

JORGE BONITO

DEFORMAÇÕES DA CRUSTA TERRESTE

- TEXTO PEDAGÓGICO -



UNIVERSIDADE DE ÉVORA

2021

ÍNDICE

1. Introdução.....	3
2. Deformações da crosta terrestre no ensino secundário na década de 1990	6
3. As deformações da crosta terrestre	11
3.1. A crosta terrestre - breve referência à sua composição.....	11
3.2. As dobras como estruturas resultantes da deformação	17
3.2.1. Caracterização de dobras - elementos geométricos.....	17
3.2.2. Classificação de dobras.....	21
3.3. Clivagem, xistosidade e foliação	28
3.4. Diáclases.....	30
3.5. Falhas como deformação frágil.....	31
3.5.1. Caracterização de falhas - elementos geométricos	31
3.5.2. Classificação das falhas	33
3.6. Noções de mecânica das rochas.....	41
3.6.1. Introdução.....	41
3.6.2. Métodos de abordagem do problema	43
3.6.3. Tensão	44
3.6.4. Elipsóide de tensão	52
3.6.5. Deformação	53
3.6.6. Elipsóide de deformação.....	55
3.6.7. Pressão litostática e pressão confinante	56
3.6.8. Propriedades reológicas dos corpos e curvas tensão-deformação	58
3.6.9. Tipos de deformação	67
3.6.10. Fatores que influenciam o comportamento físico dos materiais rochosos	72
4. Referências.....	82

DEFORMAÇÕES DA CRUSTA TERRESTRE¹

O Geólogo . . . admite que os fenómenos antigos se regeram pelos mesmos processos mecânicos, físicos e químicos que os dos fenómenos idênticos observados atualmente.²

1. Introdução

A expressão “deformações da crosta terrestre” refere-se a alguma ou eventualmente a todas as modificações que ocorrem, e que podem de uma maneira mais ou menos evidente, afetar a forma ou a estrutura das rochas que constituem a crosta. Um dos ramos das Geociências - a Tectónica - estuda e investiga estes processos, que podem apenas traduzir-se na modificação da forma e/o volume dos corpos rochosos.

Alguns autores apresentam quase como sinónimos os termos Geologia Estrutural e Tectónica. A Geologia Estrutural pode ser entendida como o estudo individual das estruturas (*v.g.*, anticlinais, falhas, lineações, *etc.*) dentro de uma unidade tectónica³. A Tectónica e a Geotectónica são consideradas como disciplinas que estudam as formas, modelos e evolução em larga escala de unidades tectónicas da crosta terrestre (*v.g.*, bacias sedimentares, relevos oceânicos, margens continentais, cadeias de subducção, *etc.*). Duma maneira geral, podemos dizer que a Geologia Estrutural trata da análise estrutural à escala meso e microscópica, enquanto a Tectónica se refere à análise estrutural à escala megascópica, ou seja, ambas se relacionam com o estudo da arquitetura ou organização dos corpos geológicos, mas a escala de observação que usam é diferente.

Existe a tendência para alguns autores tratarem a Geologia Estrutural e a Tectónica em textos separados. Os títulos de algumas obras são exemplo desta distinção. Neste trabalho debruçamo-nos sobre os aspetos estruturais, porém, quando tecermos considerações geotectónicas, elas integrarão o mesmo bloco, não por conveniência, mas porque a Geologia Estrutural e a Geotectónica têm objetos de estudo muito próximos.

O estudo da deformação das rochas assenta em leis e princípios, quase todos estabelecidos antes de 1900, e a maioria (com exceção do estudo no laboratório da deformação das rochas submetidas a pressão confinante) conhecia-se bem há mais de cem anos. Em 1812, James Hall de Dunglass (1761-1832), geólogo escocês que privou com James

¹ Adaptado de Bonito (1996).

² Dercourt & Paquet (1986, p. xi).

³ Badgley (1965).

Hutton (1726-1797), observou muitos estratos dobrados que afloravam na costa de Berwickshire, a nordeste de Edinburgh, da sua terra natal e publicou um conjunto de esquemas representativos destas estruturas. Para Haal estas camadas dobradas, e em parte verticalizadas, teriam estado já na posição horizontal por consequência do próprio processo de sedimentação. Deduziu, ainda, que aquando o momento da deformação, estas estruturas estariam sob condições de ductilidade, já que as formações duras e frágeis convertem-se em numerosos fragmentos ao serem submetidas a esforços compressivos.

Será todavia um grande erro pensar que todos estes conhecimentos já estão ultrapassados. De fato, todos estes princípios e leis passaram pela prova do tempo (com as consequentes investigações ulteriores) e constituem atualmente, necessária e imprescindivelmente, um forte alicerce para os geólogos edificarem as suas observações de campo com precisão e detalhe, permitindo o avanço dos seus estudos complementares.

Com os estudos da Tectónica de Placas na década de 1960, foi possível compreender melhor a natureza das forças que causam as epirogenias e as orogenias, embora o desenvolvimento de uma teoria geológica unificada ainda não estivesse evidente. A Geologia Estrutural desenvolvia as suas pesquisas e investigações essencial e integralmente nos continentes, enquanto que as áreas de trabalho sobre as forças que determinam a evolução cortical estavam ocultas nos fundos oceânicos. Com o advento da Geofísica foi então possível estudar as bacias oceânicas.

O estudo das deformações das rochas da crosta terrestre como consequência da mobilidade da litosfera (atuação de esforços tectónicos) ou em alguns casos pela ação da força da gravidade, revela-se atualmente muito importante. Tais conhecimentos constituem base de avanço do saber geológico e em alguns casos, autorizam considerações que se lançam em outras áreas das Geociências:

1. Permite e facilita a compreensão dos processos passados e atuais da formação de cadeias montanhosas e outros aspetos estruturais. A grande variedade de estruturas tectónicas produzidas pela interação de vários fatores, tal como acontece com os minerais metamórficos ou os resultantes da consolidação magmática, permite a identificação de indicadores das condições físicas ou ambiente geológico segundo as quais se geraram.
2. Os conhecimentos das deformações das rochas são decisivos para certas áreas específicas das Geociências, como por exemplo, Geologia Económica, Geologia de Engenharia, Geotecnia, Hidrogeologia e Prospeção Geológica e, não apenas para garantir a máxima segurança, mas também na procura da máxima rendibilidade.

3. Proporciona uma base para investigar e interpretar as rochas metamórficas, já que é no decurso dos movimentos orogénicos que normalmente se processam os mecanismos necessários para produzir enormes massas deste tipo de rochas.
4. A reprodução experimental das distintas estruturas deformadas e a respetiva simulação dos mecanismos que as originam são muito importantes para a compreensão dos mesmos processos, embora apresentem consideráveis limitações (v.g., a simulação do tempo geológico, impossível de traduzir em laboratório).

2. Deformações da crosta terrestre no ensino secundário na década de 1990

O ensino das deformações da crosta terrestre, dada a sua importância, estava contemplado em duas disciplinas do ensino secundário, embora sob ângulos de abordagem algo distintos face à sua componente de formação: (a) Técnicas Laboratoriais de Geologia, bloco 2; e (b) Geologia (12.º ano).

Uma análise vertical dos programas permite-nos constatar que as deformações da crosta terrestre tinham sido objeto de algum estudo na disciplina de Ciências Naturais do 7.º ano. De fato, a unidade “A Terra e a sua História” divide-se em duas sub-unidades: (a) “Documentos que permitem conhecer a história da Terra”; e (b) “Movimentos e deformações da superfície terrestre”⁴. Na sub-unidade que nos interessa diretamente temos dois conteúdos orientadores: (a) “A Pangeia - deriva dos continentes, e (b) Morfologia dos fundos dos oceanos. Mobilidade da litosfera”.

O documento⁵ expõe o seu entender mais adiante acerca da referida sub-unidade (**Quadro 1**). Numa rápida e primeira análise, parece-nos que os termos / conceitos minimamente introduzidos e requeridos pela DGEBS são redutores e limitativos, pois é olvidada a referência a outros, como por exemplo, falha, dobra, compressão e distensão, que revelar-se-iam importantes nesta altura. Porém nestas considerações, ainda temos que recuar um pouco mais, especificamente à sub-unidade “Agentes internos modificadores do globo terrestre” a propósito do conteúdo “Os sismos”, já que aqui surgem algumas dúvidas, e eventual e provavelmente a introdução dos conceitos que atrás exigíamos. Não temos todavia, a certeza que tal abordagem se realize de maneira generalizada.

Quadro 1 – Conteúdos, objetivos e termos / conceitos, indicados pela DGEBS, para a sub-unidade “Movimentos e deformações da superfície terrestre”, da disciplina de Ciências Naturais (7.º ano).

CONTEÚDOS	OBJETIVOS	TERMOS / CONCEITOS
1. Movimentos e deformações da superfície terrestre. 1.1 A Pangeia - deriva dos continentes. 1.2 Morfologia dos fundos dos oceanos. 1.3 Mobilidade da litosfera. 1.4 Ocorrência de sismos e vulcões. 1.5 Variação do contorno dos continentes e formação dos oceanos.	1. Identificar importantes acontecimentos geológicos relacionados com a mobilidade da litosfera.	1. Placa continental. 2. Talude. 3. Dorsal oceânica. 4. <i>Rifte</i> . 5. Fossa oceânica. 6. Litosfera. 7. Placa litosférica. 8. Astenosfera.

De facto, o programa de Ciências Naturais do 7.º ano é omissivo neste aspeto, ou seja, quer os objetivos quer os termos / conceitos apresentados não especificam (em ambas as sub-

⁴ DGEBS (1991a, p. 13).

⁵ DGEBS (1991a).

unidades referidas) conceitos como falha, dobra ou compressão. A propósito dos sismos, somente nas observações / sugestões metodológicas propostas é possível ler “a observação de deformações (dobras e falhas) ajuda à compreensão da existência de tensões internas capazes de produzirem sismos”⁶.

O professor fica desta forma, com a liberdade que lhe é dada para introduzir ou não estes conceitos, de acordo com os seus próprios conhecimentos geológicos e com o sentido que possui do momento didático-pedagógico. De qualquer maneira, pensamos que o programa deveria explicitamente referenciar a abordagem a estes termos / conceitos, pois apesar das observações metodológicas terem caráter meramente sugestivo, elas condicionam em primeiro, a planificação do professor, e em segundo, a aprendizagem por parte dos alunos de requisitos que tornar-se-ão essenciais em estudos ulteriores em Geociências.

Uma leitura muito breve de alguns manuais escolares permite evidenciar que a generalidade dos autores introduz alguns dos conceitos-chave em deformação das rochas (**Quadro 2**), identificando e suprimindo a lacuna evidente no programa de Ciências Naturais.

Quadro 2 – Quadro sinóptico dos termos / conceitos-chave introduzidos no âmbito das Deformações das Rochas da Crusta Terrestre em alguns manuais escolares da disciplina de Ciências Naturais (7.º ano).

AUTORES	TERMOS / CONCEITOS INTRODUZIDOS
Anunciação e Pestana (1995)	Deformações, dobras, dobra-deitada, falhas inversas e normais, intrusões, flanco, anticlinal, sinclinal, força tangencial.
Baptista e Melo (1995)	Deformações elástica, plástica e quebradiça, fratura ou rutura, falhas, dobras, anticlinal, sinclinal.
Domingues, Batista, Paul e Sobral (1995)	Fratura, falha, plano de falha, dobras, eixo da dobra.
Freitas, Lima e Ruivo (1995)	Dobras, dobra-invertida, falha, falhas normais, inversas e transformantes, fratura, forças de compressão e distensão, cavalgamentos, fossa de afundamento, anticlinal, sinclinal.
Monteiro, Gouveira e Costa (1995)	Forças de compressão e distensão, dobras, fraturas, elasticidade, rutura, falhas, falha normal e de desligamento, <i>horst, graben</i> .
Motta e Viana (1995)	Falha, falha transformante, dobra, distensão, compressão.
Nascimento e Afonso (1995)	Dobras, falhas.
Neves e Paulino (1995)	Falhas, falha normal, inversa e de desligamento, dobra, cavalgamento, movimentos orogénicos, anticlinal, sinclinal, charneira, flanco, <i>horst, graben</i>
Nova e Timóteo (1995)	Deformações, falha, plano de falha, limite de resistência, ruga, dobra, fratura, deslocado, enrugado.
Roque e Castro (1995)	Dobras, dobras gigantescas, falhas, fraturas, forças de compressão ou de extensão.
Silva, Gramaxo, Mesquita, Santos e Cruz (1995)	Falha, dobras, anticlinal, sinclinal, dobra-falha.

⁶ DGEBS (1991a, p. 14).

Quadro 2 (continuação) – Quadro sinóptico dos termos / conceitos-chave introduzidos no âmbito das Deformações das Rochas da Crusta Terrestre em alguns manuais escolares da disciplina de Ciências Naturais (7.º ano).

AUTORES	TERMOS / CONCEITOS INTRODUZIDOS
Simões, Ferreira e Silva (1995)	Deformação, rutura, dobras, falhas, falha transformante.
Baptista e Melo (1992)	Deformação, substâncias elásticas e plásticas, fratura ou rutura, materiais quebradiços, falhas, dobras.
Departamento de Investigações Educativas da Constância (1992)	Dobras, falhas, forças horizontais e verticais, anticlinal, sinclinal.
Domingues, Batista, Paul e Sobral (1992)	Fratura, deslizamento, falha, dobra, eixo da dobra, pregas.
Freitas, Lima e Ruivo (1992)	Deformações, falhas, falhas normais e inversas, falhas transformantes, dobras, cavalgamentos, sinclinal, anticlinal, forças de compressão e distensão.
Loura e Iria (1992)	Dobras, falhas, anticlinal, sinclinal, plasticidade.
Roque e Castro (1992)	Ruturas, dobras, fraturas, falhas, falhas normais e inversas, cavalgamento.
Silva, Gramaxo, Mesquita, Santos e Cruz (1992)	Falha, dobra, anticlinal, sinclinal, dobra-falha, compressão, distensão.
Sousa e Machado (1992)	Rutura, fratura, falha.

É a partir deste cenário, isto é, da identificação de eventuais conceções que os alunos têm, função dos ensinamentos da disciplina de Ciências Naturais, que as nossas práticas letivas do ensino secundário se têm de orientar, especificamente as que tratam da deformação das rochas.

Como atrás escrevemos, as deformações das rochas eram estudadas em duas disciplinas do ensino secundário. O programa de Técnicas Laboratoriais de Geologia (bloco 2) publicado⁷ apresenta cinco unidades programáticas. Destas, a terceira diz respeito às “Deformações da Crosta Terrestre”. Este tema foi dividido em: (a) Deformações no terreno, (b) Causas das Deformações, e (c) Deformação a nível dos constituintes das rochas. São definidos os seguintes objetivos gerais:

1. Conhecer diferentes tipos de deformação litológica.
2. Caraterizar os elementos de uma falha e de uma dobra.
3. Conhecer alguns dos fatores implicados na deformação das rochas.
4. Caraterizar comportamentos elástico, plástico e frágil dos materiais.
5. Compreender a influência da pressão, temperatura e tempo de atuação das forças, na deformação dos materiais.
6. Planear experiências para testar o efeito de compressão ou de tração sobre o diferente material.
 - 6.1 Executar protocolos experimentais.
 - 6.2 Interpretar resultados experimentais.
 - 6.3 Relacionar os diferentes tipos de deformação com possíveis forças que as originam.
 - 6.4 Inferir que diferente material responde de diferente modo aos agentes deformadores.
7. Aplicar conhecimentos de orientação pela bússola, na determinação da direção de formações geológicas.
8. Determinar a inclinação de superfícies, utilizando o clinómetro.

⁷ GETAP (1992, pp. 37-42).

9. Compreender a importância dos conhecimentos relativos à deformação dos materiais, na segurança de obras de Engenharia.
10. Reconhecer diferentes tipos de deformações em amostras de mão.
11. Relacionar as deformações geométricas ou espaciais dos minerais com a ação de forças que actuam sobre as rochas.

Na disciplina de Geologia (12.º ano), a quarta unidade trata da “Tectónica de Placas - Um Modelo Unificador”⁸, em que a segunda sub-unidade diz respeito às “Deformações da Crosta Terrestre - Alguns aspectos”. O programa desta disciplina sumaria os conteúdos deste tema:

- Tipos de deformações - estruturas resultantes.
- Orogenia e tectónica de placas.
- Transgressões e regressões - ciclo sedimentar.

São apresentados, ainda, os objetivos gerais referentes a estes conteúdos⁹:

1. Relacionar a ocorrência de certos fenómenos (sismos, vulcões, deformações, ...) com zonas de fronteira entre placas.
2. Relacionar alterações experimentadas por minerais, rochas e relevo com a Tectónica de Placas.
3. Caracterizar a diversidade de deformações resultantes da dinâmica das placas litosféricas.
4. Interpretar a teoria do geossinclinal à luz da teoria da Tectónica de placas.

Este é o quadro de referência teórico e legal em que se desenvolve o ensino e a aprendizagem de matérias referentes às deformações que ocorrem na crosta terrestre. Interessar-nos-á agora estudar com algum pormenor, os conteúdos sobre a deformação de rochas, que de uma maneira integral abrangem toda esta temática no ensino secundário.

Será importante recordar que o pormenor de estudo não será mais que o estritamente requerido pelos objetivos gerais. Porém, por razões de conveniência (essencialmente de espaço e especificidade do tema deformações) e por não serem essenciais para a compreensão da temática, decidimos não abordar os conteúdos de Técnicas Laboratoriais de Geologia, referentes aos objetivos 7, 8, 9 e 10. Além disso, no que diz respeito à disciplina de Geologia, o nosso estudo servirá mais como pré-requisito à sub-unidade “Deformações da Crosta Terrestre - Alguns aspectos”.

Embora esteja intimamente ligada à deformação das rochas, o tratamento desta sub-unidade neste âmbito implicaria necessariamente, uma abordagem que atendesse à finalidade do que se ensina numa perspetiva totalmente holística, especificamente revelar que a Tectónica de Placas, enquanto um dos ramos das Ciências da Terra, constitui a base

⁸ DGEBS (1991b, p. 115).

⁹ DGEBS (1991b, pp. 137-138).

integradora e permite explicar evidências geofísicas e também estabelecer relações entre dados geológicos até então acumulados.

Sempre que entendermos que alguns assuntos de outras áreas de estudo são necessários como pré-requisitos para a plena e total compreensão do tema geológico (v.g., noções vetoriais, de mecânica e de trigonometria), faremos uma breve análise desses aspectos, tornando-os presentes, tenham eles já sido ou não objecto de estudo anterior. Neste último caso, a abordagem será a restritivamente necessária à progressão de nível cognitivo nas Geociências.

3. As deformações da crosta terrestre

Tão-pouco se devem inventar causas quando se consideram insuficientes as que ressaltam da nossa experiência.

James Hutton¹⁰.

3.1. A crosta terrestre - breve referência à sua composição

Ao invólucro exterior à descontinuidade de Mohorovicic chamou-se crosta ou crosta, por constituir a camada externa de um corpo. Embora as designações anteriores sejam sinónimas, nós preferimos utilizar o primeiro vocábulo que radica homograficamente na etimologia latina.

As deformações na crosta terrestre ocorrem porque sobre os materiais geológicos que a constituem actuam forças. Hodiernamente podemos observar algumas marcas evidentes, exemplo das forças provocadoras de fenómenos deformacionais¹¹:

1. Enrugamentos de rochas sedimentares que originalmente formavam estratos;
2. Fósseis marinhos em cadeias montanhosas com elevada altitude;
3. Deslocamento de determinados locais aquando a ocorrência de sismos;
4. Evidências paleomagnéticas do deslocamento das placas tectónicas;
5. Deslocamentos de blocos evidenciados pela cartografia geológica e pelas imagens de satélite.

Para estudar a crosta podemos utilizar vários métodos. O acesso às rochas que constituem a parte superficial da crosta terrestre torna-se relativamente fácil através da observação directa, desenvolvida em zonas de relevos, e das sondagens realizadas. Para conhecer zonas mais profundas haverá necessidade de recorrer aos métodos indirectos da Geofísica. O princípio da refração sísmica é bastante simples. A partir de uma série de perfis de refração sísmica é possível construir as hodocrónicas. Conhecendo as velocidades das ondas sísmicas das diferentes camadas, torna-se possível conhecer a densidade das rochas correspondentes, e por dedução, ter uma ideia da natureza das rochas em toda a espessura da crosta.

Não esqueçamos todavia, que os resultados que possuímos atualmente sobre a natureza profunda da crosta admitem, *a priori*, um modelo da estrutura da Terra em camadas concêntricas.

¹⁰ Citado em Read (1976, p. 22).

¹¹ Sousa (1985).

Atualmente a crosta constitui umas das três unidades geoquímicas. Apresenta notáveis variações de espessura, que vão desde os 7 aos 70 km (6 a 12 km nas zonas oceânicas, e entre 25 e 70 km, com 32 km de média, nas zonas continentais). Esta unidade segundo a maior parte dos autores¹², pode na realidade ser dividida em duas unidades distintas: (a) crosta continental, e (b) crosta oceânica. A razão da sua separação é devida às várias diferenças entre cada unidade.

Nas zonas continentais estáveis (e.g., grandes plataformas), desde os trabalhos desenvolvidos por Conrad, em 1925, podemos ainda distinguir crosta continental superior e crosta continental inferior¹³. A crosta superior apresenta uma espessura da ordem dos 10-15 km, uma densidade de 2,7-2,9 g cm⁻³ e velocidades de 5,9-6,3 km/s. A crosta inferior é mais espessa (10-20 km), com densidades ligeiramente maiores (2,8-2,9 g cm⁻³) e velocidades de 6,5 a 7,6 km/s para as ondas longitudinais.

Entre a crosta superior e a inferior existe uma zona onde se verificam velocidades das ondas sísmicas P que variam de 6 a 5,5 km/s. Esta camada (descontinuidade de Conrad) corresponde provavelmente a um nível de clivagem.

Alguns autores individualizam ainda outro tipo de crosta: crosta de tipo intermédio. Esta crosta adelgaça-se progressivamente, por estiramento e deslizamento gravitacional, em direção ao oceano e apresenta características sísmicas intermédias entre as crustas continental e oceânica (velocidades das ondas P da ordem dos 6,5 km/s). Daí constituir uma crosta de transição (**Figura 1**). A origem da crosta intermédia é mal conhecida, embora se julgue que este tipo de estiramento surge por acumulação de soleiras de origem mantélica, isto é, rochas vulcânicas (andesitos e similares) lançadas de quando em quando em algumas zonas do bordo continental (e.g., arcos insulares).

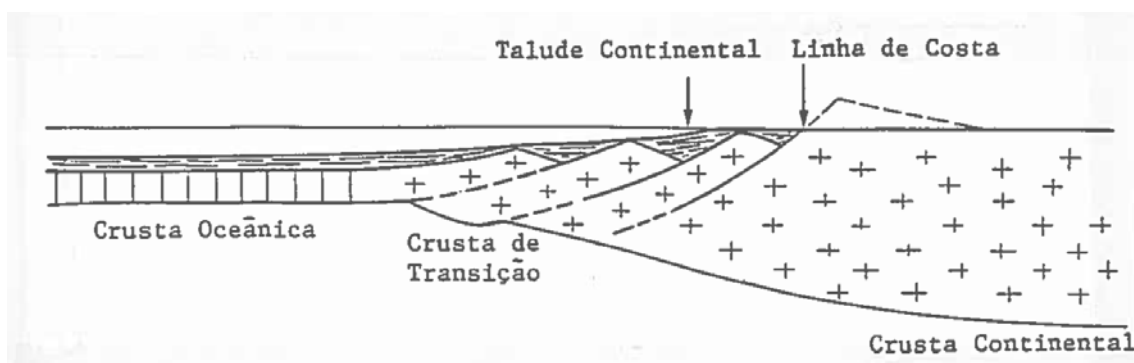


Figura 1 - Esquema da crosta intermédia¹⁴.

¹² Cfr., e.g., Anguita e Moreno (1991).

¹³ Cfr. Debeltmas e Mascle (1991).

¹⁴ Adaptado de Boillot et al. (1980), citado em Anguita e Moreno (1991, p. 7).

A crosta oceânica é, modernamente, dividida em zonas oceânicas estáveis (planícies abissais) e dorsais oceânicas. As zonas oceânicas estáveis podem sub-dividir-se ainda em superiores e inferiores. A parte respeitante à crosta oceânica superior apresenta espessura de 2 km, densidade variável de 2,5-2,7 g cm⁻³, e velocidades das ondas P de 5 km/s. Por cima encontra-se uma camada de rochas sedimentares de idade recente (pós-Triássico). As velocidades das ondas sísmicas são fracas (2 km/s). A zona da crosta oceânica inferior tem espessura de 6,5 km, densidade entre 2,8 e 2,9 g cm⁻³ e velocidades das ondas P entre os 5 e os 6,7 km/s.

As dorsais oceânicas constituem relevos vulcânicos sub-oceânicos em forma de cristas paralelas que percorrem os grandes oceanos, atingindo espessuras de 30 km, e onde se registam velocidades sísmicas da ordem de 7,5 km/s.

A partir das composições químicas das rochas é possível calcular a composição média da crosta continental. Existe uma multiplicidade de cálculos que se diferenciam em detalhes, a partir dos vários critérios adotados, quando às proporções dos distintos tipos litológicos que existem na crosta. Porém, essas diferenças são no geral, pouco significativas. A composição química média da crosta continental é a que se apresenta no **Quadro 3**.

Quadro 3 - Composição química média da crosta continental, do granito e do basalto¹⁵.

COMPONENTES	COMPOSIÇÃO MÉDIA EM PERCENTAGEM		
	CRUSTA CONTINENTAL	GRANITO	BASALTO
SiO ₂	61,9	72,3	50,8
TiO ₂	0,8	0,3	2,0
Al ₂ O ₃	15,6	14,0	14,1
Fe ₂ O ₃	2,6	0,9	2,9
FeO	3,9	1,5	9,1
MnO	0,1	0,05	0,2
MgO	3,1	0,5	6,3
CaO	5,7	1,4	10,4
Na ₂ O	3,1	3,1	2,2
K ₂ O	2,9	5,1	0,8
P ₂ O ₅	0,3	0,15	0,2
H ₂ O ⁺	-	0,6	0,9

Analisando os dados percentuais da composição da crosta terrestre é possível constatar que esta é essencialmente constituída por poucos elementos. Se optássemos por expressar os componentes sobre a forma de elementos e não na forma de óxidos, parece evidente que mais de 60% dos elementos constituintes da crosta continental são formados por oxigénio. Este elemento adquire uma significativa importância na composição das rochas. O átomo de oxigénio tem um raio atómico duas ou três vezes maior que o dos outros

¹⁵ Harris (1971), citado em Harris (1984).

elementos que lhe seguem em importância quantitativa. Assim, cerca de 93,8% do volume atômico de todas as rochas da crosta terrestre está preenchido pelo oxigênio¹⁶. Restam aproximadamente 6% de volume ocupado por elementos como o silício, o alumínio, o ferro, magnésio, e outros elementos (**Figura 2**).

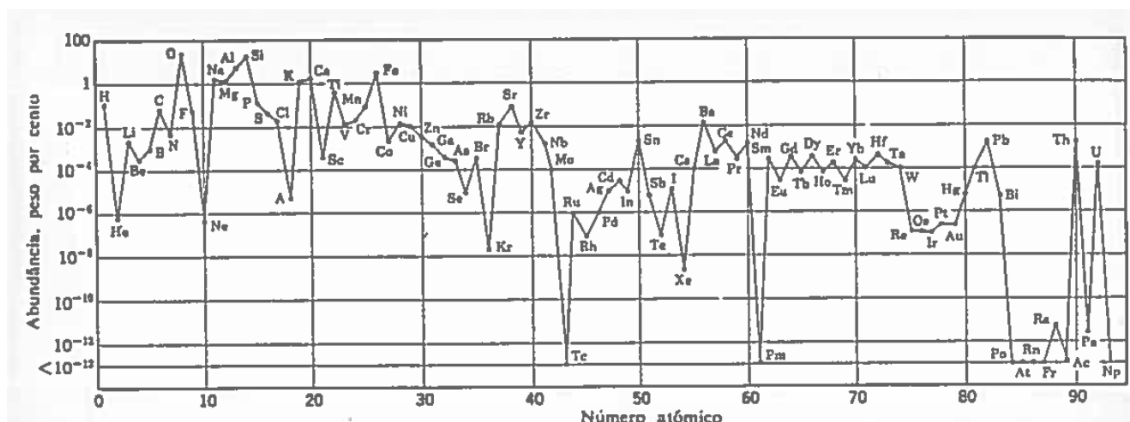


Figura 2 - Abundâncias na crosta dos elementos de números atômicos de 1 a 93¹⁷.

Desta forma, a ausência de oxigênio (por subtração teórica) conduziria a um resíduo dos demais elementos, ocupando estes somente $1/10$ do volume primitivo. Além disso, as ligações que os átomos de oxigênio estabelecem com os outros elementos químicos são mais fortes do que as estabelecidas entre si por estes últimos.

Comparando a composição da crosta continental com as composições dos dois tipos de rochas que apresentámos no **Quadro 3**, verificamos que aquela primeira é intermédia entre a do granito e a do basalto. Adicionando os dados empíricos das observações efectuadas *in locu*, deduzimos que a crosta continental superficial está formada, fundamentalmente, por um conjunto caótico de rochas plutónicas, com composição menos siliciosa que o granito, rochas vulcânicas, e por rochas metamorfas em distintos graus, função geralmente da profundidade, com composição equivalente (**Figura 3**). Trata-se no fundo daquela esquematização dos gneisses mais ou menos granitizados, ou seja, a camada granito-gneissíca.

¹⁶ Mason e Moore (1982).

¹⁷ Extraído de Mason (1971, p. 60).

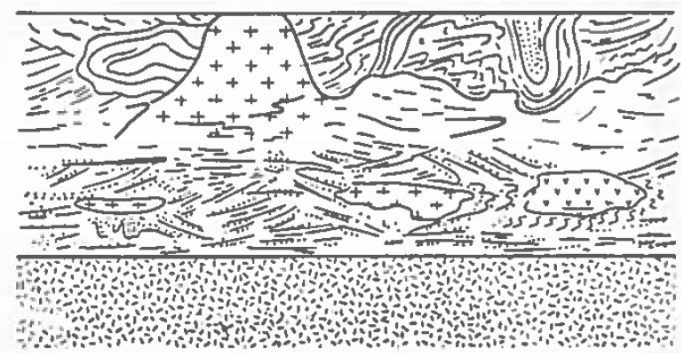


Figura 3 - Modelo das intrusões, depósitos vulcânicos e sedimentos metamorfizados, representando a crosta continental¹⁸.

Embora os materiais das rochas sedimentares se concentrem na parte mais superficial da crosta, este grupo de rochas, é no global, pouco importante. À medida que avançamos em profundidade, as rochas plutônicas são mais frequentes mas ainda menores os teores de silício (*e.g.*, gabros), com predominância de rochas básicas e ultrabásicas na crosta continental inferior.

Podemos assim dizer que, a composição litológica média da crosta continental é equivalente a um andesito. Segundo a classificação de Streckeisen, um andesito é equivalente vulcânico do diorito, e em termos gerais tem composição mineralógica intermédia entre um riolito e um basalto: plagioclase (anortite <50), feldspato alcalino, quartzo ou feldspatóides, piroxena, augite ou hiperstena, ortopiroxena, biotite e hornoblenda.

Em alguns casos, a parte superior da crosta continental é essencialmente granítica enquanto a inferior é gabróide ou intermédia entre estes dois tipos. Porém, os gabros existem somente em algumas partes da crosta continental inferior já que, como dissemos, a densidade média da crosta é 2,7-2,8 g cm⁻³ enquanto os eclogitos (gabros ou basaltos metamorfizados) apresentam densidades da ordem dos 3,5 g cm⁻³.

Os estudos sísmicos dão indicações acerca do comportamento reológico da crosta e à partida dividem-na igualmente, neste âmbito, em duas categorias: (*a*) uma crosta superior rígida ou frágil, e (*b*) uma crosta inferior dúctil. A nível da deformação, esta particularidade é muito importante, como se constata com o banco da Galiza, no Atlântico, ao largo de Espanha (NW). Neste local, a crosta dúctil quase que desaparece, enquanto o manto superior surge diretamente em contato com a crosta superior.

Nas zonas oceânicas, propriamente ditas, os fundos são preenchidos com uma fina camada sedimentar (aproximadamente 500 m de espessura), uma vez que a sedimentação

¹⁸ Adaptado de Oliver (1982), citado em Anguita e Moreno (1991, p. 6).

nestes locais está reduzida a precipitações de tipo químico no ambiente marinho, à acumulação de esqueletos inorgânicos de microorganismos plantônicos e bentônicos, ao pó terrestre que se encontra em suspensão no ar e eventualmente, a outros materiais que podem ser arrastados em correntes rápidas, desde as margens continentais até zonas afastadas. Por baixo da camada sedimentar encontram-se lavas submarinas de composição basáltica, e, amiúde, gabros e outras rochas cristalinas de composição igualmente basáltica, ou ainda mais pobre em sílica (e.g., peridotitos).

A partir do estudo de ofiolitos de zonas orogénicas, isto é, sequência litológica, considerada como restos ou fragmentos antigos de crosta oceânica destacada pela tectónica, podemos assim dizer que a composição da crosta oceânica encontra-se basicamente estratificada em três níveis (**Figura 4**): (a) nível 1, nível de sedimentos; (b) nível 2, nível de basaltos; e (c) nível 3, nível de gabros.

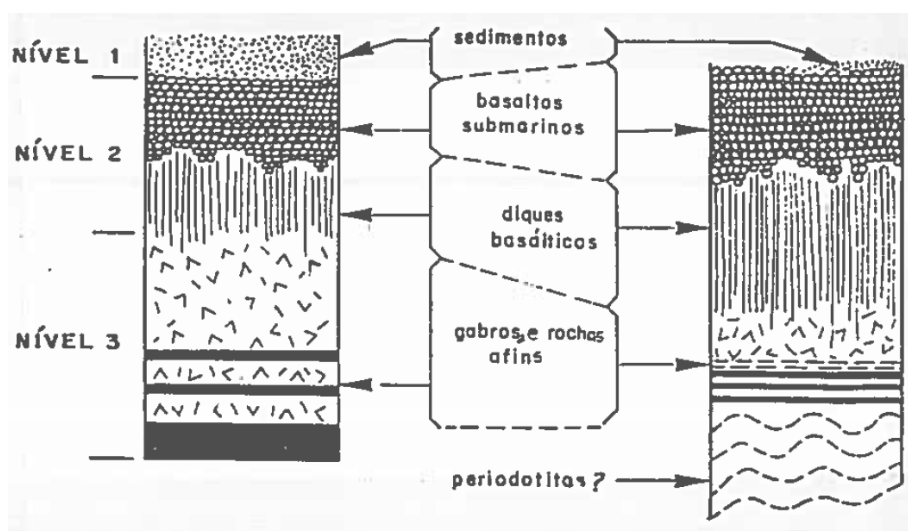


Figura 4 - Modelo teórico da crosta oceânica comparado com um complexo ofiolítico¹⁹.

A crosta oceânica resulta, fundamentalmente, do arrefecimento de lavas magmáticas, provenientes de câmaras com magmas basálticos localizadas mais em profundidade, que ascendem ao fundo do mar no limite de placas expansivo (dorsais oceânicas) entre duas placas litosféricas oceânicas. Sobre estas lavas depositam-se e consolidam-se sedimentos que caem continuamente nos fundos oceânicos. Dados recentes apontam para uma idade máxima da crosta oceânica na ordem dos 180 Ma.

Convém aqui recordar que o termo litosfera é considerado enquanto unidade dinâmica, isto é, uma geosfera que se obtém diretamente da curva hodográfica, onde se identificam propriedades físicas específicas e comportamentos distintos das outras, no que diz respeito

¹⁹ Adaptado de Juteau et al. (1973), citado em Anguita e Moreno (1991, p. 6).

à mecânica do planeta. Litosfera é, portanto, distinto de crusta, embora alguns autores as utilizem como palavras sinónimas²⁰.

A litosfera corresponde a uma capa cortical da Terra, formada por rochas duras e quebradiças. Em alguns locais atingirá os 100 km de profundidade, embora a média de espessura esteja nos 75 km, pelo que inclui a totalidade da crusta e ainda parte do manto superior até ao canal de baixa velocidade. A espessura da litosfera nos continentes não é igual à verificada nos oceanos. Tais factos revelam-se importantes a nível da deformação das rochas que analisaremos adiante. A distinção entre litosfera e astenosfera não é de natureza composicional mas apenas na mudança das propriedades físicas, isto é, passagem de uma meio duro para um meio brando.

3.2. As dobras como estruturas resultantes da deformação

3.2.1. Caraterização de dobras - elementos geométricos.

As dobras são as manifestações mais comuns da deformação plástica²¹ das rochas. Alguns corpos rochosos, quando submetidos a tensões, adaptam-se, adquirindo novas formas, geralmente com o aspeto de ondulações ou convexidades e concavidades. Qualquer segmento tridimensional de um conjunto de superfícies que são *curviplanares*, recebe o nome de *dobra*. Um *sistema de dobras* compreende dobras relacionadas entre si espacialmente, fechando nos sentidos opostos.

Analisando geometricamente uma dobra é possível distinguir vários elementos que são descritos numa terminologia de aplicação geral. Consideremos a **Figura 5**.

²⁰ Cfr., e.g., Font-Altaba e San Miguel (1988) e Holmes (1971).

²¹ Os corpos dúcteis sofrem grande deformação plástica antes da ruptura, ou seja, a deformação é intensa, e é permanente para além de um certo limite de tensão.

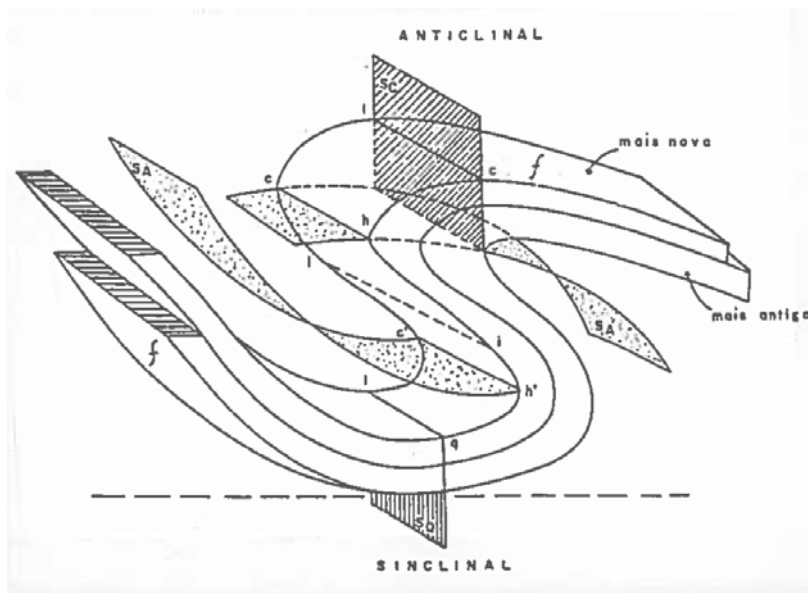


Figura 5 - Elementos geométricos de uma dobra. SA - superfície axial, SC - Superfície crestal, SQ - Superfície de quilha ou caleira, ch - Charneira anticlinal, c'h' - charneira sinclinal, li - linha de inflexão, lc - linha de crista ou crista, lq - linha de quilha ou de caleira, quilha ou caleira, f - flanco²².

Diz-se que uma dobra é *fechada* no setor onde a curvatura é máxima. Às duas superfícies laterais da dobra, uma de cada lado da superfície axial, chamam-se *flancos*, *limbos* ou *abas*. A interseção dos flancos gera o *eixo da dobra*. O *eixo da dobra* ou *geratriz* é gerado por uma linha reta imaginária, que se movimenta no espaço, mantendo-se paralela a si própria e paralela à charneira. A união de todos os eixos da dobra é dada por uma superfície designada *superfície axial*. As superfícies axiais podem agrupar-se em três categorias: (a) planares (*Plano axial*) (**Figuras 6**), (b) curvoplanares cilíndricas, e (c) curvoplanares acilíndricas.

A *crista* de uma dobra corresponde à linha que une os pontos mais elevados da mesma camada num número infinito de seções transversais da dobra. A superfície, ou plano imaginário que une as cristas sucessivas de uma dobra, recebe o nome de *plano de crista* ou *crestal*.

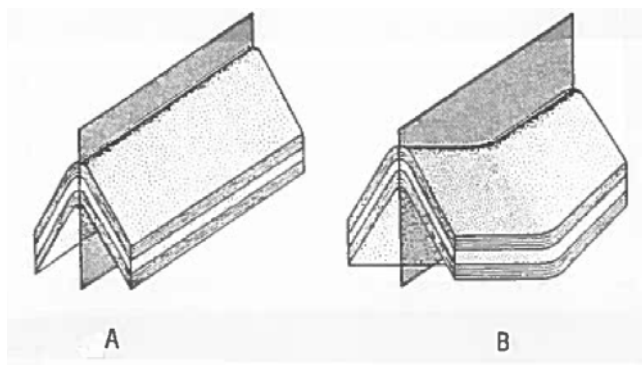


Figura 6 - Tipos de dobras classificadas a partir da sua superfície axial. (a) dobra cilíndrica plana, (b) dobra acilíndrica plana²³.

²² Adaptado de Loczy e Ladeira (1976, p. 47).

²³ Segundo Turner e Weiss (1963), citado em Badgley (1965, p. 54).

Chama-se *quilha* ou *caleira* de uma dobra à linha situada na porção mais baixa da dobra, ou seja, a linha que une os pontos mais baixos da mesma camada num número infinito de secções transversais dessa camada. O *plano de quilha* ou de *caleira* corresponde à superfície ou plano que une todas as quilhas da dobra considerada. Geralmente, a diferença entre a quilha e a crista não é muito relevante, pois grande parte das vezes coincidem uma com a outra.

Se a superfície axial é cilíndrica curvada, a superfície axial diz-se *curvilinear cilíndrica* (**Figura 7**). Dobras *cilíndricas não-planas* (**Figura 7A**) são aquelas em que o seu eixo pertence simultaneamente à superfície dobrada e à superfície axial. Quando o eixo está inclinado em relação ao eixo da curvatura do plano axial, as dobras denominam-se *acilíndricas não-planas* (**Figura 7B**).

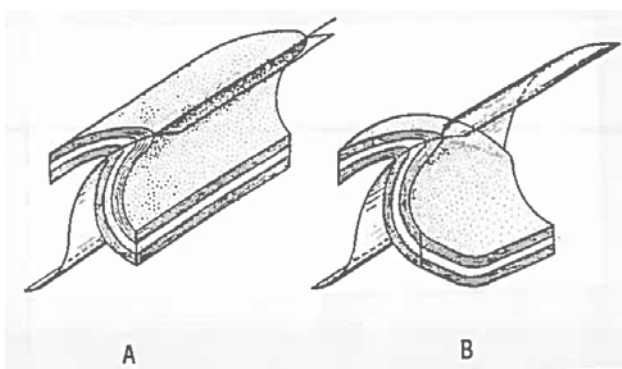


Figura 7 - Tipos de dobras classificadas a partir da sua superfície axial. A - dobra cilíndrica não-plana; B - dobra acilíndrica não-plana, com superfície axial cilíndrica²⁴.

A superfície axial é *curvilinear acilíndrica* quando é curva e acilíndrica. Também designadas *dobras acilíndricas não-planares*, este tipo de dobras não exibe qualquer tipo de regularidade (**Figura 8**). As atitudes dos eixos e das superfícies axiais deste tipo de dobras são obtidas estatisticamente a partir dos numerosos dados, produto das medidas tomadas nos segmentos cilíndricos e nos planos, respetivamente.

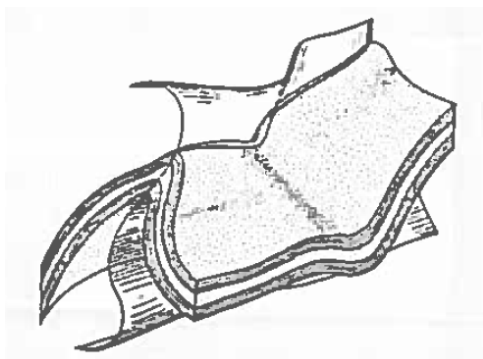


Figura 8 - Tipos de dobras classificadas a partir da sua superfície axial. Dobra acilíndrica não-plana, com superfície axial acilíndrica²⁵.

²⁴ Segundo Turner e Weiss (1963), citado em Badgley (1965, p. 54).

²⁵ Segundo Turner e Weiss (1963), citado em Badgley (1965, p. 54).

Charneira de dobra ou *linha de charneira* é a linha que une os pontos de curvatura máxima da superfície dobrada. Ao ângulo diedro que a charneira faz com um plano horizontal dá-se o nome de *mergulho*. As charneiras são de três tipos: (a) retilíneas (**Figura 9A**), (b) curvilíneas contidas num plano (**Figura 9B**), e (c) curvilíneas não contidas num plano (**Figura 9C**).

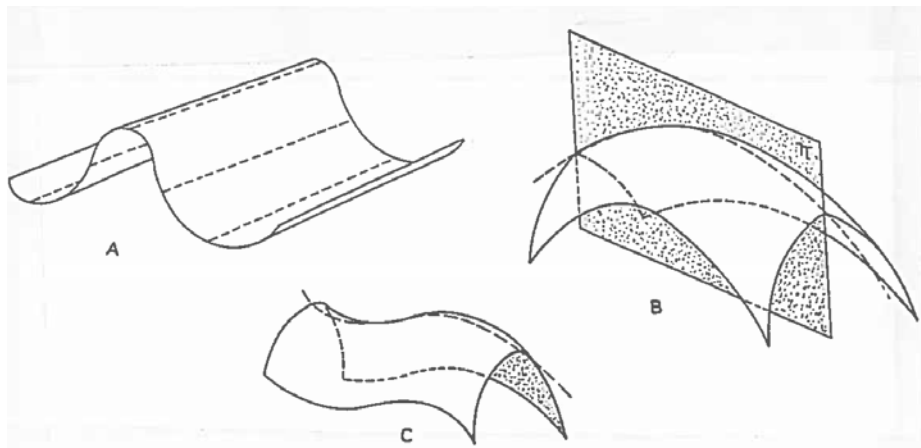


Figura 9 - Tipos de charneiras de dobra. A - retilínea; B - curvilínea contida num plano π ; C - curvilínea não contida num plano²⁶.

Entre duas charneiras sucessivas, é possível definir uma linha imaginária que as separe. A *linha de inflexão* margina assim, os limites de uma única dobra na superfície.

A superfície que bissecta o ângulo entre os flancos da dobra de maneira mais simétrica possível recebe o nome de *superfície bissetora* (**Figura 10**). A *superfície axial* bissecta, aproximadamente, o ângulo interplanar das dobras, quando estas são, efetivamente, planares. O ângulo entre a direção da linha axial e a horizontal é denominado *pitch*.

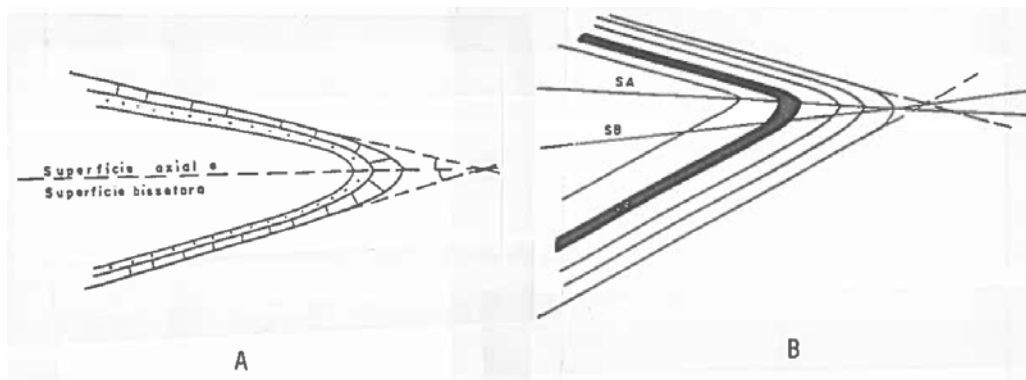


Figura 10 - Superfícies bissetora (SB) e axial (SA) de uma dobra. A - dobra simétrica; B - dobra assimétrica.

As *superfícies envolventes* são as duas superfícies suaves que, à escala mesoscópica, podem ser traçadas tangenciando as charneiras de dobras de sentidos opostos em uma única *superfície estrutural dobrada* ou *superfície de forma* (**Figura 11**). Através de todas as

²⁶ Segundo Turner e Weiss (1963), citado em Loczy e Ladeira (1976, p. 46).

linhas de inflexão de uma superfície dobrada, é possível traçar uma terceira superfície planar, denominada *superfície mediana*.

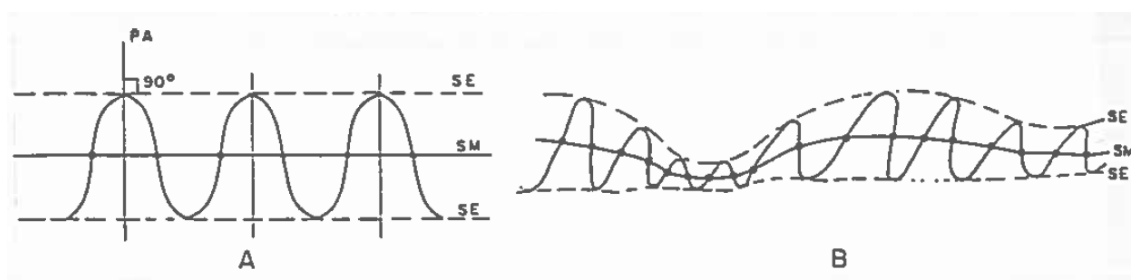


Figura 11 - Superfícies envolventes (SE) e mediana (SM) de uma superfície dobrada. A - dobra simétrica (o ângulo entre o plano axial (PA) e as superfícies envoltória e mediana é recto); B - dobra assimétrica (ângulo agudo).

3.2.2. Classificação de dobras.

De um ponto de vista muito geral, podemos classificar as dobras consoante conheçamos ou não as relações estratigráficas das rochas que as formam (**Quadro 5**).

Quadro 5 - Classificação da dobras atendendo ao fecho e às relações estratigráficas das suas rochas.

		Relações estratigráficas das rochas da dobra		
		Conheço		Não conheço
		Rochas do núcleo da dobra		
		Mais antigas	Mais recentes	
Fecho da dobra	Para cima	<i>Anticlinal</i>	-	<i>Antiforma</i>
	Para baixo	-	<i>Sinclinal</i>	<i>Sinforma</i>

Esta primeira classificação é bastante útil na caracterização geral das estruturas, cuja evolução ou formas atuais são complexas. Podemos usar as designações *sinforma anticlinal* e *antiforma sinclinal*, quando as rochas dobradas se apresentam em sequência estratigráfica invertida. Um *anticlinório* (**Figura 12A**) é um anticlinal complexo, composto, de grandes dimensões, e geralmente é formado por vários anticlinais subsidiários, ao longo da crista e dos flancos. Por oposição, um *sinclinório* (**Figura 12B**) é um sinclinal complexo, composto por numerosos sinclinais subsidiários. As dimensões dos anticlinórios e dos sinclinórios variam da ordem de algumas dezenas ou centenas de quilómetros de extensão por alguns quilómetros a várias dezenas de quilómetros de largura.

A classificação das dobras, como qualquer outra classificação, é redutora mas constitui um bom auxiliar para o estudo sistemático destas estruturas. Juntamente com a sua terminologia, a sua natureza é intuitiva e essencialmente baseada em observações de campo. São vários os critérios de classificação das dobras, podendo ser baseados em

aspectos: (a) descritivos ou geométricos, (b) morfológicos, (c) da mecânica das rochas e competência dos materiais envolvidos, (d) cinemáticos, (e) de regimes tectônicos, e (f) genéticos.

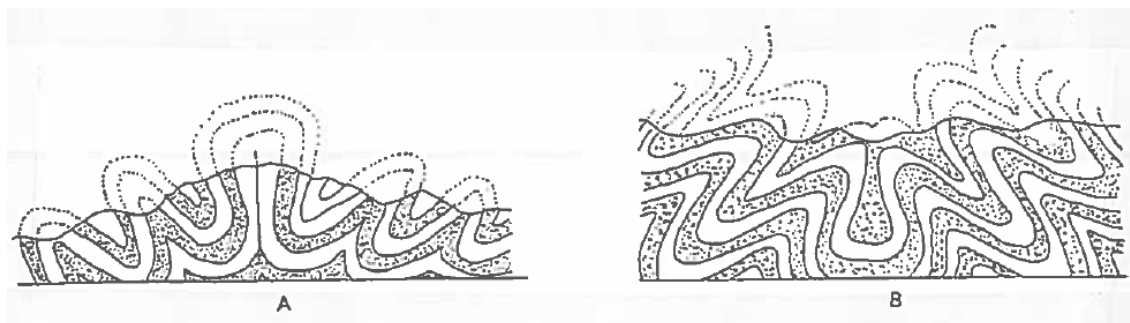


Figura 12 - Representação esquemática de um: A - anticlinório; B - sinclinório.

Neste trabalho optámos por classificar as dobras em dois grupos, função dos aspetos: (a) descritivos ou geométricos, e (b) morfológicos (relações entre as superfícies dobradas sucessivas), uma vez que pretendemos apenas que os alunos caracterizem “os elementos de ... uma dobra”²⁷, sem entrarem nos aspetos físicos do dobramento.

3.2.2.1 Classificação baseada nos aspetos descritivos ou geométricos

Descritivamente podemos agrupar as dobras fundamentando-nos nas relações estabelecidas entre a dobra e as suas superfícies, consoante seja axial, bissetora ou envolvente. As dobras quanto à simetria, dizem-se simétricas e assimétricas. Dobras *simétricas* são aquelas, que sendo planares, possuem o perfil bilateralmente simétrico em relação à sua superfície axial. Se as superfícies axial e bissetora não coincidem, revela-se uma assimetria, e as dobras denominam-se *assimétricas*.

Se nos apoiarmos nas superfícies envolventes, as dobras simétricas serão aquelas cujas superfícies envolventes são perpendiculares às superfícies ou planos axiais. Quando ambas as superfícies são oblíquas, as dobras são assimétricas.

A *atitude, posição* ou *parâmetros geológicos* de uma linha ou superfície plana no terreno é dada por duas coordenadas, medíveis com uma bússola com clinómetro: (a) direção, e (b) inclinação.

A *direção* de um estrato é a orientação em relação ao Norte geográfico de uma linha resultante da interseção da superfície em questão com um plano horizontal imaginário.

²⁷ Gabinete de Educação Tecnológica, Artística e Profissional (1992d).

Traduz-se pelo ângulo entre a direção do Norte geográfico e a linha horizontal situada na superfície da camada, isto é, o *azimute* da horizontal (**Figura 13**).

Entende-se por *inclinação* de uma camada, o ângulo diedro entre o plano considerado e um plano horizontal, ou seja, o ângulo de máximo pendente da camada (**Figura 7.13**). A inclinação é medida com o clinómetro da bússola.

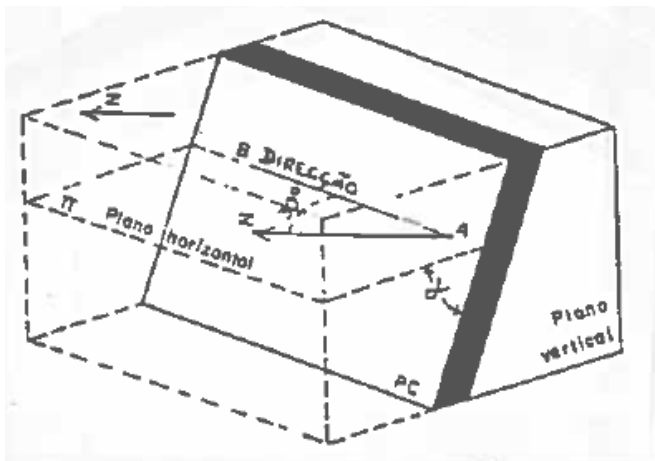


Figura 13 - Representação geométrica das relações entre a direção e a inclinação (ângulo γ).

Os critérios de classificação geométricos são apenas aplicáveis a dobras cilíndricas ou planas, e radicam essencialmente na atitude da superfície axial e da charneira. Assim temos:

1. Atitude dos eixos das dobras cilíndricas e não-planas

1.1. *Dobra horizontal*: com eixo horizontal ou sub-horizontal (**Figuras 6A e 7A**).

1.2. *Dobra mergulhante*: eixo inclinado obliquamente em relação à horizontal (**Figuras 6B, 7B e 8**).

1.3. *Dobra vertical*: eixo vertical (**Figura 14A**).

1.4. *Domo*: ampla dobra anticlinal, onde as camadas mergulham em todos os sentidos, em geral de maneira uniforme, a partir do seu centro.

1.5. *Bacia estrutural*: ampla dobra sinclinal, onde as camadas mergulham em qualquer ponto, em geral de maneira uniforme, no sentido de um centro comum.

2. Atitude de superfícies axiais de dobras planas cilíndricas e acilíndricas

2.1. *Dobra direita*: com superfície axial vertical (**Figuras 14A, 14B, 14C**).

2.2. *Dobra invertida ou inversa*: a superfície axial inclina menos de 90° . Ambos os flancos inclinam no mesmo sentido, mas com ângulos desiguais (**Figuras 14D, 14E**).

2.3. *Dobra deitada ou recumbente*: a superfície axial é essencialmente horizontal (inclinações entre 0° e 10°) (**Figura 14G**).

2.4. *Dobra nappe*: quando se tem um grande manto de rocha estruturado em vasta e completa dobra recumbente, cujo flanco inverso tem um comprimento superior a 5 km.

2.5. *Nappe de carreamento*: o flanco inverso da dobra recumbente adelgaça-se rompendo através de uma superfície de cisalhamento sub-horizontal, designada de *carreamento*. Estas *nappes* e dobras são muito frequentes nos Alpes e Himalaias, tendo os geólogos desenvolvido uma terminologia própria para as designar.

2.6. *Dobra reclinada*: direção da superfície axial normal ao rumo do eixo (**Figura 14F**).

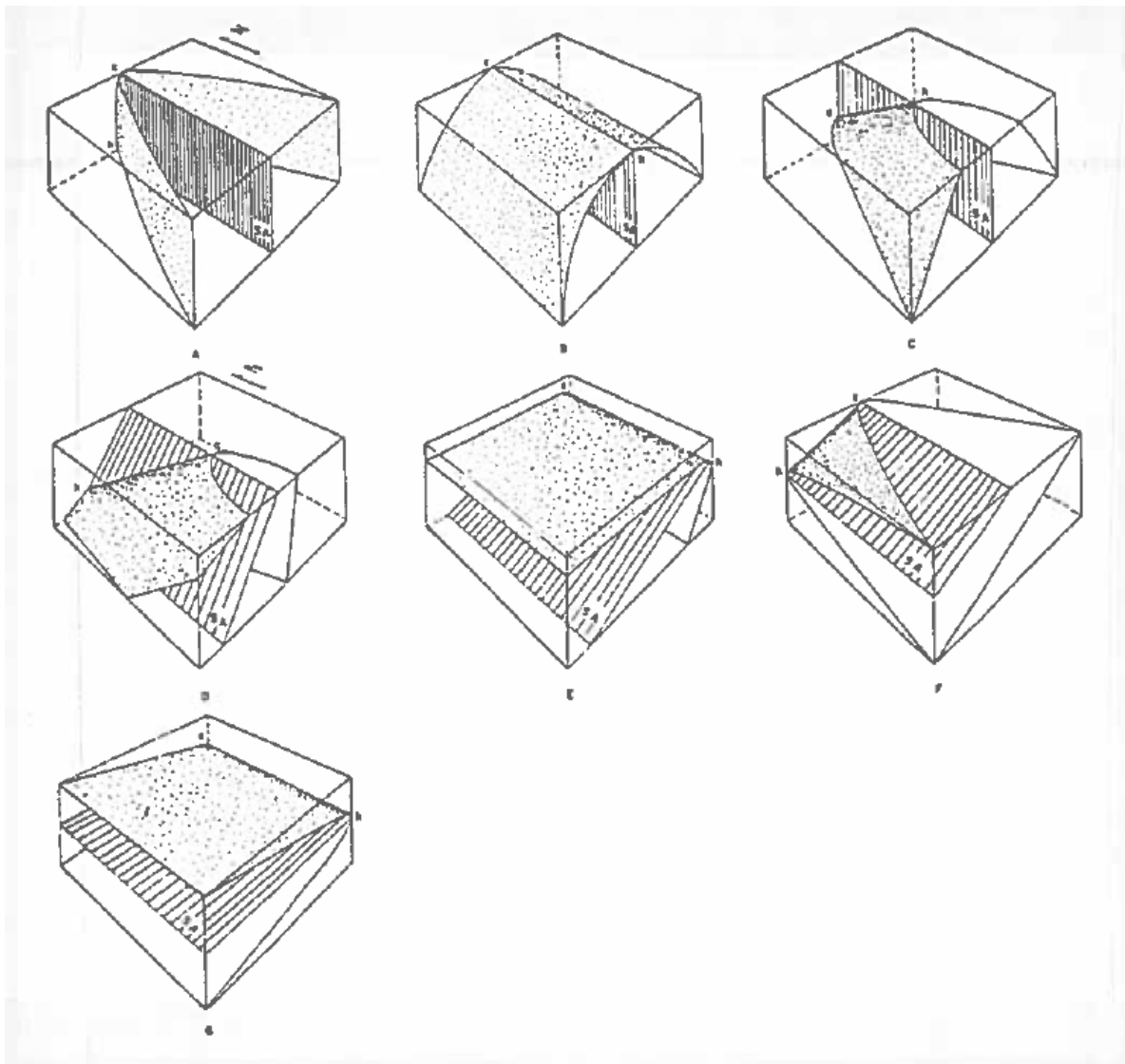


Figura 14 - Classificação de dobras baseada na atitude da charneira e da superfície axial (SA). A - Dobra vertical; B - Dobra direita horizontal; C - Dobra direita com caimento; D - Dobra inversa com caimento; E - Dobra inversa horizontal; F - Dobra reclinada; G - Dobra deitada.

Baseando-nos nas formas gerais observadas em seções transversais, normais à charneira das dobras, podemos agrupá-las em:

1. *Dobra isoclinal*: quando os flancos são essencialmente paralelos. Combinando com a classificação anterior, uma *dobra isoclinal normal* tem a superfície axial vertical, enquanto um *dobra isoclinal invertida* (**Figuras 15A e 15B**) apresenta a superfície axial inclinada ou deitada. Quando a superfície axial é essencialmente horizontal, temos uma *dobra isoclinal deitada* (**Figura 15C**).
2. *Dobra em leque*: ambos os flancos mostram-se invertidos. Na *antiforma em leque* os dois flancos mergulham um no sentido do outro. Na *sinforma em leque* ambos os flancos mergulham em sentidos opostos (**Figura 15D**).

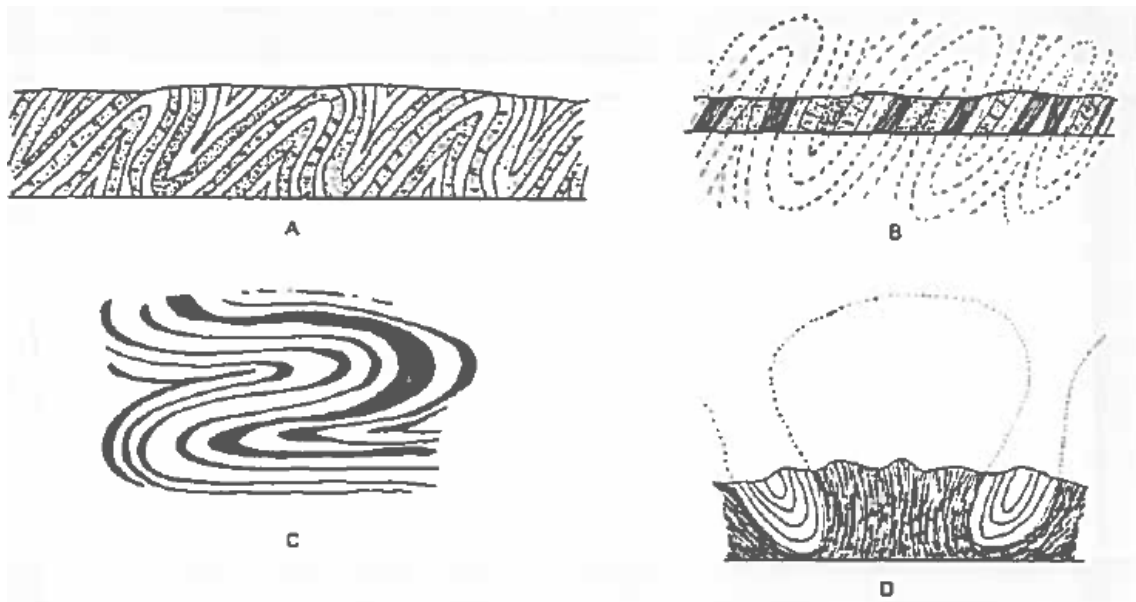


Figura 15 - A e B - Dobras isoclinais já bastante erodidas; C - Dobra isoclinal recumbente; D - Dobra isoclinal em leque.

3. *Homoclinal*: estrutura formada por rochas que mergulham no mesmo sentido, com o mesmo valor angular e com uniformidade razoável. Considerando-se grandes áreas, em geral, muitos homoclinais são simplesmente os flancos de grandes dobras (**Figura 16A**).
4. *Terraço estrutural*: feição que ocorre em áreas onde camadas mergulhantes adquirem localmente uma postura horizontal (**Figura 16B**).

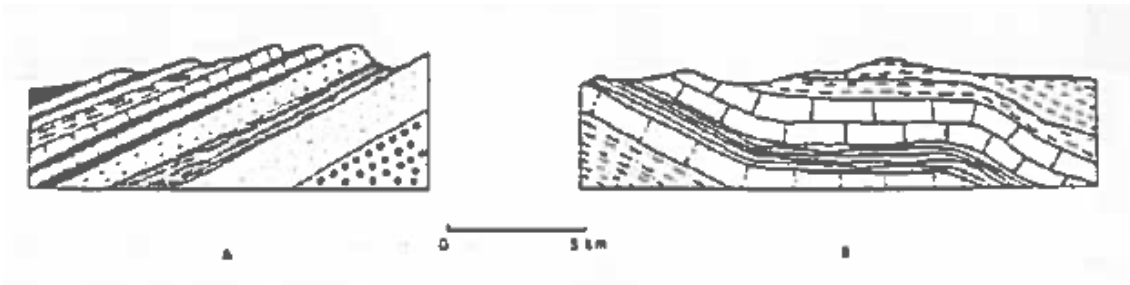


Figura 16 – A – Homoclinal; B - Terraço estrutural.

5. *Monoclinal* ou *flexão monoclinal*: flexão em forma de degrau que afeta camadas originalmente horizontais e paralelas ou levemente inclinadas. Embora a direção permaneça aproximadamente igual, a inclinação das camadas passa de suave a forte, e novamente a mais suave. O monoclinal constitui em geral, a ligação entre dois blocos de rocha com acamamento horizontal que foram deslocados em relação um ao outro sem fraturar (**Figura 17**).

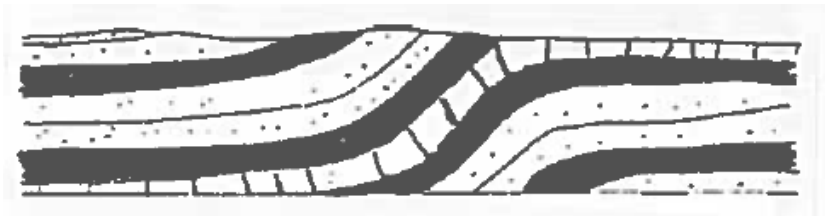


Figura 17 - Monoclinal.

6. *Dobra em caixa*: o topo amplo e chato de um antiforme ou o fundo amplo e chato de um sinforme estão adjacentes ou bordejados em ambos os lados por flancos de alto mergulho (**Figura 18A**). Estas dobras apresentam duas superfícies axiais com inclinações opostas.

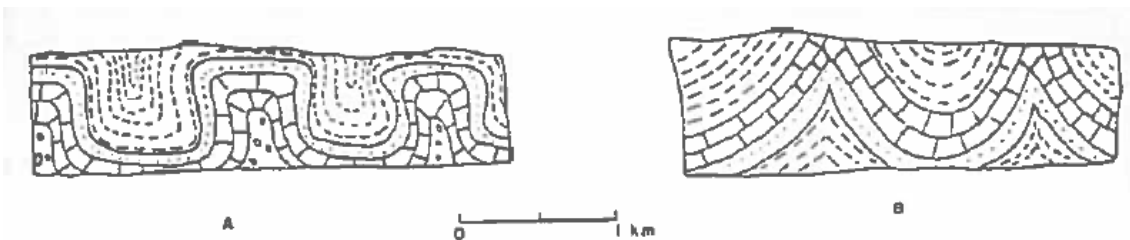


Figura 18 - A - Dobra em caixa; B - Dobra em cúspide.

7. *Dobras em cúspide*: os flancos encurvam-se suavemente em arcos, fechando-se na zona axial formando cúspides (**Figura 18B**).
8. *Dobra fechada*: o sistema de tensões foi suficientemente forte para causar o fluxo das camadas mais plásticas, por forma a aumentarem e diminuírem de espessura

(Figura 19A). O espessamento ocorre nas curvaturas das dobras, enquanto o estiramento dá-se nos seus flancos.

9. *Dobra aberta*: embora o sistema de forças tenha capacidade para provocar fluxo, este não ocorreu (Figura 19B).

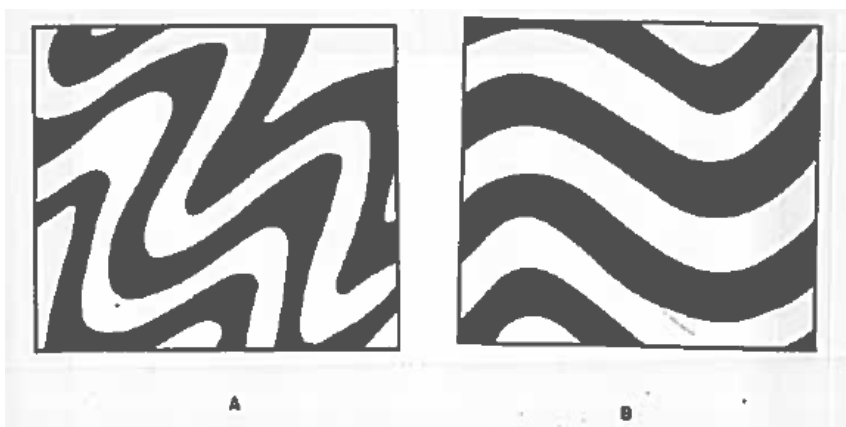


Figura 19 – A - Dobra fechada; B - Dobra aberta²⁸.

10. *Dobra de arrasto*: estas dobras surgem quando numa estrutura sedimentar uma camada mais competente desliza sobre uma camada incompetente ou menos competente. As dobras de arraste podem formar-se nos flancos de grandes deslizamentos (então apelidadas *dobras parasitas*), e apresentam as mesmas propriedades geométricas das grandes dobras.

11. *Dobras angulares*: possuem os flancos retilíneos muito inclinados, de modo que as suas zonas axiais formam ângulos agudos.

12. *Dobras em chevron*: são dobras angulares repetidas, simétricas e com flancos de igual comprimento.

3.2.2.2. Classificação baseada nos aspetos morfológicas

1. *Dobras concêntricas, paralelas ou competentes*: as camadas competentes sucessivas mantêm-se paralelas, com a espessura e mais ou menos constante através de toda a dobra. A distância D , tomada paralelamente à superfície axial diminui. Este paralelismo implica que o raio da curvatura decresça no sentido do núcleo da dobra de modo que, em geral, ela tenderá a tornar-se uma dobra em cúspide. Estas dobras são também chamadas de *dobras isópacas*, em virtude da constância da espessura (Figura 20A).

²⁸ Adaptado de Loczy e Ladeira (1976, p. 59).

2. *Dobras similares*: as camadas sucessivas dobradas mantêm-se aproximadamente com a forma similar. A espessura e entre as camadas varia, enquanto a distância D , paralela à superfície axial e entre as camadas adjacentes, permanece constante. Como existe variação de espessura, estas dobras são também denominadas *dobras anisópacas* (**Figura 20B**).

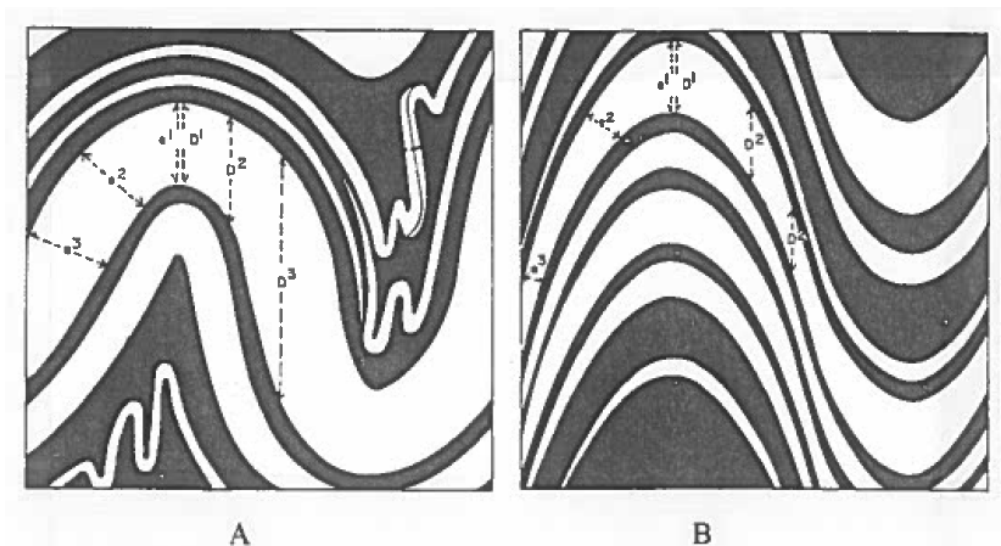


Figura 20 - A - Dobras paralelas, concêntricas ou isópacas; B - Dobras similares ou anisópacas. Note-se que as espessuras e_1 , e_2 e e_3 são iguais para as dobras paralelas e desiguais para as dobras similares, enquanto as distâncias tomadas paralelamente ao plano axial das dobras, isto é, D_1 , D_2 , D_3 , nos casos ideais, variam em A e são constantes em B²⁹.

3.3. Clivagem, xistosidade e foliação

Existem estruturas planares que estão geralmente associadas à deformação das rochas. Nem sempre a sua compreensão pelos estudantes é fácil. Em parte, tal dificuldade deve-se à pouca familiaridade que o aluno tem com estas estruturas, seja em amostras de mão, seja em afloramentos rochosos. Neste momento, não é nosso objetivo estudarmos com pormenor este tipo de elementos texturais e mecânicos, todavia, apresentaremos apenas as suas definições conceituais para prosseguirmos o presente estudo, e termos a certeza que, pelo menos, alguns destes conceitos não serão, ainda que teoricamente, completamente estranhos ou desconhecidos.

A *clivagem* é uma propriedade de natureza mecânica. No que diz respeito aos minerais, o seu próprio interior apresenta os limites de certos planos da rede cristalina com uma menor coesão. Estes planos são de rutura fácil e os seus vestígios são denominados *planos*

²⁹ Segundo Ramsay (1962), adaptado de Whitten (1969, p. 133).

de *clivagem*. As rochas fraturam-se, preferencialmente, em lâminas paralelas ou subparalelas, em superfícies planares. Essas superfícies são igualmente denominadas *superfícies de clivagem* ou *planos de clivagem*.

Nos casos em que o grau de metamorfismo é elevado, a rocha fica submetida a pressões dirigidas com recristalizações acentuadas, e a estrutura metamórfica mais comum é a *xistosidade*. Consiste numa orientação, essencialmente de minerais micáceos, segundo superfícies subparalelas ou paralelas, de grãos inequidimensionais. Se os cristais são tabulares, desenvolvem-se com direção perpendicular à tensão máxima. Os cristais colunares crescem em diversas direções dentro de planos normais à tensão máxima. Nestas rochas as superfícies são geralmente lustrosas e irregulares, função do desenvolvimento de minerais micáceos (**Figura 21**).

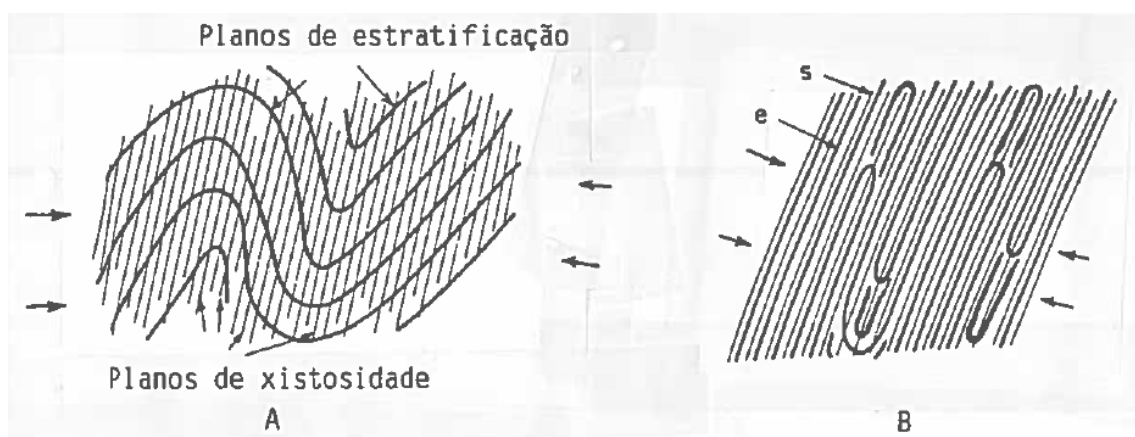


Figura 21 – Planos de estratificação e planos de xistosidade.

Os planos de estratificação de uma rocha não coincidem, em geral, com a sua xistosidade. Esta é perpendicular à direção das tensões actuaentes na rocha, enquanto que os estratos dobram-se formando anticlinais e sinclinais (**Figura 21A**). No caso de dobramentos muito apertados, os flancos das dobras ficam quase paralelos entre si (dobras isoclinais) e perpendiculares à direção das tensões sofridas, no qual a xistosidade coincide com a estratificação (**Figura 21B**).

Em algumas rochas, é possível observar uma orientação paralela de minerais alongados, como, por exemplo, anfíbolos, em linha com a tensão mínima, resultado das magnitudes aproximadas das forças intermédia e máxima. A esta estrutura dá-se o nome de *lineação de intersecção*.

Foliação é uma estrutura planar resultante de processos primários (e.g., estratificação), ou de processos secundários de metamorfismo (e.g., clivagem, xistosidade).

3.4. Diáclases

Algumas rochas, quando sujeitas a uma tensão, sofrem deformação elástica, ou seja, uma vez retirada a tensão, o corpo adquire a forma e tamanho originais. A temperaturas e pressões ambientais, grande parte das rochas têm comportamentos quebradiços³⁰, materializados por *fraturas*. Mesmo em ambientes de deformação plástica, isto é, aqueles onde apesar de suprimirmos a tensão, a deformação persiste, existem rochas que podem atingir a rutura.

As fraturas podem resultar de tensões que tendem a separar as partes de um dado corpo, dizendo-se *fraturas por tração*. Quando as duas partes separadas podem mover-se ao longo do plano de ruptura, a deformação é dúctil e as fraturas denominam-se de *cisalhamento*.

As *diáclases* correspondem a planos ou superfícies de fratura, que amiúde cortam as estratificações ou outros planos de laminação, ao longo dos quais não ocorreu movimento das paredes rochosas paralelamente aos planos de fratura, ou se houve deslocamento, ele foi reduzido ou escasso, e não visível.

Os planos das diáclases são determinados através da sua direção e inclinação. As dimensões das diáclases são muito variáveis. Algumas apresentam alguns metros de extensão segundo a direção, enquanto outras podem ser acompanhadas no campo por centenas de metros segundo a direção e igualmente no sentido da sua inclinação.

As diáclases ocorrem geralmente associadas e nunca isoladas. Os planos de diáclases estão espaçados de alguns centímetros a vários metros. Chamamos *conjuntos de diáclases*, ao conjunto dos blocos situados entre diáclases adjacentes, mais ou menos paralelas (**Figura 22**), e *sistemas de diáclases*, a dois ou mais conjuntos ou um grupo com uma distribuição característica.

Quando ocorre movimento significativo e visível segundo o plano de partição, dizemos que existe uma *falha*.

³⁰ Uma substância quebradiça ou frágil atinge a ruptura sem sofrer deformação plástica significativa. Uma vez atingido o limite de cedência, existe um significativo intervalo de deformação plástica, podendo todavia, não ocorrer ruptura do material.

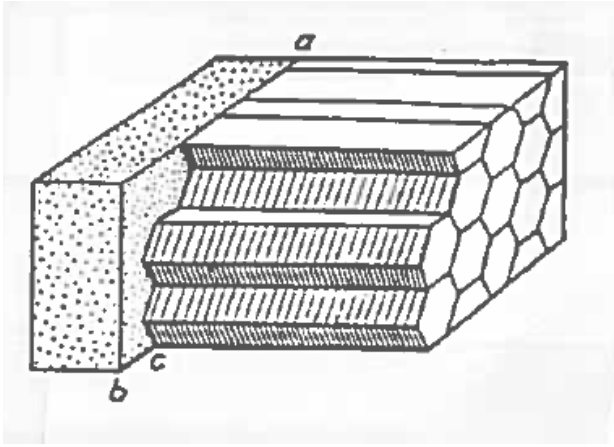


Figura 22 - Corte teórico de diáclases hexagonais numa rocha intrusiva (tracejado e branco) em relação com o contato, abc. A rocha encaixante representa-se a ponteadado³¹.

3.5. Falhas como deformação frágil

3.5.1. Caracterização de falhas - elementos geométricos

Quando as tensões, a que estão submetidas as rochas no interior da crosta terrestre ultrapassam o limite de resistência específico, produzem-se ruturas nas mesmas, segundo uma série complexa de planos, coincidentes com as direções da resistência mínima, em relação com a direção da tensão sofrida.

A capacidade de dobramento ou de rutura dos estratos depende, numa primeira instância, da natureza das rochas que os formam e das suas condições anteriores. Estas ruturas originam superfícies de descontinuidade chamadas de *fraturas*. As fraturas da crosta terrestre podem ser de magnitude diversa. Junto a fraturas locais de pouca importância, encontramos grandes fraturas com extensões de muitos quilómetros (e.g., falha da Messejana, falha Évora-Tomar-Porto).

Podemos dizer que temos uma *falha* sempre que num corpo rochoso exista uma fratura, ao longo da qual as paredes rochosas - *blocos de falhas* - se movimentam entre si. Uma falha é assim definida pelo *plano de rutura* ou *plano de falha*, e pelo vetor que une dois pontos coincidentes antes do deslocamento. Os planos de falha são planos de cisalhamento e a sua interpretação mecânica baseia-se na análise da relação de tensões compressivas, distensivas e de torção.

Entende-se por *atitude* de uma falha, a atitude do plano, designado *plano de falha* (**Figura 23**), ao longo do qual ocorreu a fratura e se realizou o deslocamento dos blocos de falha. Quando o plano de falha se encontra polido, devido ao atrito provocado pelo deslocamento

³¹ Adaptado de Lahee (1979, p. 287).

dos blocos-falha, denomina-se *espelho de falha*. A atitude de uma falha é caracterizada por uma *direção* e por um *pendor* ou *inclinação* (ângulo α), e a sua determinação faz-se de forma idêntica como se de um plano de estratificação se tratasse. O plano de falha pode tomar qualquer direção no espaço, inclusive a horizontal se a fratura foi provocada por tensões laterais intensamente fortes.

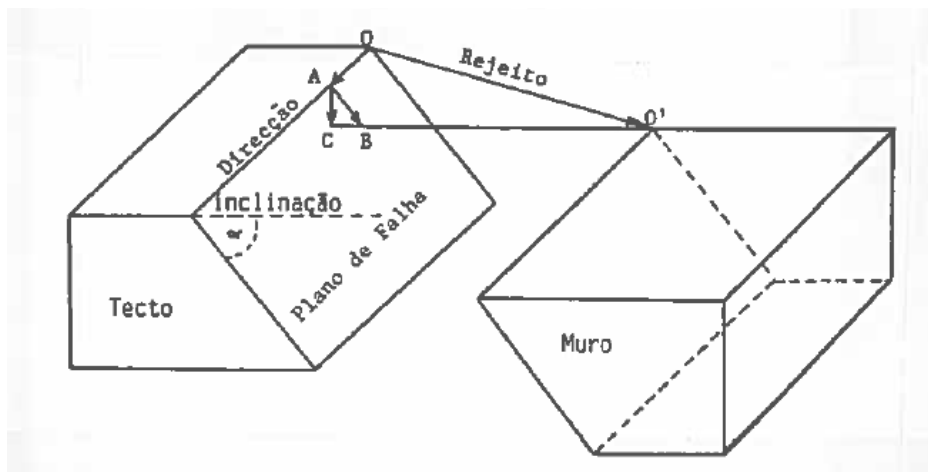


Figura 23 - Esquema representativo dos elementos geométricos de um plano de falha.

Diz-se que uma falha é *vertical*, quando o plano de falha tem 90° de inclinação. O bloco de falha que foi elevado designa-se *bloco de falha levantado* ou *lábio levantado*. *Bloco de falha descaído* ou *lábio descaído* corresponde ao bloco de falha que fica localizado em nível inferior. Se o plano de falha não é vertical, o bloco de falha acima do plano é apelidado de *teto*, e o situado abaixo dele denomina-se *muro*. As superfícies adjacentes de dois blocos de falha deslocados por falha designam-se *paredes de falha*.

O *traço de falha* ou *linha de falha* corresponde à intersecção do plano de falha com a superfície terrestre. Nas falhas com inclinações elevadas a subverticais, o traço de falha é geralmente retilíneo, enquanto nas falhas de baixo ângulo a horizontais, o traço de falha é sinuoso.

O deslocamento dos blocos de falha pode ser feito através de falhas associadas paralelas, formando a *zona de falha*. Os materiais triturados que formam a zona de falha constituem *as rochas associadas à falha* (e.g., brechas, argilas, milonitos).

Os movimentos que ocorrem nas falhas podem classificar-se em dois grupos: (a) movimentos translacionais, e (b) movimentos rotacionais. Os movimentos translacionais caracterizam-se pela constância do paralelismo entre todas as linhas retas localizadas nos lados opostos falha e fora da zona deslocada, antes e após o deslocamento. Após os movimentos rotacionais, as linhas retas paralelas, situadas nos blocos-falha opostos,

quebram o seu paralelismo. Geralmente estão presentes em todas as falhas estes dois tipos de movimentos.

De qualquer forma o movimento ao longo das falhas é sempre relativo. Considerando a **Figura 23**, o muro pode ter subido em relação ao teto ou este último ter descido relativamente ao primeiro. Podem ainda ambos ter subido, deslocando-se o muro mais rapidamente que o teto, ou ao invés, ambos subiram, com maior lentidão para o teto.

Ao deslocamento relativo de pontos previamente adjacentes nos lados opostos da falha, dá-se o nome de *rejeito* ou *rejeta*. O deslocamento pode ser definido pelo vetor $\overrightarrow{OO'}$, que se decompõe nos vetores: (a) \overrightarrow{OA} , (*rejeito horizontal longitudinal* na direção do plano de falha), (b) $\overrightarrow{CO'}$, (*rejeito horizontal transversal*), (c) \overrightarrow{AC} , (*rejeito vertical*) e (d) \overrightarrow{AB} , (*rejeito de declive*) (**Figura 23**).

3.5.2. Classificação das falhas

As falhas podem ser classificadas segundo aspetos genéticos ou geométricos, embora estes últimos sejam mais aplicáveis em atividades práticas de campo. De acordo com os parâmetros geométricos, podemos classificar as falhas baseando-nos no movimento aparente, *i.e.*, o movimento que pode observar-se em seções verticais à direção da falha. Consideremos para o efeito duas situações para o valor do rejeito horizontal longitudinal \overrightarrow{OA} (**Figura 23**):

1. O rejeito longitudinal \overrightarrow{OA} tem valor nulo
 - 1.1. Há incremento do volume inicial: *Falha de extensão, Falha distensiva* ou *Falha normal* (**Figura 24A**).
 - 1.2. Há diminuição do volume inicial: *Falha de compressão, Falha cavalgante* ou *Falha inversa* (**Figura 24B**).
 - 1.3. Constância de comprimento e largura: *Falha vertical* (**Figura 24C**).

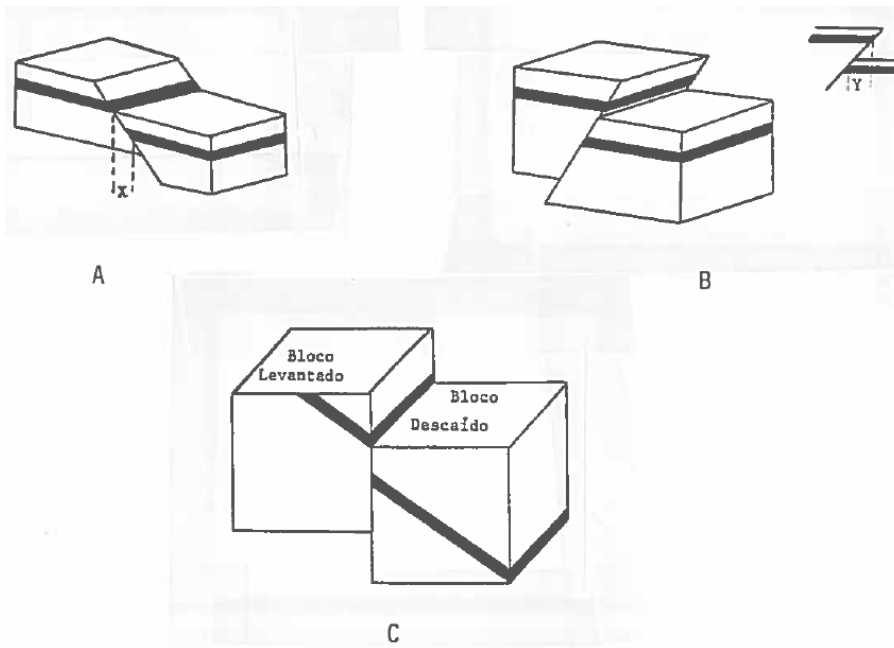


Figura 24 - Diferentes tipos de falhas: A - Falha normal (pura), com rejeito segundo o declive (X); B - Falha inversa (pura), com rejeito segundo o declive (Y); C - Falha vertical.

2. O rejeito longitudinal \overline{OA} não é nulo.

2.1. Rejeito vertical nulo: *Falha horizontal, Falhas de desligamento ou Falhas translacionais (Figuras 25A e 25B).*

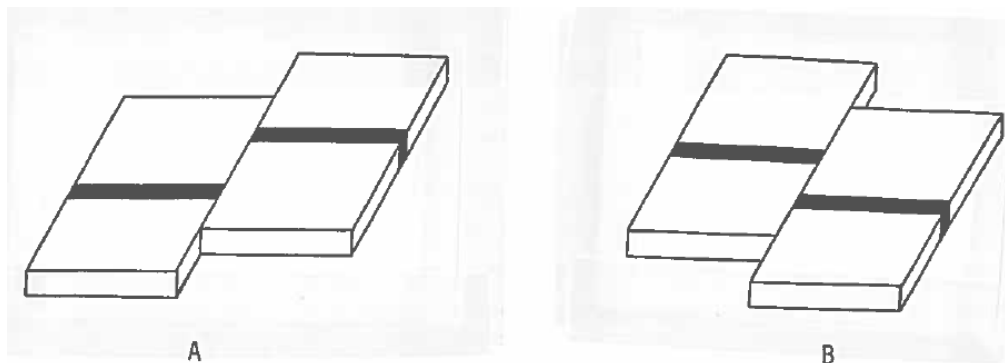


Figura 25 - Diferentes tipos de falhas: A - Falha de desligamento esquerdo; B - Falha de desligamento direito.

Combinando entre si, estes 4 movimentos puros, obtemos 8 movimentos relativos possíveis entre blocos-falha, servindo para definir 8 tipos de falhas. Além dos já citados temos: (a) Falha normal com rejeito de declive esquerdo (**Figura 26A**), (b) Falha normal com rejeito de declive direito (**Figura 26B**); (c) Falha inversa com rejeito de declive esquerdo (**Figura 26C**); (d) Falha inversa com rejeito de declive direito (**Figura 26D**); (e) Falha vertical com rejeito vertical esquerdo (**Figura 26E**); (f) Falha vertical com rejeito vertical direito (**Figura 26F**); (g) Falha horizontal com rejeito horizontal transversal esquerdo (**Figura 26G**); e (h) Falha horizontal com rejeito horizontal transversal direito (**Figura 26H**).

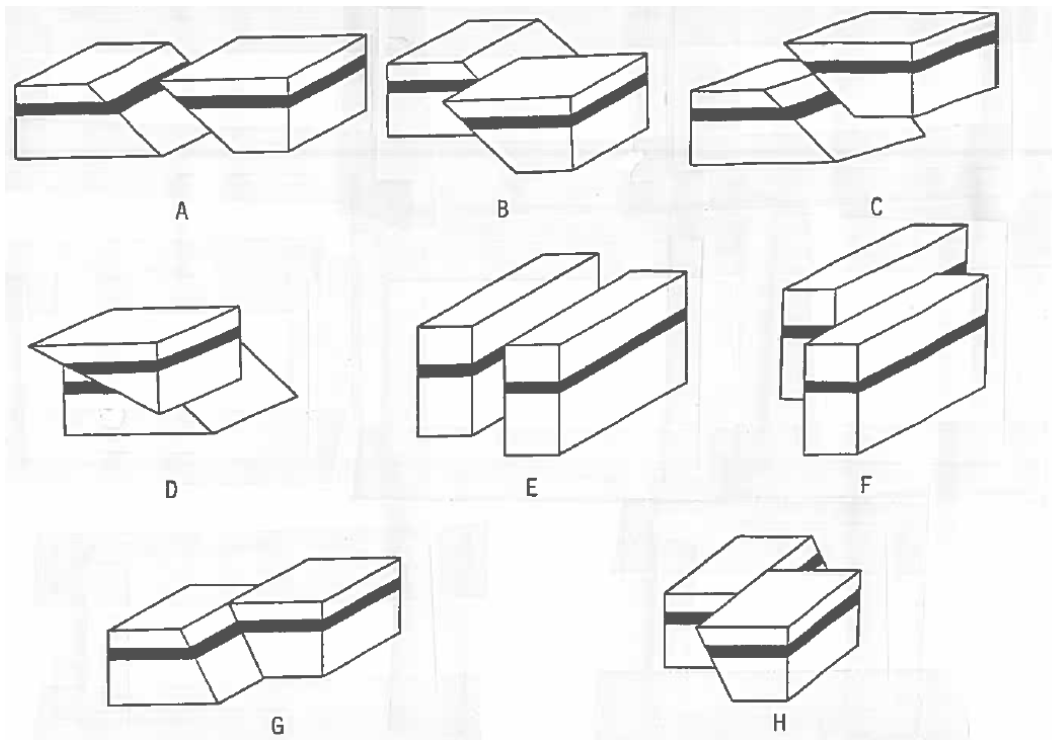


Figura 26 - Diferentes tipos de falhas: A - Falha normal esquerda; B - Falha normal direita; C - Falha inversa esquerda; D - Falha inversa direita; E - Falha vertical esquerda; F - Falha vertical direita; G - Falha horizontal com rejeito horizontal transversal esquerdo; e H - Falha horizontal com rejeito horizontal transversal direito.

De acordo com a forma ou posição do plano de falha temos a considerar:

1. *Falhas planas* - o seu pendore não varia com a profundidade.
2. *Falhas lítricas* - falhas cujo plano se vai encurvando com a profundidade, chegando a alcançar uma posição horizontal. A sua geometria é essencialmente característica das grandes falhas normais desenvolvidas em zonas distensivas.

Considerando um sistema de forças (tensões) atuante sobre um corpo rochoso, a sua distribuição inicial, de modo a originar falhas normais, inversas e de desligamento (**Figura 27**). A descrição mais pormenorizada deste assunto será retomada mais adiante.

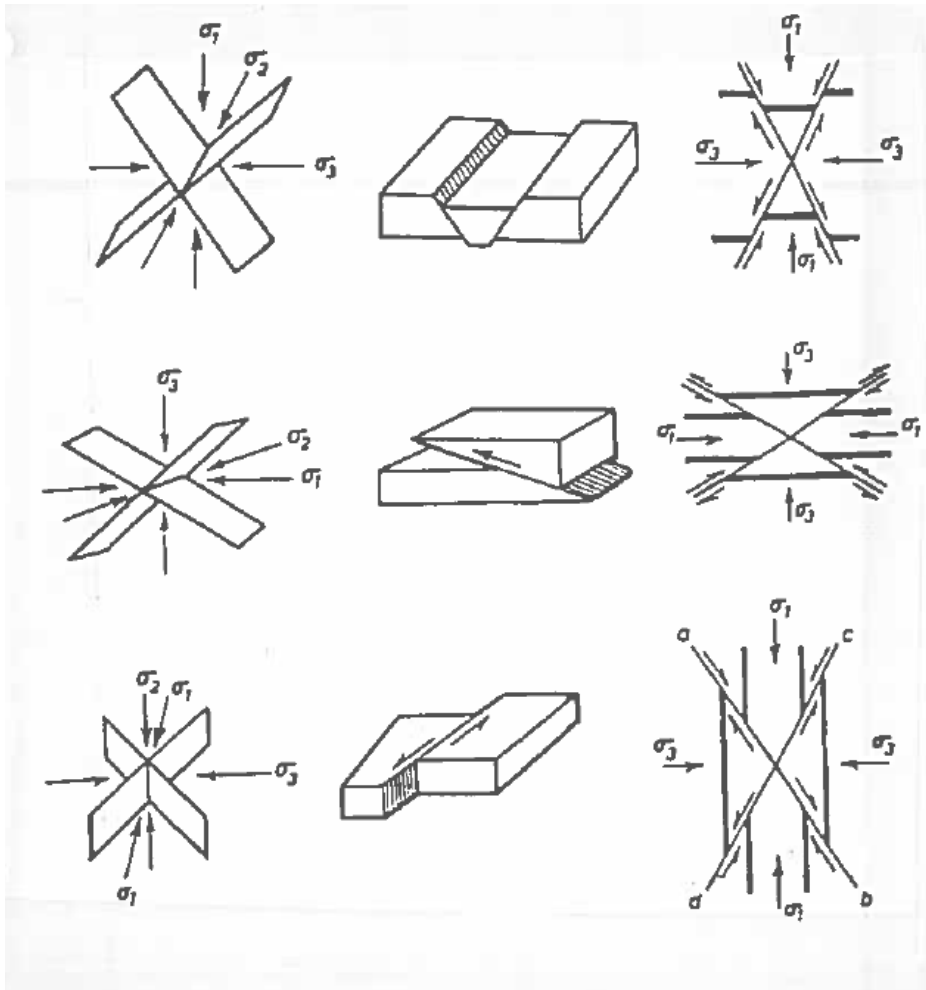


Figura 27 - Distribuição inicial das tensões, originando de falhas: A - normais; B - inversas; C - De desligamento. σ_1 = tensão máxima, σ_2 = tensão intermédia, σ_3 = tensão mínima³².

O estilo da deformação (número de falhas menores, inclinações, etc.) pode variar em direção paralela a uma zona distensiva. Esta variação é devida ao aparecimento de *falhas de transferência* perpendiculares às falhas lítricas (**Figura 28**).

Com base na natureza do movimento relativo dos blocos de falha ao longo da falha, podemos procurar uma classificação genética. Após o cisalhamento, os dois blocos rochosos falhados podem deslocar-se mutuamente se a compressão subsistir. A superfície que separa as duas partes passa a constituir uma *superfície de deslizamento*, através da qual se formam *cavalgamentos*, *dobras-falhas*, *escamas* e *carreamentos*.

³² Adaptado de Anderson (1951), citado em Hills (1975, p. 183).

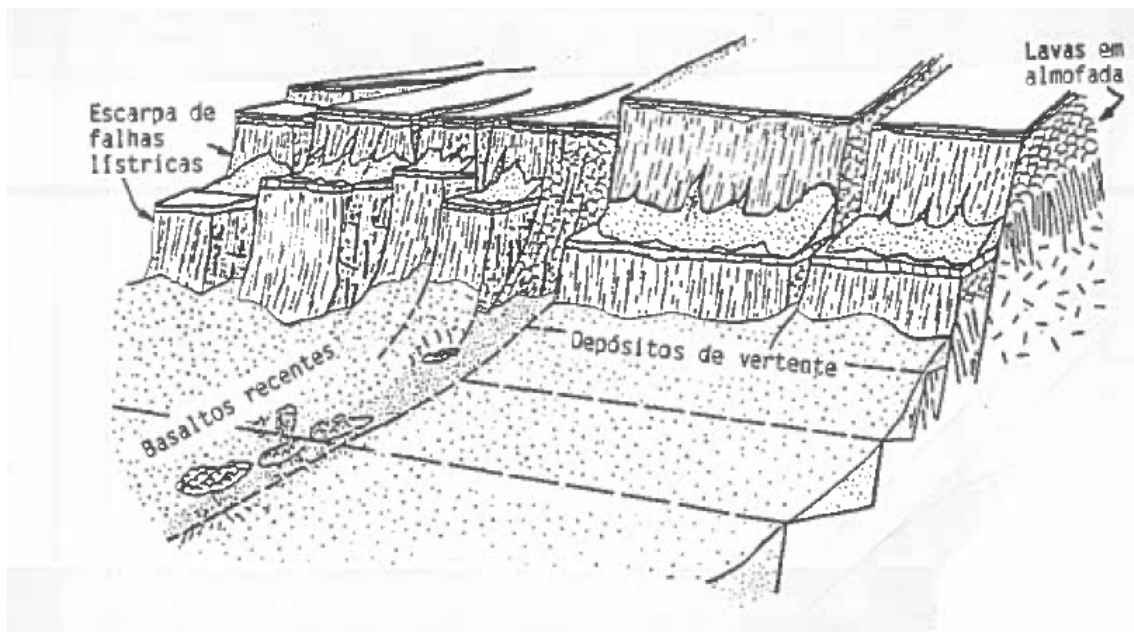


Figura 28 - Bordo oriental de uma escarpa correspondendo à dorsal atlântica a 25° de latitude Norte. Um conjunto de falhas listricas é cortado perpendicularmente por falhas de transferência, que acomodam os movimentos diferenciais ao longo da escarpa dorsal³³.

Se o encurtamento se acentuar durante os mecanismos compressivos que levam à formação de uma falha inversa, esta passa a um *cavalgamento* (**Figura 29A**), amortecendo-se lateralmente. Uma dobra deitada por cisalhamento ou estiramento pode sofrer rutura, seguida de deslizamento. A rutura dá-se geralmente segundo uma única superfície, e a estrutura recebe o nome de *dobra-falha* (**Figura 29B**). Neste tipo de estruturas é possível observar a repetição de estratos (**Figura 7.30**). Quando a rutura surge ao longo de uma família de planos secantes, o deslocamento dos blocos isolados conduz à formação de *escamas* (**Figura 29C**).

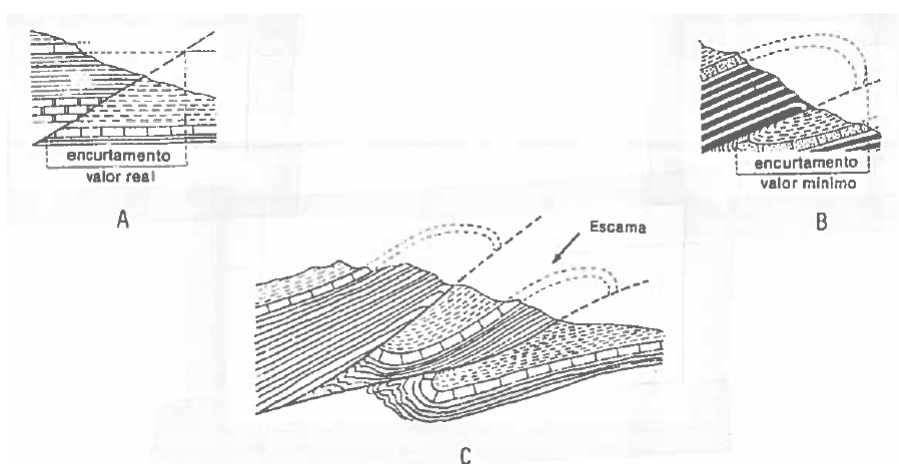


Figura 29 - Os diferentes tipos de acidentes compressivos: A - falha inversa; B - Dobra-falha; C - Dobra-falha e formação de uma escama.

³³ Adaptado de Karsson e Rova (1990), citado em Anguita e Moreno (1991, p. 127).

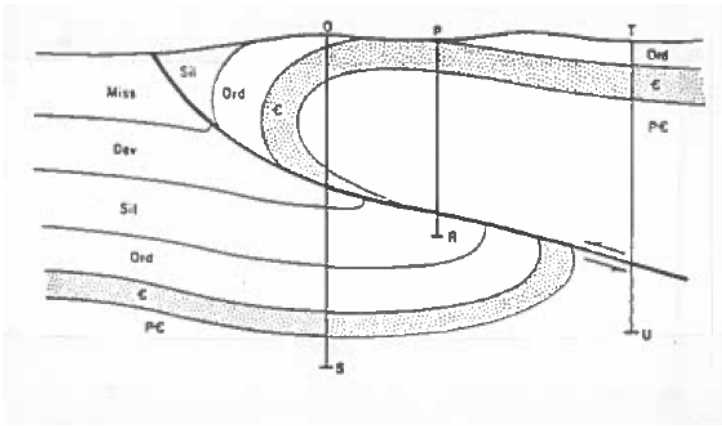


Figura 30 - Uma sondagem com direcção \overrightarrow{OS} encontra o Câmbrio três vezes, duas por dobramento e a terceira em virtude da falha inversa. Se perfurássemos segundo \overrightarrow{PR} ou \overrightarrow{TU} , o Câmbrio seria encontrado apenas uma vez. O Devónico nunca é observado à superfície, devido ao deslizamento do teto.

Em muitos casos, as grandes falhas distensivas apresentam perfis com pendor variáveis. Os setores horizontais ou sub-horizontais denominam-se *plataforma* (**Figura 31**), enquanto os inclinados são *rampas* (**Figura 31**). No caso dos cavalgamentos, nos setores correspondentes às rampas podem surgir novas rampas que substituem a anterior, a qual fica inativa. Cada duas superfícies de rampa delimita uma *escama tectónica* (*horse*). O conjunto de escamas tectónicas forma uma *imbricação* em extensão de *escamas* (*duplex*) (**Figura 32**).

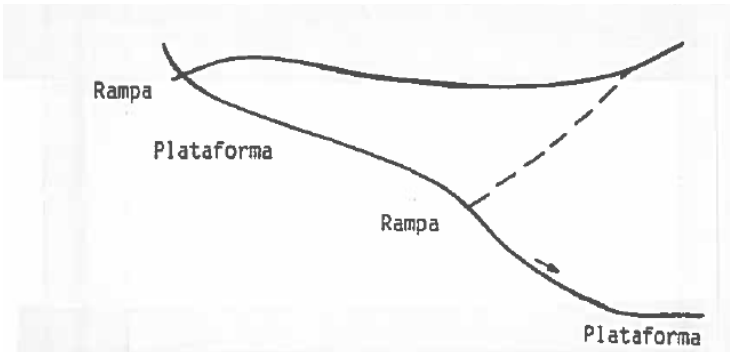


Figura 31 - Representação de uma falha distensiva com plataformas e rampas.

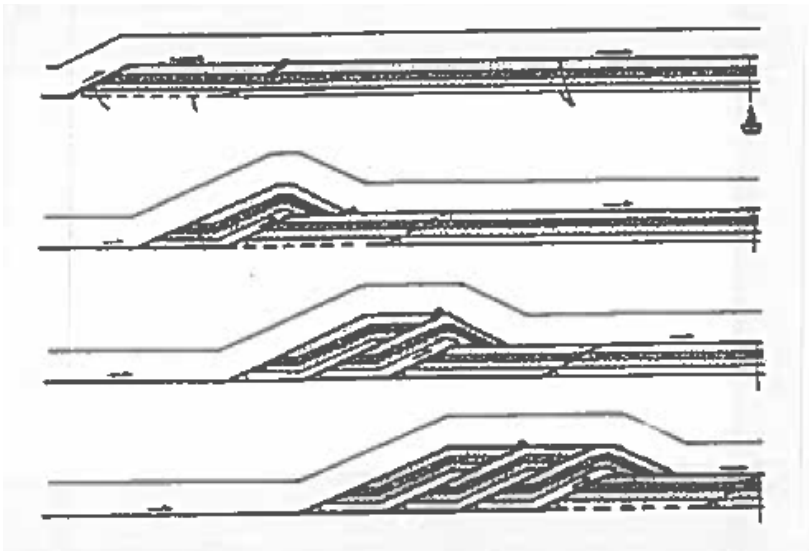


Figura 32 - Formação de um duplex com progressivo colapso do muro³⁴.

Quando um maciço rochoso sofre um importante deslocamento sobre um plano de deslizamento, inferior a 15°, diz-se que ocorreu um *carreamento*, conduzindo a encurtamentos, que no mínimo, são da ordem de vários quilómetros. As sobreposições de blocos distintos, dizem-se *anormais*. Diz-se igualmente *anormal*, o contacto da massa rochosa superior *cavalgante* ou *alóctone* e a massa rochosa inferior ou *autóctone* (Figura 7.33).

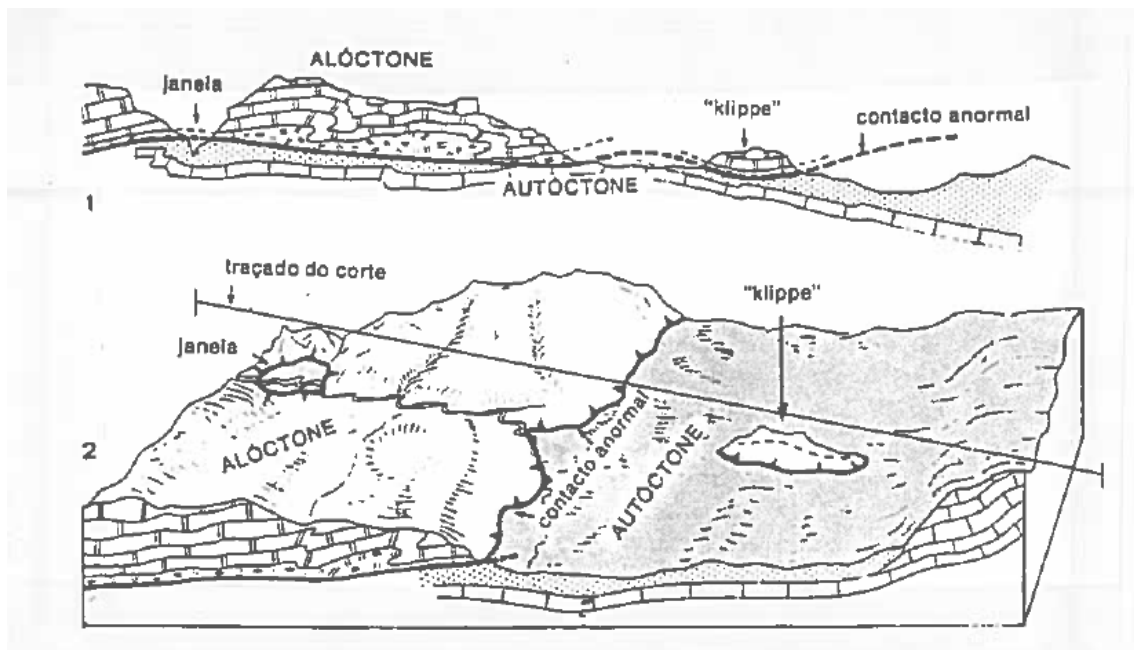


Figura 33 - Corte (1) e bloco-diagrama esquemático (2) dum manto de carreamento repousando sobre um autóctone³⁵.

Da classificação genética, baseada no movimento relativo, interessa-nos falar das *falhas de gravidade*. Neste tipo de falhas, o teto desce em relação ao muro. O maior eixo de tensão

³⁴ Adaptado de Boyer e Elliot (1982), citado em Price e Cosgrove (1990, p. 165).

³⁵ Adaptado de Dercourt e Paquet (1986, p. 268).

é essencialmente o vertical. Estas falhas estão relacionadas com distensões da crosta terrestre e com estiramentos radiais centrífugos em cristas anticlinais ou domos. As inclinações do plano de falha são, em geral, superiores a 45°, podendo oscilar desde sub-horizontal até vertical. As suas dimensões são também variadas. Podem ir das muitas dezenas de quilómetros de extensão até à escala microscópica. Os rejeitos chegam, em alguns casos, às centenas de metros. As estruturas mais comuns resultantes de falhamentos de gravidade são os sistemas de *Grabens*, *Fossas* ou *Depressões Tectónicas* e os de *Horsts* ou *Pilares tectónicos*.

Um *graben* corresponde a um bloco rebaixado, geralmente muito mais extenso que largo, delimitado por falhas de gravidade (**Figura 34**). Um *horst* é um bloco levantado, delimitado por falhas de gravidade, exibindo frequentemente uma altitude maior que as áreas contíguas, que amiúde, são formadas por *grabens* (**Figura 34**).

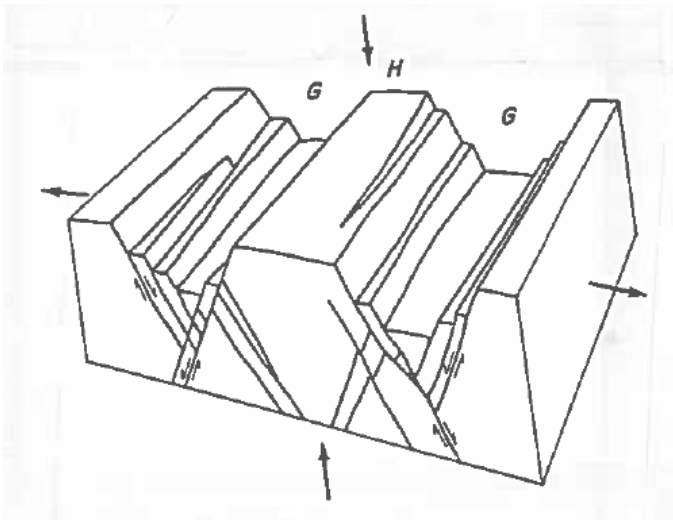


Figura 34 - Diagrama esquemático ilustrando um sistema de *graben* (G) e *horst* (H).

A posição mais elevada dos *horsts* pode ser devida a quatro situações possíveis: (a) um soergimento efetivo do próprio bloco; (b) uma subsidência dos *grabens* adjacentes, enquanto os *horsts* se mantêm relativamente estáveis; (c) movimento de ambos os blocos, com um afundimento dos *grabens* mais acentuado do que o dos *horsts*; ou (d) movimento de ambos os blocos, com um soergimento dos *horsts* mais pronunciado do que o dos *grabens*.

Um outro tipo de classificação que pode ser usada, descreve as falhas individualmente, de acordo com a sua magnitude, ou seja, o tamanho da sua fratura (**Quadro 6**). Embora estes dados sejam importantes, os seus limites são apenas guia de referência. O importante é usarem-se designações descritivas que caracterizem, com o máximo pormenor e rigor possível, as estruturas geológicas, significando-as enquanto objetos de estudo do geólogo.

Quadro 6 - Magnitude das falhas³⁶.

DESCRIÇÃO (ESCALA)	EXTENSÃO	DIMENSÃO DA FRATURA (m)
MESOSCÓPICA	Menor (escala pequena)	$<10^0$
	Intermédia	$10^0 - 10^1$
	Maior	$10^1 - 10^2$
MEGASCÓPICA	Menor	$10^2 - 10^3$
	Intermédia	$10^3 - 10^4$
	Maior	$10^4 - 10^5$
REGIONAL ou CONTINENTAL		$>10^5$

3.6. Noções de mecânica das rochas

3.6.1. Introdução

Após de abordar o estudo detalhado da configuração (estruturas) que as deformações dos materiais da crosta terrestre ocasionam, há necessidade de conhecer as propriedades mecânicas das rochas e ter uma ideia do mecanismo causador das deformações. No fundo, trata-se de sabermos como reagem as rochas quando são submetidas a forças e a temperaturas comparáveis às que existem na crosta.

Não há qualquer dúvida da impossibilidade de estudarmos o processo da deformação na própria natureza, ou seja, com os exemplares geológicos *in situ*. As estruturas geológicas permitem-nos apenas constatar os resultados da deformação não dando acesso às diferentes etapas de deformação. Para encetar o estudo das deformações resta-nos, então, desenvolvermos experiências em laboratório, ensaiando e aplicando os resultados obtidos às formações geológicas. No fundo, trata-se de utilizarmos dados da mecânica das rochas conhecendo os fundamentos da reologia (capítulo da Física que estuda a deformação e escoamento da matéria, envolvendo o escoamento plástico de sólidos e escoamento de líquidos viscoelásticos, sob a influência de forças que lhe são aplicadas).

As relações entre a mecânica das rochas e a tectónica nem sempre foram as mais indicadas, ou melhor, foram e são por vezes frequentemente delicadas. Alguns geólogos ignoraram muitas vezes a mecânica das rochas, e alguns mecanicistas totalmente a geologia, como alguns tectonicistas estudaram a deformação das rochas sem nunca se referirem à sua mecânica. Esta atitude excepcional, é também evidente em manuais (escolares e da

³⁶ Adaptado de Price e Cosgrove (1990, p. 124).

especialidade) que tratam muitas vezes a Geologia Estrutural, sem ou com apelo e fundamentação muito superficiais, na mecânica dos materiais rochosos³⁷.

Atualmente esta situação está a evoluir no sentido de equipas de tectonicistas, geólogos, físicos experimentais e engenheiros geólogos estudarem os problemas em conjunto, entrelaçando conhecimentos e experiências, por um lado, motivados pelos problemas de engenharia (construção de barragens, túneis, pontes, etc.), e por outro, a necessidade de quantificar, tanto quanto possível, os parâmetros dos fenómenos tectónicos. Somente com esta imbricada colaboração a Geologia Estrutural se poderá passar de um estágio puramente descritivo e qualitativo para um outro estágio quantitativo, assumindo e requerido por uma área que quer ter marcadamente um cariz científico.

Não podemos esperar, como é óbvio, que se reproduzam nos laboratórios, por mais sofisticados que estes sejam, as exatas condições físico-químicas que se desenvolvem na crosta. Como já anteriormente obstámos, isto é mais evidente quando se considera um dos fatores mais importantes do ponto de vista geológico - o tempo. Esta variável não pode ser investigada satisfatoriamente por ser irreproduzível geologicamente. Basta para isso, ponderar que uma dada feição deformativa natural de uma unidade litológica pode, através de um intervalo de tempo geológico, ter ocorrido sob condições físico-químicas muito menos intensas que as indicadas pelos parâmetros definidos por meio dos testes laboratoriais. Tal fato deve ser sempre mantido de forma presente em mente no estudo da deformação experimental das rochas.

A análise teórica da deformação das rochas tem que se iniciar claramente pelo estudo das massas rochosas. Genericamente, entende-se por rocha um agregado natural de um ou vários minerais no estado sólido, apresentando uma determinada dureza e textura típica, ou então, um corpo de matéria mineral indiferenciada. As massas rochosas são geralmente estruturas próprias heterogéneas, com espessuras variáveis, exibindo deformações que aconteceram sob condições físicas determinadas. Tais factos dificultam, sobremaneira, o proceso de análise teórica da deformação das rochas, pois as distintas variáveis permitem uma multiplicidade de combinações e quase uma impossibilidade do estudo.

Para encetar o estudo, haverá que analisar o comportamento de um dos fatores, isolado dos demais, e posteriormente extrapolar as conclusões de conjunto. É assim possível iniciar a investigação através das rochas que constituem as grandes massas rochosas à escala macroscópica, avaliando e medindo o modo como elas se deformam sob os esforços de distensão (ou tração), compressão, torção, etc., dentro de uma gama variável de

³⁷ Cfr., e.g., Roque, Ferreira e Castro (1995) e Thompson e Turk (1993).

temperatura, pressão, tempo e na presença de fluidos diversos com propriedades estabelecidas bem definidas.

3.6.2. Métodos de abordagem do problema

Podemos dizer que existem basicamente quatro tipos de métodos para investigar a natureza e tipos de tensões aplicadas nas rochas:

1. *Método dinâmico* - Investiga os tipos de tensões aplicadas nas rochas durante a deformação que experimentaram. Usam-se os chamados *petrofabric* ou diagramas *fabric* (em petrologia estrutural, *e.g.*, a projeção estereográfica dos elementos *fabric* das rochas em questão), afim de se identificarem os mecanismos de fraturação, de falhamento, dobramento, cisalhamento, etc., e interpretá-los mediante o conceito de campo de tensões ao qual a massa rochosa em questão foi submetida.
2. *Método cinemático* - Neste método, parte-se da análise de um *fabric* (inclui a completa configuração geométrica e espacial dos elementos que constituem a rocha deformada) do corpo rochoso, estabelecendo-se as relações geométricas e de simetria em função de um plano de movimento que agiu durante o fenómeno deformativo.
3. *Método analítico do diagrama tensão-deformação* - Este método baseia-se nos pressupostos utilizados largamente em engenharia de materiais, como, por exemplo, na deformação de metais e de agregados cerâmicos. Numerosos testes tem sido desenvolvidos (*e.g.*, ensaios triaxiais) em materiais que simulam as rochas dispostas no seu meio natural.
4. *Método de modelos reduzidos* - Constroem-se modelos à escala, das estruturas e das deformações que se pretendem estudar, procurando reproduzi-las de maneira mais fiel possível, afim de identificar as tensões regionais envolvidas bem como, os blocos crustais capazes de produzir estruturas maiores. Estes modelos não usam geralmente rochas para ensaios, embora revelem utilidade para fornecer ideias esquemáticas, e para servirem como um poderoso auxiliar de ensino.

3.6.3. Tensão

“A força [ou ação] pode ser considerada como um axioma indefinido da mecânica”³⁸ ou então definida pelas primeira e segunda leis de Newton:

Força = valor da mudança de movimento

$$\vec{F} = \frac{d(m.v)}{dt}$$

sendo m a massa, v a velocidade, t o tempo e d a derivada (limite, se existir, da razão incremental entre o acréscimo de uma função e o acréscimo dado à variável quando esta tende para zero, ou seja matematicamente, $\lim_{x \rightarrow x_0} \frac{f(x) - f(x_0)}{x - x_0}$ se existir).

Na segunda lei e no primeiro corolário, Newton refere que uma força é sempre uma quantidade vetorial (grandeza vetorial) definida, que tende a causar ou produzir uma mudança no movimento, ou alterar as dimensões ou a forma de um corpo. Para massa constante, a segunda lei de Newton torna-se

$$\vec{F} = m. \frac{dv}{dt}$$

ou

Força = massa x aceleração

$$\vec{F} = m.a$$

sendo a a aceleração (variação da velocidade vetorial por unidade de tempo, *i.e.*,

$$a = \frac{\Delta s / \Delta t}{\Delta t} \Leftrightarrow a = \frac{\Delta v}{\Delta t}.$$

As forças quando atuam através do espaço, sem contato direto com o corpo, são proporcionais à massa desse corpo e denominam-se *forças de ação à distância* ou *forças de massa*. Constituem exemplos, as forças gravíticas, as forças eléctricas e as forças magnéticas. Estas forças medem-se em unidades de força por unidades de volume, e definem-se em função da magnitude e do sentido pela posição do corpo no campo de força.

Consideremos os componentes cartesianos da intensidade de uma força de ação à distância denominados x , y e z respetivamente. Se o volume δV é o resultante das forças $\delta \vec{F}_x$, $\delta \vec{F}_y$ e $\delta \vec{F}_z$ atuando sobre o corpo, os componentes da intensidade da força num ponto de δV são definidos por:

³⁸ Truesdell (1968, p. 323).

$$X = \lim_{\delta V \rightarrow 0} \frac{\delta \vec{F}_x}{\delta V}$$

$$Y = \lim_{\delta V \rightarrow 0} \frac{\delta \vec{F}_y}{\delta V}$$

$$Z = \lim_{\delta V \rightarrow 0} \frac{\delta \vec{F}_z}{\delta V}$$

Porém existem outras forças que são exercidas na superfície de contato com um determinado corpo, apelidadas de *forças de contato* ou *de superfície*, como por exemplo, a pressão e o atrito (**Figura 35**). São geralmente expressas em unidades de força por unidade área.

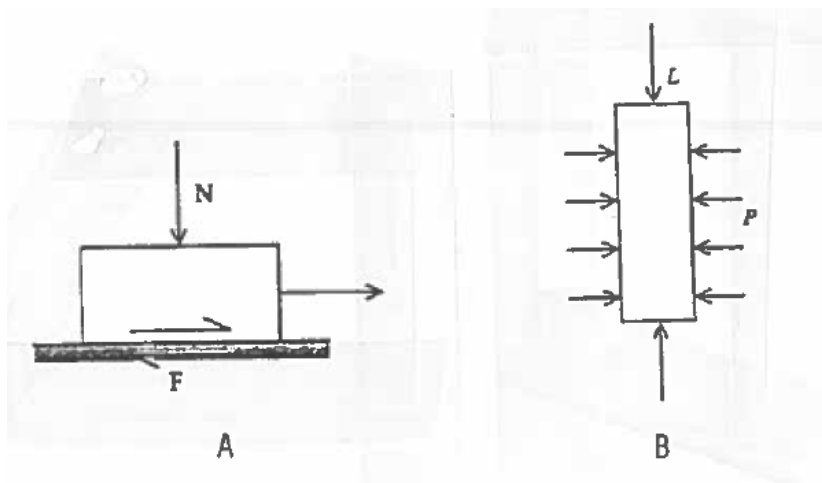


Figura 35 - Experiências com forças superficiais: A - atrito na base de um bloco deslizante; B - compressão triaxial numa amostra de rocha.

O efeito de uma força não depende apenas das suas características mas igualmente do corpo a que está aplicada. Assim por exemplo, uma força aplicada em calcários compactos não produz o mesmo efeito que produziria aplicada em argilas. Interessa-nos conhecer o que se passa quando as forças são aplicadas em corpos que possam ser considerados como pontos materiais ou corpos rígidos.

Entendemos por *ponto material* um corpo de dimensões tão pequenas que se possa supor que quaisquer forças nele aplicadas atuam sempre no mesmo ponto. Um corpo extenso pode ser entendido como sendo um conjunto de pontos materiais. As *forças interiores* ao corpo, que determinam a integridade do mesmo, são as ações que os pontos materiais exercem uns sobre os outros. Todas as outras forças que atuam sobre um corpo rígido, não podendo modificar-lhe a forma, são designadas de *forças exteriores*, enquanto tais corpos tomam o nome de sólidos indeformáveis.

As forças interiores a um corpo rígido equilibram-se entre si e não produzem efeitos exteriores visíveis para além de manterem a integridade do corpo. Se o sistema em estudo não é um só corpo mas um sistema de corpos rígidos, quando falamos de forças interiores ao sistema estamos a referir-nos às forças que esses corpos exercem uns sobre os outros. As forças interiores a um sistema de corpos são muito importantes no estudo dos sistemas. As forças exercidas nos corpos de um sistema por outros corpos são, como no caso de um só corpo, designadas por forças exteriores.

Quando consideramos uma força a atuar sobre um determinado corpo, a aceleração dos movimentos produzidos, à exceção das ondas sísmicas, toma geralmente valores ínfimos, que podem perfeitamente ser desprezados sem grande prejuízo dos resultados. Os efeitos da força sobre o corpo dependem mais da superfície sobre a qual esta actua. À relação entre a força e a unidade de área chama-se *tensão (stress)*.

Habitualmente, a tensão é representada por σ ou por τ , consoante seja normal ou de cisalhamento, respetivamente. Chama-se *tensão normal* ou *componente normal* quando a força atua perpendicularmente à superfície de aplicação, ou seja, a direção é normal à área δA . A *tensão* diz-se *de corte, tangencial* ou *de cisalhamento* quando a força atua tangencialmente à superfície de aplicação, *i.e.*, paralela à face. Embora τ seja a componente de cisalhamento máxima, podem coexistir no mesmo plano outras componentes menores segundo outra direção. A tensão expressa-se geralmente em kg/cm^2 .

Consideremos a magnitude de uma força $\delta \vec{F}$ atuando na área δA . A magnitude da tensão normal média actuando na área definida é

$$\bar{\sigma} = \frac{\delta \vec{F}}{\delta A}$$

Podemos definir a *magnitude da tensão normal num ponto P* situado num plano cuja componente normal é n , através da expressão:

$$\sigma_n = \lim_{\delta A \rightarrow 0} \left(\frac{\delta \vec{F}}{\delta A} \right) \Leftrightarrow \sigma_n = \left(\frac{d \vec{F}}{d A} \right)$$

onde $\delta \vec{F}$ denota a resultante da ação da força sobre a área δA que circunda o ponto P . Geralmente a direção de $\delta \vec{F}$ ou de σ_n não coincide com a direção da componente normal n na área δA (**Figura 36**). Tendo a tensão normal uma direção e uma magnitude, para uma dada superfície pode ser representada como um vector tensão ($\vec{\sigma}$), também chamado de *tração*.

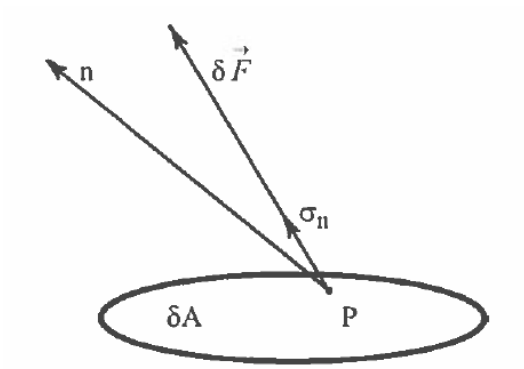


Figura 36 - Vetor tensão num ponto P.

A resultante da força $\vec{\delta F}$ atuando na área δA pode ser resolvida em ordem a componentes cartesianos $\vec{\delta F}_x$, $\vec{\delta F}_y$ e $\vec{\delta F}_z$ nas direções x , y e z respetivamente. Os componentes cartesianos da tensão sobre a área δA são por definição

$$\sigma_{nx} = \lim_{\delta A \rightarrow 0} \frac{\vec{\delta F}_x}{\delta A}$$

$$\sigma_{ny} = \lim_{\delta A \rightarrow 0} \frac{\vec{\delta F}_y}{\delta A}$$

$$\sigma_{nz} = \lim_{\delta A \rightarrow 0} \frac{\vec{\delta F}_z}{\delta A}$$

As duas letras usadas na representação da tensão correspondem, respetivamente, à designação de normal à área e à direção da tensão. Assim σ_{nx} representa que a tensão é segundo a direção x atuando sobre uma área cuja normal é de direção n (**Figura 37**).

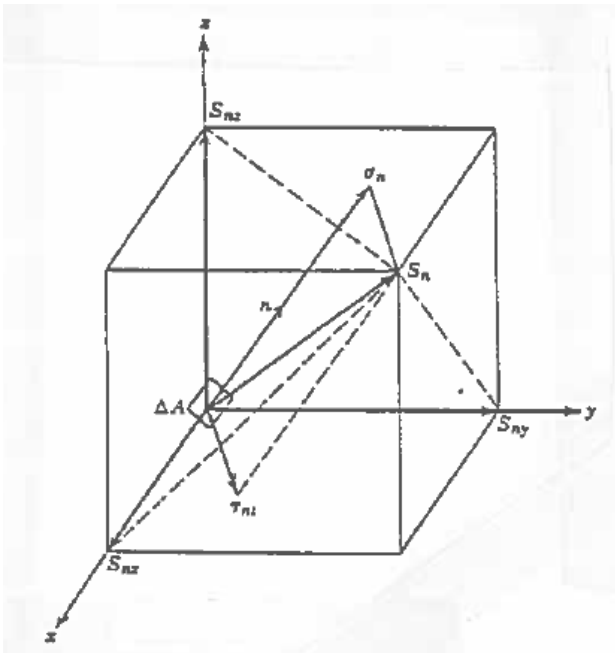


Figura 37 - Componentes do vetor tensão sobre um plano³⁹. Note-se que os autores representam a tensão σ pela letra S de stress.

O resultado das tensões σ_{nx} , σ_{ny} e σ_{nz} é a tensão σ_n . As relações entre as tensões da

Figura 37 e as respectivas direções são:

$$\sigma_n^2 = \sigma_{nx}^2 + \sigma_{ny}^2 + \sigma_{nz}^2$$

$$\sigma_{nx} = S_n \cdot \cos(\sigma_n, x)$$

$$\sigma_{ny} = S_n \cdot \cos(\sigma_n, y)$$

$$\sigma_{nz} = S_n \cdot \cos(\sigma_n, z)$$

Os vetores tensão também podem ser resolvidos em componentes paralelos ou normais num plano, bem como adicionados vetorialmente (**Figura 38**).

³⁹ Adaptado de Obert e Duvall (1967, p. 10).

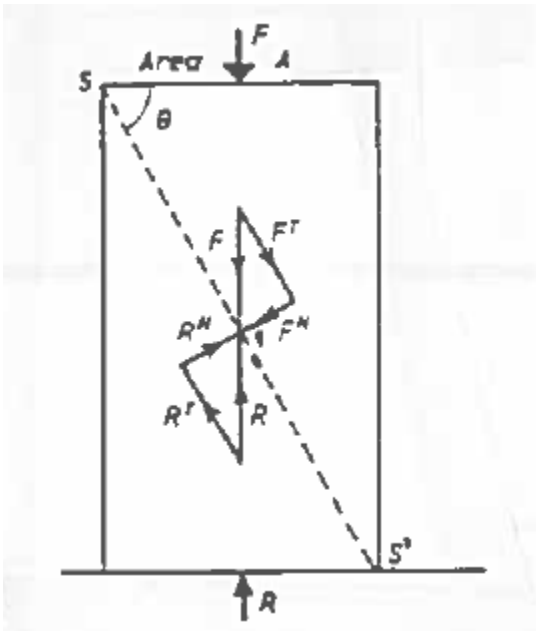


Figura 38 - Tensões desenvolvidas numa superfície SS' pela aplicação de uma força \vec{F} normal à base de um prisma retangular. \vec{R} = resistência; \vec{F}^N = componente normal a SS' ; \vec{F}^T = força paralela ao plano, ou força cisalhante; \vec{R}^N e \vec{R}^T = respectivas resistências⁴⁰.

Analisando a figura antecedente, e resolvendo-a segundo o plano SS' , verifica-se que \vec{F}^N é a força normal enquanto \vec{F}^T é a força cisalhante, através da qual a intensidade da tensão normal σ_n é a intensidade de \vec{F}^N . Dada a magnitude da tensão num ponto qualquer do plano SS' , por exemplo 1, demonstrar-se-á que a força \vec{F} atua sobre uma área muito maior que a secção basal A do prisma. Tem-se com efeito,

$$SS' = \frac{A}{\cos\theta}; \vec{F}^N = \vec{F} \cdot \cos\theta; \vec{F}^T = \vec{F} \cdot \sin\theta.$$

A tensão normal será:

$$\sigma = \frac{\vec{F} \cdot \cos\theta}{\frac{A}{\cos\theta}} \Leftrightarrow \sigma = \frac{\vec{F}}{A} \cdot \cos^2\theta \Leftrightarrow \sigma = \frac{\vec{F}}{A} \cdot \left(\frac{1 + \cos 2\theta}{2} \right).$$

A tensão cisalhante é:

$$\tau = \frac{\vec{F} \cdot \sin\theta}{\frac{A}{\cos\theta}} \Leftrightarrow \tau = \frac{\vec{F}}{A} \cdot \sin\theta \cdot \cos\theta,$$

sendo

$$\sin\theta \cdot \cos\theta = \frac{\sin 2\theta}{2} \therefore \tau = \frac{\vec{F} \cdot \sin 2\theta}{2A}.$$

⁴⁰ Adaptado de Hills (1975, p. 82).

A deformação em corpos rochosos (e.g., dobras e falhas) é bastante mais complexa. Para uma maior simplicidade analisaremos a distribuição da tensão por partes, ou seja, considerando cada partícula isoladamente. Se considerarmos um corpo representado a duas dimensões, a notação das tensões é a que se apresenta na **Figura 39**.

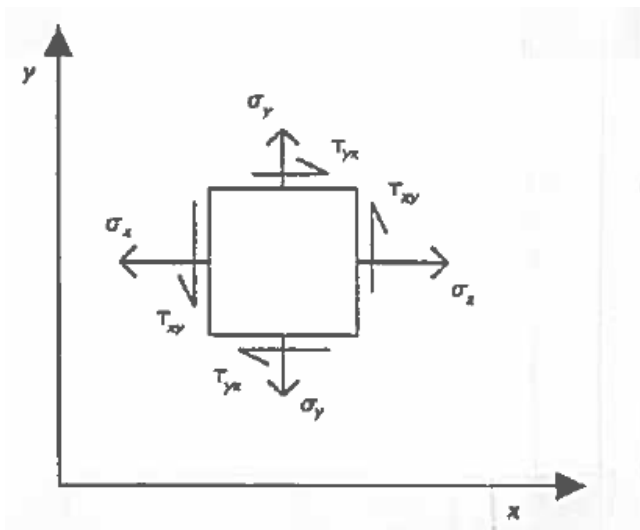


Figura 39 - Notação e sinais convencionais para as tensões a duas dimensões⁴¹.

A representação tridimensional poderá ser feita a partir de um cubo. Dado o corpo da **Figura 40**, submete-se a uma condição de tensão homogênea. Imagine-se que as arestas do cubo estão orientadas de acordo com um sistema de coordenadas ortogonais. Em cada face do cubo a tensão poderá ser decomposta em três componentes paralelas a x, y e z. Temos assim uma σ em cada face e duas τ a elas paralelas. No total temos nove tensões que, uma vez adicionadas, constituem a condição de tensão do cubo. O *tensor* obtido é dado pela matriz:

$$\begin{bmatrix} \sigma_x & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{xy} & \sigma_y & \tau_{yz} \\ \tau_{xz} & \tau_{yz} & \sigma_z \end{bmatrix}$$

⁴¹ Adaptado de Middleton e Wilcock (1994, p. 119).

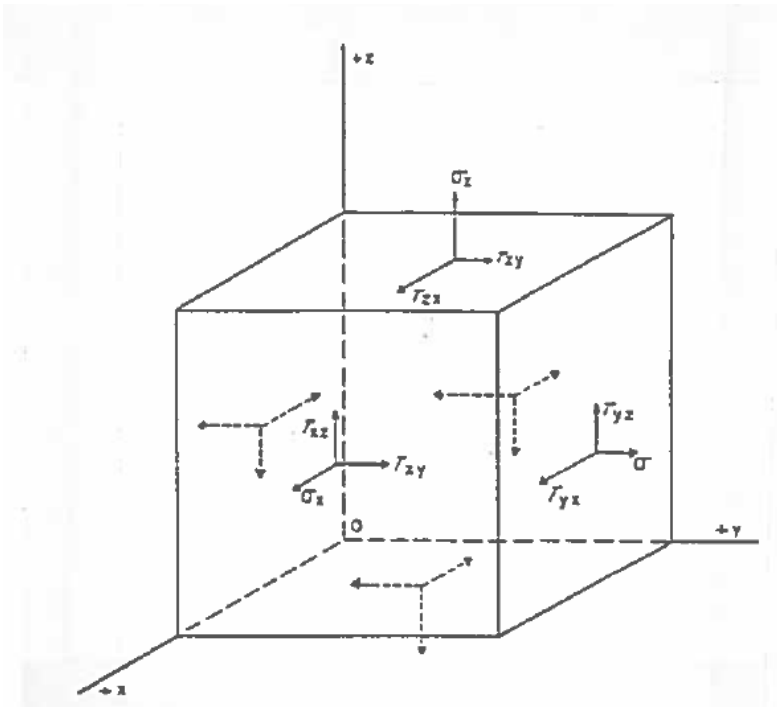


Figura 40 - Tensões de um cubo em equilíbrio⁴².

Várias componentes da tensão são independentes, podendo algumas tender para fazer girar o cubo. Admitamos que as tensões τ_{xy} e τ_{yx} produzem uma rotação em torno de z. Uma vez que ambas têm sentidos opostos, as suas magnitudes devem anular-se. Por conseguinte, teríamos também $\tau_{xz} = \tau_{zx}$ e $\tau_{yz} = \tau_{zy}$. Ficamos somente com seis componentes independentes da tensão que permitem definir o *estado de tensão* num elemento unitário.

Uma vez que o corpo está em equilíbrio, as tensões aplicadas poderão ser decompostas em tensões normais atuantes ao longo dos eixos x , y e z , ditos *eixos principais de tensão* ou *direções principais de tensão*. Nestas direções as τ tomam o valor zero. As tensões normais, segundo estas três direções têm geralmente magnitudes distintas, e seriam-se da seguinte forma:

TENSÕES	SIGNIFICADO
σ_1	Direção de tensão máxima
σ_2	Direção de tensão intermédia
σ_3	Direção de tensão mínima

⁴² Adaptado de Varnes (1962), citado em Loczy e Ladeira (1976, p. 9).

Para um tetraedro elementar, foi demonstrado que existem igualmente três eixos de tensões principais semelhantes aos apurados para o corpo cúbico⁴³ (Figura 41).

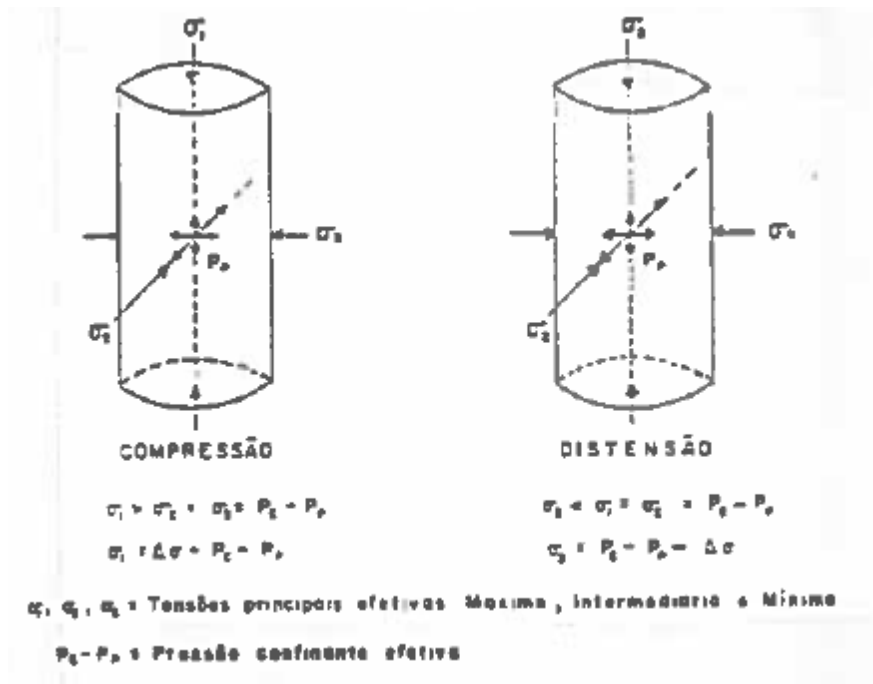


Figura 41 - Estado de tensões estabelecido em exemplares cilíndricos, confinados e submetidos a testes de compressão e tração⁴⁴.

3.6.4. Elipsóide de tensão

Quando a tensão aplicada é constante, qualquer que seja a orientação da superfície onde atua, a sua representação gráfica pode ser feita através de uma esfera de raio σ . Porém, se a tensão aplicada não é constante em valor e orientação quando a posição da superfície elementar δA variar, teremos vários valores de σ atuantes nesse ponto. Se o corpo é homogêneo e uniforme, o lugar geométrico da extremidade do vetor traçado a partir de δA , será um elipsóide, denominado *elipsóide de tensões* (**Figura 42**).

⁴³ Nadai (1950), citado em Loczy e Ladeira (1976, p. 9).

⁴⁴ Adaptado de Hadan (1957), citado em Loczy e Ladeira (1976, p. 10).

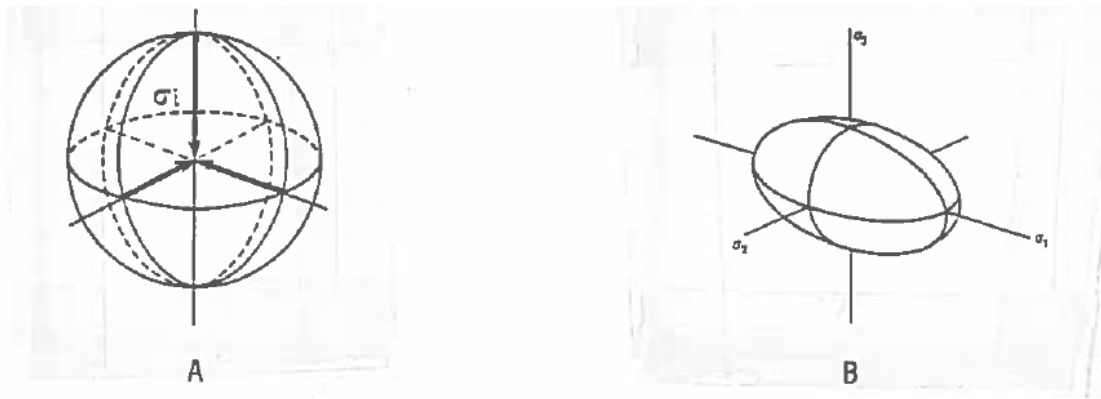


Figura 42 - A - Estado de tensão constante - esfera⁴⁵; B - Estado de tensão variável - elipsóide de tensão⁴⁶.

Esta figura geométrica tem três eixos principais a saber: (a) eixo de tensão principal máxima (σ_1), (b) eixo de tensão principal intermédia (σ_2), e (c) eixo de tensão principal mínima (σ_3). Tridimensionalmente a tensão num ponto pode ser representada pelo elipsóide triaxial de tensões.

Um plano cuja atitude seja paralela a dois dos eixos principais será solicitado apenas por uma tensão normal σ , idêntica à terceira. Em outros planos possíveis, as solicitações incluirão uma tensão normal, com valor intermédio entre σ_1 e σ_3 , e uma tensão cisalhante τ , com actuação paralela ao plano. As intensidades de σ e de τ são função das magnitudes das tensões principais e da atitude em relação ao plano.

3.6.5. Deformação

A deformação causada por tensão (*strain*) pode ser definida como “a variação no volume e/ou na forma de um corpo”⁴⁷. Trata-se no fundo de uma deslocação de vectores (**Figura 43**).

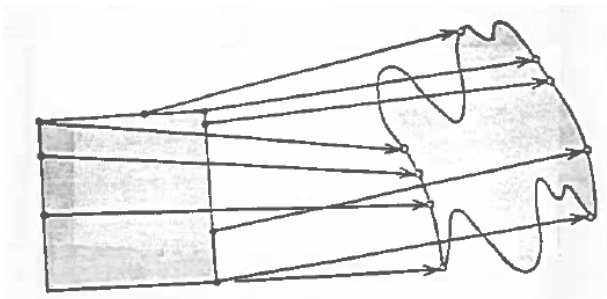


Figura 43 - Deformação definida como um deslocamento de vectores⁴⁸.

⁴⁵ Adaptado de Mattauer (1973, p. 43).

⁴⁶ Adaptado de Hobbs, Means, e Williams (1976, p. 15).

⁴⁷ Sousa (1985, p. 20).

⁴⁸ Adaptado de Hobbs, Means, e Williams (1976, p. 21).

Consoante o tipo de tensão assim será a deformação produzida. A deformação é definida somente comparando o estágio deformado com o estágio não-deformado, sendo independente do movimento histórico das partículas materiais. Para medir a deformação podemos tomar como referência uma linha num corpo pré e pós-deformação, ou averiguar a variação de ângulo entre duas semi-retas com a mesma origem.

Dada uma barra prismática (**Figura 44**) de comprimento l_0 e a variação δx do comprimento x de uma porção qualquer, pode escrever-se que:

$$\delta.x = \varepsilon.x \therefore \varepsilon = \frac{\delta.x}{x} \Leftrightarrow \varepsilon = \frac{\delta.l_0}{l_0}$$

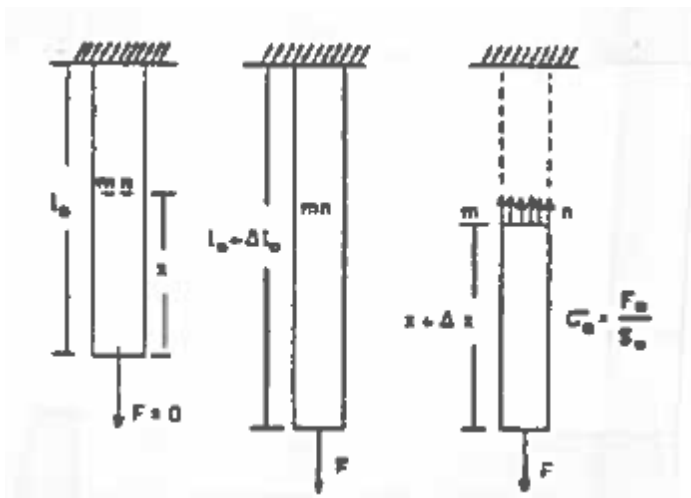


Figura 44 - Deformação linear numa barra prismática.

Considera-se que a deformação é constante em toda a barra. A ε dá-se o nome de *deformação linear* ou simplesmente *deformação* que corresponde à tensão normal σ_0 . Experimentalmente determina-se a expressão

$$\sigma_0 = \frac{\vec{F}}{A_0} = f(\varepsilon) = f\left(\frac{\delta.l_0}{l_0}\right)$$

sendo possível traçar um *diagrama tensão-deformação*.

A equação pode aplicar-se a qualquer material, escrevendo-se então

$$\sigma = E.\varepsilon$$

em que E é uma constante de proporcionalidade, própria de cada material, denominada *Módulo de Young* ou *Módulo de Elasticidade*.

3.6.6. Elipsóide de deformação

Quando um corpo é deformado há mudanças relativamente à configuração das partículas. Para descrever essas alterações podemos focar a nossa atenção num ponto pré-deformado e imaginar uma pequena esfera centrada nele. Com o corpo deformado, a esfera torna-se um elipsóide - *Elipsóide de Deformação (strain ellipsoid)*. Esta figura, tal como o elipsóide de tensão, tem três eixos principais: (a) eixo máximo (A), (b) eixo médio ou intermédio (B), e (c) eixo mínimo (C). A **Figura 45** mostra os cinco tipos de elipsóides de deformação que podem ser definidos.

Embora teoricamente os três eixos principais do elipsóide de tensão e do elipsóide de deformação sejam paralelos, na prática tal não se verifica., já que de acordo com a lei de Hooke, este último é recíproco daquele primeiro.

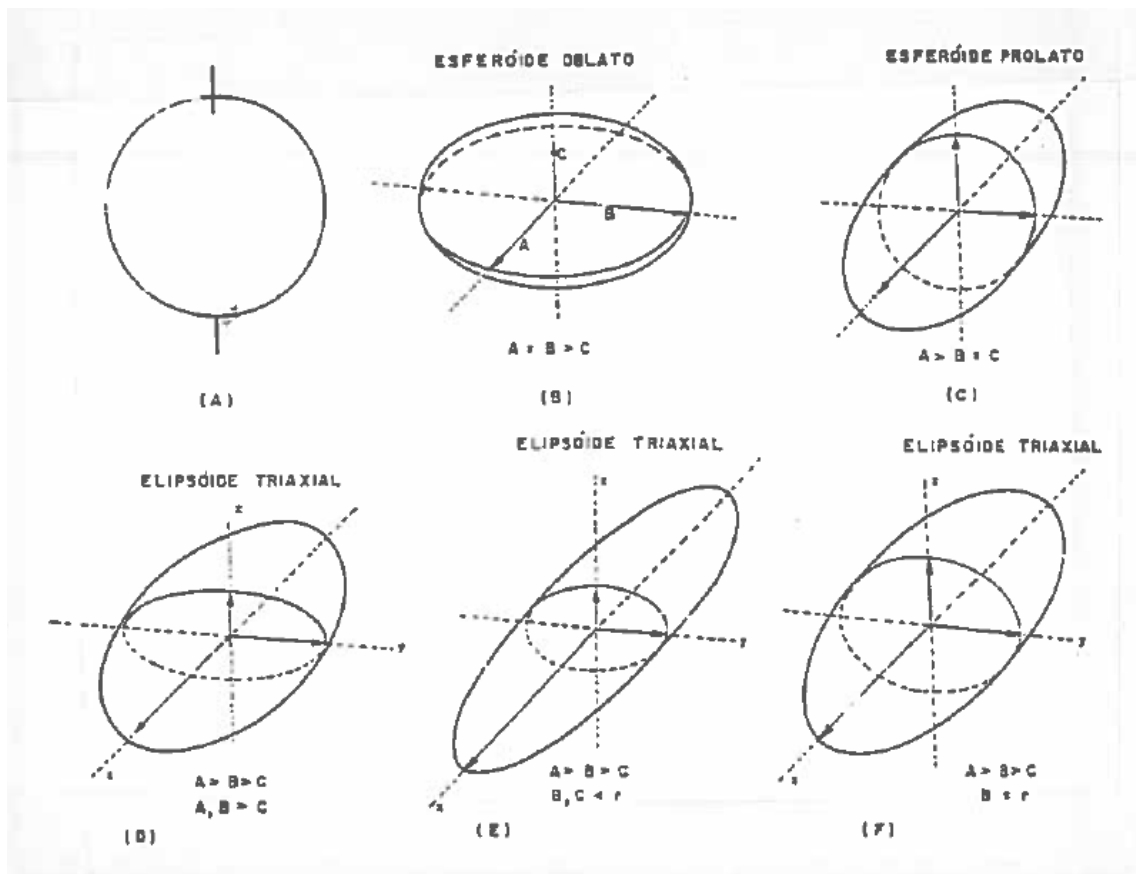


Figura 45 - Os tipos de elipsóides de deformação em (B), (C), (D), (E) e (F), tendo-se em (A) a esfera original; A, B e C são os eixos máximos, intermédio e mínimo de deformação; x, y e z são as direcções axiais⁴⁹.

⁴⁹ Adaptado de Verhoogen (1970), citado em Loczy e Ladeira (1976, p. 11).

3.6.7. Pressão litostática e pressão confinante

Quando um corpo imerso num fluido é submetido a uma pressão que é exercida igualmente em todos os seus pontos, diz-se que está sob a influência de uma *pressão hidrostática* (**Figura 46**).

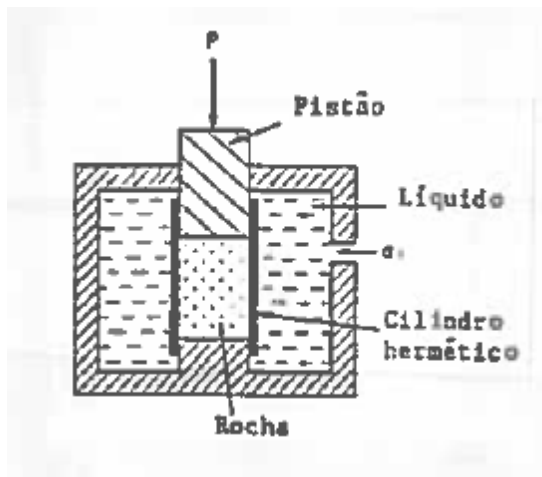


Figura 46. Esquema simplificado de uma pressão triaxial. σ_1 corresponde à pressão hidrostática⁵⁰.

Na crosta, uma partícula encerrada em profundidade experimenta uma pressão semelhante à hidrostática em virtude da força exercida pelas rochas circundantes sobre a sua superfície. Não é todavia igual, uma vez que a densidade das rochas é superior à dos líquidos e que existem distintas litologias até à profundidade considerada. Esta pressão é comumente apelidada de *pressão litostática*, *pressão de carga* ou *pressão geostática*, e representa o estado-padrão das rochas na crosta. Para uma coluna de rochas com 20 km de profundidade, calculou-se⁵¹ uma pressão de 5.000 kg/cm² sobre a sua base, admitindo como densidade média 2,7.

Os ensaios laboratoriais para testar triaxialmente a resistência das rochas são feitos em aparatos com pistões e com injeção de fluidos que exercem uma pressão uniformemente distribuída pela superfície da rocha (**Figura 47**). Esta pressão é designada de *pressão confinante* (**Figura 48**).

⁵⁰ Adaptado de Mattauer (1973, p. 46).

⁵¹ Sousa (1985).

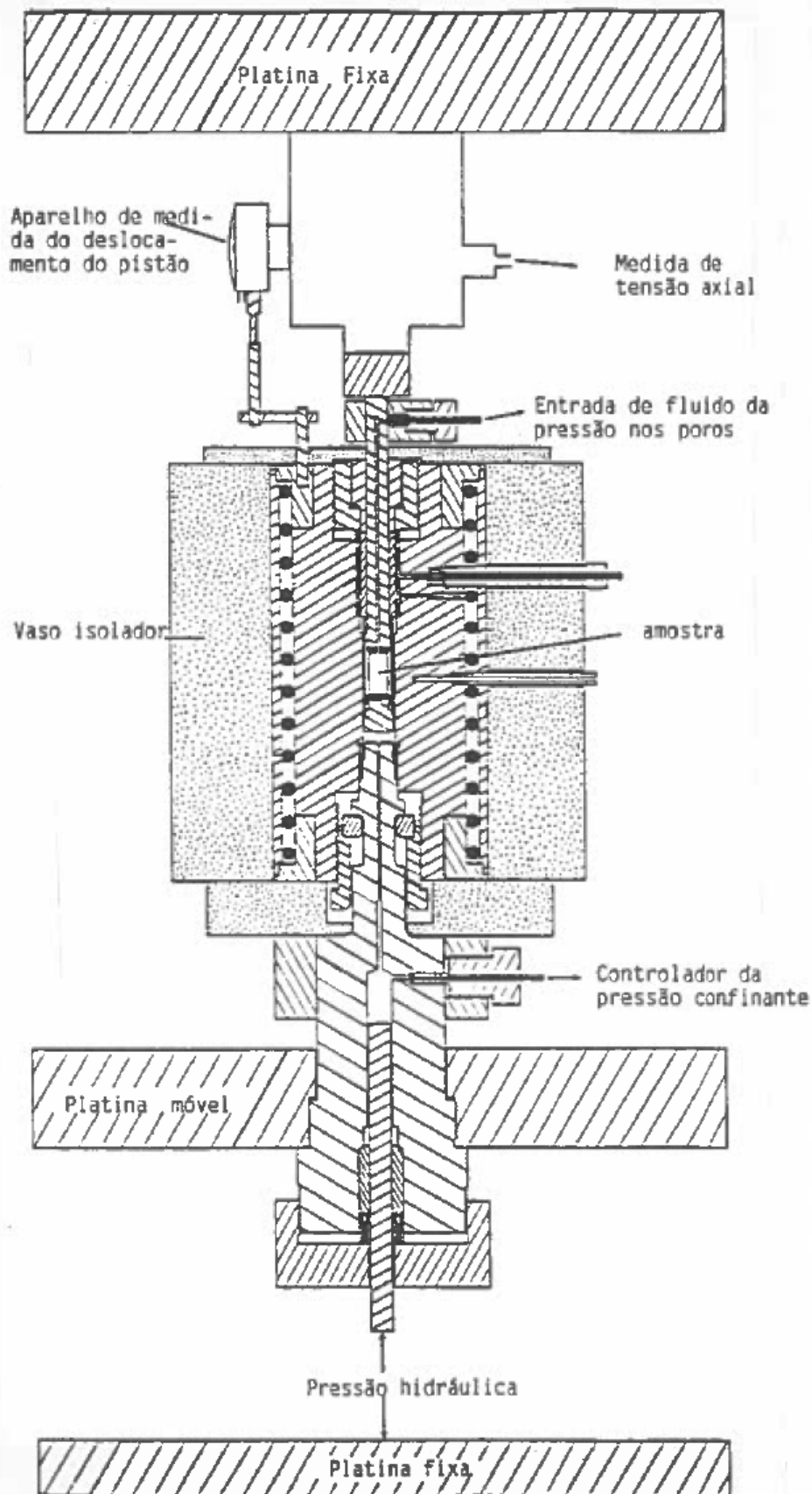


Figura 47 - Equipamento para testar triaxialmente a rocha⁵².

⁵² Adaptado de Griggs, Turner, e Heard (1960), citados em Badgley (1965, p. 8).

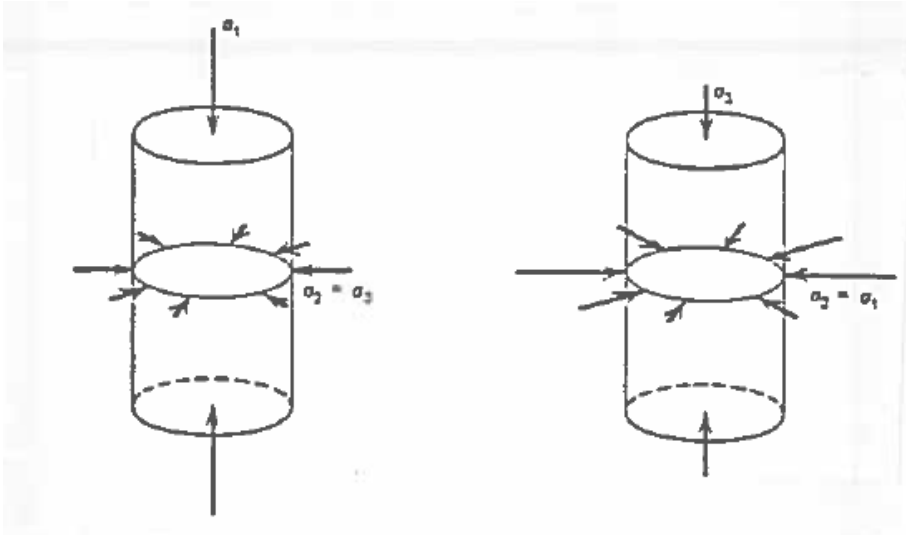


Figura 48 - (a) e (b) Orientações principais das tensões exercidas sobre a rocha no cilindro durante os testes de compressão e de distensão triaxiais, respetivamente⁵³.

É importante referir que é impossível saber exatamente qual a pressão litostática em determinada profundidade p sobre um elemento rochoso r , por ser uma função de todos os processos geológicos que nele atuam, bem como da própria anisotropia e heterogeneidade das massas rochosas que envolvem o elemento. Somente o campo gravitacional é passível de previsão. Abstraindo outras variáveis, e admitindo a isotropia, homogeneidade e elasticidade do elemento rochoso, teríamos:

$$\sigma_v = P_v = \delta \cdot g \cdot r$$

em que δ é a densidade média das rochas, g é a aceleração da gravidade, e r a distância ao centro da Terra ou a ponto considerado na crosta. A tensão horizontal será:

$$\sigma_h = \frac{\nu}{1 - \nu} \sigma_v,$$

onde ν representa o coeficiente de Poisson. Para os valores mais comuns de ν para as rochas, a σ_h situa-se entre $1/3$ e $1/4$ de σ_v . Muitos autores negligenciam a tensão horizontal e tomam a pressão litostática como sendo igual ao peso da coluna de rochas subjacentes ao elemento rochoso, embora saibam que ao fazê-lo estão a cometer um erro de precisão.

3.6.8. Propriedades reológicas dos corpos e curvas tensão-deformação

As relações entre as estruturas rochosas e a mecânica da sua deformação cria ao geólogo alguns problemas que impossibilitam o estudo completo no campo. Aqui somente é possível

⁵³ Adaptado de Hobbs, Means, e Williams (1976, p. 312).

observar o resultado final do processo deformativo sem conhecer o respetivo campo de tensões. Estas estreitas relações só serão conhecidas, embora com uma certa cautela, a partir de estudos laboratoriais em materiais testados dentro dos seus limites físicos. Poderíamos citar os ensaios de compressão, de tração e de distensão (**Figura 49**).

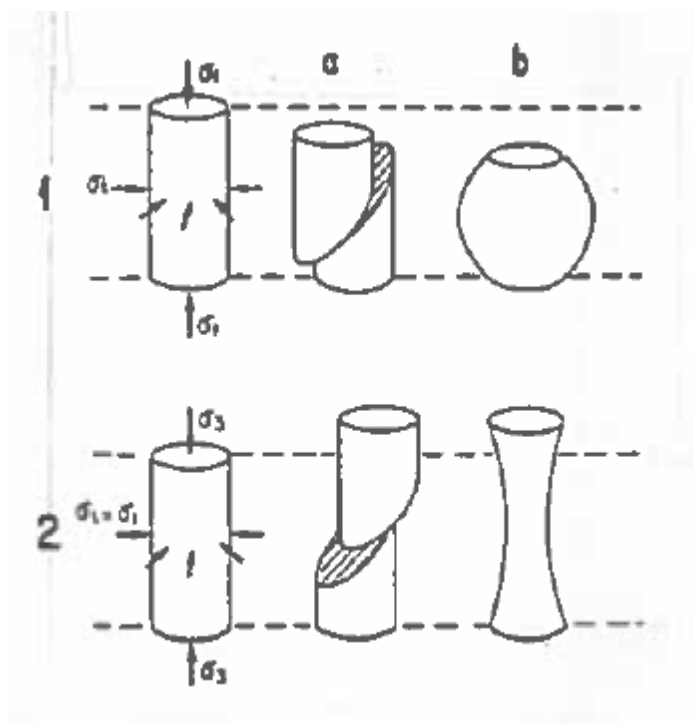


Figura 49 - 1. Ensaio de compressão; 2. Ensaio de distensão; (a) Deformação descontínua; (b) Deformação contínua⁵⁴.

A partir dos ensaios desenvolvidos em laboratório com corpos rochosos, é possível construir *Curvas de Tensão-Deformação*, há medida que se vão registando as variações de Pressão ($\sigma_1 - \sigma_3$) e de deformação (**Figuras 50 e 51**). Este gráficos constituem um facilitador para o estudo das rochas. Neles projetamos em abcissas a deformação do corpo rochoso e em ordenadas os incrementos de tensão. Estas curvas variam consideravelmente em função das rochas e das condições experimentais.

⁵⁴ Adaptado de Mattauer (1973, p. 47).

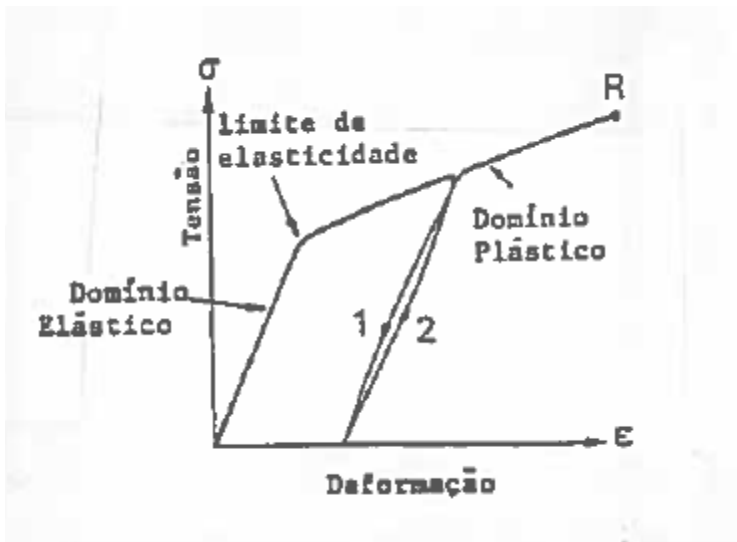


Figura 50 - Curva de tensão-deformação de um corpo elástico-plástico⁵⁵.

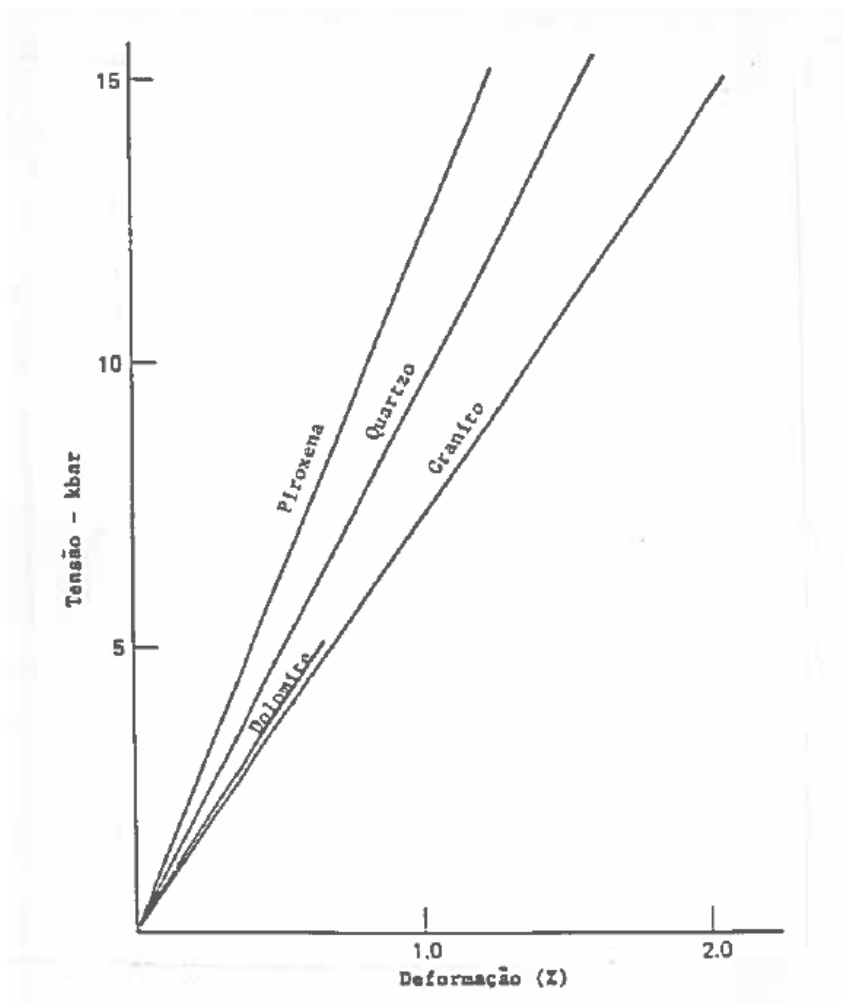


Figura 51 - Curvas de tensão-deformação para piroxena, quartzo, dolomite e granito⁵⁶.

⁵⁵ Adaptado de Mattauer (1973, p. 48).

⁵⁶ Adaptado de Hobbs, Means, e Williams (1976, p. 57).

Miller⁵⁷ após ter estudado uma série ampla de ensaios em 28 tipos de rochas, classifica as curvas de tensão-deformação em seis tipos (**Figura 52**): (a) Tipo I ou elástico, (b) Tipo II ou elástico-plástico, (c) Tipo III ou plástico-elástico, (d) Tipo IV ou plasto-elasticoplástico, (e) Tipo V ou plasto-elasticoplástico, e (f) Tipo VI ou elástico-plástico com fluência.

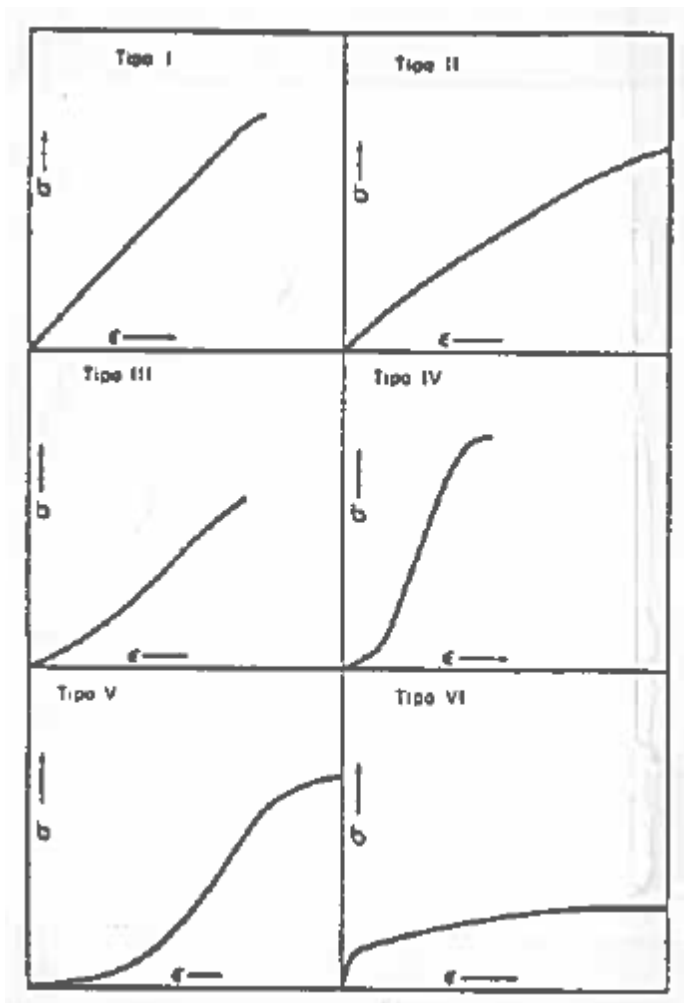


Figura 52 - Curvas típicas de tensão-deformação para rochas submetidas a ensaios de compressão simples. Tipo I - elástico, Tipo II - elástico-plástico, Tipo III - plástico-elástico, Tipo IV - plasto-elasticoplástico, Tipo V - plasto-elasticoplástico, Tipo VI - elástico-plástico com fluência⁵⁸.

O tipo I apresenta uma curva praticamente linear até produzir-se uma rutura repentina (*rutura frágil*) face a uma *resistência frágil*. A deformação é pouco importante, havendo uma relação linear entre o incremento da tensão e a deformação produzida. Este comportamento é típico dos basaltos, dolomites, dioritos e calcários extraordinariamente duros.

Materiais mais brandos, como, por exemplo, as argilas, apresentam uma fluência plástica, continuamente crescente ao aproximar-se do *ponto de rutura*, que podem ser caracterizados pela curva de tipo II. A tensão máxima, segundo a qual o material sofre compressão ou

⁵⁷ Miller (1965), citado em Stagg e Zienkiewicz (1970).

⁵⁸ Adaptado de Stagg e Zienkiewicz (1970, p. 37).

tração sem ocorrer a sua rutura, é denominada *limite de resistência do material à compressão* ou *à tração*, respetivamente.

Os granitos, as areias e os xistos cortados paralelamente à estratificação apresentam uma curva típica de tipo III. A curva em "S" (tipo IV) é característica das rochas metamórficas e corresponde aos ensaios com mármore e *gneisses*. A curva de tipo V é característica única dos xistos cortados perpendicularmente à estratificação. Revela uma elevada compressibilidade. As curvas de tipos III, IV e V caracterizam-se por uma parte inicial côncava, tornando-se com maior declive ao fecharem-se as superfícies de microfissuras e foliação. Ao aproximar-se da rutura os corpos rochosos característicos destas curvas, vão passando por diferentes níveis de plasticidade.

As rochas de tipo III não apresentam fluência apreciável e rompem-se de uma forma frágil, semelhante às do tipo I. Finalmente a curva de tipo VI é característica do salgema, e de outras rochas evaporíticas.

Sinteticamente estes seis tipos de curvas permitem agruparmos os corpos rochosos em três categorias distintas (**Figura 53**):

1. *Corpos elásticos* (ou *sólido de Hooke*) - A deformação é reversível e proporcional à tensão. O tempo não intervém na deformação. O modelo reológico deste corpo é composto por uma mola espiral, supostamente em perfeitas condições e sem massa. Uma vez aplicada a tensão, a mola estira e deforma-se instantaneamente. A deformação mantém-se pelo período de tempo até ser aliviada a tensão, retomando depois a sua forma inicial.
2. *Corpos plásticos* (ou *corpo de Saint Venant*) - A deformação é permanente para além de um certo limite de tensão - *limite de elasticidade* ou *de cedência* (*yield point*) que nem sempre é fácil de determinar. Entre o limite de elasticidade e o ponto de rutura, diz-se que o corpo cedeu por *escoamento* ou *fluxo plástico*. Quando se aplica a tensão, produz-se instantaneamente a deformação, sem que seja possível determinar a relação tensão-deformação. Assim que se suprime a tensão, a deformação conserva o valor inicial. O modelo reológico deste corpo consiste num objeto que é arrastado sobre uma superfície sólida.
3. *Corpos Viscosos* (ou *líquido de Newton*) - A deformação é função do tempo. Para uma dada tensão, não nula, a deformação faz-se a velocidade constante. Após ser retirada a tensão, a deformação conserva o valor anterior. O modelo reológico é um pistão perfurado móvel, contendo um líquido. Se puxarmos o pistão ele desloca-se qualquer que seja a tensão.

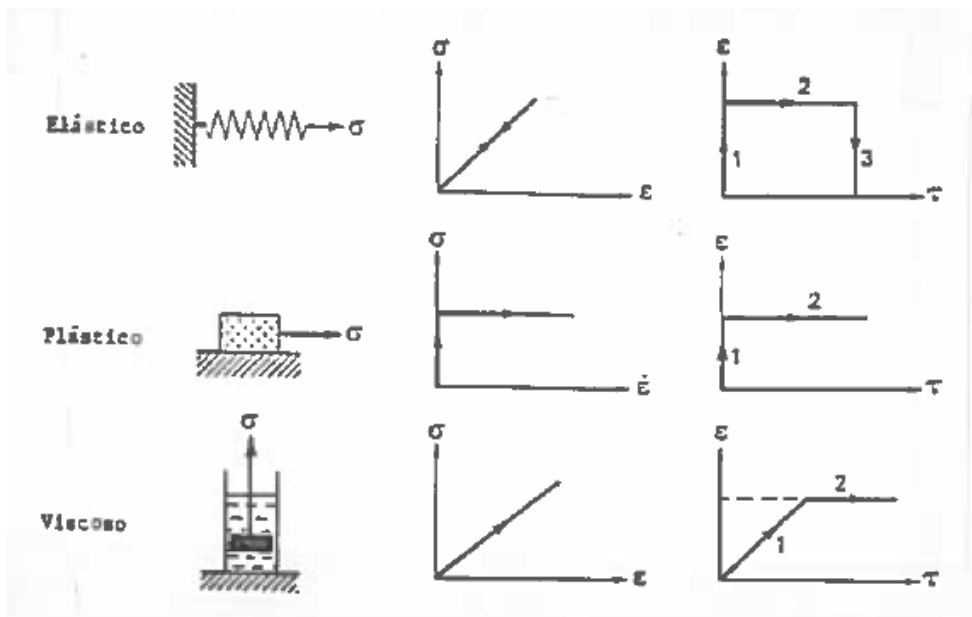


Figura 53 - Modelos reológicos de corpos ideais, com as suas componentes de tensão-deformação e tempo-deformação correspondentes: 1) aplicação da tensão, 2) tensão constante, 3) supressão da tensão⁵⁹.

Não podemos no entanto esquecer, que na natureza os corpos rochosos não são totalmente elásticos, plásticos ou viscosos, nem apresentam somente um destes comportamentos isoladamente. Geralmente os elementos rochosos apresentam as três propriedades em conjunto, em diferentes graus. Nos casos mais simples, podem ser apenas plastoelásticos, viscoelásticos ou elástico-viscosos, com comportamentos característicos de acordo com as curvas de tensão-deformação de Miller.

Quando antes da rutura a deformação é fraca, diz-se que o corpo rochoso é *frágil*, *quebradiço* ou *competente*. Ao invés, se a deformação é conspícua, o corpo designa-se de *dúctil* ou *incompetente*. A **Figura 54** caracteriza as alterações associadas com a transição ductilidade-fragilidade nas rochas.

⁵⁹ Adaptado de Mattauer (1973, p. 50).

Deformação típica antes da Ruptura ou da Fractura (Z)	<1	1-5	2-8	5-10	>10
Compressão $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$					
Extensão $\sigma_3 < \sigma_1 = \sigma_2$					
Curvas típicas de Tensão Deformação ($\sigma_1 - \sigma_3$)					

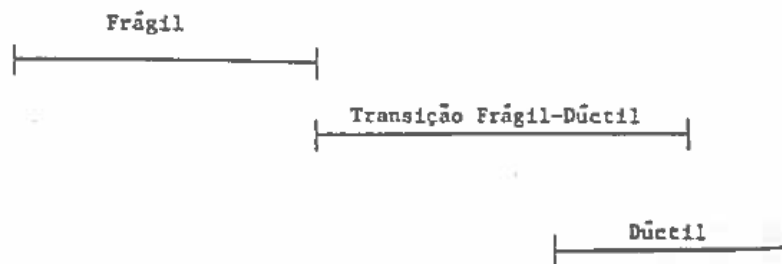


Figura 54 - Espectro do comportamento ilustrando a transição de fragilidade perfeita para um comportamento de ductilidade perfeita. Esta figura ilustra os comportamentos para compressões experimentais típicas e para extensões experimentais típicas⁶⁰.

Haverá ainda a tecer algumas considerações acerca do comportamento reológico dos corpos rochosos. Na verdade, a teoria da elasticidade só é válida quando: (a) o material elástico é homogêneo e isotrópico, (b) a deformação elástica é infinitesimal (extremamente pequena), e (c) o material tem uma relação tensão-deformação linear.

À escala dos ensaios, bastantes corpos rochosos podem ser considerados isotrópicos e homogêneos. Assim, por exemplo, um granito porfiróide está longe de ser isotrópico e homogêneo, mas quando considerado um volume suficientemente grande de material a examinar, as variações da homogeneidade e da isotropia, desta e de similares rochas, tornam-se negligenciáveis. Se a deformação for infinitesimal a equação simplifica-se

⁶⁰ Segundo Griggs e Handin (1960), citados em Hobbs, Means, e Williams (1976, p. 62).

significativamente, uma vez que a segunda ordem de termos (e_x^2 ou $e_x e_y$) pode ser desprezada. Assume-se geralmente a deformação infinitesimal quando toma valores da ordem dos 3%.

Embora matematicamente as relações entre tensão-deformação não seja totalmente lineares, desde 1660 que Hooke sugere tal facto. Young sugeriu posteriormente que esta relação seria

$$E = \frac{\sigma}{\varepsilon}$$

sendo E , para materiais constantes, o *Módulo de Young*.

A tensão principal (σ_1) não só causa deformação na direcção vertical, mas também horizontalmente. No século XIX, Poisson notou este aspeto e expressou a quantidade de deformação horizontal e vertical resultante de uma tensão uniaxial:

$$\frac{\varepsilon_x}{\varepsilon_z} = \frac{\varepsilon_y}{\varepsilon_z} = \nu$$

onde ν é o *valor de Poisson*. A relação recíproca é:

$$\frac{\varepsilon_z}{\varepsilon_x} = \frac{1}{\nu} = m$$

em que m é o *número de Poisson*.

O valor de Poisson e o número de Poisson são, pela teoria elástica, absolutamente constantes. O módulo de Young e o número de Poisson (ou valor) são os parâmetros elásticos mais fáceis de determinar experimentalmente. O comportamento elástico pode ser discutido em termos de variação de volume ou distorção angular.

O *Módulo Bulk* (K) ou a *incompressibilidade* K define-se como a razão entre a variação da pressão hidrostática (P) e a correspondente variação de volume (V) do corpo elástico. Matematicamente teremos:

$$K = \frac{dP}{dV}.$$

O *Módulo de Rigidez* (G) representa a razão entre a tensão cisalhante (τ) e o pequeno ângulo cisalhante, ou cisalhamento (ψ) (**Figura 55**):

$$G = \frac{\tau}{\psi}.$$

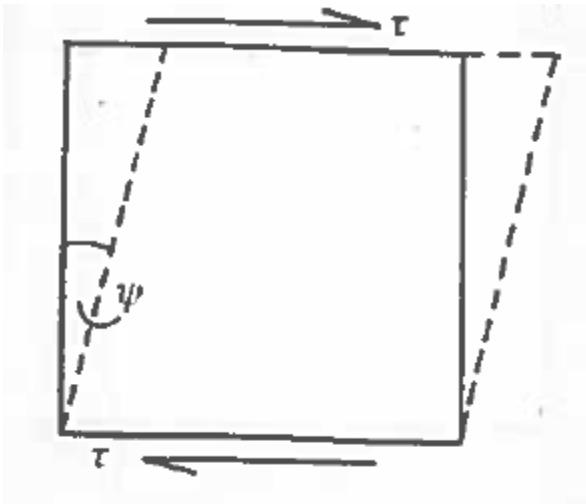


Figura 55. Relação tensão cisalhante-deformação cisalhante⁶¹.

Não sendo possível calcular G e K diretamente, podemos expressar estes módulos em função de E e m , obtendo-se:

$$G = \frac{m \cdot E}{2 \cdot (m + 1)}$$

e

$$K = \frac{m \cdot E}{3 \cdot (m - 2)}$$

Do mesmo modo podemos relacionar G e K da seguinte forma:

$$G = \frac{E}{2 \cdot (1 + \nu)} \Leftrightarrow \frac{3 \cdot K \cdot (1 - 2)}{2 \cdot (1 + \nu)}$$

Lamé definiu ainda dois outros parâmetros: G (já definido em termos de m e E e λ , sendo

$$\lambda = \frac{m \cdot E}{(m + 1) \cdot (m - 2)}$$

Para corpos viscosos, a relação entre a tensão (τ) e o valor da deformação ($d\gamma / dt$) é linear e pode ser expressa por:

$$\tau = 2 \cdot \eta \cdot \varepsilon \Leftrightarrow \tau = 2 \cdot \eta \cdot \frac{d\gamma}{dt}$$

em que η é uma constante de cada material, conhecida como *coeficiente de viscosidade*.

Scheidegger⁶² apresenta para componentes viscosos isotrópicos a seguinte relação:

$$\frac{\partial \rho}{\partial p} = \rho \cdot \beta_f$$

⁶¹ Adaptado de Price e Cosgrove (1990, p. 21).

⁶² Scheidegger (1982).

em que p é a pressão ($p = -\frac{1}{3}\tau$), ρ a densidade do fluido, e β a constante de compressibilidade. Este coeficiente é análogo ao módulo G .

As curvas de tensão-deformação para os metais exibem valores extremamente fechados para o seu tratamento plástico. Em função disto, e partindo de estudos de Tresca de 1864, von Mises propõe em 1913, que a deformação plástica poderia ser descrita pela energia de deformação distensional de um corpo, e em duas dimensões de um sistema de tensões, teríamos:

$$K_0^2 = \sigma_1^2 + \sigma_3^2 - \sigma_1 \cdot \sigma_3$$

sendo K_0^2 a força de rendimento (*yield strenght*).

3.6.9. Tipos de deformação

Quando uma rocha é sujeita a uma tensão, as partículas que a constituem deformam-se. As características de cada deformação permitem agrupá-las em distintos tipos.

Dizemos que um corpo sofreu *deformação homogénea* quando é do mesmo tipo, valor e direção em todas as suas partículas constituintes. Um corpo com uma determinada figura geométrica, ao deformar-se tornar-se numa outra figura, embora mantendo as relações geométricas e orientação iniciais dos seus vários elementos (**Figura 56**).

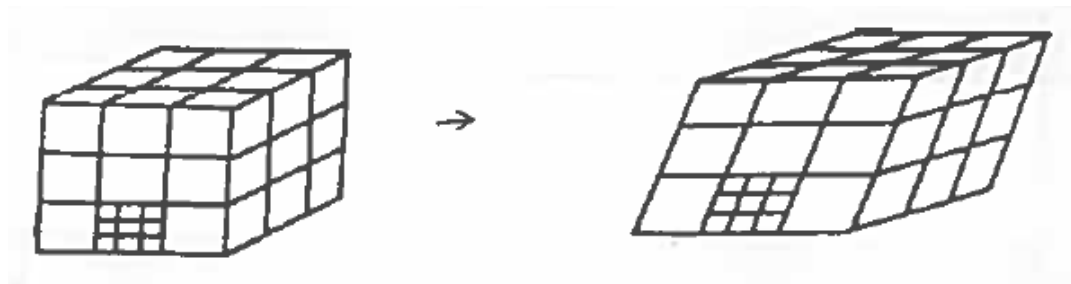


Figura 56 - Deformação homogénea⁶³.

Todos os tipos de deformação homogénea podem ser representados graficamente em diagrama⁶⁴. Na **Figura 57** o valor a representa a razão entre os eixos maior e intermédio do elipsóide de deformação, e o valor b a razão entre os eixos intermédio e menor.

⁶³ Adaptado de Price e Cosgrove (1990, p. 9).

⁶⁴ Primeiramente apresentado por Zingg, em 1935, e usado posteriormente em Geologia Estrutural por Flinn, em 1962.

Geologicamente estes gráficos são conhecidos como *Diagramas Flinn*. Define-se o valor k como

$$k = \frac{a-1}{b-1}.$$

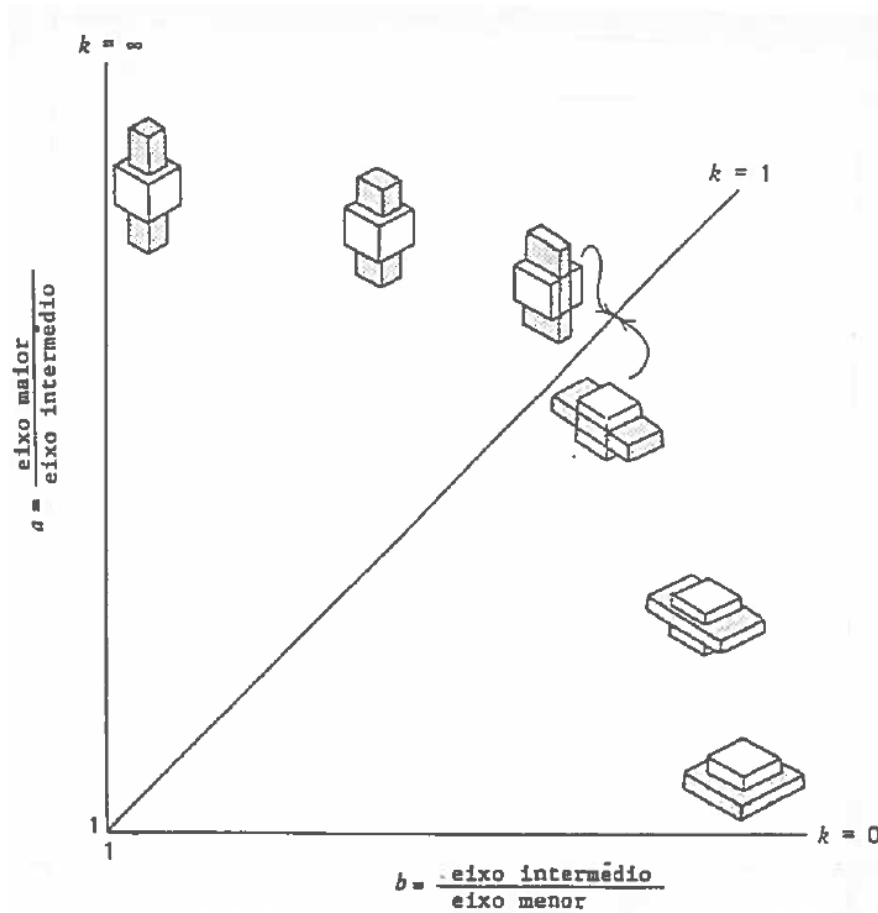


Figura 57 - Diagrama de Flinn⁶⁵.

Quando a deformação não é similar em todos os elementos geométricos que constituem um corpo rochoso, diz-se que ocorreu uma *deformação heterogênea*, onde as linhas retas tornam-se linhas curvas, as paralelas perdem o seu paralelismo e as orientações modificam-se (Figura 58).

⁶⁵ Adaptado de Hobbs, Means, e Williams (1976, p. 36).

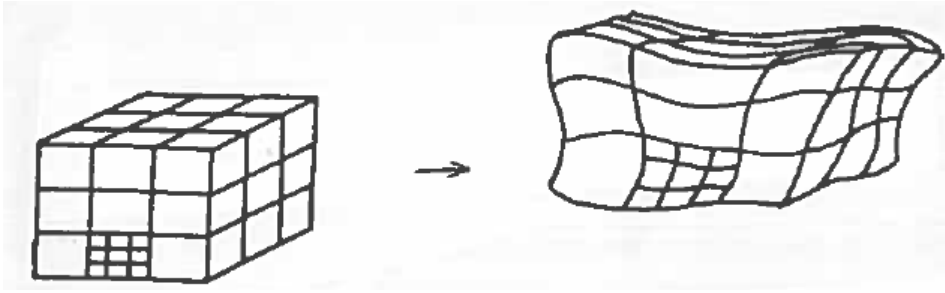


Figura 58 - Deformação Heterogênea⁶⁶.

Para facilidade de estudo consideram-se geralmente as deformações heterogêneas de um corpo como o somatório das deformações homogêneas infinitesimais que o constituem, embora cada partícula possua desvios progressivos quanto à direção, magnitude ou tipo de relação à partícula que lhe seja imediatamente contígua. Assim, por exemplo, existem dobras que quando observadas em mapas geológicos ou fotografias aéreas, estão manifestamente deformadas heterogeneamente. Porém, analisando-as por partes a escala mesoscópica, é fácil perceber variações regulares na deformação causadora do estilo de dobramento. Este é o aspeto de maior interesse para a análise estrutural.

Podemos agrupar ainda as deslocções de um corpo num sistema de dois eixos cartesianos, em categorias:

1. *Translação* ou *deformação pura*. Ocorre quando um corpo rochoso sofre deformação homogênea de maneira que os principais eixos de deformação não mudam de posição no espaço durante o fenómeno, podendo variar unicamente o seu comprimento (**Figura 59**). Nesta categoria podemos incluir a *mudança de volume* (que pode ser positiva - dilatação - ou negativa - contração), a *extensão simples* (i.e., distensão de um corpo segundo o seu eixo longitudinal), e o *cisalhamento puro* (i.e., uma distensão segundo uma direcção e uma contração uniforme em uma direcção ortogonal à primeira).

⁶⁶ Adaptado de Price e Cosgrove (1990, p. 9).

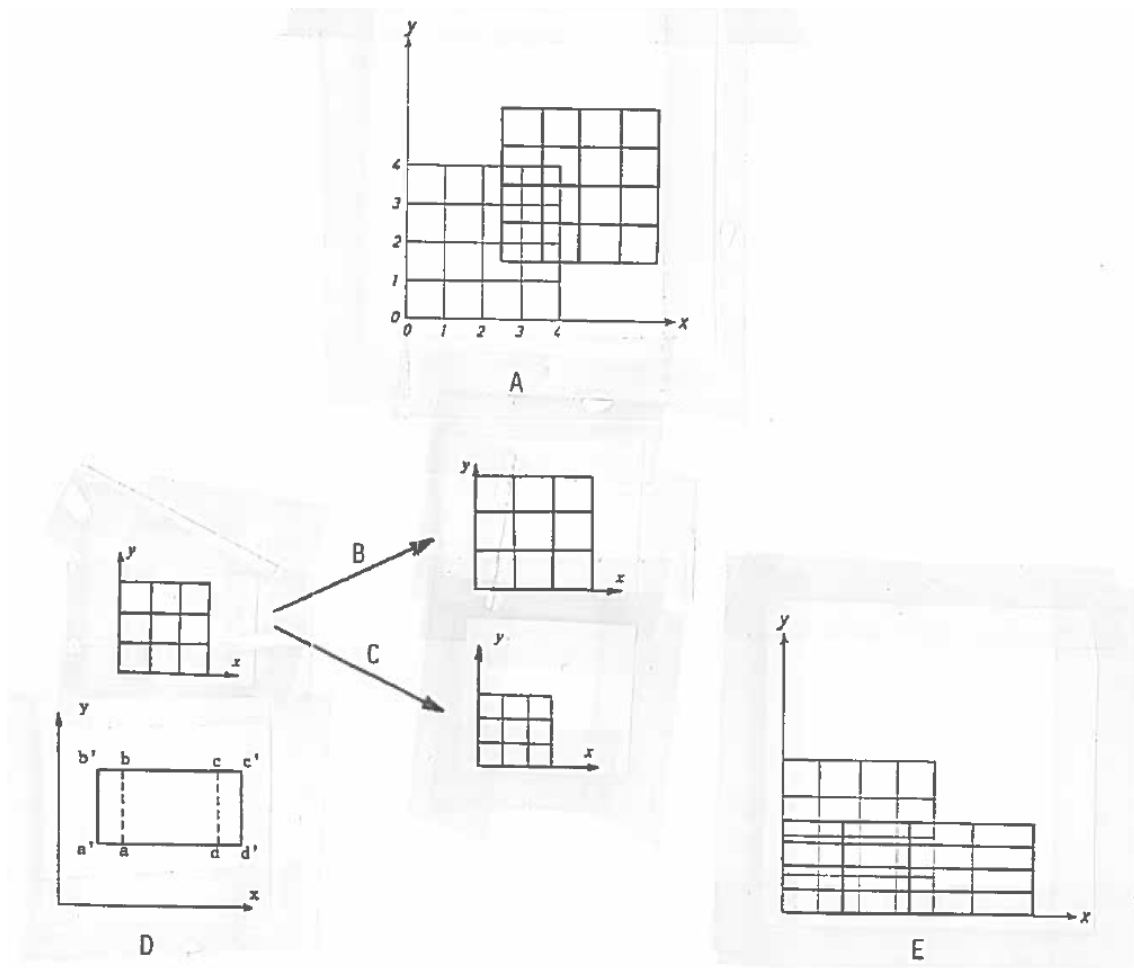


Figura 59 - A - Translação de um corpo rígido sem alteração das dimensões⁶⁷; B - Dilatação; C - Contração⁶⁸; D - Extensão simples segundo um eixo x ; E - Cisalhamento puro, com extensão segundo o eixo x e contração segundo outro eixo ortogonal y ⁶⁹.

2. *Deformação Rotacional, simples ou cisalhamento simples*. Neste tipo de deformação todos os pontos deslocam-se paralelamente a uma direção fixa, de forma que a ordenada de qualquer ponto, após a deformação ter ocorrido, está cisalhada de um ângulo ψ , ou seja, os deslocamentos são proporcionais às distâncias perpendiculares à direção fixa de x (**Figura 60**).

⁶⁷ Adaptado de Ramsay e Huber (1983, p. 56).

⁶⁸ Adaptado de Price e Cosgrove (1990, p. 8).

⁶⁹ Adaptado de Ramsay e Huber (1983, p. 56).

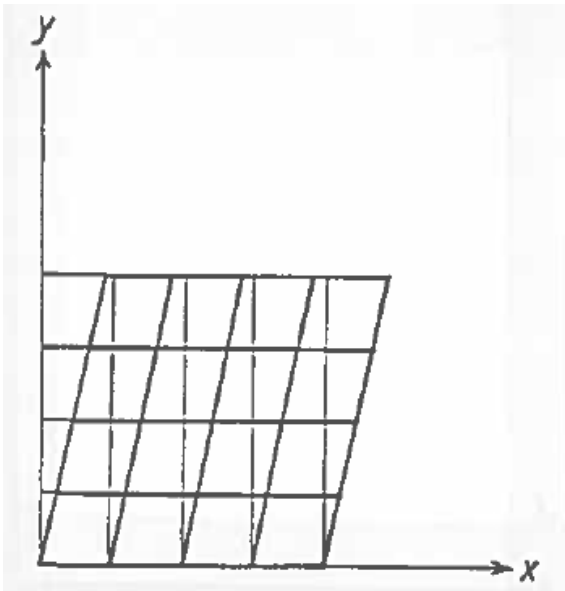


Figura 60 - Cisalhamento simples⁷⁰.

Na *rotação de um corpo* o deslocamento dos vetores varia em direção e comprimento em relação às coordenadas iniciais (**Figura 61**).

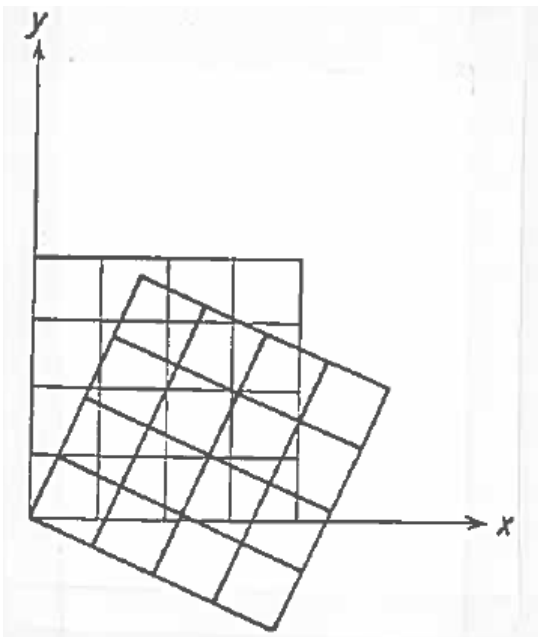


Figura 61 - Rotação de um corpo⁷¹.

A deformação de um corpo rochoso é acompanhada de deformação dos elementos que o constituem - os minerais. Grande parte dos conhecimentos acerca da deformação dos minerais provêm de estudos realizados nos metais, e mais tarde com trabalhos de Sorby (1853), Mügge (1898), Sander (1911, 1930) e Harker (1932). O estudo das microestruturas

⁷⁰ Adaptado de Ramsay e Huber (1983, p. 56).

⁷¹ Adaptado de Ramsay e Huber (1983, p. 56).

(*microfabric*) das rochas deformadas, *i.e.*, a história termal e deformacional de um cristal baseada nos *crystal imperfeitos (crystal defects)*, adquire nos processos deformativos um papel de relevância, facilitador da compreensão global da história termal e deformacional da própria rocha. Apesar disso, o *microfabric* constitui um capítulo das Geociências amplo e complexo, e uma vez não exigido pelos objetivos da disciplina de Técnicas Laboratoriais de Geologia, iremos prescindir de tecer quaisquer outros comentários morosos, remetendo os alunos se necessário, para a bibliografia específica que indicamos.

3.6.10. Fatores que influenciam o comportamento físico dos materiais rochosos

1. Influência das pressões confinante e litostática

Em numerosas experiências que têm sido desenvolvidas em laboratório, demonstrou-se a influência de um aumento crescente da pressão confinante na deformação de uma rocha (**Figura 62**).

Sinteticamente, o incremento da pressão confinante: (a) aumenta o limite de ruptura das rochas, (b) aumenta a resistência à ruptura, (c) facilita o escoamento plástico antes do colapso, e (d) favorece a cicatrização de superfícies de fraturas, pela íntima justaposição das suas paredes opostas. Como se observa na **Figura 62**, um dolomito sujeito a pressões confinantes crescentes, sob várias temperaturas atmosféricas, apresenta um comportamento transicional do estágio frágil à ruptura dúctil.

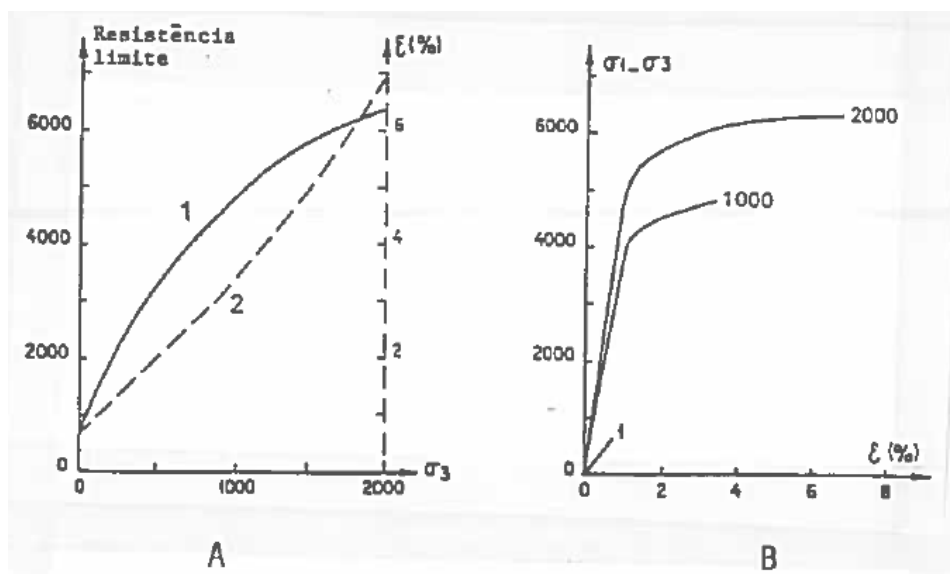


Figura 62 - Curvas de tensão-deformação revelando a influência de σ_3 na deformação de um dolomito. A - variação da resistência limite (1) e da ductilidade (2); B - Diferentes curvas de tensão-deformação para diferentes valores de σ_3 (1, 1000, 2000 bar)⁷².

⁷² Segundo Handin e Hager (1957), citados em Mattauer (1973, p. 56).

Experiências de Heard⁷³ revelam que a influência da pressão confinante varia muito com o tipo de rochas. Algumas são mais sensíveis do que outras. A influência de σ_3 é diferente nos ensaios de compressão e de distensão. Com efeito, se considerarmos uma rocha frágil, ela pode transformar-se em rocha dúctil se aumentarmos σ_3 . Mas a uma dada temperatura, essa transformação requer um valor de σ_3 maior em tensões compressivas do que em tensões trativas (**Figura 63**). Isto supõe que as falhas de compressão desaparecerão em profundidade, bem antes das falhas distensivas.

Alguns ensaios experimentais sobre a pressão litostática permitem inferir que na crosta o incremento de profundidade prolonga o limite de elasticidade, tornando a rocha mais dúctil. Devido a outros processos (e.g., tectometamórfico), este limite pode novamente diminuir e a rocha voltar à sua antiga ductilidade.

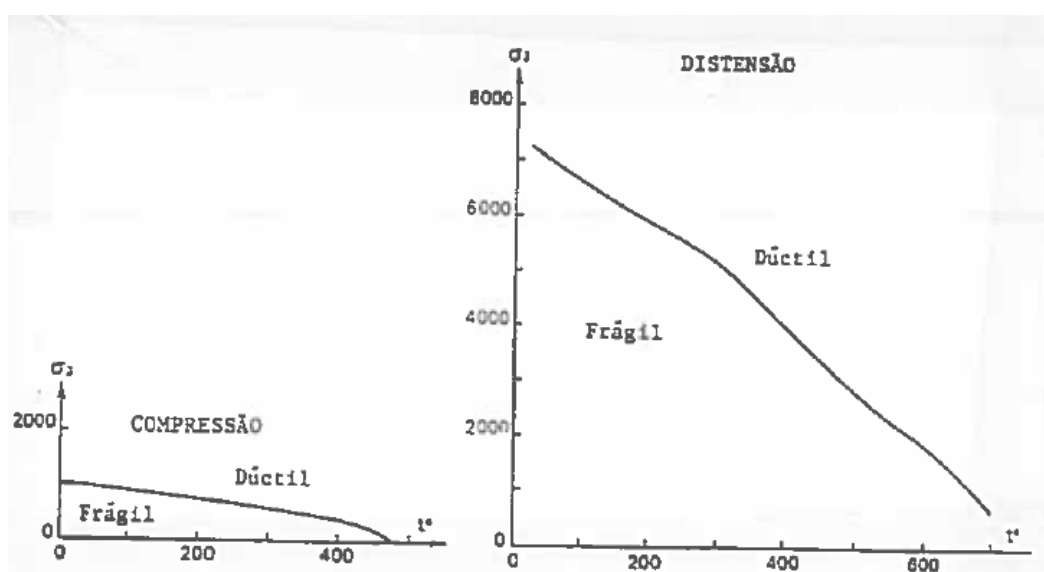


Figura 63 - Domínios frágil e dúctil em ensaios de compressão e de distensão, em função da temperatura, realizados em calcários⁷⁴.

Sabe-se também que à medida que a pressão litostática aumenta para um dado incremento, verifica-se um correspondente decréscimo no volume das rochas e um conseqüente acréscimo nas suas densidades. Se a pressão litostática diminuir, ocorre o contrário ao referido.

2. Influência da temperatura

Ensaio laboratoriais triaxiais permitem evidenciar o papel da temperatura na deformação das rochas. De um modo geral o aumento da temperatura, a pressão confinada elevada e constante: (a) inibe a fraturação, (b) reduz o limite de escoamento ou de cedência,

⁷³ Heard (1960), citado em Badgley (1965).

⁷⁴ Adaptado de Heard (1960), citado em Badgley (1965, p. 34).

(c) acentua a ductilidade (**Figura 64**). O incremento da temperatura facilita a deformação já que torna a rocha mais dúctil. Existem contudo exceções, como é o caso do dolomito e do grés, que não são praticamente influenciados pela temperatura.

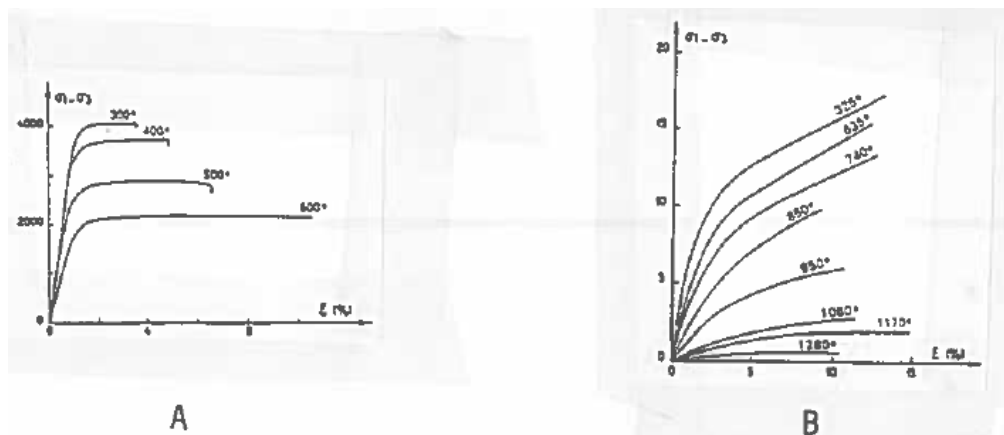


Figura 64 - A - Curvas de tensão-deformação a diferentes temperaturas para um calcário ($\sigma_3 = 400$ bar); B - Curvas de tensão-deformação a diferentes temperaturas para um Illherzolite ($\sigma_3 =$ variou de 10 a 20 kbar no decurso do ensaio)⁷⁵.

As relações pressão-temperatura dependem igualmente do tipo de tensões solicitadas. Desta forma, um dado incremento poderá ser suficiente para transformar o comportamento de uma rocha frágil em comportamento dúctil se as tensões aplicadas foram compressivas, embora o mesmo valor não tenha efeito idêntico se o ensaio for distensivo. A temperatura tem por isso maior influência nos fenómenos compressivos do que nos distensivos.

A elevação da temperatura cria condições para o desaparecimento de ruturas ou imperfeições prévias através da sua cicatrização. Temperaturas elevadíssimas conduzem à destruição de aspetos estruturais primitivos, tanto na rocha como nos cristais, favorecendo a fluência.

3. Influência de fluidos de impregnação

Geralmente os ensaios de deformação realizados em laboratório decorrem a seco, e estes consistem apenas num tipo de deformação geológica. A maior parte das rochas possui uma fase dispersa, em geral aquosa, ocupando os poros, ou então está sob a forma de uma delgada película sobre os limites intergranulares, como revelam os exames aos testemunhos de sondagens. Além de água, as rochas contém muitas vezes petróleo e gás, encontrando-se a pressões elevadíssimas, frequentemente próximas dos 95% do valor da pressão litostática. Em alguns casos, os fluidos igualam o valor da pressão litostática ou

⁷⁵ Segundo Carter e Lallemand (1970), citados em Mattauer (1973, p. 57).

ultrapassam-no. Durante o tectometamorfismo desenvolvem-se ações e trocas entre as fases sólida e dispersa das formações favorecendo a formação de neominerais, afetando eventualmente a estrutura física da rocha.

As experiências realizadas na presença destes fluidos revelam que eles exercem uma grande influência na deformação. Sabe-se que a água pode alterar as propriedades mecânicas das rochas e dos próprios minerais (**Figura 65**).

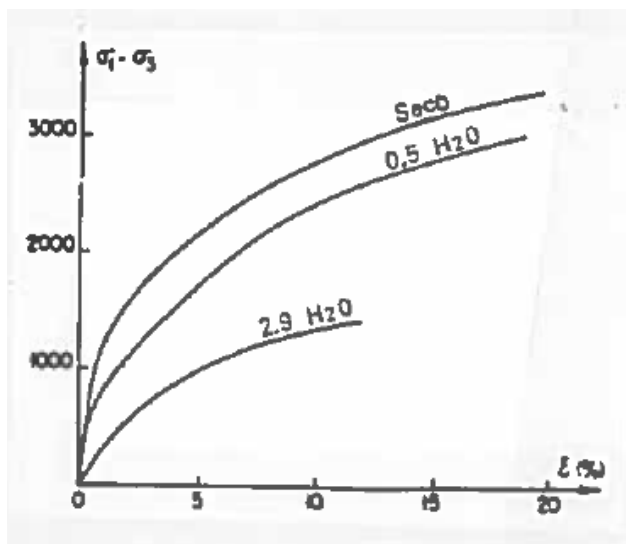


Figura 65 - Curvas de tensão-deformação correspondentes a ensaios de compressão efectuados em presença de quantidades variáveis de água, sobre um calcário cristalino ($\sigma_3 = 5000$ bar, $T = 300$ °C)⁷⁶.

Em calcários, quanto maior o conteúdo em água, maior a sua deformação, modificando igualmente as suas propriedades. Mesmo no quartzo, que é um mineral bastante resistente e menos dúctil a condições severas de pressão e temperatura, a presença da água torna-o mais fraco e dúctil sob determinadas condições de pressão e temperatura.

Se os fluidos estiverem sob pressão intensa, estes contraem os efeitos da pressão confinante e podem aumentar a fragilidade da rocha (diminuindo a ductilidade), provocando a rutura em condições de temperatura e pressão confinante que poderiam parecer dúcteis.

4. Influência da anisotropia

Em consequência de processos de génese sedimentar (estratificação) e metamórfica (xistosidade, foliação, clivagem), as rochas são em geral anisotrópicas. As experiências mostram que a anisotropia influencia a resistência das rochas à deformação. De fato, consoante o ângulo que σ_1 faz com o plano de anisotropia, assim é a deformação provocada (Figuras 66 e 67).

⁷⁶ Segundo Griggs (1953), citado em Badgley (1965, p. 42).

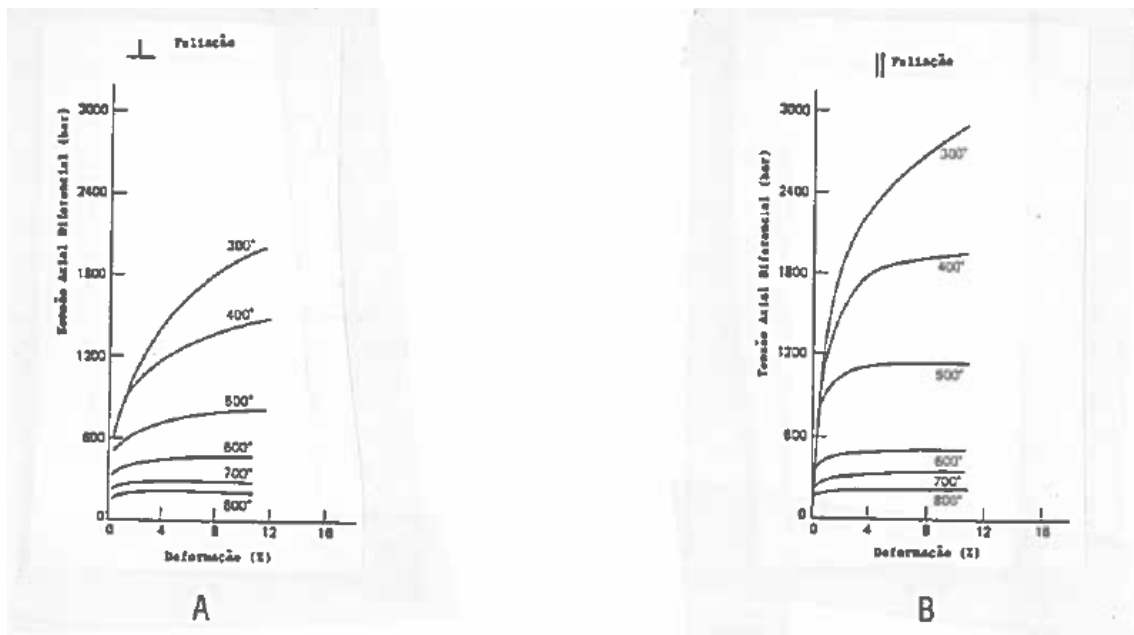


Figura 66 - A - Curvas de tensão-deformação a várias temperaturas com σ_1 normal à foliação e; B - paralelo à foliação⁷⁷.

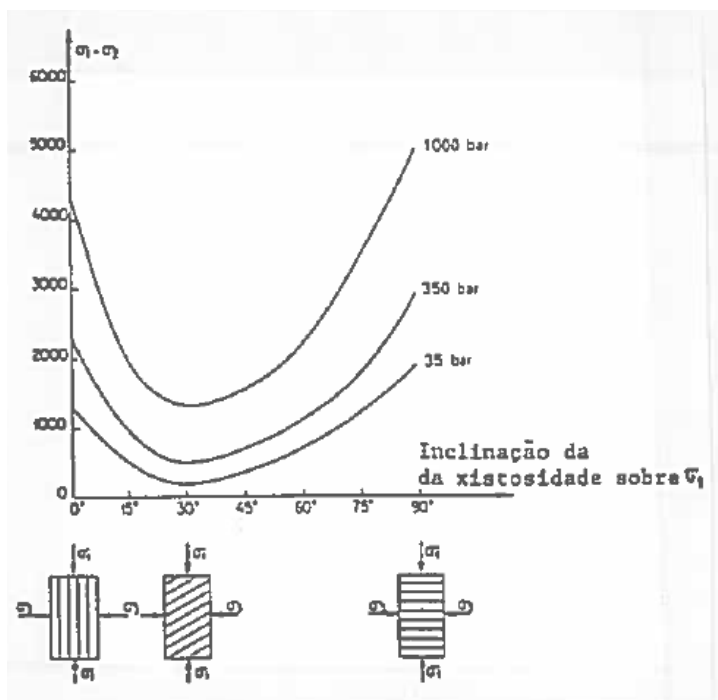


Figura 67 - Curvas de tensão-deformação da variação da resistência-limite em função da inclinação da xistosidade num xisto submetido da uma compressão⁷⁸.

5. Influência da profundidade

Sabendo agora o tipo de influência de σ_3 e da temperatura sobre o comportamento das rochas, é possível extrapolar em relação à profundidade a partir de um dado grau geotérmico conhecido (Figura 68).

⁷⁷ Segundo Heard e Raleigh (1972), citados em Hobbs, Means, e Williams (1976, p. 56).

⁷⁸ Segundo Donath (1963), citado em Mattauer (1973, p. 60).

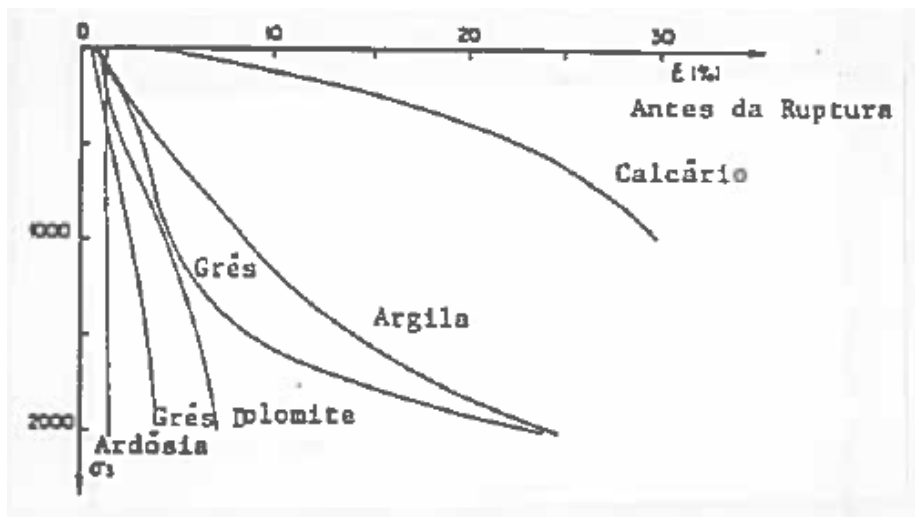


Figura 68 - Curvas de tensão-deformação de domínios estáveis de um conjunto de rochas em função de σ_3 , isto é, da profundidade⁷⁹.

O ponto de ruptura aumenta com o incremento da profundidade, ou seja, a grandes profundidades a mesma rocha torna-se mais dúctil do que à superfície. Noutros casos ocorre precisamente o inverso. Cada curva de tensão-deformação caracteriza por isso, o comportamento de uma única rocha, separando um domínio estável (deformação plástica) de um outro instável (ruptura).

Algumas das curvas da Figura 66 cruzam-se. Consideremos por exemplo, um grés e uma ardósia. Tal registo significa que a uma certa profundidade, um corpo rochoso formado por ardósia e grés, poderá revelar uma justaposição de grés partidos e ardósias deformadas, já que estas últimas, para a mesma tensão, suportam deformações maiores em relação aos grés. Para lá dessa dada profundidade, os parâmetros invertem-se e os grés começam a ser deformados em domínio plástico, enquanto os xistos sofrem ruptura.

6. Influência da natureza petrológica

Os ensaios laboratoriais revelam que a natureza petrológica dos corpos rochosos influencia decididamente o seu comportamento deformacional. Foram escolhidos três tipos de siltitos e arenitos (compostos por grãos pouco arredondados de quartzo, feldspato, mica, magnetite e pirite), função da composição mineralógica da matriz. O primeiro grupo possuía uma matriz fina argilosa, a segunda era composta essencialmente por calcite, e a última era carbonatada.

Verificou-se maior resistência à deformação nas rochas com maiores quantidades de quartzo, sendo os arenitos de matriz argilosa facilmente deformáveis. O **Quadro 7** mostra

⁷⁹ Segundo Handin e Hager (1958), citados em Badgley (1965, p. 37).

valores típicos de resistência de algumas rochas a tensões de compressão e distensão, podendo ser comparados e enquadrados nas classes do **Quadro 8**.

Quadro 7 - Valores típicos de resistência de algumas rochas⁸⁰.

ROCHA	COMPRESSÃO kg.cm ²	DISTENSÃO kg.cm ²
Arenito	20	700
Calcário	40	900
Gabro	-	1800
Granito	40	1400
Mármore	60	1000

Quadro 8 - Classificação de uma rocha intacta baseada na resistência (σ_c = resistência a compressão simples)⁸¹.

CLASSE	DESCRIÇÃO	σ_c (kg.cm ²)
A	Resistência muito alta	> 2250
B	Resistência alta	1120-2250
C	Resistência média	560-1120
D	Resistência baixa	280-560
E	Resistência muito baixa	<280

7. Influência do tempo, da tensão, da pressão de confinamento e da temperatura sobre a fluência

Um dos problemas nos estudos em Geociências consiste na dificuldade que há em compreender perfeitamente o fator tempo-geológico. Quando esse estudo implica a realização de experiências laboratoriais, é evidente o reducionismo que se gera ao desenvolver um experimento em algumas horas ou dias, querendo com isso significar vários milhões de anos. À deformação dos materiais, lenta, persistente e dependente do tempo, atribuímos a designação de *fluência (creep)*. A fluência foi experimentalmente demonstrada em rochas e minerais, incluindo calcários, mármore, xistos, halite, e rochas ígneas.

A nível de materiais utilizados na construção de obras de engenharia, a investigação da fluência é de importância capital. Recordemos, por exemplo, a aluimento de dois pilares de sustentação da ponte da Gafanha da Nazaré, situada na Estrada Nacional n.º 109/7 em Aveiro⁸².

A partir dos valores da deformação em função do tempo constroem-se curvas de fluência (**Figura 69**).

⁸⁰ Adaptado de Stagg e Zienkiewicz (1970, p. 18 ss.).

⁸¹ Adaptado de Stagg e Zienkiewicz (1970, p. 18).

⁸² Maximino (1995, 4 Janeiro).

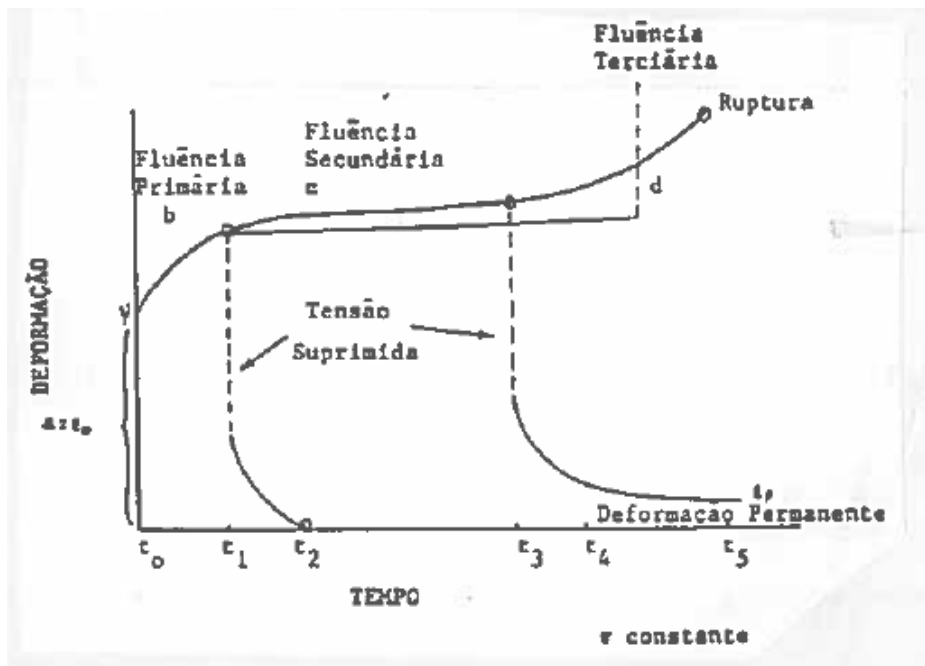


Figura 69 - Curva de fluência (deformação-tempo).

No tempo τ_0 a tensão aplicada determina uma deformação elástica instantânea ϵ_0 , seguindo-se três fases caracterizadas pelas taxas de deformação em função do tempo. A primeira fase denomina-se *Fluência Primária* ou *Creep Primário*, *Fluência Elástica Retardada* ou *Creep Elástico Retardado*, ou *Fluência Transitória*⁸³. Inicialmente, a deformação cresce rapidamente, logo vindo a decrescer logaritmicamente com o tempo. Se em τ_1 retirarmos a tensão, ocorre uma recuperação instantânea mas incompleta da rocha, seguindo-se uma recuperação retardada em τ_2 .

A segunda fase, apelidada de *Fluência Secundária*, *Creep Secundário* ou de *Fluência quase Viscosa*, é caracterizada por uma taxa de deformação $d\epsilon/dt$ aproximadamente constante, proporcional ao tempo em que a rocha sofre deformação plástica. Se em τ_3 supirmos a tensão, verifica-se uma recuperação elástica retardada da rocha (em τ_4) e uma deformação permanente.

Na última fase, *Fluência Terciária*, *Creep Terciário* ou *Fluência Acelerada*, a taxa de deformação aumenta com o tempo, tendo a curva um forte declive antes de ocorrer a ruptura franca do material em τ_5 .

Podemos definir a curva de fluência pela expressão:

$$\epsilon = a + b \cdot \log t + c \cdot t + d \Leftrightarrow \epsilon = \epsilon_0 + b \cdot \log t + c \cdot t + \epsilon_3(t)$$

⁸³ Segundo Hills (1975).

em que $\varepsilon_0 = a$ é a deformação imediata, b e c são constantes dependentes do material, da temperatura e da magnitude da tensão aplicada, τ é o tempo e d ou $\varepsilon_3(\tau)$, a fluência terciária. Entende-se por *taxa de deformação* $\dot{\varepsilon}$ a razão entre a magnitude da deformação e o tempo

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\varepsilon}{t}.$$

As curvas de fluência são desconcertantemente similares para uma gama de materiais acentuadamente diferentes, como rochas, metais, asfalto, borracha, etc. Os limites de elasticidade nos estudos de deformação permanente provocada pela fluência é marcadamente impreciso, particularmente nos ensaios de materiais rochosos (e.g., argila) que são submetidos a condições de pressão confinante e temperatura elevadas.

A fluência varia consideravelmente em função de $\sigma_1 - \sigma_3$. Se este valor é fraco a fluência é pouco importante, se pelo contrário ele é elevado, a fluência cresce rapidamente (**Figura 70**).

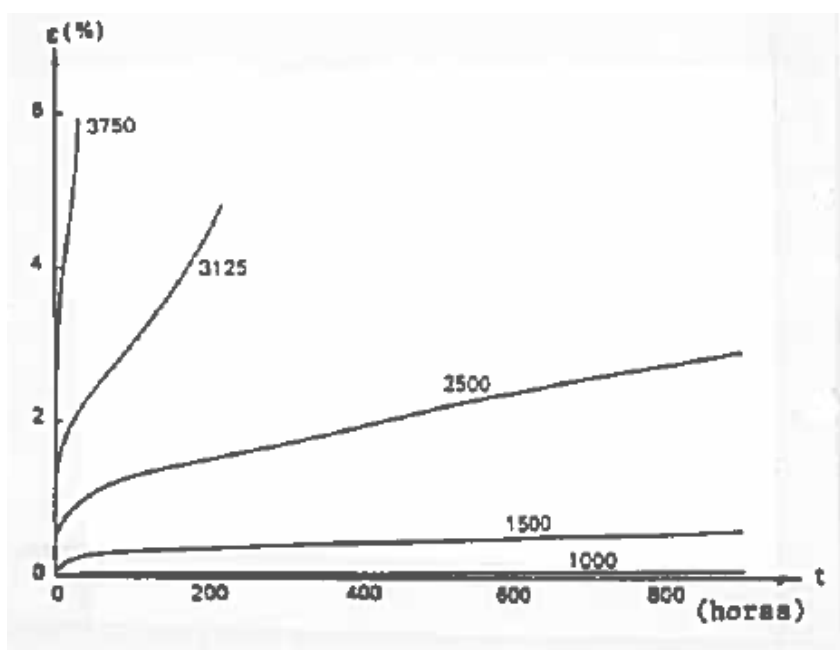


Figura 70 – Curvas de fluência do sal submetido a ensaios de extensão a diferentes pressões de confinamento (em lb/in²). A rutura produz-se somente sobre as curvas 3125 e 3750; sob um certo valor de $\sigma_1 - \sigma_3$, a deformação tende para zero⁸⁴.

Pela análise da Figura 68 verificamos que tensões fracas não são capazes de provocar deformações importantes, ou seja, para as rochas se deformarem por fluência é necessário submetê-las a tensões tectónicas elevadas. Em relação à pressão de confinamento, à medida que esta aumenta a deformação diminui.

A temperatura é também um forte fator influenciador da fluência. Tal como vimos anteriormente, a temperatura favorece a deformação, e como tal, o seu incremento leva a

⁸⁴ Segundo Hendron (1969), citado em Mattauer (1973, p. 61).

uma maior taxa de fluência. A fluência é, por isso, um importante mecanismo de deformação geológica a altas temperaturas e em zonas de grande profundidade (e.g., zonas de migmatitos).

A fluência representa uma forma de deformação importante, uma vez que a sua duração é muito grande, da ordem do milhão de anos. Alguns autores chegam a considerar que para produzir-se uma deformação geológica *in situ* suficientemente longa, a fluência representa a deformação mais importante das rochas.

4. Referências

- Anguita, F., & Moreno, F. (1991). *Processos Geológicos Internos*. Editorial Rueda.
- Anunciação, C., & Pestana, I. R. (1995). *Terra Planeta em Mudança. Ciências Naturais. 7.º ano-3.º ciclo*. Raiz Editora.
- Badgley, P. C. (1965). *Structural and Tectonic Principles*. Harper & Row Publishers.
- Baptista, J. P., & Melo, M. C. A. (1995). *Ciências Naturais 7.º ano*. Editorial O Livro.
- Baptista, J. P., & Melo, M. C. A. (1992). *Ciências Naturais 7*. Editorial O Livro.
- Bonito, J. (1996). *As atividades práticas no ensino das geociências. Contributos para o ensino da deformação das rochas no ensino secundário*. (Dissertação de Mestrado não publicada). Universidade de Coimbra.
- Debelmas, J., & Mascle, G. (1991). *Les Grandes Structures Géologiques*. Masson.
- Departamento de Investigações Educativas da Constância (1992). *Ciências Naturais 7*, Constância Editores.
- Dercourt, J., & Paquet, J. (1986). *Geologia. Objetos e Métodos*. Almedina.
- DGEBS – Direção-Geral dos Ensinos Básico e Secundário (1991a). *Programa Ciências Naturais. Plano de Organização do Ensino-Aprendizagem* (Vol. II). Ministério da Educação.
- DGEBS – Direção-Geral dos Ensinos Básico e Secundário (1991b). *Ciências da Terra e da Vida. Biologia. Geologia. Organização e Curricular e Programas*. Ministério da Educação.
- Domingues, H. V., Batista, J. A., Paul, M. C., & Sobral, M. S. (1995). *A Terra e a Vida. Ciências Naturais. 7.º ano*. Texto Editora.
- Domingues, H. V., Batista, J. A., Paul, M. C., & Sobral, M. S. (1992). *A Terra e a Vida. Ciências Naturais. 7.º ano*. Texto Editora.
- Font-Altaba, M., & San Miguel, A. (1988). *Atlas de Geología*. Ediciones Jover.
- Freitas, M., Lima, J. & Ruivo, L. (1995). *Viva o Planeta Terra! Ciências Naturais. 3.º ciclo. 7.º ano*. Edições Asa.
- Freitas, M., Lima, J. & Ruivo, L. (1992). *Terra-Planeta Vivo. Ciências Naturais*. Edições Asa.
- Gabinete de Educação Tecnológica, Artística e Profissional (1992). *Técnicas Laboratoriais de Geologia. Bloco 2*. Ministério da Educação.
- Harris, P. (1984). A composição da Terra. In I. G. Gass, P. J. Smith, & R. C. L. Wilson (Orgs.), *Vamos compreender a Terra* (3.ª ed.) (pp. 61-81). Livraria Almedina.
- Hills, E. S. (1975). *Elements of Structural Geology* (2.ª ed.). Chapman and Hall & Science Paperbacks.
- Hobbs, B. E., Means, W. D., & Williams, P. F. (1976). *An Outline of Structural Geology*. John Wiley & Sons.
- Holmes, A. (1971). *Geología Física* (7.ª ed.). Ediciones Omega.
- Lahee, F. H. (1979). *Geología Práctica* (5.ª ed.). Ediciones Omega.
- Loczy, L., & Ladeira, E. A. (1976). *Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica*. Editora Edgard Blücher.
- Loura, I. C., & Iria, T. M. (1992). *Viagem ao Planeta Azul. Ciências Naturais. 7.º ano*. Didática Editora.
- Mason, B. (1971). *Princípios de Geoquímica*. Editora Polígono.

- Mason, B., & Moore, C. B. (1982). *Principles of Geochemistry*. John Wiley & Sons.
- Mattauer, M. (1973). *Les Déformations des Matériaux de l'Écorce Terrestre*. Hermann.
- Maximino, J. C. (1995, 4 janeiro). Ponte da Gafanha, *Jornal de Notícias*.
- Middleton, G. V., & Wilcock, P. R. (1994). *Mechanics in the Earth and Environmental Sciences*. Cambridge University Press.
- Monteiro, A., Gouveia, J., & Costa, R. A. (1995). *Terceiro Planeta. Ciências Naturais. 7.º ano de escolaridade*. Edições Contraponto.
- Motta, L., & Viana, M.A. (1995). *Bio Terra. Ciências Naturais. 7.º ano*. Porto Editora.
- Nascimento, E. V., & Afonso, M. O. (1995). *Ciências Naturais. 7.º ano*. Texto Editora.
- Neves, C., & Paulino (1995). *Conhecer a Terra. Ciências Naturais. 7.º ano*. Plátano Editora.
- Nova, E. V., & Timóteo, M. P. (1995). *O Fascínio da Terra. Ciências Naturais. 7.º ano de escolaridade*. Plátano Editora.
- Obert, L., & Duvall, W. I. (1967). *Rock Mechanics and the Design of Structures in Rock*. John Wiley & Sons.
- Price, N. J., & Cosgrove, J. W. (1990). *Analysis of Geological Structures*. Cambridge University Press.
- Ramsay, J. G., & Huber, M. I. (1983). *The Techniques of Modern Structural Geology. Strain Analysis (Vol. 1)*. Academic Press.
- Read, H. H. (1976). *Geologia. Uma Introdução à História da Terra (2.ª ed.)*. Publicações Europa-América.
- Roque, M., & Castro, A. (1995). *Terra Viva. Ciências Naturais. 7.º ano*. Porto Editora.
- Roque, M., & Castro, A. (1992). *Terra Viva. Ciências Naturais. Ensino Básico 7.º ano*. Porto Editora.
- Roque, M., Ferreira, M. A., & CASTRO, A. (1995). *Geologia. 12.º ano*. Porto Editora.
- Scheidegger, A. E. (1982). *Principles of Geodynamics (3.ª ed.)*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Silva, A. D., Gramaxo, F., Mesquita, J., Santos, M. E., & Cruz, O. (1995). *Planeta Vivo. Ciências Naturais. 7.º ano*. Porto Editora.
- Silva, A. D., Gramaxo, F., Mesquita, J., Santos, M. E., & Cruz, O. (1992). *Ciências Naturais. Planeta Vivo. 7º ano*. Porto Editora.
- Simões, M. F., Ferreira, M. N., & Silva, C. P. (1995). *Ciências Naturais 7*. Editorial O Livro.
- Sousa, M. B. (1985). A deformação das rochas. *Geonovas*, 8/9, 17-30.
- Sousa, L. A., & Machado, M. M. Q. (1992). *Mundo Verde 7*. Areal Editores.
- Stagg, K. G., & Zienkiewicz, O. C. (1970). *Mecânica de Rocas en la Ingenieria Practica*. Editorial Blume.
- Thompson, G. R., & Turk, J. (1993). *Modern Physical Geology*. Sauders College Publishing.
- Truesdell, C. (1968). *Essays in the History of Mechanics*. Springer-Verlag.
- Whitten, E. H. T. (1969). *Strutural Geology of Folded Rocks (2.ª ed.)*. Rand McNally & Company.