

Descobre o **CIENTISTA** que há em ti...

Cartografia Geológica

Centro Ciência Viva de Estremoz

2014

ÍNDICE

| | |
|--|---------------|
| INTRODUÇÃO | - 3 - |
| ENQUADRAMENTOS | - 4 - |
| ENQUADRAMENTO GEOGRÁFICO | - 4 - |
| ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO | - 4 - |
| ENQUADRAMENTO DA ÁREA DE ESTUDO | - 9 - |
| ENQUADRAMENTO ESTRATIGRÁFICO | - 10 - |
| ENQUADRAMENTO TECTÓNICO DA BACIA LUSITANIANA | - 11 - |
| ÁREA DE TRABALHO PARA REALIZAÇÃO DA CARTOGRAFIA GEOLÓGICA | - 13 - |
| ÁREA DE TRABALHO – ANTIGA EXPLORAÇÃO DE CALCÁRIOS | - 13 - |
| MATERIAL | - 13 - |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | - 15 - |
| ANEXOS | - 16 - |

Descobre o CIENTISTA que há em ti...

Cartografia Geológica

Introdução

Uma frase usual nas Ciências da Terra afirma que “o melhor geólogo é o que vê mais rochas”. Desta forma, as saídas de campo são um instrumento fulcral para o ensino das Ciências Geológicas, uma vez que possibilita a assimilação de ferramentas necessárias para a compreensão da complexidade e interação dos diferentes sistemas geológicos.

A abordagem da Geologia fora da sala de aula é extremamente importante para permitir uma melhor compreensão dos fenómenos geológicos, sejam da dinâmica interna, seja da dinâmica externa do planeta terrestre. A geologia é uma disciplina com uma imensidão de conhecimento por descobrir, o que é comum à generalidade das Ciências.

O contexto sala de aula é demasiado “pequeno” para esta ciência, podendo ser comparado a um grão de areia numa praia. É preciso exportar este contexto para fora da mesma e demonstrar a importância das saídas de campo na base de estudo, pois dinâmica no planeta não se insere só numas folhas de papel mas sim nos dados de campo, onde a visão se torna o sentido mais importante e a ligação de dados e conhecimentos, uma mais-valia para a aprendizagem desta ciência.

Nesta saída de campo pretende-se que os alunos apreendam as competências abaixo referidas:

- Compreender a Terra como um planeta dinâmico;
- Reconhecer que parte dos processos geológicos pode ser compreendida no contexto da Teoria da Tectónica de Placas;
- Descrever, Identificar, Interpretar e Registrar informação geológica *in situ*;
- Utilizar de forma autónoma, generalizada a bússola de geólogo para orientação no terreno e para medição de atitudes de referências geométricas (planos) com relevância geológica – superfícies de estratificação, planos de falha/fracturas, intrusões, etc.;
- Elaborar e interpretar a cartografia geológica de uma área de estudo.

Enquadramentos

Enquadramento Geográfico

A área de estudo está localizada na Estremadura, mais precisamente no distrito de Lisboa, no concelho de Vila Franca de Xira (Fig. 1).



Fig. 1 – Localização do território nacional português (A). Localização da área de estudo (pedreira) a vermelho (B e C).

Enquadramento Geológico

Pangeia...a fragmentação de um supercontinente

Durante o Paleozóico superior (mais precisamente entre o Devónico e o final do Carbónico, isto é, entre cerca de 416 e 299 Milhões de anos – ver coluna cronoestratigráfica no anexo IV) a unificação de todos os continentes deu origem a um enorme bloco que foi denominado por Wegener de **Pangeia**. Este supercontinente formou-se a partir da colisão entre dois grandes blocos continentais anteriores, a Gondwana e a Laurásia, sendo que da colisão resultou a formação da cadeia orogénica Varisca.

A Pangeia encontrava-se envolvida por uma enorme extensão oceânica, a **Pantalassa**, mas também por um oceano de menores dimensões denominado de Mar de Tétis que vai ser fundamental para a futura evolução geodinâmica de Portugal.

Tal como já tinha acontecido com um outro supercontinente mais antigo, Rodínia, que mal se tinha formado inicia logo o processo de fragmentação, também a Pangeia vai em breve entrar em declínio que conduzirá a um planeta no qual passam finalmente a existir os continentes e os oceanos com as formas que conhecemos actualmente (Fig. 2). No Triásico (ver anexo IV) inicia-se o processo de estiramento crustal, que levará à fragmentação da Pangeia, encontrando-se bem evidente na Iberia; o *rifting* intracontinental começa a acentuar-se num processo que em breve irá conduzir à abertura dos oceanos Alpinos (isto é Atlântico, Índico e Antártico). Na Iberia, nas regiões deprimidas inicia-se então a sedimentação sub-horizontal de materiais grosseiros continentais (predominantemente arenitos e conglomerados) depositados discordantemente sobre as formações paleozóicas profundamente deformadas pela orogenia varisca.



Fig. 2 – Pangeia no final do Paleozóico com a silhueta dos continentes actuais assinaladas (adaptado de Dias, 2007).

Quando se olha para a distribuição das formações de idade triásica em Portugal vê-se que elas se distribuem essencialmente ao longo de dois grandes fossos controlados por grandes falhas induzidas pela geodinâmica associada ao ciclo varisco: a falha de Porto – Tomar (NNW-SSE) e a de Açores Gibraltar (E-W) (Fig. 3). A evolução do primeiro irá originar a Bacia Lusitaniana, enquanto o segundo será o precursor da Bacia Algarvia.



Fig. 3 – Localização das falhas Açores-Gibraltar (FAG) e Porto-Tomar (FPT), bem como o enquadramento das placas tectónicas (Norte Americana, Euroasiática e Núbia (fonte da imagem: Google Earth).

Estas bacias fazem parte de um complexo sistema de riftes intracontinentais cuja evolução acabará por dar origem ao oceano Atlântico (Fig. 4A).

Numa terra esférica a abertura de novos oceanos tem necessariamente que ser compensada pelo fecho dos oceanos antigos, pois só assim será possível o nosso planeta manter um volume constante; a fragmentação da Pangeia não foi uma excepção. Toda a margem norte do Tétis vai ser palco de um processo de subducção complexo que levará ao fecho total deste oceano e à formação de uma série de relevos que se estendem, segundo uma direcção aproximadamente E-W desde as Béticas no sudeste de Espanha até aos Himalaias passando, por exemplo, pelos Alpes e pelas montanhas de Zagros (Irão). Em todo este processo a Península Ibérica tem uma localização particular pois, foi de uma maneira simplificada, pode ser considerada como que a charneira em torno da qual o Tétis vai fechar. Ao mesmo tempo, a Pantalassa começou igualmente a ser subductada sob os continentes que a limitavam, processo que se mantém activo desde o início do Mesozóico, o oceano Pacífico não é mais do que o resultado de todo este processo, constituindo o resto da Pantalassa.

Por fim...o Atlântico

O início do Jurássico (ver anexo IV) é caracterizado pela presença, não só de materiais evaporíticos (gesso e sal-gema), mas também de rochas vulcânicas o que revela que o

processo de *rifting* intracontinental estaria activo. No entanto, rapidamente os materiais carbonatados passam a predominar nas sequências sedimentares situação que, de um modo geral, se mantém durante todo o Jurássico.

Esta transformação nas características da sedimentação, indica que o processo de estiramento crustal que tinha predominado, não só durante o Triásico mas também na transição para o Jurássico, se tinha então acentuado permitindo a transgressão das águas provenientes essencialmente do Tétis sobre as zonas deprimidas geradas durante o processo de *rifting* intracontinental anterior (Fig. 4B).

É importante salientar que apesar das fácies marinhas dominarem durante o Jurássico o estiramento crustal nas imediações da Iberia não tinha ainda evoluído para uma situação de rifte oceânico. No entanto, a sul da falha de Açores-Gibraltar o estiramento tinha já levado à ruptura da crosta continental durante o Jurássico superior, dando assim início à formação de crosta oceânica; na perspectiva geológica, o oceano Atlântico acaba então de “nascer”, embora apenas para o seu ramo sul.

O estiramento crustal durante o Jurássico continuou a fazer-se sentir a norte da falha Açores-Gibraltar, o que era possibilitado pois o Tétis continuava a fechar devido à subducção na sua margem norte. No entanto, a partir do Cretácico o estiramento passou a concentrar-se essencialmente a oeste do que actualmente constitui o arquipélago das Berlengas. Esta mudança acabou por ter duas importantes consequências:

- A primeira foi que a ruptura da crosta continental a norte da falha de Açores-Gibraltar, vai ocorrer bastante mais a oeste, passando por isso a ser possível falar de uma bacia Lusitânica independente alongada segundo uma direcção aproximadamente N-S entre a falha Porto-Tomar e o socalo elevado do *horst* das Berlengas (Fig. 5).

- A segunda foi que as espessas sequências de fácies marinha que caracterizaram a sedimentação na bacia Lusitânica durante o período Jurássico são agora substituídas por uma sedimentação muito menos importante, descontínua e não raras as vezes depositadas em ambientes continentais ou litorais.

Será já em pleno Cretácico que terá começado a ser gerada crosta oceânica em frente à Península Ibérica (Fig. 4C); o ramo norte do oceano (considerado em termos geológicos, isto é, com crosta oceânica) Atlântico tinha acabado de surgir. A falha de Açores-Gibraltar assumia então um papel de falha transformante típica, ao mesmo tempo que a antiga Laurásia começava a fragmentar-se originando duas placas independentes: Eurásica e América do Norte.

Interacção Europa-África...um novo domínio

A mudança de regime tectónico na região da Ibéria ocorreu na passagem do Mesozóico ao Cenozóico é facilmente compreensível quando se compara a paleogeografia do Cretácico superior com a do Cenozóico (Figs. 4C e D), onde se verifica que o Mar de Tétis tinha subductado completamente por esta altura. Enquanto a subducção deste oceano estava activa a rotação da África em relação à Eurásia possibilitava um estiramento generalizado a nível da Ibéria; a partir do momento em que a crosta oceânica tetesiana desaparece a colisão entre África e Eurásia torna-se dominante. A passagem a um regime colisional gera grandes relevos na fronteira entre os blocos continentais, tais como a Cordilheira Bética (SW Espanha) e o Rife no norte de Marrocos. Por outro lado, devido ao rejogo de falhas preexistentes no interior dos blocos continentais, gera-se a Cadeia dos Atlas em Marrocos, os Pirinéus, a Cordilheira Central Ibérica (onde inclui a serra da Estrela); ou as serras da Arrábida, Portel e D'Ossa.

Os depósitos cenozóicos na Ibéria são essencialmente ao tipo aluvionar nos principais rios, pequenos depósitos litorais associados a ligeiros movimentos transgressivos, depósitos interiores associados a bacias desenvolvidas na vizinhança de falhas activas, ou depósitos dunares nas zonas litorais devido a um forte transporte eólico (Dias, 2007).

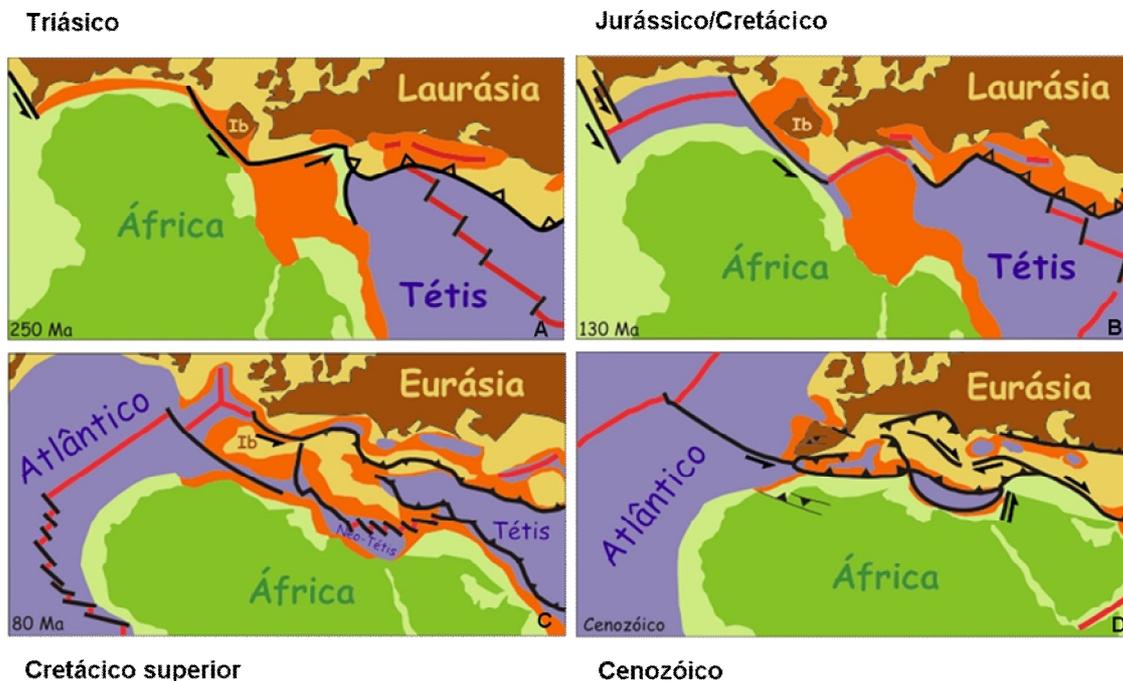


Fig. 4 – Evolução paleogeográfica da região envolvente da Ibéria após o início da fragmentação da Pangeia: Triásico (A), limite entre Jurássico/Cretácico (B), Cretácico superior (C) e o Cenozóico (D). Assinalado a laranja as regiões de crosta continental adelgada, riftes oceânicos a vermelho e subducções por triângulos (adaptado de Dias, 2007).

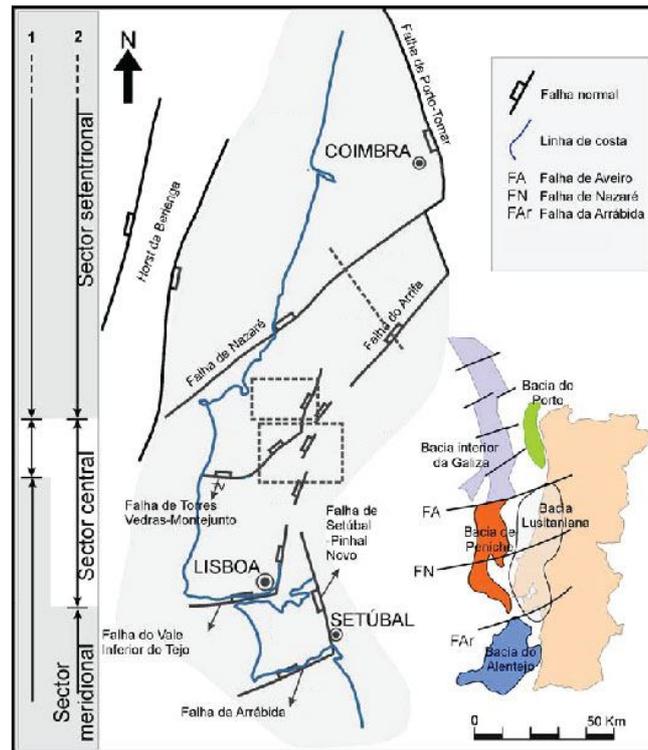


Fig. 5 – Enquadramento geográfico e tectónico da Bacia Lusitaniana e de outras bacias da Margem Ocidental Ibérica (adaptado de Kullberg *et. al.*, 2006).

Enquadramento da área de estudo

A área de estudo é abrangida pela folha 30D (Alenquer), da Carta Geológica de Portugal, à escala 1:50000 (Fig. 6), elaborada pelos Serviços Geológicos de Portugal (1965). Nesta carta é possível dividir-se, morfologicamente, três zonas:

- A planície aluvial do Tejo, situada entre Vila Nova da Rainha, Castanheira e Vila Franca de Xira;
- A zona ocupada pelas formações terciárias, na parte oriental do mapa, entre Ota, Alenquer, Carregado e Vila Nova da Rainha;
- Um extenso maciço de Jurássico superior, ocupando o resto da área abrangida pela folha acima referida.

É no maciço do Jurássico superior que se localiza a área de estudo, tratando-se de uma antiga pedreira de extracção de calcários.

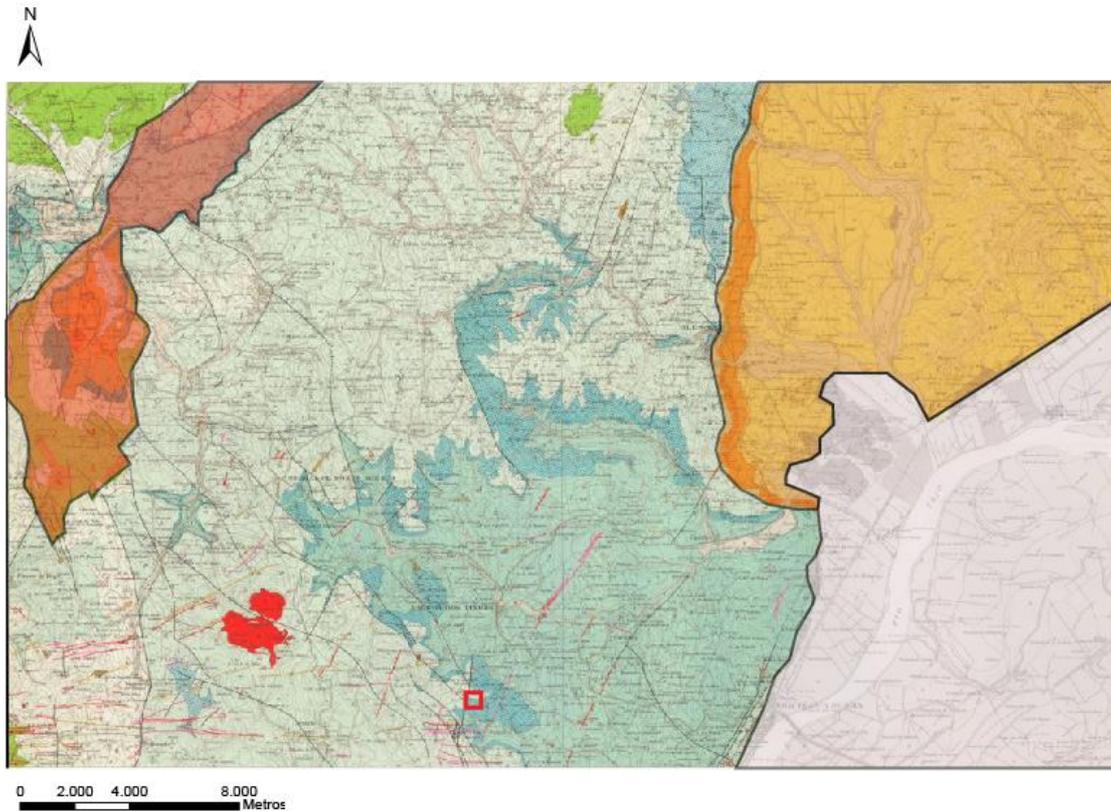


Fig. 6 – Carta Geológica de Portugal, folha 30 D (Alenquer), na escala 1:50000. Representação a cinzento da planície aluvial do Tejo, a laranja a zona onde predominam as formações terciárias e a vermelho as formações associadas a acidentes estruturais (diapiro de Matacães e bacia de afundimento de Runa). Restante área corresponde ao maciço de Jurássico superior.

Enquadramento estratigráfico

A área correspondente à antiga pedreira de extracção de calcários encontra-se, segundo a folha 30D, nas formações do Kimeridgiano – Titoniano (Jurássico superior \approx 157-145 Ma). Estudos geológicos detalhados permitiram individualizar nestas formações diversas unidades. Assim, das camadas mais antigas para as mais recentes encontra-se a formação dos **Calcários corálicos de Amaral** (Choffat, 1893, 1901, 1908b; Mouterde *et al.*, 1972) denominado por **Formação de Amaral** por Rocha *et al.* (1996) que é caracterizada por depósitos carbonatados de pequena profundidade, muito variáveis tanto vertical como lateralmente, depositados em ambientes oxigenados e de elevada energia, com importantes acarreios detríticos e níveis ricos de matéria orgânica (Caetano *et al.*, 2006).

Por cima desta formação encontra-se o **Complexo pteroceriano, incluindo as camadas com “*Lima pseudo-alternicosta*”** (Choffat, 1901) ou **Formação da Lourinhã** (Titoniano) (Rocha *et al.*, 1996) (com uma espessura muito variável, entre os 600 a 1100 m). Esta formação é constituída na parte inferior (= Pteroceriano de Choffat), por sequências de margas, calcários margosos e calcários detríticos ricos em bivalves (*Arcomytilus morrissi*, *Myopholas multicosata*, *Trichites cf. saussurei*, *Myophorella lusitanica*). A parte superior (= Freixialiano de Choffat) compreende sequências de depósitos siliciclásticos margino-litorais, associados a margas e calcários. No seu conjunto a unidade terá sido depositada em ambientes de linhas de água meandriformes que atravessavam áreas deltaicas ou aluviais. (Fig. 7).

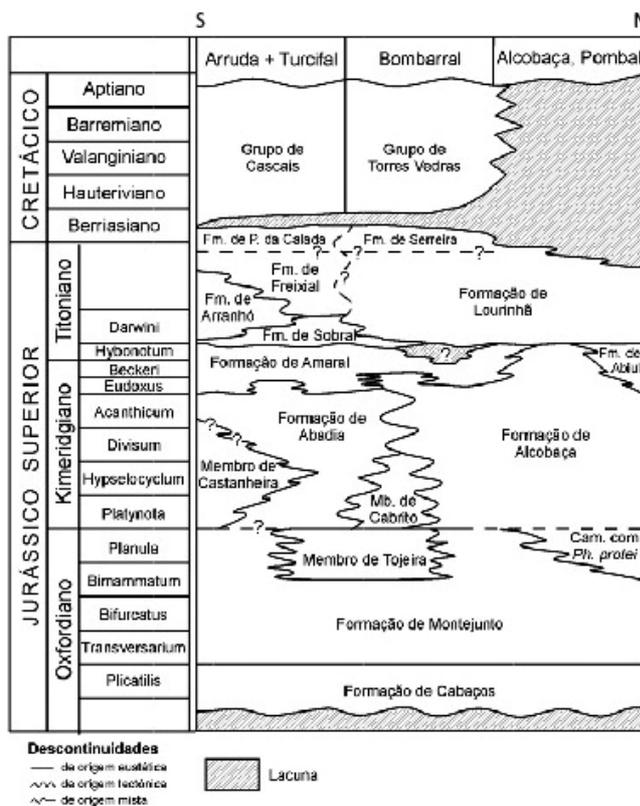


Fig. 7 – Sequências litoestratigráficas do Jurássico superior e Cretácico referentes à zona sul do sector central da Bacia Lusitaniana (adaptado de Kullberg *et. al.*, 2006).

Enquadramento tectónico da Bacia Lusitaniana

A Bacia Lusitaniana alonga-se segundo direcção NNW-SSE, uma vez que as falhas que acomodaram a distensão mesozóica têm predominantemente esta orientação; é nomeadamente o seu bordo Este, parcialmente materializado pela falha de Porto – Tomar (FPT), que faz fronteira com as formações de idade paleozóica existentes no chamado Maciço Hespérico (Fig. 8A).

As principais falhas têm orientações próximas de N-S e acomodam distensão aproximadamente E-W gerando uma série de estruturas em *horst* e *graben* de escala

quilométrica; esta cinemática é verificável em falhas normais da cobertura na proximidade do bordo, desde o sector central da bacia até ao da Arrábida (Fig. 8B) (Kullberg, 1991, Kullberg *et al.*, 2006).

A oeste, a Bacia Lusitaniana está limitada por uma falha normal de bordo de bacia, que terá uma orientação próxima de NNE-SSW e aflora na actual plataforma continental. O testemunho emerso mais próximo desse limite é dado pelo conjunto de ilhéus da Berlenga, Estelas e Farilhões, situados a oeste da península de Peniche, pertencentes ao bordo levantado de soco paleozóico. Esta estrutura limitadora da bacia a ocidente é designada por *horst* da Berlenga.

O limite sul da bacia é materializado pela Falha da Arrábida (FAr), que se localiza alguns quilómetros a sul da linha de costa meridional da península de Setúbal (Fig 5). A FAr, com orientação ENE-WSW idêntica à de outras falhas importantes no interior da bacia, constitui uma falha de transferência entre duas bacias distintas: a Lusitaniana a norte e a do Alentejo a sul.

A Bacia Lusitaniana contacta a norte com a Bacia do Porto, que se desenvolve apenas na plataforma continental. Entre ambas Ribeiro *et al.* (1996) consideram uma zona de transição *en échelon* e Alves *et al.* (2003) consideram a existência de uma sub-bacia intermédia, a sub-bacia de Aveiro, situada num relevo estrutural – as montanhas submarinas do Porto – confinando com o extremo setentrional da Bacia Lusitaniana através da falha de Aveiro. Esta pertencerá à família de importantes falhas de transferência, com orientação E-W a NE-SW (Kullberg *et al.*, 2006).

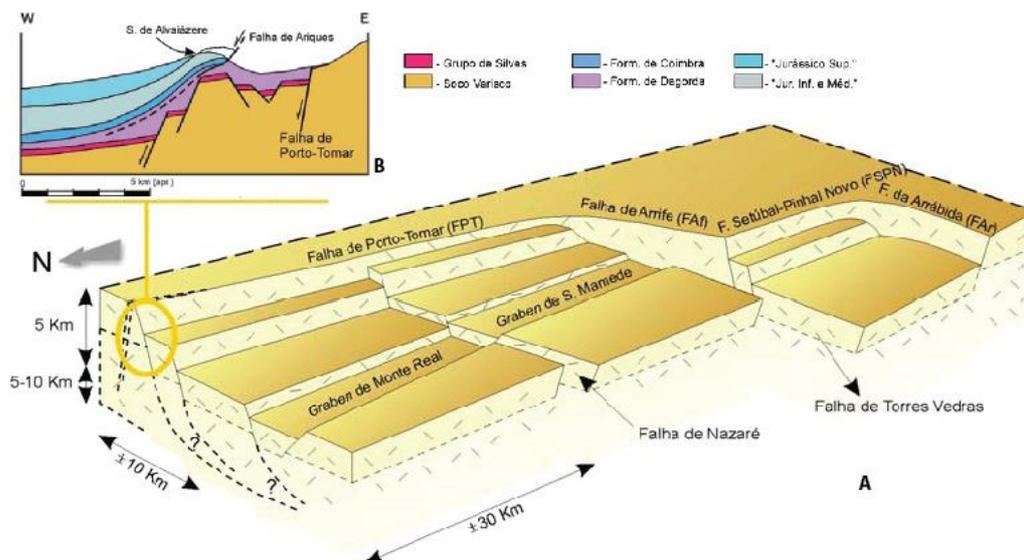


Fig. 8 – Modelo tridimensional do soco da Bacia Lusitaniana, mostrando a interligação de falhas extensionais N-S e NE-SW e as direcções E-W a ENE-WSW (geometria do soco no final da evolução da Bacia) (A). Corte transversal junto ao bordo E da Bacia Lusitaniana onde se esquematiza o comportamento diferenciado entre o soco e a cobertura na acomodação da distensão, com nível de descolamento na Formação de Dagorda (B) (adaptado de Kullberg *et al.*, 2006).

Área de trabalho para realização da cartografia geológica

Área de trabalho – antiga exploração de calcários

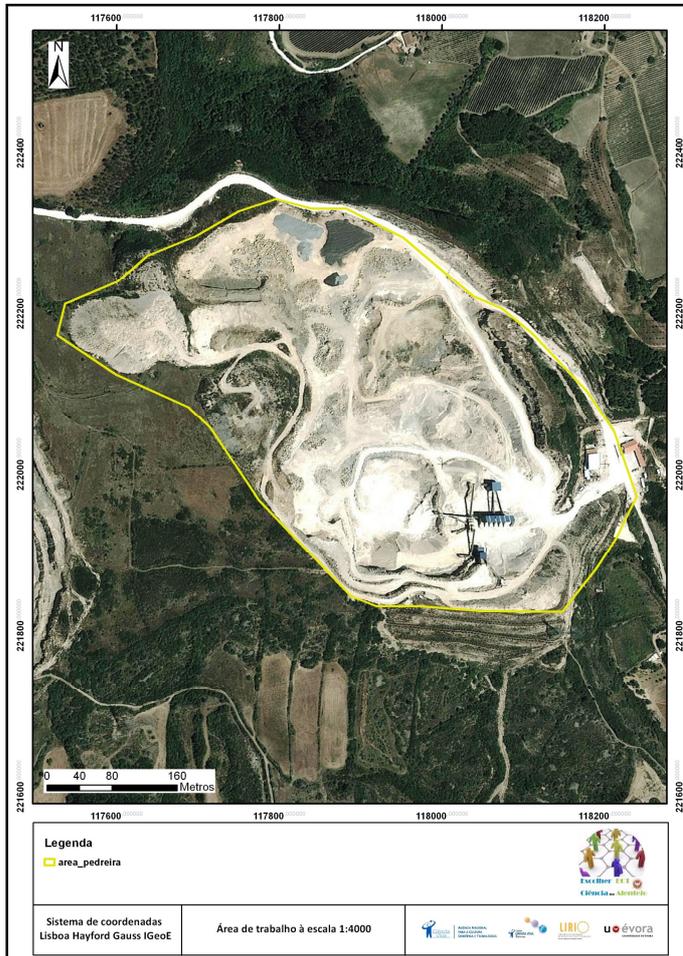


Fig. 9 – Área da antiga exploração de calcários e local de realização da actividade. (fonte de imagem: Google Earth).

Material

- Bússola
- Lupa
- Martelo
- Ácido clorídrico (10%)
- Material de escrita
- Máquina fotográfica (opcional)
- GPS (opcional)

No decorrer dos trabalhos de campo é necessário ter atenção alguns pontos:

- Localizar no mapa (Anexo I) a estação onde se vai efectuar o levantamento de dados de campo;
- Realizar uma observação do afloramento a uma distância adequada, de modo a aferir se existem alguns aspectos que possam ser registados logo à partida (exemplo: um eventual dobramento, observação do S_0^1 , etc.);
- Em cada estação descrever o melhor possível o que se observa (litologia, estruturas, etc.);
- Tirar sempre que possível todos os dados referentes às atitudes² das estruturas geológicas (planares e/ou lineares);
- Fazer TODO O REGISTO das observações efectuadas no caderno de campo (descrição litológica, registo das atitudes das estruturas, realizar esboços, elaborar cortes geológicos expeditos, etc.)
- Realizar um registo fotográfico da estação e alguns aspectos de interesse em particular, caso seja possível.

1) S_0 – referência à estratificação, a denominação S é sempre referente a uma estrutura planar. No caso de linhas opta-se pela denominação L para descrever estruturas lineares e/ou lineações.

2) Ver Anexo III.

Referências bibliográficas

- Dias, R. (2007) – *Evolução; Portugal de antes da História*, Uma Terra várias visões; volume 1, Centro Ciência Viva de Estremoz.

- Kullberg, J. C.; Rocha, R. B.; Soares, A. F.; Rey, J.; Terrinha, P.; Callapez, P.; Martins, L. (2006) – *A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In Geologia de Portugal no contexto da Ibéria* (R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J. C. Kullberg, Eds.). Univ. Évora, pp. 317-368.;

- Zbyszewsky, G.; Torre de Assunção, C. (1965) – *Notícia explicativa da folha 30-D (Alenquer) da Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50000*. Serv. Geol. Portugal, 104 p.;

Anexos

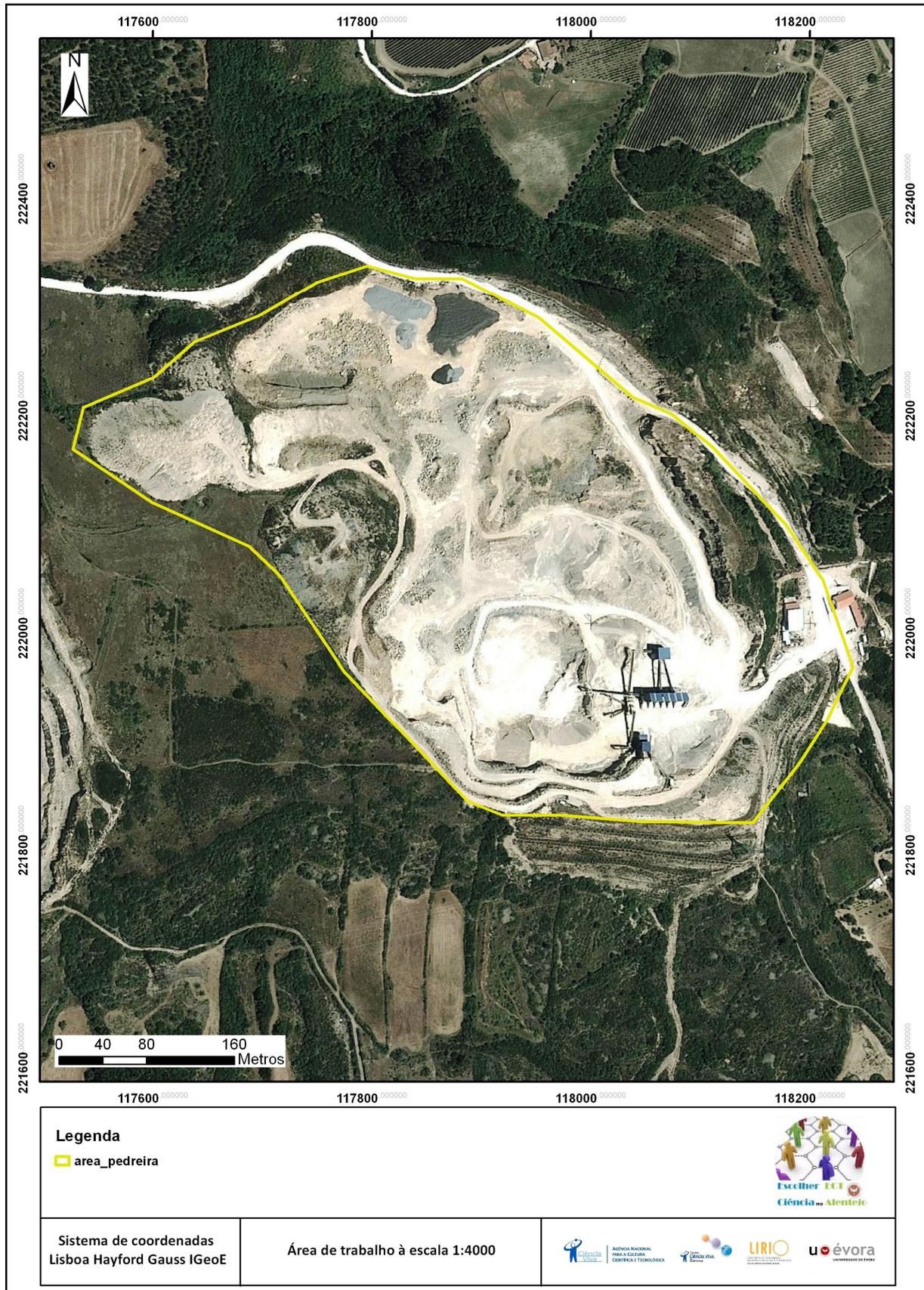
Anexo I – Mapa da área de trabalho

Anexo II – Excerto da carta geológica (folha 30D) e carta topográfica (folha 389)

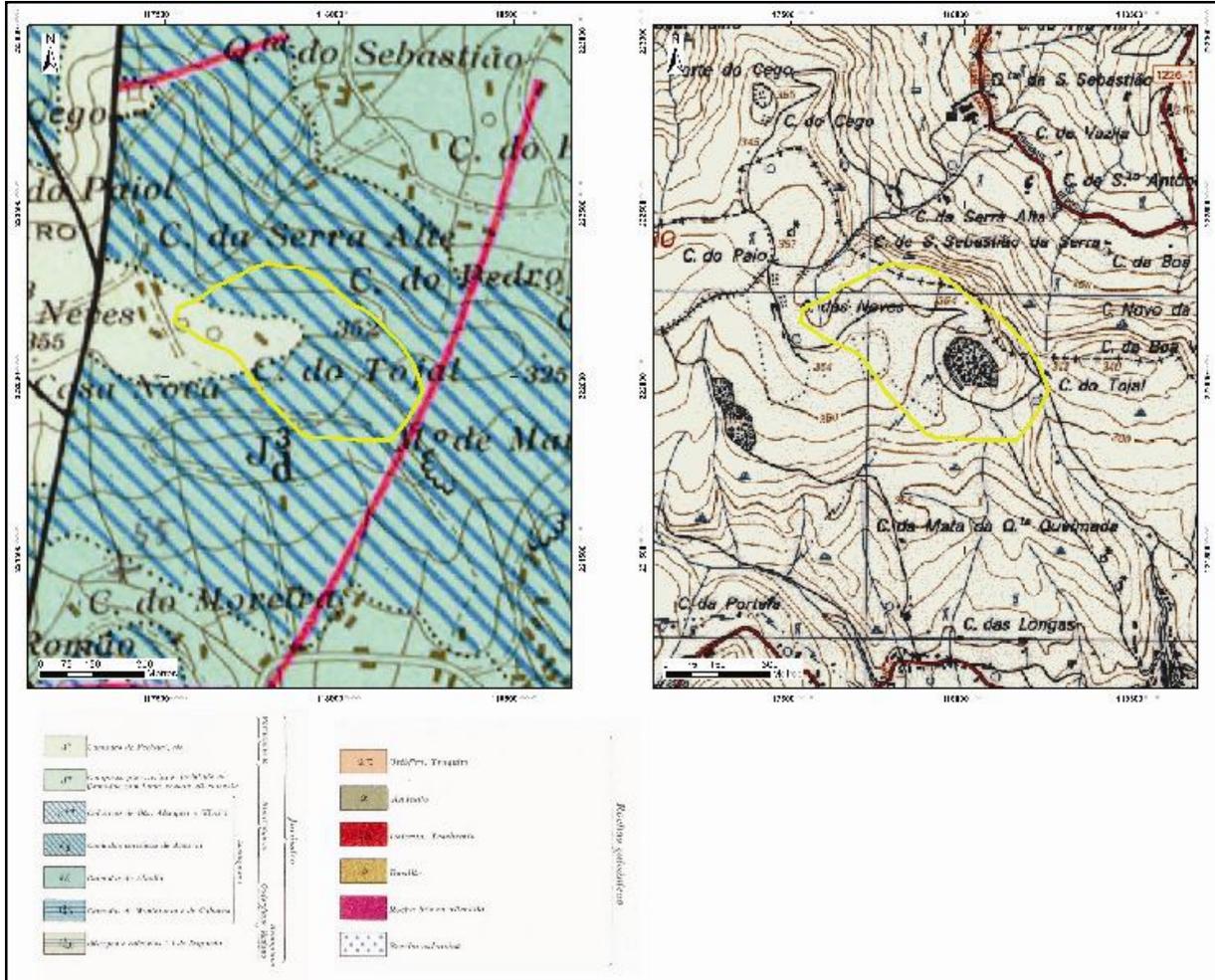
Anexo III – Como medir um plano com a Bússola??!! – Estruturas Planares e Lineares

Anexo IV – Tabela Cronostratigráfica simplificada

Anexo I – Mapa da área de trabalho



Anexo II – Excerto da carta geológica (folha 30D) e carta topográfica (folha 389)



Anexo III – Como medir um plano com a Bússola??!! – Estruturas Planares e Lineares

Em termos puramente geométricos, as estruturas geológicas básicas podem ser classificadas como planos ou linhas:

- planos – estratificação, falhas, foliações, contactos geológicos, etc.
- linhas – direcções de corrente ou de transporte de sedimentos, estrias de atrito em planos de falha, lineações de estiramento, etc.

Neste capítulo vamos referir-nos à medição tanto de planos como de linhas.

A orientação espacial das estruturas é tirada tendo em conta o norte geográfico e o plano horizontal. Para tal é necessário uma bússola e um clinómetro (instrumento que mede a inclinação com relação à horizontal), que muitas vezes está incorporado no primeiro. Com estes instrumentos determina-se assim a atitude de uma estrutura geológica.

A atitude de um plano incorpora dois termos (Fig. 1):

- direcção - a orientação da linha horizontal (isto é, o ângulo segundo um plano horizontal medido em relação ao Norte), resultante da intercepção do plano que se pretende medir com o plano horizontal (imaginário). Esta linha é perpendicular ao sentido de máxima inclinação do plano a medir;

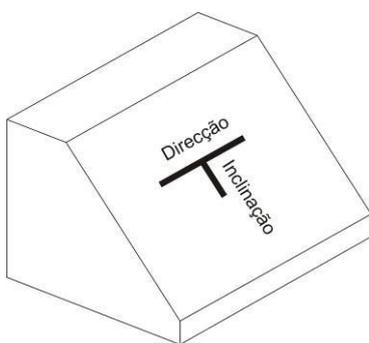


Fig. 1 – A imagem tenta representar de forma esquemática os dois termos que incorporam a atitude de um plano, nomeadamente a inclinação e direcção.

Para fazer referência à direcção usam-se comumente dois sistemas: o de quadrantes e o azimutal (Fig. 2).

No sistema de quadrantes a direcção é referenciada a partir dos pontos cardeais N e S. A partir do norte, os rumos crescem no sentido horário para E, e no

anti-horário para W. A partir do sul, crescem no sentido anti-horário para E, e horário para W.

No sistema azimutal o N representa os 0° e o valor é crescente em sentido horário sendo que o ponto cardinal E representado pelos 90° , o S pelos 180° e o W pelos 270° .

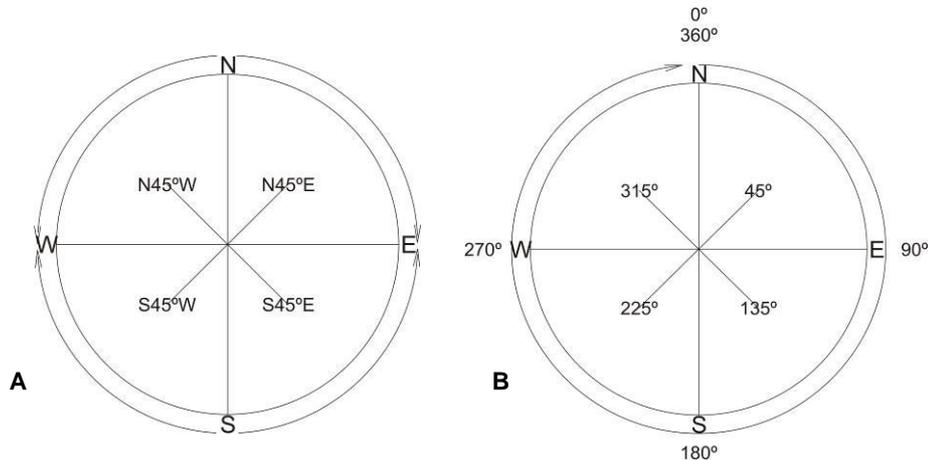


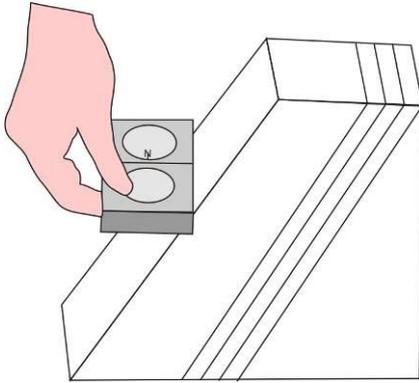
Fig. 2 – Notação para fazer referência à direcção de um plano: A – Notação em Quadrantes; B – Notação azimutal.

- inclinação (ou mergulho) – é o valor angular da máxima inclinação do plano a medir, que é perpendicular à direcção; o ângulo da inclinação é medido sobre um plano vertical. A inclinação pode variar entre 0° (plano horizontal) e 90° (plano vertical).

O valor da inclinação deve ser seguido pelo ponto cardinal do quadrante para onde o plano mergulha, é o chamado sentido de inclinação.

Este sistema permite ao geólogo uma rápida visualização da disposição no espaço de um plano.

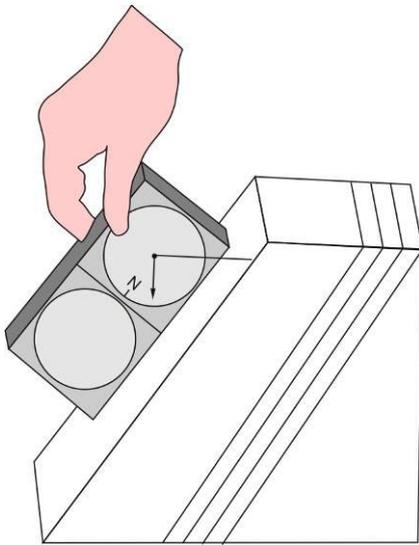
Seguidamente, apresentar-se-ão duas imagens e respectiva explicação que tentarão esquematizar a utilização da bússola e a medição da atitude do plano.



Medir a direcção

- 1 – coloca-se a bússola na horizontal encosta ao plano a medir (nesta situação a aresta da bússola está paralela à direcção do plano);
- 2 – regista-se o valor da direcção medido utilizando a agulha magnética da bússola.

NOTA: algumas bússolas apresentam um nível para auxiliar a colocação da bússola no plano horizontal.



Medir a inclinação

- 1 – coloca-se a bússola no plano que contém a linha de maior inclinação do plano, que é perpendicular à direcção do plano (ao realizar esta operação deve ter o cuidado de manter a bússola segundo um plano vertical);
- 2 – regista-se o valor angular medido utilizando o clinómetro;
- 3 – colocando a bússola na horizontal, utilize a agulha magnética para determinar o quadrante para o qual o plano mergulha.

NOTA: como referido anteriormente, o valor da inclinação varia entre 0° e 90°.

Neste sistema tradicional, a atitude de um plano é registada da seguinte forma: a direcção do plano (em quadrante ou em azimutal), seguida do valor da inclinação e do quadrante do rumo do mergulho. Os dois valores devem ser separados por uma vírgula ou ponto e vírgula (Fig. 3).

Exemplos: N40°E, 55° NW

S30°W, 40°SE

Quadrantes

40°, 55°NW

210°, 40°SE

Azimutes

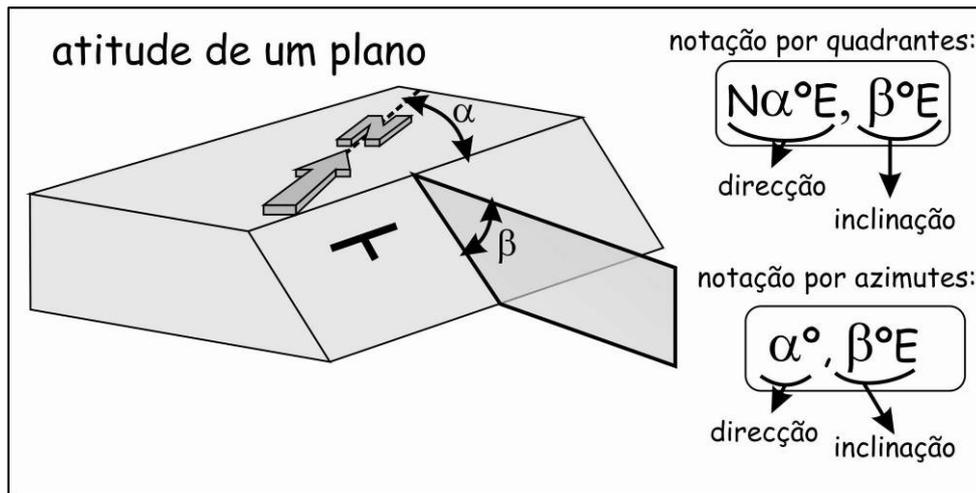


Fig. 3 – Esquema representativo dos parâmetros da atitude de um plano e notações (quadrantes e azimutes).

A atitude de uma linha incorpora dois termos, mergulho e sentido do mergulho. Neste caso o registo no livro de campo é diferente, ou seja, no caso das atitudes de planos a direcção destes vem descrita em primeiro lugar em relação à inclinação (exemplo: 40°, 55°NW em azimutes), no caso das linhas o valor do mergulho surge em primeiro lugar seguido do valor do sentido do mergulho (exemplo: 30°, 68° em azimutes) (Fig. 4):

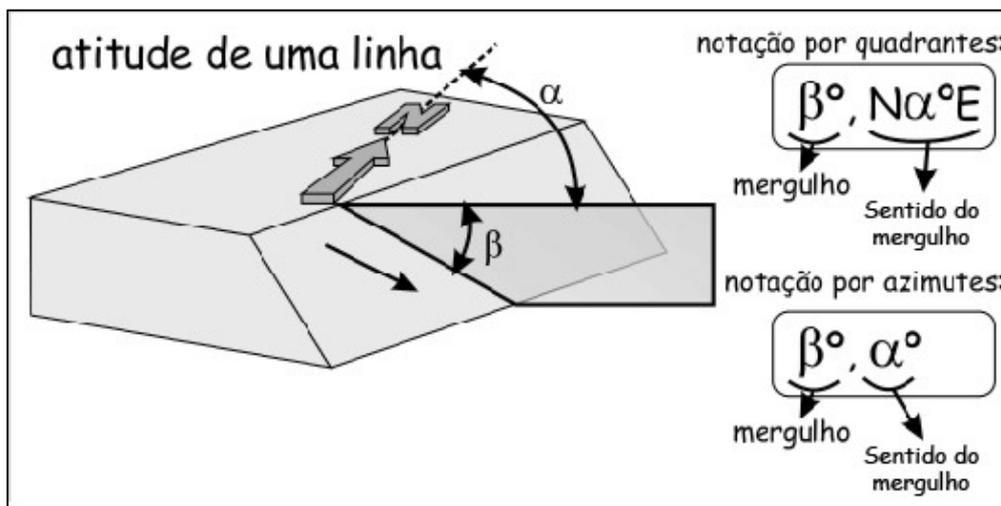


Fig. 4 – Esquema representativo dos parâmetros da atitude de uma linha e notações (quadrantes e azimutes).



No caso de estruturas lineares, o valor do sentido de mergulho corresponde ao sentido exacto para onde a linha mergulha, como demonstra a figura anterior, e não o valor correspondente a uma direcção. A título de exemplo uma camada tem uma direcção N-S, contudo uma linha ou mergulha para Norte ou para Sul.

Anexo IV – Tabela Cronostratigráfica simplificada

| Éon | Era | Idade M.a.* | Era | Sistema | Idade M.a.* | |
|--------------|--------------|-------------|-----------|-------------|-------------|-----------|
| Fanerozóico | Cenozóico | 542 | Cenozóico | Quaternário | 2,6 | |
| | Mesozóico | | | Terciário | | Neogénico |
| | Paleozóico | | | | Paleogénico | 23 |
| Pré-Câmbrico | Proterozóico | 2500 | Mesozóico | Cretácico | 65,5 | |
| | | | | Jurássico | 146 | |
| | | | | Triássico | 200 | |
| | | | | Pérmico | 251 | |
| | | | | Carbonífero | 299 | |
| | Hádiano | 4000 | ~4600 | Paleozóico | Devónico | 359 |
| | | | | | Silúrico | 416 |
| | | | | | Ordovícico | 444 |
| | | | | | Câmbrico | 488 |
| | | | | | | 542 |

* Milhões de anos
 Valores arredondados à unidade, tendo em conta o valor do erro
 Adaptado de International Stratigraphic Chart (2009)