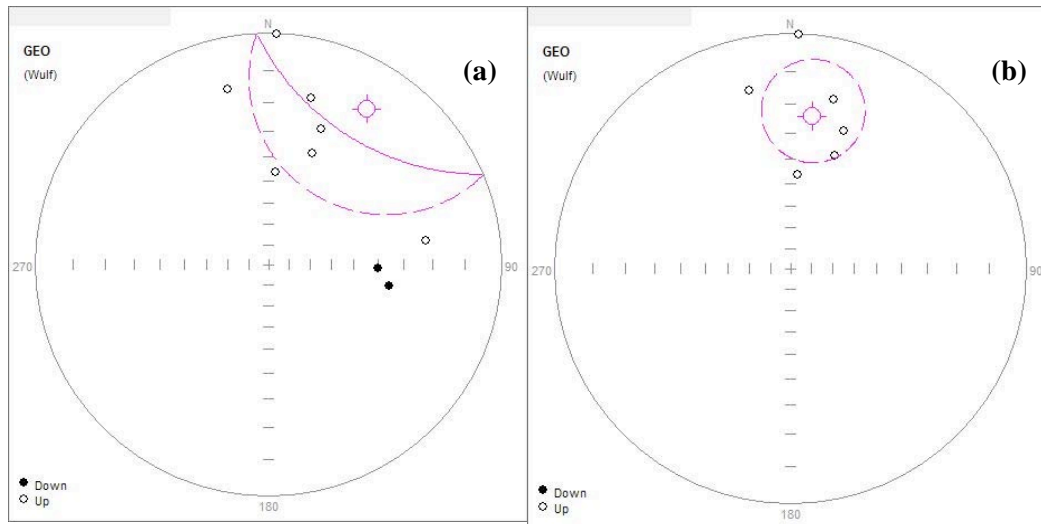


Fig.12 Projecção estereográfica dos dados das amostras fornecidos pelo professor: (a) para todas as amostras, (b) apenas as amostras para o melhor valor de  $\alpha_{95}$ .

Com os resultados obtidos calculamos o paleopólo, ou seja o ponto sobre a superfície da Terra que melhor aproxima a localização do pólo geomagnético na altura da aquisição da magnetização remanescente pela rocha. O cálculo e projecção do paleopólo foram feitos no programa *gmap*.

Sabemos que a idade da rocha coincide com a época do Gondwana. Assim, para vermos se a magnetização da rocha é primária projectamos o paleopólo calculado juntamente com a curva de deriva aparente polar do Gondwana. No entanto, tal como se pode ver na Fig.13 (a) não existe coincidência. Mas, projectando o paleopólo calculado na curva de deriva aparente polar do Cretácio (mais recente que o Gondwana), vemos que existe coincidência. Ou seja, podemos concluir que as rochas em estudo sofreram uma remagnetização posterior à sua formação, mais precisamente na altura do Cretácio.

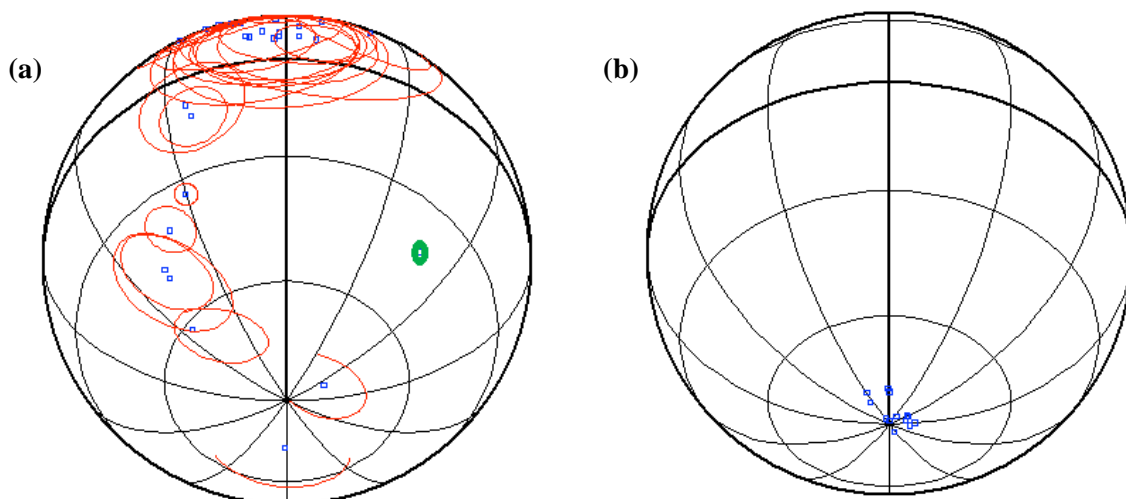


Fig.13 Projecção do paleopólo calculado, juntamente com: (a) curva de deriva aparente polar do Gondwana, (b) curva de deriva aparente polar do Cretácio.

## 5. Referências

Butler, R. F. (2004). PALEOMAGNETISM: Magnetic Domains to Geologic Terranes. Electronic Edition.

Font, E., Ponte Neto, C.F., Ernesto, M., 2011. Paleomagnetism and rock magnetism of the Neoproterozoic Itajaí Basin of the Rio de la Plata craton (Brazil): Cambrian to Cretaceous widespread remagnetizations of South America. *Gondwana Research*.

Kruiver, P.P., Dekkers, M.J., Heslop, D., 2001. Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetization. *Earth, planet. Sci. Lett.*, 189, 269-276.

Robertson, D.J., France, D.E., 1994. Discrimination of remanence-carrying minerals in mixtures, using isothermal remanent magnetisation acquisition curves. *Phys. Earth planet. Inter.*, 84, 223-234.