

Singularidade Geológica do Maciço de Morais

Por Eurico Pereira

(Investigador do Laboratório Nacional de Energia e Geologia; Professor da Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto)

O Maciço de Morais encerra um dos aspectos mais relevantes da Geologia da Ibéria. Numa pequena área, encontram-se expostos testemunhos dos elementos fundamentais de uma antiga Cadeia de Montanhas, também dita Cadeia Orogénica, análoga às actuais Cadeias dos Alpes e dos Himalaias. Incorporando este amplo conceito, o Maciço de Morais expõe um pequeno fragmento da Cadeia Varisca cujo domínio se distende entre a Europa de Leste e o Sul da América do Norte. Todavia, a cadeia Varisca, erigida entre 390-280 milhões de anos (Ma), encontra-se actualmente muito erodida.

Mas antes de entrarmos neste tema específico, debrucemo-nos sobre alguns conceitos básicos de molde a mais facilmente apreendermos a dinâmica que torna o nosso planeta um “planeta vivo”, animado por uma extraordinária energia interna que faz com que a parte sólida externa, a litosfera, esteja em permanente mutação.

Estrutura química e física da Terra

A **estrutura química** da Terra, de um modo simplista, reduz-se a três níveis fundamentais (Fig. 1):

Crusta, pouco espessa, é composta essencialmente por silicatos de alumínio, cálcio, sódio e potássio;

Manto, até aos 2885 Km de profundidade, consta essencialmente de silicatos de magnésio e ferro;

Núcleo, entre os 2885 e 6370 km, é composto por ligas metálicas de ferro e níquel.

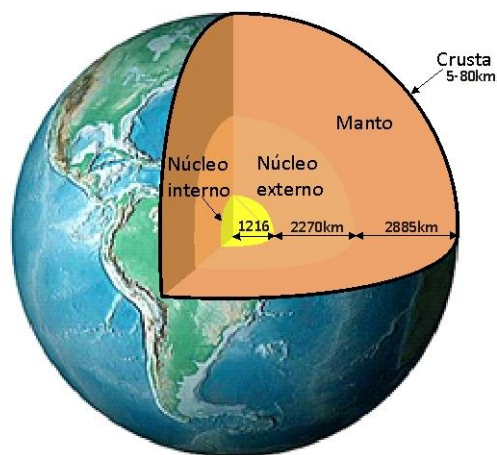


Figura 1 – Estrutura química da Terra

A Crusta pode ser oceânica ou continental:

A **crusta oceânica** tem uma espessura entre 6-8 km, é mais densa que a crusta continental e tem uma estratigrafia uniforme, designada *sequência ofiolítica*, tal como segue:

- Sedimentos dos fundos oceânicos
- Lavas basálticas em almofada (*pillow basalts*)
- Complexo de diques (*sheeted dikes*)
- Gabros laminados (*flaser gabbros*) e gabros maciços cumuláticos
- Rochas ultramáficas - peridotitos do manto

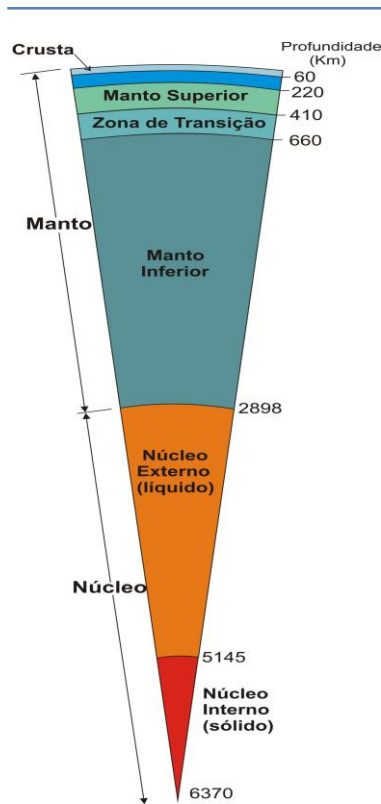
A **crusta continental** tem espessura compreendida entre 30-70 km, média aproximada de 40 km, e consta de uma sequência de rochas de composição variável:

- Sedimentos não deformados de cobertura
- Metassedimentos mais ou menos de formados de cobertura
- Rochas ígneas e metamórficas da crusta média

- Rochas ultrametamórficas da crosta inferior

A **estrutura física** da Terra é mais complexa (Fig. 2)

A crosta é toda ela sólida e, bem assim, a parte superior do manto até á profundidade de cerca de 100 km. Esta parte rígida externa da Terra forma a *litosfera*.



Segue-se, até à profundidade da ordem de 250 km, uma parte viscosa, parcialmente fundida, designada *astenosfera*, sobre a qual a litosfera pode deslizar e movimentar-se.

Até à profundidade de 660 km, sucede-se o *manto superior* e a *zona de transição*. A constituição do manto superior consta de olivina (ou perídoto), um mineral formado por silicato de magnésio e algum ferro; na zona de transição, verifica-se a mudança de estrutura dos minerais para estruturas compactas, mais densas, mantendo a mesma composição química.

O *manto inferior*, sólido, até 2898 km de profundidade, é constituído por óxidos densos e silicatos de magnésio com estruturas mais compactas e mais densas que as do manto superior.

O *núcleo externo* vai até 5145 km de profundidade, é líquido e muito denso, verificando-se aqui a anulação das ondas sísmicas de tipo S.

O *núcleo interno*, é sólido, composto de ligas metálicas muito densas terminando no centro da Terra à profundidade de 6370 km.

Figura 2 – Estrutura física da Terra

Dinâmica interna da Terra e o paradigma da Tectónica de Placas

É comum afirmar-se que a Terra é um poderoso engenho energético! A energia da Terra advém, por um lado do decaimento radioactivo natural de alguns elementos químicos e, por outro lado, de reacções exotérmicas verificadas entre compostos químicos na interface do manto sólido e núcleo líquido, ou seja, no designado leito D". Os diferenciais térmicos entre vários pontos do interior dão lugar às "*plumas quentes*" e correntes convectivas, no manto e na astenosfera, que estão na origem da dinâmica da Terra.

Há, no entanto, três fenómenos geológicos que registam à superfície do planeta, de forma espectacular, a libertação da energia resultante da dinâmica da Terra e movimento das placas litosféricas. Trata-se dos *tremores de terra ou sismos*, *vulcões* e formação das *cadeias de montanhas*. Estes três fenómenos constituem o teste maior ao paradigma da Tectónica de Placas (Fig. 3).

Tremores de Terra resultam da libertação energética violenta de um fenómeno sísmico, devido a ruptura brusca de um meio sólido rígido onde se acumularam tensões suportadas até ao limite da coesão dos materiais. Ao analisarmos a distribuição dos sismos no globo terrestre, coloca-se em evidência a íntima associação entre bordos de placa e sismos. Os tremores de

terra localizam-se em zonas bem definidas do globo: - *dorsais oceânicas (mid-ocean ridge)*, *falhas transformantes e zonas de subducção*. Nas duas primeiras situações, os focos sísmicos são superficiais, isto é, situam-se a profundidades da ordem ou inferiores aos 100 km. Nas zonas de subducção, os focos sísmicos variam desde profundidades muito pequenas até à ordem de 660 km (*zona de transição do manto*). Esta profundidade dos focos sísmicos não é ultrapassada e os mais profundos confinam-se às fossas oceânicas das zonas de subducção, tais como as das ilhas Curilhas, Marianas, Japão ou as da costa oeste americana, como no México, Perú até à Terra do Fogo.

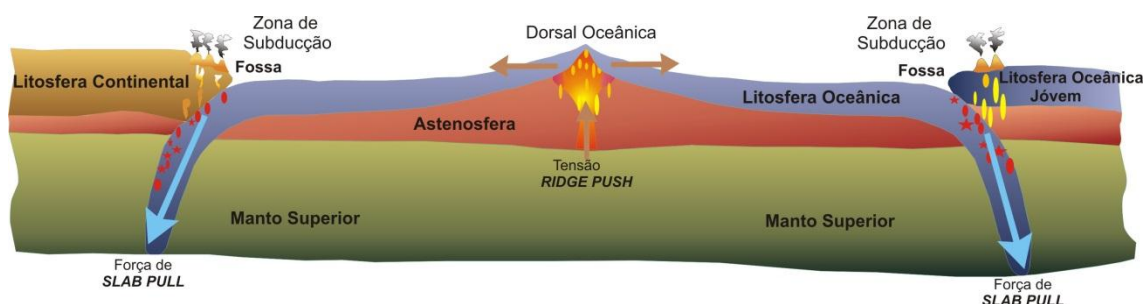


Figura 3 – Perfil de litosfera oceânica em confronto, quer com litosfera continental, quer com litosfera oceânica recém-formada. Representam-se, ainda, algumas forças e/ou tensões que impulsionam o movimento de placas: tensão de “ridge push”, devida ao ascenso de manto fundido, origina a *expansão oceânica*; e forças de “slab pull” as quais, mercê da maior densidade da crosta oceânica, originam o seu retorno ao manto que lhe deu origem nas dorsais. Todavia, as forças de “slab pull” e as tensões que geram são mais importantes que as tensões de “ridge push”.

Vulcões constituem o fenómeno geológico mais espectacular à superfície do globo pelo fascínio que exerce sobre fotógrafos e cineastas. Em termos geológicos, é um fenómeno natural, revelador da incomensurável energia interna da Terra que traz à superfície os materiais siliciosos fundidos, designados magmas, testemunhos da natureza e composição de pontos particulares da crosta e do manto superior. Os fenómenos magmáticos ocorrem, assim, como uma transferência de matéria em fusão de zonas mais profundas para regiões menos profundas do globo, ou melhor, de zonas de maiores temperaturas para zonas de temperaturas menos elevadas. Há, pois, transferência de massa e energia térmica, sendo esta dualidade característica do vulcanismo.

Quanto à distribuição geográfica dos vulcões à escala do globo, uma vez mais, se verifica encontrarem-se estas estruturas nas margens de placas: nas *dorsais oceânicas*, o vulcanismo é constante, mas extremamente discreto, porquanto, é essencialmente submarino; nas *zonas de subducção* o vulcanismo é também muito activo e, tanto mais, quanto mais jovens são as zonas de subducção. Os vulcões, observáveis nas ilhas do Oceano Pacífico ou na *cadeia de montanhas* da América Central e do Sul, são provas irrefutáveis da intensidade e até da violência do vulcanismo nos designados, respectivamente, *arcos de ilhas* e *arcos continentais*, suprajacentes a zonas de subducção (Fig. 3).

Cadeias de Montanhas jovens ou antigas correspondem, respectivamente, a ciclos orogénicos com idades menores do que 100 Ma, ou maiores do que 300 Ma, e situam-se sempre nos bordos de placas continentais. Resultam da colisão de continentes ficando a zona colisional assinalada por *cinturões orogénicos* com características estruturais, metamórficas e magmáticas próprias que permitem estabelecer diferenciações entre cinturões contíguos de idades diferentes. Os cinturões orogénicos que não tenham sofrido um grau elevado de erosão, preservam, na maioria dos casos, testemunhos de crosta oceânica (*complexos ofiolíticos*). Os complexos ofiolíticos marcam, pois, a sutura através da qual os continentes foram amalgamados e testemunham a presença de um oceano que, na sua maioria, foi

consumido no mecanismo de *subducção*, restando uma pequena porção dessa crosta oceânica que resistiu ao mergulho no manto e se sobrepôs à margem dos continentes por um mecanismo dito de *obducção*. Nesta última tipologia de mecanismo, as forças tectónicas compressivas sobrepõem-se às forças de “slab pull” que arrastam a crosta oceânica para o interior da terra mercê da sua maior densidade, relativamente à crosta continental. Aquelas forças tectónicas compressivas, mediante falhas de tipo cavalgante, forçam os complexos ofiolíticos a sobreporem-se à margem dos continentes.

É possível reconhecer *cinturões orogénicos* datados do Arcaico, muito embora, os principais cinturões orogénicos (cadeias de montanhas) de fácil identificação no globo tenham idade inferior a 2.0 Ga. Em situações excepcionais, a colisão de continentes pode processar-se à escala do globo, envolvendo todos os blocos continentais existentes à época para formar *supercontinentes* (todos continentes agrupados num único continente). O registo geológico tem identificado, até ao presente, megacadeias de montanhas de que resultaram os seguintes supercontinentes: *Columbia* (1.8 Ga), *Rodínia* (800 Ma), *Panotia?* (540 Ma) e *Pangeia* (250 Ma).

Cadeia de Montanhas Varisca (ou Orogenia Varisca)

Tem para nós particular interesse o supercontinente Pangeia (toda a Terra). Resultou da colisão entre o continente Laurentia-Báltica (América do Norte – Europa do Norte) e o continente Gondwana (América do Sul, África, Antárctida, Austrália e Índia). Estes blocos continentais são derivados do desmembramento do supercontinente Rodínia. Do confronto entre os blocos mencionados resultou a formação da Cadeia de Montanhas ou orogénese Varisca, desenvolvida entre os montes Urais, na Europa de Leste e os montes Apalaches, na América do Norte e englobando ainda os Mauritanides do NW de África (Fig. 4).

A expansão do oceano e acumulação de sedimentos na bacia oceânica tiveram lugar entre os períodos Ordovícico e Silúrico (ca 490-410 Ma); o fecho do oceano e início da colisão continental processa-se entre aquele período e o Devónico Médio (ca 390 Ma) e a Cadeia Varisca foi edificada no Devónico-Carbonífero (ca 390-280 Ma). O oceano maior entre estes continentes era o Oceano Rheic de que também fazia parte um ramo menor, hoje designado Oceano de Galiza e Trás-os-Montes (Fig. 5), situado entre um bloco continental menor, a Armórica, e a margem do grande continente Gondwana. Por sua vez, a Armórica seria um fragmento continental destacado da margem do Gondwana no início do período Ordovícico tendo permitido a expansão do Oceano de Galiza e Trás-os-Montes até ao final do Silúrico e início do Devónico (ca 410 Ma), (Fig. 5). O conjunto de episódios, tais como, ruptura de um continente, abertura de um oceano e acumulação de sedimentos na bacia oceânica, fecho do oceano, deformação e metamorfismo daqueles sedimentos e colisão de continentes acompanhada de magmatismo é repetitivo ou cíclico ao longo da história da Terra, gerando as megacadeias de montanhas e os supercontinentes acima referidos. Estes ciclos são designados Ciclos Geológicos ou *Ciclos de Wilson*, devido ao facto de Tuzo Wilson ter sido o primeiro autor a reconhecê-los.

É hoje perfeitamente notório que a colisão de continentes é sempre acompanhada de intensa actividade tectónica (sísmica), magmática (vulcânica e/ou plutónica) e metamórfica (deformação e transformação dos sedimentos acumulados na bacia oceânica extinta). Tal como nos casos anteriores, verifica-se que as fronteiras de placas são locais de grande actividade geológica confirmando insofismavelmente que a formação de *cadeias de montanhas, sismos e vulcões* são compatíveis com o paradigma do movimento das placas litosféricas sobre a camada viscosa de manto, parcialmente fundida, designada *astenosfera*. Demonstra-se, por mais esta via, que os movimentos das massas continentais e a expansão ou destruição da crosta oceânica não são episódios especulativos, mas são antes episódios

mensuráveis. A geografia actual de continentes e oceanos e respectivos movimentos de escassos centímetros por ano são controlados via satélite; as antigas geografias da Terra são reconstituídas através de datações radiométricas de idade das formações rochosas e do paleomagnetismo que define as paleolatitudes das mesmas formações. Tais episódios, sendo mensuráveis, dão suporte e fundamentação científica ao paradigma da Tectónica de Placas.

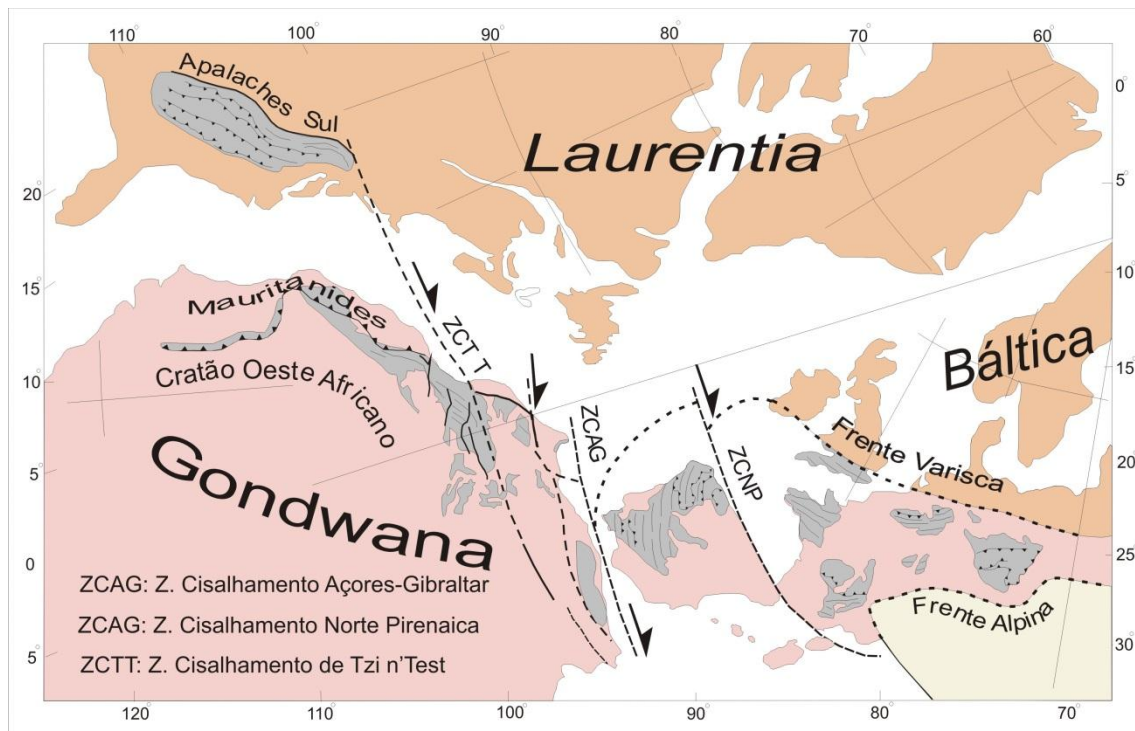


Figura 4 – Colisão entre os blocos continentais Laurentia-Báltica e o continente Gondwana, de que a Ibéria faria parte integrante, após o fecho do Oceano Rêico, aos cerca de 390 Ma. Daqui resultou a formação da Cadeia de Montanhas Varisca e a amalgamação de todos os blocos continentais, existentes naquela época, para formar o Supercontinente Pangeia. Os blocos de tom cinzento, na actual geografia, representam os testemunhos aflorantes da Cadeia Varisca, hoje muito erodida e afectada pela sobreposição do novo Ciclo Orogénico Alpino (Adaptado de Dias et al., 2011)

Maçio de Morais, pequeno fragmento da Cadeia Varisca

O segmento Ibérico da extensa Cadeia Varisca é particularmente significativo por conter vários testemunhos da sutura de colisão entre os continentes Laurentia-Báltica (ou Laurussia) e Gondwana e, bem assim, por esta sutura incluir complexos ofiolíticos, testemunhos do oceano Rêico e do oceano de Galiza Trás-os-Montes.

O Complexo Ofiolítico, desenvolvido entre Beja, Portugal, e Acebuches, Sul de Espanha, é um testemunho do oceano Rêico e assinala a sutura entre o Gondwana e a Avalónia, sendo este último bloco parte integrante do continente Laurentia-Báltica, (Fig. 5).

Como, porém, o sector Sul da Ibéria, caracterizado pela presença de terrenos autóctones da Cadeia Varisca, se integra numa história geodinâmica distinta do sector NW Ibérico, onde dominam terrenos alóctones e paraúctones também variscos, não analisaremos neste texto abreviado aquele sector Sul da Ibéria, uma vez que se situa num contexto diferente do Maçio de Morais, muito embora com ele relacionado no âmbito intrínseco da Cadeia Varisca.

SILÚRICO MÉDIO
425 Ma

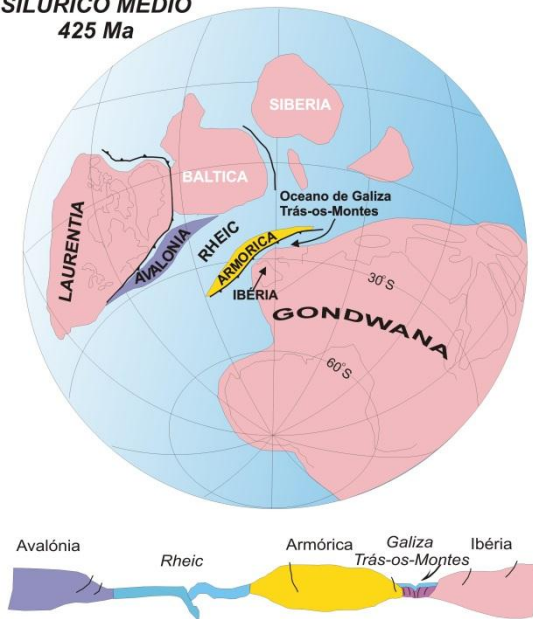


Figura 5 - Distribuição de massas continentais no Silúrico Médio, mostrando a posição dos continentes que marginavam o Oceano Rheic e o oceano menor de Galiza Trás-os-Montes, cujo fecho conduziu à formação da Cadeia Orogénica Varisca da Europa (adaptado de Meyer-Berthaud et al., 1997)

No NW da Península Ibérica, os Maciços de Cabo Ortegal, Ordenes e a Faixa de Malpica-Tui, em Espanha, e bem assim, os Maciços de Bragança e Morais, no NE de Portugal, todos incluem Complexos Ofiolíticos, testemunhos do oceano de Galiza Trás-os-Montes. Definem a sutura entre o bloco continental Armórica e o bordo continental do Gondwana, (Fig. 6 e Fig. 7). O Maciço de Morais é, entre todos os maciços da Ibéria, o de maior didactismo. Com efeito, apesar de estar conformado ao empilhamento de *Terrenos* alóctones, isto é, deslocados dos seus lugares de origem ou zona de raízes, preserva sequências pouco desmanteladas susceptíveis de fácil interpretação apesar da sua complexa história geológica. O termo *terreno* é aqui usado no sentido de placa, ou microplaca, ou ainda, fragmento de microplaca.

DEVÓNICO MÉDIO
385 Ma

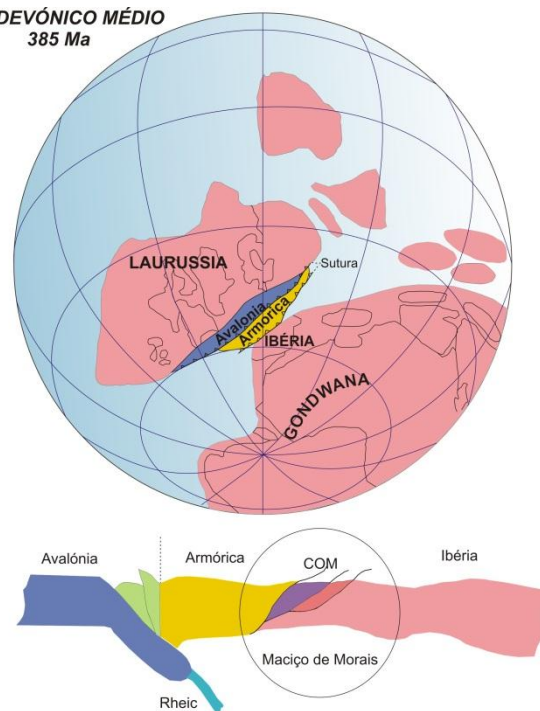


Figura 6 - Distribuição de massas continentais no período Devónico Médio, mostrando a disposição dos continentes após o fecho do Oceano Rheic e, bem assim, do oceano menor de Galiza e Trás-os-Montes; a colisão e amalgamação dos continentes Laurentia-Baltica (Laurússia) e Gondwana, envolvendo também os fragmentos continentais Avalónia e Armórica deram origem à formação da Cadeia Orogénica Varisca; COM -Complexo Ofiolítico de Morais (adaptado de Meyer-Berthaud et al., 1997)

A singularidade do Maciço de Morais assenta portanto no facto de, numa pequena área geográfica situada entre o vale do rio Sabor e Macedo de Cavaleiros, podermos encontrar e definir todos os elementos de uma Cadeia Orogénica ou Cadeia de Montanhas. Deste modo, o Maciço de Morais está conformado à sobreposição das seguintes unidades alóctones, em sequência do topo para a base:

- Complexo Alóctone Superior (CAS). Trata-se de um fragmento do microcontinente Armórica, representado por um perfil completo de Crusta Continental;
- Complexo Alóctone Intermédio ou Complexo Ofiolítico de Morais (COM). Consiste numa sequência completa de Crusta Oceânica, equivalente ao oceano menor de Galiza e Trás-os-Montes;
- Complexo Alóctone Inferior (CAI). Consta de uma sequência metassedimentar e vulcânica representativa de uma margem continental em fase de ruptura (*rift continental*), representativa da margem continental gondwânica.

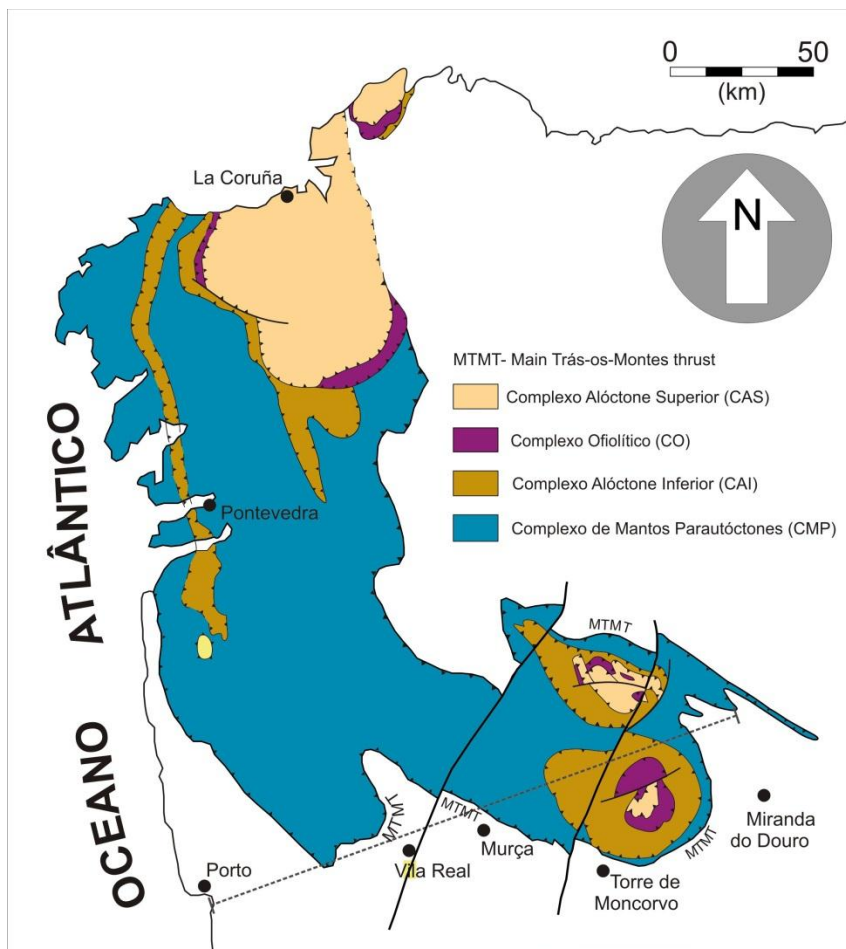


Figura 7.- Repartição geográfica dos maciços alóctones de Cabo Ortegal, Ordenes e Malpica-Tui, na Galiza, Espanha e dos maciços de Bragança e Morais, no NE de Trás-os-Montes, em Portugal (adaptado de Ribeiro et al., 1990 e Rodrigues et al., 2006)

Referências citadas no texto

Meyer-Berthaud, B., Wendt, J., Galtier, J., 1997. First record of a large Callixylon trunk from the late Devonian of Gondwana. *Geological Magazine*, 134, 847-853.

Ribeiro, A., Pereira, E., Dias, R., 1990. Structure in the NW of the Iberia Peninsula (Alloctonous sequences). In: Dallmeyer, R.D. & Martinez Garcia, E. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, 220-236, *Springer-Verlag*.

Rodrigues, J.F., Pereira, E. e Ribeiro, A., 2006. Estrutura Interna do Complexo de Mantos Parautóctones, Sector de Murça-Mirandela (NE de Portugal). In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. & Kullberg, J.C., (Eds.), *Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria*, 63-84, Universidade de Évora.