



Litoestratigrafia do Paleozóico do Sector a Nordeste de Bragança (Trás-os-Montes)

Carlos Augusto Pinto de Meireles
2011

Litoestratigrafia do Paleozóico
do Sector a Nordeste de Bragança (Trás-os-Montes)

Carlos Augusto Pinto de Meireles
2011



FACULDADE DE CIÊNCIAS
UNIVERSIDADE DO PORTO

Litoestratigrafia do Paleozóico do Sector a Nordeste de Bragança (Trás-os-Montes)



Carlos Augusto Pinto de Meireles

Dissertação de Doutoramento em Geociências

Departamento de Geociências, Ambiente
e Ordenamento do Território
Faculdade de Ciências da Universidade do Porto

2011

Orientado por:

Professor Doutor Deolinda Fonseca
Universidade do Porto

Professor Doutor Fernando Noronha
Universidade do Porto

À memória de meu Pai
À minha mãe, exemplo de honestidade e dignidade
A Maria Odete, à Sara Isabel e à Ana Catarina, por tudo!

(S. Martinho de Anta, 18 de Setembro de 1970)

ECO

Ah, terra transmontana
Que não tens um cantor à tua altura!
Um Marão inspirado,
Um Doiro inquieto,
Um plaino aberto
De carne e osso
Capaz de recriar noutra verdade
Esta grandeza austera,
Onde as pedras parecem ter vontade,
E nenhuma vontade desespera

(Miguel Torga, Antologia Poética, Coimbra, 1994)

NOTAS PRÉVIAS

(Vicissitudes de uma tese...)

O presente trabalho é fruto da actividade de andarilho pela geologia do País. Embora centrado na problemática da geologia do nordeste transmontano, reflecte inevitavelmente a experiência acumulada de trinta anos de actividade profissional.

Remonta a 1995 o desejo de utilizar o trabalho de cartografia geológica, encetado em 1986 com o ingresso na D.G.G.M. /Serviços Geológicos de Portugal, como base para uma tese de doutoramento. Na ocasião, já com orientador e plano de estudo definido, faltou uma simples declaração oficial dos responsáveis, à época, do Departamento de Geologia do Instituto Geológico e Mineiro, para que o projecto se concretizasse.

Gorada esta tentativa, anos mais tarde, em 2005, resolvi tentar de novo, inevitavelmente com um plano de trabalhos reformulado e com nova orientação. Por mera coincidência, tal aconteceu após o período conturbado da extinção do Instituto Geológico e Mineiro e a sua integração no I.N.E.T.I.

Na ocasião tomei a iniciativa de contactar com as Profs. Maria dos Anjos Ribeiro e Maria Helena Couto da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto. Felizmente que nesta Universidade não me foi exigido o documento em que se declarasse o interesse, para a minha instituição, do trabalho de doutoramento proposto. Com o seu apoio avancei individualmente para a candidatura ao doutoramento, que foi aceite pelo Conselho Científico desta Faculdade.

Confrontando o Director do Departamento de Geologia do I.N.E.T.I. sobre tal facto, foi por mim solicitada a permissão de usar os dados do meu trabalho no âmbito da cartografia regional, para a realização do doutoramento. Permissão essa que foi concedida.

Às Profs. Maria dos Anjos Ribeiro e Maria Helena Couto, agradeço o apoio inicial que permitiu que este projecto arrancasse. Infelizmente, por responsabilidades mútuas, a colaboração não teve condições para prosseguir. Foi o projecto recuperado pelos Profs. Deolinda Flores e Fernando Noronha a quem estarei sempre reconhecidamente grato e agradecido pelo apoio manifestado. Sem a sua corajosa intervenção este projecto estaria comprometido.

AGRADECIMENTOS

Inevitavelmente uma tarefa desta natureza não seria possível de concretizar sem a ajuda e a colaboração de tantos. A todas as pessoas que contribuíram e me ajudaram na realização deste trabalho desejo expressar os meus agradecimentos e manifestar-lhes profunda gratidão.

Aos meus orientadores de tese, Prof.^a Deolinda Flores e ao Prof. Fernando Noronha, quero expressar a enorme gratidão por assumirem a orientação num período tão crucial para a finalização deste trabalho. Não tendo conhecimento directo do projecto e das minhas capacidades científicas, destaco a sua coragem em assumir tal risco.

Ao Sr. António Santos, ex-colector dos Serviços Geológicos de Portugal que comigo colaborou nos levantamentos geológicos desta região transmontana, pela partilha das vicissitudes e alegrias do trabalho de campo, pela amizade, por tudo o que passamos juntos.

Ao Professor António Ribeiro que em certo dia, no Maciço de Morais, indagado sobre o que fazer ao recém-chegado aos Serviços Geológicos, afirmou: "*acho que a carta de Espinhosela estava bem para o Carlos Meireles*". Primeiro que tudo, a ele devo a escolha da área de trabalho, mas fundamentalmente o muito que aprendi nas oportunidades que tive de com ele privar nas saídas de campo.

À equipa dos projectos GRICES (Artur Sá, José Manuel Piçarra, Juan Carlos Gutiérrez-Marco e Emílio González Clavijo) com quem compartilho a amizade e a paixão pela (re)descoberta da geologia ibérica! Ao Artur, agradeço o incentivo e apoio constante que sempre me manifestou, pela oportunidade que me deu em partilhar todos os sectores da sua tese de doutoramento, as profícuas conversas e esclarecimentos sobre a estratigrafia e paleontologia do Paleozóico de Trás-os-Montes. Ao José Manuel, agradeço a preciosa ajuda na classificação e organização dos dados sobre graptólitos, bem como todo o incentivo e apoio sempre manifestado. Ao Juan Carlos, agradeço a disponibilidade e o apoio na classificação da macrofauna encontrada bem como o incentivo constante que sempre me manifestou. Ao Emílio, por todo o interesse sempre manifestado, pela disponibilidade em discutir no terreno os problemas comuns da cartografia.

Ao Jorge Pamplona, amigo a quem agradeço a revisão crítica e atenta deste texto, o constante incentivo e disponibilidade nas deslocações ao terreno, pela partilha da descoberta, pelos inesquecíveis dias de campo!

A toda a equipa do "Serviço". Como já um de nós disse (José Feliciano), o simples facto de, todas as manhãs, ter a ideia de ir para o "Serviço", já nos trás boa disposição. Em particular gostaria de destacar o prestimoso e fundamental contributo da Ana Paula Pereira: para ela vai o meu muito obrigado, pois que sem a sua ajuda o projecto ARGIS da carta geológica não seria possível de concretizar, pelas múltiplas ajudas nos truques da informática, na revisão da bibliografia, por todo o estímulo e apoio.

Igualmente endereço os sinceros agradecimentos à Eliane Marques: sem o seu paciente e metucioso trabalho de digitalização dos dados de campo não seria possível a concretização da carta geológica.

Ao Paulo Castro, amigo e companheiro de andanças pela geologia do País, que inicialmente arrancou com o projecto ARGIS deste trabalho, agradeço a sua concepção e o seu incondicional apoio, mesmo nas condições pessoalmente difíceis. Os seus comentários pertinentes foram e serão sempre bem vindos.

Ao Narciso Ferreira, amigo e companheiro de longa data, uma das testemunhas das vicissitudes deste trabalho, pelo seu apoio, pela disponibilidade e paciência em me ouvir, tantas vezes, a discorrer e especular sobre os problemas da geologia transmontana.

Ao Feliciano Rodrigues, agradeço a sua disponibilidade na revisão crítica do texto, os seus pertinentes e oportunos comentários.

À Renata Santos e à Zélia Pereira, pela sempre manifestada disponibilidade em ajudar, em apanhar as últimas gralhas, na revisão bibliográfica e na concepção final da capa deste trabalho.

Ao Laurentino Rodrigues agradeço a pronta disponibilidade e ajuda na consulta dos relatórios de prospecção mineira do actual arquivo do LNEG, na Amieira.

Ao Armando Moreira agradeço a sua pronta disponibilidade em facultar a consulta dos seus dados pessoais sobre as minas de S. Martinho de Angueira.

Ao Doutor Eurico Pereira agradeço o interesse e o incentivo manifestado por este projecto e a disponibilidade em esclarecer qualquer dúvida.

Em seguida gostaria de destacar o contributo da D.^a Eva Gomes e da Dr.^a Paula Serrano e expressar os meus agradecimentos pelo apoio na pesquisa bibliográfica. Fazendo jus ao seu profissionalismo, fizeram o possível e impossível para obter os artigos por mim solicitados.

À equipa do Laboratório Geológico e Mineiro de S. Mamede de Infesta, que ao longo destes anos, pelo seu trabalho, quer na preparação de amostras quer no trabalho analítico, tornaram possível a realização deste trabalho. Alguns infelizmente são uma eterna saudade. Desde a moagem de amostras (Sr. António, D.^a Teresa e D.^a Margarida), à preparação de lâminas (o saudoso Sr. Castanheira, o Sr. Domingos, ao Sr. Leal); à equipa da Fluorescência (Eng.^a Maria Eugénia, à D.^a Maria do Carmo, ao Dr. Rogério Calvo), à saudosa colega Maria José do Canto e ao Doutor Rui Santos, à equipa da "Química Clássica", nomeadamente às Engs. Maria Rita Amaral e Conceição Diogo; à colega Eng.^a Fernanda Guimarães pelo apoio nas breves passagens pela microsonda. Ao Paulo Bravo e ao Álvaro Oliveira, agradeço a sua disponibilidade para os esclarecimentos e bibliografia sobre terras raras e diagramas discriminantes.

Ao Eng. Adriano Barros e à empresa MAEPA, agradeço a pronta disponibilidade em facultar o acesso às suas sondagens e à informação dos trabalhos de prospecção.

Ao Benedito Calejo, quero agradecer a sua disponibilidade para esclarecer as dúvidas no estudo petrográfico.

Ao José Carvalho pelo discreto e constante apoio, pela amizade.

À Ângela Almeida agradeço a ajuda preciosa na obtenção de cópias de artigos, bem como o interesse e carinho manifestado para com este projecto.

Ao Professor Mário Vilela, professor jubilado da Faculdade de Letras da Universidade do Porto, vão os meus agradecimentos pelas suas recomendações quanto à utilização do aposto de especificação e pela tradução do alemão.

À minha filha Ana Catarina, agradeço a proverbial descoberta da operação "Control_6"!

Nas revisões das traduções do resumo, agradeço ao Manuel Afonso a ajuda na versão em francês; à Isabel Rábano e ao Juan Carlos, pela revisão em castelhano; ao Daniel Oliveira, pela revisão da versão inglesa.

Ao L.N.E.G., nas pessoas do Professor Machado Leite e da Doutora Luísa Duarte reitero os meus agradecimentos pela autorização da informação recolhida no âmbito da missão de cartografia geológica nacional.

A todas as gentes de Trás-os-Montes que durante estes anos de andarilho sempre me franquearam as suas portas, particularmente às famílias da D.^a Neves e do Clemente que me receberam como se da sua família fosse.

A todos, bem hajam!

RESUMO

A região abrangida por este estudo situa-se geologicamente no limite entre a Zona Centro Ibérica e a Zona Galiza Trás-os-Montes do Maciço Ibérico, sendo a continuação, para o território português, da estrutura sinforme de Alcañices. Esta região é constituída fundamentalmente por metassedimentos e metavulcanitos paleozóicos, de idade no intervalo Ordovícico - Devónico.

A cartografia geológica, complementada pela investigação litoestratigráfica, litogeoquímica e estrutural permitiu a definição formal de várias unidades litoestratigráficas, quer na sequência autóctone, quer na parautóctone, segundo os critérios propostos no Guia Estratigráfico Internacional.

Quanto à sequência autóctone, é feita a proposta formal de uma nova formação do Ordovícico Inferior (Formação Angueira), de natureza gresopelítica, subdividida em dois membros: um inferior, Membro Constantim, onde predominam arenitos e quartzitos finos e outro superior, Membro Cicouro, predominantemente constituído por pelitos. Relativamente ao Sistema Silúrico é feita, pela primeira vez, no nordeste transmontano, a proposta formal para as unidades silúricas autóctones, com uma formação (Formação Campanhó), essencialmente pelítica, de idade no intervalo Llandovery - Pridoli. É subdividida em três novos membros: inferior, Membro Ribeira de Silos, constituído por liditos e xistos carbonosos; intermédio, Membro Quintanilha, com calcários negros e xistos ampelitosos; superior, Membro Fraga dos Corvos, sequência monótona de gresoxistos cinzentos.

Relativamente às unidades tectonicamente deslocadas, pelos critérios estruturais é feita agora a distinção de um subautóctone relativamente ao autóctone. Embora de fácies semelhantes, com predomínio de ampelitos carbonosos, a complexidade tectónica não permite estabelecer uma sequência estratigráfica. Este subautóctone compreende duas unidades tectonoestratigráficas: Unidade Rio Sabor e Unidade Coroto.

Quanto às unidades do parautóctone inferior, são apresentadas pela primeira vez, propostas com carácter formal das diversas unidades cartografadas. Consta-se, da cartografia agora apresentada, que há duas situações estruturais distintas, dentro deste parautóctone inferior, ambas compatíveis com um modelo de bacia sedimentar sinorogénica (1) um mais externo, Domínio Estrutural da Lombada, onde predomina uma forte imbricação tectónica das escamas de carreamento. Trata-se de uma complexa sequência parautóctone, com forte imbricação tectónica e repetição de unidades induzindo uma espessa coluna de metassedimentos; (2) o mais interno, Domínio Estrutural de Vale de Prados, onde predominam as dobras deitadas ou vergentes para norte.

Pela presente proposta estes dois subdomínios estruturais são constituídos pelas mesmas unidades litoestratigráficas: (1) Formação Rio de Onor, essencialmente greso - pelítica; (2) Formação Valvão, essencialmente gresosa (quartzitos); (3) Formação Soutelo, essencialmente vulcano - sedimentar, e (4) Formação Gimonde, greso - pelítica. As três primeiras formações serão essencialmente de idade Silúrico a Devónico Médio (?), enquanto a quarta reporta-se ao flysch sinorogénico do Devónico Médio - Superior.

Pelos dados de campo constata-se a semelhança de fácies e de litologias entre esta sequência parautóctone e os metassedimentos e metavulcanitos do bordo sudoeste envolventes do maciço alóctone de Bragança, e tradicionalmente atribuídos ao alóctone inferior. A litogeoquímica, quer das unidades consideradas parautóctones, quer destas unidades alóctones, revela que, quer os metassedimentos, quer as metavulcânicas dos dois sectores estudados, possuem a mesma assinatura química o que significa que sejam as mesmas unidades. Tal constatação levou agora à apresentação de uma nova proposta para a sequência litoestratigráfica deste sector da ZGTM. Independentemente do domínio estrutural (parautóctone inferior e alóctone inferior), está-se sempre em presença das

mesmas unidades litoestratigráficas. A nova proposta faz prevalecer a abordagem litoestratigráfica sobre a estrutural.

Os dados preliminares sobre o vulcanismo apontam para dois episódios vulcânicos de quimismo distinto: uma sequência subalcalina e um episódio alcalino. A sequência subalcalina (toleítica a calco-alcalina) apresenta uma linha evolutiva unimodal de basaltos - andesitos - dacitos - riódacitos e riolitos. Compreende corpos ígneos subvulcânicos e piroclásticos. Os dados geoquímicos sugerem um contexto geológico de uma suite magmática toleítica a calco-alcalina e eventualmente shoshonítica de arco insular. A presença de andesitos, pela primeira vez detectada nesta região, espacialmente associados à *mélange* tectónica da Mofreita, vem reforçar o facto desta *mélange* corresponder a uma zona de subducção, actualmente desenraizada e englobada nas diversas escamas de carreamento da ZGTM, resultantes da colisão continental varisca. A série alcalina é revelada pela presença de traquitos e estará relacionada com episódios extensionais posteriores.

Finalmente, tecem-se comparações e assinalam-se as diferenças litológicas com outros sectores da ZGTM. Procura-se demonstrar que só com cartografia detalhada acompanhada por uma amostragem litogeoquímica sistemática se estará em melhores condições para efectuar as reconstituições paleogeográficas e os diversos contextos geotectónicos das unidades tectonoestratigráficas da ZGTM.

RESUMEN

La región comprendida en este estudio se sitúa, desde el punto de vista geológico, en el límite entre las Zonas Centroibérica y Galicia-Tras-os-Montes del Macizo Ibérico, constituyendo esencialmente la prolongación del sinforme de Alcañices en territorio portugués. En el sector de trabajo afloran fundamentalmente metasedimentos y metavulcanitas paleozoicas, cuyas edades abarcan desde el Ordovícico hasta el Devónico.

La cartografía geológica, complementada con investigaciones litoestratigráficas, litogeoquímicas y estructurales, nos permite proponer la distinción de diversas unidades litoestratigráficas nuevas, tanto en la sucesión autóctona como en la alóctona, cuya definición formal se aborda con arreglo a los requerimientos de la Guía Estratigráfica Internacional.

Dentro de la sucesión autóctona, la nueva Formación Angueira (Ordovícico Inferior) es de naturaleza lutítica y cuarcítica. Aparece integrada por dos miembros: uno inferior Mb. Constantim, con predominio cuarcítico y otro superior, Mb. Cicouro, de carácter lutítico. Por vez primera se presenta una secuencia tipo del Silúrico del noreste transmontano, integrado por diversas unidades autóctonas, entre las cuales se define formalmente la Formación Campanhó de naturaleza pelítica abarcando edades desde el Llandovery hasta el Pridoli, integrada por tres miembros nuevos: uno inferior, Ribeira de Silos con liditas e pelitas carbonosas; miembro medio, Quintanilha con calcáreos negros y ampelitas, y Fraga dos Corvos, el miembro superior, fundamentalmente pizarras grises, monótonas.

El estudio estructural ha permitido diferenciar una sucesión silúrica subautóctona con relación a la secuencia autóctona. Ambas porciones presentan facies semejantes, ampelíticas carbonosas, pero la gran complejidad tectónica impide establecer una secuencialidad estratigráfica clara. Dentro de este Silúrico hemos diferenciado dos unidades tectonoestratigráficas: Unidade Rio Sabor y la Unidad Coroto.

Entre las unidades cartográficas reconocidas dentro de la sucesión para autóctona, se definen por vez primera las nuevas formaciones Rio de Onor (con predominio pelítico-arenoso), alvão (areniscosa a cuarcítica), Soutelo (de neto componente vulcanosedimentario) y Gimonde (arenoso-pelítica). Las tres primeras formaciones

abarcarían el rango Silúrico-Devónico Medio (?), mientras que la cuarta se compara con un flysch sinorogénico del Devónico Medio y Superior.

Los afloramientos de las unidades del parautoctono inferior se distribuyen en dos dominios estructurales aquí reconocidos, ambos compatibles con un modelo de la cuenca sedimentaria sinorogénica: el más externo, lo Dominio Estructural de la Lombada, compone una secuencia parautoctona compleja, con fuerte imbricación tectónica y múltiples escamas de cabalgamiento, que generan un gran espesor de metasedimentos por amplia repetición de unidades; por su parte, el dominio más interno, lo Dominio Estructural de Vale de Prados, se diferencia por el predominio de pliegues acostados o vergentes hacia el norte.

El conjunto de datos de campo revela la gran semejanza de facies existente entre la sucesión parautoctona del sector estudiado, con respecto a los metasedimentos y metavulcanitas del suroeste, aflorantes en torno al macizo alóctono de Bragança, que es atribuido al alóctone inferior. Así parece constatarse también por los datos litogeoquímicos derivados tanto de los metasedimentos como de las metavulcanitas encuadrados en las unidades alóctonas y parautoctonas, que presentan una signatura química compatible con que se trate de las mismas unidades. Esta posible identidad común nos lleva a aportar una nueva visión de la sucesión de este sector de la ZGTM, donde a la hora de diferenciar unidades, debería prevalecer un criterio litoestratigráfico sobre el estructural, dado que desde el punto de vista estratigráfico las unidades son las mismas en los distintos dominios estructurales parautoctono y alóctono.

Los estudios preliminares sobre el vulcanismo apuntan la existencia de dos episodios de quimismo distinto: por un lado una secuencia subalcalina y, por otro, un episodio alcalino. La secuencia subalcalina (toleítica a calco-alcalina) representa una línea evolutiva unimodal de basaltos-andesitas-dacitas-riodacitas y riolitas, manifestada por cuerpos ígneos subvulcánicos y tobas. El contexto geológico que sugieren los datos geoquímicos es el de una "suite" magmática toleítica a calco-alcalina, eventualmente shoshonítica, de arco insular. En la región estudiada se determina por vez primera la existencia de andesitas, asociadas espacialmente a la *mélange* tectónica de la Mofreita. Ello viene a reforzar el hecho de que esta *mélange* pueda vincularse con una zona de subducción obliterada por las diversas escamas de cabalgamiento reconocidas en la ZGTM, resultantes de colisión continental varisca. La serie alcalina se manifiesta en la presencia de traquitas, relacionada con episodios extensionales posteriores.

Finalmente, se abordan correlaciones de la región estudiada frente a otros sectores de la ZGTM, apreciándose ciertas singularidades. Los resultados obtenidos muestran que la cartografía de detalle, acompañada de un muestreo litogeoquímico abordado sistemáticamente, es un buen método sobre el que fundamentar las reconstrucciones paleogeográficas y de los diversos contextos geotectónicos relativos a las complejas unidades tectonoestratigráficas que componen la ZGTM.

RESUMÉ

La région étudiée est géologiquement sur la frontière entre la Zone Centre Ibérique et la Zone Galiza - Trás-os-Montes du Maciço Iberique, étant la suite, pour le territoire portugais, de la structure sinforme d'Alcañices. Cette région est constituée fondamentalement par métasédiments et metavulcaniques paléozoïques, de l'âge Ordovicien-Dévonien.

La cartographie géologique, complétée par les recherches lithostratigraphiques, lithogéochimiques et structurales, a permis la définition formelle de plusieurs unités lithostratigraphiques, tant pour les séquences autochtones que parautochtones.

En ce qui concerne l'autochtone, on fait la proposition formelle pour une nouvelle formation de l'Ordovicien (Formation Angueira), gresopelitique, subdivisée en deux membres: l'inférieur, Mb. Constantim, où prédomine les grès et les quartzites fines et le Mb. Cicouro majoritairement composée de pelites. Sur le Système Silurien est d'abord fait, pour la première fois, la proposition formelle pour les unités siluriennes autochtones, avec une formation, Formation de Campanhó, essentiellement composé par des pelites et de l'âge Llandovery-Pridoli. Elle est subdivisée en trois nouveaux membres: l'inférieur, Membre Ribeira de Silos, consistant en schiste carboné et lidiennes; le moyen, Membre Quintanilha, avec des calcaires noirs et des ampelites; le supérieur, Membre Fraga dos Corvos, séquence monotone des schistes gresoux, gris.

Par les critères structuraux est faite la distinction entre le subautochtone et l'autochtone proprement dit, bien que avec des faciès semblables (ampelites et des schistes charbonneux) mais où la tectonique ne permet pas établir une séquence stratigraphique. Cela comprend deux unités tectonostratigraphiques: Unité Rio Sabor et Unité Coroto.

Quant au parautochtone inférieur, pour la première fois est présentée la proposition formelle de différentes unités cartographiées. Par la cartographie maintenant présentée il y a deux situations structurelles distinctes, compatibles avec un modèle de bassin de sédimentation sin-orogénique : (1) un domaine extérieur, le domaine structural de Lombada, où il y a une forte imbrication tectonique d'écaillles de chevauchement. Il s'agit d'une séquence complexe, avec la répétition des unités par la tectonique chevauchante, induisant une épaisse colonne de metasediments; (2) un autre plus interne, le domaine structural de Vale de Prados, dominé par des plis couchés ou vergences vers le Nord.

Ces deux sous-domaines structuraux sont constitués par les mêmes unités lithostratigraphiques: (1) Formation Rio de Onor, essentiellement greso - pelitique ; (2) Formation Valvão, essentiellement gréseuse (quartzites); (3) Formation Soutelo, essentiellement vulcano - sédimentaire et (4) Formation Gimonde, greso - pelitique. Les trois premières formations seront essentiellement de l'âge Silurien au Dévonien Moyen (?), tandis que la quatrième se rapporte aux flysch sinorogénique du Dévonien Moyen - Supérieur.

Dans les metasediments des environs du massif de Bragança on a constaté qu'il existe des similitudes de faciès entre le parautochtone à présent étudié et certaines unités considérées comme allochtone inférieur. Les résultats préliminaires de la lithogéochimie dans ces lithologies montrent qu'elles ont le même caractère géochimique ce qui confirme que cela doit correspondre à les mêmes unités. Une telle constatation est maintenant dirigée à la présentation d'une nouvelle proposition pour la séquence lithostratigraphique du parautochtone de ce secteur de la ZGTM. Indépendamment du domaine structural, on est toujours en présence des mêmes unités lithostratigraphiques. La nouvelle proposition fait prévaloir l'approche lithostratigraphique sur la structurelle. En plus de la similitude des metasediments, on a également détecté une similitude dans les caractéristiques chimiques des metavolcaniques dans les environs du Massif de Bragança, soit dans le secteur dans cette étude ou sur l'allochtone inférieur.

Les données préliminaires sur le volcanisme ont souligné deux épisodes volcaniques de chimisme distincts: une séquence subalcaline et un épisode alcalin. La séquence subalcaline (tholeiitique à calco-alcaline) montre une ligne évolutive unimodale de basalte - andésite, dacites - rioldacites - et de riolites. Cela englobe des pyroclastiques et des corps ignés subvolcaniques. Les données géochimiques suggèrent un contexte géologique d'une suite magmatique tholeiitique à calco-alcaline et finalement shoshonitique d'arc insulaire. La présence d'andésites, détectés pour la première fois dans cette région, spatialement associés au mélange tectonique de Mofreira, vient renforcer le fait que ce mélange

correspond à une zone de subduction, enfermée dans les différentes écaïlles de chevauchement de la ZGTM résultant de la collision continentale varisque. La série alcaline est révélée par la présence de trachytes et sera liée à des épisodes extensionnels plus tardifs.

Finalement, on fait des comparaisons avec d'autres secteurs de la ZGTM en soulignant les différences lithologiques. Seulement avec une cartographie détaillée accompagnée d'une lithogéochimie d'échantillonnage systématique sera possible de mieux effectuer les reconstitutions paléogéographiques et les divers contextes géotectoniques des différentes unités tectonostratigraphiques de la ZGTM.

ABSTRACT

The study area is located on the boundary between the Central Iberian and Galiza - Trás-os-Montes Zones, being the continuation to the Portuguese territory of Alcañices synform. This region comprises mainly Palaeozoic metasediments and metavolcanics, Ordovician to Devonian in age. The geological mapping, supported by lithostratigraphic, lithogeochemical and structural data allowed the formal definition of new lithostratigraphic units in both sequences, autochthonous and lower parautochthonous according with the International Stratigraphical Code.

With regards to the autochthonous sequence, a formal proposal is made for a new Lower Ordovician unit, the Angueira Formation, subdivided into two members: the lower, arenaceous in nature, called Constantim Member; the upper, the Cicouro Member is mainly formed by pelitic rocks. For the first time in Trás-os-Montes a formal proposal is made for a Silurian age formation, the Campanhó Formation. It is composed mainly by phyllites and is ranking from Llandovery - Pridoli ages. This formation is divided into three new Members: the lower, the Ribeira de Silos Member, composed by carbonaceous phyllites and black cherts, overlain by the Quintanilha Member (black limestones and graphitic phyllites) and capped by the Fraga dos Corvos Member, a monotonous slate sequence.

Although similar facies are present, structural criteria were used for the distinction between subautochthon and autochthon, as the strong tectonic imbrications does not allow establishment of a stratigraphical sequence. Two tectonostratigraphic units were defined: Rio Sabor and Coroto.

As to the lower parautochthonous units a formal proposal is presented for the first time. From the geological mapping now presented there are two distinct structural situations in this lower parautochthon: (1) a more external zone, the Lombada Structural Domain, where strong thrust imbrications slices predominates producing a tectonic repetition of lithologies and inducing a thick pile of metasediments; (2) an internal zone, Vale de Prados Structural Domain, were recumbent folds with vergence to the north predominate.

By this proposal, these two structural subdomains are constituted by the same lithostratigraphic units: (1) the Rio de Onor Formation, essentially arenaceous - pelitic sequence; (2) the Valvão Formation, essentially quartzites; (3) the Soutelo Formation essentially a volcanic-sedimentary sequence, and (4) the Gimonde Formation composed of a flysch type sequence. The first three formations are essentially lower Silurian to Middle Devonian (?) in age, while the fourth relates to the synorogenic flysch of Middle to Upper Devonian age.

In the surrounding units of the Bragança allochthonous massif, similarities are now noticed between some of the lower allochthonous units (volcanic-sedimentary complex and quartzphyllite formation) and the lower parautochthon units (Soutelo and Rio de Onor Formations, respectively). It was confirmed that these units have the same geochemical

signature confirming that they correspond to the same units. Such evidence has now led to the presentation of a new proposal for the parautochthonous lithostratigraphic sequence of ZGTM in this sector. Regardless of the structural domain (lower parautochthon and lower allochthon), the lithostratigraphic sequence is always the same. The new proposal does prevail in the lithostratigraphic approach instead of the structural one.

There are two distinct volcanic episodes: a subalkaline and an alkaline episode. The subalkaline sequence (tholeiitic - calc-alkaline) shows a unimodal evolutionary line from, basalt - andesite - dacite - rhyodacite - and rhyolite and includes subvolcanic and pyroclastics bodies. The geochemical data suggest a geological context of a tholeiitic to calc-alkaline magma suite and eventually shoshonitic in an island arc. The presence of andesite, detected for the first in this region, spatially associated with the Mofreita tectonic mélange, reinforces the fact that this mélange corresponds to a subduction zone, enclosed in the various ZGTM thrust nappes resulting from Variscan continental collisions. The alkaline series is revealed by the presence trachytes, probably connected to an extension in a back-arc basin eventually related to this subduction.

Finally, comparisons are made with other sectors of ZGTM, pointing out the lithological differences. This research demonstrates that only with detailed mapping and systematic lithogeochemical sampling can one carry out the paleogeographic reconstructions for the diversity of geotectonic situations presented in ZGTM.

ÍNDICE Geral

Notas Prévias	
Agradecimentos	
Resumo	
Resumen	
Resumé	
Abstract	
Índice de Figuras	IV
Índice de Quadros	XI
Índice de Tabelas	XII
Índice de Estampas	XII
Lista de Abreviaturas	XVI
1. Introdução.....	1
1.1. Objectivos do presente trabalho.....	1
1.2. Metodologia e estrutura do trabalho.....	2
1.3. Síntese dos trabalhos anteriores.....	5
1.4. Situação geográfica.....	9
1.5. Enquadramento geomorfológico peninsular.....	11
1.5.1. Enquadramento da área em estudo no contexto geomorfológico de Trás-os-Montes.....	12
1.6. O orógeno varisco europeu e o Maciço Ibérico.....	24
1.7. As grandes unidades geológicas do Maciço Ibérico.....	26
1.7.1. Terrenos tectonoestratigráficos.....	32
1.8. Enquadramento geológico da área de estudo.....	35
1.8.1. Zona Centro Ibérica.....	35
1.8.2. Zona Galiza/Trás-os-Montes.....	41
1.8.2.1. Complexo Parautóctone com afinidades com a ZCI.....	44
1.8.2.2. Complexo Alóctone Inferior.....	45
1.8.2.3. Complexo Alóctone Intermédio ou Complexo Alóctone Ofiolítico.....	49
1.8.2.4. Complexo Alóctone Superior.....	50
2. Caracterização litoestratigráfica.....	53
2.1. Metodologia e conceitos.....	53
2.2. Geologia Regional. Nota introdutória.....	61
2.3. Enquadramento estratigráfico regional de Trás-os-Montes. Sequência ante-ordovícica.....	64
2.4. Ordovícico.....	66
2.4.1. Flanco norte da sinforma de Alcanices. Sectores de Guadramil e França.....	67
2.4.1.1. Formação Marão.....	67
2.4.1.1.1. Membro Ermida.....	68
2.4.1.1.2. Membro Malhada.....	70
2.4.1.1.3. Membro Fragas da Ermida.....	72
2.4.1.2. Formação Moncorvo.....	72
2.4.1.3. Formação Maceiras.....	74
2.4.1.4. Formação Guadramil.....	76
2.4.2. Flanco sul da sinforma de Alcanices.....	77
2.4.2.1. Formação Olho de Sapo.....	80
2.4.2.2. Formação Angueira.....	81
2.4.2.2.1. Membro Constantim.....	82
2.4.2.2.2. Membro Cicouro.....	83
2.4.2.3. Formação Marão.....	84
2.4.2.4. Formação Moncorvo.....	84
2.4.2.5. Formação Chão do Amieiral.....	84
2.4.2.6. Formação Guadramil.....	85
2.5. Correlações litoestratigráficas do Ordovícico da Zona Centro Ibérica.....	85
2.5.1. Trás-os-Montes Setentrional (antiforma do Olho de Sapo).....	85
2.5.2. Trás-os-Montes Meridional.....	99

2.5.3. Zona Centro Ibérica Meridional	103
2.6. Discussão das correlações estratigráficas e considerações paleogeográficas sobre o Ordovícico. .	110
2.7. O contacto Ordovícico - Silúrico	121
2.8. Silúrico autóctone / subautóctone	123
2.8.1. Autóctone.....	125
2.8.1.1. Formação Campanhó	125
2.8.1.1.1. Membro Ribeira de Silos (novo membro).....	127
2.8.1.1.2. Membro Quintanilha (novo membro).....	128
2.8.1.1.3. Membro Fraga dos Corvos (novo membro).....	129
2.8.2. Unidades subautóctones	129
2.8.2.1. Unidade Rio Sabor	129
2.8.2.2. Unidade Coroto	130
2.9. Correlações das unidades autóctones - subautóctones silúricas da ZCI.....	133
2.10. Unidades parautóctones.....	142
2.10.1. Considerações prévias.....	142
2.10.2. Justificativo de uma nova proposta litoestratigráfica para o parautóctone.....	147
2.10.3. Descrição das novas unidades litoestratigráficas.....	149
2.10.3.1. Formação Rio de Onor.....	149
2.10.3.1.1. Membro França	151
2.10.3.1.2. Membro Igrejas	153
2.10.3.1.3. Membro Vale Andréis	154
2.10.3.2. Formação Valvão	156
2.10.3.3. Formação Soutelo	158
2.10.4. Síntese dos dados paleontológicos das unidades parautóctones.....	160
2.10.5. O contacto Silúrico - Devónico	170
2.10.6. Devónico.....	170
2.10.6.1. Formação Gimonde (Devónico Médio - Superior).....	170
2.10.7. Evidências cartográficas de episódios sin - sedimentares. Origem dos conglomerados e dos olistostromas.....	172
2.10.8. A mélangue da Mofreita - Cova da Lua.....	174
2.11. Correlações regionais das sequências parautóctones.....	175
2.11.1. Sector setentrional da ZGTM (Verín - Espinhosela - Alcañices).....	176
2.11.1.1. Espinhosela	176
2.11.1.2. Alcañices	179
2.11.1.3. Verín	182
2.11.2. Sector Meridional da ZGTM (Cabeceiras de Basto - V. Pouca de Aguiar - Murça - Mogadouro).....	184
2.11.2.1. Murça - Mirandela.....	184
2.11.2.2. Vila Pouca de Aguiar.....	187
2.11.2.3. Alfundega da Fé - Mogadouro.....	188
2.11.2.4. Cabeceiras de Basto.....	189
2.11.2.5. Entre-Douro-e-Minho.....	191
2.11.3. Principais conclusões	191
3. Caracterização Litogeoquímica.....	239
3.1. Introdução.....	239
3.2. Critérios para a selecção das Amostras	239
3.3. Apresentação dos dados.....	240
3.4. Unidades parautóctones.....	242
3.4.1. Formações Rio de Onor e Soutelo. Caracterização Petrográfica.....	242
3.4.2. Formação Gimonde. Caracterização Petrográfica.....	244
3.4.3. Classificação Química.....	246
3.4.4. Caracterização Química.....	247
3.4.4.1. Elementos Maiores.....	247
3.4.4.2. Elementos Menores e Terras Raras	265
3.4.6 Ambiente Geotectónico	271
3.5. Conclusões. Correlação com outros estudos litogeoquímicos da ZGTM.....	279

3.6. Metavulcanitos. Considerações Prévias.....	280
3.6.1. Descrição dos metavulcanitos da Formação Soutelo (Sector de Espinhosela).....	282
3.6.1.1. - Metavulcanitos básicos.....	282
3.6.1.2. - Metavulcanitos intermédios.....	284
3.6.1.3. MetaVulcanitos ácidos.....	285
3.6.1.4. Rochas Vulcanoclásticas.....	287
3.6.2. Formação Soutelo (Sector Vinhais - Edrosa - Failde). Metavulcanitos do Alóctone inferior do Maciço de Bragança.....	290
3.6.2.1. Metavulcanitos básicos.....	290
3.6.3. Caracterização Litogeoquímica dos Metavulcanitos do Sector de Espinhosela e Edrosa.....	294
3.7. Comparação com outros sectores. Conclusões.....	316
4. Evolução tectono-metamórfica.....	355
4.1. Introdução.....	355
4.2. Deformações pré-variscas.....	357
4.3. Orogenia varisca.....	359
4.3.1. Autóctone da Zona Centro Ibérica.....	361
4.3.2. Zona Galiza - Trás-os-Montes. Complexo de mantos parautóctones.....	364
4.3.2.1. Domínio da Lombada.....	365
4.4. Relações entre tectónica, magmatismo e metamorfismo.....	366
4.4.1. Maciço de Moimenta.....	367
4.4.2. Granito de Montesinho.....	368
4.4.3. Granito da Costa Grande.....	369
4.4.4. Maciço de Ifanes.....	369
4.4.5. Filões básicos.....	370
4.4.6. Metamorfismo regional varisco.....	372
5. Recursos Minerais e Implicações metalogénicas.....	395
5.1 Introdução.....	395
5.2. Inventariação dos recursos minerais da região.....	397
5.2.1. Jazigos sedimentares (Ferro).....	399
5.2.2. Jazigos vulcano - sedimentares.....	400
5.2.3. Filões hidrotermais.....	403
5.2.4. Ocorrências metassomáticas.....	409
5.2.5. "Placers".....	409
5.3. Metalogenia regional. ensaio de aplicação.....	410
5.4. Depósitos minerais e o ordenamento do território.....	414
6. Conclusões.....	431
6.1. Introdução.....	431
6.2. Litoestratigrafia.....	432
6.3. Litogeoquímica.....	434
6.4. Implicações para o Entendimento da instalação e origem dos Mantos parautóctones e alóctones.....	436
6.5. Trabalhos Futuros.....	438
Referências Bibliográficas.....	441
Anexos.....	I
Anexo I - Mapa Geológico do Sector Nordeste de Bragança.....	III
Anexo II - Tabelas de Cores das unidades litoestratigráficas.....	V
Anexo III - Diagramas Sedimentares.....	XI
Anexo IV - Análises químicas de rocha. Resultados analíticos.....	XVII
Anexo V - Tabelas de valores normalizados.....	XXXI

Índice de Figuras

Figura 1.1- Extracto da Carta Geológica de Portugal, à escala 1/500.000 (2ª Edição, Nery Delgado & Choffat, 1899. Legenda: P - depósitos terciários; S2 - Siluriano; Z - Rochas metamórficas, Arcaico; γ - granitos).	5
Figura 1.2 - Divisão do Nordeste Transmontano em Zonas Geoestruturais segundo Ribeiro, A. (1974).	7
Figura 1.3 - Localização da região estudada (a traço cheio, vermelho). A quadrícula corresponde às folhas 1:50.000 das cartas geológicas: 3C - Vinhais; 3D - Espinhosela; 4C - Deilão; 7A - Rebordelo; 7B - Bragança; 8A - S. Martinho de Angueira. (A tracejado castanho, limite do Parque Natural de Montesinho). Adaptação da Carta de Portugal, 1:200.000 - Folha 2, Trás-os-Montes e Alto Douro, Instituto Português de Cartografia e Cadastro.	10
Figura 1.4 - Unidades morfoestruturais da Península Ibérica: 1 - Bacias Cenozóicas; 2 - Cadeias Meso-Cenozóicas moderadamente enrugadas; 3 - Cadeias alpinas; 4 - Soco Varisco; 5 - Principais falhas e cavalgamentos alpinos (adaptado de Ribeiro, A. <i>et al.</i> , 1979; Van Wees <i>et al.</i> , 1998; Andeweg, 2002).	11
Figura 1.5 - Primeiro Esboço Geomorfológico de Trás-os-Montes Oriental. Inédito de Ribeiro, A. (1966, <i>in</i> Ribeiro, O. <i>et al.</i> , 1987).	13
Figura 1.6 - Enquadramento geomorfológico da região estudada, no contexto de Trás-os-Montes Oriental (adaptado do Mapa Geomorfológico de Portugal, Esc. 1.500.000, Centro de Estudos Geográficos, 1980).	14
Figura 1.7 - Modelo digital de terreno do sector Bragança - Alcañices (cortesia de P. Castro).	15
Figura 1.8 - Hipsometria, superfícies de aplanamento e principais estruturas tectónicas da região de Montesinho (adaptado de Meireles <i>et al.</i> , 2002b; Pereira, P. <i>et al.</i> , 2003). Base hipsométrica extraída do original de Ana Paula Pereira (LNEG).	16
Figura 1.9 - Reconstituição do ciclo orogénico varisco. A - antes do início do ciclo, no Silúrico; B - no final da orogenia, no Paleozóico Superior. (Adaptado de Matte, 1986a).	24
Figura 1.10 - Esboço do Orógeno Varisco Europeu (baseado em Martínez Catalán, 1990, com adaptações de Gonzalez Clavijo, 1997; Franke, 2000; Franke & Zelazniewicz, 2000; Oncken <i>et al.</i> , 2000). Legenda: 1 - Terrenos alóctones de várias proveniências; 2 a 6 - Domínios autóctones e paraúctones com afinidades gondwânicas: 2 - Zona Cantábrica; 3 - Zona Ocidental Asturo - Leonesa (ZOAL); 4 - Zona Centro Ibérica (ZCI); Zona Armoricana Central (ZAC) e Zona Teplá-Barrandiana; 5 - Domínio xistento de Galiza - Trás-os-Montes; 6 - Zona de Ossa Morena (ZOM); Zona Norte Armoricana (ZNA); Zona Saxoturíngica (ZST); 7 - Bacias de ante-país e cinturão externo de cavalgamentos: Zona Sul Portuguesa (ZSP); Ilhas Britânicas; Zonas Reno-hercínicas e Morávia-Silésia.	25
Figura 1.11 - As principais unidades tectónicas da Europa, segundo Stille (1924), <i>in</i> Ribeiro, A. <i>et al.</i> (1979).	26
Figura 1.12 - As divisões do Varisco Ibérico segundo Lotze (1945).	27
Figura 1.13 - Zonas paleogeográficas do NW da Península Ibérica (adaptado de Matte, 1968).	28
Figura 1.14 - Zonamento do Maciço Ibérico segundo Julivert <i>et al.</i> (1972).	28
Figura 1.15 - Esquema simplificado dos limites da Zona Galiza - Trás-os-Montes (adaptado de Farias <i>et al.</i> , 1987).	29
Figura 1.16 - Unidades geo-estruturais da Península Ibérica. Localização da área estudada no contexto da Cadeia Varisca do Maciço Ibérico (adaptado de: Julivert <i>et al.</i> , 1972; Farias <i>et al.</i> , 1987; Quesada, 1991; Diez Balda <i>et al.</i> , 1990; González Clavijo, 1997). 1 - Afloramentos Proterozóicos e Paleozóicos nas Cadeias Alpinas; 2 - Cobertura Meso-Cenozóica; 3 - Z. Cantábrica (a - Antiforma de Narcea); 4 - Z. Ocidental Asturo - Leonesa (a - Domo de Lugo; b - Manto de Mondoñedo; c - Domínio de Nave e Alto Sil); 5 - Z. Centro Ibérica (a - Form. Olho de Sapo; b - Domínio de Olho de Sapo; c - Domínio do CXG; d - Unidade Alóctone Meridional); 6 - Z. Galiza Trás-os-Montes (a - Domínio Xistento; b - Complexos Alóctones); 7 - Batólitos de Pedroches-Niza; 8 - Z. Ossa - Morena (a - Precâmbrico); 9 - Z. Pulo do Lobo; 10 - Z. Sul Portuguesa (a - Faixa Piritosa Ibérica).	30

Figura 1.17 - Terrenos tectonoestratigráficos do Maciço Ibérico (adaptado de Ribeiro, A. <i>et al.</i> , 1990; Quesada, 1992). 1 - TAI (Terreno Autóctone Ibérico: a - Margens imbricadas autóctones; b - Parautóctone; 2 - TOM (Terreno de Ossa Morena; 3 - TONPBA (Terrenos Ofiolíticos do Noroeste Peninsular e Beja - Acebuches); 4 - TPNP (Terreno Polimetamórfico do Noroeste Peninsular); 5 - TPL (Terreno Pulo do Lobo); 6 - TSP (Terreno Sul Português).....	34
Figura 1.18 - Unidades estruturais do Maciço Ibérico: terrenos e zonas tectonoestratigráficas (adaptado de Ribeiro, A., 2006).....	34
Figura 1.19 - Esquema da Zona Centro Ibérica e a sua subdivisão em domínios com base no critério estratigráfico dos materiais infrajacentes ao Ordovícico Inferior. Os materiais representados como pertencentes ao Complexo Xisto Grauváquico incluem também os ortognaisses pré-variscos e outras rochas com elevado grau metamórfico e de idade desconhecida (adaptado de Martínez Catalán <i>et al.</i> , 2004b).....	36
Figura 1.20 - Esquema Estrutural da Zona Centro Ibérica com destaque para os planos axiais dos dobramentos principais e das zonas de cisalhamento transcorrentes (adaptado de Martínez Catalán <i>et al.</i> , 2004b).....	37
Figura 1.21 - Esquema cronológico dos episódios de deformação varisca, no Maciço Ibérico (adaptado de Dias & Ribeiro, 1994).....	39
Figura 1.22 - (A) Perfil esquemático W-E da Zona Centro Ibérica, norte de Portugal; (B) Interpretação desta geotransversal segundo o modelo da "flake" tectónica (adaptado de Ribeiro, A. <i>et al.</i> , 1988).....	40
Figura 1.23 - Sequências alóctones e parautóctones da Zona Galiza - Trás-os-Montes. Localização dos Maciços máficos/ultramáficos: CO - Cabo Ortegal; O - Ordoñes; L - Lalin; MT - Malpica-Tuy; Br - Bragança; MO - Morais (adaptado de Ribeiro, A. <i>et al.</i> , 1990a; González Clavijo, 1997, 2006).....	42
Figura 1.24 - Resumo da evolução temporal das fases de deformação varisca no NW Ibérico, com base em datações absolutas (adaptado de Dallmeyer <i>et al.</i> , 1997). Seta cinza escura para a D1 e primeiros episódios tectonometamórficos nos complexos alóctones; seta cinza intermédio - representação da D2; seta cinza mais claro, representação da D3.	43
Figura 1.25 - Actual interpretação das unidades geoestruturais do Nordeste Transmontano (adaptado de Pereira, E., 2000).....	45
Figura 1.26 - Esboço geológico do complexo ofiolítico e do alóctone inferior do Maciço de Bragança.	48
Figura 2.1 - Últimas tabelas de cores e de andares, para o Ordovícico, em uso no L.N.E.G., com base na adaptação da escala britânica (em etílico: a designação correta das Séries Britânicas).....	57
Figura 2.2 - Tabela de cores da sequência ordovícica (escala Mediterrânica). Província Paleogeográfica de Trás-os-Montes (aplicável na cartografia às escalas 1:25.000 e 1:50.000).....	58
Figura 2.3 - Correlações litoestratigráficas dos diferentes domínios tectonoestratigráficos e paleogeográficos do nordeste transmontano (adaptado de Ribeiro, A., 1974).....	62
Figura 2.4 - Afloramentos considerados ordovícicos em Trás-os-Montes. Simplificação e adaptação da Folha 2 da Carta Geológica de Portugal, escala 1:200.000 e de Rodrigues (2008), segundo original de Sá (2005).	66
Figura 2.5 - Esboço geológico das formações autóctones de Guadramil. Localização e contexto geológico das jazidas de fósseis na região de Guadramil (compilação dos dados de Medeiros, 1950, Meireles, 1997; Sá, 2005).....	68
Figura 2.6 - Coluna estratigráfica do sector Guadramil - Robledo. Unidades autóctones do Domínio do Douro Inferior (os dados da Formação Santa Eufémia foram baseados em Serrano <i>et al.</i> (1982) e González Clavijo (1997).....	69
Figura 2.7 - Reprodução dos cortes geológicos de Guadramil (Medeiros, 1950). Ver localização na Fig. 2.4.	71
Figura 2.8 - Corte interpretativo da Serra das Barreiras Brancas - Culebra. (Legenda: 1 - unidades parautóctones; 2 - Membro Ribeira de Silos; 3 - Formação Guadramil; 4 - Formação Maceiras; 5 - Form. Moncorvo; 6 - Form. Marão (a) Membro Fragas da Ermida;	

b) Membro Malhada; c) Membro Ermida; 7 - Formação Angueira ("Form. Santa Eufémia"); a) Membro Cicouro; b) Membro Constantim); 8 - Formação Olho de Sapo. (Informação geológica do sector espanhol baseada em dados pessoais e adaptada da cartografia contida em IGME (1982) e Gonzalez Clavijo (1997)).....	74
Figura 2.9 - Coluna litoestratigráfica das Formações Maceiras e Guadramil.....	75
Figura 2.10 - Esboço geológico do anticlinal Vivero - Ifanes, sector de S. Martinho de Angueira. Trabalhos inéditos de: C. Meireles, metassedimentos; N. Ferreira, maciço granítico de Ifanes; folhas 8A (S. Martinho de Angueira) e 8C (Miranda do Douro).	79
Figura 2.11 - Coluna estratigráfica das unidades autóctones no sector de Paradinha, antifforma Vivero - Ifanes.	80
Figura 2.12 - Localização das secções de referência da Formação Angueira. (A) Extraída da Carta Militar de Portugal, folhas nº 67 (Paradela), à escala 1:25.000; (B) Extraída da Carta Militar de Portugal, folhas nº 53 (Avelanoso); MMCo, Muro do Membro Constantim; TMCo, Tecto do Membro Constantim; MMCi, Muro do Membro Cicouro; TMCi, tecto do Membro Cicouro.....	81
Figura 2.13 - Coluna estratigráfica do autóctone da sinforma de Alcañices, Unidade de Rio Duero (adaptado de González Clavijo, 1997).	86
Figura 2.14 - Coluna litoestratigráfica do sector de Latedo, sinforma de Alcañices (adapt. Fernández, 1994).	87
Figura 2.15 - Esboço geológico da Formação Guadramil no sector Vimioso - Vila de Ala (Adaptação de Meireles <i>et al.</i> , (2006) e Dias da Silva & González Clavijo (2010) a partir da base geológica da Carta Geológica de Portugal, Folha 2, esc. 1:200.000, I.G.M.).....	91
Figura 2.16 - Coluna estratigráfica da sequência autóctone da ZCI, região de Viana do Bolo - Sanábria. (Adaptado de Martínez-García, 1971; Díez-Montes, 2006).	94
Figura 2.17 - Coluna litoestratigráfica da Unidade de Montes de Invernadeiro, Verín (adapt. de Farias, 1990).	96
Figura 2.18 - Síntese das correlações litoestratigráficas das principais sequências Ordovícicas do Domínio do Olho de Sapo; (1) - adaptado de Farias (1989, 1990); (2) - adaptado de Martínez-García (1971) e Díez-Montes (2006); (3) - adaptado de González Clavijo (1997, 2006); (4) - este trabalho.....	99
Figura 2.19 - Log estratigráfico esquemático da sequência paleozóica de Moncorvo com destaque para o Ordovícico (adaptado de Rebelo & Romano, 1986; Sá, 2005).	99
Figura 2.20 - Log estratigráfico esquemático do Ordovícico da Serra do Marão. Correlação com o Ordovícico Inferior de Eucísia (adaptado de Sá, 2005).	100
Figura 2.21 - Coluna litoestratigráfica do Ordovícico de Valongo (adaptado de: Couto, 1993; Couto <i>et al.</i> , 1997; Sá, 2005).	106
Figura 2.22 - Coluna litoestratigráfica do Ordovícico de Buçaco (adaptado de Sá, 2005).	108
Figura 2.23 - Correlação das sequências ordovícicas de Buçaco, Valongo e Trás-os-Montes (adaptado de Sá, 2005). Para a legenda litológica ver Figs. 2.6, 2.11, 2.19 a 2.22. As sequências são referidas de muro a tecto. <i>Buçaco</i> : Sa, Formação Sarnelha; SB, Formação Serra do Brejo; BF, Formação Brejo Fundeiro; MS, Formação Monte da Sombadeira; FH, Formação Fonte da Horta; Cb, Formação Cabril; Cr, Formação Carregueira; Lo, Formação Louredo; PSA, Formação Porto de Santa Ana; Fe, Formação Ferradosa; RB, Formação Ribeira do Braçal; RC, Formação Ribeira Cimeira; CC, Formação Casal Carvalho; VU, Formação Vale da Ursa. <i>Valongo</i> : M, Unidade de Montalto; SJ, Formação Santa Justa; Va, Formação Valongo; So, Formação Sobrido. <i>Trás-os-Montes (Marão e Moncorvo - Ifanes- Guadramil)</i> : OS, Formação Olho de Sapo; VB, Formação Vale de Bojas; A, Formação Angueira; M, Formação Marão; Mc, Formação Moncorvo; CA, Formação Chão do Amieiral; SA, Formação Santo Adrião; Ma, Formação Maceiras; G, Formação Guadramil.....	117
Figura 2.24 - Interpretação paleogeográfica para o Ordovícico de Trás-os-Montes.....	118
Figura 2.25 - Painel de correlação das principais sequências ordovícicas na geotransversal Valongo - Trás-os-Montes. Para a legenda litológica ver Figs. 2.6, 2.9, 2.19 a 2.21. As sequências são referidas de muro a tecto. <i>Valongo</i> : M Unidade de Montalto; SJ, Formação Santa Justa; Va, Formação Valongo; So, Formação Sobrido. <i>Trás-os-Montes</i> :	

OS, Formação Olho de Sapo; VB, Formação Vale de Bojas; A, Formação Angueira; M, Formação Marão; Mc, Formação Moncorvo; CA, Formação Chão do Amieiral; SA, Formação Santo Adrião; Ma, Formação Maceiras; G, Formação Guadramil.....	118
Figura 2.26 - Principais Unidades Geoestruturais da área de Espinhosela - Quintanilha.....	125
Figura 2.27 - Localização das secções de referência da Formação Campanhó. Bases topográficas extraídas da Carta Militar de Portugal à escala 1:25.000. (A) - M: Muro do Membro Rib ^a de Silos, Folha n ^o 13 (Guadramil); (B) T- Tecto do Membro Rib ^a de Silos; muro e tecto do Membro Quintanilha; muro e tecto do Membro Fraga dos Corvos.	125
Figura 2.28 - Coluna litoestratigáfica da Formação Campanhó no sector de Espinhosela - Quintanilha.....	126
Figura 2.29 - Localização das secções de referência das Unidades Coroto e Rio Sabor; M - muro; T - tecto. Base topográfica extraída da Carta Militar de Portugal, folhas n ^o 24 e 25 (Vila Verde e Aveleda), escala 1:25.000.	131
Figura 2.30 - Enquadramento da Formação Campanhó no sector de Quintanilha (coluna a vermelho) nas sequências Silúricas autóctones da Península Ibérica. Litofacies predominantes. 1 - Calcários; 2 - xistos negros; 3 - xistos e siltitos; 4 - arenitos, siltitos e xistos; 5 - arenitos (adaptado de Gutiérrez-Marco <i>et al.</i> , 1998).	133
Figura 2.31 - Coluna litoestratigráfica da Formação Campanhó, Marão (adaptado de Pereira, 1987).	139
Figura 2.32 - Coluna litoestratigráfica do Paleozóico de Dornes, ZCI (adaptado de: Cooper, 1980; Gutiérrez-Marco <i>et al.</i> , 1998; Cooper <i>et al.</i> , 2000).	141
Figura 2. 33 - Localização das secções de referência da Formação Rio de Onor: Membro Grauvaques de França (MGF); Membro Igrejas (MI); Membro Vale Andrês (MVA). Base topográfica extraída da carta Militar de Portugal, Folhas n ^o 25 de 26, escala 1:25.000, (A) e (B) respectivamente. M - Muro; T - Tecto.	151
Figura 2. 34 - Arenitos de Vale Andrês (a ponteados). Detalhe da barreira da estrada Vila Meã - Guadramil onde foi estabelecido o muro do Membro Vale Andrês.....	155
Figura 2. 35 - Localização das secções de referência da Formação Valvão. Base topográfica extraída da Carta Militar de Portugal, Folha n ^o 39, escala 1:25.000. M - Muro; T - Tecto.....	156
Figura 2.36 - Corte interpretativo da vertente ocidental da Rib ^a de Caravela (Quintanilha). Formação Valvão.	157
Figura 2.37 - Localização das secções de referência da Formação Soutelo. Bases topográficas extraídas das Cartas Militares de Portugal, Folhas n ^o 38 e 39, escala 1:25.000. M - Muro; T - Tecto.	158
Figura 2.38 - Localização das jazidas de graptólitos da Zona Galiza - Trás-os-Montes (adaptado de Piçarra <i>et al.</i> , 2006).	161
Figura 2.39 - Esquema geológico detalhado do corte da estrada N308, Guadramil - Deilão, ao km 292,5.	162
Figura 2.40 - Esquema geológico detalhado da jazida "550 m a SE de Guadramil" de Romariz (1969).	163
Figura 2.41 - Localização das secções de referência da Formação Gimonde. Base topográfica extraída da Carta Militar de Portugal, Folhas n ^o 12 e 38, escala 1:25.000, (A) M- muro; (B) Localização das ocorrências de palinomorfos.	171
Figura 2.42- Coluna litoestratigráfica esquemática da sequência parautóctone do sector Espinhosela - Quintanilha.	179
Figura 2.43 - Coluna litoestratigráfica esquemática das unidades parautóctones da sinforma de Alcañices (adaptado de González Clavijo, 1997).	180
Figura 2.44 - Sucessão litoestratigráfica das Unidades parautóctones (A) e autóctones (B) de Verín (adaptado de Farias, 1990; Marcos & Llana Fuñez, 2002).	183
Figura 2. 45 - Sucessão litoestratigráfica do sector Murça - Mirandela (adaptado de Rodrigues, 2008).	185
Figura 2.46 - Coluna litoestratigráfica das unidades parautóctones da Vila Pouca de Aguiar (adaptado de Ribeiro, M.A. <i>et al.</i> , 1995; Ribeiro, M.A., 1998; Noronha <i>et al.</i> , 1998).	187

Figura 2.47 - Litoestratigrafia das unidades paraatóctones de Cabeceiras de Basto (adaptado de Pereira, 1987).	190
Figura 3. 1 - Reprodução do diagrama original $Al/3-K=f(Al/3-Na)$, (LA ROCHE, 1968).	241
Figura 3. 2 - Projecção das amostras da Formação Rio de Onor no diagrama de classificação dos arenitos e xistos argilosos (adaptado de HERRON, 1988).	246
Figura 3. 3 - Projecção das amostras da Formação Gimonde no diagrama de classificação dos arenitos e xistos argilosos (adaptado de HERRON, 1988).	247
Figura 3. 4 - Projecção das amostras da Formação Rio de Onor nos Diagramas Harker.	249
Figura 3. 5 - Projecção das amostras de filitos e xistos das Formações Soutelo e Rio de Onor (Membro Igrejas) nos Diagramas Harker.	250
Figura 3. 6 - Projecção das amostras da Formação Gimonde nos Diagramas Harker.	252
Figura 3. 7 - Projecção das amostras das litologias da Formação Rio de Onor no Diagrama $Al/3-K=f(Al/3-Na)$. Adaptado de LA ROCHE (1968).	253
Figura 3. 8 - Projecção das amostras dos pelitos das Formações Rio de Onor (Membro Igrejas) e Soutelo no Diagrama $Al/3-K=f(Al/3-Na)$. Adaptado de LA ROCHE (1968).	254
Figura 3. 9 - Projecção das amostras das litologias da Formação Gimonde no Diagrama $Al/3-K=f(Al/3-Na)$. Adaptado de LA ROCHE (1968).	255
Figura 3. 10 - (A) Projecção das amostras da Formação Rio de Onor no Diagrama $Q=f(P)$ (LA ROCHE, 1966); (B) detalhe do diagrama anterior (adaptados de RIBEIRO, M.A., 1998).	256
Figura 3. 11 - (A) Projecção das amostras da Formação Soutelo e do Membro Igrejas (Formação Rio de Onor) no Diagrama $Q=f(P)$ (LA ROCHE, 1966); (B) detalhe do diagrama anterior.	257
Figura 3. 12 - (A) Projecção das amostras da Formação Gimonde no Diagrama $Q=f(P)$ (LA ROCHE, 1966); (B) detalhe do diagrama anterior.	258
Figura 3. 13 - Projecção das amostras das Formações Rio de Onor, Soutelo e Gimonde no Diagrama sobre a evolução meteórica dos sedimentos (adaptado de ENGLUND & JØRGENSEN, 1973). Ver legenda nas Figuras 3.2 e 3.3.	260
Figura 3. 14 - Diagrama M_1-M_2 para: (A) Formações Rio de Onor e Soutelo; (B) Formação Gimonde, (adaptado de ENGLUND & JØRGENSEN, 1973). Para os símbolos, ver legendas das figuras 3.2 e 3.3.	261
Figura 3. 15 - Projecção do índice $CIA=(Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O))\times 100$ vs. $Al_2O_3/CaO+Na_2O$ (adaptado de NESBITT & YOUNG, 1982). (A) - Formações Rio de Onor e Soutelo; (B) - Formação Gimonde. Ver legendas nas Figuras 3.2 e 3.3.	263
Figura 3. 16 - Projecção das amostras das Formações Rio de Onor, Soutelo e Gimonde no Diagrama A-CN-K de NESBITT & YOUNG (1989). Ver legendas nas Figuras 3.2 e 3.3.	264
Figura 3. 17 - Projecção das médias geométricas das Formações Rio de Onor e Soutelo no Diagramas "Spider" de normalização à PAAAS (Post-Archean Australian Shale) (valores de TAYLOR & McLENNAN, 1985, segundo CONDIE, 1993).	266
Figura 3. 18 - Projecção das médias geométricas dos vários sectores estudados da Formação Gimonde no Diagrama de normalização de Grauvaques Paleozóicos (CONDIE, 1993).	267
Figura 3. 19 - Padrão de Terras Raras das Formações Rio de Onor (Membros França, Igrejas e Vale Andrês) e Soutelo. Normalização à média de condrito (TAYLOR & McLENNAN, 1985).	268
Figura 3. 20 - Padrão de Terras Raras das Formações Rio de Onor (Membros França, Igrejas e Vale Andrês) e Soutelo. Normalização à UCC (TAYLOR & McLENNAN, 1981).	269
Figura 3. 21 - Padrão de Terras Raras da Formação Gimonde. Normalização à média de condrito (TAYLOR & McLENNAN, 1985).	270
Figura 3. 22 - Padrão de Terras Raras da Formação Gimonde. Normalização à UCC (TAYLOR & McLENNAN, 1981).	270
Figura 3. 23 - Projecção das amostras dos arenitos das Formações Rio de Onor (A) e Gimonde (B) no diagrama de funções discriminantes (adaptado de BATHIA, 1983).	272
Figura 3. 24 - Projecção das amostras da Formação Rio de Onor nos Diagramas discriminantes (adaptado de BATHIA, 1983).	273
Figura 3. 25 - Projecção das amostras da Formação Gimonde nos Diagramas discriminantes (adaptado de BATHIA, 1983).	274
Figura 3. 26 - Diagrama discriminante $\log(K_2O/Na_2O)$ vs. SiO_2 (adaptado de ROSER & KROSCH, 1986). (A) - Formações Rio de Onor e Soutelo; (B) Formação Gimonde.	275

Figura 3. 27 - Projecção das amostras da Formação Rio de Onor nos Diagramas ternários para a discriminação tectónica (adaptado de BATHIA & CROOK, 1986). Ver legenda na Figura 3. 25A.....	276
Figura 3. 28 - Projecção das amostras da Formação Gimonde nos Diagramas ternários discriminantes (adaptado de BATHIA & CROOK, 1986).....	277
Figura 3. 29 - Diagramas de funções discriminantes para a proveniência de séries areno-silto-argilosas aplicados às Formações Rio de Onor e Soutelo a partir de elementos maiores; função discrim. 1 = $-1.773\text{TiO}_2+0,607\text{Al}_2\text{O}_3+0,7\text{Fe}_2\text{O}_3(t)-1,5\text{MgO}+0,616\text{CaO}+0,509\text{Na}_2\text{O}-1,22\text{K}_2\text{O}-9,09$; função discrim. 2 = $0,44\text{TiO}_2+0,07\text{Al}_2\text{O}_3-0,25\text{Fe}_2\text{O}_3(t)-1,142\text{MgO}+0,438\text{CaO}+1,475\text{Na}_2\text{O}+1,426\text{K}_2\text{O}-6,861$ (adaptado de ROSER & KORSCH, 1988).....	278
Figura 3. 30- Diagramas de funções discriminantes para a proveniência de séries areno-silte-argilosas aplicados à Formação Gimonde a partir de elementos maiores; função discrim. 1 = $-1.773\text{TiO}_2+0,607\text{Al}_2\text{O}_3+0,7\text{Fe}_2\text{O}_3(t)-1,5\text{MgO}+0,616\text{CaO}+0,509\text{Na}_2\text{O}-1,22\text{K}_2\text{O}-9,09$; função discrim. 2 = $0,44\text{TiO}_2+0,07\text{Al}_2\text{O}_3-0,25\text{Fe}_2\text{O}_3(t)-1,142\text{MgO}+0,438\text{CaO}+1,475\text{Na}_2\text{O}+1,426\text{K}_2\text{O}-6,861$ (adaptado de ROSER & KORSCH, 1988).....	278
Figura 3. 31 - Localização dos principais afloramentos dos basaltos de Carragosa. Perfil interpretativo da estrutura. Base topográfica adaptada da Carta Militar nº 24 (Vila Verde, Vinhais, esc. 1:25.000).....	283
Figura 3. 32 - Esboço geológico do sector Carragosa - Cova da Lua. Localização dos principais afloramentos andesíticos. Base topográfica adaptada da Carta Militar nº 24 (Vila Verde, Vinhais, esc. 1:25.000).....	285
Figura 3. 33 - Esboço geológico dos riólitos da Petisqueira. Base topográfica adaptada da Carta Militar nº 26 (Deilão, Bragança), esc. 1:25.000.....	285
Figura 3. 34 - Esboço geológico dos afloramentos traquíticos de Sacóias - Labiados. Base topográfica adaptada da Carta Militar nº 25 (Aveleda), esc. 1:25.000.....	287
Figura 3. 35 - Esboço geológico, com dados inéditos, do bordo SW do Maciço de Bragança (adaptação da Carta Geológica de Portugal, Folha 2, esc. 1:200.000, PEREIRA, E., 2000).	291
Figura 3. 36 - Projecção dos elementos maiores das amostras das rochas vulcânicas da Formação Soutelo nos Diagramas Harker (1909). Valores em %.....	296
Figura 3. 37 - Projecção dos elementos-traço das amostras de metavulcanitos da Formação Soutelo nos Diagramas HARKER (1909).....	297
Figura 3. 38 - Distribuição das vulcânicas de Espinhosela e Edrosa no diagrama TAS (Total Alkalis - Silica) (Le BAS <i>et al.</i> , 1986), com a sobreposição da subdivisão das séries alcalinas e subalcalinas (IRVINE & BARAGAR (1971), extraído de ROLLINSON, 1996).....	298
Figura 3. 39 - Projecção das amostras da Formação Soutelo no diagrama $\text{SiO}_2 - \text{Zr}/\text{TiO}_2$ (WINCHESTER & FLOYD, 1977). BA = basaltos alcalinos, hawaiitos, mugearitos e traquibasaltos; Sub-BA = basaltos sub-alcalinos (toleíticos e basaltos ricos em alumina); B-TB-N = basanitos, traquibasanitos, nefelinitos; C-P = comenditos e panteleritos; TA = traqui-andesitos.....	299
Figura 3. 40 - Projecção das amostras de rochas vulcânicas da Formação Soutelo no diagrama de catiões Jensen (adaptado de JENSEN & PYKE, 1982).....	300
Figura 3. 41 - Projecção das amostras das rochas básicas da Formação Soutelo no Diagrama AFM. A linha de separação das séries toleíticas e calco-alcalinas foi definida por IRVINE & BARAGAR (1971).....	301
Figura 3. 42 - Projecção das amostras de Espinhosela e Edrosa para distinção entre as séries de basaltos alcalinos e toleíticos no Diagrama $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ (em que $\text{FeO}^* = \text{FeO}+0,9\text{Fe}_2\text{O}_3$) (adaptado de MIYASHIRO, 1974).....	302
Figura 3. 43- Projecção das amostras de rochas básicas e intermédias de Espinhosela e Edrosa no diagrama discriminante $\text{FeO}t-\text{FeO}t/\text{MgO}$ (adaptado de MIYASHIRO & SHIDO, 1975).....	302
Figura 3. 44 - Diagrama discriminante $\text{TiO}_2-\text{FeO}t/\text{MgO}$ entre arcos toleíticos e calco-alcalino aplicado às rochas básicas e intermédias de Espinhosela e Edrosa (adaptado de MIYASHIRO & SHIDO, 1975). Ver legenda na Figura 3. 43.	303
Figura 3. 45- Projecção das amostras de rochas básicas e intermédias de Espinhosela e Edrosa no Diagrama discriminante $\text{V}-\text{FeO}t/\text{MgO}$ (adaptado de MIYASHIRO & SHIDO, 1975). Ver legenda na Figura 3. 43.....	303

Figura 3. 46- Projecção das amostras de rochas básicas e intermédias de Espinhosela e Edrosa no Diagrama V-Cr das séries toleíticas e calco-alcalinas: (I) - série calco-alcalina; (II) - séries calco-alcalina e toleítica; (III) - série toleítica (adaptado de MIYASHIRO & SHIDO, 1975). Ver legenda na Figura 3. 43.	304
Figura 3. 47- Projecção das amostras de rochas básicas e intermédias de Espinhosela e Edrosa no Diagrama Cr-FeOt/MgO (adaptado de MIYASHIRO & SHIDO, 1975). Ver legenda na Figura 3. 43.	304
Figura 3. 48 - Diagrama discriminante Cr-SiO ₂ aplicado às rochas básicas e intermédias de Espinhosela e Edrosa (adaptado de MIYASHIRO & SHIDO, 1975). Ver legenda na Figura 3. 43.	305
Figura 3. 49- Projecção das amostras de rochas básicas e intermédias de Espinhosela e Edrosa no Diagrama Ni-FeOt/MgO para diversos ambientes geotectónicos (adaptado de MIYASHIRO & SHIDO, 1975). Ver legenda na Figura 3. 43.	305
Figura 3. 50- Projecção das amostras de rochas básicas e intermédias de Espinhosela e Edrosa no Diagrama K ₂ O-SiO ₂ (original de PECCERILLO & TAYLOR, 1976, com alterações extraídas de Fig. 3.5 (ROLLINSON, 1996). Linhas a tracejado e respectivas subdivisões, em itálico, de LE MAITRE <i>et al.</i> (1989); linha a traço ponto e restantes subdivisões de RICKWOOD (1989).	306
Figura 3. 51 - Projecção de elementos incompatíveis dos basaltos de Espinhosela normalizados para o Manto Primitivo segundo valores padronizados de WOOD <i>et al.</i> (1979).	307
Figura 3. 52 - Projecção de elementos incompatíveis dos basaltos de Edrosa normalizados para o Manto Primitivo segundo valores padronizados de WOOD <i>et al.</i> (1979).	307
Figura 3. 53 - Projecção de elementos incompatíveis dos andesitos de Espinhosela e Edrosa normalizados para o Manto Primitivo segundo valores padronizados de WOOD <i>et al.</i> (1979).	308
Figura 3. 54 - Perfis de terras raras das rochas básicas de Espinhosela e Edrosa, normalizados para o Condrito C1 segundo valores padronizados de NAKAMURA, 1974, <i>in</i> ROLLINSON, 1996).	309
Figura 3. 55- Projecção das amostras de rochas básicas e intermédias de Espinhosela e Edrosa no Diagrama Zr/Y - Ti/Y com os campos dos basaltos intra-placa e basaltos de margem (todos os restantes basaltos). (Adaptado de PEARCE & GALE, 1977). Ver legenda na Figura 3. 43.	310
Figura 3. 56 - Projecção das amostras das rochas básicas e intermédias da Formação Soutelo no Diagrama Y/Nb (adaptado de PEARCE & CANN, 1973). Ver legenda na Figura 3. 43.	311
Figura 3. 57 - Projecção das amostras dos basaltos de Espinhosela e Edrosa no Diagrama discriminante Zr/Y - Zr (adaptado de PEARCE & NORRY, 1979).	312
Figura 3. 58- Projecção das amostras de basaltos de Espinhosela e Edrosa no Diagrama MgO - FeOt - Al ₂ O ₃ (adaptado de PEARCE <i>et al.</i> , 1977).	313
Figura 3. 59 - Projecção das amostras de basaltos de Espinhosela e Edrosa no Diagrama MnO - TiO ₂ -P ₂ O ₅ (MULLEN, 1983). Ver legenda da Figura 3. 58.	313
Figura 3. 60 - Projecção das amostras de basaltos de Espinhosela e Edrosa no Diagrama Cr-Y (adaptado de PEARCE, 1982). Ver legenda na Figura 3. 57.	314
Figura 3. 61 - Projecção das amostras de basaltos de Espinhosela e Edrosa no diagrama discriminante F1-F2 (adaptado de PEARCE, 1976).	315
Figura 3. 62 - Projecção das amostras de rochas básicas de Edrosa e Espinhosela no diagrama C/Yb - Ta/Yb (adaptado de PEARCE, 1982).	315
Figura 3. 63 - Projecção das vulcânicas ácidas de Espinhosela e Edrosa no diagrama Rb - Y/Nb (adaptado de PEARCE <i>et al.</i> 1984).	316
Figura 4. 1- Síntese geológica do Noroeste Peninsular (adaptado de MARTÍNEZ CATALÁN <i>et al.</i> , 1999).	357
Figura 4. 2 - Esboço geológico do sector de Paradela (Miranda do Douro). Dados extraídos dos levantamentos de campo em curso e da adaptação de VILLAR ALONSO (1990).	358
Figura 4. 3 - Principais domínios estruturais da região de Espinhosela - Quintanilha.	360
Figura 4. 4 - Cortes geológicos da Serra das Barreiras Brancas (adaptação de MEDEIROS, 1950)	362
Figura 4. 5 - Cortes geológicos do anticlinal de S. Martinho de Angueira.	363

Figura 4. 6 - Localização dos filões básicos do Alto da Malhada e Alto do Colado (adaptado de MEIRELES, 1998).....	370
Figura 4. 7 - Localização dos filões básicos de Santa Cruz (adaptado de MEIRELES, 1998).....	372
Figura 5. 1 - Principais minas e ocorrências mineiras do Sector de Espinhosela - S. Martinho de Angueira.....	399
Figura 5. 2 - Exploração de barite do Alto da Caroeira: localização, esboço geológico e corte transversal (dados de campo próprios com adaptação de MAEPA - PROMINAS, 1989).	402
Figura 5. 3 - Localização das Minas de França.....	405
Figura 5. 4 - Localização dos vestígios mineiro e arqueológicos detectados nas proximidades de França. (Base topográfica extraída das Cartas Militares nº 12 e 25, esc 1:25.000).....	406
Figura 5. 5 - Resumo da Carta de Condicionantes dos Recursos Geológicos da região Espinhosela - S. Martinho de Angueira (adaptação de MEIRELES <i>et al.</i> , 2002a, 2005).....	412

Índice de Quadros

Quadro 2.1 - Correlação da cronoestratigrafia - padrão do Ordovícico com os andares e séries regionais para o Norte do Gondwana e para o Avalónia (adaptado de Gutiérrez-Marco <i>et al.</i> , 2002; Finney, 2005; Sá, 2005; Chen <i>et al.</i> , 2006).....	54
Quadro 2.2 - Proposta actual da Subcomissão de Estratigrafia sobre o Ordovícico de correlação entre as séries e andares globais e as unidades regionais oficialmente reconhecidas (Bergström <i>et al.</i> , 2009).....	55
Quadro 2.3 - Evolução do conhecimento sobre a geologia da sinforma de Alcañices. Correlação das unidades litoestratigráficas. As unidades silúricas reportam-se apenas ao parautoctone inferior. <i>Legenda:</i> linha ondulada, superfície erosiva e/ou discordância; linha tracejada, descontinuidade; sombreado, lacuna estratigráfica (adap. de González Clavijo, 1997).....	63
Quadro 2.4 - Correlação litoestratigráfica e cronoestratigráfica entre as principais províncias paleogeográficas do Ordovícico da ZCI, em Portugal. <i>Legenda:</i> linha tracejada, descontinuidade; linha ondulada, discordância; sombreado, lacuna estratigráfica; ◎ ◎ ◎, ferro oolítico; XXX, ferro diagenético.....	93
Quadro 2.5 - Correlação litoestratigráfica e cronoestratigráfica do Ordovícico da Zona Centro Ibérica (Subzona Lusitana Oriental - Alcudiana de Lotze, 1945). <i>Legenda:</i> linha tracejada, descontinuidade; linha ondulada, discordância; sombreado, lacuna estratigráfica; ◎ ◎ ◎, ferro oolítico; XXX, ferro diagenético.	104
Quadro 2.6 - Correlação litoestratigráfica do Ordovícico da ZCI (Portugal e Espanha) e Maciço Armoricano (França). Colunas litoestratigráficas adaptadas de: Trás-os-Montes (Sá, 2005, Sá <i>et al.</i> , 2005; Meireles, este trabalho). Valongo (Couto, 1993; Couto & Lourenço, 2007). Buçaco (Young, 1988; Oliveira <i>et al.</i> , 1992). El Centillo / Almaden (Gutiérrez-Marco <i>et al.</i> , 1990; Martínez Poyatos <i>et al.</i> , 2004). Crozon (Chavel & Plusquellec, 1987, <i>in</i> Darboux, 1991). <i>Legenda:</i> linha tracejada - descontinuidade; linha ondulada - discordância; área sombreada - lacuna estratigráfica.	113
Quadro 2.7 - Correlação das unidades litoestratigráficas silúrico - devónicas do autóctone da Zona Centro Ibérica.....	134
Quadro 2.8 - Comparação geral entre as diversas interpretações tectonoestratigráficas para as unidades de Galiza - Trás-os-Montes Oriental.....	144
Quadro 2.9 - Correlação das unidades parautoctones do sector de Espinhosela - Quintanilha com outros sectores da ZGTM em Trás-os-Montes (adaptado de Meireles <i>et al.</i> , 2007).	176

Índice de Tabelas

Tabela 2.1 - Revisão da graptólitos da Unidade Coroto.....	132
Tabela 2. 2- Revisão da jazida de Soutelo (Unidade Coroto).	132
Tabela 2.3 - Tabela comparativa da sequência litoestratigráfica do Domínio Peritransmontano.....	146
Tabela 2.4 - Sequência litoestratigráfica do Alóctone Inferior do Maciço de Bragança.....	146
Tabela 2.5 - Revisão da jazida Bordeiro (Formação Rio de Onor)	164

Tabela 2.6 - Revisão da jazida de França (Formação Rio de Onor)	164
Tabela 2.7 - Revisão da jazida "900 m NE da Igreja de Soutelo"	164
Tabela 2.8 - Revisão das jazidas de Soutelo	165
Tabela 2.9 - Revisão da jazida da capela de Santo Amaro.....	165
Tabela 2.10 - Revisão da Jazida "Vilarinho"	166
Tabela 2.11 - Revisão da jazida "1450m NW da capela de Vilarinho.....	166
Tabela 2.12 - Revisão da jazida da Petisqueira.....	167
Tabela 2.13 - Revisão da jazida "Cuco"	167
Tabela 2.14 - Revisão da jazida "Deilão"	168
Tabela 2.15 - Revisão da jazida do Km 293,5	169
Tabela 2.16 - Revisão da jazida "550 m a SE de Guadramil"	169
Tabela 3. 1- Actuais ambientes tectónicos reconhecidos através de critérios geoquímicos (adaptado de Rollinson, 1996).....	310

Índice de Estampas

Estampa 1.1 - Relevos residuais: a - cristas de quartzitos, Serra da Culebra e Serra das Barreiras Brancas; b - cristas de lilitos, encosta leste do <i>Mata Galão</i> , vale do Rio Sabor, carta nº 25 (Aveleda).....	18
Estampa 1.2 - Vista panorâmica que se observa do Monte de S. Bartolomeu (Bragança). Visada tirada de sul para norte. <i>Graben</i> da Baixa Lombada; limite ocidental (esquerda da fotografia) definido pelo bloco ocidental soerguido da Falha Bragança - Vilariça - Manteigas (BVM); limite oriental, Falha da Aveleda com o Planalto de Babe (Alta Lombada) a leste.....	21
Estampa 1.3 - Aspectos característicos da morfologia granítica (Maciço de Montesinho): a) - <i>nubbin</i> ; b) - blocos graníticos; c) - conjunto de bolas graníticas; d) - bloco granítico com pias; e) - blocos pedunculados com pias, no topo, e <i>tafoni</i> , na base.....	22
Estampa 1.4 - Porto do Sabor: vestígios do manto de alteração.....	23
Estampa 1.5- Serra da Coroa. Vista tirada da estrada municipal Mofreita - Santa Cruz. Legenda: A - granulitos (alóctone superior); B - xistos esteatíticos (Unidade Soeira, alóctone intermédio); C - xistos verdes e metabasitos (Unidade Santa Cruz, alóctone intermédio); D - Formação Macedo de Cavaleiros (alóctone inferior); E - Formação Soutelo, xistos cloriticos e borra-de-vinho (parautóctone).....	23
Estampa 2.1 - Macrofauna e icnofósseis da Serra das Barreiras Brancas (Guadramil). Colecção "Cândido de Medeiros" (Museu Mineiro do L.N.E.G., S. Mamede de Infesta): a) b) e c) valva ventral de <i>Obolidae</i> gen. et sp. indet.; d) exemplar de <i>Daedalus halli</i>	194
Estampa 2.2 - Icnofósseis da Formação Marão: a) Alto do Martim Preto, Serra das Barreiras Brancas (Guadramil), aspecto geral do afloramento das <i>Pedras Escrevidas</i> (observam-se marcas de ondulação); b) exemplar de <i>Daedalus halli</i> (Serra das Barreiras Brancas); c) <i>Daedalus</i> ispp. <i>D. halli</i> (Rouault, 1850), secção paralela ao plano de estratificação; d) detalhe da figura anterior onde é visível a estruturação interna dos <i>Daedalus</i> ; e), f) <i>Daedalus halli</i> fortemente deformados (sector de Martinho de Angueira, Cartas nº 52 e 66, Avelanoso e Vimioso, respectivamente); g) <i>Cruziana</i> ; h) <i>Diplocraterion</i> isp (Alto do Martim Preto, Serra das Barreiras Brancas).....	196
Estampa 2.3 - Estruturas diagenéticas e biogenéticas do Ordovícico: a) vestígios de "véus algais" em quartzitos do Membro Ermida da Formação Marão; b e c) Septárias, Formação Moncorvo.	198
Estampa 2.4 - Macrofauna da Formação Moncorvo em nódulos siliciosos (Amostra 13-22F); (a) aspecto geral do nódulo; b) <i>Redonia deshayesi</i> (Rouault, 1851) e <i>Tolmachovia</i> sp; c) <i>Tolmachovia</i> sp (pormenor); d) Bivalve (?) indet.....	200
Estampa 2.5 - Afloramentos da Formação Maceiras no corta-fogo do Sal Moído (secção tipo das Formações Maceiras e Guadramil): a) grés quartzíticos com intercalações de filitos carbonosos; b) contacto da base da Formação Maceiras com os xistos ardosíferos da Formação Moncorvo; c) contacto do topo desta formação com os diamictitos da Formação Guadramil; d) e e) Formação Guadramil; d) Membro Ribeira de Guadramil (pelito com fragmentos); e) Membro Sal Moído; f) Amostra 13-31B (muro da Formação	

Maceiras): nível silício - limonítico com nódulos não fossilíferos (estrutura diagenética); g) Amostra 13-30 (Tecto da F. Maceiras); nível de ferro (observa-se cristal alongado de grafite) (ampliação 30x).....	202
Estampa 2.6 - Aspectos do pelito com fragmentos da Formação Guadramil: a) Soutelo (escama tectónica na Unidade Coroto); b) Guadramil; c) Vale de Frades; d) Vimioso; e) Travanca (Mogadouro); f) aspecto microscópico do diamictito (amostra 52-7, 5x, nicóis paralelos).....	204
Estampa 2.7 - Formação Olho de Sapo: a) Robledo; b) Paradela (Mirando do Douro).....	206
Estampa 2.8 - Aspectos da Formação Angueira: a) Membro Constantim (grés laminados; estrada Paradela - Castro de Alcañices, Carta Militar nº 67, esc. 1:25000); b) xistos do Membro Cicouro (estrada Avelanoso - S. Martinho de Angueira, Carta Militar nº 52, esc. 1:25.000; c) Passagem do Membro Cicouro à Formação Marão (Rib ^a de Santa Ana, 2,4 Km a norte de Avelanoso, Carta Militar nº 52, esc. 1:25.000); d) aspecto microscópico (10x, nicóis cruzados) dos xistos do Membro Cicouro.....	208
Estampa 2.9 - Filão básico (Ordovício Superior?) a intruir quartzitos da Formação Marão. Estrada Vimioso - Avelanoso; a) aspecto geral do afloramento; b), c) pormenores da deformação interna do filão.....	210
Estampa 2.10 - Formação Chão do Amieiral: a) contacto a muro com a Formação Moncorvo efectuado pela Camada Chosa Velha (Vale da Pena, Carta Militar nº 52); b) Aspecto macroscópico dos filitos e psamitos negros; c) aspecto microscópico (20x, nicóis paralelos); d) aspecto microscópico (10x, nicóis paralelos) da Camada Chosa Velha.....	212
Estampa 2.11 - Formação Envendos, Vila Velha de Ródão. Visível a discordância dos quartzitos armoricanos (Formação Serra do Brejo) sobre esta sequência sedimentar.....	214
Estampa 2.12 - Aspectos da Formação Campanhó e Unidade Rio Sabor: a) Membro Rib ^a de Silos, liditos da base da unidade com dobramento menor D1 com vergência para SW (Guadramil); b) nível de calcários negros da Unidade Rio Sabor próximo de França; c) e d) Membro Quintanilha (afloramentos de calcários negros; e), f) filitos com <i>Scyphocrinoides</i> (Membro Quintanilha, filitos negros com cloritóide); g) aspecto microscópico dos calcários negros (nicóis cruzados); h) aspecto microscópico dos filitos com cloritóide (nicóis cruzados).....	216
Estampa 2.13 - Unidade Coroto; a) afloramentos de filitos carbonosos na estrada do Viveiro das Trutas (França). Observa-se a crenulação S2 sobre a S1 varisca; b) "Skarns" de Moimenta (estrada Fontes - Moimenta); c) Filitos negros, ampelitosos; d) aspecto microscópico (2,5x, nicóis paralelos) do "skarn" (gr -granada; ep- epidoto (clinozoizite).....	218
Estampa 2.14 - Aspectos dos carreamentos D2: a) Costa Grande; b) Ribeira de Silos; c) Costa Grande: cisalhamento dextro D3 a afectar o granito da Costa Grande (Carta Militar nº 11).....	220
Estampa 2.15 - Formação Rio de Onor, Membro França (Estrada França - Aveleda, Carta Militar nº 25, esc. 1:25.000) a), d) aspecto do conglomerado do Centro Hípico de França; b) alternâncias de arenitos e xistos; c) níveis de quartzitos negros; e) detalhe com figuras de carga; f) e g) Fragas de Penalva, conglomerados (Carta Militar nº 26, esc. 1:25.000, Deilão).....	222
Estampa 2.16 - Formação Rio de Onor: a) Membro Igrejas, aspecto do filitos cinzentos e gresofilitos; b), c) e d) Membro Vale André (Estrada Deilão - Guadramil, Carta Militar nº 26, esc. 1:25.000); b) sinforme D3, aspecto geral do talude (norte para a direita); c) estruturas sedimentares (<i>flute cast</i>); d) figuras de carga.....	224
Estampa 2.17 - Quartzitos da Formação Valvão (v.g. Lagares, Carta Militar nº 25, esc. 1:25.000); a) aspecto do afloramento (a seta indica o norte); b) conglomerado; c) Icnofóssil, pista; d) restos de Braquiópodes inarticulados (Fragas de Rebal do Cabo, Carta Militar nº 25, esc. 1:25.000).....	226
Estampa 2.18 - Conglomerado na base da Formação Valvão (Boca da Cerdeira, Carta Militar nº39, esc. 1:25.000): a) e b) alguns aspectos do afloramento; c) calhau rolado; d) deformação dos clastos; e) e f) clastos de lidito (sector de Alcañices).....	228
Estampa 2.19 - Níveis fosfatados da Formação Soutelo: a) talude da estrada Santalha - Penso (Carta Militar nº 23, Vinhais, esc. 1:25.000); b), c) amostras de mão (Carta Militar nº 12, Rio de Onor, esc. 1:25.000).....	230

Estampa 2.20 - Graptólitos do Ludlow do corte da estrada N308, Guadramil - Deilão, ao km 292,5 (Piçarra & Meireles, 2006); a) aspecto das amostras; b) parte distal do <i>Lobograptus scannicus</i> ; c) <i>Colonograptus? colonus</i> ; d), f) <i>Bohemograptus bohemicus</i> ; e) <i>Bob. scannicus</i> . (fotos da autoria de J.M. Piçarra).....	232
Estampa 2.21 - Conglomerado <i>wild flysch</i> da Formação Gimonde. Estrada Fontes de Transbaceiro - Serra da Escusaña (Espanha). Carta Militar nº 11 (1:25.000); a) Clastos de rochas máficas; b) clastos de quartzo e de gnaiss.	234
Estampa 2.22 - Formação Gimonde: fósseis vegetais, icnofósseis e macrofauna: a) <i>Sublepidodendron</i> sp.; b) icnofóssil do género <i>Teichichnus isp</i> ; c), d), e), f), g), h) braquiópodes da família Acrotretidae (<i>gen. e sp. indet.</i>).....	236
Estampa 3. 1 - Formação Rio de Onor e Soutelo: a) Membro França, amostra 25-96B (aspecto microscópico, nicóis cruzados, ampl. 2,5x; b) Amostra 25-96B (aspecto microscópico, nicóis cruzados, ampl. 10x; observa-se clasto de quartzito); c) Membro Vale Andrês, amostra 39-9B (aspecto microscópico, ampliação 2,5x); d) Membro Vale Andrês, amostra 25-109B, (aspecto microscópico, nicóis cruzados, ampl. 10x); e) Membro Igrejas amostra ME3-B20 da sondagem (aspecto microscópico, nicóis paralelos, ampl. 2,5x; f) Membro Igrejas amostra ME3-B20 da sondagem (aspecto microscópico, nicóis cruzados, ampl. 2,5x); g) Formação Soutelo, xistos cloríticos: amostra ME3-A17 da sondagem (aspecto microscópico, nicóis paralelos, ampl. 2,5x) e f); Form. Soutelo; h) Formação Soutelo, amostra ME3-A17 (aspecto microscópico, nicóis cruzados, ampl. 2,5x).....	320
Estampa 3. 2 - Formação Gimonde: a) sector Gimonde Leste, amostra 38-14C, (aspecto microscópico, ampl. 10x, nicóis cruzados: observa-se clasto de feldsp.-K e moscovite); b) sector Gimonde Leste, amostra 38-15B (aspecto microscópico, ampl. 10x, nicóis cruzados; observa-se clivagem S_2); c) Gimonde Oeste, amostra 11-38B, aspecto microscópico, ampl. 10x, nicóis paralelos (observa-se clasto de xisto e de quartzito); d) amostra 11-38B, ampliação 10x, nicóis cruzados; e) sector de Guadramil, amostra 13-34B (aspecto microscópico, ampl. 10x, nicóis cruzados; observam-se clastos de plagioclase e quartzo lobado); f) sector da Aveleda, amostra 25-62 (aspecto microscópico, ampl. 10x, nicóis cruzados; observa-se cristal de zircão).	322
Estampa 3. 3 - Basaltos de Carragosa (Lâmina delgada da amostra 24-108R: a) textura microporfirítica (aspecto microscópico, ampl. 2,5x, nicóis cruzados); b) textura intersticial (aspecto microscópico, ampl. 2,5x, nicóis cruzados); c) intergranular dolerítica (aspecto microscópico, ampl. 2,5x, nicóis cruzados).	324
Estampa 3.4 - Basalto de Carragosa, base de escoada (amostra 24-108G); a) aspecto geral da lâmina, observando-se a base cumulática da escoada em contacto com nível clorítico; é visível a textura intersetal no canto superior esquerdo; b) pormenor do contacto: figuras de carga do cumulado feldspático a formarem-se sobre os filossilicatos (ampl. 10x, nicóis paralelos); c) pormenor de agregado clorítico com relíquia de olivina (ampl. 10x, nicóis paralelos).	326
Estampa 3. 5 - Andesitos de Carragosa; a) amostra 24-85 (aspecto microscópico, ampl. 10x, nicóis paralelos); b) amostra 24-85 (aspecto microscópico, ampl. 10x, nicóis cruzados); c) amostra 24-90A (aspecto microscópico, ampl. 10x, nicóis cruzados).....	328
Estampa 3. 6 - Riólito da Petisqueira: a) aspecto geral do talude da estrada Bragança - Guadramil onde se pode observar o <i>stockwork</i> com Mn; b) detalhe da fácies porfiritica grosseira, próximo do <i>stockwork</i> ; c), d), e), f) aspectos macroscópicos da diminuição da granulometria da rocha em pontos mais afastados do <i>stockwork</i> ; g) amostra 26-23A (aspecto microscópico, ampl. 2,5x, nicóis cruzados; observa-se cristal de quartzo com golfos de corrosão).	330
Estampa 3. 7 - Dique riódacítico do Moinho de Vila Meã: a) aspecto do afloramento (dimensão da marreta, 1m); b) pormenor do contacto; c), aspecto microscópico, observa-se texturas de fluxo (ampl. 2,5x, nicóis paralelos); d) aspecto microscópico, ampl. 2,5x, nicóis cruzados.....	332
Estampa 3. 8 - Traquito de Sacóias: a) local de raiz do lacólito; b) aspecto do contacto do bordo norte; c) dique traquítico a cortar os xistos encaixantes; d) contacto do bordo sul do lacólito; e) Dobras D_3 , nos xistos, a afectar a xistosidade S_1 ; f) veios traquíticos.	334

Estampa 3. 9 - Lâminas delgadas de traquitos (amostra 11-10RA): a) nicóis paralelos; b) nicóis cruzados. Ampliação 2,5x.	336
Estampa 3. 10 - Exemplos de piroclastitos da Formação Soutelo; a) Amostra 11-3R; b) Amostra 11-2R; c) Amostra 11-11R.	338
Estampa 3. 11 - Tufos andesíticos (v.g. Roela, Carta Militar nº 12, Rio de Onor); a) aspecto macroscópico, nicóis paralelos, ampliação 10x; b) aspecto microscópico, nicóis cruzados, ampliação 10x.	340
Estampa 3. 12 - Conglomerado Tufáceo do Alto do Rabal (Carta Militar nº 25, Aveleda); a), b) aspecto de clasto de vulcânica ácida (bomba vulcânica?); c) clastos de tufos ácidos.	342
Estampa 3. 13 - Basalto da Ponte de Cidões (Vinhais). Lavas em almofada. (Dimensão do cabo da marreta, 1m).	344
Estampa 3. 14 - Basaltos de Cidões, amostra 36-3R; a) aspecto microscópico da margem de arrefecimento, amp. 2,5x, nicóis cruzados; b) aspecto microscópico do interior da pillow, ampl. 2,5x, nicóis cruzados; c) detalhe onde se observa a presença de calcite (ampl. 10x, nicóis cruzados).	346
Estampa 3. 15 - Basaltos de Alvaredos, amostra 36-4; a) aspecto macroscópico; b) aspecto microscópico, observa-se intensa deformação e núcleos de piroxena (Px) rodeados por anfibola (Anf.) (ampliação 10x, nicóis cruzados); c) silte constituído fundamentalmente por clastos de quartzo subrolados (ampliação 10x, nicóis cruzados).	348
Estampa 3. 16- Basaltos de Failde, amostra 38-19B; a) aspecto macroscópico; b), c) aspecto microscópico (ampliação 10x, nicóis paralelos e cruzados).	350
Estampa 3. 17 - Andesito de Edrosa. Amostra 37-94; a) amostra de mão; b) aspecto microscópico (ampliação 2,5x, nicóis cruzados); c) aspecto microscópico (ampliação 10x, nicóis cruzados).	352
Estampa 4. 1 - a) Encosta do Cabeço do Carvoal (Carta nº 11, Mofreita). Dobra D_1 deitada, Quartzitos da Formação Marão (norte para a direita); b) Dobra (sinforme) D_1 em xistos da Formação Moncorvo (Montesinho).	376
Estampa 4. 2 - Domínio estrutural de imbricação de escamas: a) b) e c) dobras antitéticas D_2 associadas aos respectivos cavalgamentos (a) Formação Soutelo (barreira da estrada Deilão - Guadramil); b) pormenor da foto anterior; c) Unidade Coroto, dobras D_2 a crenular a xistosidade S_1 (estrada florestal França - Montesinho); d) zona próximo de cavalgamento D_2 com foliação D_2 filonítica (Unidade Coroto, estrada florestal França - Montesinho).	378
Estampa 4. 3 - Aspectos da deformação D_3 varisca: a) dobra D_3 de p.a. = $N100^\circ/80^\circ S$, eixo $20^\circ/280^\circ$, vergência para NE (Formação Soutelo; Carta Militar nº25, vertente oeste das Fragas do Rebal do Cabo); b) cavalgamento D_2 dobrado pela D_3 (estrada Rio de Onor - Guadramil); c) Formação Rio de Onor. Filão de quartzo sin D_3 em cisalhamento D_3 $N60^\circ W/90^\circ$ dextro. A clivagem S_2 é subhorizontal. Notar o <i>bending</i> da xistosidade principal S_1	380
Estampa 4. 4 - <i>klippe</i> tectónico de v. g. Castro 2º (Carta Militar nº 38) a) liditos, dobra em bainha ("eye structure") da D_2 redobrada pela D_3 ; b); dobras D_2 com planos axiais $N114^\circ/26^\circ S$, charneira $10^\circ/110^\circ$	382
Estampa 4. 5 - Granito de Montesinho: a) Stockscheider de Montesinho; b) aspecto mesoscópico do granito de Montesinho.	384
Estampa 4. 6 - a) Filões aplíticos graníticos e filões de quartzo instalados segundo as charneiras da D_3 varisca: panorâmica (foto tirada aproximadamente para $N260^\circ$); b) filão aplítico granítico instalado paralelamente à estratificação da Formação Marão; c) filão de quartzo paralelo à charneira da D_3 varisca.	386
Estampa 4. 7 - Contacto SW do granito de Montesinho; a) Contraste morfológico entre os granitos de Montesinho e Costa Grande (foto tirada do cabeço Malhadicha para $N340^\circ$); b) e c) fácies gnaissica do Granito da Costa Grande, cisalhamentos dextros $N130^\circ/46^\circ S$	388
Estampa 4. 8 - Xistos quiastolíticos da Malhadicha (Carta nº 11); a) aspecto dos afloramentos; b) <i>bending</i> na S_1 causado pelos cisalhamentos D_3 , componente cavalgante para norte ($S_3 = N140^\circ/70^\circ S$); c) pormenor dos porfiroblastos de quiastolite deformados pelos cisalhamentos dextros D_3	390

Estampa 4. 9 - a) Filões básicos do Marinho (Carta nº 11) afectados por dobramentos abertos da D_3 (norte para a esquerda da foto); b) afectados por dobramentos de planos axiais subhorizontais D_2 , com vergência para SW; c) pormenor de filão básico onde se observa a lineação de intersecção L_2 , resultante da intersecção $S_1 \wedge S_2$	392
Estampa 5. 1 - Exploração mineira para bário do Alto da Caroeira, Aveleda (Carta Militar nº 25, Aveleda): a) aspecto do céu aberto em 1987; b) afloramento de sulfuretos maciços; c) aspecto do céu aberto depois de explorada a última massa de barite maciça (1991).....	416
Estampa 5. 2 - Filão de quartzo $N70^\circ E$ intrusivo nos xistos ardosíferos da Formação Moncorvo dobrado pela D_2 varisca (Carta Militar nº 12, Rio de Onor).....	418
Estampa 5. 3 - Principais explorações romanas na região de França (Cartas Militares nº 12 e 25, Rio de Onor e Aveleda); a) aspecto das cortas mineiras de França; b) Corta romana da Boca da Caborca.....	420
Estampa 5. 4 - Vestígios da actividade mineira romana: a) escombreira da Boca da Caborca; b) brecha de quartzo limonítica da Pena de Águia, $N80^\circ E / 60^\circ N$ (norte para a direita da fotografia); c), d) vestígios da exploração nesta estrutura (Carta Militar nº 12, Rio de Onor).....	422
Estampa 5. 5 - Trabalhos antigos de pesquisa mineira (romanos?) na encosta do Mata Galão; a) afloramento de lilitos com dobramentos da D_2 varisca no Cavalgamento da Costa Grande; b) Brecha ferruginosa no Cavalgamento da Costa Grande; c) poço de pesquisa nesta brecha limonítica (Carta Militar nº 25, Aveleda).....	424
Estampa 5. 6 - Falha $N10^\circ E$ da Vila Meã. Carta nº 26, Deilão (oeste para lado esquerdo); a) aspecto do afloramento na estrada Deilão - Guadramil; b) pormenor do filão mineralizado.....	426
Estampa 5. 7 - Brecha limonítica. Depósito de vertente consolidado por cimento ferruginoso. Brecha do Barranco dos Pingemouros (Carta Militar nº 13, Guadramil).....	428

Lista de Abreviaturas

CFQ - Complexo Filito-Quartzoso
CVS - Complexo Vulcano-Sedimentar
BVM - Bragança - Vilarica - Manteigas (falha)
DEC - Domínio Estrutural de Carrazedo
DEL - Domínio Estrutural da Lombada
DETM - Domínio Estrutural de Três Minas
DEVP - Domínio Estrutural de Vale de Prados
FRO - Formação Rio de Onor
FS - Formação Soutelo
ISSC - International Subcomission on Stratigraphic Classification
MF - Membro França
MI - Membro Igrejas
MTMT - Main Trás-os-Montes Thrust
MVA - Membro Vale André
SSZ - Supra Subduction Zone
TAI - Terreno Alóctone Ibérico
TI - Terreno Ibérico
TOM - Terreno de Ossa Morena
TONPBA - Terrenos Ofiolíticos do Noroeste Peninsular e Beja - Acebuches
TPNP - Terreno Polimetamórfico do Noroeste Peninsular
TPL - Terreno Pulo do Lobo
TSP - Terreno Sul Português
UDD - Unidades Delimitadas por Descontinuidades
UMC - Unidade do Minho Central
ZC - Zona Cantábrica
ZCI - Zona Centro Ibérica
ZGTM - Zona Galiza - Trás-os-Montes
ZOAL - Zona Ocidental Asturo - Leonesa
ZOM - Zona Ossa - Morena
ZSP - Zona Sul Portuguesa

1. INTRODUÇÃO

1.1. OBJECTIVOS DO PRESENTE TRABALHO

O sector em estudo situa-se no limite entre a Zona Centro Ibérica (autóctone) e a Zona Galiza Trás-os-Montes. Nos últimos vinte anos foram dados grandes avanços no conhecimento da sua complexa geologia, particularmente no contexto estrutural dos limites destas zonas geoestruturais. É o caso dos trabalhos desenvolvidos na sinforma de Alcañices, de que a região a norte de Bragança é a sua continuação em Portugal (VACAS & MARTÍNEZ-CATALÁN, 1987; ANTONA & MARTÍNEZ-CATALÁN, 1990; GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997, 2006), e dos estudos nas áreas similares de Celorico de Basto e Verín (PEREIRA, E., 1987; FARIAS, 1989, 1990). Todos estes trabalhos põem em evidência um modelo tectónico do tipo pelicular ("*thin skinned*"), com sequências autóctones, parautóctones. Nos mantos alóctones, a tectónica é do tipo *thick skin* (RODRIGUES, 2008).

Do ponto de vista da estratigrafia, sedimentologia e geocronologia os avanços têm sido mais lentos, havendo ainda muitos aspectos por esclarecer do ponto de vista da cartografia geológica, nomeadamente o estabelecimento cabal na sequência silúrico - devónica desta região, do que é verdadeiramente autóctone e parautóctone, onde ainda há desconhecimento de idades e incertezas paleogeográficas.

Na envolvente metassedimentar do maciço alóctone de Bragança, constata-se algumas discrepâncias na interpretação das mesmas unidades tectonoestratigráficas nos dois lados da fronteira; apesar de apresentarem as mesmas fácies litoestratigráficas, algumas unidades tectonoestratigráficas são consideradas distintas e de diferente proveniência, no contexto geodinâmico da bacia. Em Espanha, tudo o que diz respeito à Zona Galiza - Trás-os-Montes foi

por vezes considerado como parautóctone (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1999) e mais recentemente como alóctone (GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997, 2006). Em Portugal continua-se a fazer a distinção entre unidades parautóctones e alóctones.

No modelo aceite para a evolução geodinâmica deste sector do orógeno varisco, estas unidades originar-se-iam numa margem passiva afectada por episódios extensionais responsáveis pelo vulcanismo tardio do Silúrico. Esta transição silúrica - devónica marcará a passagem de ambiente de margem passiva para margem activa (RIBEIRO, A. *et al.*, 1990b).

Tendo em conta as características da bacia silúrico - devónica no contexto da Cadeia Varisca, a partir da nova cartografia desenvolvida, procurou-se esclarecer alguns aspectos, relativos a:

- i) Definição e detalhe de novas unidades litoestratigráficas, quer no autóctone, quer no parautóctone;
- ii) Enquadramento geológico e estrutural do sector estudado com as regiões transfronteiriças (Alcañices e Verín), bem como outros sectores da ZGTM;
- iii) definir e correlacionar as unidades autóctones e sub - autóctones com as unidades parautóctones;
- iv) averiguar possíveis correlações das unidades parautóctones com fácies semelhantes consideradas do alóctone inferior do maciço de Bragança, recorrendo à litogeoquímica, quer dos metassedimentos quer das vulcânicas para confirmar os dados de cartografia;
- v) dar início, neste sector de estudo, à aplicação da litogeoquímica no estudo dos metassedimentos e das vulcânicas, com vista à caracterização e reconstrução do ambiente geodinâmico e paleogeográfico da bacia paleozóica;
- vi) inventariação dos recursos minerais e proposta de enquadramento metalogénico da região.

1.2. METODOLOGIA E ESTRUTURA DO TRABALHO

Cartografia Geológica

Os levantamentos geológicos iniciais foram efectuados no âmbito do Programa de Cartografia Geológica Nacional à escala 1:50.000 dos ex. Serviços Geológicos de Portugal. Foram efectuados, utilizando como base, os mapas da escala 1:25.000 dos Serviços Cartográficos do Exército. A fotografia aérea à escala 1:26.000 serviu de apoio aos levantamentos de campo e à fotointerpretação. Em áreas de especial complexidade foram realizados levantamentos a escalas maiores, nomeadamente 1:15 000, por ampliação das cartas militares, bem como levantamentos a fita métrica e bússola. Os trabalhos foram complementados com levantamentos e reconhecimentos nas áreas contíguas, quer em Portugal, quer em Espanha. Procurou-se sempre definir e cartografar litologias com expressão cartográfica à escala 1:25.000. Na definição de novas unidades litoestratigráficas seguiram-se os critérios definidos no Guia Estratigráfico Internacional (ISSC 1994).

Foram adquiridas expressamente para este trabalho, ao Instituto Geográfico do Exército, as imagens *raster* georreferenciadas das cartas topográficas à escala 1:25.000. Nas revisões da cartografia já publicada e da inédita, necessárias para este projecto, já se recorreu a equipamento GPS Magellan 320 e fundamentalmente a equipamento PDA HP/iPAQ 214 com a versão ARCMAP do ARGIS para PDA e receptor GPS Bluetooth BT - 359W. Estes meios permitiram lançar todos os dados estruturais recolhidos no campo relativamente às Cartas Geológicas 8A (S. Martinho de Angueira) e 7B (Bragança).

Mapas e processamento de dados

O processamento de texto, de imagens, fotografias, desenhos e esquemas decorreu respectivamente em computadores PC (*i* - processador Intel Celeron a 2,4 GHz e 2GB de RAM,

Microsoft Windows XP, disco duro de 75 GB; ii - processador Intel Pentium 4 a 2,8 GHz e 1,76 GB de RAM, Microsoft Windows XP, disco duro de 75GB). Na digitalização das imagens foram usados um scanner HP psc1215 e um scanner EPSON GT 10000+. Os desenhos e esquemas foram realizados recorrendo ao CorelDRAW 12.

Quanto à carta geológica, base fundamental deste trabalho (Anexo I), foi inicialmente elaborada a partir das cartas geológicas já publicadas, 3D (Espinhosela) e 4C (Deilão), digitalizadas em MicroStation SE da Intergraph, juntamente com os dados de cartografia inéditos das cartas geológicas 7B (Bragança) e 8A (S. Martinho de Angueira), trabalho de digitalização fundamentalmente desenvolvido pela colega Eliane Marques. Posteriormente, durante a preparação deste trabalho, toda a informação foi reconvertida ao software da ARGIS. A conversão a ARCGIS foi feita fundamentalmente com a ajuda dos colegas Ana Paula Pereira e Paulo Castro. Mais do que um simples desenho, a presente carta geológica, juntamente com toda a informação relativa a qualquer tipo de amostragem, dados estruturais, etc., foi organizada e preparada como uma base de dados.

Dados Paleontológicos

No decorrer dos levantamentos geológicos, para além de novas jazidas encontradas, teve-se a preocupação de localizar correctamente as jazidas já conhecidas de Nery Delgado e de Romariz. Para além da compilação destes dados, recorreu-se aos dados paleontológicos resultantes dos projectos¹ que foram sendo desenvolvidos nos últimos tempos em Trás-os-Montes (PEREIRA, Z. *et al.*, 1999; SÁ *et al.*, 2002; PIÇARRA & MEIRELES, 2003; SÁ *et al.*, 2003b; PIÇARRA *et al.*, 2005, 2006).

Nesse sentido também se procurou inventariar e localizar a amostragem das colecções de macrofauna do Silúrico e Ordovícico já existentes (Museus do Instituto Geológico e Mineiro e de História Natural da FCUL). Neste trabalho contou-se com a colaboração preciosa de José Manuel Piçarra, na revisão dos graptólitos e no estudo de novos dados bioestratigráficos bem como a reclassificação das colecções de macrofauna já existentes (Museus do Instituto Geológico e Mineiro e de História Natural da FCUL); de Artur Sá no estudo da icno e macrofauna do Ordovícico, concretamente os estudos paleontológicos no Ordovícico de Guadramil por si realizados no âmbito da sua tese de doutoramento, pelo que não serão abordados com detalhe neste trabalho. Nos escassos fósseis do Devónico encontrados durante os levantamentos de cartografia regional (pistas e braquiópodes), contou-se, na ocasião, com o contributo pessoal de J. C. Gutiérrez-Marco (MEIRELES, 2000a). A amostragem para microfauna foi realizada com a colaboração de Zélia Pereira, sendo da sua responsabilidade os respectivos estudos palinológicos.

Amostragem de rocha

No decorrer dos levantamentos realizados para o Projecto Nacional de Cartografia Geológica 1:50.000, foi sempre implantada manualmente a localização das amostras na base topográfica. A partir de 2002 foi utilizado um GPS Magellan 320 para precisar a sua localização. Mais recentemente, nas revisões para este trabalho, tem sendo utilizado, nos trabalhos de campo, um PDA HP iPAQ 214 com a versão ArcPad 7.1.1 do ARGIS para PDA e receptor GPS Bluetooth BT - 359W para localização das estações.

Foi organizado um arquivo de fichas de toda a amostragem. De todas as amostras foi guardado testemunho para arquivo na Litoteca do L.N.E.G., de onde se separou pequena

¹ Projecto "Sedimentary Basins Dynamics and Palaeogeography of the Iberian Terrane in Portugal during the late Silurian to Devonian Variscan Tectonic Inversion", do Programa PRAXIS XXI (P/CTE/1408/1998) da FCT; Projecto GRICES 2004/2005, "O Silúrico da Zona de Galiza - Trás-os-Montes (Portugal e Espanha): estratigrafia, bioestratigrafia e paleogeografia".

esquirola para a execução de lâminas delgadas e polidas. O arquivo de fichas foi posteriormente transformado em metadados de ficheiros EXCEL®, por folhas 1:25.000. Numa fase final do trabalho, estes ficheiros Excel foram exportados para o ambiente ARCGIS para serem manuseados e utilizados como base de dados. As amostras encontram-se devidamente acondicionadas na Litoteca do Pólo da Amieira.

Estudo Petrográfico

Foi efectuado com recurso a microscópios de polarização e luz reflectida LEITZ sobre lâminas delgadas e superfícies polidas executadas fundamentalmente pelos técnicos do Laboratório do ex. Instituto Geológico e Mineiro. Os estudos de microsonda foram realizados em parceria com a Eng.ª Fernanda Guimarães, responsável pela microsonda JEOL modelo JXA-8500F equipada com 5 espectrómetros de dispersão de comprimentos de onda (WDS) e um espectrómetro de dispersão de energias (EDS).

Análises químicas

Quanto às análises de geoquímica, o número de amostras por litologia foi em função da extensão dos afloramentos e condicionada muitas vezes pelo grau de alteração das rochas. Todas as amostras foram preparadas do seguinte modo: Foram colhidas amostras com 4-5 quilogramas (metavulcanitos) e 2-3 quilogramas no caso dos metassedimentos. No próprio local de amostragem foram limpas exteriormente e fragmentadas em britas de 3-4 cm de comprimento máximo de modo a retirar todos os aspectos mais intensos de alteração meteórica; foram evitadas todos os locais que apresentassem intensa fracturação com forte presença de limonite e quartzo. As esquirolas de rocha foram também limpas da presença destes minerais.

No laboratório foi feita a lavagem com água e escova; depois da respectiva secagem as amostras seguiram para a fase de moagem. Numa primeira fase todas as amostras passaram pelo britador de maxilas (tungsténio) a fim de reduzir o material a uma fracção inferior a 16 mesh (2x3cm), ou seja, para que o material tenha dimensões compatíveis com o alimentador do moinho de maxilas. A britagem no moinho de maxilas foi realizada em três etapas: passagem da amostra uma vez na posição 3 do moinho e passagem da amostra duas vezes pela posição 1 do moinho. O resultado final foi a crivagem da amostra a menos 10 mesh. Depois de serem homogeneizadas, de cada amostra foi feita uma toma de 800gr por quartilhamento; o restante foi guardado. Esta toma foi moída no moinho de anéis de vídia (carbureto de tungsténio) em fracções de 200 gr, aproximadamente, durante 30 s cada para uma granulometria de 28 mesh. Homogeneização, quartilhamento e retirada uma toma de 100gr, sendo o restante arquivado. Esta toma de 100gr teve o acabamento final em moinho de ágata, durante 20 minutos, até se obter um pó impalpável, isto é, uma amostra com uma granulometria de 200mesh.

As análises químicas de rocha total foram efectuadas no Laboratório do L.N.E.G. (ex. Instituto Geológico e Mineiro), fundamentalmente pelo método FRX. Este laboratório possui o Certificado do Sistema Português de Qualidade NP EN 45001, N.96/L:194. Os elementos maiores e menores de metavulcanitos foram efectuadas por FRX, pelo método interno PA 002 (menores e Sn, Nb, W, Ta) e PA003 (maiores). O doseamento de Terras Raras por ICP-MS (Método Interno PA030H).

Quanto ao tratamento dos dados, foi fundamentalmente usado o programa Minpet2.02, para as análises químicas dos metassedimentos e das vulcânicas, tendo-se também recorrido ao uso da folha de cálculo do EXCEL®, fundamentalmente para preparação dos diagramas químicos - mineralógicos gentilmente cedidos por M. Anjos Ribeiro (RIBEIRO, M.A., 1998).

1.3. SÍNTESE DOS TRABALHOS ANTERIORES.

Os primeiros trabalhos de cartografia geológica publicada da região de Bragança remontam às edições das cartas geológicas à escala 1:500.000, dos Serviços Geológicos de Portugal, onde, na segunda edição da Carta Geológica de Portugal de 1899 (NERY DELGADO & CHOFFAT, 1899), se distinguem, na região, apenas quatro litótipos: os granitos, os depósitos terciários, o "Siluriano" (S²), assinalado pela primeira vez, e as restantes rochas metamórficas, consideradas como pertencendo ao Arcaico (Z). Como se pode observar pela Figura 1.1, o contacto destas "rochas metamórficas" coincide, grosso modo, com a delimitação do conjunto das unidades hoje consideradas de parautoctone superior e alóctone.

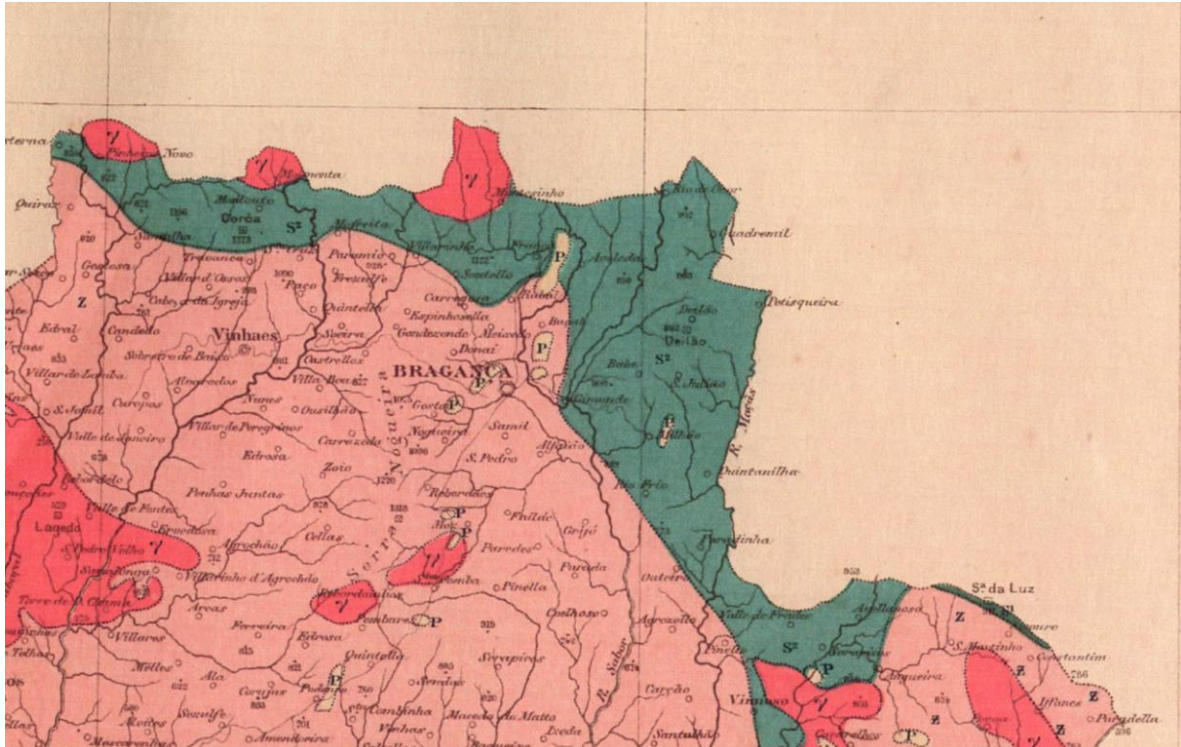


Figura 1.1- Extracto da Carta Geológica de Portugal, à escala 1/500.000 (2ª Edição, NERY DELGADO & CHOFFAT, 1899. Legenda: P - depósitos terciários; S² - Siluriano; Z - Rochas metamórficas, Arcaico; γ - granitos).

Em termos regionais, e reportando-nos a Trás-os-Montes Oriental, é incontornável a referência a NERY DELGADO (1905, 1908) que contribui com a primeira importante achega para o conhecimento da geologia desta região, descrevendo os principais litótipos e a sua estratigrafia. Faz a primeira descrição das faunas graptolíticas do Silúrico de Trás-os-Montes. Ainda hoje o seu estudo é uma referência fundamental para a abordagem da geologia transmontana.

Entretanto, no sector espanhol da sinforma de Alcañices, os trabalhos mais antigos reportam-se ao estudo das mineralizações de chumbo e antimónio da região, devido à sua importância económica (GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997, 2006), particularmente o trabalho de PUIG Y LARRAZ (1883) sobre a importância mineira da província de Zamora. Para González Clavijo, merece também destaque o trabalho de HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1942) como o primeiro contributo "moderno" para o conhecimento da geologia desta região.

Relativamente às mineralizações no sector português, SCHNEIDER (1947a, 1947b) refere-se pela primeira vez, à semelhança entre as formações vulcano-sedimentares e as ocorrências de manganês (Mn) do Nordeste Transmontano, com os jazigos de Mn de Rio Tinto, na Faixa Piritosa Ibérica.

COTELO NEIVA (1948) apresenta o primeiro estudo sistemático do maciço de Bragança, com a publicação da primeira carta geológica da região, à escala 1:50.000. Especialmente vocacionado para o estudo petrográfico dos diferentes litótipos deste maciço, assinala duas fases orogénicas nos anfíbolitos.

A par deste trabalho, na década de quarenta do séc. XX, merecem destaque os trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro, nomeadamente no estudo e avaliação do jazigo de ferro das Barreiras Brancas (Guadramil), com a produção de cartografia geológica e dos primeiros estudos de microscopia de minérios, estratigrafia e de paleontologia do Ordovícico de Guadramil (COTELO NEIVA & GOUVEIA, 1950; MEDEIROS, 1950; GOUVEIA, 1956; MEDEIROS, 1975).

Na década de sessenta do séc. XX, surge novo trabalho fundamental. Embora estudando a parte ocidental do maciço de Bragança, PORTUGAL FERREIRA (1964) aborda também a litoestratigrafia e a geologia dos metassedimentos envolventes deste maciço. Estabelece o carácter polimetamórfico das suas unidades e é apresentada, pela primeira vez, uma excelente cartografia detalhada, à escala 1:25.000, a oeste da presente área de estudo.

ROMARIZ (1962, 1969), em trabalhos de âmbito regional, revê e estuda novas jazidas de graptólitos das formações silúricas. Conclui que a sua idade abrange desde o "Llandoveryano" inferior ao "Wenlockiano".

RAMALHAL (1968) apresenta o primeiro estudo geológico e sedimentológico dos depósitos cenozóicos da região de Bragança.

Embora de âmbito mais regional e não sendo trabalhos específicos sobre a região em estudo, mas pela sua importância e significado para a geologia do noroeste ibérico, não se pode deixar de fazer uma breve referência aos trabalhos de RIBEIRO, A. *et al.* (1964), onde pela primeira vez se fala de unidades alóctones e de mantos de carreamento em Trás-os-Montes e de RIES & SHACKLETON (1971), como o primeiro trabalho onde se refere uma interpretação da geologia do NW da Ibéria no âmbito da tectónica de placas.

ANTHONIOZ (1972) apresenta a cartografia do maciço de Bragança, incidindo no estudo petrográfico e metamórfico de vários litótipos. Define o contacto anormal, por carreamento, das unidades do maciço com os metassedimentos exteriores.

TEIXEIRA (1970) e TEIXEIRA & PAIS (1973) estudam vestígios de fósseis vegetais em bancadas alternantes de grauvaques e argilitos, na região de Guadramil. Na continuação para Espanha destas litologias, conhecidas por Série de San Vitero, destaca-se o trabalho de ALDAYA *et al.* (1976). Os resultados apontam para uma idade Devónico Superior - Carbónico para estes metassedimentos.

O trabalho de tese de RIBEIRO, A. (1974) constitui um marco no conhecimento da geologia não só do Nordeste Transmontano, mas também de todo o Noroeste Peninsular. Apresenta a carta geológica de conjunto de Trás-os-Montes Oriental (1/200.000), onde ao estudo estratigráfico associa o estudo estrutural, definindo as diversas unidades autóctones e alóctones da região (Figura 1.2). Com base em critérios paleogeográficos, estratigráficos e estruturais, define os limites, em Portugal, do parautóctone da Zona Centro Ibérica, subzona Galiza / Trás-os-Montes. Nos metassedimentos Paleozóicos, trata com pormenor as três fases principais de deformação varisca.

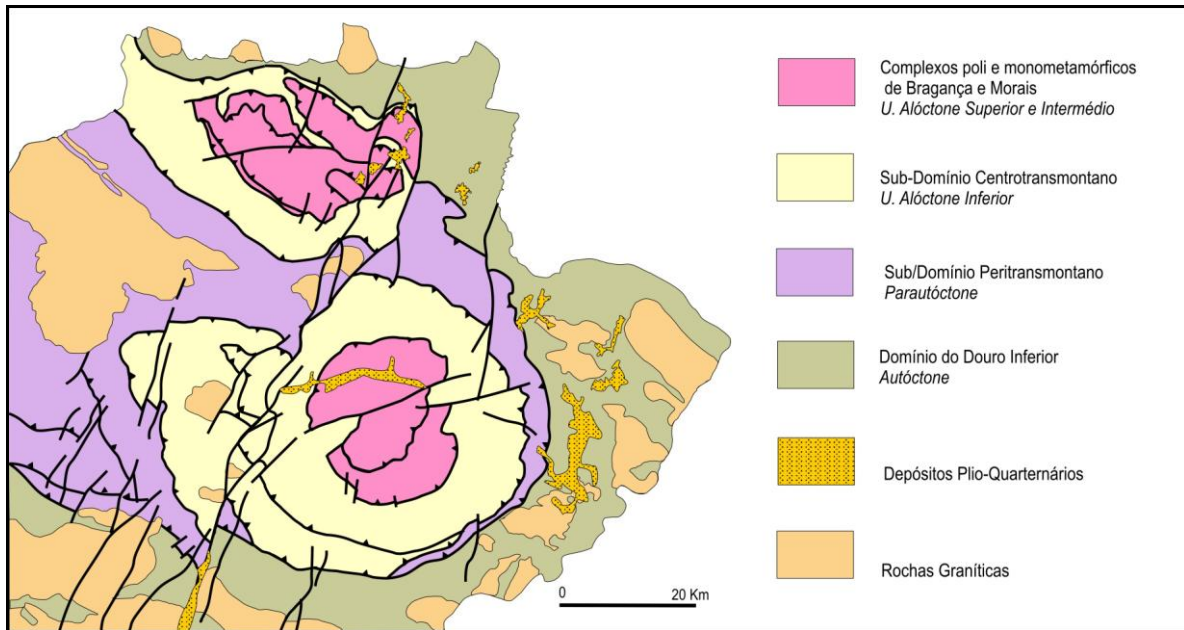


Figura 1.2 - Divisão do Nordeste Transmontano em Zonas Geoestruturais segundo RIBEIRO, A. (1974).

Em 1975 é publicada a *Carta Geológica de Deilão (4C)*, durante muitos anos a única carta geológica publicada do nordeste transmontano (MEDEIROS, 1975).

Entretanto no sector espanhol, há que destacar os trabalhos iniciais de MARTÍNEZ-GARCIA (1971, 1972, 1973) sobre a deformação e o metamorfismo da Sanábria, região situada a norte da presente área de estudo. Este sector verá retomado o seu estudo em MARTÍNEZ-GARCIA & QUIROGA DE LA VEGA (1993). Neste estudo, a Sanábria é interpretada como uma janela tectónica onde afloram quatro unidades tectónicas com a seguinte sequência, da base para o topo: Unidade de Villanueva (Câmbrico - Ordovícico); Unidade Viana ("Série Porto", Precâmbrico - Câmbrico); Unidade Ribadelago (Formação Olho de Sapo) e Unidade Peña Trevinca (Câmbrico - Silúrico). Mais recentemente, em Díez Montes (2006), este sector de Viana do Bolo - Sanábria, foi alvo de novos estudos envolvendo a produção de nova cartografia geológica, estudos estruturais detalhados, acompanhados pelo estudos detalhados de química mineral, litogeoquímica de rocha total e geocronológicos de litótipos particularmente da Série "Viana do Bolo" (Câmbrico inferior) e da Formação Olho de Sapo (Ordovícico Inferior), procurando-se definir origem e evolução no contexto geotectónico do Paleozóico.

QUIROGA DE LA VEGA (1977) estuda os gnaisses Olho de Sapo nos afloramentos que ocorrem nas proximidades de Villadepera (Zamora), na época considerados correlacionáveis com os gnaisses de Miranda do Douro. Mais tarde, do mesmo autor, (QUIROGA DE LA VEGA, 1980, 1981, 1982) intenta-se o primeiro estudo estratigráfico e estrutural da área vizinha de Alcañices. São publicadas posteriormente as cartas geológicas do projecto MAGNA, nomeadamente as cartas nº 337-338, Alcañices (GIL SERRANO *et al.*, 1977), 304, Hermisende (FERNÁNDEZ TOMÁS, 1981) e nº 306, Villardeciervos (ARCE *et al.*, 1981).

Entretanto, no âmbito de trabalhos de prospecção mineira são desenvolvidos estudos sedimentológicos e metalogénicos na região de Zamora. Pela primeira vez é referida e existência de olitostromas na sequência silúrico - devónica de Alcañices (GARRIDO & BARBERÁ, 1980).

Em PEREIRA, E. *et al.* (1984) é apresentado o controlo estrutural da mineralização na mina de Montesinho por cisalhamentos da 1ª fase varisca e referenciado, pela primeira vez em território português, a presença de estruturas em "stockscheider" em corpos graníticos.

A presença de aluminofosfatos (variscites) é assinalada pela primeira vez em Portugal em formações silúricas e relacionada a sua ocorrência com as sequências vulcano - sedimentares de Trás-os-Montes (MEIRELES *et al.*, 1987).

No sector espanhol, estas mineralizações hidrotermais são detalhadamente estudadas, bem como a sua relação com o vulcanismo e demais mineralizações associadas (MORO BENITO & ARRIBAS, 1980; MORO BENITO, 1988; MORO BENITO *et al.*, 1992, 1994a, 1994b, 1995). Quanto ao estudo das mineralizações de ferro do Ordovícico, há a destacar os inúmeros trabalhos de detalhe realizados nos níveis de ferro e nos metassedimentos ordovícicos encaixantes no sector de Latado, Alcañices, abarcando uma diversidade de vertentes: metalogenia, mineralogia, geoquímica e metamorfismo, estratigrafia e paleontologia, paleogeografia e geotectónica (FERNÁNDEZ & MORO, 1991; FERNÁNDEZ *et al.*, 1992; FERNÁNDEZ & MORO, 1993; FERNÁNDEZ, 1994; FERNÁNDEZ & MORO, 1995a, 1995b; FERNÁNDEZ *et al.*, 1995; FERNÁNDEZ & MORO, 1998).

Entretanto, também em Espanha, diversos sectores da sinforma de Alcañices foram estudados, fundamentalmente do ponto de vista da geologia estrutural e metamorfismo (VACAS & MARTÍNEZ CATALÁN, 1987; ANTONA & MARTÍNEZ CATALAN, 1990; VILLAR ALONSO, 1990).

No seguimento dos trabalhos de cartografia do Paleozóico encaixante do maciço de Bragança, em MEIRELES *et al.* (1995) é lançada nova proposta de revisão da sequência litoestratigráfica do autóctone envolvente do maciço de Bragança, definida por RIBEIRO, A. (1974). Estas unidades silúricas - devónicas, consideradas então como pertencentes ao autóctone (Domínio do Douro Inferior), passam a ser consideradas como também pertencentes ao parautóctone. É definido o carreamento da Rib^a de Silos, acidente da base de uma sequência tectonoestratigráfica marcada por uma tectónica pelicular. Concomitante a este trabalho, GONZÁLEZ CLAVIJO (1997, 2006) apresenta, em tese doutoramento, o estudo litoestratigráfico e estrutural da sinforma de Alcañices, na região transfronteiriça. Neste trabalho confirma-se a grande importância da tectónica de escamas de cavalgamento na sinforma de Alcañices.

Em 2000 são publicadas as cartas geológicas de Espinhosela (1^a edição) e Deilão (2^a Edição) (MEIRELES, 2000a, 2000b).

GONZÁLEZ CLAVIJO & MARTÍNEZ CATALÁN (2002) apresentam uma síntese acerca das condicionantes tectónicas sobre a sedimentação pré a sinorogénica, na sinforma de Alcañices.

Recentemente, foram apresentadas novas propostas sobre a estrutura interna e sequências tectonoestratigráficas do complexo de mantos parautóctones particularmente no sector de Murça - Mirandela (PEREIRA, E., 2000, RODRIGUES *et al.*, 2003a, 2003b, 2006a, 2006b, 2006c; RODRIGUES, 2008).

Relativamente aos dados paleontológicos, até há poucos anos, para além dos trabalhos pioneiros de NERY DELGADO (1908), os únicos trabalhos de datação existentes no Paleozóico envolvente do maciço de Bragança eram os trabalhos de ROMARIZ (1969) e de MEDEIROS (1950, 1975), realizados com base, respectivamente, no estudo de graptólitos do Silúrico desta região e na icnofauna e macrofauna do Ordovícico da Serra das Barreiras Brancas.

Com o advento das novas cartas geológicas desta região, intentou-se uma tímida reapreciação destes dados, particularmente no que respeita ao Ordovícico (MEIRELES, 2000a, 2000b). A descoberta de novas jazidas fossilíferas e reinterpretção da estratigrafia ordovícica começaram a ser esboçadas em SÁ *et al.* (2002) e SÁ *et al.* (2003b).

O recente trabalho de SÁ (2005) representa um ponto de viragem fundamental, um importante contributo quanto ao estudo da icno e macrofauna do Ordovícico de Trás-os-Montes. Neste trabalho, para além da descoberta de novas jazidas fossilíferas, são definidas pela primeira vez, as unidades ordovícicas de Trás-os-Montes, apresentadas formalmente em SÁ *et al.* (2005).

Quanto ao Silúrico, têm-se dado importantes passos na revisão da fauna do Silúrico do Nordeste Transmontano (PIÇARRA *et al.*, 1995; MEIRELES, 1997; PIÇARRA & REBELO, 1997; PIÇARRA & MEIRELES, 2003). Entretanto, foram iniciados os estudos palinológicos dos metassedimentos Devónicos, sinorogénicos (PEREIRA, Z., 1998; PEREIRA, Z. *et al.*, 1999). Os resultados permitiram diferenciar dentro da "Formação Gimonde" (MEIRELES *et al.*, 1995) as unidades do Frasniano, das unidades do Givetiano - Frasniano (PEREIRA, Z., 1998; PEREIRA, Z. *et al.*, 1999).

Entretanto, MARTÍNEZ CATALÁN *et al.* (2004a, 2008) apresentam trabalhos sobre a idade U-Pb dos zircões detríticos das Formações Gimonde e San Vitero, seguindo a tendência dos últimos anos sobre o estudo isotópico das populações de zircões detríticos em metassedimentos com o intuito de caracterizar as origens das fontes de alimentação destes materiais, e deste modo trazer mais um contributo para definir o intervalo de tempo dos episódios colisionais e deformacionais da cadeia varisca.

FERNÁNDEZ *et al.* (2007) apresentam novos dados sobre a litogeoquímica dos cherts silúricos (lilitos) que ocorrem nas várias formações estruturais de Alcañices. Os dados de elementos maiores, menores e REE apontem claramente para uma origem hidrotermal em meio marinho aberto.

1.4. SITUAÇÃO GEOGRÁFICA

A região abrangida por este estudo, com uma área de cerca de 715 km², localiza-se na Província de Trás-os-Montes e Alto Douro, distrito de Bragança, no extremo norte dos concelhos de Vinhais, Bragança e Miranda do Douro, junto da fronteira espanhola (Figura 1.3).

Corresponde integralmente às Cartas Geológicas de Espinhosela (folha 3D), Deilão (folha 4C), S. Martinho de Angueira (folha 8A), e parte da Carta Geológica de Bragança (folha 7B). A sua base topográfica corresponde às respectivas cartas da Carta Corográfica de Portugal da escala 1:50 000 do Instituto Geográfico e Cadastral. Compreende as Folhas nº 11 (Moimenta), nº 12 (Rio de Onor), nº 13 (Guadramil), nº 24 (Vila Verde, Vinhais), nº 25 (Aveleda, Bragança), nº 26 (Deilão) e nº 39 (Quintanilha), nº 52 (Avelanoso) e nº 53 (S. Martinho) bem como parte da carta nº 38 (Bragança), publicadas pelo Serviço Cartográfico do Exército, à escala 1:25.000, e que serviram de base aos levantamentos geológicos.

A base geológica deste trabalho, à escala 1:75.000, resulta da redução e simplificação da cartografia geológica à escala 1:50.000. Para tal foi efectuada uma revisão das cartas geológicas já publicadas (Folhas 3D e 4C) a que se acrescentaram os levantamentos inéditos das folhas 8A (integral) e 7B (parcial).

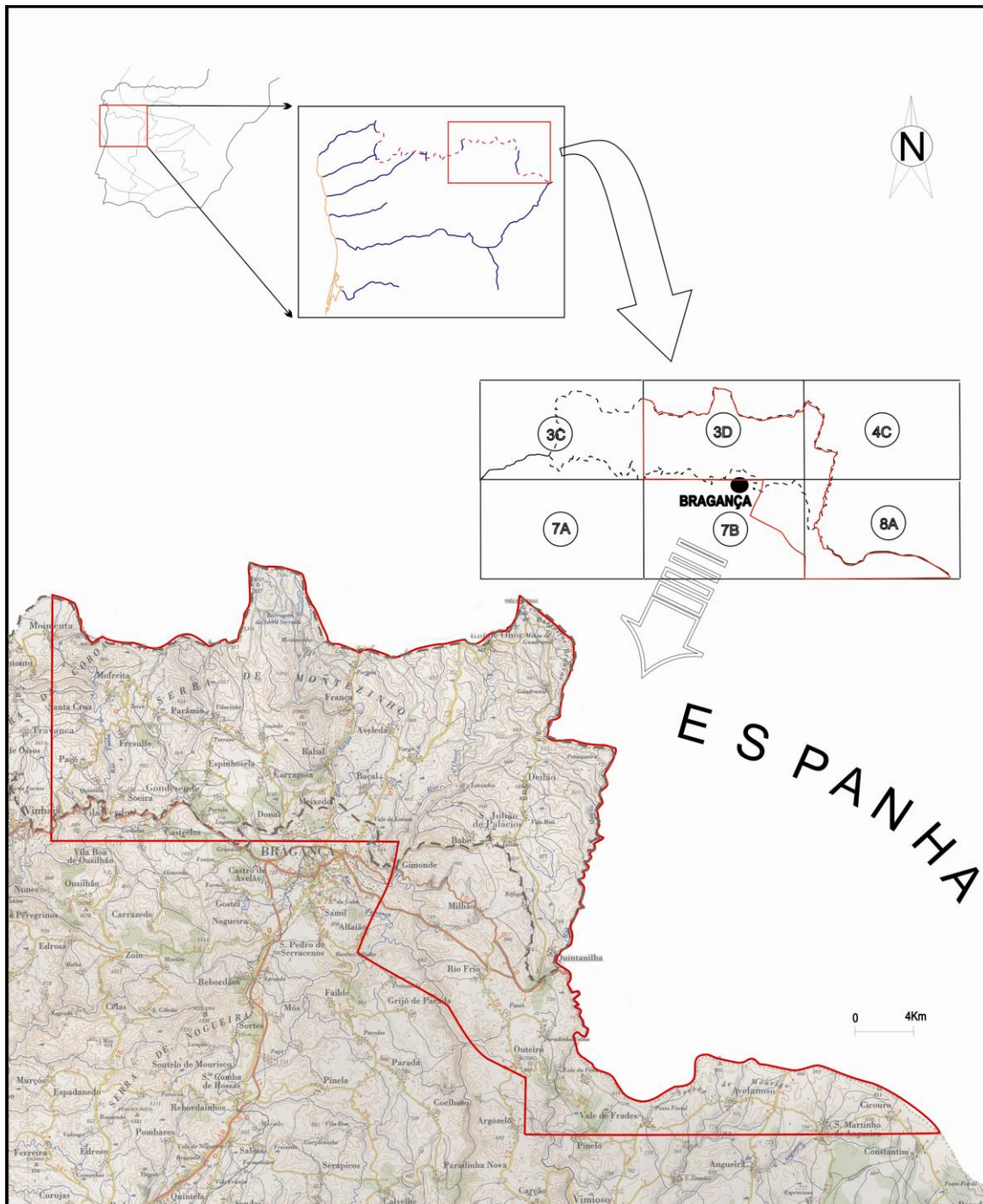


Figura 1.3 - Localização da região estudada (a traço cheio, vermelho). A quadrícula corresponde às folhas 1:50.000 das cartas geológicas: 3C - Vinhais; 3D - Espinhosela; 4C - Deilão; 7A - Rebordelo; 7B - Bragança; 8A - S. Martinho de Angueira. (A tracejado castanho, limite do Parque Natural de Montesinho). Adaptação da Carta de Portugal, 1:200.000 - Folha 2, Trás-os-Montes e Alto Douro, Instituto Português de Cartografia e Cadastro.

A região está retalhada por uma boa rede de acessos por estrada. A partir do IP4/A4 atinge-se a sede do distrito e a fronteira espanhola em Quintanilha. Há também uma boa rede de estradas nacionais e municipais que ligam todas as povoações dos concelhos. Além disso, nos últimos anos, têm sido melhorados e criados novos caminhos florestais em toda a região que permitem o acesso às áreas mais recônditas, anteriormente inacessíveis.

1.5. ENQUADRAMENTO GEOMORFOLÓGICO PENINSULAR

Na Península Ibérica destaca-se o seguinte conjunto de unidades morfoestruturais: o Maciço Ibérico (Soco Varisco), as Cordilheiras Pirenaica, Bética e Ibérica; as Bacias Cenozóicas do Douro, do Tejo, do Ebro e do Guadalquivir (Figura 1.4). O Maciço Hespérico ou Ibérico constitui um dos fragmentos do orógeno varisco mais representativo e melhor expostos em toda a Europa. Na sequência da abertura do Atlântico este fragmento do soco sofreu rotação relativamente ao Maciço Armoricano, com a consequente abertura do Golfo da Gasconha (BARD *et al.*, 1971).

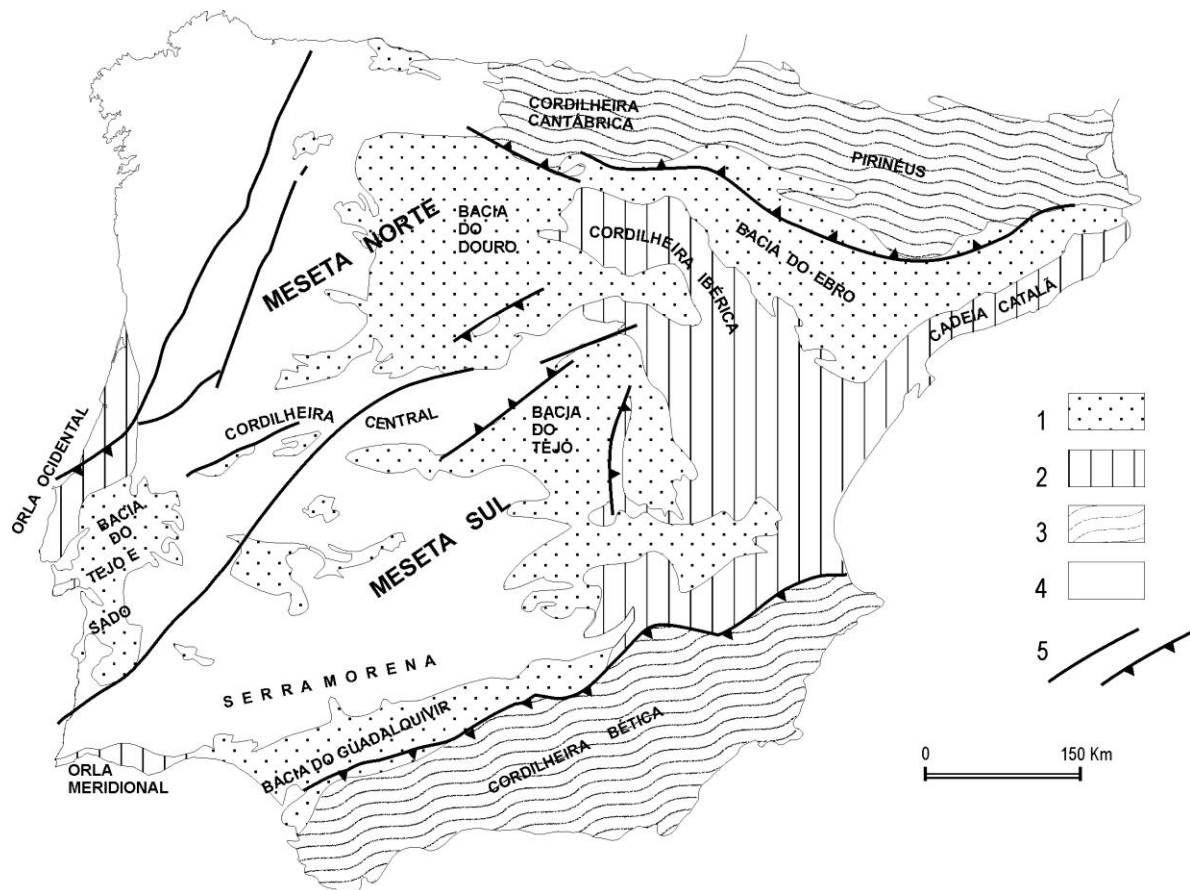


Figura 1.4 - Unidades morfoestruturais da Península Ibérica: 1 - Bacias Cenozóicas; 2 - Cadeias Meso-Cenozóicas moderadamente enrugadas; 3 - Cadeias alpinas; 4 - Soco Varisco; 5 - Principais falhas e cavalgamentos alpinos (adaptado de RIBEIRO, A. *et al.*, 1979; VAN WEES *et al.*, 1998; ANDEWEG, 2002).

Este Maciço ocupa a parte ocidental e central da Península Ibérica. A cadeia de montanhas da Cordilheira Central corresponde a um *horst* de direcção ENE-WSW resultante da compressão alpina e concordante com a Cordilheira Bética. A Cordilheira Central divide este maciço em dois blocos distintos: (1) Meseta Norte, drenada pelo Douro e compreendendo a sua bacia hidrográfica; (2) Meseta Sul, drenada pelo Tejo e Guadiana, formando duas bacias distintas: do Tejo, a Este, e Baixo Tejo - Sado, a Oeste.

Durante o Meso-Cenozóico, desenvolvem-se nos bordos da Meseta, bacias sedimentares afectadas pela orogenia alpina. A oeste e sul, onde a deformação alpina não foi tão intensa, destacam-se as Orlas Ocidental e Meridional, ou seja, as Bacias Lusitaniana e do Algarve, respectivamente. A norte e a sudeste, onde a deformação alpina foi mais intensa, destacam-se as Cordilheiras Cantábrica e Ibérica respectivamente. A sul, o limite da Meseta, também deformado, mas só a afectar o soco, é estabelecido pela Serra Morena (RIBEIRO, A. *et al.*, 1979).

Exteriormente ao Maciço, encontram-se as bacias Cenozóicas do Guadalquivir e do Ebro e mais para os bordos, as cadeias periféricas, tardias, Bética, a SE, e Pirinéus, a Norte. Nestas regiões o soco varisco e ante-varisco, foi reactivado pela orogenia alpina, estando o Meso-Cenozóico fortemente afectado e deformado por carreamentos de grande amplitude.

Relativamente ao território português, estão representadas as seguintes unidades morfo-estruturais: Maciço Ibérico; Orlas Meso-Cenozóicas (Occidental e Meridional) e a Bacia do Baixo Tejo - Sado.

1.5.1. ENQUADRAMENTO DA ÁREA EM ESTUDO NO CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO DE TRÁS-OS-MONTES.

Para quem se dedica à cartografia geológica é fundamental ter sempre presente que a morfologia do terreno é fortemente condicionada, primordialmente pelos factores geológicos. Desenvolver a sensibilidade para "ler" a paisagem é fundamental para a resolução de problemas de cartografia e vice-versa, conhecendo profundamente a geologia, fica facilitada a leitura e interpretação geomorfológica. Um exemplo paradigmático destas considerações está ilustrado no que é o primeiro esboço de cartografia geomorfológica do nordeste transmontano realizado por RIBEIRO, A. (1966, *in* RIBEIRO, O. *et al.*, 1987) e reproduzido na Figura 1.5. Neste trabalho notável é bem patente a influência da tectónica alpina quer pelas escarpas causadas pelos alinhamentos tectónicos, pelas superfícies de erosão, os níveis embutidos, os vales encaixados e os relevos residuais.

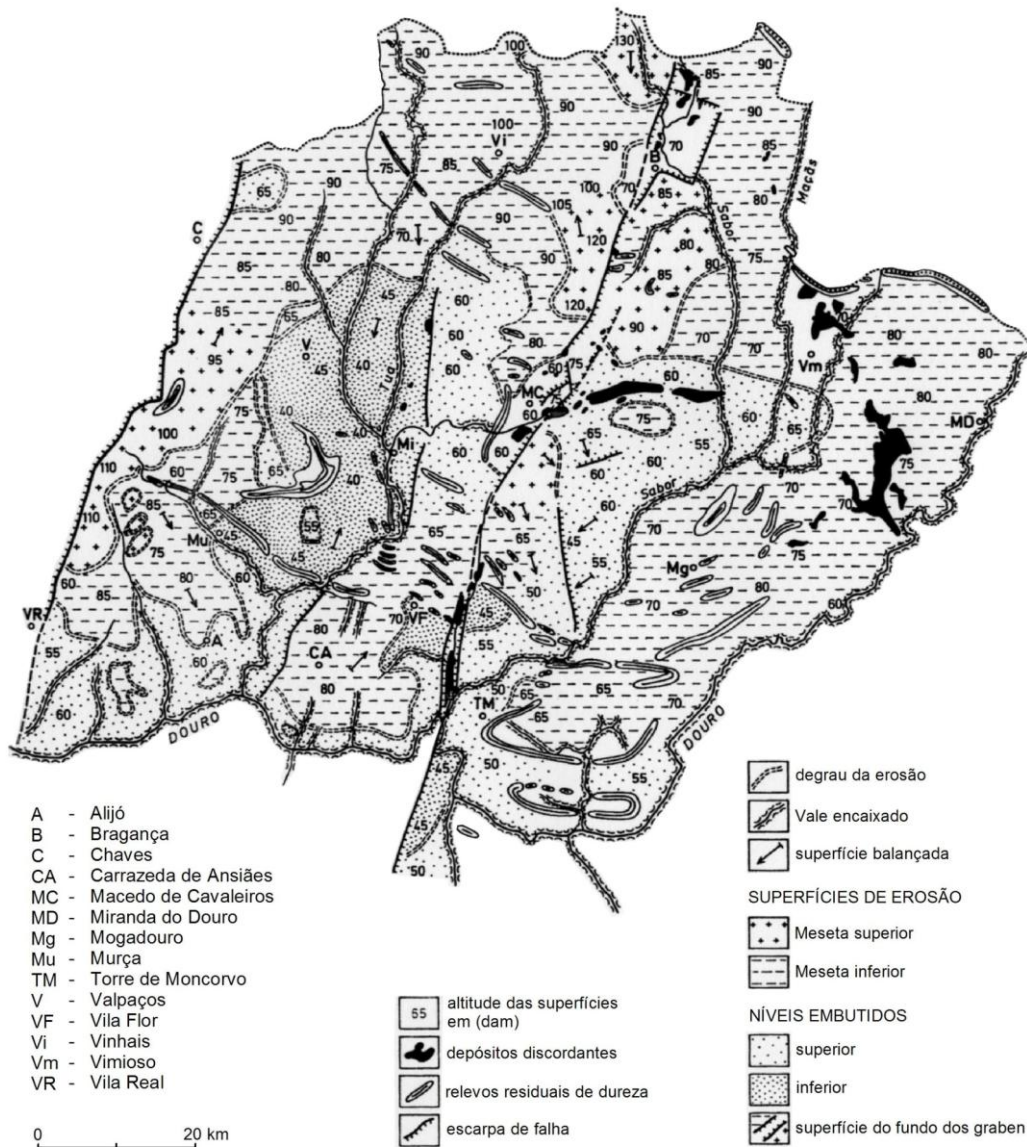


Figura 1.5 - Primeiro Esboço Geomorfológico de Trás-os-Montes Oriental. Inédito de Ribeiro, A. (1966, in RIBEIRO, O. et al., 1987).

O Mapa Geomorfológico de Portugal à escala 1:500.000 (BRUM FERREIRA, 1981) é também obra fundamental. Na Figura 1.6, reproduz-se um excerto desta carta geomorfológica, relativo a Trás-os-Montes onde, os mesmos traços expressos em RIBEIRO, A. (1966, in RIBEIRO, O. et al., 1987), relevos residuais, superfícies de aplanção, bacias de abatimento e escarpas, características do relevo transmontano, são melhor detalhados e realçados.

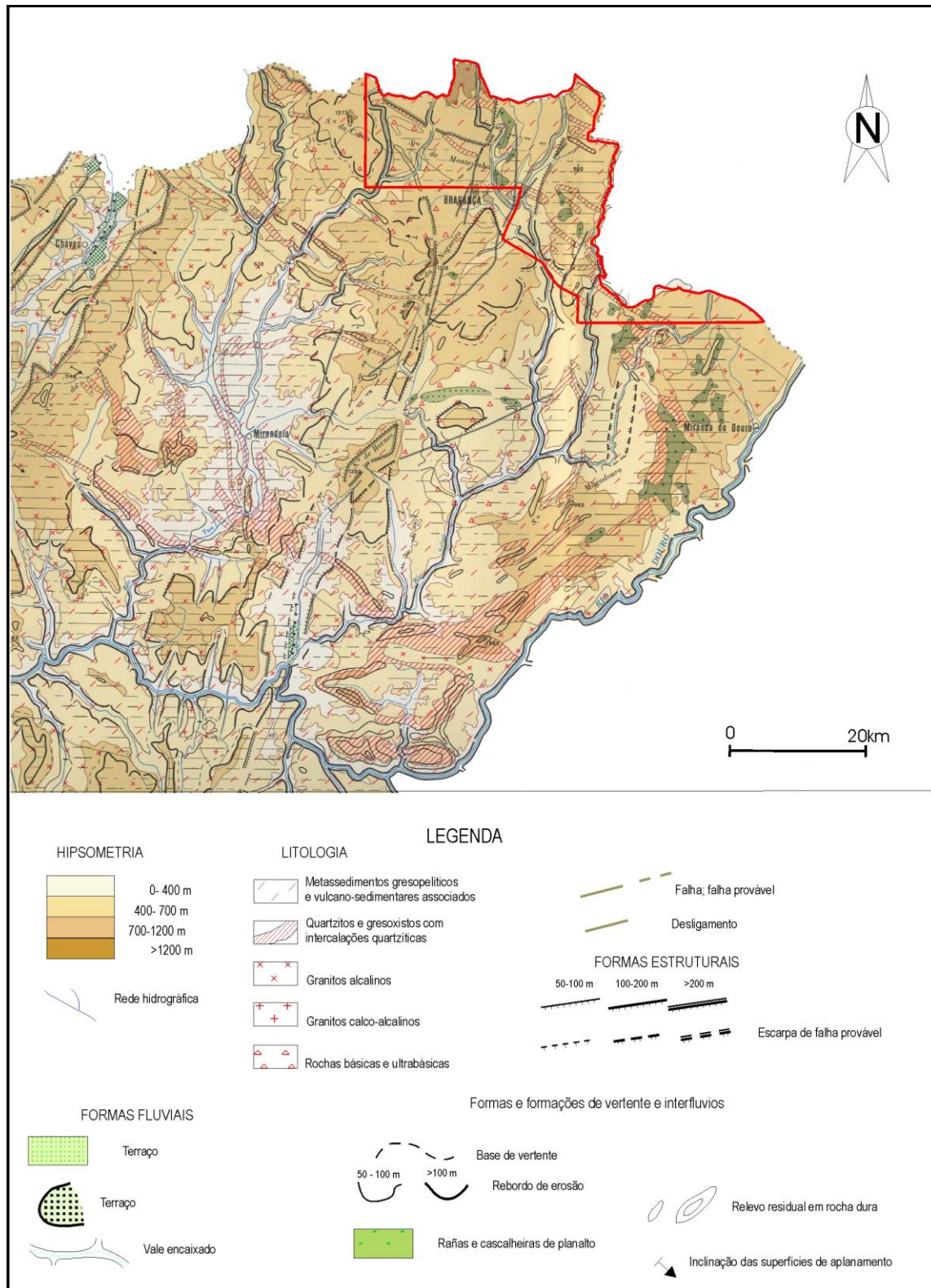


Figura 1.6 - Enquadramento geomorfológico da região estudada, no contexto de Trás-os-Montes Oriental (adaptado do Mapa Geomorfológico de Portugal, Esc. 1.500.000, Centro de Estudos Geográficos, 1980).

Mais recentemente desenvolveram-se diversos estudos geomorfológicos abrangendo a região em estudo. Em PEREIRA, P. (2006) é apresentado um levantamento exaustivo sobre esta matéria. Entretanto, no âmbito do projecto de estudo do património geológico dos Parques

Naturais de Montesinho e Douro Internacional, foi realizada a Carta Geomorfológica do Parque Natural de Montesinho (DIAS, G. *et al.*, 2006; PEREIRA, P., 2006).

Morfologicamente o nordeste transmontano é parte integrante da Meseta Norte, correspondente a uma extensa área de planalto. Trata-se de uma superfície poligénica de aplanamento, também designada por Peneplanície Fundamental ou Superfície Fundamental modelada desde o final do Mesozóico (RIBEIRO, O. *et al.*, 1987; MARTIN-SERRANO, 1988). Esta peneplanície é o prolongamento natural do Planalto de Castela - a - Velha e encontra-se bem preservada entre os vales dos rios Douro e Sabor, tomando a designação local de Planalto Mirandês (RIBEIRO, O. *et al.*, 1987).

Nesta superfície é patente, no lado português, o forte entalhe das linhas de água (Douro e seus afluentes), em vales longos e encaixados (Figura 1.5 e Figura 1.6). No lado espanhol o entalhe é reduzido, como é bem evidente na fotografia 3D de relevo tratada a partir de fotografia de satélite (Figura 1.7).

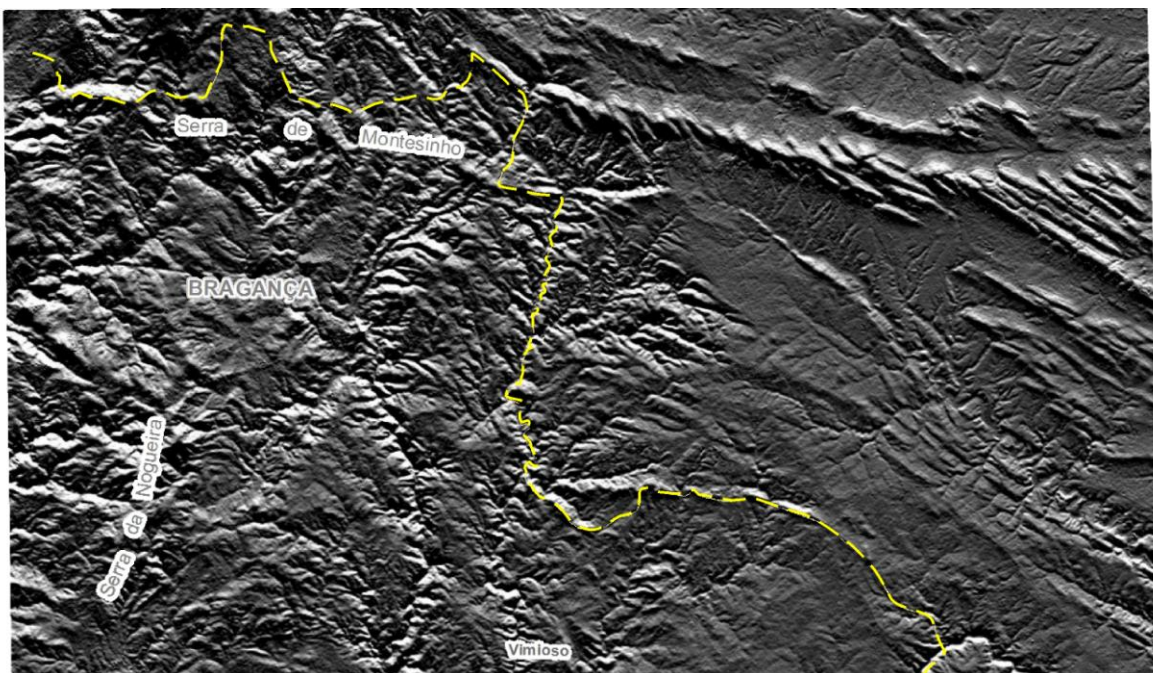


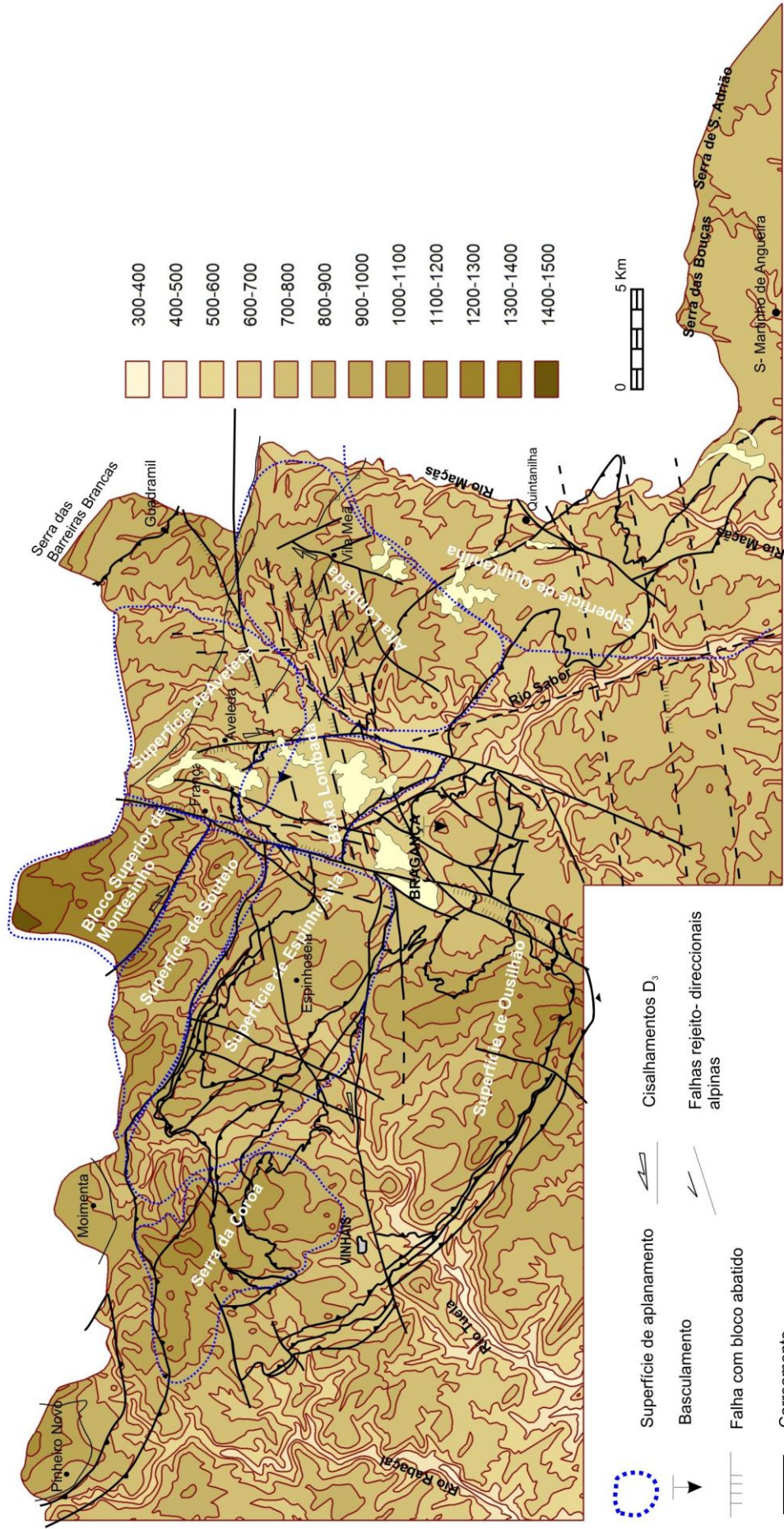
Figura 1.7 - Modelo digital de terreno do sector Bragança - Alcañices (cortesia de P. Castro).

Nestas figuras é evidente a influência da tectónica alpina ao retalhar esta superfície em blocos de altitudes variáveis. Deste modo se justifica o aumento das cotas da Superfície Fundamental de sul para norte atribuída ao basculamento, para sul, desta superfície (RIBEIRO, O. *et al.* 1987). No entanto, não será de rejeitar o possível condicionamento, nunca investigado, causado por um lado, pela existência de grandes dobras de amplitude quilométrica com vergência para norte e, por outro, à instalação dos mantos alóctones que poderão ter influência nas inclinações da Superfície Fundamental.

A presente área de estudo abrange fundamentalmente um sector de montanha, fazendo parte do Parque Natural de Montesinho, e uma pequena área de planalto, Quintanilha - S. Martinho de Anqueira, pertencente à Superfície Fundamental (Figura 1.6 e Figura 1.8) Destacam-se pois, as serras de Montesinho (1486 metros), que se prolonga para Espanha na Serra da Gamoneda e a Serra das Barreiras Brancas (1074 metros), antecâmara ou patamar para o conjunto de relevos designados, em Espanha, por *Sierra de la Culebra*, devido à configuração dos dobramentos das cristas do quartzito ordovícico, lembrando o corpo dos ofídeos, a deslocarem-se. As suas altitudes variam entre os 480 metros no rio Maçãs, no limite leste da área, próximo de Vale de Frades, e os 1486 metros na serra de Montesinho.

Nesta região estão presentes os elementos fundamentais do relevo de Trás-os-Montes oriental, como referido em PEREIRA, P. (2006): o planalto; as depressões tectónicas; as serras e os vales fluviais profundos. Neste trabalho são identificados, na área do PNM, distintos domínios geomorfológicos (as serras, as superfícies de aplanamento, a depressão tectónica a norte de Bragança e os vales fluviais), considerados como unidades geomorfológicas territoriais. São quatro as principais superfícies de aplanamento identificadas: Superior, acima de 1250 metros; Intermédia, entre os 1100-1200 metros; Principal, entre os 900-1000 metros; Superfície Inferior, abaixo dos 800 metros (PEREIRA, P., 2006).

Como já referido, no sector em estudo a Superfície Fundamental, a altitudes próximas dos 700 - 800 metros, ocorre na região planáltica de Quintanilha - S. Martinho de Angueira. Este planalto desenvolve-se, a partir do interflúvio Rio Maçãs - Rib^a de Escuredo, para leste e marca o limite norte do Planalto Mirandês. Está interrompido pela forte incisão do Rio Maçãs e é limitado a norte pelos relevos residuais já bastante degradados das serras de Bouças - Santo Adrião, assinalados pelas cristas de quartzitos ordovícicos.



No sector de montanha, com cotas predominantemente acima dos 800 metros, são várias as áreas que preservam restos do aplanamento da Meseta, ainda que diferenciados altimetricamente, pela acção da tectónica alpina. Esta evolução poligénica, ou por ciclos tectónicos, da Superfície Fundamental, é marcada quer pela presença de relevos residuais e superfícies de erosão bem definidas, quer pela presença dos respectivos depósitos continentais correspondentes a cada um destes ciclos tectónicos. Vamos encontrar testemunhos desta evolução na presença de relevos residuais, nomeadamente, as cristas quartzíticas (Serra das Barreiras Brancas). A presença de vários depósitos continentais paleogénicos e neogénicos, assinala essa evolução poligénica desta superfície de aplanamento.

O registo mais antigo corresponde à Formação Vale Álvaro atribuída ao Paleogénico e preservada em *graben*, pela tectónica alpina, na região de Bragança (POÇAS *et al.*, 2003; POÇAS, 2004). O ciclo erosivo seguinte tem expressão na Formação Bragança e corresponde, especialmente o Membro Atalaia, ao preenchimento, no Miocénico, de vales fluviais e bacias de desligamento. Os mais recentes, correspondentes aos depósitos do Membro Aveleda desta formação, definem a última etapa antes da incisão fluvial quaternária (PEREIRA, D. & AZEVEDO, 1991; PEREIRA, D., 1997, 1998, 1999a, 1999b). São os depósitos do tipo *raña*, a que CABRAL (1995) atribui idades entre os 2,5 a 1,5 Ma.

Há quatro grandes grupos litológicos que ocorrem na área em estudo: rochas graníticas (maciços de Montesinho, Moimenta e Pinheiro Novo); rochas máficas e gnaisses do maciço de Bragança; sedimentos do Cenozóico associados à orogenia alpina e fundamentalmente metassedimentos Paleozóicos. Nestes, haverá que distinguir a sequência ordovícica da silúrica e devónica, que têm aspectos morfológicos distintos, embora na generalidade, a litologia predominante seja de natureza pelítica, com intercalações de rochas gresosas e siliciosas. Estas últimas destacam-se na paisagem em cristas fundamentalmente de quartzitos e de liditos (Estampa 1.1).



Estampa 1.1 - Relevos residuais: a - cristas de quartzitos, Serra da Culebra e Serra das Barreiras Brancas; b - cristas de liditos, encosta leste do Mata Galão, vale do Rio Sabor, carta nº 25 (Aveleda).

Nesta região também merece destaque o maciço de Bragança com características litológicas, estruturais e morfológicas bem distintas (Figura 1.8). É patente a diversidade geomorfológica condicionada pela diversidade litológica e pela complexidade tectónica e estrutural, características deste sector a norte do maciço de Bragança (Figura 1.8). A paisagem varia em função do substrato litológico, do controlo tectónico (varisco e alpino), determinantes no escalonamento do relevo (MEIRELES, 2000a, 2000b; MEIRELES *et al.*, 2002b; PEREIRA, P., *et al.*, 2003; PEREIRA, P., 2006).

A orientação geral no quadrante N110°-N130° das estruturas variscas, nomeadamente clivagens, eixos de dobramento, carreamentos e cavalgamentos associados à instalação das *nappes* alóctones do maciço de Bragança, são também importantes no condicionamento da morfologia. Particularmente estes acidentes tectónicos, rejogados como falhas normais na tectónica alpina, com abatimento do bloco sul, estabelecem contactos entre diferentes litologias com comportamento distinto face à erosão (Figura 1.8). No bloco ocidental da falha BVM é bem patente esta condicionante, com a distinção de três superfícies de erosão: Montesinho, Espinhosela e Escusanha - Soutelo (MEIRELES *et al.*, 2002b; PEREIRA, P. *et al.*, 2003; PEREIRA, P., 2006).

No entanto, a tectónica alpina tem uma influência muito importante na morfologia desta região: a falha Bragança - Vilariça - Manteigas (BVM) é a condicionante com mais destaque no controlo da paisagem. Assim, esta estrutura, de rumo NNE, origina uma escarpa de falha com soerguimento do bloco ocidental e abatimento a leste, com a formação de um *graben* na região de Baçal, zona abatida à cota de 600 - 700 metros, designada localmente de Baixa Lombada (Estampa 1.2). Desta superfície de Baçal, definida sobre os gnaisses do maciço de Bragança e claramente limitada pelas falhas de BVM e da Aveleda, a oeste e a leste respectivamente, e a sul pelo carreamento da base do monte de S. Bartolomeu, considerado um relevo residual, transita-se para norte para a superfície de Onor-Aveleda com a superfície de aplanamento a rondar os 850 metros de altitude, modelada em depósitos Terciários, com basculamento para sul. Sensivelmente à mesma cota (850 - 900 metros) é definida a superfície de Rio de Onor em xistos silúricos (PEREIRA, P. *et al.*, 2003; PEREIRA, P., 2006).



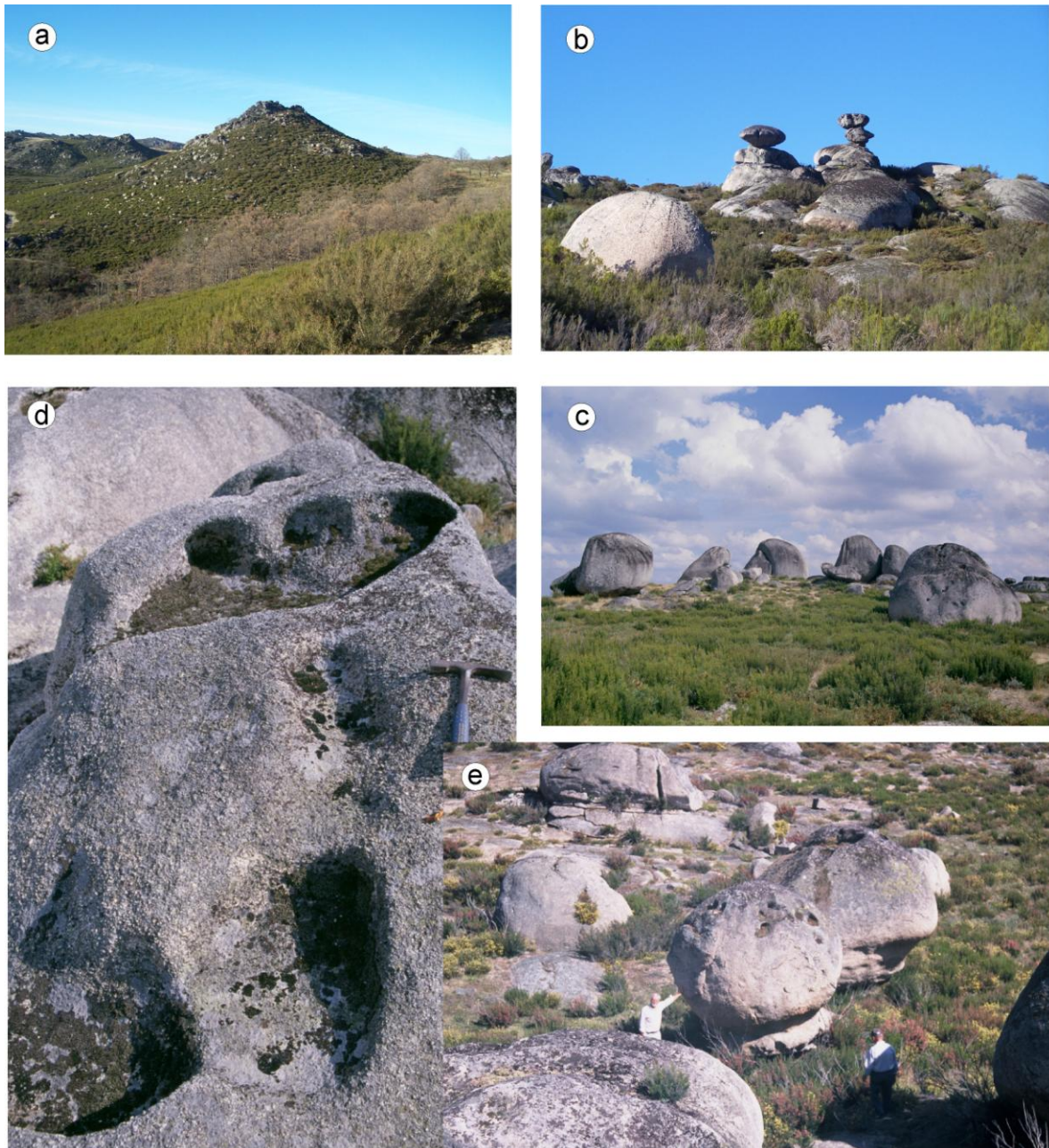
Estampa 1.2 - Vista panorâmica que se observa do Monte de S. Bartolomeu (Bragança). Visada tirada de sul para norte. *Graben* da Baixa Lombada; limite ocidental (esquerda da fotografia) definido pelo bloco ocidental soerguido da Falha Bragança - Vilariga - Manteigas (BVM); limite oriental, Falha da Aveleda com o Planalto de Babe (Alta Lombada) a leste.

O limite oriental deste *graben* é definido claramente pela falha da Aveleda. É notória a presença de alinhamentos fotogeológicos de orientação N80E tanto a afectar os metassedimentos paleozóicos como os gnaisses de Baçal (Figura 1.7). Para leste da falha da Aveleda estes alinhamentos terão funcionado como falhas normais, escalonadas, com abatimento do bloco norte, dos quais se sobe para o planalto de Babe à cota de 900 - 950 metros, conhecido localmente por Alta Lombada. A passagem para este planalto revela estar condicionada pelos seguintes conjuntos de falhas: a) falha da Aveleda - Gimonde de rumo N10°W, correspondente a um desligamento direito oblíquo; b) alinhamentos N10°E que funcionam como falhas normais, com abatimento do bloco oeste; c) um terceiro alinhamento, N70°-80°E, mais antigo, pois aparenta estar afectado pelos outros acidentes e com abatimento dos blocos norte (MEIRELES, 2000a).

Mais para leste, na região de Deilão, e para norte, em Rio de Onor ocorrem relevos de dureza que podem alcançar os 1000 metros. Nesta superfície ocorrem restos de depósitos sedimentares Plio-Quaternários. Deste patamar atinge-se a Serra das Barreiras Brancas (1077 metros), antecâmara para os relevos da Serra da Culebra. Entre Babe e Quintanilha está representada a Superfície Fundamental à cota dos 700 -750 metros e com depósitos Mio-Pliocénicos da Formação Bragança com maior expressão na região de Vimioso, mais a sul (PEREIRA, D., 1997, 1999a, 1999b).

No bloco ocidental desta falha, os restos da superfície de aplanção situam-se à cota dos 900-950 metros (Figura 1.8). Contudo neste bloco, condicionadas pelos cavalgamentos variscos, as cotas sobem para NE, definindo-se três superfícies de erosão constituindo a última a serra de Montesinho (1481 metros) como um bloco superior da Meseta (RIBEIRO, A., 1966, *in* RIBEIRO, O. *et al.*, 1987) e não propriamente um relevo residual do Maciço Ibérico (PEREIRA, D. 1997). Quanto às restantes, a superfície de Espinhosela é delimitada a nordeste pelo contacto tectónico entre os gnaisses da sinforma de Espinhosela e os metassedimentos do parautóctone. A oeste é delimitada pelo rio Tuela (PEREIRA, P., *et al.*, 2003). A sul, pelo contacto tectónico desta sinforma e a falha E-W, Bragança - Vinhais. A superfície de Soutelo, entre os 1000 e os 1150 metros, também apresenta condicionamento tectónico claro: é definida a sul - sudoeste pelo contacto tectónico do alóctone com o parautóctone; a nordeste, pelo acidente da base do parautóctone sobre as unidades autóctones.

O modelado da paisagem é também função do controlo litológico e estrutural. Assim nas áreas xistentas, as colinas apresentam as encostas viradas a sul com vertentes mais suaves, enquanto as encostas a norte são de maior declive, resultante da orientação da clivagem xistente e da vergência para norte das estruturas variscas (MEIRELES, 2000a; PEREIRA, P., 2006). No maciço de Bragança, a SW da área da carta, o relevo caracteriza-se, regra geral, por colinas de vertentes esbatidas. Nos maciços graníticos de Montesinho, Moimenta e também Pinheiro Novo ocorre a morfologia típica destas rochas, particularmente no maciço de Montesinho, com formas de grande escala, como sejam *nubbin* e *castle koppies*, sendo também comuns aspectos de pseudoestratificação; em pequena escala, blocos pedunculados, em pedestal e pias (Estampa 1.3).



Estampa 1.3 - Aspectos característicos da morfologia granítica (Maciço de Montesinho): a) - *nubbin*; b) - blocos graníticos; c) - conjunto de bolas graníticas; d) - bloco granítico com pias; e) - blocos pedunculados com pias, no topo, e *tafoni*, na base.

No maciço de Montesinho perto do local Porto do Sabor ainda é possível observar os restos do manto de alteração (Estampa 1.4).

A importância da tectónica alpina também se expressa pela forma como os cursos de água são condicionados, embora também haja uma condicionante litológica e estrutural. No maciço de Bragança são importantes, na captação dos cursos de água, os alinhamentos tectónicos $N90^{\circ}E$, $N70^{\circ}E$ e $N50^{\circ}W$. No Ordovícico as estruturas condicionantes apresentam direcções $N30^{\circ}-40^{\circ}E$ e $N120^{\circ}-130^{\circ}E$. No Silúrico os alinhamentos mais importantes são, $N10^{\circ}W$, $N50^{\circ}-60^{\circ}E$ e $N100^{\circ}E$ (MEIRELES, 2000a).



Estampa 1.4 - Porto do Sabor: vestígios do manto de alteração.

No limite oeste da área ocorre a serra da Coroa considerada como uma extensa superfície degradada que se estende pela região de Vinhais - Coroa - Santalha, sempre com cotas superiores a 1000 metros e onde se destaca o seu ponto mais alto de 1273 metros (PEREIRA, P. *et al.*, 2003; PEREIRA, P., 2006). Como se constata, há mais uma vez, o condicionamento dos carreamentos variscos na morfologia (Figura 1.8) e (Estampa 1.5). Esta superfície é delimitada a norte pelo carreamento do parautóctone superior.



Estampa 1.5- Serra da Coroa. Vista tirada da estrada municipal Mofreita - Santa Cruz. Legenda: A - granulitos (alóctone superior); B - xistos esteatíticos (Unidade Soeira, alóctone intermédio); C - xistos verdes e metabasitos (Unidade Santa Cruz, alóctone intermédio); D - Formação Macedo de Cavaleiros (alóctone inferior); E - Formação Soutelo, xistos cloríticos e borra-de-vinho (parautóctone).

Quanto ao sector sudeste da área de estudo, Quintanilha e S. Martinho de Angueira, trata-se duma pequena área planáltica à cota de 700-750 metros, parte do designado Planalto Mirandês, pertencente à Superfície Fundamental. Ocorrem depósitos mio-pliocénicos

(Formação de Bragança), relacionados com as superfícies e depósitos da região de Vimioso (PEREIRA, D., 1997, 1999b).

1.6. O ORÓGENO VARISCO EUROPEU E O MACIÇO IBÉRICO

O varisco europeu formou-se, durante o Paleozóico (entre os 480 Ma - 250Ma), da colisão diacrónica de dois continentes: Laurussia (resultante, por sua vez, da junção dos continentes Laurentia, Báltica e Avalónia) e o Gondwana (MATTE, 2001). Antes da abertura do Atlântico Norte, a partir do Pérmico, este orógeno fazia parte de uma cadeia orogénica varisca muito maior, que se estendia desde a actual América do Norte (Montes Ouachita, Apalaches do Sul), passando pela África (Mauritânia) e Europa, até ao Cáucaso (MATTE, 1986a) (Figura 1.9).

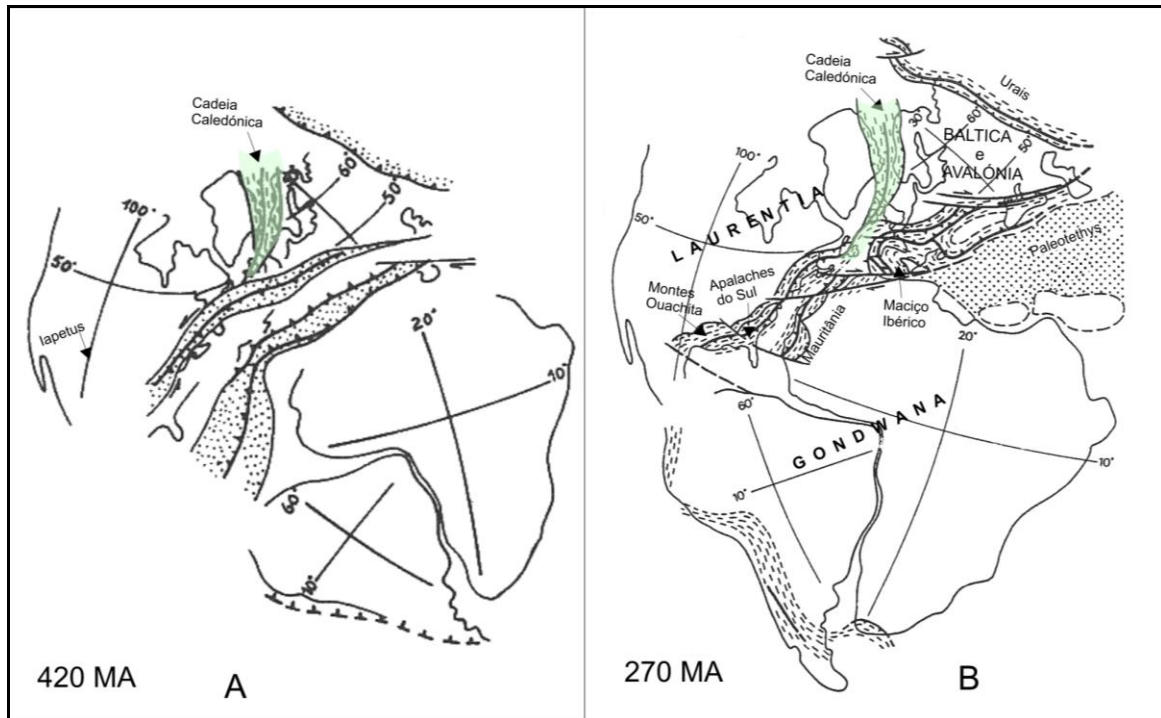


Figura 1.9 - Reconstituição do ciclo orogénico varisco. A - antes do início do ciclo, no Silúrico; B - no final da orogenia, no Paleozóico Superior. (Adaptado de MATTE, 1986a).

Este orógeno varisco europeu estende-se por cerca de 3000 km, desde a Península Ibérica até à Polónia, numa faixa com cerca de 800 km de largura. É actualmente constituído por vários fragmentos litosféricos que tomam a designação conforme a sua localização geográfica: Maciços Ibérico, Armoricano, Central Francês, da Floresta Negra (Vosges e Schwarzwald) e da Boémia (Figura 1.10). São evidentes as características de um cinturão orogénico colisional, particularmente no seu sector ocidental: mantos de carreamento e carreamentos; metamorfismo polifásico; zonamento dos eventos tectonometamórficos, com um decréscimo da idade das zonas internas para as mais externas; presença generalizada de granitos mesocrustais peraluminosos; a presença de suturas oceânicas, zonas de raiz das grandes *nappes* alóctones (MATTE & BURG, 1981, MATTE, 1986a, 1986b, 2001).

O Maciço Ibérico constitui um dos maiores e mais contínuo destes fragmentos litosféricos. Uma das suas características principais é apresentar nas suas extremidades duas estruturas arqueadas com uma virgação acentuada, nomeadamente o Maciço da Boémia (FRANKE & ZELAZNIEWICZ, 2000) e o designado Arco Ibero - Armoricano (Figura 1.10). Esta estrutura terá sido gerada, em regime transpressivo, pela indentação do bloco Cantábrico, com componente de cisalhamento esquerdo no bloco Ibérico e componente dextra no Maciço Armoricano (MATTE & RIBEIRO, 1975). É abundante a produção científica dedicada ao estudo,

formação e evolução geodinâmica deste arco concomitantemente à evolução da Cadeia Varisca (RIBEIRO, A., *et al.*, 1990a; DIAS & RIBEIRO, 1993; DIAS & RIBEIRO, 1994; DIAS & RIBEIRO, 1995; RIBEIRO, A., *et al.*, 1995a; RIBEIRO, A., 1999).

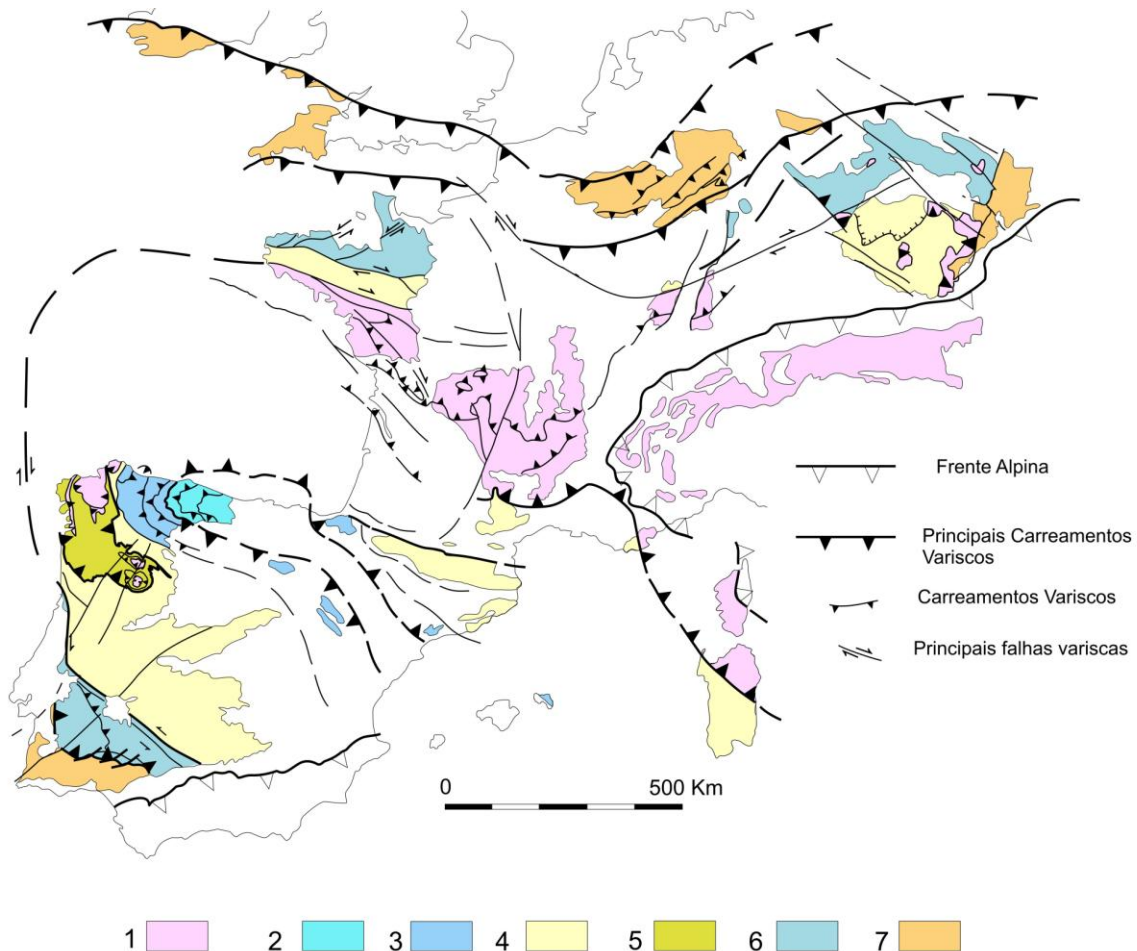


Figura 1.10 - Esboço do Orógeno Varisco Europeu (baseado em MARTÍNEZ CATALÁN, 1990, com adaptações de GONZALEZ CLAVIJO, 1997; FRANKE, 2000; FRANKE & ZELAZNIEWICZ, 2000; ONCKEN *et al.*, 2000). Legenda: 1 - Terrenos alóctones de várias proveniências; 2 a 6 - Domínios autóctones e parautóctones com afinidades gondwânicas: 2 - Zona Cantábrica; 3 - Zona Ocidental Asturo - Leonesa (ZOAL); 4 - Zona Centro Ibérica (ZCI); Zona Armoricana Central (ZAC) e Zona Teplá-Barrandiana; 5 - Domínio xistento de Galiza - Trás-os-Montes; 6 - Zona de Ossa Morena (ZOM); Zona Norte Armoricana (ZNA); Zona Saxoturíngica (ZST); 7 - Bacias de ante-país e cinturão externo de cavalgamentos: Zona Sul Portuguesa (ZSP); Ilhas Britânicas; Zonas Reno-hercínicas e Morávia-Silésia.

Há fundamentalmente duas abordagens distintas, com interpretações e resultados por vezes contraditórios: (1) da tectónica e do paleomagnetismo; (2) da paleogeografia e da paleontologia.

No primeiro caso, temos a proposta de VAN DER VOO (1979, 1982) baseada apenas em dados paleomagnéticos. Este autor sugeriu a existência de uma micro-placa tectónica, designada Placa Armoricana, ou seja, um bloco continental que se terá separado da Gondwana durante o Paleozóico Inferior e em que o Maciço Ibérico constituiria o seu maior fragmento. Todavia, já antes desta definição formal havia quem advogasse a existência de várias micro-placas tectónicas no SW da Europa (ROBARDET, 2003). Resumidamente, para os estruturalistas o processo evolutivo do Arco seria o seguinte: durante o Paleozóico Inferior, a Placa Armoricana ter-se-ia separado da Gondwana por um processo de *rifting* com o desenvolvimento de um oceano de pequenas dimensões (Paleoethetys) a separá-las. No Devónico Inferior inicia-se o fecho do(s) oceano(s) varisco(s) Rheic.

Contudo esta hipótese é contrariada por dados paleogeográficos e paleontológicos sólidos (PARIS & ROBARDET, 1990; ROBARDET *et al.*, 1990; ROBARDET, 2002, 2003) e parece estar definitivamente ultrapassada dada a publicação de dados paleomagnéticos, mais actuais e fidedignos, que confirmam a inexistência de uma micro Placa Armoricana e de um grande oceano a separar Armórica e Gondwana entre o Ordovícico e o Devónico (KENT *et al.*, 1984).

Com o advento da tectónica de placas, têm sido propostos vários modelos conceptuais sobre a sua evolução geodinâmica, fundamentalmente de dois tipos: modelos baseados na identificação de zonas de sutura resultantes de movimentos convergentes de placas e modelos baseados em processos de deformação resultantes de estruturas transcorrentes e rejeito - direccionais (MARTÍNEZ-CATALÁN, 1990).

1.7. AS GRANDES UNIDADES GEOLÓGICAS DO MACIÇO IBÉRICO

Na geologia europeia, STILLE (1924, *in* RIBEIRO, A. *et al.*, 1979), terá sido pioneiro no estabelecimento de uma zonografia geológica do Continente Europeu. Este autor definiu a Eo-, Paleo-, Meso- e Neo-Europa, de acordo com as várias idades de cratonização (do mais antigo para o mais recente). Ou seja, a Europa é formada por um escudo Pré - Câmbrico (escudo Báltico) e três cinturões orogénicos, Caledónico, Varisco e Alpino (Figura 1.11). Durante os anos vinte do século passado, outros autores, particularmente da escola alemã, propuseram interpretações para o zonamento geológico da Europa (KOSSMAT, 1927, *in* CHAMINÉ, 2000).



Figura 1.11 - As principais unidades tectónicas da Europa, segundo STILLE (1924), *in* RIBEIRO, A. *et al.* (1979).

Relativamente ao Maciço Ibérico, iminentes geólogos como R. STAUB, ficaram impressionados pela exposição e estruturas do soco varisco (STAUB, 1926, *in* TEIXEIRA, 1942). Uma das características deste orógeno varisco é de, no seu conjunto, ser possível definir uma zonalidade transversal, em termos paleogeográficos, tectónicos, magmáticos e metamórficos. As estruturas têm uma orientação NW-SE no sector ibérico, encurvando-se ao definirem a virgação ibero - armoricana.

LOTZE (1945) foi pioneiro nesta abordagem. Embora com modificações, a sua divisão da cadeia varisca ibérica (Figura 1.12), tem sido seguida até aos nossos dias. Segundo este autor,

no Maciço Ibérico era possível considerar, de norte para sul, as seguintes divisões ou zonas: Z. Cantábrica; Z. Ocidental Asturo - Leonesa²; Z. Galaico - Castelhana; Z. Lusitana Oriental - Alcludiana; Z. Ossa - Morena e Z. Sul Portuguesa.

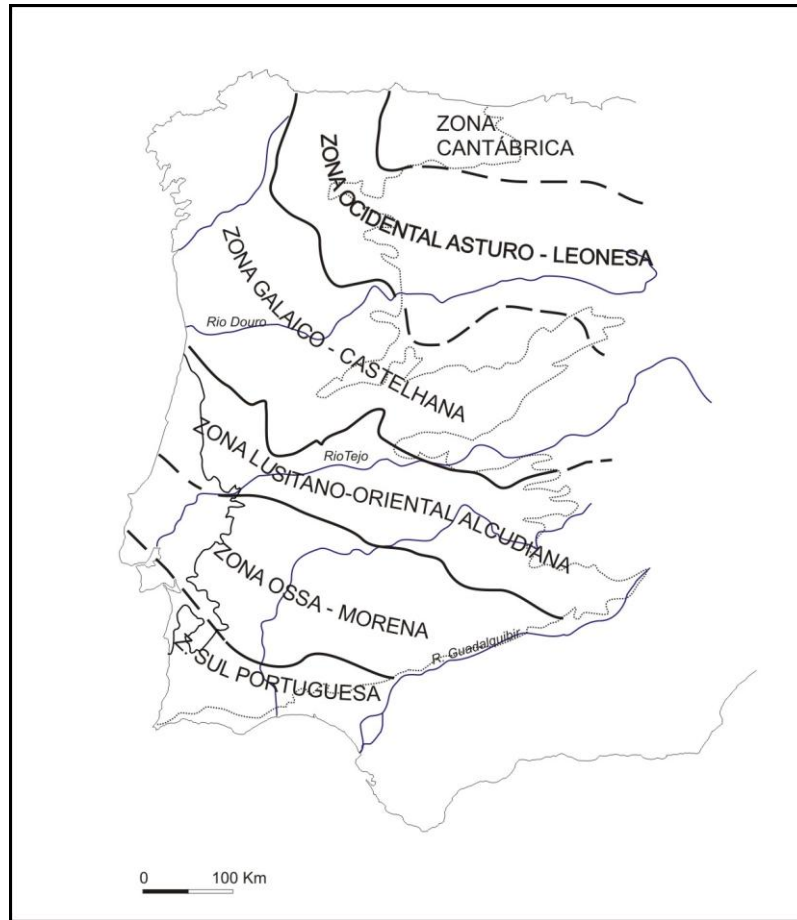


Figura 1.12 - As divisões do Varisco Ibérico segundo LOTZE (1945).

Os trabalhos de LOTZE, sobretudo baseados na estratigrafia do Câmbrico, são reformulados sectorialmente por MATTE (1968). Este autor foi o primeiro a fazer referência à distinção de Zona Galiza média - Trás-os-Montes, contudo como uma subzona da Zona Centro Ibérica. Estes estudos incidem apenas no Noroeste Peninsular, onde este autor estabelece com maior precisão as características paleogeográficas, estratigráficas e tectónicas da Galiza. Deste modo define cinco zonas, de leste para oeste: (I) Asturiana Oriental e Cantábrica; (II) Asturiana Ocidental - Leonesa; (III) Galiza Oriental; (IV) Galiza média - Trás-os-Montes; (V) Galiza Ocidental - Noroeste de Portugal (Figura 1.13).

FERRAGNE (1972) já refere que o contacto entre o Silúrico e o Ordovícico na sinforma de Verín é discordante.

² Não há consenso quanto à grafia portuguesa relativa a esta zona. Encontraram-se as seguintes versões: Zona Astúrico - Ocidental - Leonesa (Bernardo de Sousa, 1982; Ribeiro, M.A., 1998); Z. Oeste Astúrico Leonesa (Marques, 1989; Sá, 2005); Z Astur - Ocidental Leonesa (Dias *et al.*, 2006); Z. Asturocidental Leonesa (Pereira, 1987; Rodrigues, 2008); Z. Oeste Astúrico - Leonesa (Cocke, 2000); Z. Astúrico - Leonesa Ocidental (Romão, 2000). Na opinião do Prof. Mário Vilela a tradução correcta será a forma agora adoptada, Zona Ocidental Asturo-Leonesa.

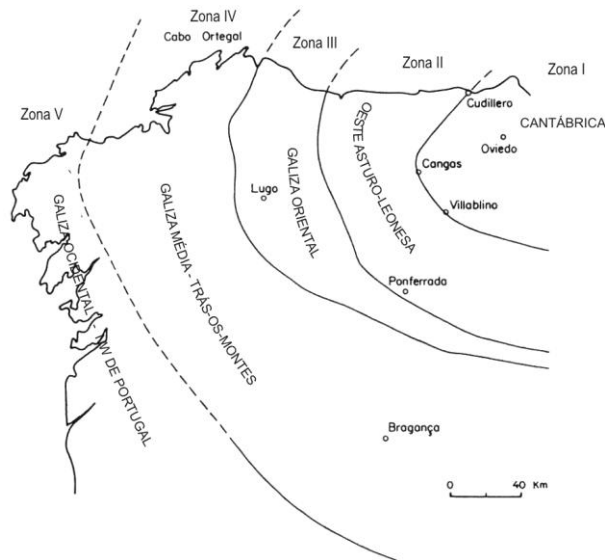


Figura 1.13 - Zonas paleogeográficas do NW da Península Ibérica (adaptado de MATTE, 1968).

Em JULIVERT *et al.* (1972, 1974), a zonografia do Maciço Ibérico é de novo reformulada de modo a integrar os trabalhos anteriores. As Zonas Galaico - Castelhana e Lusitana Oriental - Alcudiana de Lotze são integradas na nova Zona Centro Ibérica que, por sua vez, contém a subzona Galiza média - Trás-os-Montes (Figura 1.14).

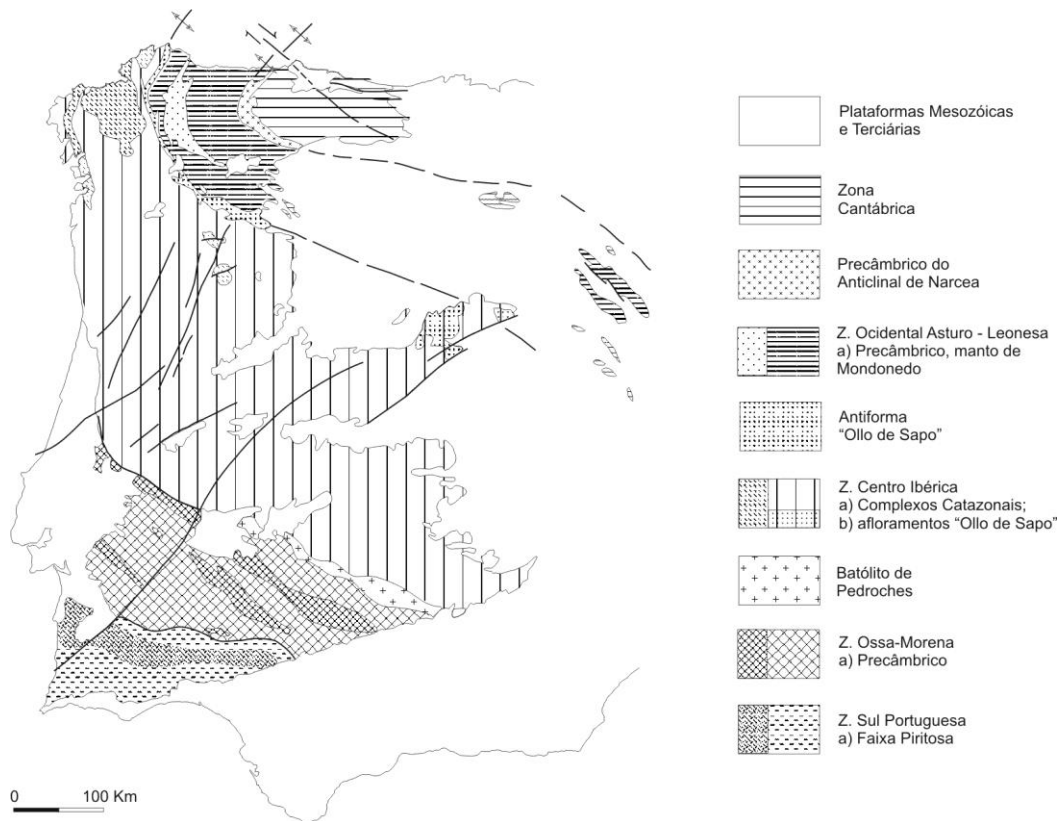


Figura 1.14 - Zonamento do Maciço Ibérico segundo JULIVERT *et al.* (1972).

É com IGLÉSIAS *et al.* (1983) que surge a designação de parautóctone e com FARIAS *et al.* (1987) que a definição do "Domínio Xistoso de Galiza - Trás-os-Montes" permite a individualização desta unidade parautóctone. Estes autores utilizam pela primeira vez a expressão "autóctone relativo" para se referirem à semelhança de idades e de fácies entre este domínio xistoso, parautóctone, fundamentalmente de idade Silúrica e Devónica, onde a

movimentação tectónica já é expressiva, e o até então considerado autóctone - Domínio do Douro Inferior (RIBEIRO, A., 1974).

De facto, devido às características estratigráficas e estruturais, únicas desta subzona, levam FARIAS *et al.* (1987) e mais tarde ARENAS *et al.* (1988) a propor a sua individualização e a designação para Zona Galiza - Trás-os-Montes, constituída por dois domínios alóctones: um inferior, Domínio Xistoso de Galiza Trás-os-Montes e o outro superior, o Domínio dos Complexos Alóctones (Figura 1.15).

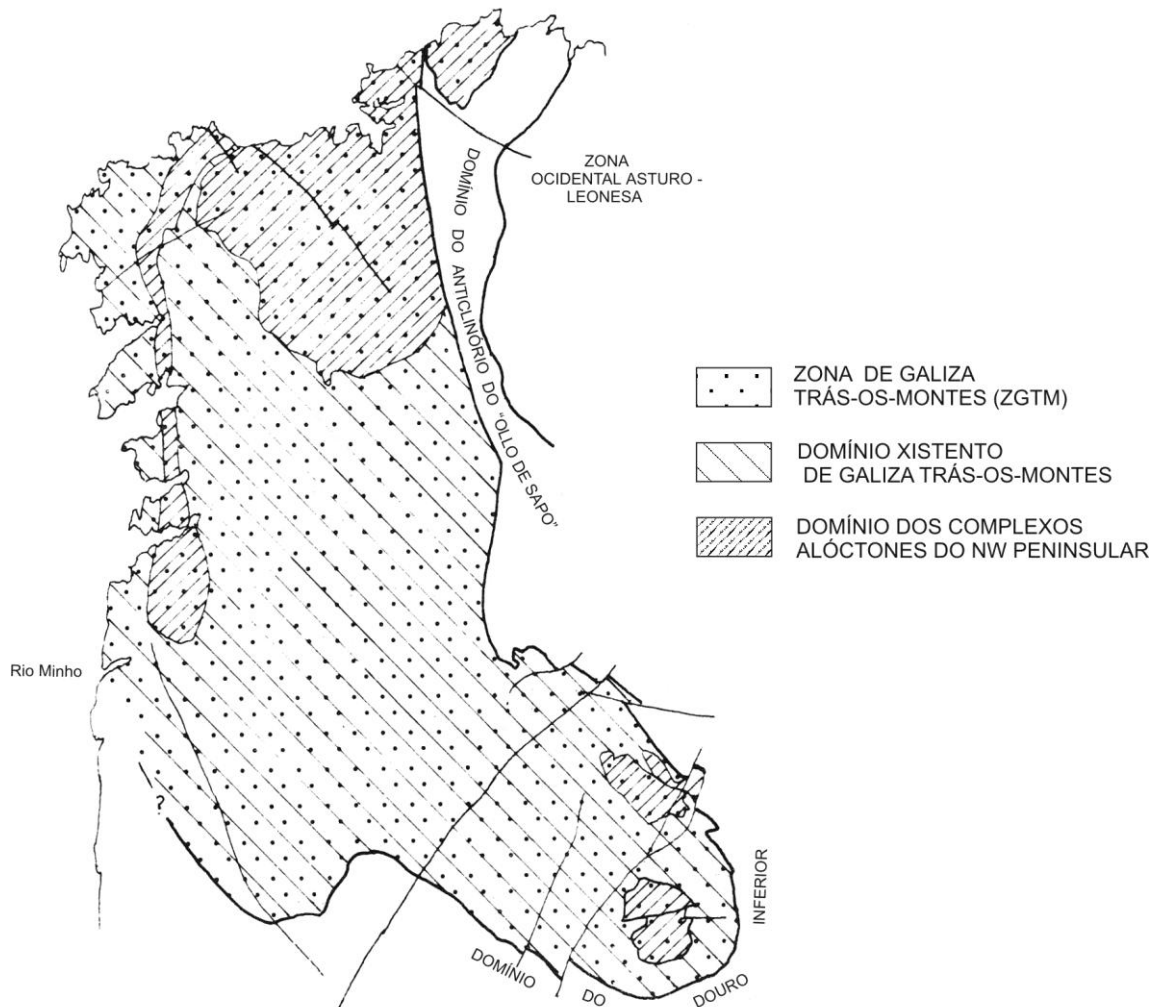


Figura 1.15 - Esquema simplificado dos limites da Zona Galiza - Trás-os-Montes (adaptado de FARIAS *et al.*, 1987).

Mais recentemente a Zona Centro Ibérica foi dividida também em dois domínios: Domínio do Olho de Sapo e Domínio do Complexo Xisto - Grauváquico (VERA, 2004). Entretanto, o limite entre as Zonas Ocidental Asturo - Leonesa e Centro Ibérica foi corrigido e modificado por MARTÍNEZ CATALÁN (1985, 1990) assim como o limite entre as Zonas Centro Ibérica e Ossa - Morena (JULIVERT & MARTÍNEZ, 1983) (Figura 1.16).

Neste Maciço Ibérico há uma zonalidade de primeira ordem, entre zonas externas, típicas de um orógeno (Zonas Cantábrica e Sul Portuguesa) com deformação superficial, sedimentos sinorogénicos e ausência de metamorfismo ou anquimetamorfismo, e zonas internas (Ocidental Asturo - Leonesa; Galiza - Trás-os-Montes e Centro Ibérica) com deformação importante acompanhada de metamorfismo e magmatismo (RIBEIRO, A. *et al.*, 1979; VERA, 2004). No entanto, como mais adiante será referido, a Zona Sul Portuguesa não apresenta as características típicas de uma zona externa de um orógeno, pelo que esta zonalidade do Maciço Ibérico ainda necessita de ser corrigida.

Por outro lado, de acordo com a vergência das estruturas, o Maciço Ibérico pode ser dividido em dois ramos, setentrional e meridional (JULIVERT & MARTÍNEZ, 1983). O limite é definido pelo cisalhamento Badajoz - Córdoba. O sector setentrional é formado pelas Zonas Cantábrica (ZC), Ocidental Asturo - Leonesa (ZOAL), Galiza - Trás-os-Montes (ZGTM) e Centro Ibérica (ZCI); o ramo meridional, pelas Zonas Ossa-Morena (ZOM) e Sul Portuguesa (ZSP).

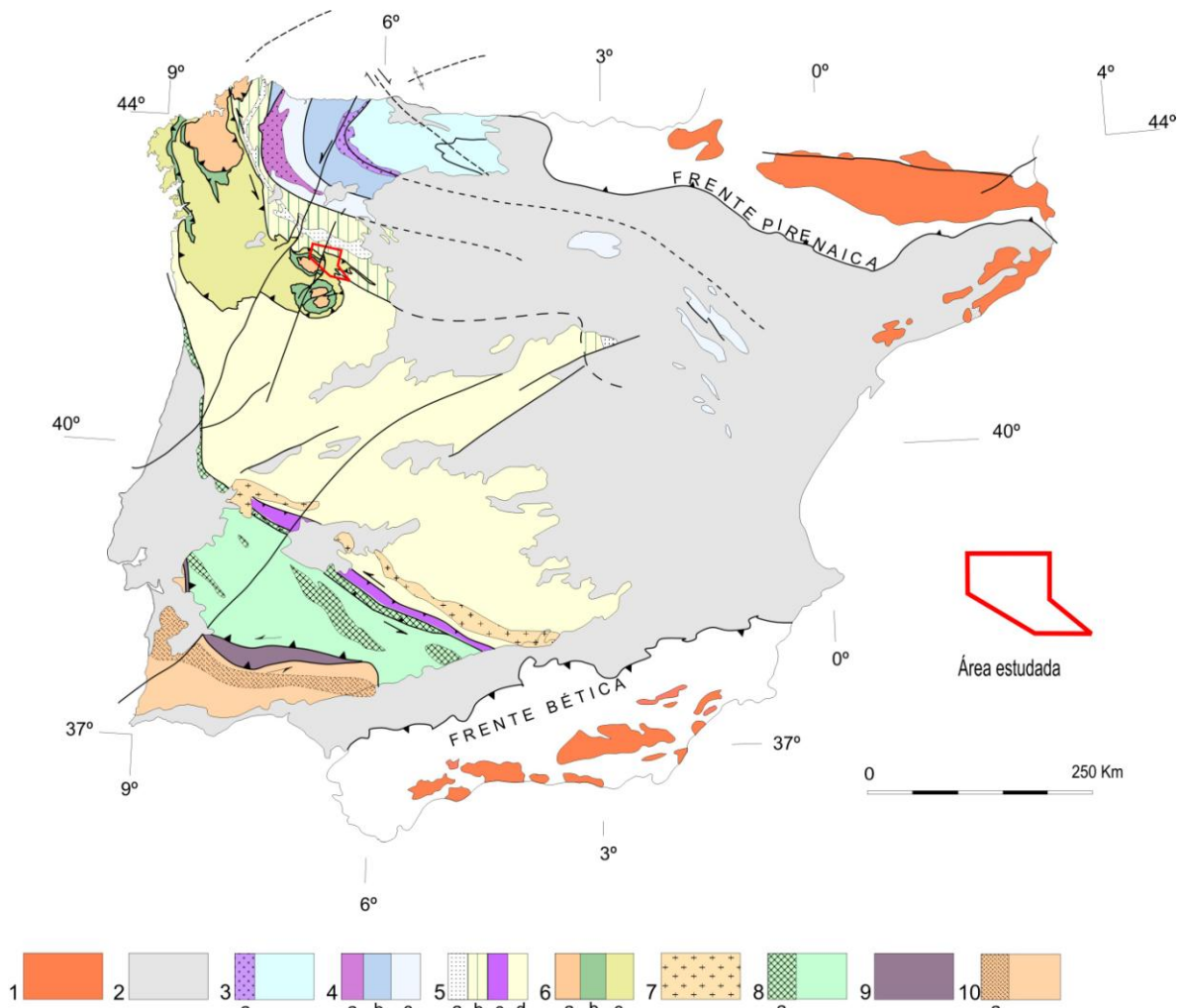


Figura 1.16 - Unidades geo-estruturais da Península Ibérica. Localização da área estudada no contexto da Cadeia Varisca do Maciço Ibérico (adaptado de: JULIVERT *et al.*, 1972; FARIAS *et al.*, 1987; QUESADA, 1991; DIEZ BALDA *et al.*, 1990; GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997). 1 - Afloramentos Proterozóicos e Paleozóicos nas Cadeias Alpinas; 2 - Cobertura Meso-Cenozóica; 3 - Z. Cantábrica (a - Antiforma de Narcea); 4 - Z. Ocidental Asturo - Leonesa (a - Domo de Lugo; b - Manto de Mondoñedo; c - Domínio de Nave e Alto Sil); 5 - Z. Centro Ibérica (a - Form. Olho de Sapo; b - Domínio de Olho de Sapo; c - Domínio do CXG; d - Unidade alóctone meridional); 6 - Z. Galiza Trás-os-Montes (a - Domínio Xistentio; b - Complexos Alóctones); 7 - Batólitos de Pedroches-Niza; 8 - Z. Ossa - Morena (a - Precâmbrico); 9 - Z. Pulo do Lobo; 10 - Z. Sul Portuguesa (a - Faixa Piritosa Ibérica).

Quanto à Zona Cantábrica, com todo o Paleozóico praticamente representado, desde o Câmbrico até ao Carbónico, uma das principais características é a tectónica pelicular com cavalgamentos e empilhamento de mantos, com dobramentos associados, resultante de descolamento da sua cobertura paleozóica. O Metamorfismo e as deformações tectónicas estão praticamente ausentes salvo no caso particular da Unidade Pisuerga-Carrión (JULIVERT, 1971), onde o Domínio Palentino, com fácies silúrico - devónico mais profundas que as da ZC, chegou a ser considerado como alóctone (MARTÍNEZ GARCIA, 1981). O seu limite oeste, com a Zona Ocidental Asturo - Leonesa, é actualmente estabelecido pela antiforma de Narcea, em cujo núcleo ocorre o Neoproterozóico (MARTÍNEZ CATALÁN, 1990; VERA, 2004).

A Zona Ocidental Asturo - Leonesa distingue-se, por sua vez, pela espessa sequência do Paleozóico Inferior e pelo estilo estrutural. Este é marcado por uma clivagem de plano axial de dobramentos da 1ª fase Varisca com vergência para leste cortadas por cavalgamentos também vergentes para leste. Há uma segunda fase de deformação com dobras de plano axial vertical. O metamorfismo é regional do tipo pressão baixa a intermédia. O magmatismo sinorogénico é semelhante ao da Zona Centro Ibérica (RIBEIRO, A. *et al.*, 1979; VERA, 2004). O limite ocidental é definido pela falha de Vivero. O limite sul não é tão óbvio, sendo actualmente marcado pelo sinclinal de Sil - Truchas (MARTÍNEZ CATALÁN, 1990).

Quanto ao sector meridional do orógeno varisco, a Zona Ossa - Morena é formada por unidades de afinidade continental, no intervalo de idade do Proterozóico Superior ao Carbónico. Os seus limites, com a ZCI e com a ZSP, são marcados por superfícies de sutura geradas durante a orogenia varisca ou herdando estruturas neoproterozóicas, onde ocorrem rochas básicas de afinidade oceânica (VERA, 2004; ARAÚJO, 2006).

Em traços gerais, a sua estrutura, gerada durante a orogenia varisca, caracteriza-se pela presença de dobras assimétricas com vergência para SW, associadas a cavalgamentos dúcteis com movimento, também para sudoeste, gerando-se foliações tectónicas sin-metamórficas. O limite com a ZCI é actualmente assinalado, no sector português, pela Zona de Cisalhamento de Portalegre - Esperança (PEREIRA & SILVA, 2006). São abundantes as intrusões de granitóides. Quanto à sua sucessão stratigráfica, as rochas mais antigas, que ocorrem ao longo da Zona de Cisalhamento Tomar - Portalegre - Badajoz - Córdoba, correspondem a um conjunto de gnaisses, anfibolitos e migmatitos com a designação de Formação de Campo Maior (OLIVEIRA *et al.*, 1991). Seguem-se formações do Proterozóico Superior, menos metamórficas, classicamente conhecidas, no seu conjunto, por Série Negra (CARVALHOSA, 1965, TEIXEIRA & GONÇALVES, 1980). Sobre esta sequência deposita-se, em discordância, o complexo vulcano - sedimentar de Nave do Grou - Azeiteiros, ou Formação Malcocinado, em Espanha (VERA, 2004; PEREIRA & SILVA, 2006). Esta sequência vulcano - sedimentar situa-se por debaixo do Câmbrico inferior datado. Segue-se uma sequência paleozóica quase contínua, do Câmbrico ao Carbónico (VERA, 2004; DIAS, R. *et al.*, 2006a).

O contacto da ZOM com a Zona Sul Portuguesa é marcado pela ocorrência do Complexo Ofiolítico de Beja - Acebuches, fundamentalmente constituída por anfibolitos, metabasaltos, flaser gabros e serpentinitos. Esta suite ofiolítica assinala a sutura varisca entre as duas Zonas em questão e terá origem nos processos de subducção/obducção variscos, com vergência para norte (PEDRO *et al.*, 2006). A sua idade provável foi inicialmente atribuída ao Silúrico - Devónico (QUESADA *et al.*, 1994; FONSECA, 1995). Todavia, mais recentemente é aceite que o seu processo de instalação terá decorrido durante o Devónico: Devónico Inferior para a subducção; Devónico Médio para os fenómenos de eclogitização e exumação no Devónico Superior (PEDRO *et al.*, 2006).

Quanto à Zona Sul Portuguesa, é considerada como uma zona externa e periférica do orógeno varisco. Todavia, ao contrário da ZC, possui características que não são típicas duma tal situação geodinâmica, como sejam gradiente térmico elevado, magmatismo abundante e desenvolvimento intenso de foliação (SIMANCAS, 2004). Fundamentalmente é constituída por rochas do Devónico Médio a Carbónico Superior, depositadas em ambiente marinho. São agrupadas em três domínios principais, com características litológicas, estruturais e paleogeográficas distintas (SIMANCAS, 2004; OLIVEIRA *et al.*, 2006), assim distribuídas, de norte para sul em: Domínio do Pulo do Lobo; Domínio da Faixa Piritosa Ibérica; Domínio Sudoeste. Todavia, em OLIVEIRA (1990), a ZSP seria formada por cinco domínios: o Complexo Ofiolítico Beja - Acebuches (COBA); a antiforma do Pulo do Lobo; a Faixa Piritosa Ibérica; o Grupo Flysh do Baixo Alentejo e o domínio do sudoeste português.

Nas mais recentes sínteses sobre a geologia ibérica (GIBBONS & MORENO, 2002; VERA, 2004, DIAS, R. *et al.*, 2006a), o Pulo do Lobo é integrado na Zona Sul Portuguesa. Contudo, as

suas especificidades estruturais, litológicas e metamórficas são claramente distintas. Aliás é actual e comumente aceite que o Domínio do Pulo do Lobo representa um prisma de acreção originado durante a subducção da placa sul-portuguesa sobre a Ossa Morena (SILVA *et al.*, 1990). Nesse sentido vários autores, (QUESADA, 1991; FONSECA, 1995) propõem a criação da Zona do Pulo do Lobo, com a qual concordamos. Não se compreende que se mantenha o Pulo do Lobo associado à ZSP (Figura 1.16).

Quanto ao Domínio da Faixa Piritosa Ibérica, há a considerar na base da sequência, o Grupo Filito - Quartzítico, do Devónico Superior, constituído fundamentalmente por alternâncias de xistos e arenitos. Segue-se o Complexo Vulcano - Sedimentar, de idade no intervalo Devónico Superior - Viseano superior, espessa sequência de rochas vulcânicas máficas e ácidas a que estão associadas as importantes mineralizações de sulfuretos maciços (VERA, 2004; OLIVEIRA *et al.*, 2006). Por fim, o Grupo Flysh do Baixo Alentejo (Grupo Culm, em Espanha); trata-se de uma sequência turbidítica de idade compreendida entre o Viseano superior - Moscoviano inferior. A cartografia e a idade destas unidades indicam que vão sendo mais jovens para SW, indicando a propagação da sedimentação flyshóide (OLIVEIRA *et al.*, 2006). No Domínio Sudoeste, uma sequência detrito - carbonatada de idade Devónico Superior - Bashkiriano (Pensilvaniano Inferior), ocorre em duas estruturas anticlinais, recobertas pela Formação da Brejeira (Grupo Flysh do Baixo Alentejo) de idade Moscoviano (OLIVEIRA *et al.*, 2006).

1.7.1. TERRENOS TECTONOESTRATIGRÁFICOS.

A partir da década de oitenta do século passado, foram surgindo novos modelos conceptuais que melhor interpretassem e explicassem a complexa evolução geológico-estrutural dos cinturões orogénicos. Os modelos derivados directamente da teoria da Tectónica de Placas foram sendo considerados insuficientes para explicar a complexa realidade. São então criados os conceitos de *suspect terranes* e de 'terreno tectonoestratigráfico' aplicados às cadeias orogénicas mais recentes, Meso-Cenozóicas (CONEY *et al.*, 1980). Constatou-se que muitas cadeias orogénicas são constituídas por unidades tectónicas, designadas por terrenos tectonoestratigráficos, com características estratigráficas, estruturais e petrológicas próprias, limitadas por contactos tectónicos. Contudo, como realça QUESADA (1990), é necessário entrar com limites de escala, ou corre-se o risco do conceito ser demasiado ambíguo. O termo terreno aplica-se a unidades à escala da litosfera, correspondendo a fragmentos crustais de várias origens espacialmente afastados, tectonicamente justapostos pelos movimentos das placas tectónicas (crusta oceânica, *back arc*, etc.).

A sua aplicação em cadeias orogénicas mais antigas, como as circum-atlânticas, torna-se mais complexa, graças por exemplo, ao metamorfismo que oblitera os dados paleontológicos e paleomagnéticos ou à erosão que fez desaparecer unidades supracrustais. A aplicação destes conceitos à evolução geodinâmica do Maciço Ibérico surge pela primeira vez em RIBEIRO, A. *et al.* (1987). A partir de então têm sido publicados vários trabalhos tentando definir os vários terrenos tectonoestratigráficos presentes neste orógeno (QUESADA, 1989; QUESADA & RIBEIRO, 1989; RIBEIRO, A. *et al.*, 1990b; QUESADA, 1991, 1992; RIBEIRO, A., 2006), bem como têm sido ensaiadas correlações circum - atlânticas (KEPPIE & DALLMEYER, 1989). No caso do Maciço Ibérico, os problemas de aplicação do conceito de *suspect terranes* a este orógeno varisco estão bem expressas nas diferentes propostas apresentadas da sua divisão em terrenos, seja em quatro (RIBEIRO, A. *et al.*, 1987; RIBEIRO, A. *et al.*, 1990), sete (QUESADA, 1992), cinco (QUESADA, 1996) ou seis (RIBEIRO, A., 2006).

Neste orógeno, dois tipos de contactos tectónicos principais separam os seus terrenos: falhas transcorrentes e suturas. As falhas transcorrentes separam blocos litosféricos

pertencentes originalmente ao Bloco Autóctone Ibérico. As suturas são assinaladas pela presença de unidades ofiolíticas que separam os terrenos exóticos em relação ao autóctone Ibérico (QUESADA, 1992). Entretanto, é possível estabelecer uma hierarquização entre as diversas unidades geodinâmicas: há unidades de 1ª ordem, os *terrenos*, e as de 2ª ordem, as *zonas* (RIBEIRO, A., 2006). Segundo este autor, o Maciço Ibérico pode ser considerado resultante da justaposição dos seguintes terrenos (Figura 1.17 e Figura 1.18):

Terreno Ibérico (TI) - unidade de natureza continental constituída por elementos internamente imbricados autóctones e parautóctones de idade Proterozóica superior a Paleozóica. Inclui as Zonas Cantábrica, Ocidental Asturo - Leonesa, Centro Ibérica e parte da Galiza - Trás-os-Montes (parautóctone com afinidade à ZCI e complexo basal com afinidade à ZOM) e a ZOM. Quanto à ZOM, Inicialmente englobada neste terreno; foi posteriormente considerada um terreno exótico agregado ao TI no Proterozóico, durante a orogenia cadomiana. No varisco, por reactivação da sutura cadomiana em desligamento esquerdo (cisalhamento Tomar - Badajoz - Córdoba), sofre uma deslocação para sudeste (QUESADA, 1996). Mais recentemente, é de novo considerada como fazendo parte do Terreno Ibérico (RIBEIRO, A., 2006). Durante o Paleozóico o TI apresenta uma evolução complexa com uma fase de *rifting* no Paleozóico Inferior, evoluindo para um ambiente de margem passiva durante o Ordovícico - Devónico e por fim uma fase orogénica no Paleozóico superior, onde resultou na justaposição dos restantes terrenos.

Terreno Sul Português - unidade continental onde apenas ocorrem rochas do Paleozóico Superior, geradas em ambiente de margem passiva que evoluiu para uma bacia de ante-país acrecionada durante a orogenia varisca ao conjunto TI.

Terrenos Exóticos (carreados sobre os anteriores) - Terreno Continental Alóctone; Terreno Ofiolítico do Noroeste Ibérico; Terreno Ofiolítico do Sudoeste Ibérico e Terreno Finisterra (Figura 1.18).

Terrenos Ofiolíticos do Noroeste Ibérico e Terreno Ofiolítico do Sudoeste Ibérico - são constituídos por rochas ofiolíticas de natureza oceânica carreadas sobre unidades parautóctones do Terreno Autóctone Ibérico (TAI). Porventura, originalmente constituíam uma sequência contínua. Todavia actualmente apresenta-se tectonicamente desmembrada e representada por vários *klippe* de carreamento, quer sobre as unidades parautóctones da Zona Galiza - Trás-os-Montes com afinidades ao Terreno Autóctone Ibérico, quer sobre o alóctone inferior, com afinidade à Zona de Ossa-Morena. No noroeste peninsular está presente nos maciços de Cabo Ortegal, Ordones, Bragança e Morais. No limite sul da ZOM, está representado pelo ofiolito de Beja - Acebuches.

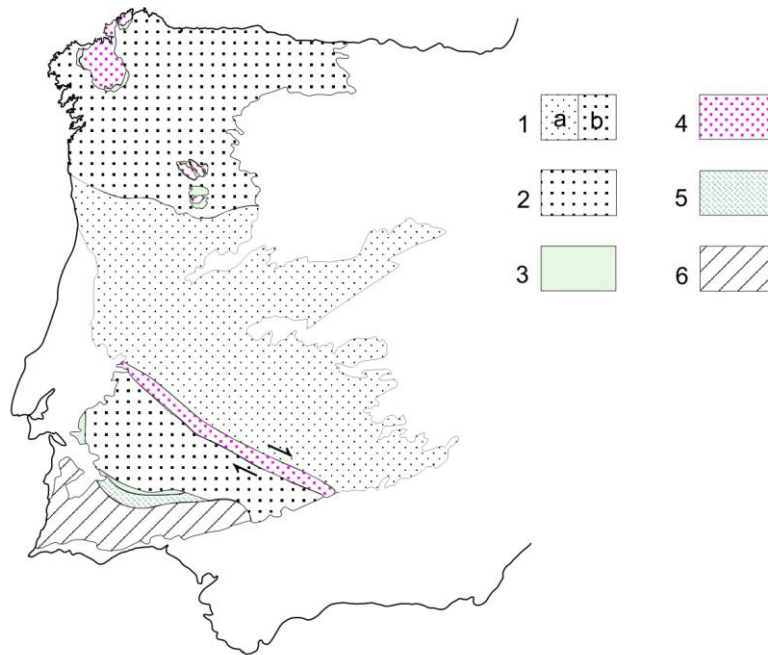


Figura 1.17 - Terrenos tectonoestratigráficos do Maciço Ibérico (adaptado de RIBEIRO, A. *et al.*, 1990; QUESADA, 1992). 1 - TAI (Terreno Autóctone Ibérico: a - Margens imbricadas autóctones; b - Parautóctone); 2 - TOM (Terreno de Ossa Morena); 3 - TONPBA (Terrenos Ofiolíticos do Noroeste Peninsular e Beja - Acebuches); 4 - TPNP (Terreno Polimetamórfico do Noroeste Peninsular); 5 - TPL (Terreno Pulo do Lobo); 6 - TSP (Terreno Sul Português).

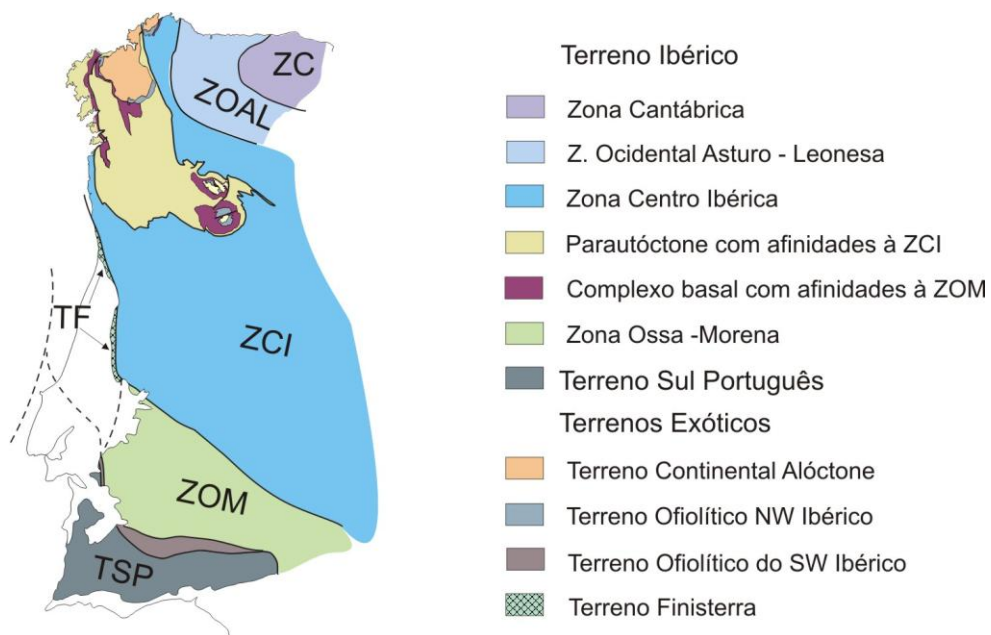


Figura 1.18 - Unidades estruturais do Maciço Ibérico: terrenos e zonas tectonoestratigráficas (adaptado de RIBEIRO, A., 2006).

Terreno Polimetamórfico do Noroeste Peninsular - terreno continental exótico carreado sobre o terreno ofiolítico do noroeste com evidências de uma evolução policíclica complexa, tectónica, ígnea e metamórfica, completamente distinta das restantes unidades do varisco ibérico (complexos polimetamórficos de Cabo Ortegal, Ordones, Bragança e Morais).

Terreno Finisterra - Recentemente, foi definido a oeste do cisalhamento Porto - Tomar - Ferreira do Alentejo (transformante direita durante o varisco) como representando a provável margem conjugada da ZOM do TI (RIBEIRO, A., 2006).

Terreno do Pulo do Lobo - inicialmente englobada juntamente com o ofiolito de Beja-Acebuches na designação de Terrenos Oceânicos Meridionais (RIBEIRO, A. *et al.*, 1987), que subsequentes estudos estruturais e geoquímicos permitiram a sua individualização. É consensual considerar a sua génese relacionada com um prisma de acreção na margem sul da ZOM (QUESADA, 1996). Contudo em RIBEIRO, A. (2006), este terreno não é individualizado, mas sim integrado na ZOM.

No entanto, como já se disse anteriormente, a dificuldade em aplicar este modelo conceptual nas cadeias orogénicas mais antigas, como é o caso das cadeias circum-atlânticas, está patente na dificuldade de definição de quais são de facto os terrenos. Este modelo conceptual de terrenos tectonoestratigráficos não vingou, continuando a maior parte da comunidade científica ibérica a aplicar a proposta original de divisão do Maciço Ibérico de LOTZE (1945), com as modificações posteriores, nomeadamente de JULIVERT *et al.* (1972).

1.8. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO.

Como o objectivo desta introdução é efectuar o enquadramento da área estudada no actual contexto geológico, apenas se fará referência detalhada sobre as Zonas Centro Ibérica e Galiza - Trás-os-Montes onde se situa a área em estudo, nos limites do contacto do Domínio Xistoso da Galiza - Trás-os-Montes com a Zona Centro Ibérica (Figura 1.16).

1.8.1. ZONA CENTRO IBÉRICA

Como já foi referido anteriormente, a criação da Zona Centro Ibérica deve-se à proposta de JULIVERT *et al.* (1972), por integração das Zonas Galaico - Castelhana e Lusitana Oriental - Alcudiana de LOTZE (1945). Igualmente estes autores assinalavam a presença dos maciços polimetamórficos do NW Peninsular integrados na subzona Galiza média - Trás-os-Montes separada por um cavalgamento do resto da ZCI. Mais tarde, as características estratigráficas e estruturais únicas desta subzona, como o carácter alóctone dos maciços, levam FARIAS *et al.* (1987) e ARENAS *et al.* (1988) a propor a sua individualização da Centro Ibérica e a sua designação para Zona Galiza - Trás-os-Montes (Figura 1.19). Ou seja, a Zona Centro Ibérica fica apenas limitada aos materiais autóctones imediatamente por debaixo do acidente basal da ZGTM. No entanto outras propostas têm surgido, como a apresentada por DIAZ GARCIA (1992), que avança com a extinção da ZGTM, destacando os maciços polimetamórficos, máficos e ultramáficos do NW Peninsular, numa "Zona dos Complexos Luso Galaicos".

O limite norte e leste era inicialmente definido pelo anticlinorium do Olho de Sapo. A oeste a Falha Porto - Tomar e a sul pelo batólito de Los Pedroches e o cavalgamento de Ferreira do Zêzere (JULIVERT *et al.*, 1972). Como já referido anteriormente, posteriormente alguns dos limites foram corrigidos. Assim, pelo facto de não haver mudança na sequência estratigráfica e na deformação nos flancos da estrutura de Olho de Sapo, o limite entre as Zonas Ocidental Asturo - Leonesa e Centro Ibérica passou a ser definido pela falha de Vivero e a sua continuação nos sinclinais de Courel e Peñalba (MARTÍNEZ CATALÁN, 1985). O limite sul com a Zona de Ossa-Morena foi também corrigido. As mudanças estruturais e estratigráficas mais importantes ocorrem na Zona de Cisalhamento Tomar - Badajoz - Córdoba, cuja Unidade Central é considerada o limite desta zona (JULIVERT & MARTÍNEZ, 1983; Díez BALDA *et al.*, 1990; AZOR *et al.*, 1994).

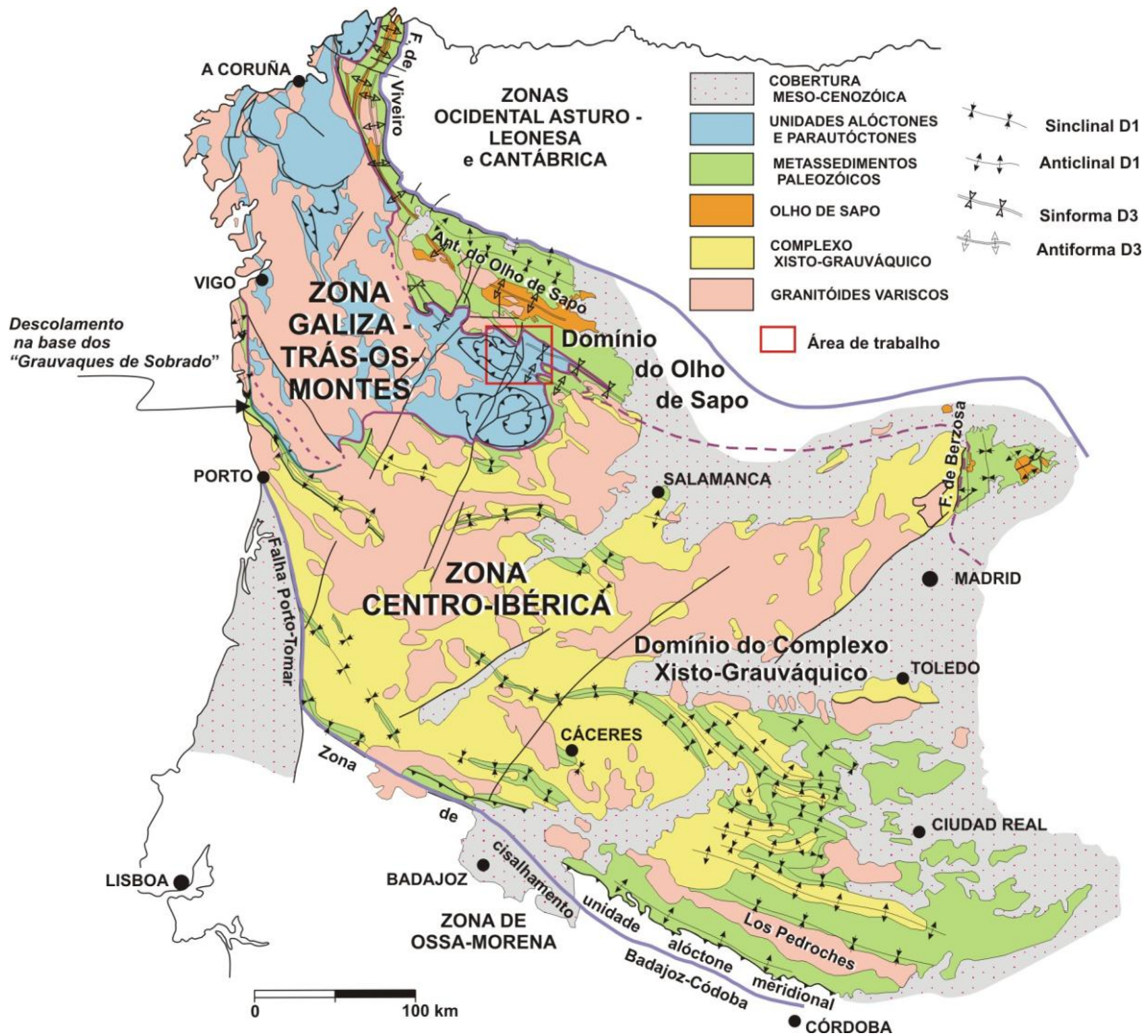


Figura 1.19 - Esquema da Zona Centro Ibérica e a sua subdivisão em domínios com base no critério estratigráfico dos materiais infrajacentes ao Ordovício Inferior. Os materiais representados como pertencentes ao Complexo Xisto Grauváquico incluem também os ortognaisses pré-variscos e outras rochas com elevado grau metamórfico e de idade desconhecida (adaptado de MARTINEZ CATALÁN *et al.*, 2004b).

Uma das suas características estratigráficas mais marcantes é o carácter transgressivo do Ordovício Inferior sobre as sequências infrajacentes, assinalado por uma clara discordância entre estas megassequências. Do ponto de vista estratigráfico, na ZCI podem estabelecer-se quatro grandes megassequências sedimentares, separadas por três importantes discontinuidades: 1) Alcludiano Inferior; 2) Alcludiano Superior - Pusiano; 3) Ordovício Inferior - Carbónico Inferior; 4) Carbónico Médio a Superior. Por sua vez, dentro destas megassequências podem ser marcadas outras discontinuidades, nomeadamente entre o Ordovício Inferior - Médio ("Arenigiano") e o Ordovício Médio (Berouniano) (SAN JOSÉ *et al.*, 1974, 1990).

Em contraste com as Zonas Ossa Morena e Ocidental Asturo - Leonesa, a ZCI destaca-se por: 1) a importância da sequência pré - ordovícica, de idade Neoproterozóico - Câmbrio médio, traduzida fundamentalmente na potência da sequência areno-pelítica predominante sobre a fácies de plataforma greso - carbonatada; 2) a grande abundância de batólitos graníticos sin a tardi - cinemáticos; 3) estruturalmente, a presença de grandes sinformas paleozóicas que ocorrem em toda a ZCI, orientados longitudinalmente.

Recentemente foi apresentada uma proposta de subdivisão estrutural, usando como critério o estilo das dobras da primeira fase varisca (Figura 1.20). Tendo em conta as

estruturas da 1ª fase varisca de deformação, foram definidos dois domínios estruturais: (1) domínio das dobras deitadas mais a norte; (2) domínio das dobras verticais, mais a sul (DIEZ BALDA *et al.*, 1990). O seu limite é impreciso, mas aproximadamente é coincidente com o limite proposto por LOTZE (1945), entre as zonas Galaico - Castelhana e Lusitana Oriental - Alcludiana (Figura 1.12 e Figura 1.14). No entanto, no sector português, o detalhe estrutural é maior, sendo difícil a correlação com estes dois domínios estruturais definidos no sector oriental (DIAS *et al.*, 2006b). Contudo, com o reconhecimento de dobras deitadas também no sector sul, nas proximidades com a ZOM, esta subdivisão ficou comprometida. Actualmente opta-se por usar um critério estratigráfico na sua subdivisão em dois domínios: Olho de Sapo e Complexo Xisto - Grauváquico, não inteiramente coincidentes com os domínios estruturais (Figura 1.19 e Figura 1.20) (AZOR *et al.*, 1992; MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2004b).

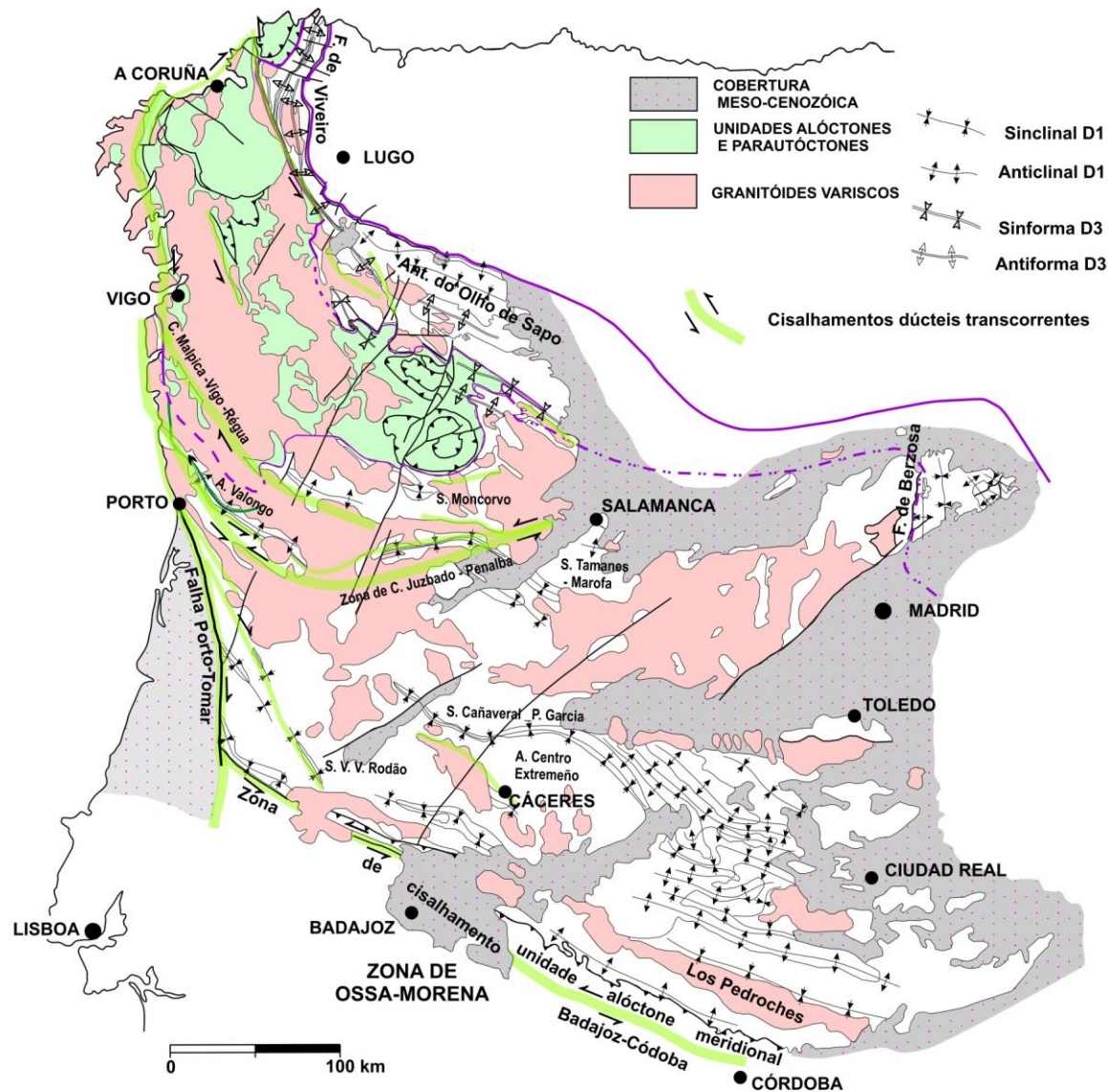


Figura 1.20 - Esquema Estrutural da Zona Centro Ibérica com destaque para os planos axiais dos dobramentos principais e das zonas de cisalhamento transcorrentes (adaptado de MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2004b).

O Domínio do Olho de Sapo caracteriza-se pela presença significativa nos núcleos de antiformas, de gnaisses glandulares de idade Câmbrio superior - Ordovício Inferior (Formação Olho de Sapo). A sequência metassedimentar subjacente, abrangendo fundamentalmente desde o Ordovício ao Silúrico, é intruída por granitos sintectónicos.

Apresenta áreas de metamorfismo regional de alto grau e vergência das dobras para NE (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2004b).

O Complexo Xisto Grauváquico, assim designado pela primeira vez por CARRINGTON DA COSTA (1950) e TEIXEIRA (1955), caracteriza-se fundamentalmente pela presença de metassedimentos de idade Proterozóico superior e Câmbrico inferior. Esta sequência metassedimentar abrange uma grande área da ZCI. Em Portugal aflora de modo quase contínuo no Centro do País, nomeadamente nas Beiras, e definindo o vale do Douro. NERY DELGADO (1905), referia-se a estas litologias como "Câmbrico Inferior". Estas sequências flyshóides do Domínio do "Complexo Xisto-Grauváquico" ou Super Grupo Dúrico - Beirão, estão divididas em dois grupos litoestratigráficos principais: 1) Grupo do Douro, de facies turbidítica com episódios calciturbidíticos; a sua idade provável abrangerá desde o Vendiano superior ao Câmbrico inferior; 2) Grupo das Beiras, Neoproterozóico (Vendiano Médio a Superior), de facies considerada como mais profunda, turbidítica e não carbonatada (SOUSA, 1981, 1982, 1984; SILVA *et al.*, 1995). São equivalentes em Espanha, às sequências litoestratigráficas dos sectores de Extremadura - Salamanca e Alcludia - Montes de Toledo, respectivamente (SAN JOSÉ *et al.*, 1990). Todavia, também têm sido descritas, no Grupo das Beiras, quer em Portugal, quer em Espanha, fácies de plataforma (MEDINA *et al.*, 1998; ALONSO GAVILÁN *et al.*, 2000). De facto nós próprios temos constatado, nas revisões recentes em que temos participado no âmbito da preparação da Folha 4 (esc. 1:200.000), a presença constante no Grupo das Beiras de estruturas sedimentares típicas de plataformas pouco profundas como sejam *flute e groove casts*, *ripple marks*, laminação entrecruzada, estruturas *flaser*. Tudo leva a crer que a bacia de sedimentação do Grupo das Beiras não será assim tão profunda como se pensa, tendo sempre uma taxa de subsidência muito constante (A mesma opinião é partilhada com António Sequeira).

Este "complexo xisto - grauváquico" assenta por sua vez sobre um soco pré - Câmbrico, gnaissico, nomeadamente no Porto e no sector de Miranda do Douro. Por analogia com a Zona Ossa Morena, será Proterozóico Médio a Superior, onde ocorrem litologias do Alcludiano Inferior em discordância sobre um soco Beturiano metamorfizado. Em Espanha, este substrato só ocorre nos núcleos de alguns anticlinais do Olho de Sapo, como é o caso da região de Viana do Bolo. Esta Série de Viana é formada por xistos, quartzitos, mármore, rochas calcossilicatadas, anfíbolitos, gnaisses migmatíticos. Entre os xistos e os gnaisses ocorrem corpos de ortognaisses graníticos datados do Ordovícico Inferior; logo o encaixante é mais antigo. Estas fácies são comparáveis ao Câmbrico inferior da ZOAL (VERA, 2004).

Toda esta sequência pré - Câmbrica e/ou Câmbrica Inferior é atravessada por um processo complexo da orogenia Cadomiana (Pan - Africana). Do último episódio de instabilidade Cadomiana, no final do Câmbrico, resultará a conhecida discordância entre este e o Ordovícico. Como consequência disso, vamos encontrar o Ordovícico em transgressão sobre estas formações Câmbricas e/ ou Pré-câmbricas de idades distintas.

Na origem desta discordância de 1º grau, estarão, por um lado, episódios extensionais (*s. l.*) da bacia (GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997,2006), por outro será consequência da deformação pré-varisca reconhecida nas sequências ante - ordovícicas em toda a Zona Centro Ibérica (ao contrário da Zona Ocidental Asturo - Leonesa, onde tal discordância não existe). Daqui resulta que alguns autores afirmem ser possível observar, conforme os distintos locais, quer uma discordância angular, uma paraconformidade ou aparente concordância entre o Ordovícico Inferior e o soco Câmbrico / Proterozóico (OLIVEIRA *et al.*, 1992). Pessoalmente, sempre observamos uma clara discordância angular entre estes materiais, quer no vale do Douro, quer nas Beiras.

Segue-se uma sequência variada de metassedimentos que abrange desde o Ordovícico ao Carbónico. Esta transgressão, devida a um processo de *rifting*, acentua-se durante Ordovícico Inferior a Médio, indiciando a subsidência lenta da bacia intracontinental, comprovada pela

deposição de materiais pelágicos finos, em regime transgressivo de baixa energia (xistos ardósíferos); sucedem-se regressões bruscas (irregularidade do Berouniano) e intensa actividade vulcânica associada ao facto da abertura da bacia se ter realizado acima de uma zona de manto superior anormalmente quente, o que explicaria por exemplo, o magmatismo ácido durante o Varisco. Desta abertura do oceano que se terá processado até ao Devónico Inferior, terá resultado também o vulcanismo extrusivo do Silúrico (QUESADA, 1991).

Quanto ao Silúrico, na região central e sul da ZCI (região das Beiras), a base é marcada pela presença de quartzitos impuros em contacto normal com o Ordovícico Superior. Na parte norte (Trás-os-Montes), são os liditos e xistos negros com graptólitos que predominam, com calcários para o topo. Na Galiza, a sequência também se inicia por quartzitos seguindo-se xistos ampelitosos (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2004b). Estes autores referem que o Silúrico repousa habitualmente em descontinuidade estratigráfica sobre diferentes unidades da sequência ordovícica. Contudo, esses contactos serão eventualmente tectónicos.

O Devónico Inferior, essencialmente pelítico, e os metassedimentos límnicos do Carbónico Continental são preservados na Bacia Carbonífera Durico-Beirã, correspondendo a um *graben* formado entre o Devónico Inferior/Médio. Aos abatimentos normais, sucederam-se desligamentos oblíquos com componente de cavalgamento para NW e desligamento esquerdo, consequência indirecta da colisão continental de que resultou a soldadura dos ramos NE e SW do varisco ibérico. Esta colisão terá sido oblíqua, em virtude de ao longo da sutura que constitui o contacto entre a Centro Ibérica e a Ossa-Morena, o cisalhamento Tomar - Badajoz - Córdoba, ter componente esquerda. No Carbónico Médio a colisão continental ter-se-á completado, gerando-se zonas de cisalhamento intracontinentais, dúcteis na 2ª fase varisca e posteriormente frágeis (RIBEIRO, A. *et al.*, 1980).

Durante a orogenia varisca, de que estes processos orogénicos acima referidos são parte integrante, gera-se uma estruturação da ZCI (e também na ZGTM) onde é possível reconhecer três episódios de deformação dúctil: D₁, D₂, e D₃. A primeira tentativa integradora e de correlação regional destes episódios de deformação deve-se a NORONHA *et al.* (1979). A cronologia destes processos e das principais fases de deformação varisca foram bem esquematizadas por DIAS & RIBEIRO (1994). A Figura 1.21 ilustra essas etapas para o sector setentrional do orógeno.

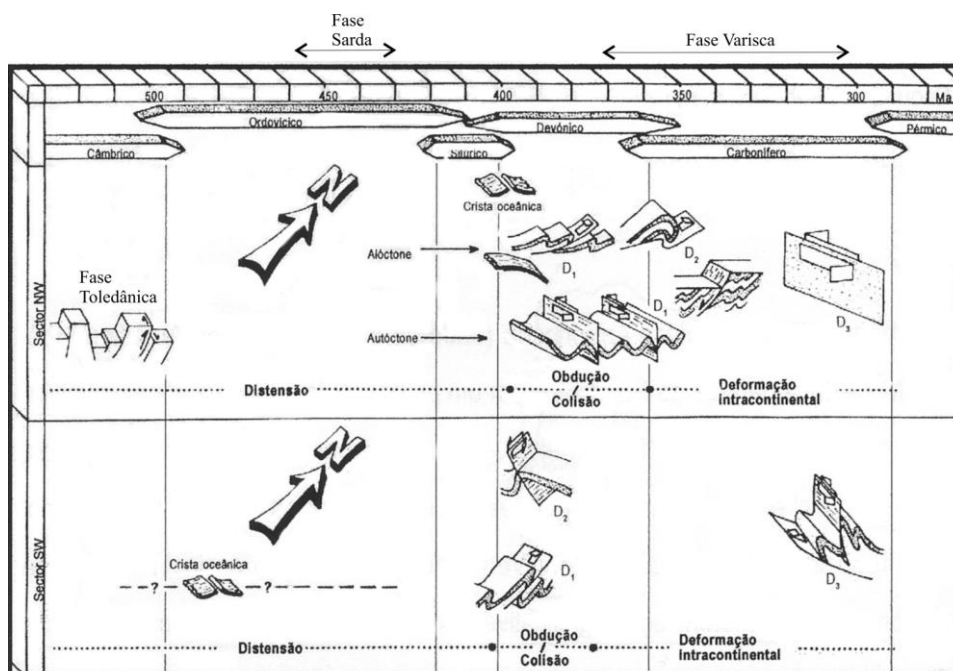


Figura 1.21 - Esquema cronológico dos episódios de deformação varisca, no Maciço Ibérico (adaptado de DIAS & RIBEIRO, 1994).

O arqueamento que as estruturas da D_1 varisca apresentam ao longo da ZCI, define o Arco Ibero - Armoricano (RIBEIRO, A., *et al.*, 1990a; RIBEIRO, A. *et al.*, 1995a). As estruturas apresentam aproximadamente a direcção NNW-SSE desde Apúlia e Viana do Castelo, a norte do Porto (DIAS, 1994; PAMPLONA, 2001), até à direcção E-W no sector de Moncorvo (RIBEIRO, A., 1974; DIAS, 1986; DIAS *et al.*, 2003).

Igualmente associado à génese do Arco Ibero-Armoricano está a ocorrência de corredores de cisalhamento esquerdos sub-paralelos aos planos axiais destas dobras D_1 . Os cisalhamentos e as dobras são contemporâneos (DIAS *et al.*, 2003). Esses cisalhamentos subverticais estão presentes em toda a ZCI (RIBEIRO, A. *et al.*, 1990) e muitos deles serão posteriormente reactivados nomeadamente na D_3 . Para outros autores (DÍEZ BALDA *et al.*, 1990), estes cisalhamentos são todos pós- D_1 , como será o caso do cisalhamento Juzbado - Penalva do Castelo. Todavia, estes cisalhamentos esquerdos não ocorrem para sul do Caramulo. Na região de Portalegre, nas proximidades do Cisalhamento Tomar - Badajoz - Córdoba, volta a ser evidente a movimentação esquerda (DIAS *et al.*, 2006a).

Um corte transversal no sector norte da ZCI revela uma estrutura em leque ou *flower structure*, desde a antiforma de Valongo, a oeste, até à sinforma de Moncorvo a leste, passando pelo Marão (Figura 1.22). Na estrutura de Valongo as dobras apresentam vergência para sudoeste (mais a sul, na região de Oliveira de Azeméis e Caramulo são dobras tombadas), verticalizadas no sector do Marão e com vergência para nordeste em Moncorvo. De SE para NW, verifica-se também que há um aumento da intensidade do campo de tensão à medida que aumenta a curvatura do arco ibero - armoricano. O padrão das estruturas D_1 pode ser explicado pela sua formação em regime transpressivo em que o encurtamento horizontal, perpendicular às estruturas é acompanhado por cisalhamento esquerdo. As estruturas penetrativas são geradas durante a primeira fase de deformação D_1 , Devónico Inferior. Deste evento resulta uma clivagem xistenta, subvertical, de plano axial de dobramentos que, de oeste para leste, roda da orientação N-S para W-E. A inclinação destas dobras é variável, de verticais a deitadas dando origem a uma estrutura em leque explicada pelo modelo da *flake* tectónica (RIBEIRO, A. *et al.*, 1990a).

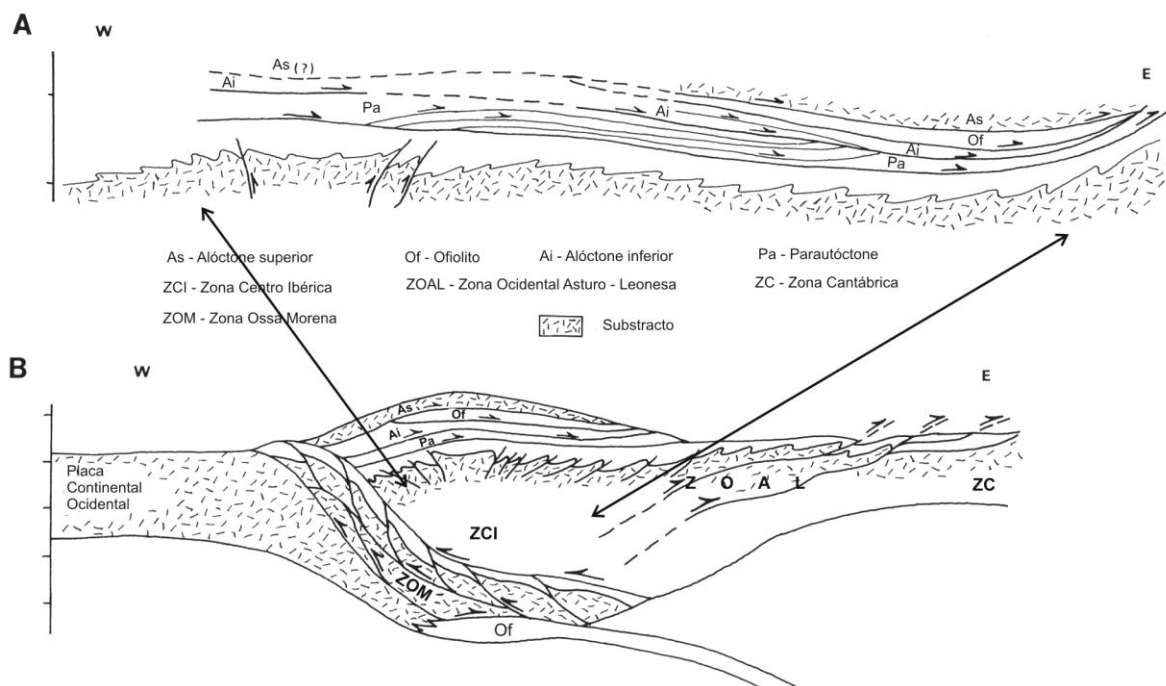


Figura 1.22 - (A) Perfil esquemático W-E da Zona Centro Ibérica, norte de Portugal; (B) Interpretação desta geotransversal segundo o modelo da "flake" tectónica (adaptado de RIBEIRO, A. *et al.*, 1990a).

A segunda fase de deformação, na continuidade da D_1 , restringe-se apenas ao Domínio das Dobras Deitadas e na parte norte do Domínio das Dobras Verticais; está ausente nos restantes sectores deste Domínio. No primeiro Domínio, ocorre associada a cisalhamentos dúcteis sub-horizontais e a cavalgamentos, enquanto que no Domínio das Dobras Verticais ocorre apenas associada a cisalhamentos sub-horizontais. Caracteriza-se pela produção de uma clivagem S_2 sub-horizantal. (DÍEZ BALDA *et al.*, 1990).

A terceira fase de deformação, coaxial com a primeira, produz dobras de grande comprimento de onda, subverticais ou inclinando para NE e de direcção $N100^\circ-120^\circ E$, acompanhadas de dobras menores e clivagem crenulativa S_3 . Contemporâneos deste dobramento desenvolvem-se cisalhamentos subverticais $N70^\circ-80^\circ E$, esquerdos, e $N120^\circ-130^\circ E$, direitos, reactivando estruturas herdadas, consideradas como zonas de fraqueza mais antigas, Precâmblicas, como é o caso do cisalhamento Traguntia - Juzbado - Penalva do Castelo (IGLÉSIAS & RIBEIRO, 1981b).

A 4ª fase de deformação, em regime frágil, é evidenciada pela existência de importantes falhas $N20^\circ-N30^\circ E$ esquerdas, do tipo *strike-slip*, que afectam toda a Centro Ibérica (falhas Régua - Verín e Bragança - Vilariga - Manteigas).

Como já anteriormente se referiu, as manifestações do magmatismo ácido na fase distensiva de *rift* pré-oceânico a partir do Ordovícico Superior, resultariam da presença de manto superior quente, em consequência do adelgaçamento da crosta. A importância deste magmatismo é evidenciada pela presença dos granitóides pré - orogénicos (GAMA PEREIRA & MACEDO, 1983; PEREIRA, A. *et al.*, 1986; ANTUNES *et al.*, 2006; GOMES *et al.*, 2007).

O magmatismo sinorogénico varisco é caracterizado pela presença de granitóides do tipo S, gerados ao longo de cisalhamentos cavalgantes intracontinentais, e pela presença de granitóides do tipo I, com origem no manto superior e base da crosta, assimilando material crustal na sua passagem ascensional (FERREIRA *et al.*, 1987).

Em geral no autóctone da ZCI o metamorfismo regional é de pressão baixa a intermédia. Há uma subida do gradiente metamórfico com o intenso plutonismo granítico deste orógeno, a intruir de modo contínuo em todas as etapas do varisco, provocando uma complexa sobreposição de isógradas de metamorfismo de alta temperatura e baixa pressão com as paragénese metamórficas anteriores.

1.8.2. ZONA GALIZA/TRÁS-OS-MONTES

As unidades alóctones do NW Peninsular resultam da colisão continental dos ramos NE e SW do varisco ibérico. O fecho do oceano Rheic ter-se-á iniciado no Devónico Inferior e terminado no Devónico Superior, resultando a instalação dos ofiolitos por obducção, seguida de colisão das margens continentais, dando origem a uma *flake* tectónica (Figura 1.22), com a subducção da placa oceânica para leste e obducção no mesmo sentido transportada para leste por mais de 200 km, concomitantemente com as fases D_1/D_2 de deformação varisca (IGLÉSIAS *et al.*, 1983; RIBEIRO, A. *et al.*, 1990a). Contudo há quem sustente outro modelo, de carreamentos subcrustais com subducção para oeste (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2007).

A Zona Galiza Trás-os-Montes (Figura 1.23), de acordo com a definição inicial, é constituída por dois domínios sobrepostos, carregados sobre a ZCI: um domínio inferior, designado por Domínio Xistoso; um conjunto superior formando os Complexos Alóctones de Galiza - Trás-os-Montes (FARIAS *et al.*, 1987; ARENAS *et al.*, 1988). Em Portugal o detalhe estrutural é maior e é subdividida, da base para o topo, por quatro mantos de carreamento principais (IGLÉSIAS *et al.*, 1983; RIBEIRO, A. *et al.*, 1990): 1) Complexo Parautóctone; 2) Complexo Alóctone Inferior; 3) Complexo Ofiolítico; 4) Complexo Alóctone Superior.

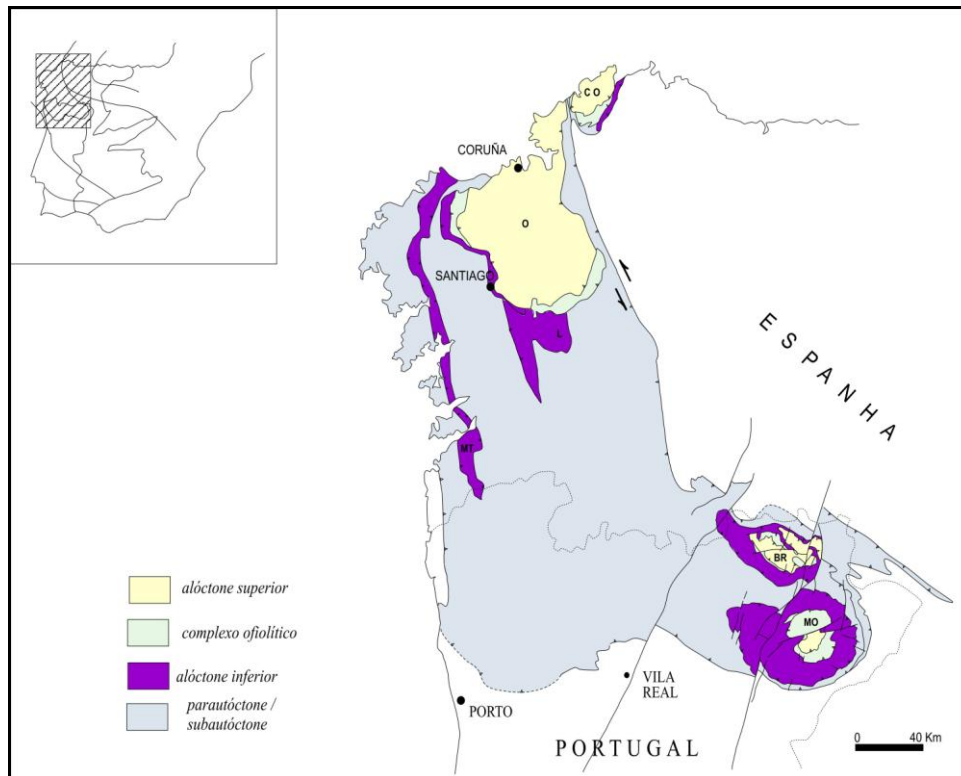
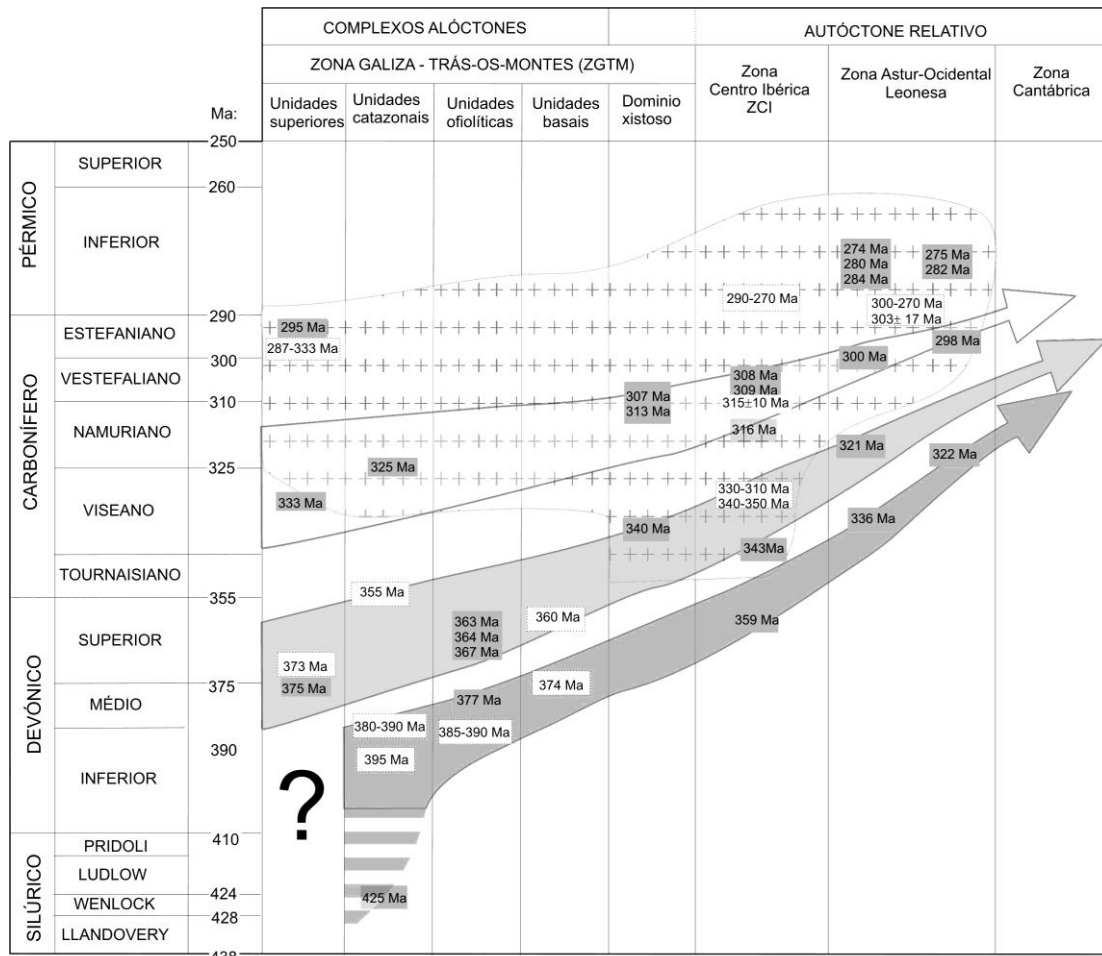


Figura 1.23 - Sequências alóctones e parautóctones da Zona Galiza - Trás-os-Montes. Localização dos Maciços máficos/ultramáficos: CO - Cabo Ortegal; O - Ordoñes; L - Lalin; MT - Malpica-Tuy; Br - Bragança; MO - Morais (adaptado de RIBEIRO, A. *et al.*, 1990a; GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997, 2006).

Os dois primeiros mantos pertencem ao TAI, com afinidades quer com a ZCI (Complexo Parautóctone) quer com a ZOM (Complexo Alóctone Inferior). Quanto aos Complexos Ofiolítico e Alóctone Superior coincidem com os Terrenos Ofiolíticos do Noroeste Peninsular e Terreno Polimetamórfico do Noroeste Peninsular, respectivamente.

Quanto aos episódios de deformação e a sua idade relativa, deve-se a NORONHA *et al.* (1979) a primeira tentativa de correlação das diferentes fases de deformação. Neste trabalho comprova-se que no Paleozóico do NW Peninsular a sua estruturação apenas é devida à orogenia varisca. Estabelece-se a correlação entre os três episódios de deformação varisca e o metamorfismo, confirmando-se pelas evidências de campo que há um diacronismo entre estas fases de deformação e o metamorfismo, nos três níveis estruturais definidos por estes autores. Diacronismo esse, posteriormente confirmado em DALLMEYER *et al.* (1997) onde se comprova por datações radiométricas a sua existência para as fases de deformação e de metamorfismo que afectam quer os terrenos autóctones (ZCI), quer parautóctones e alóctones da ZGTM. Demonstra igualmente que o Domínio Xistoso da ZGTM tem uma evolução tectonometamórfica afim com o autóctone (Figura 1.24). Neste trabalho é apresentado uma compilação das idades dos eventos tectonometamórficos acrescida das novas datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ destes autores. Este trabalho revela-se particularmente importante na datação aparente de $342,6 \pm 0,3$ Ma para a foliação tectónica associada aos cavalgamentos da D₂.



LEGENDA:

- 377 Ma Idades publicadas em Dallmeyer et al. (1997)
- 374 Ma Idades publicadas por outros autores
- Primeiro episódio de metamorfismo e deformação: episódios metamórficos de alta pressão (HP) nas unidades catazonais e basais, e de fácies anfibolíticas nas unidades ofiolíticas; D₁ no Domínio Xistoso, na ZCI e ZAOL. Começo dos carreamentos na ZC.
- Segundo episódio de metamorfismo e deformação, fundamentalmente carreamentos e descolamentos extensionais precoces: milonitização associada a fácies anfibolítica nas unidades catazonais, imbricação dos ofiolitos e carreamentos das unidades basais. D₂ no domínio xistoso, ZCI e ZAOL. Continuação dos carreamentos na ZC.
- Últimos eventos deformacionais: dobras verticais D₃ e zonas de cisalhamento transcorrentes. Últimos descolamentos extensionais.
- ++++ Intrusões graníticas e efeitos térmicos subsidiários.

Figura 1.24 - Resumo da evolução temporal das fases de deformação varisca no NW Ibérico, com base em datações absolutas (adaptado de DALLMEYER *et al.*, 1997). Seta cinza escura para a D₁ e primeiros episódios tectonometamórficos nos complexos alóctones; seta cinza intermédio - representação da D₂; seta cinza mais claro, representação da D₃.

Todavia os estilos tectónicos do autóctone e alóctone são distintos. Nestas últimas unidades o estilo de deformação é condicionado por carreamentos resultantes da instalação dos mantos, podendo definir-se duas deformações variscas:

1ª fase F₁, gera dobras deitadas com clivagem de plano axial S₁; os eixos das dobras são curvos e podem ocorrer dobras em bainha mesoscópicas;

2ª fase F_2 , gera também dobras deitadas com clivagem crenulativa S_2 . Nas zonas mais deformadas, nas proximidades dos carreamentos, S_2 retranspõe S_1 , constituindo-se como clivagem regional principal e os eixos das dobras são curvos.

É possível distinguir nestas unidades parautoctones dois estilos tectónicos: um mais interno, de mantos dobra, e um mais exterior, de complexo de escamas de carreamento (MEIRELES *et al.*, 1995; RODRIGUES *et al.*, 2003b).

Quanto ao metamorfismo, tal como nas unidades autóctones, predomina a fácies regional, xistos verdes. O magmatismo sinorogénico sin- F_3 origina auréolas de metamorfismo de contacto de baixa pressão / alta temperatura, afectando também o alóctone. Para além da especificidade dos complexos polimetamórficos com fácies variadas, desde a granulítica até à de xistos verdes, há a assinalar a presença localizada de relíquias de metamorfismo de alta pressão em unidades do alóctone inferior de Trás-os-Montes Oriental, possivelmente atingida durante a 2ª fase de deformação (FLOOR, 1966; RIBEIRO, M.L., 1976; MUNHÁ *et al.*, 1984; SCHERMERHORN & KOTSCH, 1984).

1.8.2.1. Complexo Parautoctone com afinidades com a ZCI.

Relativamente ao conjunto das unidades parautoctones e alóctones, ou seja, ao Domínio Transmontano, RIBEIRO, A. (1974) distinguia os maciços de Bragança e Morais (alóctones), da Série Transmontana. Esta era diferenciada, por sua vez, em unidades Peri-Transmontanas e Centro - Transmontanas, com incremento do grau de tectonização e de metamorfismo quando se passa das unidades Peri - Transmontanas para as Centro - Transmontanas (Figura 1.2).

Quanto ao Domínio Peri - Transmontano, correspondente às unidades parautoctones, a sucessão geral apresentada em RIBEIRO, A. (1974), tem vindo a ser reformulada nos mais recentes trabalhos. Assim, o Complexo Parautoctone é definido pelas seguintes unidades, da base para o topo (PEREIRA, E., 2000; RODRIGUES *et al.*, 2006b):

- a) Formação dos Xistos Inferiores;
- b) Formação Pelito - Grauváquica;
- c) Formação dos Quartzitos Superiores;
- d) Formação dos Xistos Superiores;
- e) Xistos de Grauvaques Culminantes.

Relativamente às unidades parautoctones, são consideradas como tendo afinidades com a ZCI. Quanto ao seu estilo tectónico (Figura 1.25), há duas situações distintas: 1) Parautoctone Superior, em situação interna do orógeno, onde o estilo de mantos dobra é predominante (RODRIGUES *et al.*, 2003, 2006; RODRIGUES, 2008); 2) Parautoctone Inferior, nas unidades tectónicas mais exteriores, caracterizado por um complexo imbricado de escamas de carreamento (MEIRELES *et al.*, 1995; RODRIGUES *et al.*, 2003b; PEREIRA, E., 2006).

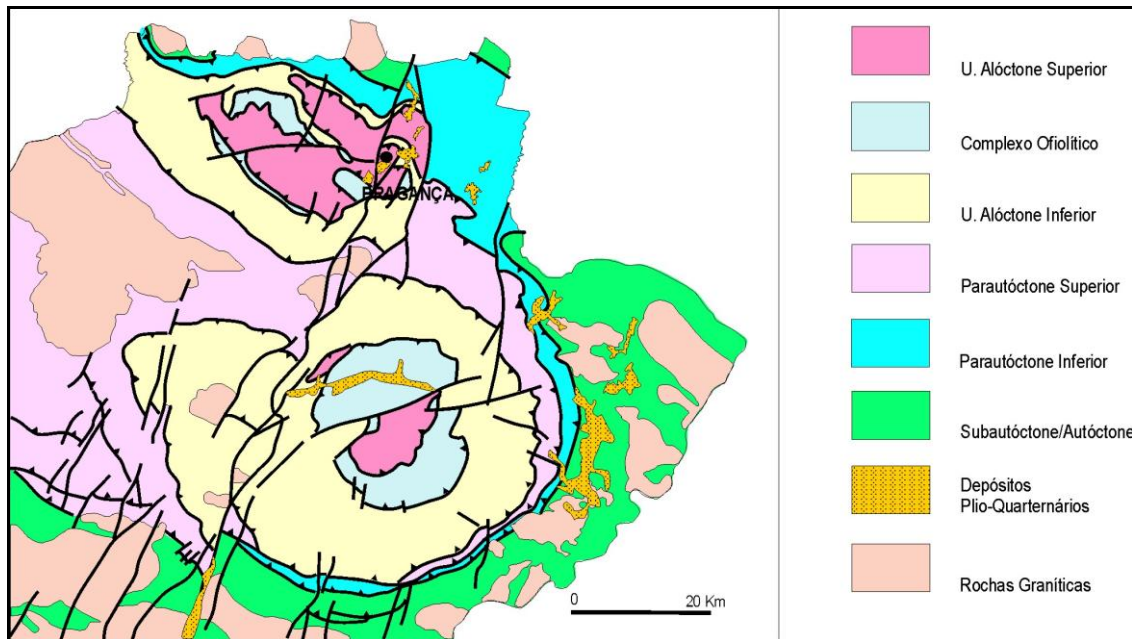


Figura 1.25 - Actual interpretação das unidades geoestruturais do Nordeste Transmontano (adaptado de PEREIRA, E., 2000).

As rochas que constituem este complexo parautóctone são de idade silúrica e devónica; o Silúrico, fundamentalmente de constituição pelítica carbonosa com vulcânicas e alguns carbonatos associados, gerados em ambiente extensional; o Devónico caracterizado por um ambiente de deposição sin - colisional, com abundantes sedimentos gresosos.

Está representado no Minho pela Unidade do Minho Central (PEREIRA, E., 1992); no Marão pelas unidades de Mouquim e Canadelo e os respectivos cavalgamentos do mesmo nome (PEREIRA, E., 1987) e em Trás-os-Montes pelo Domínio Peritransmontano (RIBEIRO, A., 1974). Entretanto, trabalhos posteriores permitem introduzir algumas alterações ao esquema apresentado em RIBEIRO, A. *et al.*, (1990a), nomeadamente em Trás-os-Montes Oriental - Alcañices (MEIRELES *et al.*, 1995; GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997, 2006) e na região do Minho (GOMES *et al.*, 1997; MEIRELES *et al.*, 1997). O conhecimento actual de terreno permite colocar a hipótese de definir o carreamento deste parautóctone na base dos "Grauques de Sobrado" (Figura 1.19) hipótese corroborada por E. Pereira (comum. pessoal).

1.8.2.2. Complexo Alóctone Inferior.

O Complexo Alóctone Inferior é definido como tendo afinidades com a ZOM. No trabalho de IGLÉSIAS *et al.* (1983), as séries Centro - Transmontanas são já consideradas como uma unidade alóctone inferior. O que distingue este complexo, designado inicialmente de Domínio Centro Transmontano (RIBEIRO, A., 1974) das unidades parautóctones subjacentes, para além da evidência de relíquias de paragénese mineral, próprias de metamorfismo de alta pressão, é a existência de magmatismo pré - orogénico, incluindo riolitos peralcalinos e granitos (FLOOR, 1966; RIBEIRO, M.L., 1976; MUNHÁ *et al.*, 1984; RIBEIRO, M.L., 1986, 1991). Estes factores reforçam a ideia de estarmos em presença de uma *nappe* exótica e distinta das sequências inferiores. É proposta uma idade Ordovícico Superior - Silúrico inferior, para a base, e Silúrico - Devónico Inferior, para o topo da sequência (RIBEIRO, A. *et al.*, 1990a).

Em termos gerais, a sequência do Domínio Centro - Transmontano, foi inicialmente definida do seguinte modo, da base para o topo (RIBEIRO, A., 1974; RIBEIRO, A. *et al.*, 1990a):

- 1) Gnaisses ocelados de Saldanha, derivados de tufo riolítico com megacristais;
- 2) Complexo filádio-quartzoso;
- 3) Formação Quartzítica;

- 4) Complexo vulcano-silicioso, incluindo vulcanismo bimodal associado a filitos cloríticos, xistos "borra de vinho" e lentículas de calcários;
- 5) Xistos verdes (metavulcânicas básicas) e quartzofilitos culminantes.

Mais recentemente, a sequência tectonoestratigráfica do alóctone inferior foi modificada e sintetizada do seguinte modo, da base para o topo (PEREIRA, E., 2000; PEREIRA, E., 2006; RIBEIRO, A. *et al.*, 2006):

1) *Gnaisses de Saldanha*: inicialmente foram designados como *Gnaisses Ocelados do Maciço de Saldanha* (RIBEIRO, A., 1974). Foi recentemente integrada no Complexo Filito- Quartzoso, aos quais transita progressivamente, a topo. Apresenta granulometrias variadas, desde muito grosseiras, com abundantes porfiroclastos de quartzo e feldspatos, sem matriz, a bastante finas, com matriz abundante. É actualmente interpretado como sendo um edifício vulcânico constituído por tufos proximais e recoberto por sedimentos contemporâneos (RIBEIRO, M.L. & RIBEIRO, A., 2004);

2) *Complexo Filito - Quartzoso*: actual designação do "complexe phyllado-quartzoux" de RIBEIRO, A. (1974). Inicia-se, na base, por filitos sericíticos, filitos siliciosos e quartzofilitos, passando, para o topo, a quartzitos, quartzitos xistóides e metaquartzovaques; ocorrem intrusões de metavulcanitos ácidos e básicos, correspondendo às escoadas da sequência estratigráfica superior (RIBEIRO, A. *et al.*, 2006). É atribuída uma idade Ordovícico Superior;

3) *Complexo Vulcano - Sedimentar*: xistos hematíticos e xistos cloríticos com intercalações, da base para o topo, de: metavulcanitos básicos; pórfiros e metavulcanitos ácidos; metavulcanitos intermédio - básicos; metacalcários, "cherts" e liditos. Ocorrem metadiabases intrusivas nos xistos, a vários níveis da sequência (RIBEIRO, A., 1974; RIBEIRO, A. *et al.*, 2006). É atribuída uma idade silúrica, a esta formação;

4) *Formação dos Xistos Verdes e Quartzofilitos Culminantes*: é a unidade de topo da sequência centro-transmontana de RIBEIRO, A. (1974). É recuperada a sua designação original (RIBEIRO, A., 1974), depois de na Carta Geológica de Portugal à escala 1/200.000 ser designada por "Formação Macedo de Cavaleiros" (PEREIRA, 2000). Esta última designação fica reservada para o contexto original em que foi definida, associada à Formação da Madorra e do Complexo de Valebenfeito (RIBEIRO, M.L., 1986, 1991). É formada pois, de muro a tecto, por filitos escuros, de cor cinza violácea com intercalações de xistos negros, siltitos, tufitos e raras intercalações de vulcanitos básicos de cor esverdeada a amarelada devido á presença de epídoto (RIBEIRO, A. *et al.*, 2006).

Constituindo unidades tectonoestratigráficas distintas das anteriores mas com as quais se poderá estabelecer correlação são agora considerados os seguintes sectores:

Simplex de Macedo de Cavaleiros, sector já destacado em RIBEIRO, A. (1974), foi estudado em detalhe estrutural e petroquímico (Ribeiro, M.L., 1986, 1991). Caracteriza-se pela presença de magmatismo hipercalino, na base da sequência vulcano-sedimentar, de idade Ordovícico Superior - Silúrico, evoluindo de basaltos alcalino - transicionais intraplaca, a basaltos toleíticos MORB (RIBEIRO, M.L., 1986, 1991). Definiram-se seis formações, duas essencialmente pelíticas (Alto de Sequeira e Madorra) e as restantes vulcânicas (Facho, Carrapatas, Alto dos Casais e Macedo de Cavaleiros). Neste sector, a unidade dos "xistos verdes, metavulcânicas básicas e quartzofilitos culminantes" (basaltos toleíticos) é modificada por RIBEIRO, M.L. (1986, 1991) sendo desmembrada, da base para o topo, nas seguintes unidades: Formações Madorra e Macedo de Cavaleiros. O Complexo de Vale Benfeito, constituído por filões e massas de metagabros são intrusivos nos filitos da Formação Madorra (op. cit.).

Presentemente estas unidades são associadas em dois grupos: Grupo Carrapatas e Grupo Macedo (RIBEIRO, A. *et al.*, 2006). O primeiro corresponde à sequência vulcano sedimentar; é constituído pelas seguintes formações, da base para o topo: Formação Alto de Sequeira;

Formação do Facho; Formação Carrapatas e Formação Alto de Casais. Este grupo é correlacionado com o conjunto de unidades centro-transmontanas (Gnaisses de Saldanha; Complexo Filito - Quartzoso, englobando a formação quartzítica, e o Complexo Vulcano - Sedimentar).

O Grupo Macedo é formado, da base para o topo, pelas seguintes unidades: Formação Madorra; Complexo de Valebenfeito; Formação Macedo de Cavaleiros.

Relativamente às unidades deste simplex, os estudos geoquímicos e metamórficos efectuados no sector de Macedo de Cavaleiros comprovam que o magmatismo básico inicial é de tendência alcalino - transicional evoluindo para toleítico das cristas médias oceânicas. O carácter peralcalino dos riólitos de Macedo de Cavaleiros atesta a sua origem em regime distensivo intracontinental, marcando um *rift* continental que evolui para um oceano aberto (RIBEIRO, M.L., 1986, 1991) onde se terão depositado as sequências vulcano-sedimentares do actual parautóctone. Análises de Rb-Sr em rocha total, efectuadas nos riólitos peralcalinos dão uma idade de 473 ± 49 Ma ("Arenigiano") (RIBEIRO, M.L. *et al.*, 1985).

No sector Mascarenhas - Macedo de Cavaleiros, a noroeste do anterior, foi realizada cartografia detalhada (escala 1:2.000) complementada por petrologia e geoquímica, que permitiu definir uma sequência vulcano-sedimentar de 15 unidades rochosas distribuídas por 1300 m de espessura, agrupadas em 6 unidades principais de acordo com as suas afinidades geoquímicas, petrológicas e sedimentares (SÁ, 1999; SÁ *et al.*, 2000). O facto do trabalho de SÁ (1999) ser linear, desenvolvido ao longo do IP4 e de ter uma forte vertente geotécnica, dificultou a correlação regional destas unidades com o sector contíguo de Macedo de Cavaleiros. Mesmo assim em SÁ *et al.* (2000) intenta-se a correlação de algumas destas unidades com as Formações do Facho, Carrapatas e Alto de Casais (RIBEIRO, M.L., 1986, 1991), ou seja com as unidades do Grupo Carrapatas.

Duplex de Pombais - Fazendo parte das unidades centro-transmontanas mas delas separado por um acidente menor, caracteriza-se pela presença de xistos verdes e metavulcanitos básicos. Sendo inicialmente designada por Unidade de Pombais (PEREIRA, E. *et al.* 2000, 2003), foi mais recentemente referida por Duplex de Pombais (RIBEIRO, A. *et al.*, 2006). Trata-se de uma unidade de grande complexidade tectónica com intensa escamação e repetição de várias escamas tectónicas. Em regra, cada escama é composta por xistos e/ou tufitos, na base, e metavulcanitos básicos para o topo (RIBEIRO, A. *et al.*, 2006).

Quanto à idade, são escassos os dados paleontológicos, em Trás-os-Montes. Os Gnaisses de Saldanha, como estão em continuidade estratigráfica com o Complexo Filito-Quartzoso, é estimada uma idade silúrica para o conjunto (RIBEIRO, M.L. & RIBEIRO, A., 2004). Outra hipótese, levantada em RIBEIRO, A. *et al.* (2006) seria a correlação dos gnaisses de Saldanha com os fácies semelhantes à Serie Intercalar de CONDE (1971) o que significaria que seriam do Ordovício Inferior.

Quanto ao Complexo Filito-Quartzoso, RIBEIRO, A. *et al.* (2006) sugerem uma correlação com a Formação Colorada da ZOM, do Ordovício Superior ou limite Ordovício - Silúrico.

Relativamente ao Complexo Vulcano - Sedimentar, ocorrem liditos com *Monograptus* associados aos filitos hematíticos ("borra - de - vinho") revelando a presença do Silúrico inferior. RIBEIRO, A. *et al.* (2006) como estabelecem uma correlação hipotética, deste complexo com as vulcânicas do Grupo Carrapatas, apontam para uma idade Ordovício Superior - Silúrico.

Para a Formação dos Xistos Verdes e Quartzofilitos Culminantes, a parte superior da sequência poderá representar características turbidíticas do Devónico Inferior (RIBEIRO, A. *et al.*, 2006).

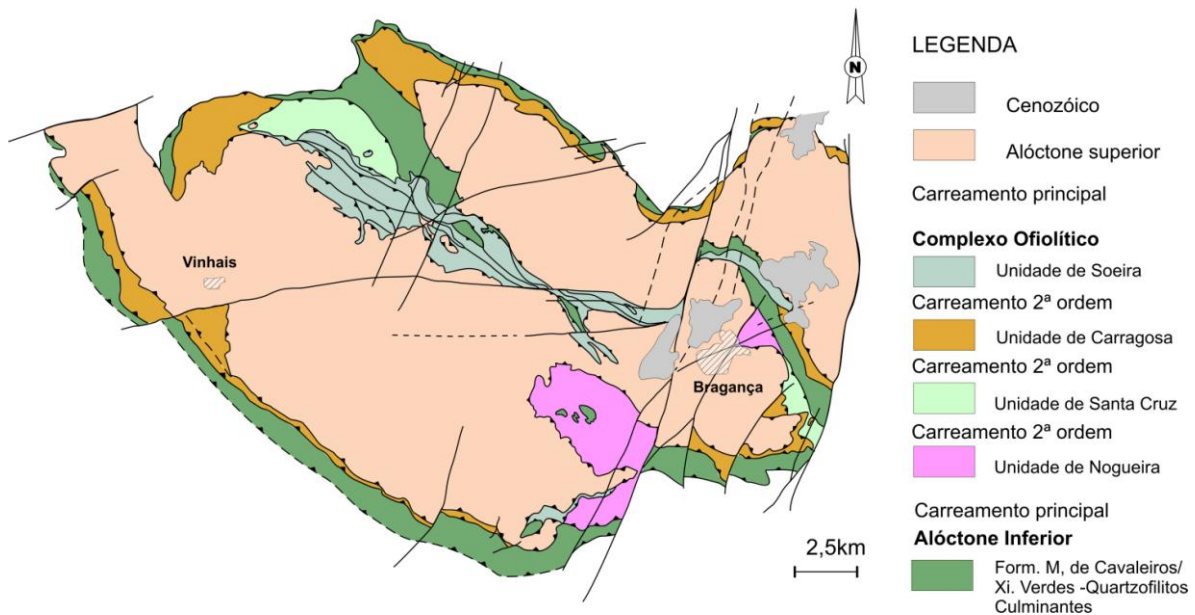


Figura 1.26 - Esboço geológico do Complexo ofiolítico e do alóctone inferior do Maciço de Bragança.

Tradicionalmente considera-se que as sequências do alóctone inferior que se desenvolvem na bordadura dos maciços de Morais e Bragança são idênticas, com excepção da ausência dos gnaisses ocelados em Bragança (RIBEIRO, A., 1974; RIBEIRO, A. *et al.*, 1990). A sequência do alóctone inferior do maciço de Bragança, no sector nordeste da sinforma de Espinhosela, corresponderia às unidades 2), 3), 4) e 5) de RIBEIRO, A. (1974), ou seja, aos Complexos Filito - Quartzoso, Vulcano - Sedimentar, Formação dos Xistos Verdes e Quartzofilitos Culminantes. Todavia, como já evidenciado na cartografia 1:50.000 do IGM (MEIRELES, 2000a), parte das unidades do alóctone inferior de Bragança são semelhantes às do Parautóctone Inferior. O mesmo sucede no bordo sudoeste do maciço. As restantes unidades do Alóctone Inferior não estarão representadas no maciço de Bragança, com excepção da Formação Macedo de Cavaleiros que ocorrerá fundamentalmente próximo de Fresulfe (MEIRELES & RIBEIRO, 1990; MEIRELES, 2000a). Neste trabalho não foi feita a separação que se julga ser possível fazer entre a Formação Macedo de Cavaleiros e a Formação dos Xistos Verdes e Quartzofilitos Culminantes (Figura 1.26). De modo que, em traços gerais, podem-se considerar as seguintes unidades centro-transmontanas no Maciço de Bragança, da base para o topo (MEIRELES, 2000a):

- *Quartzofilitos e filitos cinzentos; quartzovaques para o topo*: trata-se de uma sequência metassedimentar constituída fundamentalmente por filitos cinzento escuros e psamitos em alternâncias milimétricas e centimétricas de quartzofilitos cinzentos e xistos negros. São alternâncias centimétricas e milimétricas argilosas e siltíticas, metamorfizados, com quartzo, esfena, epidoto, clorite, mica (stilpnomelana?). Para topo desta sequência, como se verifica no sector entre Dine e Fresulfe, ocorrem bancadas decimétricas a métricas de quartzovaques na passagem aos xistos verdes. Intercaladas nesta unidade ocorrem algumas lentículas de calcários dolomitizados. Os maiores afloramentos situam-se em Dine. Junto ao rio Sabor, em frente da Quinta de Joana Dias e na estrada Bragança - Portelo ocorre também um expressivo afloramento onde se observam dobras deitadas D_1 afectadas por dobras D_3 , subverticais, já documentado em RIBEIRO, A. (1974).

- *Xistos verdes e vulcanitos básicos*: são xistos verde escuros, com abundantes óxidos de manganês que ocorrem essencialmente na região de Fresulfe, mas também em todo o flanco norte da sinforma de Espinhosela. Algumas destas fácies apresentam texturas ígneas preservadas em charneiras de dobras D_1 variscas. Primitivamente poderão corresponder a basaltos. Junto de planos de carreamento, as texturas são miloníticas, e a associação

mineralógica corresponde à fácies dos xistos verdes, com clorite, albite, anfíbola, calcite, relíquias de plagioclase cálcica, esfena e óxidos de ferro (MEIRELES & RIBEIRO, 1990; PRICHARD *et al.*, 1991).

1.8.2.3. Complexo Alóctone Intermédio ou Complexo Alóctone Ofiolítico.

É constituído por crosta oceânica tectonicamente desmembrada pela orogenia varisca, sujeito a um intenso episódio de retrogradação metamórfica em fácies de xisto verde, particularmente no maciço de Bragança. O grau de metamorfismo correspondente à fácies anfibolítica está presente, neste maciço, em algumas escamas tectónicas deste complexo (MEIRELES, 2000a). Dados de campo indicam uma idade devónica para o ofiolito (RIBEIRO, A. *et al.*, 1990a) confirmada pelos dados geocronológicos mais recentes (DALLMEYER & GIL IBARGUCHI, 1990; DALLMEYER *et al.*, 1991, 1997; DIAZ GARCIA *et al.*, 1999).

No Maciço de Bragança esta unidade ofiolítica era genericamente designada por Unidade de Soeira (RIBEIRO, A., 1974). Mais recentemente, foi proposta uma nova interpretação deste complexo (MEIRELES & RIBEIRO, 1990; MEIRELES, 2000a), em que foram definidas três unidades principais, da mais retrogradada (fácies xisto verde) para a menos (fácies anfibolítica), respectivamente: Soeira - Nogueira; Santa Cruz e Carragosa. Esta unidade ofiolítica está intensamente tectonizada e fragmentada de tal modo que a sequência original está desmantelada por diversas escamas de carreamento e pela retrogradação intensa em fácies de xisto verde. Esta unidade é constituída por bandas descontínuas nos bordos das duas sinformas de Ousilhão e Espinhosela, rodeando o alóctone superior (Figura 1.25).

Relativamente à primeira unidade, Soeira - Nogueira, actualmente consideramos que há particularidades tectónicas e petrológicas entre o sector da Soeira e a chamada janela tectónica da Nogueira, que justificam que se considerem duas unidades distintas, passando o ofiolito do maciço de Bragança a ser constituído por quatro unidades:

1) *Unidade da Soeira* - trata-se de uma imensa *mélange* tectónica, como a cartografia evidencia. De orientação NW-SE, é bastante estreita no limite oeste da carta (o seu biselamento ocorre já na folha 23, próximo da aldeia de Travanca); alarga-se entre Paçó e Soeira, estende-se até Castrelos. Rejeitada pela falha E-W de Vinhais continua pela janela tectónica de Lagomar no limite sul da carta, e termina já na folha nº 37, próximo de Castro de Avelãs (Figura 1.25). É constituída por filonitos cinzento azulado, de tom claro, por vezes esteatizados, onde ocorrem boudins de várias dimensões e composições: serpentinitos e esteatitos, gabros melanocráticos, flaser gabros, dique em gabro e anfibolitos;

2) *Unidade da Nogueira* - esta unidade ocorre na folha 37 (escala 1:25.000) da carta contígua a sul (7B, Bragança, escala 1:50,000). Compreende anfibolitos finos, milonitizados, de cor verde acinzentado;

3) *Unidade de Santa Cruz* - Xistos Verdes com lavas intercaladas e anfibolitos retrogradados em fácies xistos verdes;

4) *Unidade de Carragosa* - Anfibolitos castanhos com ou sem granada, de grão fino, com uma foliação bem marcada; não se identificaram minerais relíquias pré - deformação. A paragénese mais característica corresponde a plagioclase, clinoanfíbola, quartzo, epídoto, clorite, rútilo e óxidos de ferro. Esta unidade corresponde, em parte, à anterior unidade designada por anfibolitos comuns da base (ANTHONIOZ, 1972). Curiosamente, já este autor referia a semelhança destes anfibolitos com os de Morais. Na área da carta ocorrem na base da sinforma de Espinhosela. Fácies idênticas já tinham sido descritas na região de Zoio (carta nº 37, Rebordãos) e referidas como sendo anfibolitos pertencentes ao ofiolito (MEIRELES & RIBEIRO, 1990). No núcleo da sinforma de Espinhosela, a oeste da aldeia de Rio Frio, aflora uma janela tectónica destes anfibolitos.

1.8.2.4. Complexo Alóctone Superior.

O Complexo Alóctone Superior, ou Terreno Alóctone Continental (MARQUES, 1994), também designado por Terreno Polimetamórfico do Noroeste Peninsular (RIBEIRO, A., 2006), é formado pelo conjunto dos maciços alóctones do Noroeste Peninsular. É constituído por diversas litologias com origem na crosta inferior e no manto superior submetidas a uma complexa evolução tectónica e metamórfica anterior à exumação varisca. Estão presentes granulitos de alta pressão; rochas ígneas ultramáficas e máficas associadas e gnaisses com *boudins* de eclogitos, numa complexa imbricação de várias escamas tectónicas carreadas sobre unidades ofiolíticas e metassedimentares paleozóicas. Foram reconhecidos pela primeira vez como carreados em RIBEIRO, A. *et al.* (1964), posteriormente confirmado por RIES & SHAKLETON (1971).

Estas unidades apresentam uma distribuição espacial distinta nas duas sinformas, de Espinhosela - Baçal e de Vila Boa de Ousilhão, respectivamente. Na sinforma de Espinhosela predominam os paragnaisses com eclogitos, ortognaisses e granitóides (ANTHONIOZ, 1972; MEIRELES, 2000a). Na sinforma de V. Boa de Ousilhão, predominam as rochas máficas (anfíbolitos, granulitos e gabros) e ultramáficas (peridotitos) (ANTHONIOZ, 1972). A orientação NW-SE destas sinformas foi atribuída à deformação da D₃ Varisca (RIBEIRO, A., 1974).

Este Complexo Alóctone Superior (CAS), constituído por gnaisses e eclogitos, blastomilonitos máficos (granulitos), gabros e rochas ultramáficas, retrogradadas, evidencia uma evolução tectónica e metamórfica mais complexa que as restantes unidades subjacentes. Há consenso, relativamente à instalação tectónica destes terrenos exóticos, sobre os terrenos perigondwânicos, durante a orogenia Varisca. Permanece a controvérsia relativamente à sua origem, idade e evolução metamórfica, particularmente no que respeita às litologias de HP/HT.

Com base nas evidências cartográficas (estruturais), metamórficas, petrográficas e geocronológicas há fundamentalmente duas abordagens distintas: 1) evolução em ciclos poli-orogénicos, ou seja, a complexidade tectonometamórfica é devida à intervenção de vários ciclos orogénicos; 2) consequência de um único episódio orogénico.

No primeiro caso, desde os primeiros trabalhos nestes maciços, particularmente de cartografia, estrutural, petrografia e metamorfismo se apontava para a existência de fases de deformação pré - varisca (COTELO NEIVA, 1948), havendo mesmo quem as apontasse como fases de deformação Pré-câmbricas (PORTUGAL FERREIRA, 1964; VOGEL, 1967; ANTHONIOZ, 1970, 1972; RIBEIRO, A., 1974; MARQUES, 1989, 1994). Concretamente, para PORTUGAL FERREIRA (1964) haveria duas fases de deformação precâmbricas. Mais tarde, MARQUES (1994) reconhece cinco fases de deformação no maciço de Bragança, em que três serão precâmbricas e duas variscas.

As recentes datações de Sm - Nd e Rb/Sr e os estudos tectonometamórficos, efectuadas nos granulitos de alta pressão, indicando uma idade de metamorfismo de 1,0 - 1,1 Ga, e a idade mínima de 545Ma para a fácies eclogítica, apontam para uma orogenia pré-varisca. Nos gabros associados às intrusões ultramáficas foi obtida uma idade de 470Ma para a sua cristalização; para os episódios de retrogradação metamórfica, a idade de 389 Ma (MARQUES *et al.*, 1995; SANTOS *et al.*, 1997; SANTOS, 1998). Os dados termobarométricos nos granulitos de alta pressão e nos eclogitos indicam um processo P-T-t, no sentido dos ponteiros do relógio, mais complexo do que ocorre nos gabros e nas rochas ultramáficas associadas. Este metamorfismo de alta pressão é interpretado como correspondendo a um episódio de subducção (MUNHÁ & RIBEIRO, 1986; MARQUES *et al.*, 1996), contemporâneo da 1ª fase de deformação precâmbrica (MARQUES, 1994). Estas observações são consistentes com os dados de U-Pb para os granulitos (intersecção da recta aprox. aos 489 e 2.783 Ma) e para os eclogitos (intersecção aos 509 e 450 Ma) (PEUCAT *et al.*, 1990). A idade mínima de 395 Ma corresponde à instalação varisca

(DALLMEYER *et al.*, 1991), o que confirma a hipótese instalação das *nappes* ocorrer durante o Devónico Inferior - Médio (RIBEIRO, A., 1974). Para os geólogos portugueses o alóctone superior que ocorre fundamentalmente no maciço de Bragança representa os vestígios de uma subducção precâmblica, reactivada durante o Ordovícico e exumada no Devónico, durante o varisco, sobre uma margem continental. Em relação às rochas ultramáficas representarão o testemunho de magmatismo SSZ quer em situação de *spreading centre* a topo de manto empobrecido (BRIDGES *et al.*, 1995) ou na situação de arco na interface crosta /manto (GIL IBARGUCHI *et al.*, 1999; MORENO *et al.*, 1999) durante o processo evolutivo de zona de subducção. Os dados termobarométricos indicam uma evolução metamórfica complexa típica de rochas formadas em zona de subducção e posteriormente exumadas (MUNHÁ & RIBEIRO, 1986).

Nas últimas duas décadas do século passado, foi defendida a hipótese da evolução do alóctone superior num único ciclo orogénico, com especial ênfase em dados geocronológicos detalhados que apontariam para um único ciclo ordovícico de subducção intra-oceânica seguida de uma exumação devónica sobre margem continental (PEUCAT *et al.*, 1990; SCHÄFER *et al.*, 1993; SANTOS ZALDUEGUI *et al.*, 1996). Mais recentemente esta hipótese progrediu para uma evolução poliorogénica com o episódio de HP/HT a ocorrer aos 490-480 Ma a que se seguiria um novo episódio aos 390-385 Ma (FERNÁNDEZ-SUÁREZ *et al.*, 2000) para o evento da instalação. A idade do retrometamorfismo em fácies xistos verdes e episódios de deformação mais tardios ocorrerá pelos 365 Ma (DALLMEYER *et al.*, 1997).

Entretanto a confirmar o modelo poli-orogénico para justificar a complexidade tectonometamórfica destas unidades, está o recente datação 1159 ± 39 Ma de U-Pb em zircões dos protólitos dos anfibolitos da Unidade de Purrido, Cabo Ortegal, interpretada agora como testemunho de um ofiolito pré - Rodiano (SÁNCHEZ MARTÍNEZ *et al.*, 2006).

Relativamente aos recentes estudos estruturais levados a cabo na sinforma de Vila Boa de Ousilhão nestas rochas de alto grau, foram definidas, como já referido, 5 fases de deformação penetrativa (das quais três pré - Variscas). As fases prévias D₁ e D₂ só são reconhecidas nos granulitos de HP/HT, nos eclogitos e nos paragneisses. Foi reconhecido e datado, um episódio intrusivo máfico / ultramáfico que terá ocorrido entre os episódios pré - Câmbrios D₂ e D₃ (MARQUES, 1989, 1994; MARQUES *et al.*, 1991-1992; 1996; SANTOS *et al.*, 1997; SANTOS, 1998). Esta tectónica complexa produziu um conjunto de cinco *nappes* de carreamento pré - Variscas, transportadas em conjunto com a escama do complexo ofiolítico da Soeira/Nogueira e instaladas durante a orogenia Varisca (MARQUES, 1989; MARQUES *et al.*, 1991-1992; MARQUES, 1994).

Relativamente à sinforma de Espinhosela e à "série metamórfica ácida", assim designada por ANTHONIOZ (1972) quando, segundo os modelos interpretativos da época, se referia à série de xistos ectiníticos que ocupa a maior parte da sinforma setentrional do maciço. Este autor separava desta série, quer os gnaisses de Conlelas (blastomilonitos ácidos), quer os migmatitos. Considerava que se poderia estabelecer a seguinte estratigrafia de conjunto, da base para o topo:

- i) Gnaisses ocelados;
- ii) Fácies detríticas, arcósicas;
- iii) Fácies finamente detríticas para o topo.

De acordo com as tendências e modelos da época, definia a origem desta série metamórfica (gnaisses, micaxistos e migmatitos), como uma série sedimentar detrítica, comparável aos micaxistos do maciço de Morais.

Esta origem metassedimentar continua a ser unanimemente aceite para esta série metamórfica ácida, como se pode confirmar nos últimos trabalhos publicados, não só nos maciços portugueses mas também nos maciços de Ordoñez e Cabo Ortegal (ALTE DA VEIGA, 1991; FERNÁNDEZ & MARCOS, 1997; SANTOS, 1998; ABATI, 2002). No entanto, PORTUGAL FERREIRA (1964) refere uma origem ígnea para estas rochas, claramente assumindo uma

filiação vulcânica (ignimbritos, lavas riolíticas ou tufos riolíticos) e afirmando que uma origem sedimentar, e citamos, "*não recebe suporte fácil, nem das observações de campo, nem dos dados das análises químicas*".

Com base nos nossos dados de cartografia inéditos, há nesta sinforma as duas sequências metamórficas, separadas por um cisalhamento D_3 , dextro de orientação $N120^\circ$. A norte deste acidente, entre Parâmio e Terroso, predominam os micaxistos, ortognaisses e granitos de Rio Frio (MEIRELES 2000a); a sul, no sector de Espinhosela - Gondesende predominam fácies detrítica, micaxistos biotíticos e metagrauvaques. A litologia mais comum nesta sinforma corresponde a um micaxisto de grão fino, de cor castanha clara, clivando facilmente devido aos intensos cisalhamentos. São constituídos fundamentalmente por quartzo, feldspato, bastante moscovite, biotite e por vezes granada, presente em pequenas quantidades. Pode apresentar ocelos feldspáticos e estirados nos planos de xistosidade. Para além deste tipo mais comum (que corresponderá a um tectonito *S*, segundo a classificação de Sanders), há referências à presença de uma rocha mais compacta, nomeadamente na região de Rabal, granoblástica, de grão médio a fino, sem xistosidade, só com lineação de estiramento bastante acentuada, correspondendo a um tectonito *b* da mesma classificação (PORTUGAL FERREIRA, 1964; ALTE DA VEIGA, 1991).

Os eclogitos ocorrem principalmente nesta sequência metassedimentar. Estas rochas ocorrem fundamentalmente na região de Baçal e Vale de Lamas (nos migmatitos). Na grande mancha de gnaisses de Espinhosela, as lentículas eclogíticas são mais raras. São de assinalar as manchas de Donai e algumas lentículas na região de Parâmio, apresentando uma grosseira distribuição quer no flanco nordeste, quer no sudoeste da sinforma.

2. CARACTERIZAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA

2.1. METODOLOGIA E CONCEITOS

Na nossa área de estudo estão presentes unidades autóctones, parautoctones e alóctones. No estabelecimento das sequências litoestratigráficas e tectonoestratigráficas procurou-se seguir e adaptar os critérios, procedimentos e recomendações definidos, respectivamente, no "International Stratigraphic Guide" (ISSC, 1994) e no "North American Stratigraphic Code" (NASC, 2005). Foram também tidos em conta os procedimentos empíricos seguidos em anteriores trabalhos do Noroeste Peninsular. No caso das unidades ordovícicas de Trás-os-Montes utilizou-se por base de trabalho a classificação litoestratigráfica definida em SÁ (2005) e SÁ *et al.* (2005).

Desde a fundação da União Internacional das Ciências Geológicas (IUGS) e da Comissão Internacional de Estratigrafia (ICS), em 1961, que sob a sua orientação se procura elaborar uma tabela cronoestratigráfica padrão, à escala global. Sobre a problemática do Sistema Ordovícico e a sua evolução histórica, é apresentada em SÁ (2003, 2005) uma detalhada e bem documentada apreciação crítica. O Ordovícico, período de enorme diversidade biogeográfica mundial, só foi formalmente ratificado como Sistema, pela comunidade científica, em 1960. Na Europa foi inicialmente usada a escala britânica como padrão, mas com os avanços dos estudos de cronoestratigrafia surgiram dificuldades de correlação com estas séries, tendo sido então proposta uma tabela cronoestratigráfica regional mais precisa (Quadro 2.1), englobando o Norte de África, Europa Central e Mediterrânica, Próximo e Médio Oriente, ou seja, para o continente Gondwana (HAVLÍČEK & MAREK, 1973, *in* SÁ, 2005). A proposta desta escala regional Mediterrânica - Gondwânica seguia a tendência internacional de, paralelamente à construção de

uma escala global, se utilizarem escalas cronoestratigráficas regionais, tacitamente aceites e reconhecidas pelas instâncias internacionais, ICS e IUGS (vide o trabalho de HAMMANN *et al.*, 1982, publicado pela IUGS, sobre o quadro de correlações para o SW da Europa).

IDADES ABSOLUTAS Ma	SISTEMA	SÉRIES GLOBAIS	ANDARES GLOBAIS	ANDARES REGIONAIS (NORTE GONDWANA)	SÉRIES E ANDARES REGIONAIS BRITÂNICOS REVISTOS (AVALÓNIA)		
443.7	ORDOVÍCIO	SUPERIOR	HIRNANTIANO	HIRNANTIANO	ASHGILL	Hirnantiano	
445.6			KATYANO	KRALODVORIANO		BEROUNIANO	Rawtheyano
							Cautleyano
			Pusgiliano				
455.8			SANDBYANO	DOBROTIVIANO		LLANVIRN	Streffordiano
		Cheneyiano					
460.9		MÉDIO	DARRIWILIANO	ORETANIANO	Burrelliano		
					Aureluciano		
468.1		DAPINGIANO	"ARENIGIANO"	ARENIG	Llandeiliano		
					Abereiddiano		
471.8	FLOIANO	TREMADOCIANO	TREMADOC	Fenniano			
				Whitlandiano			
478.6	INFERIOR	TREMADOCIANO	TREMADOC	Moriduniano			
				Migneintiano			
488.3					Cressagiano		


Quadro 2.1 - Correlação da cronoestratigrafia - padrão do Ordovício com os andares e séries regionais para o Norte do Gondwana e para o Avalónia (adaptado de GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 2002; FINNEY, 2005; SÁ, 2005; CHEN *et al.*, 2006).

Esta tabela regional, alicerçada em dados bioestratigráficos detalhados e diversificados, baseados em especificidades de uma fauna endémica de trilobites, braquiópodes, equinodermes, moluscos, ostracodos e graptólitos, cedo se revelou consistente não só para a Boémia, mas para a Península Ibérica, Marrocos e Bulgária (SÁ, 2005 e trabalhos prévios). Em Espanha, já na década de 80 do século passado, era comum o uso desta tabela nos novos trabalhos de revisões de estratigrafia e de paleontologia sobre o Ordovício (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1984b; SAN JOSÉ *et al.*, 1992). Presentemente, devido a um grande esforço das comissões internacionais, estão definidos todos os andares da escala global do Sistema Ordovício, bem como das diversas escalas regionais das províncias paleogeográficas (Quadro 2.2). De facto, foi recentemente apresentada pela Subcomissão de Estratigrafia para o Ordovício, a nova classificação cronoestratigráfica global e suas correlações com as escalas regionais (BERGSTRÖM *et al.*, 2009).

Como já anotado em SÁ (2005) e sintetizado em SÁ *et al.* (2010), tradicionalmente em Portugal tem sido utilizada, por vezes de forma adaptada e não isenta de equívocos, a classificação cronoestratigráfica da escala britânica (TEIXEIRA *et al.*, 1979). Ainda recentemente foram publicadas tabelas desajustadas e erróneas, no que concerne ao Sistema Ordovício (PAIS & ROCHA, 2007). Só a partir de 1995 começou a ser aplicada no nosso País, no todo ou em parte, a tabela Mediterrânica - Gondwânica na maior parte dos trabalhos publicados sobre este Sistema (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1995; COUTO *et al.*, 1997; COUTO &

GUTIÉRREZ-MARCO, 1999; COUTO *et al.*, 1999; GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1999a; GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1999b; COUTO & GUTIÉRREZ-MARCO, 2000; GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 2000; ROMÃO, 2000; SÁ *et al.*, 2003b; SÁ, 2005), embora em COKE (2000a, 2000b), PEREIRA (2000) e MEIRELES (2000a, 2000b) ainda tenha sido usada a escala "britânica adaptada". Nos trabalhos mais recentes, referentes ao Sistema Ordovícico relativos a Trás-os-Montes, tem sido utilizada a escala cronoestratigráfica regional Mediterrânica (SÁ, 2003, 2005; SÁ *et al.*, 2005, 2006).

ORDOVICIAN CHRONOSTRATIGRAPHIC CHART
International Subcommittee on Ordovician Stratigraphy



SYSTEM	GLOBAL		UNITED KINGDOM		NORTH AMERICA		BALTO-SCANDIA		AUSTRALIA		CHINA		SIBERIA		MEDITERRANEAN & N. GONDWANA		Stage Slices (SS)								
	SERIES	STAGE	SERIES	STAGE	SERIES	STAGE	SERIES	STAGE	SERIES	STAGE	SERIES	STAGE	SERIES	STAGE	STAGE										
ORDOVICIAN	UPPER ORDOVICIAN	HIRNANTIAN	ASHGILL	HIRNANTIAN	GAMACHIAN	HARJU	PORKUNI	BOLINDIAN	HIRNANTIAN	GSSP	CHIENTANGKIANGIAN	UPPER	UPPER	UPPER	UPPER	UPPER	UPPER	Hi2							
				RAWTHEYAN CAUTLEYAN PUGILLIAN			RICHMONDIAN MAYSVILLIAN EDENIAN											PIRGU VORMSI NABALA	Not distinguished	BURIAN NIRUNDIAN DOLBORIAN	HIRNANTIAN (=KOSOVIAN)	Hi1			
		KATIAN	CARADOC	STREFFORDIAN CHENEYAN	TURINIAN	MOHAWKIAN	CINCINNATIAN	VIRU	EASTONIAN	NEICHIASHANIAN	GSSP	GSSP	GSSP	GSSP	GSSP	GSSP	GSSP	GSSP	GSSP	Ka4					
				BURRELLIAN																CHATFIELDIAN	HALJALA	BAKSIAN	BEROUNIAN	Ka3	
		MIDDLE ORDOVICIAN	DARRIWILIAN	LLANDELIAN	ABEREIDDIAN	LLANWERN	WHITEROCKIAN	CHAZYAN	DARRIWILIAN	DARRIWILIAN	GSSP	GSSP	GSSP	GSSP	GSSP	GSSP	GSSP	GSSP	GSSP	Ka2					
																				FENNIAN	Not distinguished	VOLKHOV	BAKSIAN	BEROUNIAN	Ka1
	LOWER ORDOVICIAN	FLOIAN	ARENIG	WHITLANDIAN	IBEXIAN	BLACK HILLSIAN	RANGERIAN	OELAND	DARRIWILIAN	DARRIWILIAN	GSSP	GSSP	GSSP	GSSP	GSSP	GSSP	GSSP	GSSP	GSSP	U					
																				MORIDUNIAN	CHAZYAN	YAPEENIAN	BAKSIAN	BEROUNIAN	M
																				MIGNEINTIAN	CHAZYAN	CASTLEMAINIAN	BAKSIAN	BEROUNIAN	Sa2
																				CRESSAGIAN	CHAZYAN	CHEWTONIAN BENDIGONIAN	BAKSIAN	BEROUNIAN	Sa1
	TREMADO-CIAN	TREMADO-CIAN	TREMADO-CIAN	TREMADO-CIAN	TREMADO-CIAN	TREMADO-CIAN	TREMADO-CIAN	TREMADO-CIAN	TREMADO-CIAN	TREMADO-CIAN	GSSP	GSSP	GSSP	GSSP	GSSP	GSSP	GSSP	GSSP	GSSP	U					
																				UGORIAN	CHAZYAN	CASTLEMAINIAN	BAKSIAN	BEROUNIAN	L
																				UGORIAN	CHAZYAN	CASTLEMAINIAN	BAKSIAN	BEROUNIAN	Sa2
																				UGORIAN	CHAZYAN	CASTLEMAINIAN	BAKSIAN	BEROUNIAN	Sa1
	TREMADO-CIAN	TREMADO-CIAN	TREMADO-CIAN	TREMADO-CIAN	TREMADO-CIAN	TREMADO-CIAN	TREMADO-CIAN	TREMADO-CIAN	TREMADO-CIAN	TREMADO-CIAN	GSSP	GSSP	GSSP	GSSP	GSSP	GSSP	GSSP	GSSP	GSSP	U					
																				UGORIAN	CHAZYAN	CASTLEMAINIAN	BAKSIAN	BEROUNIAN	L
UGORIAN																				CHAZYAN	CASTLEMAINIAN	BAKSIAN	BEROUNIAN	Sa2	
UGORIAN																				CHAZYAN	CASTLEMAINIAN	BAKSIAN	BEROUNIAN	Sa1	

Quadro 2.2 - Proposta actual da Subcomissão de Estratigrafia sobre o Ordovícico de correlação entre as séries e andares globais e as unidades regionais oficialmente reconhecidas (BERGSTRÖM *et al.*, 2009).

No presente trabalho foi seguida idêntica abordagem. É dada preferência à tabela cronoestratigráfica regional, para o Gondwana, por se apresentar mais detalhada e mais apropriada para o estudo do Ordovícico de Trás-os-Montes, fazendo-se a correspondência à tabela global (FINNEY, 2005; CHEN *et al.*, 2006; BERGSTRÖM *et al.*, 2009). Além disso, na vizinha Espanha, esta tabela é a escala adoptada (GIBBONS & MORENO, 2002; VERA, 2004).

Relativamente ao Sistema Silúrico, têm sido muito comum, no nosso País, a utilização errónea da designação das Séries deste Sistema, como Andares do mesmo. É comum ver-se escrito, "Landroveriano", "Wenlockiano", "Ludloviano" e "Pridoliano", fruto do equívoco patente nos quadros das unidades estratigráficas (TEIXEIRA *et al.*, 1979; PAIS & ROCHA, 2007). No presente trabalho seguem-se as designações da "International Stratigraphic Chart" da Comissão Internacional de Estratigrafia. Assim, quando se escreve "Landrovery", "Wenlock", "Ludlow" e "Pridoli", está-se a reportar às Séries deste Sistema como tal, e não aos andares que têm outras designações.

Equívocos desta natureza resultam da falta de um guia ou léxico estratigráfico nacional. Esta falta faz-se também notar, por exemplo, no modo informal como as unidades estratigráficas são tratadas, pelo menos ao nível do Paleozóico. A mesma unidade litoestratigráfica pode ter múltiplas designações locais. Outro aspecto polémico é o uso, ou não, da preposição "de" na ligação do nome próprio da unidade com a sua designação estratigráfica (Grupo, Formação, Membro, etc.). A partir da década de oitenta do século passado, nas Cartas Geológicas dos S.G.P., quando as unidades estratigráficas começaram a ser

referenciadas, embora informalmente, com um nome próprio a acompanhar a designação da unidade estratigráfica, que tem sido corrente o uso das preposições "de", "do" ou "da" (exemplo: Formação *de* Bateiras, Formação *de* Vale da Ursa, Formação *de* Santos, Formação *da* Serra *da* Colorada, etc.).

No entanto, mais recentemente, outros autores há, que na designação das unidades, mesmo na sua caracterização formal, não empregam esta preposição (SÁ *et al.*, 2003b; SÁ, 2005; SÁ *et al.*, 2005; MEIRELES *et al.*, 2006). Em nosso entender esta opção expressa melhor as recomendações internacionais do "International Stratigraphic Guide" (ISSC, 1994) e do "North American Stratigraphic Code" (NASC, 2005), relativamente ao nome das unidades: estes documentos referem claramente que à unidade estratigráfica apenas se acrescenta o termo geográfico apropriado. Na opinião do eminente especialista Professor Doutor Mário Vilela (professor jubilado da Faculdade de Letras da Universidade do Porto), o uso do nome próprio como aposto de especificação justifica-se plenamente e será a forma mais correcta das línguas românicas, tal como acontece no Brasil, onde não são usadas preposições de ligação (vide GEOBANK - Léxico Estratigráfico do Brasil, <http://www.cprm.gov.br/>), assim como também não se usam preposições de ligação na geologia espanhola. Além disso, consultado também o site "ciberdúvidas da língua portuguesa" (www.ciberduvidas.com), este refere, citando o Dicionário Houaiss, que a estrutura das expressões terminológicas deste tipo, foge realmente ao padrão mais frequente, pelo menos em certos tipos de geónimos. E que há expressões onomásticas como "Rio Tejo, Rio Sabor, etc." sem preposição, funcionando o nome próprio como aposto de especificação. Em suma, a forma mais correcta, em bom português, é usar o geónimo como aposto de especificação. Neste trabalho, é esta a opção adoptada, pelas expressões onomásticas sem preposição, funcionando o nome próprio da unidade geológica como aposto de especificação.

Outro exemplo da falta de um léxico estratigráfico de Portugal traduz-se nas dificuldades que se teve na feitura da carta geológica que acompanha este trabalho. Cedo se deparou com problemas a nível dos padrões das cores das unidades e nas designações das mesmas, nomeadamente nas unidades autóctones. Constatou-se que as actuais normas para a publicação de cartas geológicas do L.N.E.G. (CUNHA, 1999), particularmente no que concerne às cores das diversas unidades ordovícicas (Figura 2.1), não são mais do que um mero repositório do que, ao longo dos anos, foi sendo feito nas diversas cartas geológicas 1:50.000, sem qualquer critério selectivo e sem o enquadramento correcto nas recomendações da Comissão Internacional de Estratigrafia. Sendo o L.N.E.G. a instituição de referência nacional na feitura e na edição das cartas geológicas, compete-lhe ser também a primeira instituição nacional a ter normas baseadas nos critérios actuais da Comissão Internacional de Estratigrafia (Guia Internacional de Estratigrafia, Tabela de Cores da Carta Geológica Mundial). Para além disso, urge tratar esta informação de modo a ser integrada numa verdadeira base de dados, também por fazer. Atendendo ao facto de que, nas actuais normas, a tabela de cores não abrange todas as unidades ordovícicas representadas em Trás-os-Montes, levou-nos à proposta de criação de uma nova tabela (Figura 2.2), com base nas cores da *Commission for the Geological Map of the World* (CGMW) (Anexo II), adaptando as cores padrão mais usuais nas cartas geológicas portuguesas. Foram também seguidas as novas correlações cronoestratigráficas aprovadas pela Subcomissão para o Ordovícico (BERGSTRÖM *et al.*, 2009). Inicialmente pensada para Trás-os-Montes, foi proposta a sua aplicação para todo o Ordovícico da Zona Centro Ibérica (MEIRELES & MARQUES, 2009). No Anexo II são apresentadas as propostas de uniformização das unidades e respectivos códigos de cores para os restantes sectores da ZCI (Valongo - Arouca - Marofa; Beiras Meridional). Quanto às unidades silúricas autóctones, usam-se, quer na carta geológica, quer nos demais esquemas, as cores da CGMW (Anexo II). Nas unidades devónicas do parautóctone também se aplicaram as cores-padrão estabelecidas para este Sistema (Anexo II).

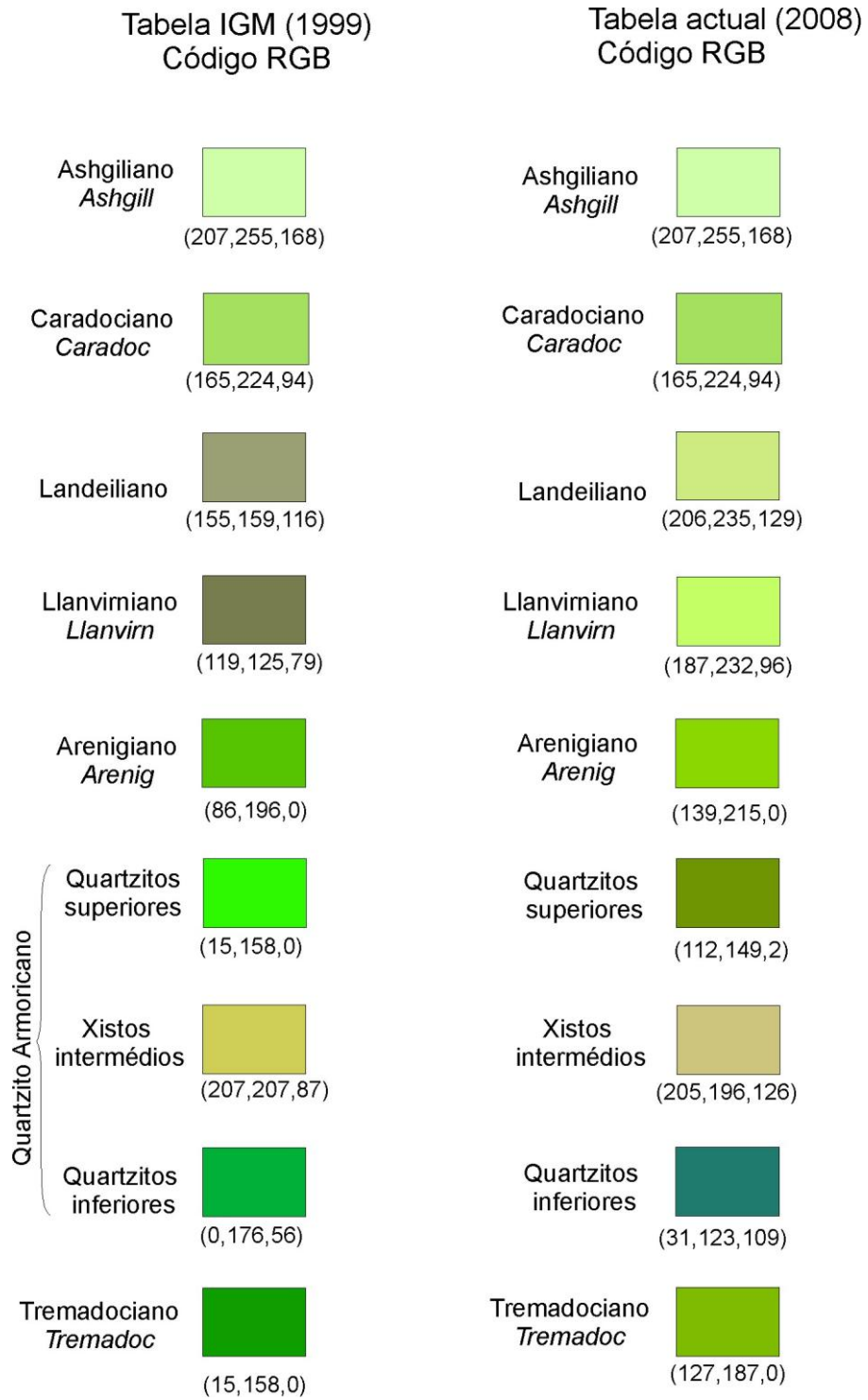


Figura 2.1 - Últimas tabelas de cores e de andares, para o Ordovícico, em uso no L.N.E.G., com base na adaptação da escala britânica (em itálico: a designação correta das Séries Britânicas).

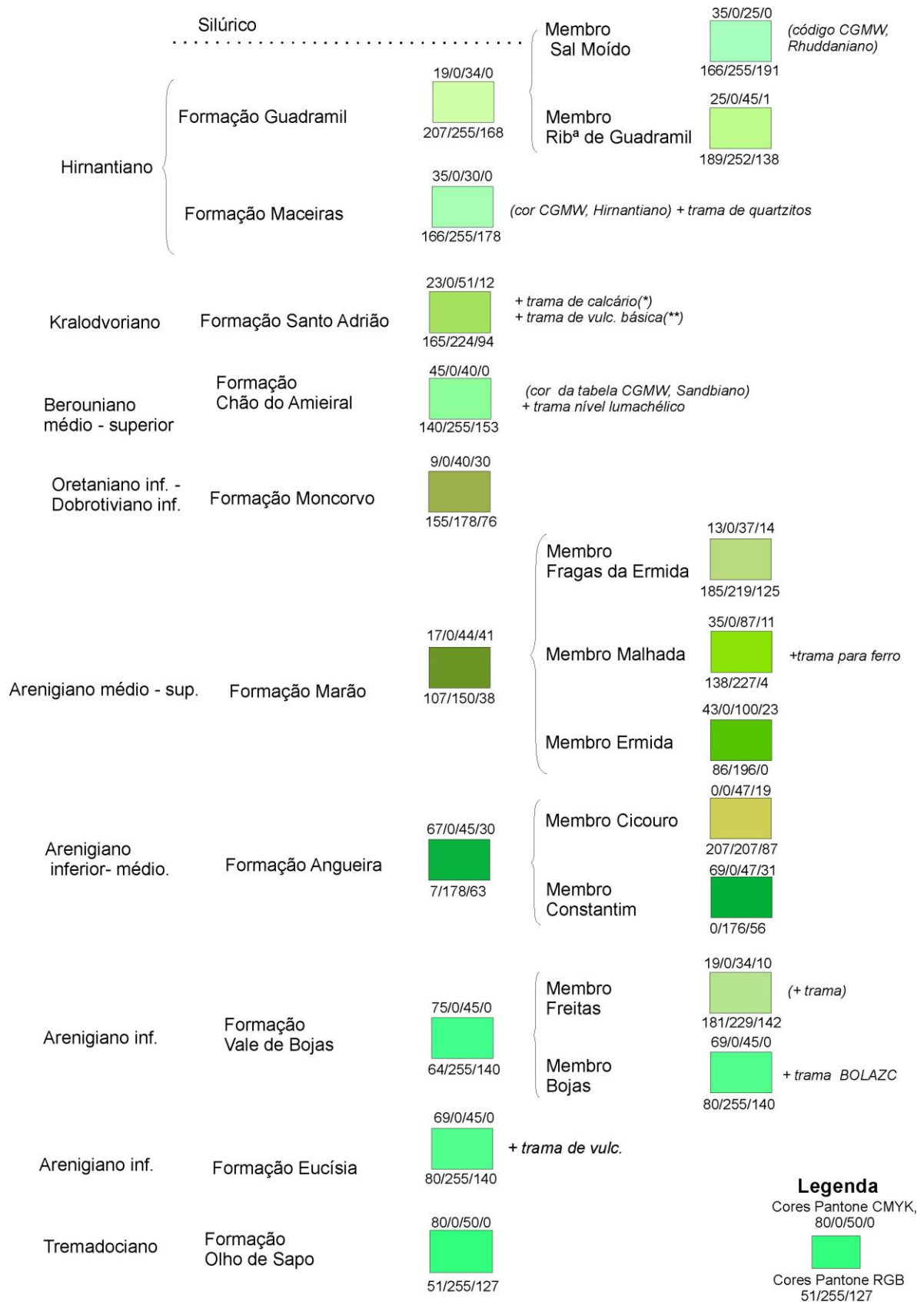


Figura 2.2 - Tabela de cores da sequência ordovícica (escala Mediterrânea). Província Paleogeográfica de Trás-os-Montes (aplicável na cartografia às escalas 1:25.000 e 1:50.000).

Quanto aos símbolos pelas quais as unidades litoestratigráficas são representadas na carta geológica, seguiu-se e adaptou-se a simbologia apresentada em SÁ (2005) e SÁ *et al.*

(2005) na caracterização das unidades ordovícicas de Trás-os-Montes, para todo o conjunto de unidades lito e tectonoestratigráficas alvo deste estudo. Normalmente nas cartas geológicas do L.N.E.G. o símbolo da unidade é representado pelas abreviaturas do sistema a que pertence seguida em índice inferior da abreviatura do nome da unidade. A abreviatura da unidade litoestratigráfica ("Formação" ou "Membro") desaparece e fica apenas a abreviatura do nome da unidade em índice. Contudo, é-se confrontado com o problema de unidades distintas acabarem representadas pelo mesmo símbolo. Por exemplo, o Membro Malhada (MMa) da Formação Marão (FMr) e a Formação Maceiras (FMa) seriam representados nas cartas pelo mesmo símbolo, O_{Ma} . Para evitar estas situações, definimos uma regra própria: as formações são representadas por abreviatura da sua designação com o máximo de duas letras; a representação dos membros pode ir até às três letras por abreviatura. Assim o Membro Malhada passa a ser representado na carta pelo símbolo O_{MMa} enquanto a Formação Maceiras pelo símbolo O_{Ma} .

Embora nas últimas cartas editadas em 2006 (Oliveira de Azeméis, 2ª edição, e Carviçais, 1ª edição) haja sintonia, entre elas, na cor das unidades ordovícicas, lamenta-se que não tenha sido considerada, principalmente para Carviçais, na sua totalidade, a proposta de formalização para o Ordovícico de Trás-os-Montes (SÁ *et al.*, 2005), publicada nas próprias Comunicações Geológicas do L.N.E.G. Nesta proposta formal, a Formação Marão é formada por três Membros, respectivamente, Ermida, Malhada e Fragas da Ermida. Nessa carta geológica, esta Formação é subdividida em cinco membros informais, designados por Marão I, II, III, etc. Mais uma vez é patente a falta de um normativo e de regras claras baseadas nas recomendações internacionais. Lamenta-se que a instituição que vela pela Cartografia Geológica do País não esteja preocupada em dar o exemplo.

Relativamente aos principais conceitos aplicados neste trabalho e de acordo com o Guia Estratigráfico Internacional (ISSC, 1994) e com o Código Norte-Americano de Estratigrafia (NASC, 2005), são os seguintes:

Unidades Litoestratigráficas, conjunto de rochas definidas por características físicas comuns. Podem ser constituídas por rochas sedimentares, ou ígneas extrusivas ou metamórficas, ou metassedimentares ou metavulcânicas ou a associação de duas ou mais destas litologias, reconhecidas e definidas com base nas suas características litológicas e relações estratigráficas. A unidade litoestratigráfica é geralmente de forma tabular e estratóide e nela aplica-se o Princípio da Sobreposição.

A sua organização hierárquica consiste em: *Grupo* (duas ou mais formações); *Formação* (unidade primordial da litoestratigrafia); *Membro* (entidade litológica, parte integrante de uma Formação); *Camada* (a menor unidade formal litoestratigráfica das rochas sedimentares; tem muitas vezes as características de nível-guia, com posição estratigráfica precisa e bem representativa); *Escoada* (é a menor unidade formal litoestratigráfica para as rochas vulcânicas extrusivas, equivalente do termo *Camada*).

Unidade cronoestratigráfica, conjunto de rochas formadas durante um determinado intervalo de tempo geológico. É limitada por contactos isocrónicos.

Unidades Delimitadas por Descontinuidades, tradução proposta por A. Pinto de Jesus *in* CHAMINÉ (2000) para "*Unconformity-Bounded Units*", correspondem a um conjunto de rochas (sedimentares, ígneas, metamórficas ou a sua combinação de duas ou mais tipologias), delimitadas na base e a topo por descontinuidades estratigráficas de escala regional. Este conceito foi introduzido na última edição do Guia Internacional de Estratigrafia (ISSC, 1994). Segundo este Guia, as UDD são por vezes consideradas como equivalentes de "ciclos sedimentares" ou a unidades estratigráficas tectonicamente controladas (unidades tectonoestratigráficas, estratotectónicas, tectonoestratigráficas ou tectogénicas). Contudo estes tipos de unidades têm um significado genético e causal preciso. Dizer que determinada unidade é tectónica implica que os seus limites sejam causados por acontecimentos tectónicos.

Pelo contrário, para o Guia Internacional, a definição das UDD, tem que ser apenas estabelecida e reconhecida sem ter em conta a causa das incorformidades que a limitam, sejam estas causadas por eventos orogénicos, epirogénicos, eustáticos ou qualquer combinação destes. Neste sentido, o Guia Internacional de Estratigrafia e o Código Norte-Americano de Estratigrafia não são muito claros quanto às unidades tectonoestratigráficas, embora no Glossário do Guia este conceito seja definido. Em CHAMINÉ (2000), o conceito de Unidade Delimitada por Descontinuidade (UDD) é alargado às incorformidades no sentido mais vasto do conceito anglo-saxónico de *unconformity*, que pode englobar quer as incorformidades estratigráficas quer as tectónicas. Assim, para este autor, esta designação é também aplicada, quer às descontinuidades tectónicas, quer estratigráficas.

Unidade tectonoestratigráfica é uma entidade geológica formada pela justaposição de várias unidades litoestratigráficas resultante da deformação induzida por processos tectónicos (ISSC, 1994). Este Guia Internacional é omissivo quanto ao facto de neste caso se aplicar ou não o Princípio da Sobreposição dos Estratos. Nos casos de intensa escamação tectónica pode não ser aplicado este princípio. Eventualmente, só o será em situações particulares, dentro de cada unidade tectonoestratigráfica, quando seja reconhecida a presença clara de sequências primárias.

Correlação é, em termos estratigráficos, o estabelecimento de correspondência entre unidades sedimentares e/ou metassedimentares com base nas suas características e / ou posição estratigráfica. Há vários tipos de correlação, dependendo do aspecto que é realçado: *litocorrelação*, quando se demonstra a correspondência nas características litológicas e na posição litoestratigráfica; *biocorrelação*, no caso da correspondência entre camadas com o mesmo conteúdo fóssilífero e posição bioestratigráfica; *cronocorrelação*, quando se demonstra a existência de uma correspondência na idade e na posição cronoestratigráfica.

O termo *Complexo* pode ser definido como um conceito a) litoestratigráfico e b) tectonoestratigráfico. No primeiro caso, trata-se de uma unidade litoestratigráfica formada por diversos tipos de rochas (sedimentares, ígneas e metamórficas); caracteriza-se pela mistura de litologias e pela complexidade estrutural, sendo difícil a separação cartográfica das sequências e/ou litologias. No segundo caso, será definido como uma unidade litodémica, isto é, uma mistura de um ou mais tipos de litologias (sedimentares, metamórficas e ígneas) com ou sem estruturação complexa (CHAMINÉ, 2000).

Quanto ao Maciço de Bragança propriamente dito, devem-se aplicar os conceitos do NASC (2005) sobre unidades litodémicas e já definidos e aplicados em CHAMINÉ (2000). Temos assim que:

Unidade Litodémica é uma entidade geológica constituída por rochas intrusivas fortemente deformadas e/ou intensamente metamorfizadas e metamórficas, distinguidas e delimitadas pelas suas características litológicas. Às unidades litodémicas, ao contrário das unidades litoestratigráficas, não se aplica o Princípio da Sobreposição dos Estratos.

Litodema é a unidade fundamental das unidades litodémicas. Trata-se de rochas intrusivas e/ou metamórficas, fortemente deformadas e metamorfizadas, que regra geral não se apresentam estratificadas nem evidenciam estruturas sedimentares primárias. Apresentam homogeneidade litológica.

Se para as unidades autóctones da ZCI é fácil aplicar as recomendações e normas internacionais consagradas, para o parautóctone e alóctone inferior da ZGTM, em que as unidades são definidas, à partida, por critérios tectonoestratigráficos, a aplicação desses procedimentos normativos pode apresentar dificuldades acrescidas. Em trabalhos anteriores realizados em Trás-os-Montes, ou nas regiões espanholas limitrofes, constata-se o uso indiscriminado do termo "formação" para classificar as unidades parautóctones. Para sermos criteriosos, o conceito de formação, com as implicações formais subjacentes (ISSC, 1994 e

NASC, 2005) pode não se coadunar facilmente à complexidade tectónica dos mantos do Noroeste Peninsular. Autores há que, em lugar da designação de "formações", optaram pela designação de "unidades" (FARIAS, 1990; RIBEIRO, M.A., 1998). Inicialmente, igual procedimento era seguido no presente trabalho. Contudo a constatação que era possível separar litoestratigraficamente as unidades parautoctones em membros com características litológicas próprias, levou-nos a optar pela designação de "formação". Entretanto, constatou-se que os dois subdomínios estruturais presentes (dobras deitadas e imbricação de escamas) são formados pelas mesmas unidades litológicas. Neste trabalho é assumido que se trata das mesmas sequências metassedimentares, pelo que, na legenda da carta geológica, se optou por descrever as mesmas unidades nos dois sectores estruturais. Para efeitos de correlação com os sectores vizinhos, Verín e Alcañices, estes dois domínios estruturais são designados por Domínio Estrutural de Vale de Prados, no caso do domínio das dobras deitadas, Domínio Estrutural da Lombada, para o domínio imbricado de escamas de carreamento.

Além disso procurou-se sempre seguir, pese embora as limitações e condicionantes, os pressupostos para a definição formal das unidades, como a escolha de termos geográficos apropriados, em detrimento de se manter designações algo desadequadas, como por exemplo, "supra - quartzítica"; "quartzitos superiores", etc. Das designações anteriores das unidades, a única que permanece é a formação Gimonde em que, embora seja uma designação informal, é como tal designada e consagrada nas cartas geológicas de síntese, à escala 1:200.000 e 1:500.000, bem como em diversos trabalhos já publicados.

Relativamente às restantes unidades tectonoestratigráficas, sempre que disponíveis, utilizam-se os escassos dados cronoestratigráficos para balizar os dados de campo e ajudar nas correlações litoestratigráficas. Atendendo à informação de campo e às características litológicas estabelecem-se correlações com outros sectores da ZGTM, nomeadamente as áreas de Alcañices e Verín, Vila Pouca de Aguiar, Marão e Minho e inclusive intenta-se estabelecer a correspondência com as unidades autóctones, particularmente silúrico - devónicas. Entretanto recorrendo aos dados litogeoquímicos, procura-se realçar as semelhanças de fácies entre o parautoctone e algumas das unidades consideradas como pertencentes ao alóctone inferior da Zona Galiza Trás-os-Montes.

2.2. GEOLOGIA REGIONAL. NOTA INTRODUTÓRIA

Na área do presente estudo predominam os metassedimentos paleozóicos pertencentes a unidades paleogeográficas distintas, quer autóctones (Zona Centro Ibérica, Domínio da antiforma de Olho de Sapo), quer parautoctones e alóctones (Zona Galiza - Trás-os-Montes). A sequência estratigráfica regional definida por RIBEIRO, A. (1974) para os Domínios do Douro Inferior e Transmontano (Peri- e Centro-Transmontano) foi o ponto de partida para este trabalho (Figura 2.3). Foram também importantes os trabalhos dos colegas espanhóis, nomeadamente na sinforma de Alcañices (QUIROGA DE LA VEGA, 1981; VACAS & MARTÍNEZ CATALÁN, 1987; GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997, 2006), Sanábria (MARTÍNEZ-GARCIA, 1973, 1981; Díez-Montes, 2006) e Verín (FARIAS, 1986, 1990).

Na nossa área de estudo, parte integrante da sinforma da D₃ Varisca de Alcañices, e inicialmente considerada em grande parte, como pertencente à Zona Centro Ibérica, é definitivamente assumida a existência de importantes cavalgamentos que afectam particularmente as litologias silúrico-devónicas do considerado autóctone do Domínio do Douro Inferior (MEIRELES *et al.*, 1995). O seu conjunto é designado por parautoctone inferior, ficando o autóctone limitado apenas ao Ordovícico da Zona Centro Ibérica. GONZÁLEZ CLAVIJO (1997, 2006) separa no sector espanhol desta sinforma, este parautoctone inferior em quatro unidades: três pertencentes à Zona Centro Ibérica (Unidades Rio Aliste, Bajo Esla e Rio Duero) e apenas uma (Unidade Rio Manzanas), pertencente à Zona Galiza - Trás-os-Montes.

Das unidades englobadas por este autor na Zona Centro Ibérica, apenas a Unidade Rio Duero compreende formações de idade Câmbria, Ordovícica e Silúrica. As restantes, tal como a Unidade Rio Manzanais, apresentam formações com o mesmo intervalo de idade, Silúrico - Devónico. No Quadro 2.3 estão apresentadas em síntese cronológica, a evolução do conhecimento acerca das sequências litoestratigráficas para o sector da Sanábria - Alcañices, e das diferentes interpretações sobre a mesma, ao longo dos últimos anos, segundo os diversos autores, para melhor visualização da evolução do conhecimento e correlação das unidades. Como é evidente a dificuldade principal neste tipo de esquema está na dificuldade de integrar e representar unidades parautoctones.

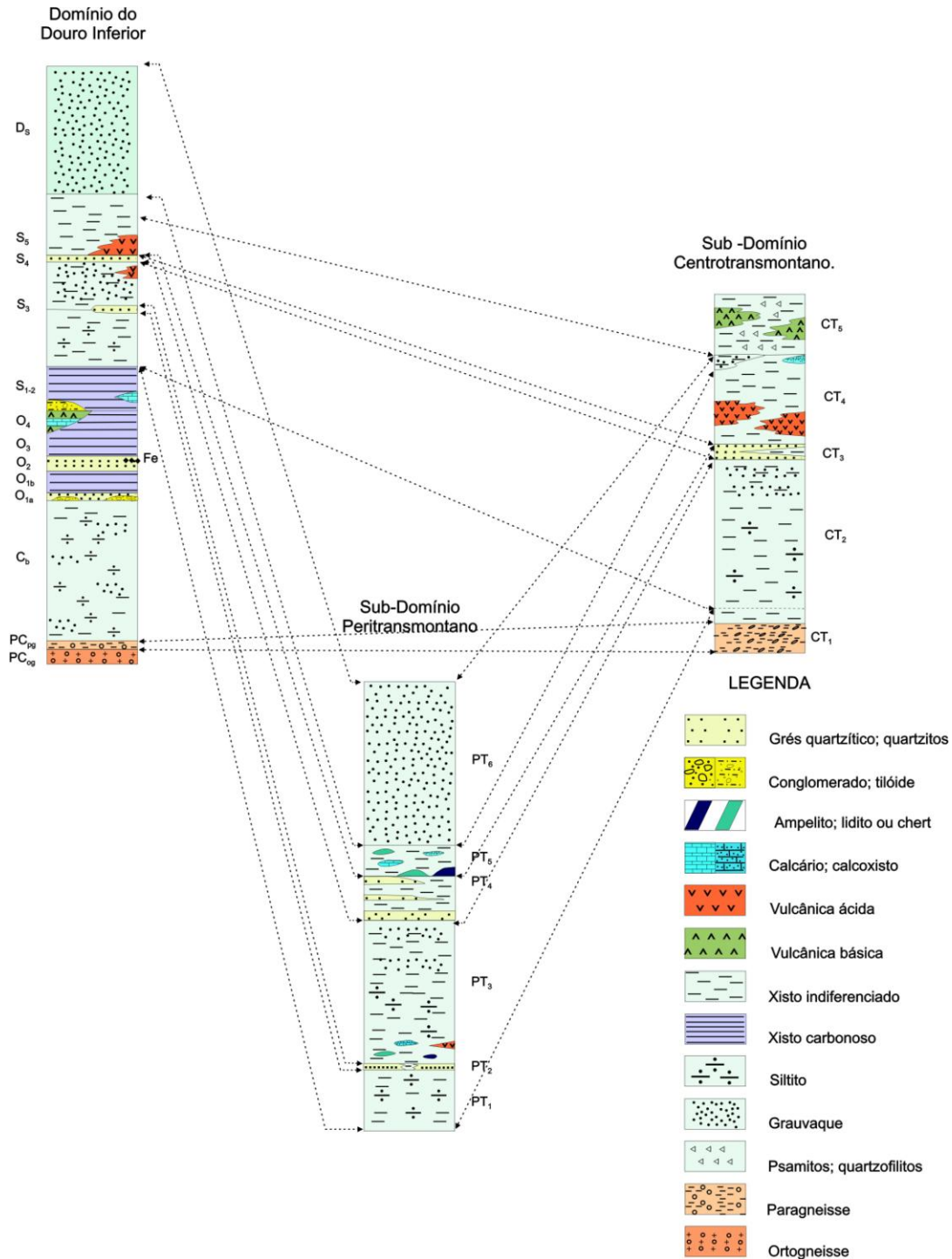


Figura 2.3 - Correlações litoestratigráficas dos diferentes domínios tectonoestratigráficos e paleogeográficos do nordeste transmontano (adaptado de RIBEIRO, A., 1974).

CARGÓNICO	MARTINEZ GARCIA, (1971-1973)	RIBEIRO (1974) (D. Douro inferior)	QUIROGA (1981)	VACAS & M. CATALAN, (1987)	TURRION, (1988)	ANTONA & M. CATALAN, (1988)	VILLAR ALONSO, (1990)	FERNANDEZ, (1994)	MEIRELES et al., (1995)	GONZALEZ CLAVIJO (1997)	PEREIRA (coord., 2000)	MEIRELES (este trabalho)											
													Fam. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. Gimonde	Fm. Gimonde	Fm. Gimonde					
DEVÓNICO	Fam. San Vitero	Xisto granítico e arenítico de clivagem	Fm. San Vitero	Almendra	Fm. San Vitero	Almendra	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. Gimonde	?	Fm. Gimonde	Fm. Gimonde											
													Fm. San Vitero	Almendra	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. Gimonde	Fm. Gimonde	Fm. Gimonde				
																				Muga	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. Gimonde
SILÚRICO	Série de San Vitero	Fm. San Vitero	Alba	Manzanal del Barco	Cerro la Cogolla	Manzanal del Barco	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Rábano	Fm. Supra	Formação Rio de Onor											
													Bercianos S. Vicente	Barco	S. Vicente Cabeza	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero
ORDOVÍCIO	Membro 3	Fm. San Vitero	Xistos de Rio Frio	Campillo	S. Vicente Cabeza	Campillo	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Campillo	Fm. Supra	Formação Rio de Onor											
													S. Pedro de las Terras	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero
ORDOVÍCIO	Culebra	Fm. San Vitero	Quartz. Sup. de Ribozayo	Villafior	S. Vicente Cabeza	Villafior	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Villafior	Fm. Supra	Formação Rio de Onor											
													Puebla	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero
CÁMBRICO	Série de Porto	Fm. San Vitero	Série Metamórfica del Duero	Sta. Eufemia	S. Vicente Cabeza	Sta. Eufemia	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Sta. Eufemia	Fm. Supra	Formação Rio de Onor											
													Gneisses de Vila de Douro	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	
																							Gneisses de Vila de Douro
PRECÁMBRICO	Série de Porto	Fm. San Vitero	Série Metamórfica del Duero	Sta. Eufemia	S. Vicente Cabeza	Sta. Eufemia	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Sta. Eufemia	Fm. Supra	Formação Rio de Onor											
													Gneisses de Vila de Douro	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	Fm. San Vitero	
																							Gneisses de Vila de Douro

Quadro 2.3 - Evolução do conhecimento sobre a geologia da sinforma de Alcañices. Correlação das unidades litoestratigráficas. As unidades silúricas reportam-se apenas ao parautoctone inferior. *Legenda:* linha ondulada, superfície erosiva e/ou discordância; linha tracejada, descontinuidade; sombreado, lacuna estratigráfica (adap. de GÓNZALEZ CLAVIJO, 1997).

Como já anotado por RIBEIRO, A. (1974), são grandes as dificuldades no estabelecimento das sequências estratigráficas nestes domínios geoestruturais, particularmente no conjunto das unidades parautoctones do Domínio Transmontano (Peri- e Centro-Transmontano) da Galiza - Trás-os-Montes. De facto, a complexidade tectónica, quer na situação da imbricação de escamas de carreamento, quer nos mantos - dobra, a que se associam as três fases de deformação Varisca principais, dificulta o estabelecimento da sequência estratigráfica, pois muitos dos contactos entre as principais unidades estão truncados por cavalgamentos, havendo uma complexa imbricação e repetição de unidades (MEIRELES *et al.*, 1995; RODRIGUES *et al.*, 2003b). Contudo, como já referido, constata-se que na envolvente do maciço de Bragança, as unidades parautoctones e do considerado alóctone inferior (*pro parte*), são constituídas pelas mesmas fácies e litologias, devendo por isso, inicialmente fazerem parte da mesma sequência litoestratigráfica. É assumida neste trabalho a mesma sequência metassedimentar para as unidades parautoctones e parte do alóctone inferior, independentemente do domínio estrutural. Deste modo não se justifica que as mesmas sequências metassedimentares, embora pertencentes a domínios estruturais diferentes (parautoctone inferior e superior, unidades alóctones, *pro parte*), tenham designações diferentes quando a sequência litoestratigráfica é a mesma.

2.3. ENQUADRAMENTO ESTRATIGRÁFICO REGIONAL DE TRÁS-OS-MONTES. SEQUÊNCIA ANTE-ORDOVÍCICA.

Como já referido, a ZCI é dividida em dois domínios estruturais (Figura 1.15): Domínio do Olho de Sapo e "Domínio do Complexo Xisto-Grauváquico", sendo a separação actualmente definida no maciço granítico de Ifanes - Sayago, a norte de Miranda do Douro (AZOR *et al.*, 1993; MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2004c).

A presente área de estudo situa-se fundamentalmente no Domínio do Olho de Sapo. Neste sector de Trás-os-Montes oriental, a base da sequência estratigráfica inicia-se pelos materiais do soco, presentes no complexo gnáissico de Miranda do Douro, subjacente ao complexo de xistos e grauvaques (CXG) anteordovícico do Grupo do Douro (RIBEIRO, A., 1974; CASTRO *et al.*, 2003). Seguem-se as sequências neoproterozóicas do Complexo Xisto-Grauváquico. No sector meridional de Trás-os-Montes (Baixo Douro vinhateiro) ocorre o CXG do Grupo do Douro do Neoproterozóico - Câmbrico Inferior (SOUSA, 1982). Próximo da nossa área as unidades do CXG que ocorrem estão referenciadas como a "formação de filitos laminados", correlacionável à Formação Desejosa do Grupo do Douro (PEREIRA, 2000).

Neste sector, em Espanha, estes materiais do soco ante-ordovícico foram inicialmente designados por "Série Metamórfica del Duero", considerada de idade azóica e formada por três membros: (1) membro superior, constituído por xistos com intercalações de quartzitos e arenitos feldspáticos; (2) membro intermédio, formado por gnaisses microglandulares e o (3) membro inferior, constituído por xistos com estauroilite e granada, com intercalações de quartzitos e gnaisses anfibolíticos e calco-silicatadas (QUIROGA DE LA VEGA, 1977, 1981). Esta "Série Metamórfica del Duero", corresponderá, *pro parte*, às unidades definidas como "complexe de schistes et grauwackes, migmatitiques" (RIBEIRO, A., 1974). Mais recentemente este complexo foi designado de "complexos de paragneisses, granitos gnáissicos e migmatitos" (PEREIRA, 2000). A "Série Metamórfica del Duero" corresponderá, em suma, ao conjunto da "formação de filitos laminados" e ao "complexo de paragneisses, granitos gnáissicos e migmatitos".

A norte do batólito granítico de Ifanes - Sayago, próximo de Paradela, ocorre a antiforma da D₃ Varisca Vivero - Ifanes. O núcleo desta antiforma é constituído, na base, pelos "Xistos de Villalcampo"; para o topo, os "Gnaisses Villadepera", equivalentes às fácies finas dos gnaisses de Olho de Sapo (VILLAR ALONSO, 1990). Para este autor os "Xistos de Villalcampo"

serão neoproterozóicos. Descreve como gradual o contacto entre os "Xistos de Villalcampo" e os "Gnaisses de Villadepera", suprajacentes e concordantes com os xistos.

Esta área de trabalho está enquadrada no Domínio do Olho de Sapo, ou seja, no flanco norte da sinforma de Alcañices (sectores de Montesinho e Guadramil) e flanco sul desta sinforma (sector de Paradinha, anticlinal Vivero - Ifanes). Nesta anticlinal de Vivero - Ifanes, para o topo dos gnaisses de Villadepera (Olho de Sapo), ocorre a sequência ordovícica. Este contacto com a base do Ordovícico Inferior é considerado discordante por alguns autores (IGLÉSIAS & RIBEIRO, 1981c; VILLAR ALONSO, 1990; GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997, 2006), dado que no núcleo desta antiforma, próximo de Paradela, o Ordovícico contacta, quer com os gnaisses de Villadepera, quer com os xistos de Villalcampo, ou seja, o Complexo Xisto - Grauváquico. A discordância deduzida cartograficamente estará mascarada por uma intensa foliação sub-horizontal (GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997, 2006).

Todavia, noutros locais, considera-se que entre o Ordovícico Inferior e os gnaisses do Olho de Sapo não há discordância, dado que se observa a passagem, de modo gradual, com nítidas alternâncias destes gnaisses nos xistos do Ordovícico Inferior. Além disso, neste contacto, assinalam a presença de um microconglomerado de 15 - 20 cm de espessura, sem feldspatos, o que faz pensar, localmente, numa lacuna ou paraconformidade (PARGA-PONDAL *et al.*, 1964).

Mais a norte, na Sanábria, para MATTE & RIBEIRO (1967), o contacto entre o Ordovícico e o gnaisse Olho de Sapo seria discordante, sendo estes gnaisses considerados na época, como "Precâmbrico porfiróide". Por sua vez, MARTÍNEZ-GARCIA (1973) considerava que não existia uma discordância entre o Ordovícico Inferior e o Olho de Sapo. Nesta região é descrita uma sequência metassedimentar semelhante aos "Xistos de Villalcampo", a Série de Porto. Mais tarde, para MARTÍNEZ GARCIA & QUIROGA (1993), este contacto é marcado por um cavalgamento que mascara a discordância cartográfica. A estrutura desta antiforma foi reinterpretada por estes autores e considerada como uma janela tectónica, onde afloram as seguintes quatro unidades sobrepostas tectonicamente, do topo para a base: Unidade de Peña Trevinca (Câmbrico - Silúrico); Unidade de Ribadelago, correspondente ao Olho de Sapo; Unidade de Viana (série Porto, Precâmbrico - Câmbrico); Unidade de Villanueva (Câmbrico - Ordovícico). Todos os contactos estão assinalados por bandas miloníticas (MARTÍNEZ-GARCIA & QUIROGA, 1993).

Mais recentemente, foi de novo a área de Viana do Bolo - Sanábria alvo de novos estudos litoestratigráficos, estruturais, metamórficos e geoquímicos (DÍEZ MONTES, 2006). Este autor efectuou uma nova reinterpretação da litoestratigrafia, estabelecendo a "Série de Viana do Bolo" como a unidade mais baixa da sequência estratigráfica, do Câmbrico Inferior; definiu pela primeira vez, diferentes fácies dentro da Formação Olho de Sapo do Ordovícico Inferior, desde ortognaisses, tufos, ignimbritos e epiclastitos, associados a dois domos gnáissicos. Considera que existe uma descontinuidade entre o Olho de Sapo e as unidades ordovícicas.

É consensual, hoje em dia, atribuir uma origem vulcânica e vulcano - detrítica a esta formação constituída fundamentalmente por um conjunto vulcânico ácido, como lavas, tufos e rochas subvulcânicas, intercaladas em sedimentos terrígenos (DÍEZ MONTES, 2006). O processo de instalação destes domos estará, segundo este autor, relacionado com uma importante cisalhamento subhorizontal com características de desligamento extensional dúctil. A evolução metamórfica será típica de um orógeno colisional com a formação dos domos gnáissicos "migmatíticos".

2.4. ORDOVÍCICO

No presente item apenas serão abordadas as unidades de idade ordovícica situadas no autóctone da ZCI. As unidades do alóctone inferior, de idade atribuída ao Ordovícico não serão por agora abordadas (Figura 2.4).

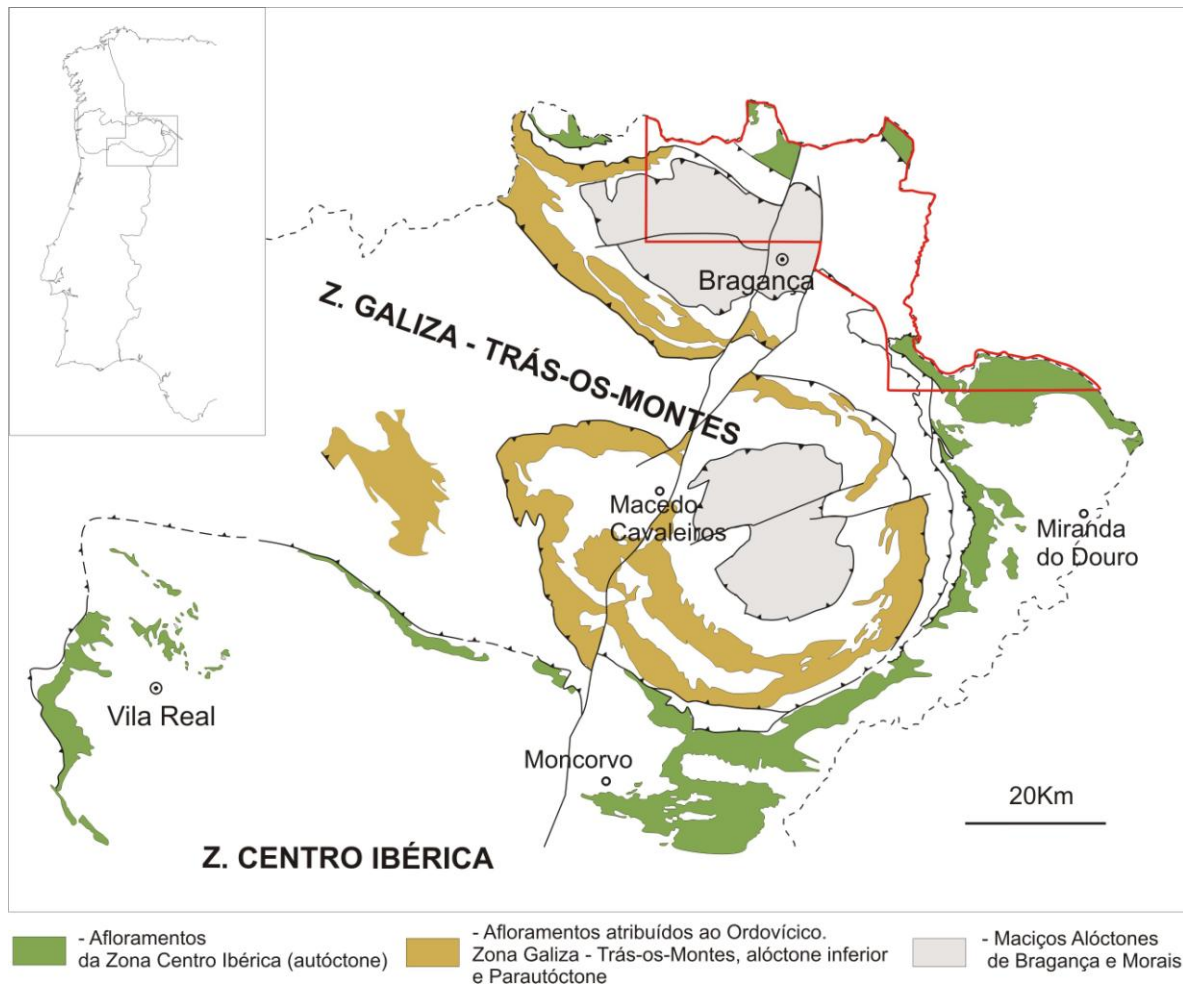


Figura 2.4 - Afloramentos considerados ordovícicos em Trás-os-Montes. Simplificação e adaptação da Folha 2 da Carta Geológica de Portugal, escala 1:200.000 e de RODRIGUES (2008), segundo original de SÁ (2005).

Na nossa área de estudo, o Ordovícico restringe-se a três áreas: Guadramil, França e S. Martinho de Angueira, todas próximas da fronteira espanhola. As áreas de Guadramil e França situam-se no flanco norte da sinforma de Alcañices, enquanto a área de S. Martinho de Angueira, no flanco sul desta estrutura. Nesta área está presente no núcleo deste anticlinal da D_3 , a sequência ordovícica mais completa, desde o Ordovícico Inferior (Formação Olho-de-Sapo) até ao Ordovícico Superior, agora reconhecido e cartografado. No sector de França, apenas estão representados o Ordovícico Médio ("Arenigiano" e Oretaniano). Em Guadramil, está presente do Ordovícico Médio ao Superior. Mais a oeste, no sector de Pinheiro Novo, no concelho de Vinhais, ocorrem também as mesmas formações do Ordovícico Médio ("Arenigiano" e Oretaniano=Darriwiliano *pro parte*).

Em Trás-os-Montes, o Ordovícico, tal como em toda a ZCI, está em contacto discordante com as sequências neoproterozóicas - câmbrias. Esta discordância será devida a um evento orogénico designado erroneamente por Fase Sarda (LOTZE, 1945). Mais tarde este autor corrigiu o equívoco, designando este evento de fase toledânica (LOTZE, 1956, *in* DÍEZ-MONTES, 2006). Aliás, como já referido por HAMMANN *et al.* (1982) e PILLOLA & GUTIÉRREZ-MARCO (1988), a verdadeira fase sarda, descrita por STILLE (1924), na Sardenha, é de idade

Ordovícico Médio. Por isso, esta discordância da base do Ordovícico deve ser designada por Fase Toledânica ou Ibérica (LOTZE, 1956, *in* Díez-Montes, 2006; Díez Balda *et al.*, 1990, Gutiérrez-Marco *et al.*, 2002).

Quanto à nomenclatura das unidades deste Sistema, infelizmente que desde sempre tem imperado no nordeste transmontano, a diversidade das designações das formações litoestratigráficas. Além disso, tem sido mantida na literatura nacional alguma ambiguidade quanto às designações informais utilizadas para as formações do Ordovícico Inferior e Médio. Por exemplo, no que respeita ao Ordovícico Inferior, de entre as diversas designações, as mais conhecidas são "formation quartzitique" (RIBEIRO, A., 1974) ou "Formação do Quartzito Armoricano" (PEREIRA, 1987, 1989; MEIRELES, 2000a e 2000b); no Ordovícico Médio, a designação de "Formação Xistentá" para os xistos ardosíferos do Oretaniano tem sido a mais comum (RIBEIRO & REBELO, 1971; RIBEIRO, A., 1974). Além de inadequadas estas designações não expressam as regras internacionais.

Em Sá (2005) é feito um trabalho exaustivo de uniformização da nomenclatura das formações do Ordovícico de Trás-os-Montes, com base nas normas do código da ISSC. A proposta de formalização foi apresentada em Sá *et al.* (2005). Em síntese, foram definidas as seguintes formações:

Ordovícico Inferior - a definição do Grupo Quartzítico de Trás-os-Montes (novo Grupo). Este grupo engloba três Formações: Vale de Bojas, Eucísia e Marão;

Ordovícico Médio - a definição de Formação Moncorvo (nova formação formal);

Ordovícico Superior - quatro novas Formações formais: Chão do Amieiral, Santo Adrião, Maceiras e Guadramil. Estas duas últimas foram definidas em conjunto com Artur Sá (UTAD), cuja área de trabalho, neste sector, se sobrepõe com a deste estudo.

No presente trabalho procurou-se seguir e aplicar estas propostas, integrando e adaptando as formações informais estabelecidas em MEIRELES (2000a e 2000b) e Sá *et al.* (2002) na nova nomenclatura geral para todo o Nordeste Transmontano.

No entanto, esta proposta apresenta, quanto a nós, algumas limitações que precisam de ser melhoradas, particularmente ao nível do Ordovícico Superior (o limite inferior da Formação Santo Adrião necessita de ser revisto) e do Ordovícico Inferior. Quanto às unidades que fazem parte desta Série e que ocorrem na nossa área, adiante apresentamos as nossas razões para justificar a definição de uma nova formação infra - quartzito armoricano. Esta nova formação engloba as unidades informais de "quartzitos inferiores, O_{1a}" e dos "xistos intermédios O_{1b}" (RIBEIRO & REBELO, 1971) e que estavam incluídas na Formação Vale de Bojas como proposto em Sá *et al.* (2005). Há evidências cartográficas (sinclinal de Moncorvo), de que estas unidades, "quartzitos inferiores, O_{1a}" e dos "xistos intermédios O_{1b}", estão em transição lateral à Formação Vale de Bojas. O Grupo Quartzítico de Trás-os-Montes deverá ser formado, para além das formações propostas por Sá *et al.* (2005), pela agora designada Formação Angueira, abrangendo as unidades da sinforma de Alcañices entre as Formações Marão e Olho de Sapo.

2.4.1. FLANCO NORTE DA SINFORMA DE ALCANICES. SECTORES DE GUADRAMIL E FRANÇA.

2.4.1.1. Formação Marão (Grupo Quartzítico de Trás-os-Montes): "Arenigiano" médio - superior; (Símbolos: FMr / O_{Mr})

Nestes sectores ocorrem litologias correspondentes aos membros "Quartzitos superiores, O_{2a}" e "psamitos superiores, O_{2b}" (RIBEIRO & REBELO, 1971; RIBEIRO, A., 1974). No membro "Quartzitos superiores" do sector de Guadramil, eram distinguidas duas séries: (1) "Série dos quartzitos compactos com *Cruziana*" e (2) "Série de xistos e quartzitos alternantes com ferro"

(MEIRELES, 2000a e 2000b). Além disso, em Guadramil, a fácies equivalente aos "psamitos superiores, O_{2b}" estava englobada, por equívoco, na série dos "xistos e quartzitos alternantes com ferro" (MEIRELES, 2000a e 2000b). Estas litologias fazem parte da Formação Marão (SÁ, 2005, SÁ *et al.*, 2005), sendo reconhecidas os membros Ermida, Malhada e Fragas da Ermida (Figura 2.5 e Figura 2.6).

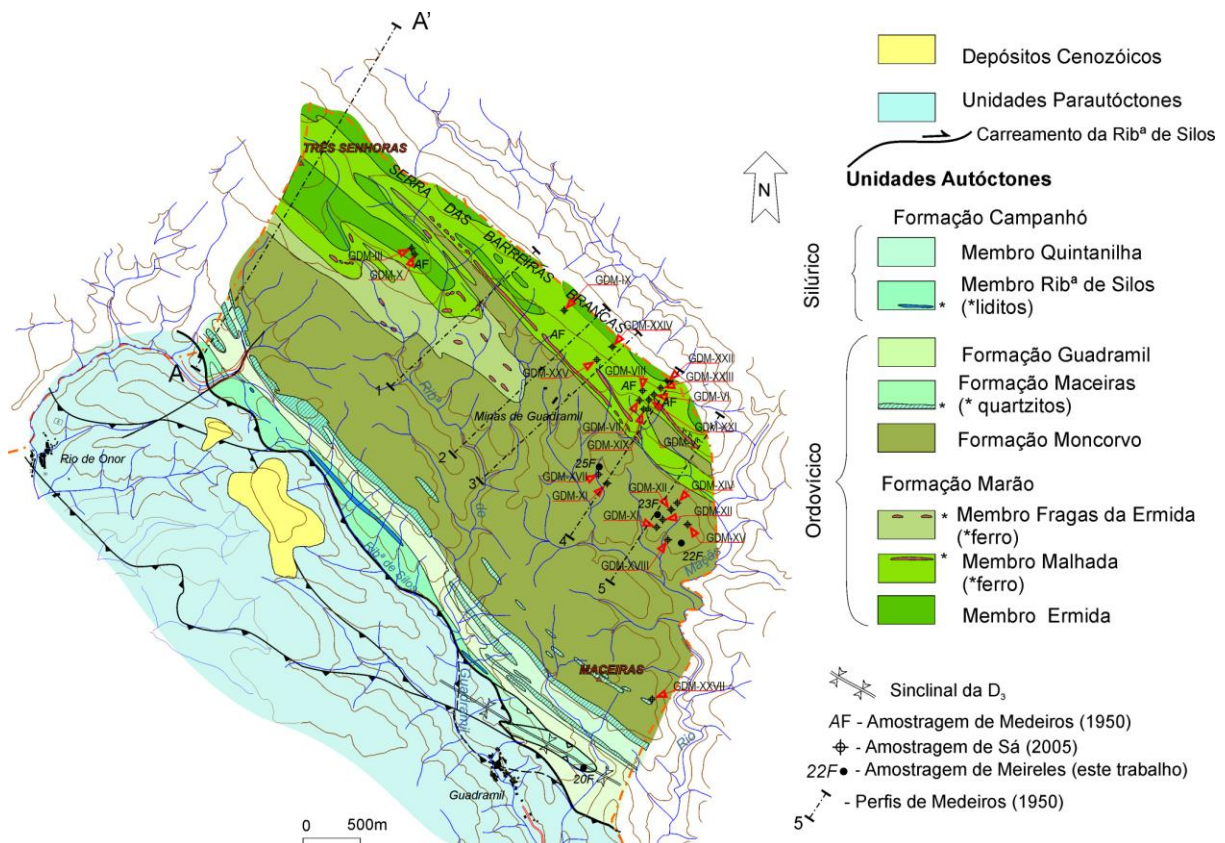


Figura 2.5 - Esboço geológico das formações autóctones de Guadramil. Localização e contexto geológico das jazidas de fósseis na região de Guadramil (compilação dos dados de MEDEIROS, 1950, MEIRELES, 1997; SÁ, 2005).

Quanto à estimativa da sua possança tem que se recorrer ao sector espanhol, dado que a base não ocorre do lado de cá da fronteira. RIBEIRO, A. (1974) estima uma espessura de 500m para o conjunto de toda a "formação quartzítica". Em MEIRELES (2000a e 2000b) as espessuras totais desta formação são subestimadas (175m no sector de Guadramil para os dois membros superiores e 50m no sector de Montesinho para o membro O_{2b}). Entrando em linha de conta com mais detalhes recolhidos de novos cortes efectuados no sector entre as Serras das Barreiras Brancas e da Culebra estima-se para a formação Marão, em Guadramil, uma espessura de 350m (Figura 2.6).

2.4.1.1.1. Membro Ermida (Símbolos: MEr / O_{MEr})

Corresponde aos "quartzitos com *Bilobites*" de MEDEIROS (1950, 1975) e à "série dos quartzitos compactos com *Cruziana*" (MEIRELES, 2000a, 2000b). Ocorrem ao longo da fronteira na região de Rio de Onor e Guadramil, constituindo as cristas quartzíticas da Serra das Barreiras Brancas. As dobras da 1ª fase Varisca definidas pelos quartzitos são muito a

propósito designadas em Espanha por Sierra da Culebra que corresponde ao membro "Quartzitos Inferiores, O_{1a}" de RIBEIRO & REBELO (1971).

Trata-se fundamentalmente de quartzitos de cor branca ou cinzento claro, por vezes rosados devido a alterações ferruginosas, em espessas bancadas métricas com intercalações centimétricas de xistos sericíticos. Há referências a mais de 10m de espessura de algumas destas bancadas quartzíticas (GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997, 2006). Quanto à granulometria, há a registar desde texturas de grão fino a médio - grosseiro, até à presença de conglomerados, intraformacionais. Neste sector de Guadramil, a espessura do membro Ermida é estimada em 150m.

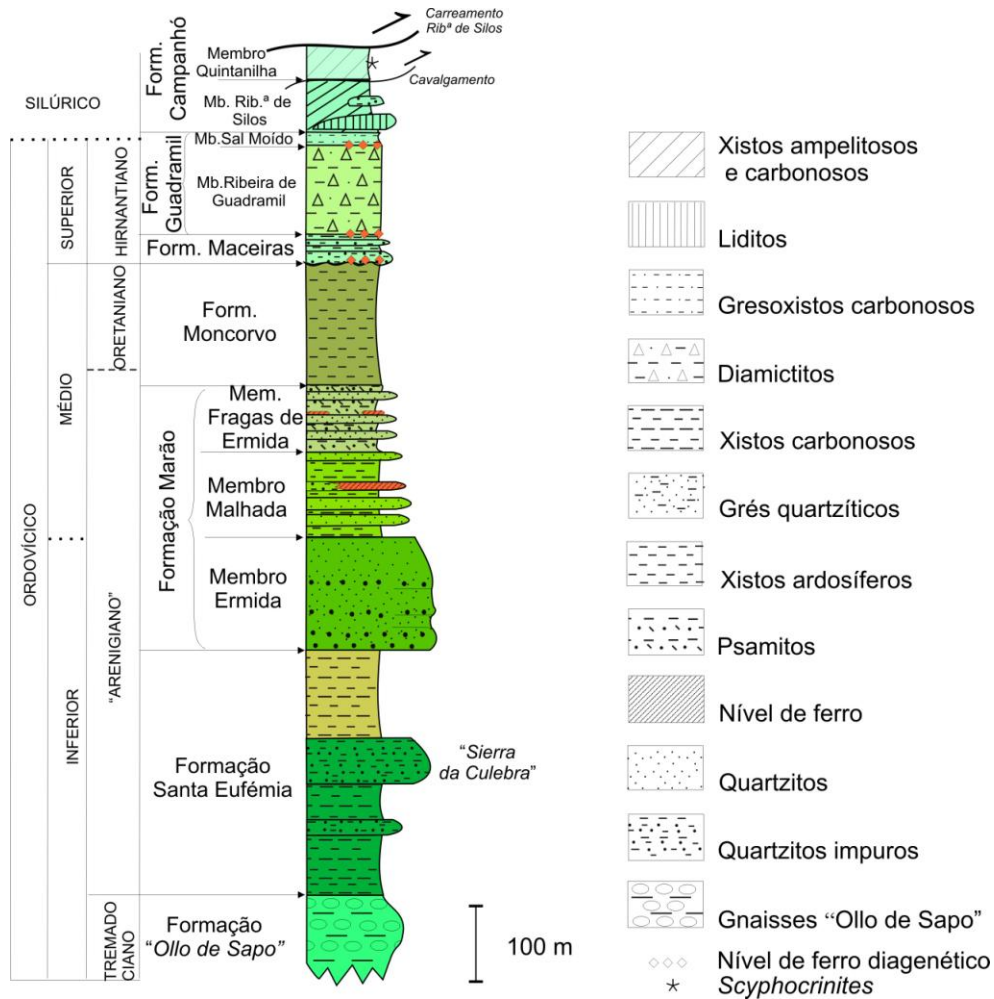


Figura 2.6 - Coluna estratigráfica do sector Guadramil - Robledo. Unidades autóctones do Domínio do Douro Inferior (os dados da Formação Santa Eufémia foram baseados em SERRANO *et al.* (1982) e GONZÁLEZ CLAVIJO (1997).

Pela natureza destes depósitos e pela presença dos icnofósseis e da macrofauna (braquiópodes e bivalves) infere-se que a sedimentação se fez em águas pouco profundas, como já assinalado pela primeira vez por MEDEIROS (1950). Este autor descreve nesta unidade, pela primeira vez, *Cruziana furcifera* (D'ORB) e *Vexillum halli* (ROU.), *Lingula* aff. *Rouaulti* Salter e bivalves ind. Relativamente a este espécime existente na colecção do Museu Mineiro do actual LNEG (Pólo da Amieira) foi recentemente reclassificado por SÁ (2005) como *Obolidae*, gen. et sp. indet. Para este autor trata-se indubitavelmente de uma espécie nova e provável género novo entre a associação de obolídeos gigantes característicos da plataforma gondwânica (Estampa 2.1a; 2.1b e 2.1c).

Quanto aos restantes braquiópodes (lingulídeos) descritos inicialmente em MEDEIROS (1950) de que se encontram exemplares nas colecções dos museus do LNEG (S.Mamede de

Infesta e Lisboa), foram também alvo de recente reclassificação (SÁ, 2005): foi reconhecida a presença de *Lingulobolus brimonti* (Rouault, 1850) e *Lingulobolus hawkei* (Rouault, 1850). Em MEDEIROS (1950), é também assinalada a presença de *Skolithos* e de "impressões de origem orgânica (?)" descritos como "...corpos cilíndricos, filiformes, espécie de cordões que descrevem diversas voltas e se sobrepõem em alguns pontos". Este autor compara estas "impressões" a formas semelhantes colhidas por NERY DELGADO (1885-86) em Penha Garcia e em Barrancos, e consideradas como restos de algas do género *Palaeochorda* MacCOY (op. cit.). Os exemplares recolhidos por A. Medeiros são provenientes do Cabeço Martim Preto, que na época era conhecido localmente pelo nome de "Pedras Escrevidas", devido à ocorrência destas impressões. No decurso da elaboração da cartografia geológica 1:50,000 da folha 4-C (Deilão), 2ª Ed., deu-se início à revisão destas colecções da macrofauna e dos icnofósseis, sendo as "impressões de origem orgânica" (Estampa 2.2a, 2.2c e 2.2d), definitivamente atribuídas ao género *Daedalus* (MEIRELES, 2000b). Posteriormente em MEIRELES & SÁ (2001) é identificada a icnoespécie *Daedalus halli* (Rouault) (Estampas 2.1d e 2.2b). Estudos mais detalhados sobre estes icnofósseis, excelentemente preservados, permitiram definir, com base nas características estabelecidas por SEILACHER (2000) que, para além de *Daedalus halli* (Rouault), está também presente *Daedalus labechei* (Rouault) (SÁ *et al.*, 2002). Nesta jazida das "Pedras Escrevidas" foram também encontrados *Cruziana* e vestígios de algas ("véus algais") (Estampa 2.3a). Neste membro situam-se as jazidas fossilíferas GDM-III, GDM-X, GDM-IX, GDM-XIV, GDM-XXII e GDM-XXIII estudadas em SÁ (2005).

2.4.1.1.2. Membro Malhada. (Símbolos: MMa / O_{MMa})

Corresponde à "série alternante xisto-quartzítica" de MEDEIROS (1950, 1975) e aos "xistos e quartzitos alternantes com ferro" (MEIRELES, 2000a, 2000b).

É constituída por alternâncias de bancadas de quartzitos finos, por vezes impuros, com xistos e psamitos cinzentos e negros. Particularmente nos níveis menos espessos são visíveis estruturas sedimentares tais como: laminação paralela e *laminae* entrecruzada, figuras de carga e pistas. Os quartzitos, onde uma só clivagem é observada (S_0/S_1), são constituídos fundamentalmente por quartzo, moscovite, com abundantes óxidos de Fe e Ti. Como acessórios detectaram-se alguns cristais de turmalina. Nas amostras estudadas de quartzitos da Boca da Caborca, em algumas fracturas paralelas à clivagem principal abunda prehnite e epidoto, sugerindo um metamorfismo de baixo grau, associado a uma actividade hidrotermal tardia.

Para o topo desta sequência, tal como é comum em toda a Península Ibérica bem como na margem gondwânica (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1984a; YOUNG, 1989, 1992), ocorrem importantes níveis de ferro oolítico, particularmente em Guadramil, com continuidade para Zamora (FERNÁNDEZ & MORO, 1991; FERNÁNDEZ, 1994; FERNANDEZ *et al.*, 1995; FERNÁNDEZ & MORO, 1998). Em Guadramil, as espessas bancadas de siderite foram alvo de avaliação e reconhecimento mineiro tendo sido calculadas 5,5 milhões de toneladas de minério. Este jazigo é formado por bancadas fundamentalmente de siderite mas também de hematite, que passam lateralmente aos quartzitos e xistos. À superfície, e por alteração supergénica, a siderite está parcial ou totalmente limonitizada. Nas falhas que cortam o jazigo ocorre a especularite. Ao microscópio, o minério mostra textura oolítica, predominando os oólitos de siderite e em menor quantidade de sílex e chamosite (COTELO NEIVA & GOUVEIA, 1950). A recuperação dos levantamentos de pormenor realizados pela equipa do S.F.M. foi determinante para compreender a estrutura das Barreiras Brancas e no estabelecimento da coluna litoestratigráfica (Figura 2.5, Figura 2.6, Figura 2.7).

No sector de Montesinho, a oeste de França, ocorre um nível de magnetite, relativamente contínuo, cartografado numa extensão de 1,5km entre o céu aberto "Boca da Caborca" e as minas de França. A sua espessura raramente ultrapassa os 5m. É constituído por cristais

euédricos, grosseiros, de magnetite martitizada substituída por hematite ao longo de planos de clivagem. A limonite é abundante e pode estar associada quer à matriz quartzosa, de grão fino, rica em clorite, tendo como acessórios, apatite, sericite e zircão, quer a rodear a magnetite. A martite provavelmente estará relacionada com episódios hidrotermais sintectónicos, com a circulação de fluidos ao longo de cisalhamentos. Registe-se também a natureza detrítica siliciosa, dos grãos sub - rolados, irregulares, desta magnetite (FIGUEIREDO *et al.*, 1995).

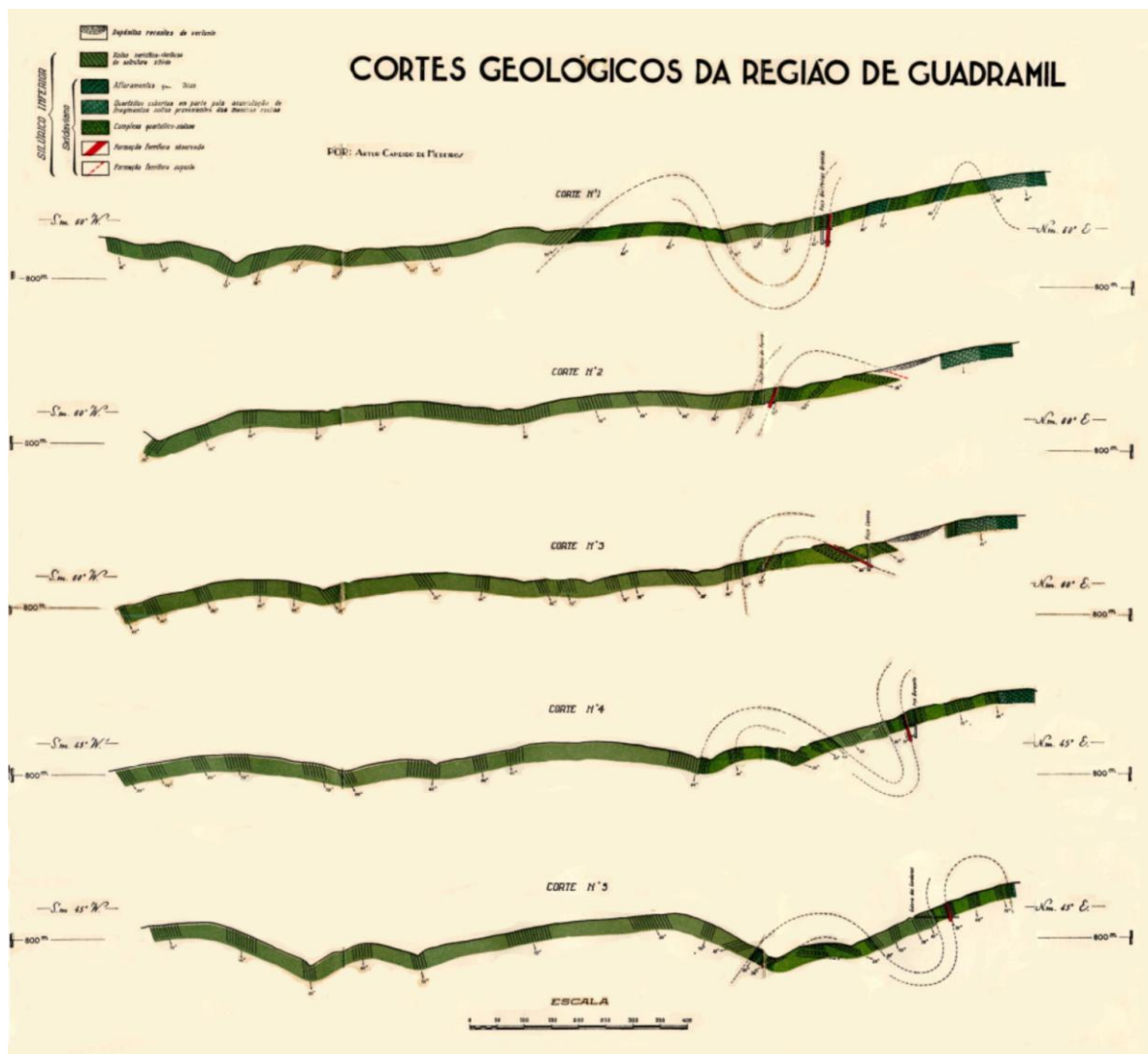


Figura 2. 7 - Reprodução dos cortes geológicos de Guadramil (MEDEIROS, 1950). Ver localização na Fig. 2.4.

No sector de Montesinho nas proximidades dos antigos trabalhos romanos de ouro do céu aberto da Boca da Caborca foi detectada a presença de níveis centimétricos (3-5 cm), intercalados nos quartzitos e psamitos, ricos em sulfuretos disseminados, fundamentalmente pirite e limonite. Parece evidente a relação de episódios vulcanogénicos com as mineralizações auríferas que ocorrem nos quartzitos armoricanos, tal como relatado nas mineralizações de ouro do anticlinal de Valongo, onde foi detectada a presença de níveis vulcano-sedimentares e camadas negras intercaladas nos quartzitos que contêm as principais mineralizações auríferas (COUTO *et al.*, 2003).

Quanto à possança desta formação, as estimativas têm sido muito variadas. No sector de Montesinho, para esta série de "xistos e quartzitos alternantes com ferro" é estimada uma espessura de 283 m (RIBEIRO, A., 1974), embora CONDE *et al.* (1971) indique uma variação entre 50 a 300 m. Para o sector de Guadramil, RIBEIRO, A. (1974) estima, só para os membros

superiores (O2a e O2b) uma espessura de 100 m. Presentemente são estimadas as espessuras deste membro Malhada em 100 m, em Guadramil e 200m, em Montesinho.

As principais jazidas de fósseis descritas por MEDEIROS (1950) e revistas agora em SÁ (2005) situam-se nesta unidade, próximo dos antigos trabalhos mineiros (Figura 2.5). Os dados actuais indicam claramente uma idade "Arenigiano" médio-superior para este horizonte ferrífero, consentâneo com os dados de macro e microfauna recolhidos em outros jazigos de ferro norte gondwânicos (YOUNG, 1989, 1992).

2.4.1.1.3. Membro Fragas da Ermida. (Símbolos: MFE / O_{MFE})

Nos primeiros trabalhos de cartografia esta unidade não se encontrava individualizada, estando integrada nos "xistos sericítico - cloríticos de estrutura xilóide", (MEDEIROS, 1950, 1975); "Formation schisteuse" (RIBEIRO, A., 1974). Mais tarde em MEIRELES (2000b) é integrado na "série dos quartzitos com ferro".

É constituído pela alternância de filitos carbonosos, ardosíferos, psamitos e níveis centimétricos (5 - 10 cm) de quartzitos finos que, para o topo, vão sendo escassos e diminuindo de espessura até desaparecerem completamente. Estima-se a sua espessura em 50m. Nesta sequência ocorre um segundo nível de ferro, limonítico, descontínuo, já referido em MEDEIROS (1950). Embora sem esta expressão cartográfica, também foi detectado no sector de França, no corte do rio Sabor, esta transição psamítica. Como se pode observar pelo mapa geológico da Figura 2.5, esta sequência não é lateralmente contínua em toda a estrutura ordovícica de Guadramil. Somente foi detectada no sector NW da Lomba Rasa e envolvendo os níveis descontínuos de limonite. Para SE, junto do rio Maçãs, transita-se lateralmente da série dos quartzitos com ferro para os xistos ardosíferos. Em outras sequências autóctones da Ibéria e da Armórica, a característica sequência de xistos ardosíferos do Oretaniano (=Darriviliano *pro parte*), está em desconformidade sobre as fácies do quartzito armoricano. Esta desconformidade é assinalada pela presença, na base, de um nível fosfatado a que está associado um horizonte ferrífero a topo destes fosfatos (YOUNG, 1989; 1992). Na presente área de estudo não foram encontrados, até ao momento, nódulos fosfatados associados a estes níveis limoníticos.

2.4.1.2. Formação Moncorvo ("Arenigiano" superior - Dobrotiviano inferior). Símbolos: FMc / O_{Mc}

Corresponde às designações informais de "xistos sericíticos e cloríticos de estrutura xilóide" (MEDEIROS, 1950); "xistos sericíticos e cloríticos" (MEDEIROS, 1975); "Formation schisteuse" (RIBEIRO, A., 1974); "Formação Xistenta" (MEIRELES, 2000a, 2000b).

Trata-se de uma sequência monótona correspondente a ambiente deposicional de baixa energia, onde se depositaram sedimentos pelágicos. É constituída por xistos ardosíferos, cinzento azulados, onde são evidentes duas fases de deformação com xistosidade associada, encontrando-se a xistosidade penetrativa S₁ crenulada e por vezes transposta por uma S₂. Petrograficamente são constituídos fundamentalmente por quartzo, e moscovite; os óxidos de ferro são abundantes; pode ocorrer clorite e alguma turmalina. Corresponde às grandes manchas de xistos ardosíferos (*slates*) que ocorrem na região de Lagomar, no sector de Guadramil; na Serra de Montesinho, quer no exocontacto com o granito de Montesinho, quer nos *roof pendants* de xistos (sector de Portelo).

Em SÁ (2005) é apresentado um estudo mais exaustivo desta unidade. Foram identificadas por este autor as seguintes jazidas fossilíferas (Figura 2.5):

GDM-XI - "Arenigiano" superior ou Oretaniano inferior; conteúdo paleontológico: Bivalvia indet. (comum);

GDM-XII - "Arenigiano" superior ou Oretaniano inferior; conteúdo paleontológico: *Redonia deshayesi* Rouault (abundante);

GDM-XIII - Oretaniano; conteúdo paleontológico: *Redonia deshayesi* Rouault (raro); *Tropidodiscus* sp. (raro); *Tropidodiscus* sp. n. (raro).

GDM-XIV - Oretaniano; conteúdo paleontológico: *Paralenorthis? miniensis* (Sharpe) (raro); *Lingulobolus* sp. (raro).

GDM-XV - Oretaniano; conteúdo paleontológico: *Redonia deshayesi* Rouault (raro).

GDM-XVI - Oretaniano; conteúdo paleontológico: Brachiopoda indet. (raro).

GDM-XVII - Oretaniano; conteúdo paleontológico: *Neseuretus* sp. (raro); Asaphida indet. (raro); *Babinka prima* Barrande (raro); *Redonia deshayesi* Rouault (raro); Orthocerida? Indet. (raro).

GDM-XVIII - Oretaniano; conteúdo paleontológico: *Redonia deshayesi* Rouault (abundante); *Sinuities sowerbyi* Perner (raro); *Tolmachovia* sp. n. (raro); *Arachonostega gastrochaenae* (raro).

Próximo da base desta unidade e durante as revisões de cartografia para este trabalho, foi identificado um horizonte de nódulos siliciosos, de várias dimensões, desde 6x3 cm a 10x4,5 cm. Os nódulos mais pequenos revelam estruturas septarizadas, diagenéticas (Estampa 2.3b e c). Apresentam-se deformados definindo um estiramento da D₁. São nódulos de grão muito fino, cinzento e homogêneos, com fendas preenchidas por óxidos de ferro e quartzo. São visíveis, macroscopicamente, cavidades euédricas de pirite disseminadas na amostra. Em lâmina delgada (amostra F13/23F), revelam a abundância de limonite (depois de pirite) em cristais euédricos dispersos numa matriz muito fina essencialmente constituída por quartzo, sericite e matéria carbonosa (orgânica). Os contornos dos grãos de quartzo estão perfeitamente suturados. O nódulo maior, com 50 cm de comprimento, já se pode considerar como um olistólito (Estampa 2.4). É constituído por sedimentos finos, silto - argilosos, onde o material se revela desorganizado. Apresenta grande abundância de moluscos, do género *Redonia deshayesi* (Rouault, 1851) (Estampa 2.4b). Foi também identificada, (Estampa 2.4c), Rostroconcha *Tolmachovia* sp (Artur Sá, comum. pessoal), idênticos aos fósseis identificados em outros nódulos deste horizonte de Guadramil (SÁ *et al.*, 2003b; SÁ, 2005). Além destes espécimens foi também detectada a presença de um bivalve ainda indeterminado (Estampa 2.4d). Estes nódulos são a expressão de um episódio perturbador da deposição (sismo?). Nódulos semelhantes são descritos no Marão também na base desta Formação (SÁ, 2005). A sua origem tem sido interpretada como evidência de sismicidade sin-sedimentar (SELLÉS-MARTÍNEZ, 2000; PRATT, 2001; SEILACHER, 2001; FROEDE & HOWARD, 2002).

Perto do v. g. Maceiras, ou seja, a topo desta formação, foi encontrado fóssil de Braquiópode, com caneluras grossas, identificado como *Paralenorthis? miniensis* (Sharpe) (raro) (jazida GDM-XXVII, SÁ, 2005). Quanto à idade, confirma-se a idade Oretaniana, embora a base desta formação pode ser ainda Arenigiana como indicado pelos actuais dados e já demonstrado em COUTO *et al.* (1997). Como é muito monótona é difícil estimar a sua espessura. Contudo retirando o efeito do espessamento das dobras verticais da D₃, calcula-se que a espessura oscilará entre os 150 - 200 m (Figura 2.6 a Figura 2.8). No sector de Montesinho para o topo desta sequência, próximo do carreamento da Costa Grande, ocorrem horizontes de psamitos que poderão corresponder a uma eventual passagem à Formação Chão do Amieiral.

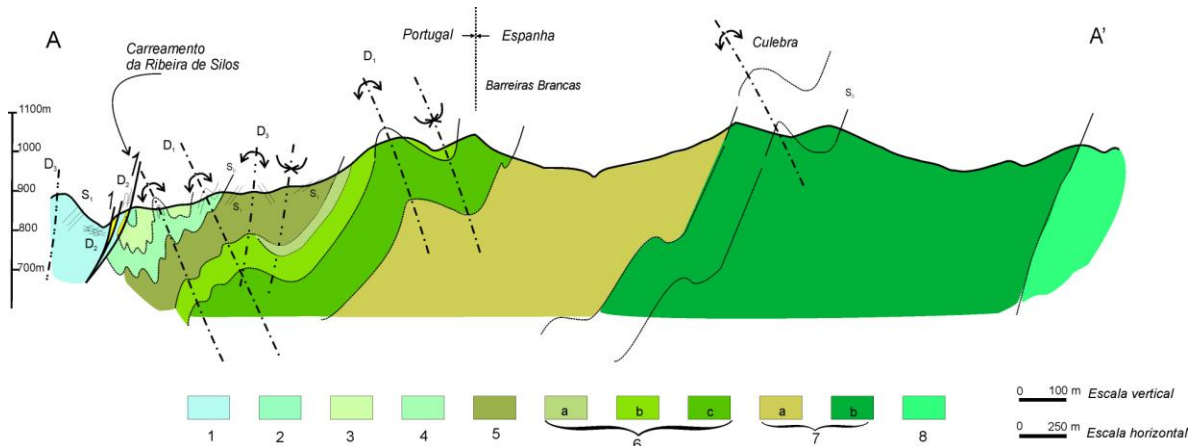


Figura 2.8 - Corte interpretativo da Serra das Barreiras Brancas - Culebra. (Legenda: 1 - unidades parautóctones; 2 - Membro Ribeira de Silos; 3 - Formação Guadramil; 4 - Formação Maceiras; 5 - Form. Moncorvo; 6 - Form. Marão (a) Membro Fragas da Ermida; b) Membro Malhada; c) Membro Ermida; 7 - Formação Angueira ("Form. Santa Eufémia"); a) Membro Cicouro; b) Membro Constantim); 8 - Formação Olho de Sapo. (Informação geológica do sector espanhol baseada em dados pessoais e adaptada da cartografia contida em IGME (1982) e GONZALEZ CLAVIJO (1997).

2.4.1.3. Formação Maceiras (Hirnantiano). Símbolos FMa / O_{Ma}

O seu nome deriva da designação do v. g. Maceiras situado a 1,1 km a NE de Guadramil. Anteriormente interpretada como "quartzitos xistóides" intercalados em "camadas xisto-grauváquicas" do Ordoviciano (GOUVEIA, 1956); "grés quartzitique" ou "formation quartzitique", Silúrica (RIBEIRO, A., 1974). Foi mais tarde cartografada e designada por Formação Maceiras e de idade atribuída ao Caradociano (MEIRELES *et al.*, 1995; MEIRELES, 2000a e 2000b, 2000c). Em SÁ *et al.* (2003) foi-lhe atribuída uma idade do Berouniano. Por correlação litoestratigráfica regional é actualmente considerada como sendo da base do Hirnantiano. A definição formal desta formação e da respectiva secção-tipo foi efectuada em conjunto com Artur Sá (UTAD) no corta-fogo efectuada no cabeço "Sal Moído" (Estampas 2.5a, 2.5b e 2.5c), 800 m a N de Guadramil (SÁ, 2005; SÁ *et al.*, 2005).

No sector em estudo, esta unidade ocorre apenas a nordeste das aldeias de Rio de Onor e Guadramil, a topo da Formação Moncorvo. Não ocorre nas formações ordovícicas a oeste da falha de Portelo, nem no sector de S. Martinho de Angueira. Foi detectada mais a sul próximo de Travanca (Mogadouro) na base dos diamictitos (SÁ, 2005). Até ao momento não foram encontrados fósseis.

Inicialmente descrita como sendo constituída por filitos cinzento azulados, ardosíferos, com intercalações de grés quartzíticos de cor branca - acinzentada, geralmente de grão fino mas por vezes mais grosseiros, conglomeráticos (MEIRELES, 2000a, 2000b), os estudos agora desenvolvidos permitiram precisar os seus reais limites, na base e no topo, a sua espessura e sequência estratigráfica. É possível observar e estimar a espessura desta formação dado que neste corte não há grande influência de dobramentos. Estima-se a espessura total em cerca de 30 m, em alternâncias de grés quartzíticos e filitos, repartidas do seguinte modo, da base para o topo: 1º nível de grés quartzítico, 15 m de espessura; 1º nível pelítico, 7 m; 2º nível de grés, 7 m; 2º nível pelítico, 3 m; 3º nível gresoso, 1 m; 3º nível pelítico, 4 m (Figura 2.9). O contacto a tecto com o Membro Rib^a de Guadramil é assinalado por um estreito nível de ferro diagenético.

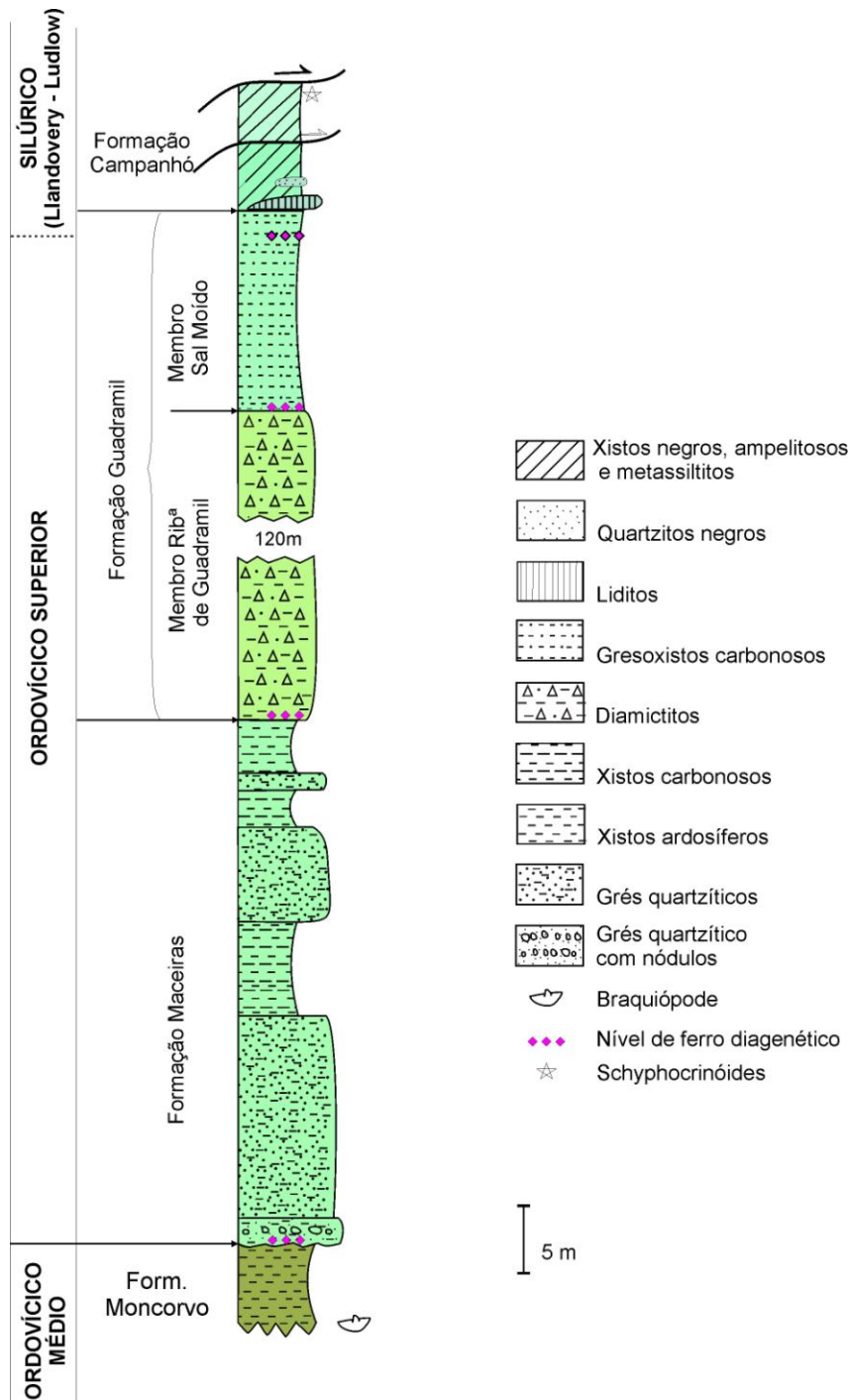


Figura 2.9 - Coluna litoestratigráfica das Formações Maceiras e Guadramil.

É constituída fundamentalmente por grés quartzíticos e microconglomerados com intercalações de filitos carbonosos. O grés é constituído fundamentalmente por clastos de quartzo, feldspato potássico e plagioclase, com a moscovite e sericite a orlar grãos e a ocupar o espaço entre os grãos juntamente com quartzo diagenético. Quanto à morfologia dos clastos, os maiores são fundamentalmente angulosos a subangulosos de baixa esfericidade, enquanto que os menores, subangulosos de alta esfericidade. Registe-se a ocorrência de grãos de zircão, zonados e não zonados, turmalina, óxidos de titânio e palhetas de matéria carbonosa (grafitóide).

Neste sector, o contacto inferior com a Formação Moncorvo, é marcado por vezes pela presença de um nível gresoso que pode ter cerca de 12 m de possança aflorante, de cor

castanho-amarelado, grosseiro, com nódulos siliciosos até 1-2 cm de comprimento (Estampa 2.5f), a que localmente se associa um pequeno acidente tectónico. Trata-se de uma rocha detrítica com a matriz de grão fino fundamentalmente constituída por sericite e quartzo. Uma particularidade é a constatação da perturbação das estruturas primárias; é notório a presença de dobras convolutas. Os clastos são constituídos por mica branca, quartzo e óxidos de ferro. Apresenta este nível, próximo da sua base, um estreito (2-4 cm de espessura), mas contínuo nível ferrífero, não oolítico. Ao microscópio apresenta também aspectos de estruturas primárias convolutas. É fundamentalmente constituída por opacos abundantes (goetite? alteração da hematite) numa matriz de granulometria muito fina formada por micas brancas e quartzo (Amostra 13/31A). Corresponderá a uma descontinuidade, tal como é assinalada noutros locais da Ibéria e Armórica. O contacto a topo, com a Formação Guadramil, também é assinalado por um estreito nível ferrífero (Estampa 2.5g).

2.4.1.4. Formação Guadramil (Hirnantiano). Símbolos: FG / O_{FG}

Esta formação ocorre em estreita faixa entre Guadramil e Rio de Onor. No bloco oeste da falha da Vilariça ocorrem escamas tectónicas desta formação na unidade subautóctone (Estampa 2.6a). Foi pela primeira vez cartografada e reconhecida em Trás-os-Montes, como unidade do topo do Ordovícico em MEIRELES (2000b, 2000c), com a designação informal de "Formação pelito com fragmentos, OPF". O trabalho de campo com vista a formalização desta nova unidade foi efectuado em conjunto com Artur Sá (UTAD). O estratótipo foi definido no corta - fogo do cabeço Sal Moído (Estampas 2.5d e 2.5e), 800m a N de Guadramil (SÁ, 2005; SÁ *et al.*, 2005).

É limitada na base pela Formação Maceiras e transita a topo para filitos carbonosos e lilitos (Figura 2.9). No corte do corta-fogo próximo de Guadramil será o local onde será possível definir o estratótipo desta formação, com 135 m de possança. Pode observar-se o contacto basal com a Formação Maceiras e o topo marcado pela continuidade estratigráfica com o Silúrico autóctone.

Caracteriza-se pela presença de metassiltitos e xistos de cor verde - escuro a negro, quando mais frescos, e de cor amarelo mostarda, quando alterados. Possuem clastos rolados, subrolados e angulosos, de quartzitos, quartzo e de grés, de várias dimensões (de 1 mm até 5 cm), dispersos pela matriz silto - argilosa. Ao microscópio esta matriz revela-se ser constituída por clastos essencialmente de quartzo numa matriz autigénica silto - argilosa. A maior parte dos clastos apresenta formas angulosas (Estampa 2.6f).

O contacto basal é marcado pela ocorrência de um estreito nível de ferro, de arenito fino ferruginoso. Apresenta-se bastante heterogéneo relativamente ao grau de arredondamento e de esfericidade dos grãos de quartzo, predominando os grãos angulosos a subangulosos de baixa esfericidade. Acessoriamente ocorrem raras palhetas de mica e mais raramente palhetas de grafitóide. A matriz é ferruginosa com abundantes esferólitos hematíticos e goéticos (Estampa 2.5g). A sua espessura não ultrapassa os 4 cm de possança no corta-fogo onde foi definida a secção - tipo, mas em contrapartida apresenta apreciável extensão lateral, sendo visível, no caminho de Rio de Onor para a serra das Barreiras Brancas. Corresponderá por certo ao nível de ferro oolítico descrito para a base do Kosoviano resultante de uma subida do nível eustático (YOUNG, 1989).

É subdividida em dois membros:

Inferior (120 m) - Membro Ribeira de Guadramil (MRG / O_{RG}), correspondente ao pelito com fragmentos propriamente dito;

Superior (15 m) - Membro Sal Moído (MSM / O_{SM}), constituído por gresofilitos carbonosos com pirite singenética abundante.

A marcar o contacto entre estes membros ocorre um estreito nível ferruginoso, não oolítico, de 2 a 4 cm de espessura.

Esta formação está por vezes em contacto directo, a topo, com as unidades parautóctones (inferior e superior) e subautóctone pelo cavalgamento da Ribeira de Silos. Nos afloramentos próximos de Guadramil e em Paradinha, é notória a deformação causada pela vizinhança do cavalgamento da Ribeira de Silos, com a formação de uma clivagem penetrativa e com a formação de sombras de pressão em redor dos clastos. No bloco oeste da falha BVM, no caminho de Soutelo para o granito de Montesinho ocorre uma escama tectónica de 300x50 m do "pelito com fragmentos" (Estampa 2.6a) na Unidade Coroto (subautóctone), assinalados pela primeira vez em COSTA (2002).

2.4.2. FLANCO SUL DA SINFORMA DE ALCANICES: ANTICLINAL VIVERO - IFANES.

O anticlinal D₃ de Vivero - Ifanes está já no flanco sul da sinforma de Alcañices, na transição para o sector de Vimioso, mais a sul, onde há significativas diferenças de fácies relativamente ao Ordovícico Médio - Superior (Figura 2.10).

Do ponto de vista estrutural, os estudos de VILLAR ALONSO (1990) demonstram que esta estrutura corresponde a uma dobra deitada D₁ Varisca, redobrada e verticalizada pela D₃ Varisca. As nossas observações preliminares apoiam esta interpretação.

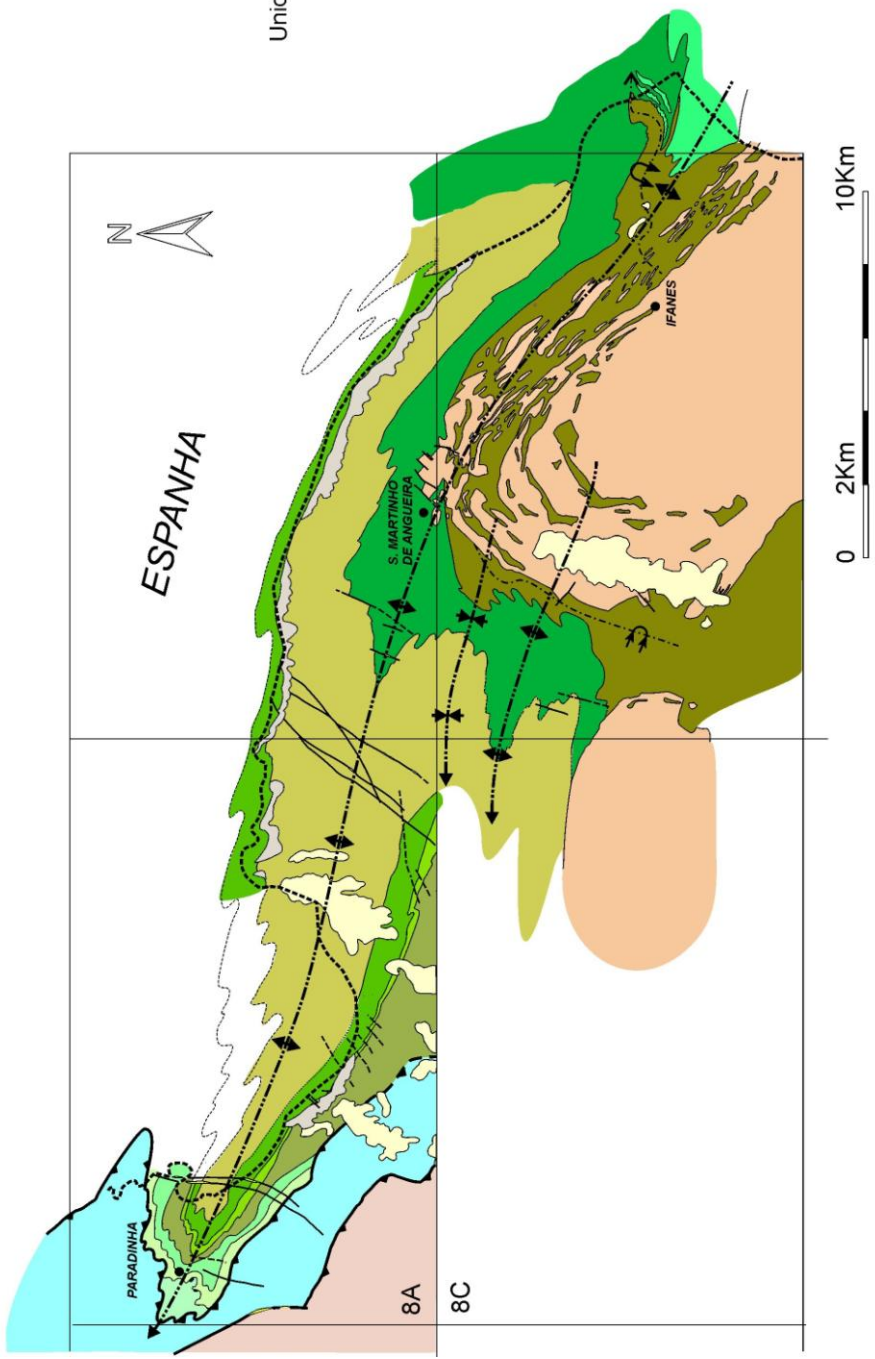
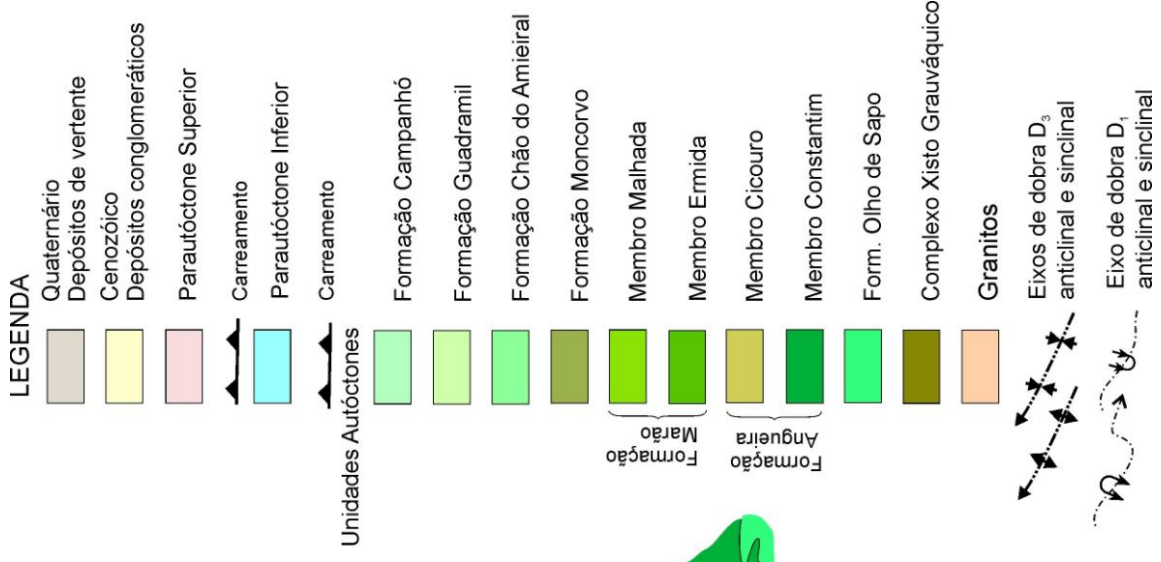
Relativamente à estratigrafia, do lado português, as primeiras e até agora únicas referências à estratigrafia desta estrutura remontam a RIBEIRO, A. (1974), estando cartografadas e definidas apenas as seguintes unidades ordovícicas, da base para o topo:

- "Formation des schistes intermédiaires, O_{1b}";
- "Formation de quartzites supérieurs, O_{2a}";
- "Formation schisteuse".

Entretanto, do lado espanhol, próximo de Paradela, foi reconhecida a presença de gnaisses da fácies Olho de Sapo correspondendo ao núcleo do anticlinal (QUIROGA DE LA VEGA, 1977). É feita, pela primeira vez, referência à presença de gnaisses de grão fino da fácies Olho de Sapo, designados por gnaisses de Villadepera, no núcleo desta antiforma de Avelanoso - Paradela, entre os maciços graníticos de Ricobayo, a norte, e de Ifanes - Sayago, a sul.

Mais tarde, do lado português, esta litologia é classificada como metagrauvaques feldspáticos com quartzo azul riolítico (IGLÉSIAS & RIBEIRO, 1981c). Estes autores fazem a distinção entre esta fácies e os gnaisses do complexo de Miranda do Douro. Na Carta Geológica de Portugal, folha 2 (escala 1:200,000) são designados por Formação Olho de Sapo.

Ainda relativamente ao Ordovícico, no sector transfronteiriço contíguo, há dados mais recentes, quer do ponto de vista estratigráfico e paleontológico, quer do ponto de vista mineralógico, petrográfico e geoquímico, nomeadamente no estudo das mineralizações de ferro de Latedo (FERNÁNDEZ & MORO, 1991, 1992, 1993, 1995a, 1995b, 1998). Localmente neste sector de Latedo são definidas as seguintes unidades, da base para o topo (FERNÁNDEZ, 1994):
i) Formação Cabeza de las Viñas; ii) Formação Cuarcitas del Pielgo; iii) Formação Latedo.



ESPAÑA

PARADINHA

8A

8C

IFANES

S. MARTINHO DE ANGUIERA

Figura 2.10 - Esboço geológico do anticlinal Vivero - Ifanes, sector de S. Martinho de Angueira. Trabalhos inéditos de: C. Meireles, metassedimentos; N. Ferreira, maciço granítico de Ifanes; folhas 8A (S. Martinho de Angueira) e 8C (Miranda do Douro).

Presentemente, em Espanha, nos mais recentes trabalhos publicados, foram adoptadas e generalizadas para toda a estrutura de Alcañices, as designações das formações do flanco norte (GONZÁLEZ LODEIRO *et al.*, 2004). A Formação Campillo, do Ordovícico Médio - Superior, reconhecida no flanco norte da sinforma de Alcañices por VACAS & MARTINEZ CATALÁN (1987), só foi cartografada neste flanco por GONZÁLEZ CLAVIJO (1997, 2006). Em síntese, do ponto de vista litoestratigráfico, estão definidas assim quatro unidades ordovícicas, designadas, da base para o topo:

- Fm. Santa Eufémia;
- Fm Peña Gorda;
- Fm. Villafior;
- Fm. Campillo;

A Formação Santa Eufémia contacta, na base, quer com o Olho de Sapo (Gnaisses de Villadepera) quer com os "Esquistos de Villalcampo", de idade Precâmbrico Superior - Câmbrico Inferior (VILLAR ALONSO, 1990). Para este autor, os "Gnaisses de Villadepera" apresentariam um contacto gradual com os "Esquistos de Villalcampo", pelo que estas unidades seriam da mesma idade.

Os estudos de cartografia iniciados no âmbito das revisões para a Folha 2 (escala 1:200,000), e da cartografia da folha 8A, S. Martinho da Angueira (escala 1:50,000), e desenvolvidos no presente trabalho, confirmam ocorrência de novas unidades, quer do Ordovícico Inferior, quer do Superior. Na região estava apenas assinalada a presença do membro "schistes intermédiaires, O_{1b}" (RIBEIRO, A., 1974). Foi agora separada uma nova unidade, equivalente ao membro "quartzites inférieurs, O_{1a}" deste autor (Figura 2.10). No topo da sequência, para além da presença dos diamictitos, foi reconhecida e cartografada, entre a Formação Guadramil e a Formação Moncorvo, uma nova formação com fácies distinta, quer da Formação Maceiras, quer da Formação Santo Adrião. Considera-se equivalente à Formação Chão do Amieiral do Ordovícico Superior (SÁ *et al.*, 2003b; SÁ, 2005; SÁ *et al.*, 2005). Constata-se que, a nível do Ordovícico Médio - Superior, estaremos nesta estrutura, numa zona de transição paleogeográfica entre os sectores de Alcañices e de Vimioso.

A nível do Ordovícico Inferior, embora se compreenda a proposta inicial de correlação dos membros "schistes intermédiaires, O_{1b}" e "quartzites inférieurs, O_{1a}" da "formation quartzitique" de RIBEIRO, A. (1974) com o "Arenigiano" inferior (Formação Vale de Bojas) de Marão e de Moncorvo, como admitido por COKE (2000) e corroborado em SÁ (2005), as litologias são distintas. Tal justifica que estas unidades infra-quartzito armoricano ("schistes intermédiaires, O_{1b}" e "quartzites inférieurs, O_{1a}") sejam consideradas, em Portugal, com uma nova formação distinta da Formação Vale de Bojas. No presente trabalho será designada por Formação Angueira. Atente-se para presença desta formação nos dois domínios estratigráficos distintos da Zona Centro Ibérica: Olho de Sapo e do CXG, definidos em DIEZ BALDA *et al.* (1990).

Em suma, nesta estrutura, a sequência geral ordovícica é a seguinte (Figura 2.10 e Figura 2.11), da base para o topo: i) Formação Olho-de-Sapo; ii) Formação Angueira; iii) Formação Marão; iv) Formação Moncorvo; v) Formação Chão do Amieiral; vi) Formação Guadramil. Esta sequência está discordante sobre a unidade basal, de xistos e metagrauvaques (Câmbrico Inferior - Neoproterozóico provável), como se constata pela cartografia (Figura 2.10), confirmando-se a interpretação de VILLAR ALONSO (1990). É nesta unidade que se instala o maciço granítico de Ifanes, aproveitando a interferência das estruturas variscas precoces com

os dobramentos da D₃, a orientação e mergulho da estratificação, intersectando o contacto entre as unidades do CXG e o Ordovícico Inferior.

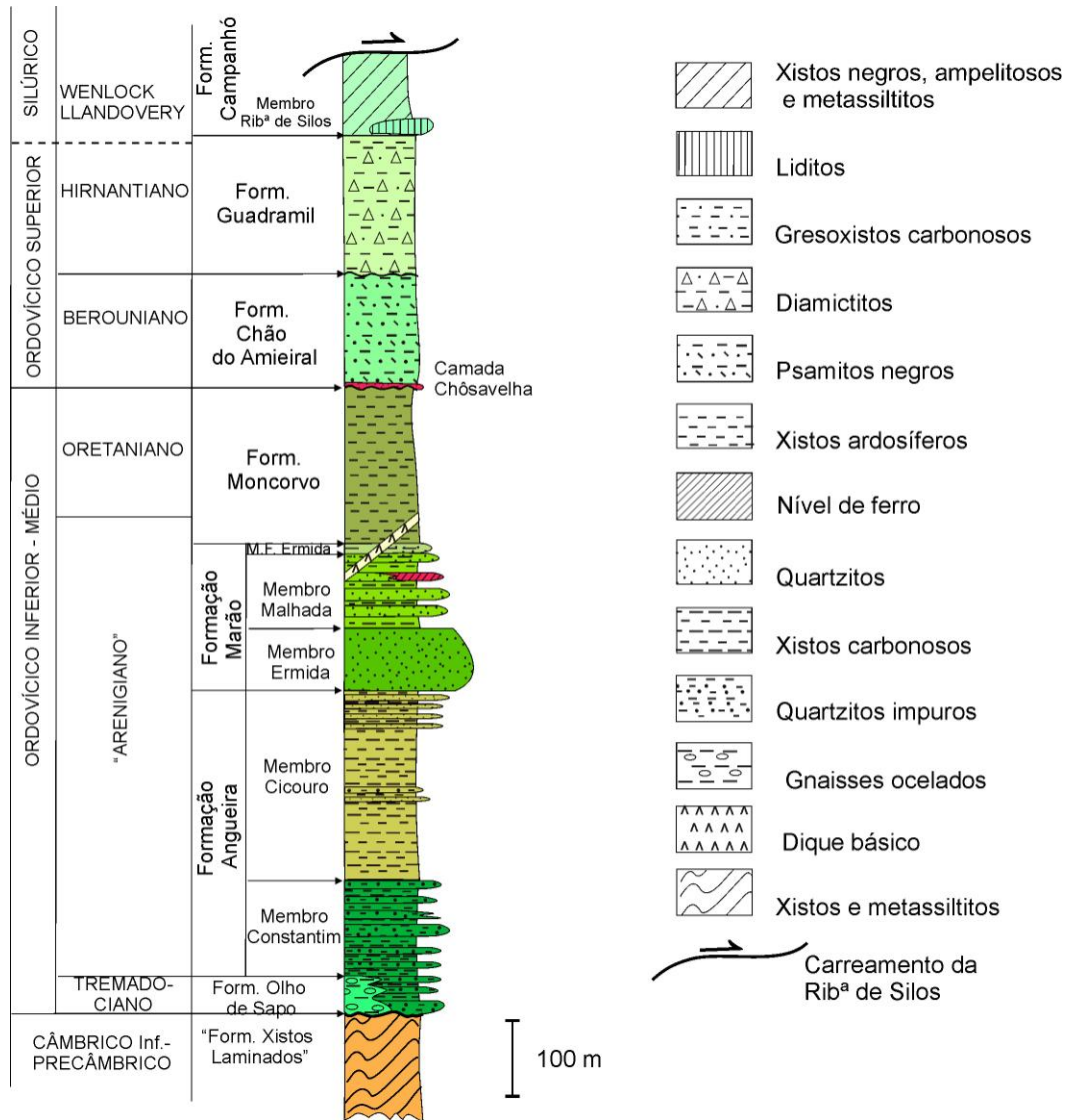


Figura 2.11 - Coluna estratigráfica das unidades autóctones no sector de Paradinha, antiforma Vivero - Ifanes.

2.4.2.1. Formação Olho de Sapo (Tremadociano). Símbolos: FOS / O₀₅

Esta unidade ocorre já fora da actual área de estudo (Figura 2.10). Aflora numa pequena mancha junto da aldeia de Paradela, sendo a continuação da mancha dos gnaisses de Villadepera. Foi inicialmente reconhecida como representando o Olho de Sapo em IGLÉSIAS & RIBEIRO (1981c). É designada, do lado espanhol, por "gnaisses de Villadepera", termo proposto por QUIROGA DE LA VEGA (1981) e mantido nos trabalhos subsequentes (VILLAR ALONSO, 1990; GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997, 2006). Está descrita como sendo constituída por tufos ácidos, de grão fino, intercalados em gnaisses feldspáticos com quartzo opalescente (PEREIRA, 2006). No campo parece tratar-se de uma unidade bastante uniforme e homogénea de gnaisses de grão fino, cinzentos, por vezes com estreitos níveis centimétricos, mais grosseiros, de grandes porfiroblastos de feldspato K e de quartzo (Estampas 2.7). Apresentam-se fortemente foliados. Perto de Paradela ocorrem algumas lenticulas destes gnaisses em intercalações nos quartzitos da Formação Angueira, o que, poderá ser indicativo de uma transição gradual para esta unidade.

2.4.2.2. Formação Angueira (Grupo Quartzítico de Trás-os-Montes, Tremadociano? - "Arenigiano" inferior - médio?); nova formação.

Símbolos: FA / O_{FA}

Nome: deriva de Rio Angueira, o curso fluvial mais importante da região e que corta a estrutura anticlinal Vivero - Ifanes.

Sinónimos: "Formação Quartzito Armoricano", membro "quartzitos inferiores, O_{1a}" e "xistos intermédios, O_{1b}" (RIBEIRO & REBELO (1971); "formation quartzitique", "quartzites inférieurs" e "schistes intermédiaires" da (RIBEIRO, A., 1974); "Formação Quartzito Armoricano"; "membro quartzitos inferiores, O_{1a}" e "membro xistos intermédios, O_{1b}" (PEREIRA, 2000, 2006).

Secção de referência: não foi possível seleccionar um corte que contivesse uma secção contínua desta unidade. Além disso, devido à ocorrência na charneira da dobra D₃, a deformação e o espessamento desta unidade dificultam a escolha de cortes de referência. Mesmo assim procurou-se definir e caracterizar com rigor os contactos a muro e a tecto. Foram escolhidos os sectores onde à partida haverá menor influência do espessamento provocado pelo dobramento D₃ (Figura 2.12). Entrando em conta com a amplitude das dobras D₃ detectadas no terreno, de cerca de 200m, foi possível calcular uma estimativa para as possanças dos membros em que a unidade é dividida: cerca de 200m para o Membro Constantim e 300m, para o Membro Cicouro.

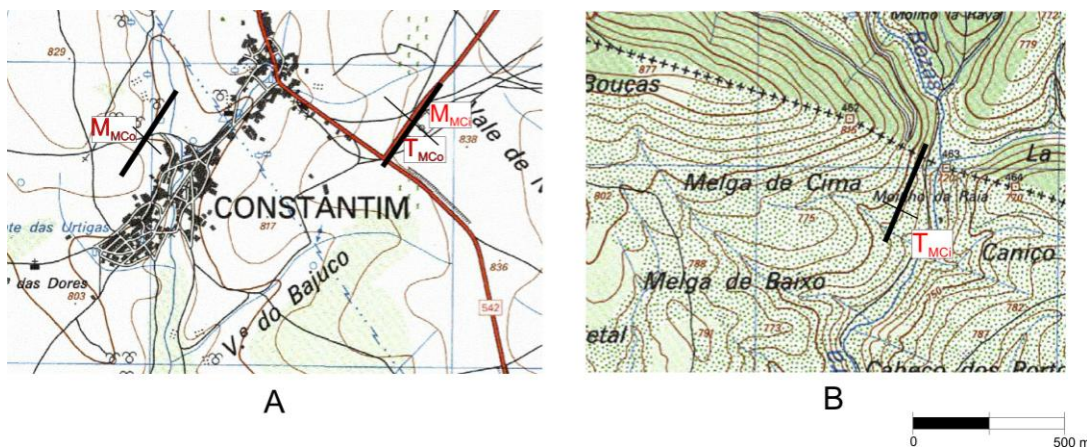


Figura 2.12 - Localização das secções de referência da Formação Angueira. (A) Extraída da Carta Militar de Portugal, folhas nº 67 (Paradela), à escala 1:25.000; (B) Extraída da Carta Militar de Portugal, folhas nº 53 (Avelanoso); M_{MCO}, Muro do Membro Constantim; T_{MCO}, Tecto do Membro Constantim; M_{MCI}, Muro do Membro Cicouro; T_{MCI}, tecto do Membro Cicouro.

Coordenadas Militares (Datum Lisboa) das secções: Membro Constantim: Muro M= 354659,9; P= 519015,4 à cota de 804m (Carta militar nº 67, 1:25.000); Tecto, M= 355565,5; P= 518863,3; cota de 635m (Carta militar nº 67, 1:25.000). Membro Cicouro (Carta militar nº 67, 1:25.000; Muro M= 355565,5; P= 518863,3; cota de 635m; Tecto, M= 349309,1; P= 524038,6 à cota de 740m, Carta militar nº 53, 1:25.000 (Figura 2.12).

Litologia: é proposta a sua subdivisão em dois membros: o inferior, Membro Constantim, é formado essencialmente por bancadas de psamitos e quartzitos impuros, finos, centimétricos e decimétricos, alternando com xistos negros (Estampa 2.8a). O superior, Membro Cicouro é essencialmente formado por xistos ardosíferos, por vezes bastante finos e físeis, com esporádicas intercalações de quartzitos (Estampa 2.8b).

Idade e conteúdo paleontológico: até ao presente não foram detectados fósseis, excepto no topo do Membro Cicouro, onde ocorrem icnofósseis (*Daedalus cf. Halli* e *Planolites* isp.).

Aspectos regionais: Será equivalente à formação Santa Eufémia (VACAS & MARTINEZ CATALÁN, 1987; GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997, 2006), também localmente designada por formação

Cabeza de las Viñas (FERNÁNDEZ & MORO, 1992). Estabelecendo equivalências com a "Formação Cabeza de las Viñas", o Membro Constantim corresponderá ao membro inferior dessa formação, descrito como sendo constituído por xistos e alternâncias de quartzitos e quartzitos micáceos e com uma espessura de 200 m (FERNÁNDEZ & MORO, 1992). Os restantes membros, intermédio e superior, serão equivalentes *pro parte* ao Membro Cicouro. Estes autores descrevem-nos respectivamente:

- Membro intermédio, com uma espessura de 25 m, caracteriza-se pela presença de metabasaltos, xistos e turmalinitos;
- Membro superior, com uma espessura de 60 m, descrito como constituído por micaxistos (sic) e quartzitos micáceos alternantes.

No sector de S. Martinho de Angueira, nunca foram encontrados basaltos ou turmalinitos como os descritos por estes autores, na região de Alcañices.

Observações: a base dos "schistes intermédiaires, O_{1b} " é correlacionada com o membro "quartzitos impuros" da formação vulcano - sedimentar Vale de Bojas COKE (2000a). Seguindo o mesmo critério, SÁ (2005) engloba esta unidade, juntamente com os "quartzites inferieurs, O_{1a} ", no Membro Freitas da nova Formação Vale de Bojas. Contudo, como também já foi referido, pelas distintas características litológicas e de fácies e pela sua extensão cartográfica, deve ser considerada como nova unidade do "Arenigiano" inferior, distinta da Formação Vale de Bojas e específica da sinforma de Alcañices (Domínio do Olho de Sapo), subdividida em dois membros (Figura 2.11): Um membro inferior, Constantim, equivalente aos "quartzites inférieurs, O_{1a} " (RIBEIRO, A., 1974); Um membro superior, Cicouro, equivalente ao membro "schistes intermédiaires, O_{1b} " (RIBEIRO, A., 1974).

2.4.2.2.1. Membro Constantim (novo membro)

Símbolos: MCo / O_{MCo}

Nome: deriva do nome da povoação Constantim.

Sinónimos: "membro quartzitos inferiores, O_{1a} " (RIBEIRO & REBELO, 1971); "membre quartzites inférieurs" (RIBEIRO, A., 1974); "membro quartzitos inferiores, O_{1a} " (PEREIRA, 2000, 2006).

Secção de referência: Não foi possível estabelecer uma secção de referência, contínua. Tem por limites, a muro, o contacto com os micaxistos biotíticos deformados do C.X.G. que rodeiam o maciço granítico de Ifanes. No núcleo do anticlinal, em Paradela (fora da área cartografada), o contacto faz-se quer com os micaxistos biotíticos quer com o gnaiss da Formação Olho de Sapo. A tecto, transita gradualmente para os xistos do Membro Cicouro. Este contacto, a tecto, observa-se bem no corte da estrada para a Senhora da Luz; o contacto a muro observa-se bem, próximo de Paradela, no corte de estrada para Castro de Alcañices.

Coordenadas Militares (Datum Lisboa) das secções: Carta militar nº 67, 1:25.000: Muro M= 354659,9; P= 519015,4 à cota de 804m; Carta militar nº 67, 1:25.000: Tecto, M= 355565,5; P= 518863,3, à cota de 635m (Figura 2.12).

Litologia: Compreende níveis de quartzitos cinzentos, finos, impuros (vulcanogénicos?), de 15 - 20 cm de espessura com alternâncias centimétricas de psamitos e filitos negros (Figura 2.11).

Idade e conteúdo paleontológico: até ao momento as pesquisas revelaram-se infrutíferas.

Aspectos regionais: Ocorre próximo de S. Martinho de Angueira, no limite da carta, onde define a charneira do anticlinal Vivero - Ifanes. Devido à interferência de dobramentos é difícil estimar a espessura desta unidade. Próximo da aldeia de Constantim (carta nº 67, escala 1.25.000, Paradela), é onde se poderá definir uma estimativa mais aproximada da espessura desta unidade. Retirada a deformação causada pelas dobras D_3 , estima-se em cerca de 200 m a sua possança.

Observações: trata-se do membro "quartzites inférieurs, O_{1a}" (RIBEIRO, A., 1974) que não tinha sido cartografado e reconhecido nesta área. No sector de Paradela (fora dos limites da carta), na sua base ocorrem intercalações lenticulares de gnaiss Olho de Sapo.

2.4.2.2.2. Membro Cicouro (novo membro)

Símbolos: M_{Ci} / O_{M_{Ci}}

Nome: deriva da povoação Cicouro, localizada próximo da secção de referência da base desta unidade.

Sinónimos: "xistos intermédios" (RIBEIRO & REBELO, 1971); "schistes intermédiaires, O_{1b}" (RIBEIRO, A., 1974); "membro xistos Intermédios, O_{1b}" (PEREIRA, 2000, 2006).

Secções de referência: o limite inferior é marcado pelo contacto com a última bancada, centimétrica de quartzitos do Membro Constantim. Este contacto observa-se no corte da estrada para a Senhora da Luz. O limite superior é marcado pela primeira ocorrência de quartzitos maciços de espessura métrica da Formação Marão. Devido aos inúmeros depósitos de vertente que ocorrem ao longo das cristas quartzíticas não foi possível observar uma secção suficientemente contínua com o contacto entre o Membro Cicouro e a Formação Marão suprajacente (Membro Ermida).

Coordenadas Militares (Datum Lisboa) das secções de referência: Carta militar nº 67, 1:25.000; Muro M= 355565,5; P= 518863,3 à cota de 635 m. Carta militar nº 53 (S. Martinho de Angueira), Tecto, M= 349309,1; P= 524038,6 à cota de 740m, (Figura 2.12).

Litologia: é fundamentalmente constituída por xistos carbonosos, finos e monótonos. Por vezes ocorrem, particularmente nas proximidades de Avelanoso, intercalados nos xistos, níveis de arenitos cinzentos, em bancadas de 10-15 cm de espessura, definindo um conjunto de referência intermédio que subdivide este Membro. Para o topo da sequência, a anunciar a deposição do quartzito armoricano, ocorrem alternâncias centimétricas de filitos e quartzitos finos, micáceos, de cor creme e bastante laminados pela clivagem, contrastando claramente com os quartzitos maciços e mais puros da Formação Marão, a topo (Figura 2.11; Estampa 2.8c). Ao microscópio estes psamitos apresentam uma textura granolepidoblástica correspondente a uma xistosidade principal (*slaty cleavage*) crenulada por *kinks* mais tardios. Esta xistosidade principal (S₁?) será de plano axial de dobras muito apertadas cujas charneiras ainda é possível observar (Estampa 2.8d). São fundamentalmente constituídos por moscovite e quartzo. Os clastos de quartzo são quase todos alongados, de baixa esfericidade e subangulosos; os de maior índice de esfericidade são subangulosos a subrolados. Há duas gerações de micas brancas: há uma moscovite mais tardia que se apresenta em cristais alongados, bissectando a matriz e que deverá estar associada à crenulação tardia (S₃). Ocorrem também opacos (pirite), zircão e turmalina.

Idade e conteúdo paleontológico: foram encontrados, no nível superior de psamitos e filitos, icnofósseis do género *Daedalus* cf. *halli* e *Planolites* isp., no ponto de coordenadas M=341744,91; P=524346,25.

Aspectos regionais: devido à deformação é difícil calcular a espessura desta unidade. A sua possança foi estimada numa secção segundo a orientação N30°E que passa pela povoação de Cicouro para a Cruz de Candena, junto à fronteira espanhola e por onde passaria a antiga via romana. Esta secção foi escolhida por ser eventualmente a de menor espessamento provocado pelos dobramentos D₃. Estima-se, com reservas, em 300 m a espessura total: 200 m de xistos carbonosos e 100 m de psamitos e quartzitos finos, na transição para a Formação Marão.

Observações: Na área da carta não foi possível encontrar uma secção onde toda a sequência esteja representada de modo contínuo; por outro lado, como já referido, a deformação é intensa. Além disso a escassez de dados paleontológicos obriga a ter reservas na definição de uma secção-tipo. Quanto às ocorrências de vulcanismo básico, estratoconformes e

de turmalinitos (?) descritos em Espanha por FERNÁNDEZ & MORO (1992), não foram até ao momento detectadas no sector português. Para GONZALEZ CLAVIJO (1997, 2006), os corpos vulcânicos são diques com a orientação N20°E e os turmalinitos não podem ser sedimentares dado que a turmalina é posterior à xistosidade principal. A nordeste de Avelanoso foi cartografado um pequeno filão básico (dolerítico), mais tardio, pois os xistos apresentam uma pequena auréola de metamorfismo de contacto, que poderá corresponder a uma situação idêntica à verificada em Espanha.

2.4.2.3. Formação Marão ("Arenigiano" médio - superior).

Quartzitos de grão fino, com predominância de bancadas métricas na base da sequência, separadas por níveis centimétricos de xistos carbonosos; para o topo, redução gradual da potência das bancadas quartzíticas, passando a intercalações centimétricas em xistos carbonosos. A potência é muito variável, devido à deformação. Próximo da charneira estima-se em 200 m, enquanto no flanco sul possa atingir os 900 m. A espessura real não deverá ultrapassar o seu valor médio, ou seja, 500 m (Figura 2.11).

Foram agora cartografados os três membros que correspondem respectivamente aos Membros Ermida (90 - 300 m) e Malhada (110 m - 250 m) e Fraga da Ermida. A espessura deste último não deve ultrapassar os 50 m. O Membro Malhada foi detectado pela presença de um pequeno nível ferrífero no flanco sul, equivalente aos assinalados no flanco norte desta estrutura por FERNÁNDEZ & MORO (1998). Os opacos são fundamentalmente constituídos por magnetite em cubos cinzento acastanhados, por vezes martitizada. Ocorrem lamelas de hematite /ilmenite. Quanto aos transparentes, fundamentalmente clorite e quartzo.

Encontraram-se icnofósseis (*Daedalus halli*), muito deformados nas bancadas de quartzitos próximo de Paradinha e no corte da estrada, a sul de Avelanoso (Estampas 2.2e e 2.2f). No lado espanhol são descritos, *Daedalus*, *Cruziana*, bibalves, *Redonia*, e algas, *Girvanella* (FERNÁNDEZ & MORO, 1995b).

Aspectos regionais: nos afloramentos do talude da estrada Vimioso - Avelanoso, próximo desta aldeia (Carta nº 52), observa-se um corte praticamente contínuo nesta Formação. A estratificação apresenta-se verticalizada devido ao flanco inverso do dobramento D₃. Disposto subhorizontalmente, a cortar e a intruir a sequência estratigráfica dos membros Malhada e Fraga da Ermida, ocorre um filão básico muito alterado, onde contudo se observa uma clivagem interna (Estampa 2.9). Retirada a deformação varisca o filão apresenta-se verticalizado. É interpretado como sendo um dos canais de alimentação do vulcanismo do Ordovícico Superior (Formação Santo Adrião).

2.4.2.4. Formação Moncorvo (Oretaniano)

Xistos ardosíferos, com espessura estimada em 200 m (Figura 2.11). A transição do Membro Fragas da Ermida para esta formação é gradual, com redução progressiva da espessura das bancadas de quartzitos a escassos centímetros e cada vez mais espaçados até desaparecerem completamente. Para o tecto, o contacto com a Formação Chão do Amieiral é assinalado por um nível de xistos negros com pirite e xistos hematíticos (Paradinha, Cabeço do Concelho).

2.4.2.5. Formação Chão do Amieiral (Berouniano); símbolos: FCA / O_{CA}

Trata-se de uma nova unidade cartografada e reconhecida pela primeira vez no anticlinal de Vivero - Ifanes. O contacto, a muro, com a Formação Moncorvo é assinalado, no flanco norte, por um nível de xistos negros com pirite com alternâncias de xistos hematíticos (cerca de 0,50 m). No flanco sul desta estrutura D₃, próximo da povoação Quinta de Vale da Pena, ocorre, na base desta formação, um nível lenticular de grés fino, argilo - ferruginoso

(Estampas 2.10a e 2.10b). Ao microscópio observa-se que fundamentalmente é formado por uma matriz fina de minerais de argila (ilites) e clastos de quartzo (silte muito fino (8 μ m) com abundantes opacos (limonite). Dispersos nesta matriz sobressaem grãos de silte grosseiro ou areia muito fina, quartzosos e pequenos nódulos ferruginosos, muitas vezes já alterados e leixivados. Esta litologia por ocorrer no mesmo horizonte estratigráfico, deverá corresponder ao nível de grés lumachélico, observado na sinforma de Moncorvo, característico desta unidade, designado por Camada Chôsavelha (SÁ, 2005; SÁ *et al.*, 2005). Para o topo, no contacto com a Formação Guadramil ocorrem pelitos muito alterados, ferruginosos, com abundantes opacos em matriz fundamentalmente sericítica e quartzosa.

É constituída fundamentalmente por xistos psamíticos carbonosos, finos, laminados (Figura 2.11). Ao microscópio constata-se uma granulometria muito fina, de textura lepidoblástica. É essencialmente constituída por micas (moscovite, sericite) e quartzo. Observam-se dobras similares o que aponta para a xistosidade principal (*slaty cleavage*) ser de plano axial destes dobramentos (Estampas 2.10c e 2.10d). Nos níveis psamíticos observa-se, para além da moscovite e do quartzo, alguma plagioclase muito alterada, abundantes opacos e óxidos de ferro. Estima-se a sua possança em 200 m.

2.4.2.6. Formação Guadramil (Hirnantiano); símbolos FG / O_{FG}

Está representada pelos característicos diamictitos (pelitos com fragmentos) e gresoxistos negros. Ao microscópio revela-se ser uma rocha detrítica imatura, com clastos essencialmente de quartzo em matriz argilosa e ferruginosa. Também se constata a presença de clastos de elementos líticos de arenito e xisto (Estampa 2.6f). A espessura é difícil de estimar dado que, na charneira da antifforma, a deformação é intensa. Contudo estima-se a sua possança em cerca de 200 - 150 m. A passagem ao Silúrico autóctone, que ocorre na charneira da antifforma, é assinalada pela presença de liditos e xistos negros associados. No flanco sul e norte, esta formação está em contacto com as unidades parautóctones pelo carreamento da Ribeira de Silos (Figura 2.11).

2.5. CORRELAÇÕES LITOESTRATIGRÁFICAS DO ORDOVÍCIO DA ZONA CENTRO IBÉRICA.

2.5.1. TRÁS-OS-MONTES SETENTRIONAL (ANTIFORMA DO OLHO DE SAPO)

Como já referido, o sector de Guadramil é a continuação, no território português, do flanco norte da sinforma de Alcañices. O sector de Paradinha (flanco sul da sinforma) está na transição entre os sectores da Sanábria e de Miranda do Douro. Em Espanha, as unidades ordovícicas na sinforma de Alcañices têm todas designações informais. As colunas estratigráficas (Figura 2.13) definidas por GONZÁLEZ CLAVIJO (1997, 2006) para Alcañices e de FERNÁNDEZ & MORO (1998) para Latedo (Figura 2.14) contrastam com as colunas ordovícicas dos restantes sectores da ZCI, pela espessura excessiva de algumas das formações, nomeadamente do Ordovício Médio - Superior.

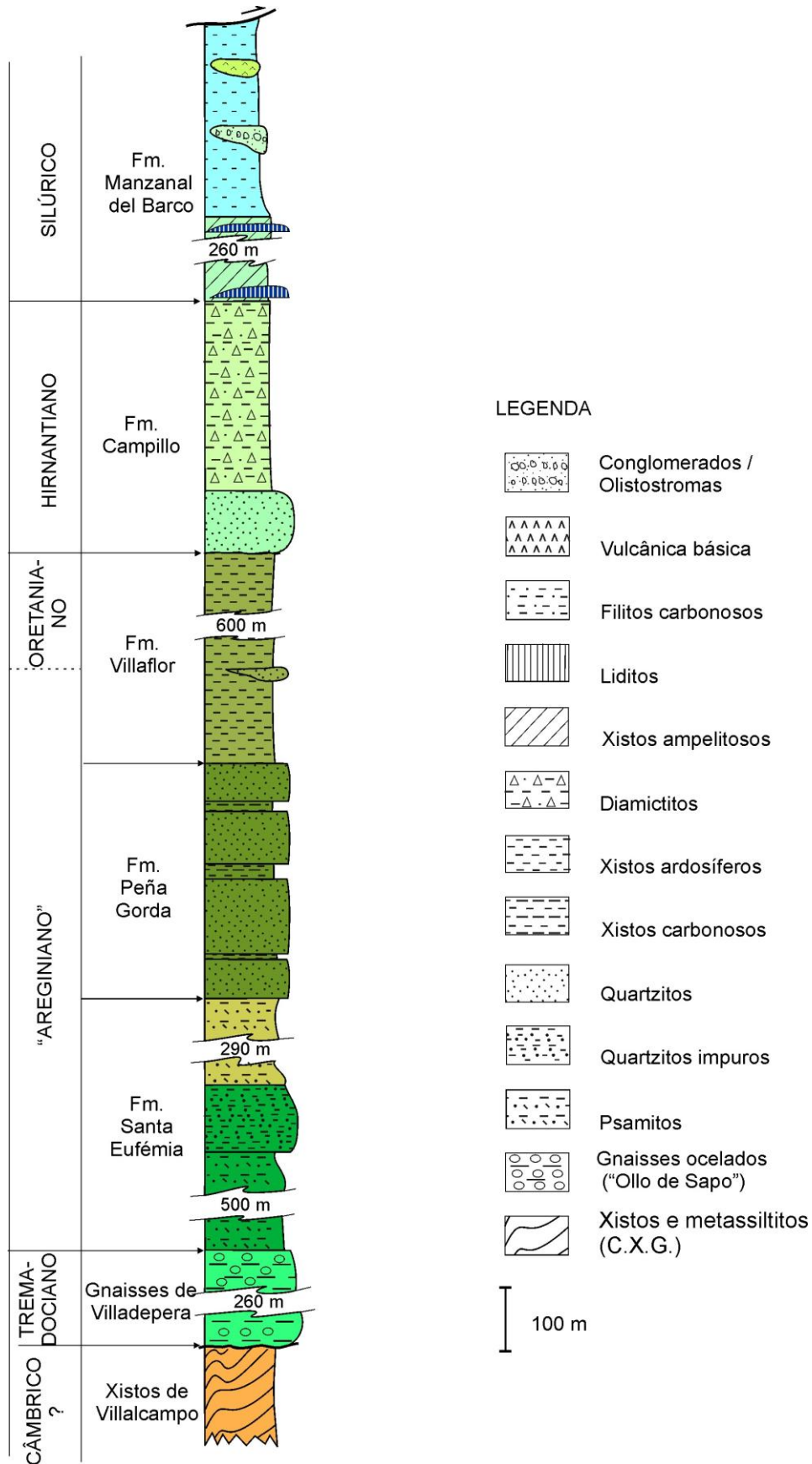


Figura 2.13 - Coluna estratigráfica do autóctone da sinforma de Alcañices, Unidade de Rio Duero (adaptado de GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997).

Relativamente às litologias infra - quartzito armoricano, genericamente são constituídas por alternâncias de quartzitos impuros e filitos carbonosos. Em Portugal eram consideradas como membros informais da "formação quartzítica" e/ou "formation quartzitique" (RIBEIRO & REBELO, 1971; RIBEIRO, A., 1974), correspondendo aos membros "quartzitos inferiores" / "quartzites inférieurs", O_{1a}; "xistos intermédios" / "schistes intermédiaires", O_{1b}. Estas unidades são agora integradas na Formação Angueira, constituindo, da base para o topo, os Membros Constantim e Cicouro. Pelas descrições dos diversos sectores do flanco norte e sul da sinforma de Alcañices, constata-se que em Espanha haverá grande variação lateral de fácies nesta formação (Form. Santa Eufémia) a qual não está devidamente expressa na cartografia.

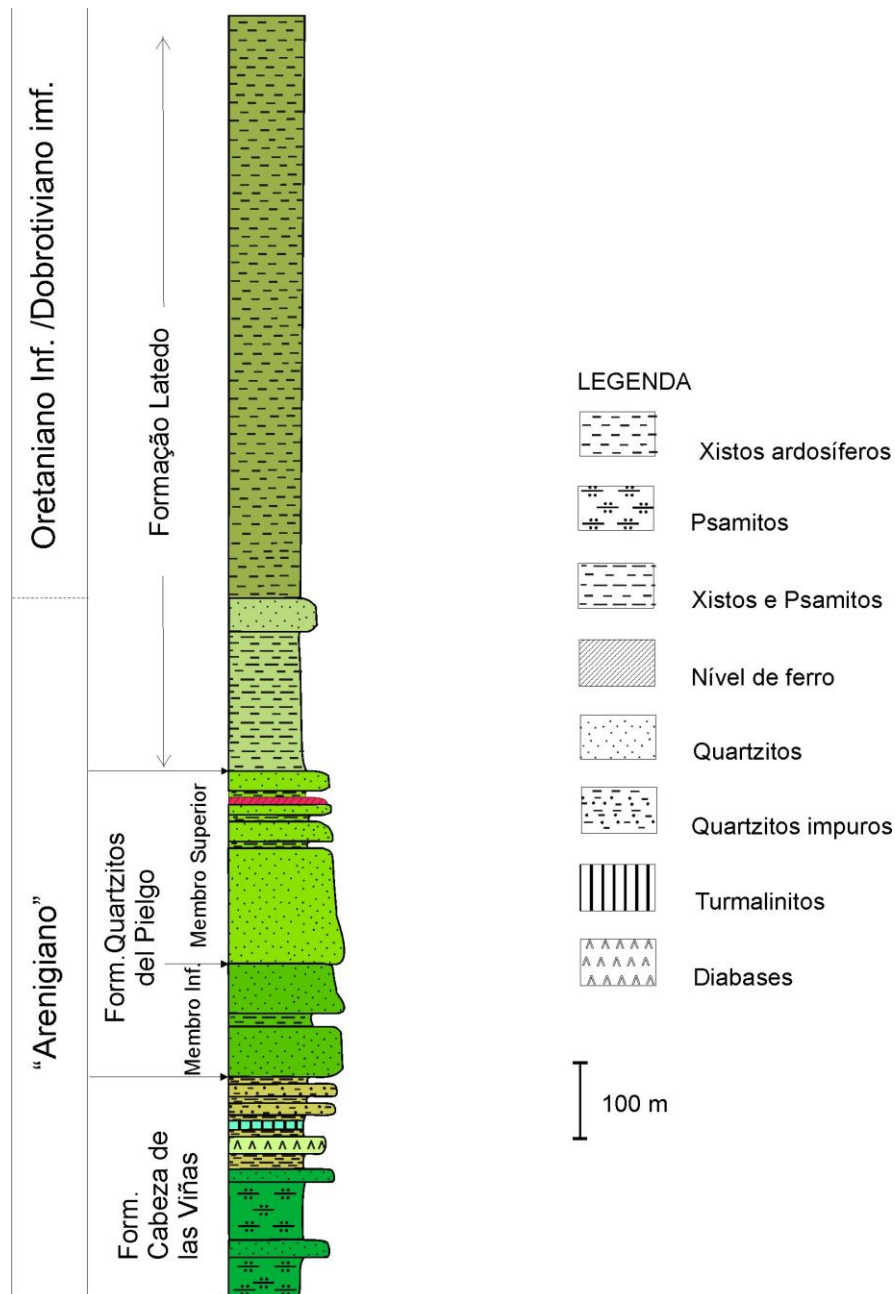


Figura 2.14 - Coluna litoestratigráfica do sector de Latedo, sinforma de Alcañices (adapt. FERNANDÉZ, 1994).

A sequência no flanco norte, em traços gerais, será idêntica à do flanco sul, excepto nas bancadas espessas dos quartzitos da Serra da Culebra que não têm expressão no flanco sul, nem em todo o sector transmontano. No flanco norte da sinforma, esta sequência é descrita

por Formação Santa Eufémia (Figura 2.13) (VACAS & MARTINEZ CATALÁN, 1987; GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997, 2006). É a designação genérica, actualmente usada em Espanha para referir esta sequência infra-quartzito armoricano no sector de Alcañices (MARTÍNEZ-CATALÁN *et al.*, 2004). Os espessos níveis de quartzitos da Culebra darão lugar lateralmente a psamitos e quartzitos laminados, com raras intercalações de bancadas pouco espessas de quartzitos puros. No seu flanco sul, no sector de Latedo (Figura 2.14) foi designada localmente por formação Cabeza de las Viñas (FERNÁNDEZ & MORO, 1992; FERNÁNDEZ, 1994). Como se pôde constatar, os três membros em que estes autores dividem a formação Cabeza de las Viñas, tem boa correlação lateral com a unidade cartografada no sector em estudo (Membros Constantim e Cicouro da Formação Angueira). No sector de Latedo são também descritos outros litótipos que não são referidos no flanco norte, nomeadamente: níveis ricos em turmalina e cloritóide espacialmente associados com vulcânicas básicas interestratificadas (FERNÁNDEZ & MORO, 1993, 1995a, 1995b) e como já anteriormente referido, os corpos vulcânicos são diques com a orientação N20E e os turmalinitos não podem ser sedimentares dado que a turmalina é posterior à xistosidade principal (GONZALEZ CLAVIJO, 1997, 2006).

A expressão cartográfica desta Formação Angueira é muito significativa no território português; os seus dois membros estão cartografados até sul de Mogadouro, com a designação informal de "formação Quartzito Armoricano", respectivamente "membro quartzitos inferiores, O_{1a}" e "membro xistos intermédios, O_{1b}" (PEREIRA, 2000, 2006). A sua presença também está referenciada no sinclinal de Moncorvo (RIBEIRO & REBELO, 1971; RIBEIRO, A., 1974; REBELO & ROMANO, 1986; PEREIRA *et al.*, 2009).

Noutros sectores da ZCI em Espanha, estas unidades infra - quartzito armoricano têm outras designações: Capas de los Montes nos seguintes sectores: *i*) na região de Monforte de Lemos e Anticlinal del Piornal (RIEMER, 1966); *ii*) na Sinforma de Sil - Truchas (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1992) e *iii*) na sinforma de Verín, dentro da Unidade de Montes de Invernadeiro (FARIAS, 1989, 1990); Formação Puebla, na Sanábria (MARTÍNEZ-GARCIA, 1971; 1973); Formação Constante em Hiendelaencina, serra da Guadarrama (GONZÁLEZ LODEIRO, 1981a, 1981b).

A sua potência é muito variável; a sua deposição, tal como sucede com todo o Ordovícico Inferior, terá sido condicionada sem dúvida por paleo-relevos a tecto do Olho de Sapo e pela tectónica de blocos da bacia de sedimentação (McDOUGALL *et al.*, 1987). Além disso, como realça DÍEZ MONTES (2006), há também a ter em conta as condicionantes da deformação Varisca que podem levar a erros na estimativa da espessura desta unidade (áreas intensamente deformadas da 1ª fase; actividade extensional na 2ª fase e a tectónica transcorrente na 3ª fase Varisca). De qualquer modo, enquanto em Verín, FARIAS (1989, 1990) estima uma espessura mínima de 1000 m, tal como no flanco norte de Alcañices (GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997; 2006), no sector de Latedo, é estimado 300 m de potência (FERNÁNDEZ & MORO, 1992). No sector de Espinhosela - Quintanilha, correndo o risco das condicionantes acima referidas, estima-se uma espessura de 700 m. Em Moncorvo está calculada uma espessura de 450 m para uma sequência equivalente (REBELO & ROMANO, 1986). Observando a extensão desta unidade na Carta Geológica (Folha 2) e a sua potência, crê-se que as condições de deposição serão as condicionantes principais.

Quanto à idade, na área estudada apenas foram detectados icnofósseis (*Daedalus cf. halli* e *Planolites isp.*) nos psamitos a topo do Membro Cicouro, na transição para a Formação Março. No sector de Latedo, na formação Cabeza de las Viñas, também está referenciada a presença de *Daedalus halli* e *labechei* (FERNÁNDEZ & MORO, 1992). Noutros sectores (Capa de los Montes, Sanábria, DÍEZ MONTES, 2006), estão descritas *Cruziana*. Na Serra da Culebra, nós próprios observamos *Daedalus* e *Cruziana*. O topo do Membro Constantim e o Membro Cicouro deverão ser "Arenigiano" inferior - a médio; não será de descartar a idade Tremadociano para o muro

da unidade, isto é, o Membro Constantim. Correlacionando com a escala global, esta unidade será do Ordovício Inferior, ou seja, Tremadociano - Floiano.

Quanto ao quartzito armoricano propriamente dito, no sector espanhol, esta formação recebeu também várias designações: "Formação Culebra" (MARTÍNEZ-GARCIA, 1973); "Quartzitos Superiores de Ricobayo" (QUIROGA DE LA VEGA, 1981); "Formação Peña Gorda" (VACAS & MARTÍNEZ CATALÁN, 1987; GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997); "Formação Quarcitas del Pielgo" (FERNÁNDEZ & MORO, 1991). Actualmente em Espanha, na estrutura de Alcañices, é genericamente aceite a designação de Formação Peña Gorda, correspondendo à Formação Marão definida em Trás-os-Montes (SÁ *et al.*, 2005).

Enquanto no flanco norte de Alcañices não há nenhuma subdivisão da Formação Peña Gorda, no flanco sul é subdividida em dois membros pela presença dos níveis de minério de ferro (Figura 2.14) (FERNÁNDEZ & MORO, 1991). Estes dois membros serão equivalentes, respectivamente, aos Membros Ermida e Malhada, cuja definição cartográfica é, neste presente trabalho, referenciado na estrutura de Vivero - Ifanes. Ao contrário do sector espanhol, em Trás-os-Montes têm sido seguidos, desde sempre, critérios que permitem a cartografia detalhada e a subdivisão do quartzito armoricano, quer nas unidades informais (RIBEIRO & REBELO, 1971; RIBEIRO, A., 1974; REBELO & ROMANO, 1986; PEREIRA, 1987; COKE *et al.*, 1995c), quer na nova proposta formal de esquema estratigráfico para Trás-os-Montes (SÁ, 2005; SÁ *et al.*, 2005). A sua potência variará entre os 350m no sector de Guadramil e os 500m no sector Vivero - Ifanes.

Quanto aos outros dois membros, "quartzitos superiores (O2a)" e "psamitos superiores (O2b)" (RIBEIRO & REBELO, 1971; RIBEIRO, A., 1974), correspondem como se referiu, aos respectivos Membros Malhada e Chão da Ermida da Formação Marão (SÁ, 2005). No Membro Chão da Ermida, as bancadas decimétricas de quartzitos vão desaparecendo para o topo, passando a filitos negros com alternâncias milimétricas de metasiltitos cinzentos. Nesta transição ocorre o segundo nível de ferro, limonítico, descontínuo, assinalado por MEDEIROS (1950). Segue-se para o topo da sequência: os xistos ardosíferos da Formação Moncorvo; o grés quartzítico da Formação Maceiras, e por fim os diamictitos da Formação Guadramil.

No sector de França só estão presentes, da Formação Marão, os quartzitos com ferro do Membro Malhada; uma estreita faixa de psamitos sem expressão cartográfica, equivalentes ao Membro Chão da Ermida e os xistos ardosíferos da Formação Moncorvo. Devido ao cavalgamento da Costa Grande, as restantes unidades ordovícicas foram truncadas, ficando a Formação Moncorvo em contacto tectónico com a formação Campanhó (silúrica, subautóctone).

A presença de icnofósseis do género, *Daedalus*, *Skolithos* e *Cruziana*, bem como de braquiópodes confirma a idade arenigiana média - superior, característica do quartzito armoricano. Correlacionando com a escala global, está-se no intervalo que abarcará desde o topo do Floiano até ao à base do Darriwiliano.

No que respeita à Formação Moncorvo, esta formação é equivalente à Formação Villafior. Retirada a deformação, a potência desta unidade não deverá ultrapassar os 200 - 300m, como calculado em Guadramil e em Ifanes, e nunca a potência de mais de 1000 m referidos em ambos flancos da sinforma no sector transfronteiriço.

Os escassos dados paleontológicos (nódulos com braquiópodes, na base desta formação e o braquiópode encontrado a topo) parecem limitar a idade desta formação ao Oretaniano. No lado espanhol está também referida a presença de braquiópodes de idade oretaniana (VACAS & MARTÍNEZ CATALÁN, 1987; GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997, 2006).

Quanto às formações do Ordovício Superior é notória a diferença entre o flanco norte (sector de Guadramil) e o flanco sul (sector de Ifanes). Estes contrastes espelham as perturbações a que a bacia ordovícica foi submetida e que condicionaram a deposição das formações, particularmente no intervalo do Berouniano à base do Hirnantiano. Trata-se aqui de um exemplo de unidades separadas por descontinuidades (*unconformity bounded units*).

No sector de Guadramil não estão representadas as unidades do Berouniano e do Kralodvoriano. Como referido, a Formação Maceiras está em contacto directo a muro, com a Formação Moncorvo, sendo esta superfície uma paraconformidade significativa a nível regional.

No sector de Vivero - Ifanes, a Formação Maceiras não ocorre. Em seu lugar ocorre uma unidade constituída por xistos, psamitos e quartzitos finos, carbonosos, com um nível de grés ferrugionso na base desta sequência. Presentemente, com os dados disponíveis, particularmente pelas semelhanças de fácies, correlaciona-se esta unidade com a Formação Chão do Amieiral, em Moncorvo. Não foi detectado na base o nível de ferro oolítico (Camada Chôsavelha), mas em seu lugar ocorre um nível de grés com cimento argilo - ferruginoso.

A Formação Maceiras e a Formação Guadramil serão no seu conjunto, equivalentes à Formação Campillo (GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997, 2006). Entretanto, este autor refere a presença, no flanco norte da sinforma, nos níveis inferiores da Formação Campillo, de uma associação de fósseis de braquiópodes, briozoários, trilobites e equinodermes, típica do Caradociano (i.e. Berouniano). Ou seja, devem então existir, no flanco norte desta sinforma as duas formações, Maceiras e Guadramil, embora não separadas pela presente cartografia. Além disso, existirá, neste sector de Alcañices, uma formação ainda não cartografada, equivalente à Formação Chão do Amieiral, do Berouniano. Para o topo da Formação Campillo, este autor refere a presença de conodontes de idade Ashgill (actual Hirnantiano) e de "pelitos con cantos", ou seja, os diamictitos da Formação Guadramil. Não foram encontrados fósseis no sector de Guadramil e de Ifanes nestas formações.

No sector de Ifanes, para o topo, ocorrem os pelitos com fragmentos da Formação Guadramil, visível em Paradinha, na charneira da antiforma, e no flanco sul, muito deformados e truncados juntamente com a formação subjacente, pelo carreamento de base do Parautóctone Inferior. Em certos locais do flanco norte é possível suspeitar a presença do membro Sal Moído. No flanco sul as unidades parautóctones estão directamente em contacto com os diamictitos (Membro Rib^a de Guadramil).

No decorrer das revisões realizadas em 1998 para a nova edição da Carta Geológica de Portugal (Folha 2, escala 1:200,000), procedeu-se a novos levantamentos no contacto Ordovícico - Silúrico do Domínio do Douro Inferior, entre o anticlinal de Vivero - Ifanes e o granito de Brunhozinho, a sul (Figura 2.15). Na procura de seguir o carreamento de base do parautóctone (carreamento da Ribeira de Silos=MTMT) assinalado em MEIRELES *et al.* (1995) e cartografado em Alcañices por GONZÁLEZ CLAVIJO (1997, 2006), foi detectada a presença quase constante de diamictitos do Ordovícico Superior (Estampas 2.6c, 2.6d e 2.6e), sobre os quais está carreado o parautóctone inferior sendo o contacto marcado sempre por um carreamento, continuação do carreamento da Ribeira de Silos. Assim sendo, confirmar-se-ia pois que no nordeste transmontano, a sequência estratigráfica do Ordovícico estará completa, sendo a regra e não a excepção. Tal facto já se encontrava assumido em SÁ *et al.* (2003). Na verdade, perto de Travanca (Mogadouro), a demonstrar a variação e instabilidade da plataforma marinha do Ordovícico Médio, com as suas formações instaladas em desconformidade sobre os xistos do Oretaniano, ocorrem grés quartzíticos, semelhantes aos da Formação Maceiras, na base do pelito com fragmentos da Formação Guadramil (SÁ, 2005; MEIRELES *et al.*, 2006b). A excepção é causada muitas das vezes pela tectónica.

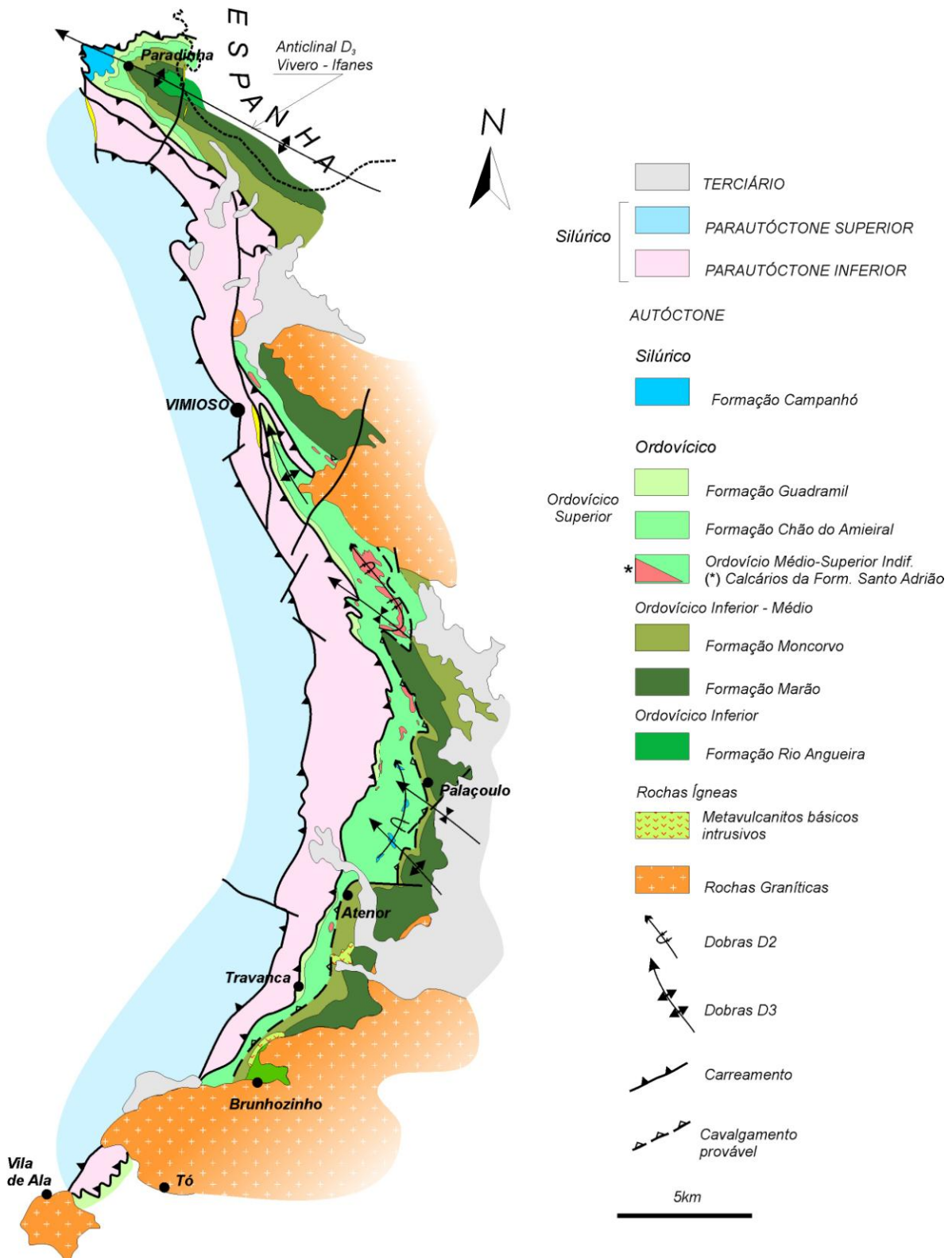


Figura 2.15 - Esboço geológico da Formação Guadramil no sector Vimioso - Vila de Ala (Adaptação de MEIRELES *et al.*, (2006) e DIAS DA SILVA & GONZÁLEZ CLAVIJO (2010) a partir da base geológica da Carta Geológica de Portugal, Folha 2, esc. 1:200.000, I.G.M.).

Por correlação de fácies (Quadro 2.4), como realçado já em SÁ (2005); SÁ *et al.* (2005) e MEIRELES *et al.* (2006b), as Formações Maceiras e Guadramil são de idade atribuída ao Hirnantiano. Contudo no sector de Alcañices GONZÁLEZ CLAVIJO (1997, 2006) refere a presença de intercalações de "(...) rocas de aspecto tabáceo (...)" com o grés que ocorrem na

base da Formação Campillo. Ou seja, qual será a relação da Formação Maceiras e este complexo vulcano-sedimentar de Santo Adrião: transição lateral ou uma paraconformidade? A informação actual sobre a idade da Formação Santo Adrião é inequívoca quanto à sua idade, Kralodvoriano (SÁ, 2005; SÁ *et al.*, 2005).

Num estudo recente sobre a deformação no NW da Ibéria recorrendo ao uso dos porfiroblastos, AERDEN (2004) assinala a presença de novo carreamento no NE transmontano. Só é coincidente, com o carreamento agora cartografado, no sector de Caçarelhos. Tal como este autor o apresenta cortará unidades do Ordovícico e do CXG.

Entretanto, o sector entre Vimioso e Mogadouro corresponde a uma das áreas mais complexas da litoestratigrafia do Ordovícico de Trás-os-Montes, e fundamentalmente pela complexidade estrutural e metamórfica evidente, sobreposta à sequência metassedimentar (Figura 2.15). Um dos problemas de cartografia diz respeito ao contacto entre a Formação Santo Adrião (Kralodvoriano) e a Formação Marão ("Arenigiano"), com a ausência de todo o Ordovícico Médio. Será por acidente tectónico ou por paraconformidade? Pelos recentes estudos será tectónico. A propósito de aspectos tectono-metamórficos relacionados com andaluzites sin-tectónicas que ocorrem em xistos ardosíferos nesta sequência do Ordovícico Médio - Superior e Silúrico indiferenciado, foram recentemente apresentados novos dados sobre a estratigrafia, a estrutura e metamorfismo deste sector. De facto, é definida uma nova unidade tectonometamórfica, de idade Ordovícico-Silúrico, tendo a tecto o MTMT e a muro um cavalgamento provável a topo das Formações Moncorvo e/ou Marão (DIAS DA SILVA & GONZÁLEZ CLAVIJO, 2010; DIAS DA SILVA *et al.*, 2010a, 2010b). Segundo estes autores, o Ordovícico estaria representado, da base para o topo por: Formação Vale de Bojas (quartzitos, psamitos e xistos negros); Formação Marão (quartzitos e xistos negros); Formação Moncorvo (xistos ardosíferos); Formação Santo Adrião (calcários, metabásicas e xistos). A topo desta formação ocorre, discordante, por cavalgamento, uma sequência essencialmente silúrica, designada por formação Campanhó (PEREIRA., 2006; DIAS DA SILVA *et al.*, 2010a).

Com base nesta cartografia, a Formação Vale de Bojas, correspondente às designações informais de "quartzites inférieurs" e "schistes intermédiaires" de RIBEIRO, A. (1974), corresponderá aos Membros Constantim e Cícouro da Formação Angueira. Quanto à Formação Marão, o Membro Ermida, caracterizado pelas espessas bancadas de quartzitos puros, maciços, ou não ocorre, ou não tem a expressão cartográfica que apresenta em outros sectores da ZCI, ou estará representado pelo nível de ortoquartzito assinalado em DIAS DA SILVA *et al.* (2010a) como fazendo parte da formação Vale de Bojas. Este nível corresponde ao "quartzite superieur" cartografado por RIBEIRO, A. (1974) nesta região, ou seja, ao Membro Ermida da Formação Marão.

Entretanto, avançando para sul, para o sector de Mogadouro, a nova cartografia das Cartas Geológicas 11-B (Mogadouro) e 11-D (Carviçais) (PEREIRA *et al.*, 2003, 2009), revela que a sequência ordovícica a norte do sinclinal de Moncorvo, entre o maciço granítico de Souto da Velha e o carreamento de base dos mantos parautóctones, não estará completa faltando grande parte do Ordovícico Médio. É muito semelhante à situação de Guadramil em que o Hirnantiano (Formações Maceiras e Guadramil) está em contacto, por paraconformidade, com a Formação Moncorvo. Essas unidades do Ordovícico Superior, pela cartografia expressa na Carta Geológica 11-D (Carviçais), não têm grande continuidade lateral, estando muitas das vezes a sequência silúrica autóctone em contacto estratigráfico com a Formação Moncorvo (PEREIRA *et al.*, 2003, 2009).

Unidades Cronoestratigráficas	Amêndoa/Carvoeiro (Adpt. de Cooper & Romano, 1982; Ribeiro et al., 1993; Romão, 2000)	V.V. Rodão (Adpt. de Metodiev & Romão, 2008)	Buçaco (Adpt. de Young, 1988; Oliveira et al., 1992)	Penha Garcia (Adaptado de Sequeira, 1993)	Valongo (Oeste) (Adpt. de Couto, 1993; Couto et al., 1997)	Valongo (Este) (Adpt. de Couto, 1993; Couto & Lourenço, 2007)
	SILÚRICO	Fm. Aboboreira	Fm. Aboboreira	Fm. Vale da Ursa		
Hirnantiano	Fm. Vale da Ursa	Fm. Vale da Ursa				
	Fm. Casal Carvalho	Fm. Casal Carvalho	Fm. Casal Carvalho		Fm. Sobrido	Fm. Sobrido
	Fm. Ribeira da Lage	Fm. Ribeira da Lage	Grupo Rio Ceira Fm. Rib' Umeira Fm. Rib' Bracal	Fm. Ribeira da Lage	xxx Quartzitos	Quartzitos
Kralodvoriano			Fm. Porto Santa Ana Fm. Ferradosa			
Berouniano	superior					
	médio	Fm. Cabeço do Peão	Fm. Cabeço do Peão	Fm. Louredo		
	inferior	Fm. Carregueira	Fm. Carregueira	Fm. Carregueira		
Dobrotiviano	Fm. Rib' Casalinho					
	Membro do Cabril	Fm. Rib' do Casalinho / Fonte da Horta Indif.	Fm. Cabril	Fm. Cabril		
	Fm. Fonte da Horta	Fm. Fonte da Horta	Fm. Fonte da Horta	Fm. Fonte da Horta		
Oretaniano	Fm. M. Sombadeira	Fm. M. Sombadeira	Fm. M. Sombadeira	Fm. M. Sombadeira		
	Fm. Brejo Fundeiro Membro de F. da Amêndoa Membro de Vale de Vacas	Fm. Brejo Fundeiro	Fm. Brejo Fundeiro	Fm. Brejo Fundeiro	Fm. Valongo	Fm. Valongo
"Arenigiano"	Fm. Serra do Brejo	Fm. Serra do Brejo	Fm. Serra do Brejo	Fm. Serra do Brejo	Fm. Santa Justa	Fm. Santa Justa
Tremadociano	Grupo Vale do Grou		Fm. "Sarnelha"	Fm. Serra Gorda	Unidade de Montalto	Unidade de Montalto
CÁMBRICO						
NEOPROTEROZOICO	Fm. Envendos	Fm. Envendos			Unidade de Terramonte (Grupo do Douro?)	Unidade de Terramonte (Grupo do Douro?)
	Grupo das Beiras	Grupo das Beiras	Grupo das Beiras	Grupo das Beiras		

Quadro 2.4 - Correlação litoestratigráfica e cronoestratigráfica entre as principais províncias paleogeográficas do Ordovícico da ZCI, em Portugal. *Legenda:* linha tracejada, descontinuidade; linha ondulada, discordância; sombreado, lacuna estratigráfica; ● ● ●, ferro oolítico; XXX, ferro diagenético.

Quanto à Sanábria, segundo MARTÍNEZ GARCÍA (1971, 1973), de muro a tecto, a sequência seria a seguinte: i) série de Porto; ii) Formação Olho de Sapo; iii) Formação Puebla; iv) Formação Culebra; v) Formação San Pedro de las Herrerias.

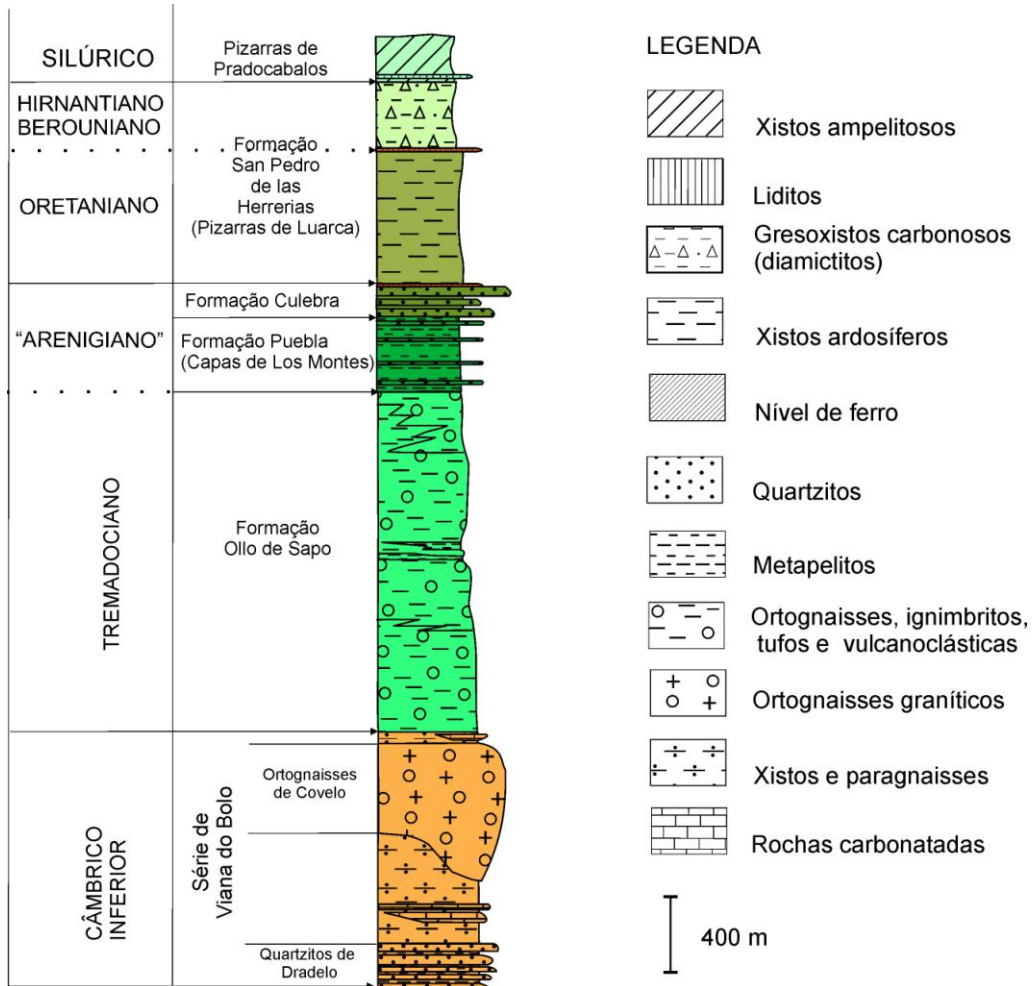


Figura 2.16 - Coluna estratigráfica da sequência autóctone da ZCI, região de Viana do Bolo - Sanábria. (Adaptado de MARTÍNEZ-GARCIA, 1971; Díez-Montes, 2006).

Para este autor há uma passagem gradual da Formação Olho de Sapo, considerado na época como sendo de idade câmbrica, à sequência ordovícica iniciada com a Formação Puebla, do "Arenigiano". A mesma interpretação é apresentada em FERNÁNDEZ TOMAS (1981) que assinala a concordância da sequência ordovícica sobre o Olho de Sapo. No entanto, para Díez Montes (2006), as formações arenigianas estão em clara discordância com a Formação Olho de Sapo. Segue-se, também do "Arenigiano", a Formação Culebra e por fim a Formação San Pedro de las Herrerías do Oretaniano - Berouniano. Não há uma coincidência entre a informação escrita e a transcrita na coluna estratigráfica, particularmente no que se refere às espessuras das camadas (Figura 2.16). Segundo MARTÍNEZ GARCÍA (1973), a Formação Puebla será uma série fundamentalmente xistenta, com algumas intercalações de quartzitos na base. Contudo descreve do seguinte modo a seguinte sequência, da base para o topo:

- 50 m de xistos ardosíferos (*pizarras*) de cor cinzento a azul escura com intercalações de quartzitos brancos, de grão fino com 20 a 50 cm espessura:

- 100 m de xistos de cor azul escura com intercalações de quartzitos geralmente com 0,5 m a 1m de espessura, podendo atingir os 4m; níveis ferruginosos associados a estas barras quartzíticas; há referências à presença de *Vexillum halli* e *Cruziana*;

- 350 m de xistos de cores variadas com finas intercalações quartzíticas.

Segue-se a Formação Culebra, quartzitos brancos com 30 a 50m de espessura e abundantes exemplares de *Cruziana*, *Skolithos* e *Deadalus (Vexillum)* e onde se destaca para o topo, o nível de ferro sedimentar.

Como se constata pela observação do mapa que acompanha esse trabalho, esta Formação Culebra corresponde, de facto, aos quartzitos da Serra das Barreiras Brancas, ou seja, à Formação Marão. Os níveis de quartzitos da Serra da Culebra propriamente dita estão incluídos na Formação Puebla.

Por fim a sequência monótona pelítica da Formação San Pedro de las Herrerias, que este autor estima, no seu todo, uma espessura de 950m. De realçar a descrição dos últimos 250 m como "*pizarras síliceas y areniscas micáceas de grano fino (...) color amarillento o verdoso.*" (pág. 43), com grandes parecenças com alguns aspectos das Formações Maceiras e Guadramil. Entretanto no bloco ocidental da falha BVM, a sequência do Ordovícico Inferior de Montesinho era considerada, por este autor, como pertencente à Série de Porto, do Câmbrico. Mais tarde em MARTÍNEZ GARCÍA & QUIROGA (1993) atribuem-lhe uma idade Ordovícico - Precâmbrico Inferior (sic) e fazendo parte da Unidade alóctone de Villanueva.

Um detalhe que interessa realçar na coluna estratigráfica do mapa geológico da Sanábria de MARTÍNEZ GARCÍA (1973), é a referência deste autor à presença de "*pizarras com elementos volcanicos*", na base da Formação Culebra. Ou seja, por correlação, teremos a equivalência à Formação Vale de Bojas de Trás-os-Montes?

Nas revisões de Díez Montes (2006) para este sector Viana do Bolo - Sanábria, cujos estudos incidiram particularmente na sequência do Ordovícico Inferior (Formação Olho de Sapo) e do Câmbrico Inferior, a "Série Porto" passou a ser designada por "Série de Viana" (incluindo os ortognaisses de Covelo) e de idade atribuída ao Câmbrico Inferior. Segue-se a Formação Olho de Sapo (ortognaisses glandulares, ignimbritos e tufos) do Tremadociano; a Formação Puebla passa a ser designada por Formação Capa de los Montes ("Arenigiano" inferior); a Formação Culebra por Formação "Quartzito Armoricano" ("Arenigiano" médio - superior) e por fim a Formação S. Pedro de las Herrerias por Formação "Pizarras de Luarca" (Oretaniano).

Em relação a Verín, os estudos de geologia realizados nesta região, particularmente no seu flanco nordeste, associado ao domínio da antiforma de Olho de Sapo, permitiram o reconhecimento de uma nova unidade autóctone, do Ordovícico, designada por "Unidade de los Montes de Invernadeiro" (Figura 2.17). Esta unidade é constituída, da base para o topo, por três formações: Capas de los Montes; Cuarцитas e filitas del Invernadeiro e Pizarras de Luarca (FARIAS & MARCOS, 1986; FARIAS & MARQUINÉZ, 1986; FARIAS, 1990).

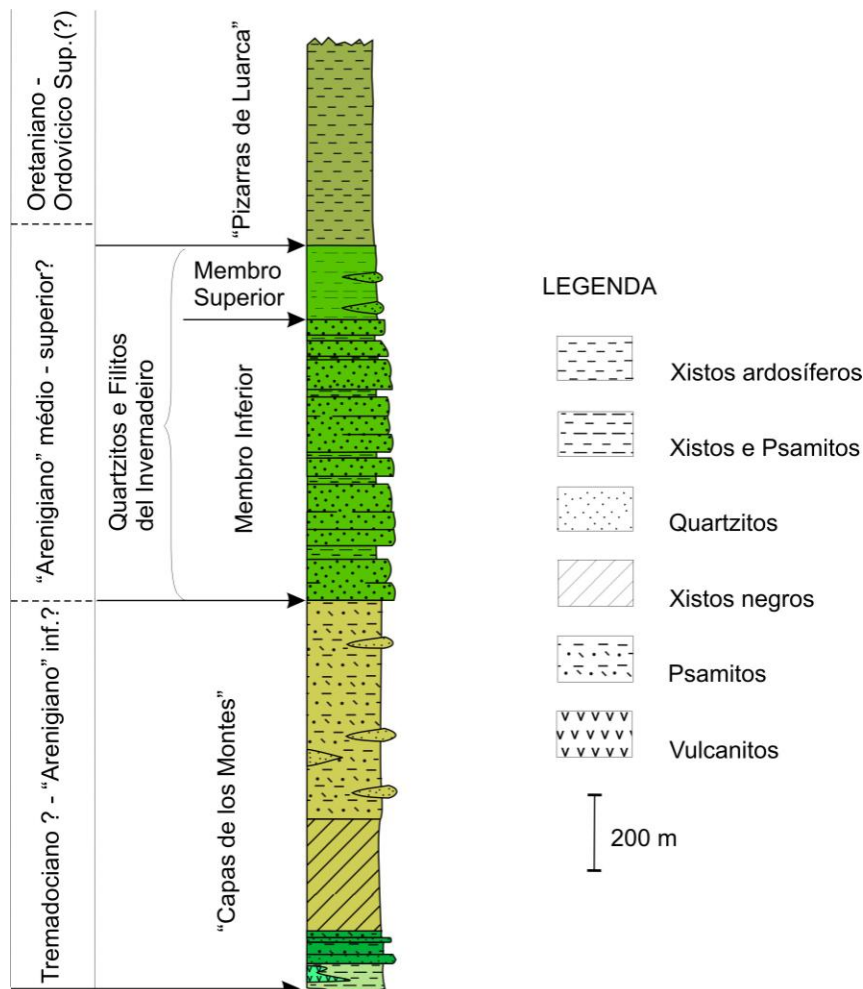


Figura 2.17 - Coluna litoestratigráfica da Unidade de Montes de Invernadeiro, Verín (adapt. de FARIAS, 1990).

A Formação Capas de los Montes, de idade atribuída ao "Arenigiano", é constituída por uma potente sequência de filitos e metassiltitos, com predomínio, na base, dos níveis de quartzofilitos e meta-siltitos. Segue-se uma sucessão homogénea de filitos carbonosos, cinzentos e para o topo, uma espessa sequência, marcada por alternância de filitos, meta-siltitos cinzentos e quartzofilitos. Ocasionalmente ocorrem algumas barras quartzíticas (FARIAS, 1989, 1990).

Localmente, a SW de Chandreja de Queija, próximo do contacto com os granitóides de Queija - Manzaneda, ocorre na base desta formação, "...*escasos niveles de rocas de caracter metavolcánico o volcanodetrítico no representadas más al Sur.*" (FARIAS, op. cit.). A presença destas litologias será indicativa da base do Ordoviciano, sendo correlacionáveis com as fácies da Formação Vale de Bojas do Ordoviciano Inferior de Trás-os-Montes. Exceptuando esta escassa, mas significativa ocorrência vulcano - detrítica, que na sua coluna litoestratigráfica não é representada, FARIAS (1989, 1990) correlaciona em termos gerais, a formação 'Capa de los Montes' com a base da "Formação Quartzítica" de Trás-os-Montes (RIBEIRO, A., 1974), particularmente a base o membro "quartzites inferieurs" constituído por filitos, meta-siltitos e quartzitos. Em suma, com a "formação" Angueira e os seus Membros Constantim e Cicouro.

Quanto à Formação 'Cuarcitas e Filitas del Invernadeiro', o membro inferior será correlacionável com os actuais Membros Ermida e Malhada. Por sua vez o membro superior corresponderá, em Trás-os-Montes, ao Membro Fragas da Ermida da Formação Marão (Figura 2.17). Curiosamente na região de Verín, não há a referência à presença das características

formações ferríferas do topo deste membro quartzítico, sempre presente em toda a Zona Centro Ibérica.

Segue-se por fim, a sequência espessa e monótona das 'Pizarras de Luarca', constituída por filitos cinzentos e negros, satinados e homogéneos, equivalente à Formação Moncorvo. No entanto, a sequência ordovícica deve estar completa, dada a referência expressa da presença de 'pelito com fragmentos' do Hirnantiano, claramente assinalada por IGLÉSIAS & ROBARDET (1980, pág. 106) nesta unidade dos Montes del Invernadeiro, próximo da albufeira de Las Portas.

No flanco Sudoeste desta estrutura de Verín, ocorre também uma série sedimentar considerada anteriormente nas cartas geológicas MAGNA equivalente a esta unidade de Montes del Invernadeiro (ARCE *et al.*, 1974; CHAMON COBOS & FERNANDEZ TOMAS, 1974; NUÑO ORTEA & LOPEZ GARCIA, 1981). Esta série, designada por Grupo de Santabaia, foi considerada como um novo domínio independente e incluída nas unidades para autóctones do Domínio Xistento de Galiza - Trás-os-Montes (FARIAS & MARQUINEZ, 1986; FARIAS *et al.*, 1987; BARRERA *et al.*, 1989). Mais recentemente em MARCOS & LLANA FUÑEZ (2002) é corrigida esta situação e o Grupo de Santabaia é remetido para o autóctone paleozóico da ZCI (antiforma do Olho de Sapo).

Na continuação para o território português, no sector do granito de Pinheiro Novo (Vinhais) ocorrem também formações do Ordovícico Inferior já assinaladas em RIBEIRO, A. (1974), mas que não estão representadas no sector a sul de La Gudiña. Como o contacto das unidades para autóctones com o Ordovícico autóctone, se faz por carreamento, será possível que, em Espanha, o Ordovícico ocorra numa janela tectónica que fecha para oeste. Na Figura 2.18, é apresentado uma síntese deste ensaio de correlações lito e cronoestratigráfica destes diferentes sectores da ZCI (Domínio Olho de Sapo), com a introdução dos novos dados de campo.

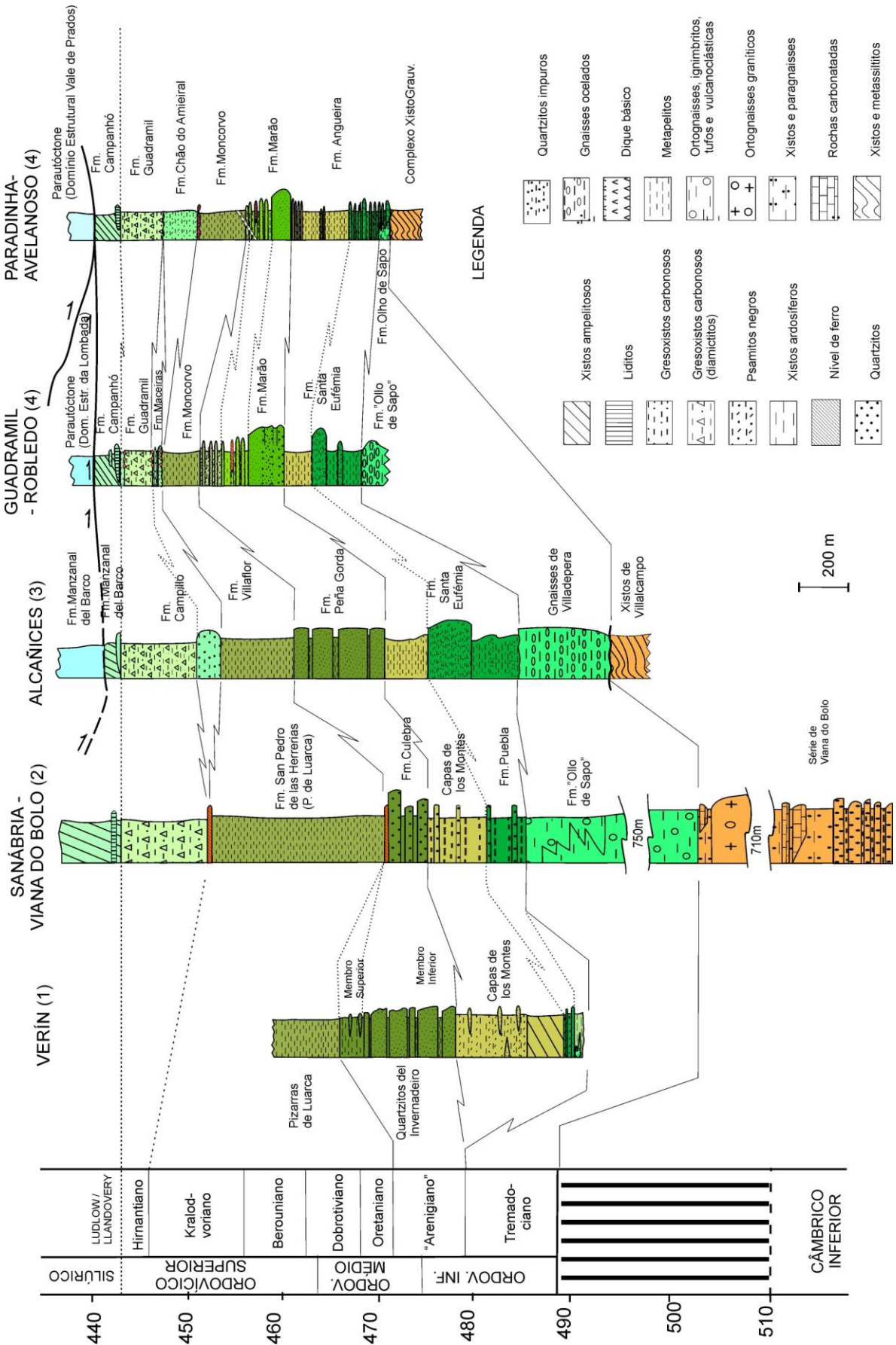


Figura 2.18 - Síntese das correlações litoestratigráficas das principais seqüências Ordovícicas do Domínio do Olho de Sapo: (1) - adaptado de FARIAS (1989, 1990); (2) - adaptado de MARTÍNEZ-GARCIA (1971) e DíEZ-MONTES (2006); (3) - adaptado de GONZÁLEZ CLAVIJO (1997, 2006); (4) - este trabalho.

2.5.2. TRÁS-OS-MONTES MERIDIONAL

As seqüências do Marão e Moncorvo são, no panorama do Ordovícico da região transmontana, as seqüências estratigráficas melhor estudadas e mais completas. Têm sido desde sempre uma referência para o estabelecimento da seqüência ordovícica em Trás-os-Montes.

Contudo, enquanto Moncorvo (Figura 2.19) tem claramente total afinidade com as seqüências do sector setentrional, as seqüências de Marão e Eucísia (Figura 2.20), recentemente estudadas e revistas lito e cronoestratigraficamente (SÁ, 2005) são distintas das seqüências ordovícicas da antiforma do Olho de Sapo. Partilhamos a opinião de Artur Sá (comunicação pessoal) de que a seqüência do Marão tem mais afinidades com a seqüência de Valongo do que com a seqüência de Trás-os-Montes.

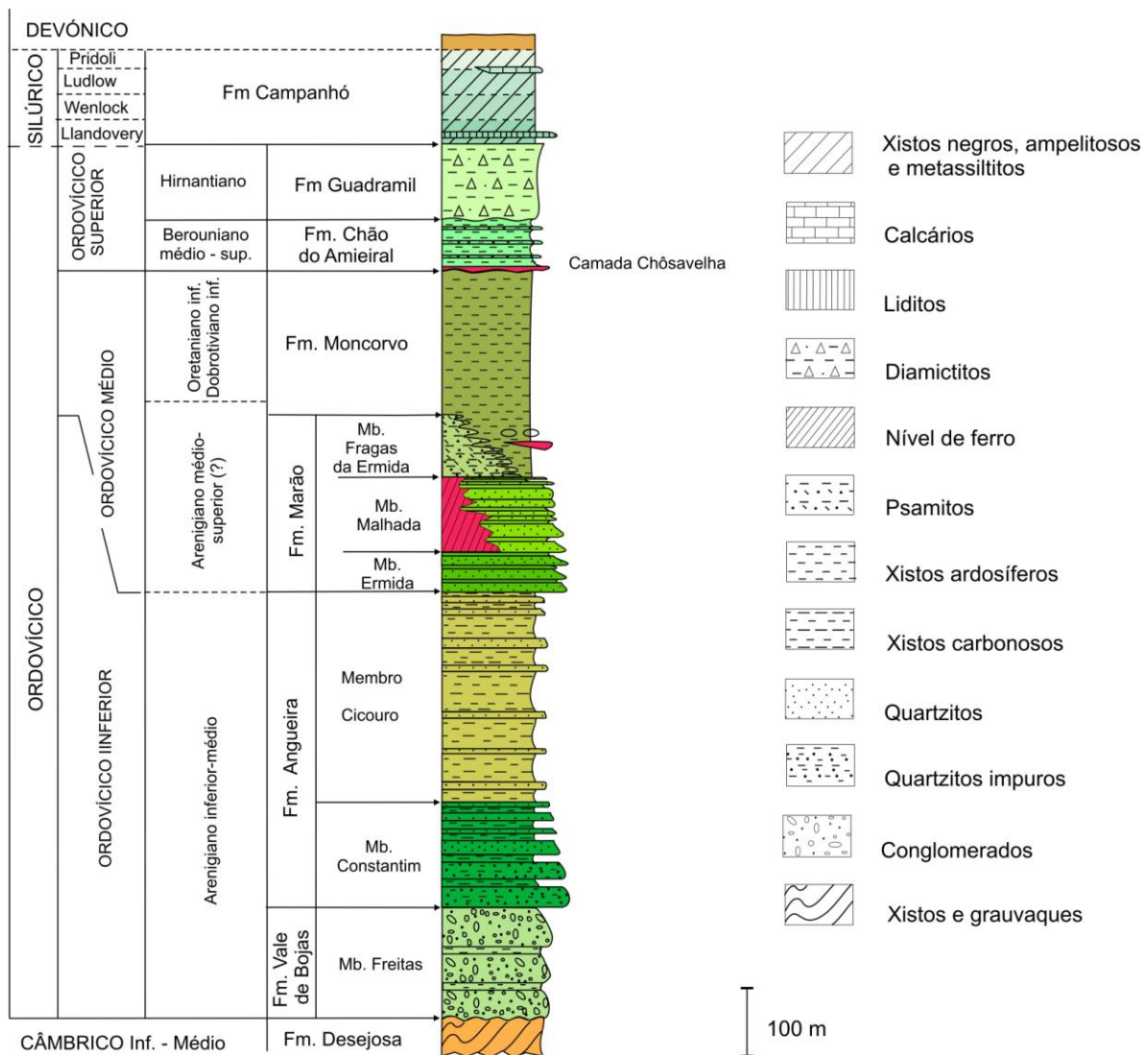


Figura 2.19 - Log estratigráfico esquemático da seqüência paleozóica de Moncorvo com destaque para o Ordovícico (adaptado de REBELO & ROMANO, 1986; SÁ, 2005).

As novas Formações Vale de Bojas e Eucísia correspondem às formações grosseiras, conglomeráticas e vulcanoclásticas que ocorrem na base do Ordovícico, nos sectores de Trás-os-Montes Meridional, isto é, Marão, Eucísia e Moncorvo. Em COKE (2000a), os "quartzites inferiores" e parte dos "xistos intermédios" de RIBEIRO, A. (1974), são correlacionados com os "quartzitos impuros" da Formação Vulcano - Sedimentar de Vale de Bojas. Em SÁ (2005) e SÁ *et al.* (2005) são incluídos no membro Freitas da Formação Vale de Bojas (Quadro 2.5).

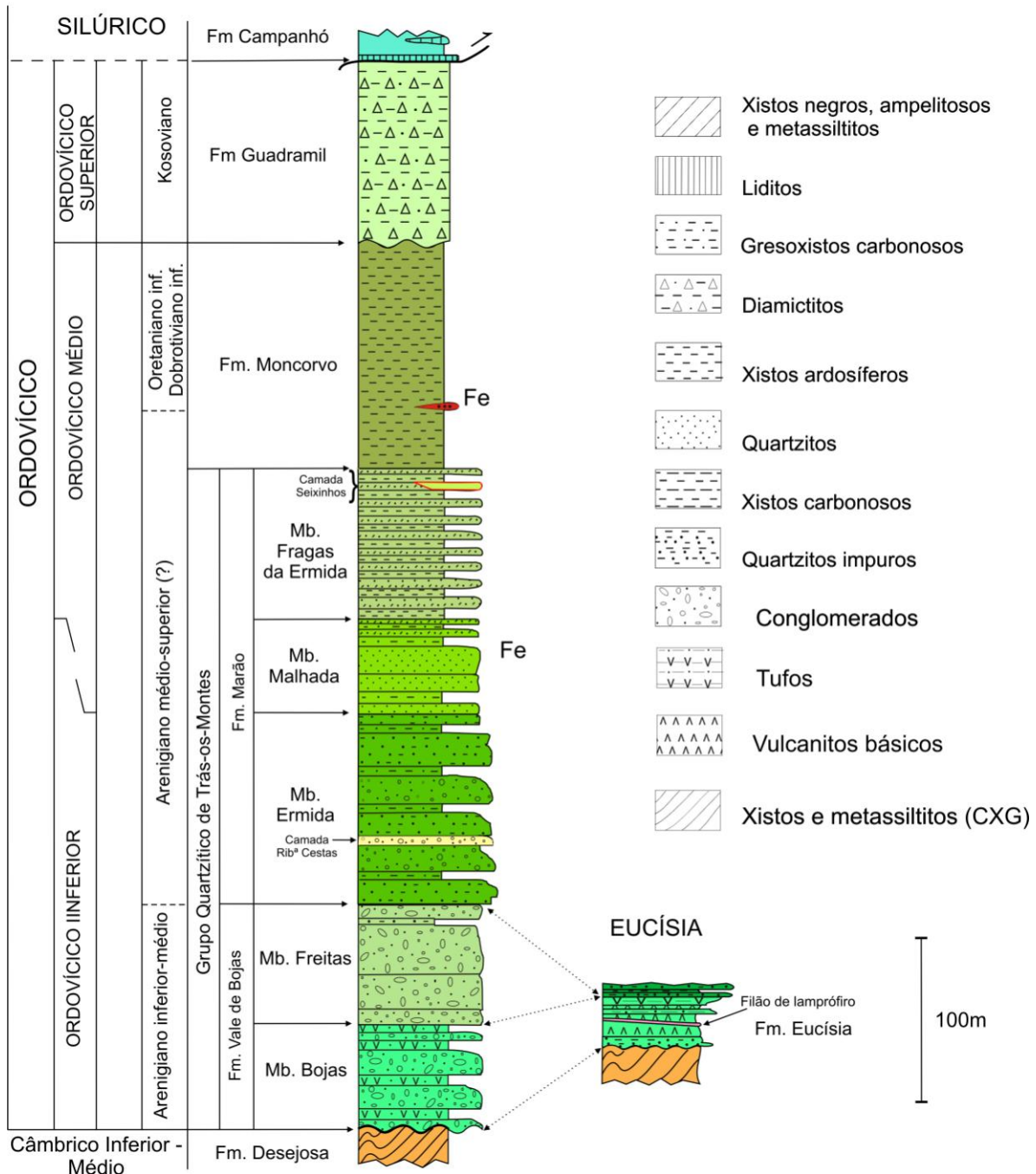


Figura 2.20 - Log estratigráfico esquemático do Ordovícico da Serra do Marão. Correlação com o Ordovícico Inferior de Eucísia (adaptado de SÁ, 2005).

De modo sucinto ocorre no Marão (Figura 2.20), da base para o topo, a seguinte sequência ordovícica (SÁ, 2005; SÁ *et al.* 2005):

- Formação Vale de Bojas: Membro Bojas, equivalente ao "conglomerado de Lapedro e Alto da Cota" (PEREIRA, 1987) e "conglomerado de Bojas" (COKE *et al.*, 1995c; COKE, 2000a, 2000b); Membro Freitas, equivalente à "Formação Conglomerado do Sião" (PEREIRA, 1987) e "quartzitos impuros" (COKE *et al.*, 1995b), de idade provável "Arenigiano" inferior (Floiano) (SÁ, 2005). Os recentes dados geocronológicos obtidos nas vulcânicas desta unidade vieram confirmar as idades indicadas pela macrofauna. Trata-se de um episódio vulcânico datado entre os 470 - 474,6 Ma (GOMES *et al.*, 2009).

- Formação Marão (sinónimo de "Formação Quartzítica" (COKE *et al.*, 1995c; COKE, 2000a, 2000b) e de "formação do quartzito armoricano", excepto os conglomerados e quartzitos impuros (PEREIRA, 1987). Subdividida nos seus três membros: a) Membro Ermida, equivalente aos "quartzitos sem ferro (O_{2a})" (COKE *et al.*, 1995a, 1995b); b) Membro Malhada, equivalente aos "quartzitos com ferro (O_{2b})" e c) Membro Fragas da Ermida, equivalente aos "psamitos superiores (O_{2c})" e aos "filitos e cinzentos com intercalações de metassilitos" (PEREIRA, 1987) e de idade "Arenigiano" superior a Oretaniano inferior.

- Formação Moncorvo, sinónimo de "Formação Xistenta" (COKE *et al.*, 1995c; COKE, 2000a, 2000b) e "Formação Pardelhas", no ramo norte, com excepção das dezenas de metros da base (PEREIRA, 1987). Tal como no sector de Valongo em que a base da Formação Valongo, já é de idade arenigiana (COUTO *et al.*, 1997), o mesmo sucede na Formação Moncorvo (SÁ, 2005; SÁ *et al.*, 2005).

Não está ainda cartografado o limite dos diamictitos no Marão. Em reconhecimentos efectuados em conjunto com Artur Sá (UTAD), foi detectada a sua presença nos sectores norte e sul do Marão. Nas revisões de cartografia para a publicação da folha 2, escala 1:200,000, do Instituto Geológico e Mineiro (Edição de 2000), a presença de diamictitos neste sector, foi também reconhecida (E. Pereira, comun. pessoal), embora não assinalada na carta.

Em termos cronoestratigráficos, enquanto que a presença de géneros *Cruziana*, *Daedalus* e *Skolithos* assinalados na Formação Marão, atestam incontestavelmente sua idade arenigiana (NERY DELGADO, 1908; CARRINGTON DA COSTA 1931; TEIXEIRA, 1981), já a idade de obolídeos, como é o caso da "*Lingulella*" *major*, é mais questionável. De facto, durante muito tempo foram considerados os fósseis mais antigos do País e atribuídos ao Câmbrico (RIBEIRO, A. *et al.*, 1962; TEIXEIRA *et al.*, 1964a; 1964b). Actualmente as recentes revisões e o enquadramento exacto da ocorrência do litótipo, o conglomerado basal da fácies dos "quartzitos sem ferro" indicam uma idade "Arenigiano" Inferior, ou seja Floiano (COKE & GUTIÉRREZ-MARCO, 1995, 2001; SÁ *et al.*, 2002; SÁ, 2005).

Quanto ao sector de Moncorvo, foram inicialmente definidas, da base para o topo, três unidades (RIBEIRO & REBELO, 1971; REBELO & ROMANO, 1986): (1) "Fm. Quinta da Ventosa", unidade detrítica, de carácter francamente poligénico, cuja idade foi atribuída ao Tremadociano, apesar da ausência de fósseis; (2) a "Fm. Quartzítica" com abundantes icnofósseis de *Cruziana*, *Daedalus* e *Skolithos*, macrofauna, nomeadamente braquiópodes, que indicariam uma idade arenigiana para esta formação, e onde estes autores distinguiram informalmente os seguintes membros: "quartzitos inferiores"; "xistos intermédios"; "quartzitos superiores"; "psamitos superiores"; (3) "Fm. Xistenta" onde ocorre a eventual trilobite *Neseuretus tristani* (Brongniart) descrita por TEIXEIRA & REBELO (1976), considerada por estes autores como fóssil "... peculiar do Ordovícico português no andar Landeiliano". O contacto com o Silúrico seria abrupto e marcado por uma discordância cartográfica indicada por uma redução da Formação "Xistenta" para 50 m (RIBEIRO & REBELO, 1971; RIBEIRO, A., 1974; REBELO & ROMANO, 1986;).

As recentes revisões da macrofauna e a descoberta de novas jazidas fossilíferas permitiram precisar melhor as idades destas formações e resolver alguns equívocos. Assim, a alegada trilobite do "Landeiliano" não será mais do que um exemplar da icnoespécie *Rusophycus carleyi*, característica do "Arenigiano" (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1995). Neste trabalho são

dados grandes avanços na crono- e bioestratigrafia desta "Formação Xistentá". A macrofauna estudada (graptólitos, trilobites, rostroconchas, bivalves, gastrópodes, ostracodos e braquiópodes) indica uma idade "Arenigiano" superior (?) - Oretaniano inferior para esta formação. Contudo, estes mesmos autores assinalam a presença numa das jazidas fossilíferas estudadas, de fósseis de cistídeos e de briozoários, característicos do Berouniano Ibérico (Sandbiano da tabela cronoestratigráfica global).

Entretanto, os trabalhos desenvolvidos recentemente por *SÁ et al.* (2003), *SÁ* (2005) e *SÁ et al.* (2005) permitiram avançar não só com a definição de novas unidades do Ordovícico Médio e Superior, anteriormente englobadas na "Formação Xistentá", mas também a revisão das unidades do Ordovícico Inferior. Agregando estes dados com o presente trabalho, a sequência ordovícica de Moncorvo, é constituída por, da base para o topo (Figura 2.19):

- Grupo Quartzítico de Trás-os-Montes ("Arenigiano" inferior - médio), englobando: Formação Vale de Bojas (Membro Freitas); a Formação Angueira (Membros Constantim e Cicouro) e Formação Marão (Membros Ermida, Malhada e Fragas da Ermida);

- Formação Moncorvo ("Arenigiano" superior - Oretaniano médio), sendo a sua espessura máxima estabelecida em 150 metros;

- Formação Chão do Amieiral (Berouniano) com 80 metros de espessura e caracterizada pela presença de margas com um nível ferrífero na base a marcar uma desconformidade regional;

- Formação Guadramil, correspondente aos diamictitos do Hirnantiano¹, com 30 metros de espessura.

Segue-se as litologias silúricas aqui neste trabalho agregadas na Formação Campanhó (Figura 2.19).

Perto da aldeia de Eucísia (Vila Flor), foi referida pela primeira vez, em sequência do Ordovícico Inferior - Médio, a ocorrência de vulcanismo bimodal predominantemente básico com o equivalente ácido no quartzo-queratófiro extrusivo (CRAMEZ, 1962). Este autor assinala sinais de forte alteração hidrotermal (albitização e calcitização) nestas rochas extrusivas, com expressão na presença de calcite. No que respeita ao Ordovícico Inferior há grandes semelhanças com o Marão. Está referida a presença, algo aleatória, de calcários nesta sequência do Ordovícico Inferior (ROMÃO *et al.*, 1995; ROMÃO 2000). Não se encontraram intercalações calcárias, nem RIBEIRO, A. (1974) as refere. O que está assinalado por este autor é a presença de grés (log nº7 da Tabela I de RIBEIRO, A., 1974) coincidente com a posição dos calcários de ROMÃO (2000). Há equívoco, quer na interpretação deste log, quer no fenómeno hidrotermal referido por CRAMEZ (1962) e que levaram erroneamente à referência de níveis de calcários.

Em discordância sobre a Formação Desejosa (Grupo do Douro) ocorre a seguinte sucessão, da base para o topo (*SÁ*, 2005; *SÁ et al.*, 2005):

- Formação Eucísia (conglomerados, quartzitos impuros e vulcanitos básicos) será sinónimo de "Formação Serrinha" (COCKE *et al.*, 2001) ou "Serrinha formation" (*SÁ et al.*, 2003b); engloba, segundo estes autores, a "Formação dos quartzitos inferiores do Tremadoc" e "Formação dos xistos intermédios do Tremadoc" (ROMÃO, 2000);

- Formação Marão, equivalente a "membre quartzites superieures, O2a" (RIBEIRO, A., 1974); "formação do quartzito armoricano" (ROMÃO, 2000). Neste sector não estão reconhecidos, separados ou referenciados na bibliografia, os membros que *SÁ* (2005) define no Marão, nomeadamente o membro Fraga da Ermida ("psammites superieures, O2b", RIBEIRO, A., *op. cit.*);

- Formação Moncorvo, equivalente à "Formação Xistentá do Lanvirniano" (ROMÃO, 2000).

¹ Encontrado na encosta norte do v. g. Chão do Amieiral na companhia do Doutor Artur Sá (UTAD).

Para o topo desta sequência ocorrem filitos negros com calcários, de idade silúrica, com a presença de "tilóide" na base (RIBEIRO, A., 1974; ROMÃO *et al.*, 1995). No entanto, registre-se o facto desta sequência Ordovícica estar limitada ao Ordovício Inferior - Médio. Pode-se ter uma situação idêntica à de Montesinho, onde por razões tectónicas não está presente o Ordovício Superior. Nesse caso este "tilóide" não será mais do que uma brecha tectónica semelhante a alguns dos "tilóides" do parautóctone inferior, como mais adiante se verá.

Em síntese (Quadro 2.5), comparando estas duas sequências transmontanas, entre o sector da antiforma do *Olho de Sapo* e o sector meridional Marão - Eucísia, ressaltam imediatamente as diferenças litológicas a nível do "Arenigiano" inferior e do Ordovícico Médio.

Ao nível do Ordovícico Inferior, as diferenças são as seguintes: no Marão e na Eucísia há uma predominância de sedimentos grosseiros, conglomeráticos e vulcanoclásticos, por vezes manifestações vulcânicas. No sector de Moncorvo e Trás-os-Montes Oriental unidades equivalentes à Formação Vale de Bojas são escassas: em Moncorvo ocorre o Membro Freitas (informalmente designado por "Quinta da Ventosa"); mais a norte, perto de Vilarinho de Galegos há a referência à presença de conglomerados na base da sequência ordovícica (TEIXEIRA, 1981). Entrando no domínio do *Olho de Sapo*, são descritos escassos níveis de vulcanoclastitos e conglomerados na base da Formação Santa Eufémia, quer em Verín, quer na Sanábria, como já apontado anteriormente.

Para SÁ (2005) o novo Membro Freitas, da Formação Vale de Bojas, seria equivalente ao conjunto das unidades anteriormente designadas por "quartzites inférieurs (O_{1a})" e "schistes intermédiaires (O_{1b})" (RIBEIRO, A., 1974). Contudo são bem evidentes as diferenças de fácies, pelo que se justifica, a criação de uma nova unidade litoestratigráfica, a Formação Angueira, como é aqui proposta neste trabalho. O Membro Freitas, em Moncorvo, transitará lateralmente para esta nova formação. Quanto aos critérios que levaram à criação do Grupo Quartzítico de Trás-os-Montes (SÁ, 2005; SÁ *et al.*, 2005), mantém-se válidos e em nada é afectado este Grupo, apenas ganhando mais uma formação.

Quanto ao Ordovícico Médio - Superior são também evidentes as diferenças entre o sector meridional (Marão e Eucísia) e os sectores setentrional e oriental de Trás-os-Montes. Neste último sector são patentes, os sinais de instabilidade da bacia (actividade vulcânica) e a possível presença de paleo-relevos e/ou falhas a condicionarem a deposição no Kralodvoriano e na base do Hirnantiano (Formações Santo Adrião e Maceiras). Esta última formação, embora seja expressiva no sector de Espinhosela, não ocorre no flanco sul de Alcañices e só volta a ocorrer mais a sul, em Travanca, Mogadouro (SÁ, 2005; MEIRELES *et al.*, 2006). No sector meridional falta uma boa parte da sequência do Ordovícico Médio - Superior. Como se verá a seguir, as semelhanças com o sector de Valongo são mais que evidentes.

2.5.3. ZONA CENTRO IBÉRICA MERIDIONAL

As sequências litoestratigráficas ordovícicas deste sector enquadram-se, *grosso modo*, na Subzona Lusitana Oriental - Alcludiana de LOTZE (1945). No Quadro 2.5 estão representadas, em síntese, as colunas estratigráficas mais representativas (Buçaco e Valongo) e a correlação com as sequências de Trás-os-Montes.

Unidades Cronoestratigráficas	Buçaco (Adap. YOUNG, 1988; Oliveira <i>et al.</i> , 1992)	Valongo (Adap. Couto, 1993 Couto & Lourenço, 2007)	Trás-os-Montes Sul (adap. Sá <i>et al.</i> , 2005)	Trás-os-Montes Norte		
	SILÚRICO	Fm. Vale da Ursa		Fm. Campanhó	Fm. Campanhó	
ORDOVÍCIO SUPERIOR	Hirnantiano	Fm. Casal Carvalhal	Fm. Sobrido	Fm. Guadramil	Mb. Sal Moído xxx Mb. Ribª de Guadramil xxx	
		Grupo Rio Ceira Fm. Ribª Cimeira Fm. Ribª Braçal	xxx Quartzitos	Fm. Maceiras	Fm. Maceiras xxx	
	Kralodvoriano	Fm. Porto Santa Ana			Fm. Santo Adrião	
	Berouniano	superior				
		médio	Fm. Louredo		Fm. Chão do Amieiral	
		inferior	Fm. Carregueira		Fm. Chão do Amieiral xxx	
	ORDOVÍCIO MÉDIO	Dobrotiviano	Fm. Cabril			
			Fm. Fonte da Horta Fm. M. Sombadeira			
		Oretaniano	Fm. Brejo Fundeiro	Fm. Valongo	Fm. Moncorvo	Fm. Moncorvo
		Arenigiano	Form. Serra do Brejo (fm. "Quartzito Armoricano") Fm. "Sarnelha"	Fm. Santa Justa Unidade de Montalto	Fm. Marão	Fm. Marão
ORDOV. INFERIOR	Tremadociano		Fm. Vale de Bojas Fm. Eucísia	Fm. Angueira Fm. V. Bojas		
	CÂMBRICO			Fm. Olho de Sapo		
NEOPROTEROZOICO		Unidade de Terramonte (Grupo do Douro?)	Formação Desejosa	Formação Desejosa		
	Grupo das Beiras					

Quadro 2.5 - Correlação litoestratigráfica e cronoestratigráfica do Ordovícico da Zona Centro Ibérica (Subzona Lusitana Oriental - Alcudiana de Lotze, 1945). *Legenda:* linha tracejada, descontinuidade; linha ondulada, discordância; sombreado, lacuna estratigráfica; ● ● ●, ferro oolítico; XXX, ferro diagenético.

Valongo - A sequência ordovícica de Valongo destaca-se por ser uma sucessão bastante uniforme e diferente de Trás-os-Montes setentrional ocorrendo ao longo de um eixo paleogeográfico que se estende, em Portugal, de noroeste para leste, de Caminha - Apúlia - Valongo - Arouca - Marofa e que se prolonga em Espanha para o Sinclinal de Ahigal de los

Aceiteiros - Tameses (JULIVERT & TRUYOLS, 1983); a antiforma de Tabagón, no norte da Galiza, será o prolongamento mais setentrional deste eixo paleogeográfico (TOYOS, 2003).

Esta sequência litoestratigráfica foi formalmente apresentada por ROMANO & DIGGINS (1973-74). Com os trabalhos de COUTO (1993) e COUTO *et al.* (1997), foram introduzidos novos detalhes cronoestratigráficos e particularmente litoestratigráficos, nomeadamente ao nível da sequência infra quartzito armoricano, com a descoberta duma unidade vulcanoclástica, Unidade de Montalto, entre a sequência paleozóica e o complexo xisto grauváquico, aqui designado de "Unidade de Terramonte". Foi-lhe atribuída uma idade Câmbrico provável. A sequência foi assim definida, do topo para a base (COUTO, 1993; COUTO *et al.*, 1997):

- Formação Sobrido (Hirnantiano);
- Formação Valongo ("Arenigiano" superior - Dobrotiviano inferior?);
- Formação Santa Justa ("Arenigiano" médio - superior);
- "Unidade de Montalto" (Câmbrico?);
- "Unidade de Terramonte" (Précâmbrico e / ou Câmbrico).

Todavia, como se verá de seguida, com os avanços na geologia e na estratigrafia, nomeadamente no Marão, esta sequência infra quartzito armoricano e as suas relações quer com esta fácies, quer com as sequências do Complexo Xisto Grauváquico (Beiras e/ou Douro), ainda carece de ser correctamente esclarecida e necessitando de ser revista, ou aparentemente será a situação mais complexa em toda a ZCI.

Relativamente à "Unidade de Montalto", esta pode ser subdividida em três associações litológicas distintas (COUTO, 1993): 1) inferior, constituída por xistos cinzento - violáceos, grauvaques finos e rochas vulcânicas ácidas e exalitos; 2) intermédia, caracterizada por alternâncias de xistos acinzentados e arenitos; 3) superior, constituída pela ocorrência frequente de conglomerados poligénicos em alternâncias de níveis pelíticos, quartzovaques e arenitos. Está em discordância sobre a "Unidade de Terramonte", infrajacente, e terá, a tecto, a Formação Santa Justa em discordância angular (COUTO *et al.*, 1997). Todavia em COUTO (1993), refere-se que não se observa o contacto directo com a formação ordovícica suprajacente. Presume-se então que a discordância (ou inconformidade?) seja deduzida por critérios cartográficos. Tratar-se-á, pelas descrições, de uma UDD (Unidade Delimitada por Discordância). Tal como este autor sugere, poderá ser equivalente à sequência que ocorre nas Beiras, próximo do limite ZCI com a ZOM ("Série Intercalar"; Formação Os Amarelos ou Formação Envendos), discordante a tecto e a muro com o Ordovícico e com o CXG, respectivamente (COUTO, 1993). De facto, pela posição estratigráfica em que ocorre, em discordância, com o CXG, e se de facto o contacto do quartzito armoricano com esta unidade, for discordante, não será a mesma situação da Formação Vale de Bojas, em Trás-os-Montes ou da Formação Sarnelha no Buçaco.

Contudo, inicialmente apenas reconhecida no flanco inverso desta antiforma, foi recentemente descrita a sua presença no flanco normal do anticlinal. Neste flanco oriental, é agora descrita uma sequência vulcano-sedimentar, reportada ao Ordovícico Inferior - Câmbrico, intercalada com uma associação siliciclástica formada por conglomerados, quartzo-arenito, grauvaques e escassos pelitos (COUTO & LOURENÇO, 2008a). Esta sequência ocorrerá, segundo estes autores, entre o quartzito armoricano (Formação Santa Justa) e a Unidade de Montalto, descrita neste resumo como outra sequência vulcanoclástica de idade atribuída ao Câmbrico provável, mas aparentemente de fácies muito semelhante com a unidade superior. Os contactos, segundo os mesmos autores, serão transicionais. Assim sendo, é mais que provável que nos dois flancos desta estrutura estejamos em presença da mesma sequência litoestratigráfica, isto é, a Unidade de Montalto, equivalente ao conjunto da Formação Vale de Bojas - Formação Eucísia, em Trás-os-Montes, do "Arenigiano" inferior, tal como proposto em SÁ (2005). A correlação com a Formação Olho de Sapo, proposta em COUTO & LOURENÇO (2008a) ficará comprometida. Quanto à correlação com a Formação Envendos (RIBEIRO, M.A. *et*

al., 1991, 1993), será pouco credível que em tão pequena distância ocorra, no mesmo horizonte estratigráfico, uma sequência vulcano sedimentar proterozóica, no flanco oeste e que no flanco leste, as mesmas fácies e litologias sejam consideradas do Câmbrico - Ordovícico Inferior.

Sem dúvida que todo este sector de Valongo carece de melhor enquadramento regional. Mas tudo indica, face ao conhecimento actual da sequência ordovícica de Trás-os-Montes, que a Unidade de Montalto seja equivalente à Formação Vale de Bojas como indicado em SÁ (2005) e SÁ *et al.* (2005), e que esta mesma unidade também ocorre no flanco leste. Na Figura 2.21, está esquematizada a nossa interpretação desta sequência.

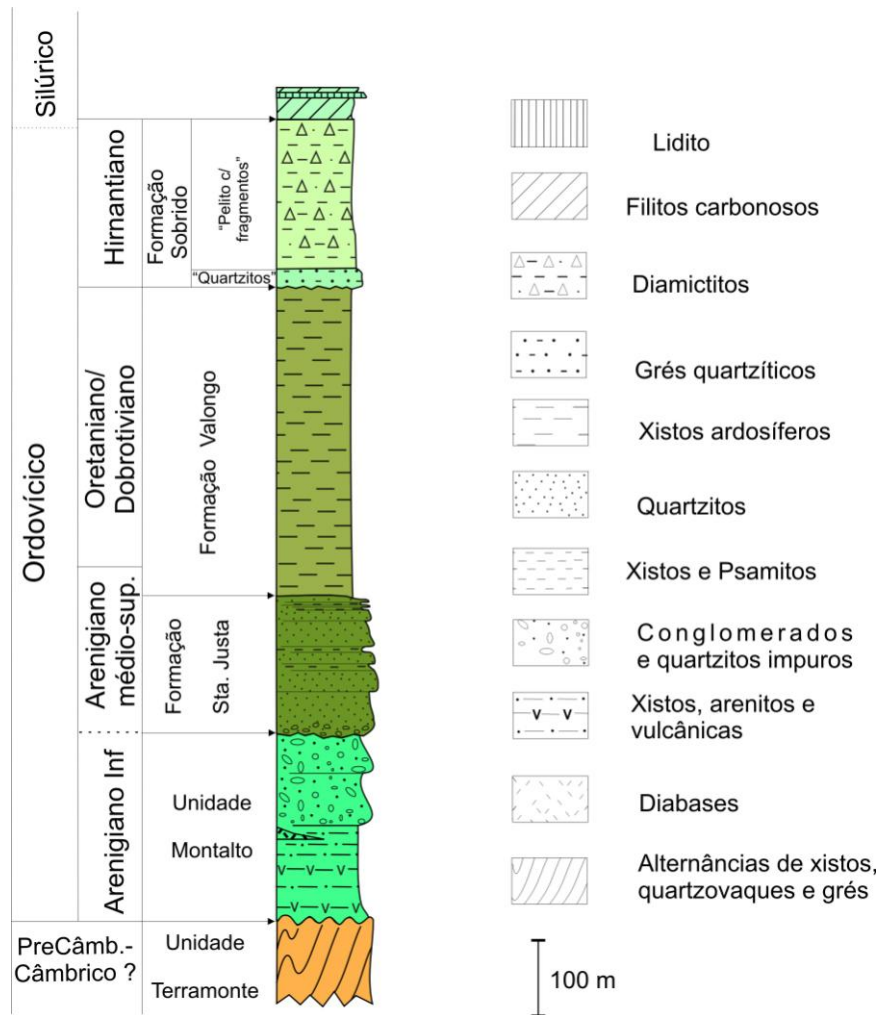


Figura 2.21 - Coluna litoestratigráfica do Ordovícico de Valongo (adaptado de: COUTO, 1993; COUTO *et al.*, 1997; SÁ, 2005).

A reforçar esta interpretação, trabalhos de revisão² a decorrer na continuação para norte desta sequência (sector de Apúlia e Viana do Castelo), já revelaram a presença de uma sequência vulcanogénica entre os conhecidos conglomerados de base do Ordovícico (TEIXEIRA, 1981) e o quartzito armoricano (Formação Santa Justa). Eventualmente estes conglomerados farão já parte da Unidade de Montalto. Esta unidade carece de trabalho mais detalhado com vista à sua caracterização como unidade formal.

A Formação Santa Justa é equivalente da Formação Marão de Trás-os-Montes e também da Formação Peña Gorda de Alcañices. Na parte inferior desta formação ocorre a presença, descontínua, de um conglomerado de base. Para o tecto desta formação, na passagem para os

² Trabalho em progresso, em colaboração com J. Pamplona (UMinho) e A. Sá (UTAD).

xistos da Formação Valongo, ocorre um nível fosfatado com lingulídeos (COUTO *et al.*, 1999). A presença deste nível permite a correlação com níveis semelhantes assinalados nomeadamente no Marão e no Maciço Armoricano. Será equivalente ao nível com nódulos de bivalves que ocorre em Guadramil na base da formação Moncorvo.

No entanto, o trabalho de detalhe desenvolvido por COUTO (1993), permitiu a revelação de outras particularidades do "Arenigiano" de Valongo, como sejam os níveis vulcano - sedimentares e as camadas negras, ricas em matéria carbonosa e que controlam algumas das mineralizações de Au do flanco normal desta estrutura (COMBES *et al.*, 1992). A idade da Formação Santa Justa é considerada integralmente do "Arenigiano".

Além disso, as evidências de campo observadas pessoalmente no sector da mina das Banjas, apontam para a ocorrência, também em Valongo, quer dos "níveis de quartzitos com ferro", quer a sequência pelito - psamítica na transição para a Formação Valongo, ou seja, a Formação Santa Justa poderá subdividir-se em membros que deverão ser equivalentes, respectivamente, aos Membros Ermida, Malhada e Fragas da Ermida de Trás-os-Montes.

Quanto à Formação Valongo, as recentes revisões bioestratigráficas nesta formação (moluscos, graptólitos, equinodemes e invertebrados) confirmaram por um lado, as divisões bioestratigráficas de NERY DELGADO (1908), e por outro, introduziram novas precisões no intervalo de deposição desta unidade, ou seja, "Arenigiano" - Dobrotiviano superior (COUTO *et al.*, 1997; COUTO & GUTIÉRREZ-MARCO, 1999; 2000; GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 2000). A confirmar que a passagem "Arenigiano" - Oretaniano está já dentro destes xistos ardosíferos da Formação Valongo, está a recente redescoberta de crinóide *Delgadocrinus oportovinum*, novo género e espécie, o mais antigo crinóide conhecido da Península Ibérica datado do limite "Arenigiano" - Oretaniano (AUSICH *et al.*, 2007). No conjunto compreende cerca de 300 - 400 m de xistos ardosíferos escuros, bastante homogêneos. Corresponde à Formação Moncorvo, em Trás-os-Montes e Villaflor em Alcañices.

O contacto superior da Formação Valongo com a Formação Sobrido corresponde a uma lacuna estratigráfica, dado que existe um hiato na sedimentação desde o Dobrotiviano superior ao Kralodvoriano. Quanto à Formação Sobrido, actual designação da formação "Grauvaques de Sobrido" de NERY DELGADO (1908), ROMANO & DIGGENS (1974) dividiram esta formação em dois membros aparentemente concordantes: o inferior, constituído por quartzitos maciços (35 m de possança); o superior, por grauvaques e pelitos com fragmentos (150 m). Os quartzitos que estão na base da Formação Sobrido estão em continuidade sedimentar com os pelitos com fragmentos pelo que farão parte do Hirnantiano (COUTO *et al.*, 1997). Em trabalhos prévios, estes quartzitos eram considerados como sendo do Caradociano (= Berouniano) (CARRINGTON DA COSTA, 1931; ROBARDET & DORÉ, 1988). Os grés quartzíticos da Formação Maceiras serão equivalentes dos quartzitos da base da Formação Sobrido.

Esta sequência litoestratigráfica ordovícica foi recentemente reconhecida mais para leste no Sulco Carbonífero Dúrico - Beirão e no sinclinal da Marofa. No sinclinal Dúrico - Beirão, embora com designações locais informais, foram cartografadas as três unidades ordovícicas desta província paleogeográfica, a saber, do muro a tecto: "formação do quartzito armoricano" (Formação Santa Justa); "formação de Antas" (Formação Valongo); "formação de Rebentão" e "formação de Lousadela" (Formação Sobrido). Por fim, já do Silúrico, a formação Alto do Homem e a formação S. Miguel, do Carbónico (RIBEIRO, A. *et al.* 1997; RODRIGUES, 1997).

Quanto ao sector da Marofa, a nova cartografia levou ao reconhecimento das seguintes unidades, da base para o topo: Formação Santa Justa; Formação Valongo; Formação Sobrido; no núcleo do sinclinal ainda ocorrem filitos negros do Silúrico (MEIRELES, *et al.*, 2006a).

Buçaco e Amêndoa - Mação - No bordo meridional da Zona Centro Ibérica, situam-se os sinclinais de Buçaco e Amêndoa - Mação. Deve-se a NERY DELGADO (1908) o primeiro estudo detalhado do Paleozóico destas estruturas, particularmente do sinclinal do Buçaco. De realçar, o extraordinário trabalho de descrição detalhada deste autor que nos seus três "étáges",

descreve todas as litologias principais da coluna estratigráfica desta região, embora à luz dos conhecimentos actuais as unidades estejam misturadas e não estejam correctamente dissociadas em termos litoestratigráficos e cronoestratigráficos.

Na generalidade, denota-se uma maior semelhança de fácies e uma melhor correlação das unidades deste sector meridional com Trás-os-Montes, do que Valongo com Trás-os-Montes, como já realçado em SÁ (2005) (Figura 2.22).

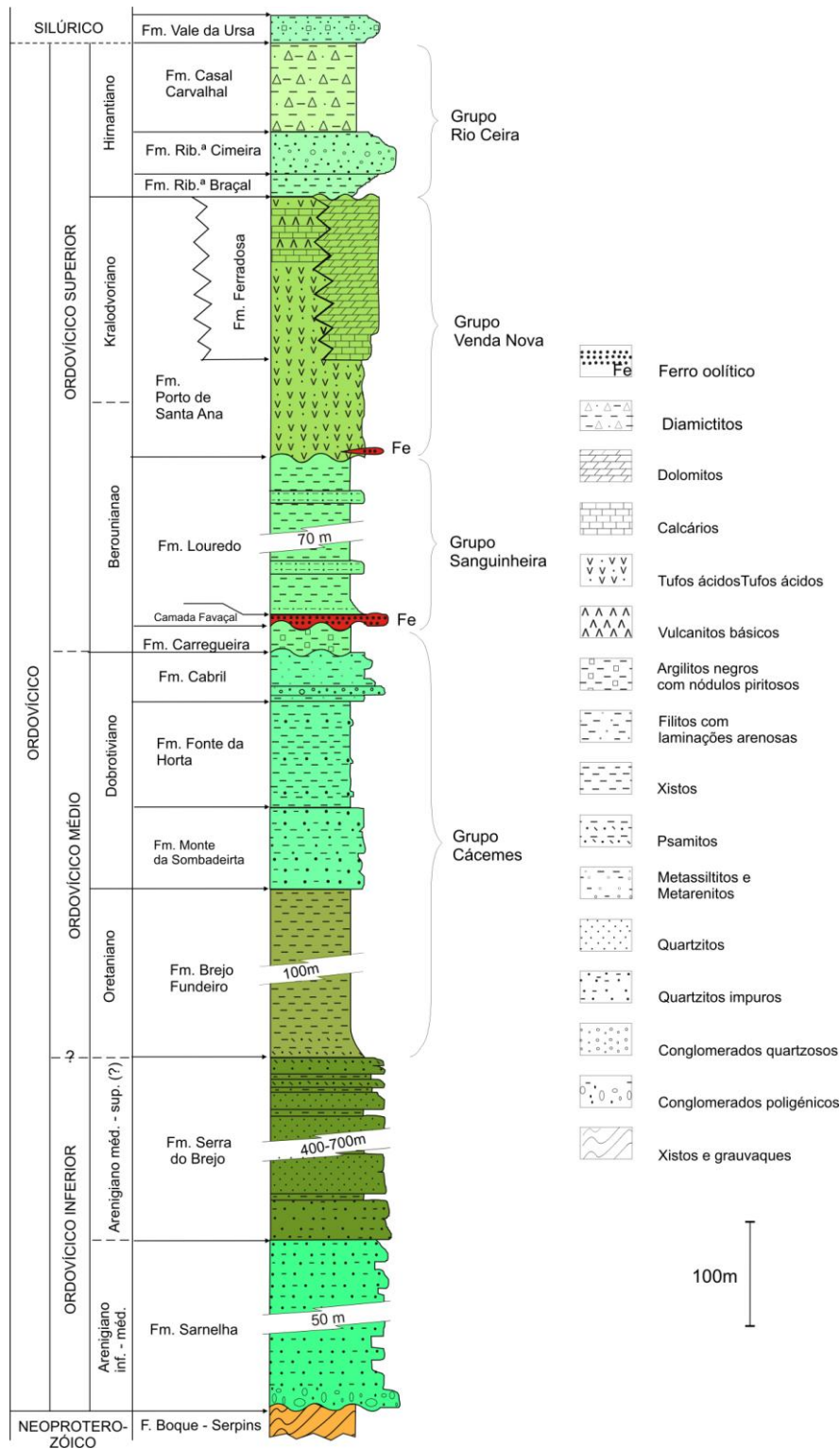


Figura 2.22 - Coluna litoestratigráfica do Ordovício de Buçaco (adaptado de SÁ, 2005).

Com os trabalhos de MITCHELL (1974) e particularmente YOUNG (1985, 1988) formalizaram-se as unidades litoestratigráfica do Ordovícico Médio e Superior. Quanto ao Ordovícico Inferior, a única unidade formal é a Formação Serra do Brejo definida no sinclinal de Amêndoa - Mação (COOPER & ROMANO, 1982).

De acordo com estes autores e com a síntese apresentada em OLIVEIRA *et al.* (1992), a sequência de Buçaco inicia-se pela Formação Sarnelha, discordante sobre o Grupo das Beiras. Caracteriza-se pela presença de um conglomerado de base, nem sempre apresenta grande extensão lateral, pois está localmente ausente; seguem-se xistos gresosos, quartzitos e grés (HENRY *et al.*, 1973-1974). Será correlacionável com a Formação Vale de Bojas de Trás-os-Montes. No sector de Amêndoa - Carvoeiro ocorrem as formações do Grupo Vale do Grou, entre o quartzito armoricano e o Grupo das Beiras. Uma discordância de baixo ângulo separará o Formação Serra do Brejo do Grupo Vale do Grou (ROMÃO, 2000). A muro, no contacto desta unidade com o Grupo das Beiras, é clara a discordância toledânica.

Prossequindo na sequência, segue-se a Formação Serra do Brejo, do "Arenigiano", equivalente das Formações Santa Justa (Valongo) e Marão (Trás-os-Montes).

O Oretaniano está representado pelos xistos ardosíferos da Formação Brejo Fundeiro, equivalente às Formações Valongo e Moncorvo. Seguem-se as Formações Monte da Sombadeira, Fonte da Horta e Cabril do Dobrotiviano. Estas unidades, formalmente definidas, foram reunidas no Grupo Cécemes (YOUNG, 1988).

O Berouniano médio - superior está representado pelos xistos e arenitos da Formação Louredo. É equivalente lateral da Formação Cabeço do Peão no sinclinal de Amêndoa - Mação (YOUNG, 1985, 1988). Engloba os "gris de Loredo" e "schistes à *Dalmanites dujardin*" de NERY DELGADO (1908), contendo na base um nível de ferro oolítico do Berouniano inferior, designado por Camada de Favaçal (HENRY *et al.*, 1974; MITCHELL, 1974; YOUNG, 1985, 1988). Constitui o Grupo Sanguinheira (YOUNG, 1985, 1988). Este nível de ferro representa uma importante desconformidade na plataforma norte gondwânica, assinalando uma importante lacuna estratigráfica (YOUNG, 1989, 1992). No seu conjunto, estas unidades são correlacionáveis com a Formação Chão do Amieiral (SÁ, 2005; SÁ *et al.*, 2005); a Camada Capas do Favaçal será equivalente à Camada Chôsa Velha.

A Formação Porto de Santa Ana, do Berouniano superior - Kralodvoriano, inicia-se também por um nível de ferro oolítico; segue-se uma sequência vulcano - sedimentar (escoadas de basaltos e tufitos) iniciada por uma escoada diabásica (HENRY *et al.*, 1974; MITCHELL, 1974). Esta formação transita lateralmente à Formação Ferradosa (YOUNG, 1985, 1988), essencialmente carbonatada. No seu conjunto constituem o Grupo Venda Nova (YOUNG, 1985, 1988). São equivalentes à Formação Santo Adrião de Trás-os-Montes.

Relativamente ao Hirnantiano, as unidades definidas de muro a tecto, são: Formação Ribeira da Lage (que só ocorre no sinclinal de Amêndoa - Mação), Formação Ribeira do Braçal, Formação Ribeira Cimeira e Formação Casal Carvalhal, que constituem o Grupo Rio Ceira; por fim a Formação Vale da Ursa, de idade silúrica. Na Formação Ribeira do Braçal, silto - argilosa com intercalações areníticas, foi encontrada macrofauna hirnantiana. Quanto à Formação Ribeira Cimeira trata-se de uma sequência grosseira, conglomerática, areno - siltítica, não fossilífera. A Formação Casal Carvalhal, correspondendo aos "pelites à fragments", é formada por clastos de várias naturezas dispersos numa matriz silto - argilosa (YOUNG, 1985, 1988). Recentemente esta idade foi confirmada com novos dados palinoestratigráficos no corte do Rio Ceira, no Buçaco (LOPES *et al.*, 2011). No sinclinal de Amêndoa - Mação, na Formação Ribeira da Lage, considerada do Ashgill médio (YOUNG, 1985, 1988) foram descobertos quitinozóários que permitem precisar a sua idade de Katiano inferior a médio (VAZ, 2010, VAZ *et al.*, 2011), *i.e.*, Berouniano superior na Escala Mediterrânica.

A Formação Vale da Ursa, formada por quartzitos e arenitos culminando com arenitos escuros com faunas silúricas permite atribuir uma idade compreendida entre o Hirnantiano terminal e o Llandovery inferior (YOUNG, 1985, 1988).

Esta sequência sedimentar (Quadro 2.5), em traços gerais, tem vindo a ser confirmada nos restantes sinclinais ordovícico - silúricos que ocorrem das Beiras, confirmando e validando os critérios que levaram à sua individualização no sinclinal de Buçaco, nomeadamente nos sinclinais de Amêndoa - Carvoeiro, outra designação do sinclinal Amêndoa - Mação (ROMÃO, 2000), em Penha Garcia (SEQUEIRA, 1993), Vila Velha do Ródão (METODIEV & ROMÃO, 2008; METODIEV *et al.*, 2009) e no sinclinal da Serra do Moradal - Fajão (METODIEV *et al.*, 2010). Em todos estes locais estudados ressalta a grande continuidade lateral de fácies ao nível do Ordovícico Inferior - Médio e as variações de fácies significativas, na sequência sedimentar do Ordovícico Superior.

Correlacionando com Trás-os-Montes, recentemente na publicação da Carta Geológica Folha 2 (escala 1:200,000), do Instituto Geológico e Mineiro (PEREIRA, 2000), é cartografada a Formação Campanhó - Ferradosa com litologias e idade completamente distinta da Formação Ferradosa. Trata-se, no caso de Trás-os-Montes, de uma sucessão de xistos cinzentos carbonosos com intercalações, de muro a tecto, de quartzitos escuros, calcários com crinóides, quartzitos claros e níveis de ampelitos e liditos. É uma unidade litoestratigráfica silúrica, do Llandovery Inferior a Prídolí Superior. Nesta edição da Carta Geológica está assinalada, na área entre Vimioso - Brunhozinho, uma vasta mancha atribuída à "Formação Campanhó e Ferradosa". Como já foi referido, a maior parte destes afloramentos são do Ordovícico Médio - Superior (MEIRELES *et al.*, 2006).

Quanto ao Ordovícico Superior, a fácies que melhor se correlaciona com a Formação Ribeira do Braçal é sem dúvida a Formação Maceiras. A Formação Carvalho corresponderá ao Membro Ribeira de Guadramil e a Formação Vale da Ursa ao Membro Sal Moído da Formação Guadramil.

2.6. DISCUSSÃO DAS CORRELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS E CONSIDERAÇÕES PALEOGEOGRÁFICAS SOBRE O ORDOVÍCIO.

As reconstituições paleogeográficas do continente gondwânico são dificultadas pela influência das orogenias varisca e alpina sobre os eventos sedimentares paleozóicos pré-variscos. Esta complexidade e estas dificuldades estão patentes nos diversos trabalhos publicados sobre esta problemática (HAMMAN *et al.*, 1982; PARIS & ROBARDET, 1990; ROBARDET *et al.*, 1990; PARIS, 1998; COCKS, 2000; ROBARDET, 2002). No presente trabalho tão-somente se pretende dar um modesto testemunho resultante da experiência de campo pessoal e da apreciação própria dos trabalhos publicados.

Todos estes sectores agora abordados fazem parte da mesma plataforma gondwanica. Aliás, a óptima correlação bioestratigráfica entre alguns destes sectores, como por exemplo, entre o Buçaco e o Maciço Armoricano, conduziu ao próprio conceito de arco ibero - armoricano (COGNE, 1967; BARD *et al.*, 1971; PARIS & ROBARDET, 1977). O limite entre o Ordovícico Inferior e os metassedimentos do C.X.G. subjacentes corresponde a uma descontinuidade estratigráfica de primeira ordem, podendo revelar-se quer como disconformidade quer como discordância angular (SAN JOSÉ *et al.*, 1992). Esta superfície corresponde à Discordância Toledânica, impropriamente designada por "fase sarda".

Uma característica da base da sequência Ordovícica da ZCI é a ocorrência de unidades grosseiras, conglomeráticas, por vezes com forte componente vulcanogénica. É proposto um modelo de tectónica extensional para explicar esta actividade magmática local, demonstrativa de grande instabilidade da bacia e responsável pelo desenvolvimento e rejogo de falhas profundas que irão condicionar e facilitar o aparecimento e deposição destas sequências

vulcanogénicas (OLIVEIRA *et al.*, 1992). Particularmente o episódio sedimentar é considerado como sem grande expressão cartográfica regional, com a sua deposição claramente condicionada pela tectónica (OLIVEIRA *et al.*, 1992). No entanto, o que se constata é que a sua expressão cartográfica não é assim tão localizada, dado que se observa em quase todas as secções ordovícicas do Nordeste Transmontano e das Beiras, fácies idênticas que se apresentam, a muro, transgressivas e em clara discordância sobre o substrato do Complexo Xisto Grauváquico (Câmbrico e Neoproterozóico); o contacto a tecto, com as fácies do quartzito armoricano *s.s.* é descrito como em conformidade, como uma descontinuidade ou como uma discordância de baixo ângulo. Nas Beiras, esta sequência conglomerática e vulcanoclástica, é designada por Formações Sarnelha, no sinclinal de Buçaco (HENRY *et al.*, 1973-74), Serra Gorda, em Penha Garcia (SEQUEIRA, 1993) e Vale do Grou, no sinclinal Amêndoa - Carvoeiro, Mação (SILVA *et al.*, 1988). O contacto a tecto é descrito como em conformidade com o quartzito armoricano, no caso do Buçaco e Penha Garcia, e é considerado como uma descontinuidade (Quadro 2.5), ou como uma discordância de baixo ângulo, no caso de Amêndoa - Carvoeiro (ROMÃO & OLIVEIRA, 1995a, 1995b; ROMÃO, 2000).

Mais a norte, no Domínio do Grupo do Douro, há também a registar a presença de uma sequência vulcanoclástica equivalente, também com as mesmas características litológicas e o mesmo contexto: a muro, em discordância, com o CXG (Câmbrico Inferior) e a tecto, transicional ou em discordância de baixo ângulo (?) com o quartzito armoricano. É o caso da Unidade de Montalto, no anticlinal de Valongo (COUTO, 1993; COUTO *et al.*, 1997; SÁ, 2005; COUTO & LOURENÇO, 2008a) e da Formação Vale de Bojas, em Trás-os-Montes (SÁ, 2005; SÁ *et al.*, 2005). Também em Espanha e em França (Quadro 2.6), estão reconhecidas formações semelhantes, de natureza vulcano-sedimentar, como a Formação *Cap de La Chèvre*, na Península de Crozon (Brest) e as "*Initial Red Beds*", na Bretanha Central, na mesma posição estratigráfica, ou seja infra quartzito - armoricano. Esta sequência é de idade claramente ordovícica, como indica a concordância dos dados de macro fauna e dos isotópicos. Na Serra do Marão está comprovado que o braquiópode "*Lingulella*" *major* (RIBEIRO, A. *et al.*, 1962) é de idade "Arenigiano" inferior e ocorre no Membro Freitas da Formação Vale de Bojas (COKE & GUTIERREZ-MARCO, 2001; SÁ *et al.*, 2002). Quanto aos dados geocronológicos, as idades obtidas, nos níveis vulcânicos, foram respectivamente, 465 Ma (U/Pb e zircões) e 472 Ma (Rb/Sr, em rocha total), ou seja, do "Arenigiano" inferior (BONJOUR *et al.*, 1988). Até há pouco tempo não havia registos de datações em Portugal, destes episódios vulcânicos. Recentemente foi apresentada a primeira datação para o vulcanismo da Formação Vale de Bojas, no Marão: 470,1 - 474,6 Ma (idade U-Pb em zircões) por ID-TIMS (GOMES *et al.*, 2009). Ou seja, claramente trata-se de um episódio magmático do "Arenigiano" inferior.

Independente desta sequência do Tremadociano (?) - "Arenigiano" inferior, constata-se que no Domínio do Complexo Xisto Grauváquico das Beiras, entre as duas megas sequências neoproterozoica e ordovícica infra quartzito armoricano e nas proximidades da sutura com a ZOM, há outro contexto geológicos distinto a necessitar de mais estudos. Porque aparentemente ambas apresentam fácies semelhantes, são muitas vezes considerados como o sendo o mesmo episódio vulcano detrítico (ROMÃO & OLIVEIRA, 1995; ROMÃO, 2000). Recebeu diversas designações informais conforme os locais onde foi reconhecida: "Série Intercalar" (CONDE, 1971, 1984, 1986); "Formação dos Amarelos" (GAMA PEREIRA, 1983); "Formação de Envendos" (RIBEIRO, M.A. *et al.*, 1991, 1993). Esta sequência vulcano-sedimentar, descontínua, em discordância, quer na base, quer no topo, com a sequência neoproterozóica e com a sequência ordovícica, respectivamente, é caracterizada pela presença de fácies clástica e grosseira, de plataforma superficial (*fluviotidal*), em regra com forte componente vulcanogénica ácida.

De facto, a "Série Intercalar", descrita pela primeira vez por CONDE (1971), como uma unidade vulcano-sedimentar, constituída por quartzitos, metavulcanitos, xistos, grauvaques e

conglomerados, muitas das vezes associada a rochas intrusivas (pórfiros), será equivalente, como já referido, da Formação dos Amarelos (GAMA PEREIRA, 1983) e da Formação Envendos (RIBEIRO, M.A., *et al.*, 1991, 1993). Se o contacto a topo, é uma discordância angular, já em relação ao contacto da base, sobre o CXG, será mais complexo, na medida em que se por vezes é claramente discordante, noutros locais parece haver transição entre o CXG e esta formação (SOUSA, 1984).

A confirmar as observações de campo, dados geocronológicos recentes indiciam uma idade próximo dos 650 Ma para este vulcanismo, isto é, de idade neoproterozóica (MEDINA *et al.*, 1993; TASSINARI *et al.*, 1996). Nos levantamentos no sinclinal de Vila Velha de Ródão, realizados para a revisão da folha 4 (1:200.000), detectou-se a existência duma unidade semelhante à Formação Envendos, siliciclástica, com os quartzitos armoricanos, a tecto, em clara discordância (Estampa 2.11), e em discordância, a muro, sobre o Grupo das Beiras. Esta unidade foi também reconhecida na terminação norte deste sinclinal (M. Anjos Ribeiro, comun. pessoal). Será o caso de ocorrência da Formação Envendos mais afastada da sutura com a ZOM que se conhece.

Contudo, a confirmar que ainda há muitos aspectos por esclarecer, refira-se que para SÁ (2005), a "Série Intercalar" deverá ser do Ordovícico Inferior, dado que no corte típico desta sequência foram observados *Skolithos*, revelando claramente tratar-se de sedimentos ordovícicos. Em suma, será necessária uma revisão cuidada de todas estas sequências não sendo de descartar que algumas delas sejam claramente Neoproterozóicas e outras do Ordovícico Inferior. Entretanto, recentemente, na região de Mação (sinclinal de Amêndoa - Carvoeiro), a "Formação Vale do Grou", do Ordovícico Inferior (SILVA *et al.*, 1988) foi reformulada para Grupo de Vale do Grou, de idade Tremadociano (ROMÃO & OLIVEIRA, 1995b). Estes autores incluem neste Grupo, a Formação Envendos de RIBEIRO, M.A. *et al.* (1991, 1993), critério esse que merece reservas, dado que esta formação será claramente pré - ordovícica. No extremo meridional da ZCI, no nordeste alentejano, a "Formação de Urra" (GONÇALVES, 1971) será correlacionada com estas unidades, pois foram datados, em vulcanoclastitos, zircões do Câmbrico Superior - Ordovícico Inferior (SOLÁ *et al.*, 2006).

Além disso, nestas sequências meridionais da ZCI, há ainda a ter em conta com mais dois episódios ígneos distintos: 1) conjunto de corpos ígneos, subvulcânicos, do tipo pórfiro riolítico como o filão da Melriça, ou os pórfiros de Mação (eventualmente os pórfiros graníticos a intruir o Grupo Vale de Grou (ROMÃO, 2000); o caso de pegmatitos, com idades K-Ar de 485 Ma, em moscovites, a cortar gabros e noritos mais antigos (GAMA PEREIRA & REGÊNCIO MACEDO, 1983); 2) um importante episódio ígneo intrusivo nos metassedimentos do Complexo Xisto - Grauváquico (granitos de Santiago de Montalegre, Figueiró dos Vinhos, Pedrógão Grande e Coentral), a que esses gabros e noritos poderão estar associados, cuja idade isotópica aponta para o intervalo entre os 530 Ma e os 500 Ma, por K-Ar em moscovites e biotites (GAMA PEREIRA & REGÊNCIO MACEDO, 1983). Estes episódios serão equivalentes ígneos intrusivo e subvulcânico do vulcanismo extrusivo do Olho de Sapo do Câmbrico Superior a Tremadociano.

Recentemente, idade semelhante foi encontrada para um lacólito associado aos vulcanoclastitos do Grupo Vale de Grou. Nesta sucessão transgressiva, assente em discordância sobre o Précâmbrico do Grupo das Beiras, ocorrem corpos ígneos, estratoconformes, sem sinais evidentes de metamorfismo de contacto. De 483 Ma foi a idade recentemente obtida, por U-Pb em zircão, para um destes lacólitos (ROMÃO *et al.*, 2010). Confirma-se assim, a idade Câmbrico superior - Tremadociano, para este episódio ígneo tão característico da ZCI. O que será de todo de descartar a idade Câmbrico inferior - superior para este evento, como sugerido em ROMÃO *et al.* (2010), justificada, segundo estes autores pelo facto do quartzito armoricano, sobreposto discordantemente sobre o Grupo Vale do Grou ser intruído por este lacólito granítico. Subsequentemente a idade do dito quartzito armoricano seria Câmbrico superior a Tremadociano inferior (**sic**). Contudo os dados bio e

litoestratigráficos atestam inequivocamente a idade arenigiana para os quartzitos da Formação Serra do Brejo (quartzito armoricano) neste sector (SÁ *et al.*, 2011).

		Zona Centro Ibérica				Maciço Armoricano
		Portugal			Espanha	
Unidades Cronoestratigráficas		Trás-os-Montes	Valongo	Buçaco	El Centenillo	Crozon
SILÚRICO		Form. Campanhó	"Quartzitos de Bougado"	Fm. Vale da Urso	"Quartzitas del Criadero"	Groupe de Kerguillé
ORDOVÍCIO SUPERIOR	Hirnantiano	Fm. Guadramil	Fm. Sobrido	Fm. Casal Carvalhal	Pizarras Chavera	Schistes du Cosquer
		Fm. Maceiras				
	Kralodvoriano	Fm. Santo Adrião	Fm. Valongo	Fm. Rio Ceira	Caliza Urbana	Formation Rosan
		superior		Fm. Porto Santa Ana		
		médio		Fm. Louredo		
	Beroumiano	Fm. Chão do Amieiral	Fm. Carregueira	Pizarras de Canteras Bancos Mixtos	Grès de Kermeur	
		inferior	Fm. Cabril	Quartzito Botella		
	ORDOVÍCIO MÉDIO	Dobrotiviano	Fm. Moncorvo	Fm. Fonte da Horta	Pizarras Guindo	Schistes de Postolonnec
		Oretanianao		Fm. M. Sombadeira	Alternancias del Cano	
				Fm. Brejo Fundeiro	Pizarras del Rio	
"Arenigiano"		Fm. Marão		Fm. Santa Justa	Fm. Serra do Brejo	
ORDOV. INF.	Tremadociano	Fm. V. Bojas	Unidade Montalto	Fm. "Samelha"	Quartzito Armoricano	Grès Armoricain Inférieur
		Fm. Angueira	C.X.G.	C.X.G.	Fm. de Base	Cap de la Chèvre
	Fm. Olho de Sapo					
CÂMBRICO - NEOPROTEROZOÍCO		C.X.G.	C.X.G.	C.X.G.	C.X.G.	Phyllades de Douarnenez

Quadro 2.6 - Correlação litoestratigráfica do Ordovício da ZCI (Portugal e Espanha) e Maciço Armoricano (França). Colunas litoestratigráficas adaptadas de: Trás-os-Montes (SÁ, 2005; SÁ *et al.*, 2005; MEIRELES, este trabalho). Valongo (COUTO, 1993; COUTO & LOURENÇO, 2007). Buçaco (YOUNG, 1988; OLIVEIRA *et al.*, 1992). El Centillo / Almaden (GUTIERREZ-MARCO *et al.*, 1990; MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, 2004). Crozon (CHAUVEL & PLUSQUELLEC, 1987, *in* DARBOUX, 1991). Legenda: linha tracejada - descontinuidade; linha ondulada - discordância; área sombreada - lacuna estratigráfica.

Em suma, atendendo aos diferentes autores, as observações de campo apontam para situações distintas: i) episódio vulcânico mais antigo, Precâmbrico ("Série Intercalar"; "os

Amarelos"; "Formação Envendos"); ii) novo episódio vulcânico do Ordovícico Inferior (Tremadociano), como os pórfiros de Mação; iii) e por fim outro já do "Arenigiano" inferior, o evento conglomerático e vulcanoclástico como são o caso das sequências do Buçaco, Penha Garcia e Mação.

Quanto às sequências ordovícicas transmontanas, tudo indica pois para a existência de dois episódios magmáticos distintos: Câmbrico Superior - Ordovícico Inferior (Tremadociano), a que se segue um outro episódio vulcanoclástico do "Arenigiano" inferior (Floiano, andar global). Ou seja, é curioso de notar que o Domínio do Olho de Sapo (488 Ma, Tremadociano) apresenta uma disposição aproximadamente paralela ao alinhamento dos corpos ígneos Câmbrico - Ordovícicos próximos do contacto com a ZOM (530 - 500 Ma, Câmbrico), tal como já assinalado em FERREIRA *et al.* (1987). Entre estes dois alinhamentos, o Ordovícico Inferior é assinalado por outro episódio vulcanoclástico, de idade Arenigiana, tal como no Maciço Armoricano (472-465 Ma, "Arenigiano" - Oretaniano).

No domo da Sanábria, tem-se então a formação Olho de Sapo do Tremadociano (GEBAUER *et al.*, 1993; VALVERDE-VAQUERO & DUNNING, 1997) que poderá ser o principal centro subvulcânico equivalente às intrusões graníticas das Beiras. A confirmar esta idade tremadociana há novas datações U/Pb nos gnaisses na Serra de Guadarrama (antiformas de Hiendelaencina e del Cardoso) que apontam para idades de 480 Ma para rochas vulcanoclásticas (гнаisses de Cardoso) e para os ortognaisses idades entre os 488 a 477 Ma (VALVERDE-VAQUERO & DUNNING, 1997). Embora não haja dados paleontológicos que confirmem uma idade tremadociana nos metassedimentos ordovícicos da Zona Centro Ibérica, como referem SAN JOSÉ *et al.* (1992) e GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* (1990, 2002), as recentes datações geocronológicas nestes gnaisses Olho de Sapo indicam claramente que este episódio vulcano - sedimentar ácido terá ocorrido no intervalo Câmbrico Superior - Ordovícico Inferior, concretamente no Tremadociano (465-480 Ma, LANCELOT *et al.*, 1985; 488 Ma, GEBAUER, 1993; 468-488 Ma, VALVERDE-VAQUERO & DUNNING, 1997, 2000; 425-460 Ma, FERNÁNDEZ-SUÁREZ *et al.*, 1998). Aliás, esta actividade magmática félsica é comum em toda a margem do Gondwana como atestam as datações Pb/Pb de 478.2 ± 1.8 Ma nos ignimbritos do Ordovícico Inferior na Baviera (BAHLBURG *et al.*, 1997).

Contudo, como assinala Díez Montes (2006), mais importante do que demonstrar a existência ou não de uma discordância entre o Olho de Sapo e os sedimentos ordovícicos, é a evidência de uma intensa actividade tectónica e vulcânica no Câmbrico Superior - Ordovícico Inferior e de qual o seu significado geodinâmico. Esta actividade vulcânica também ocorre no domínio do CXG, das Beiras, próximo do limite com a ZOM (CONDE, 1970; GAMA PEREIRA, 1983; RIBEIRO, M.A. *et al.*, 1991, 1993; ROMÃO & OLIVEIRA, 1995b) e tem sido tradicionalmente considerado equivalente lateral das unidades vulcanoclásticas das Beiras e de idade atribuída ao Tremadociano (REBELO, 1985).

Como conciliar esta actividade ígnea que terá ocorrido num curto intervalo de tempo, e que gera sempre instabilidade, com o ambiente deposicional tranquilo, característico das fácies do Ordovícico Inferior a Médio? Alguns autores associam este magmatismo do Ordovícico Inferior a episódios extensionais ligados à ruptura da margem gondwanica do oceano Iapetus e à abertura do oceano Rheic (WHINCHESTER *et al.*, 2002). Neste contexto de *rifting*, Díez Montes (2006) caracterizou o vulcanismo do Olho de Sapo como sendo peraluminoso, rico em K e com características de arco vulcânico. No entanto, este autor também confessa a dificuldade em encaixar a estabilidade de sedimentação, características de uma margem passiva em processo extensional, com este magmatismo associado a *rift*. Contudo esta actividade ígnea é fundamentalmente de composição ácida. Como conjugar com um evento extensional desta natureza? Mais uma vez os dados paleogeográficos, bioestratigráficos, sedimentológicos e paleoambientais entram em colisão com os modelos estruturais e geotectónicos.

Quanto ao sector meridional de Trás-os-Montes, pertencente ao Domínio do Xisto Grauváquico do Grupo do Douro, têm sido descritas fácies conglomeráticas e vulcanogénicas: a Formação Vale de Bojas, no Marão Sul (COKE *et al.*, 1995c; COKE, 2000; SÁ, 2005, SÁ *et al.*, 2005); o conglomerado do Sião, incluindo o conglomerado de Lapedro e Alto da Cota, no Marão Norte (PEREIRA, 1987); o conglomerado da Quinta da Ventosa, em Moncorvo (REBELO, 1985; REBELO & ROMANO, 1986); o quartzo - queratófiro da região da Eucísia (CRAMEZ, 1962; RIBEIRO, A., 1974); a Formação S. Gabriel, em Castelo Melhor (SILVA & RIBEIRO, 1991). Estas sequências sedimentares não são contínuas e encontram-se em discordância com o soco Câmbrico e/ou Proterozóico e em continuidade com as formações Ordovícicas sobrejacentes. Recentemente foram estas unidades locais agrupadas na Formação de Vale de Bojas do Ordovícico Inferior (SÁ, 2005; SÁ *et al.*, 2005).

No sector meridional da ZCI a análise de fácies presentes no Grupo do Vale do Grou permite considerar a deposição inicial em ambientes deltaicos, torrenciais, intervalados com episódios de sedimentação de baixa energia, em ambientes euxínicos de planícies de inundação (ROMÃO, 2000). Estas unidades (Grupo Vale do Grou, Formação Sarnelha e Serra Gorda) são correlacionadas com a agora designada Formação Vale de Bojas em Trás-os-Montes (SÁ, 2005).

Quanto à Unidade de Montalto em Valongo, atribuída ao Câmbrico (COUTO, 1993; COUTO *et al.*, 1997), atendendo às fácies e às relações a tecto e a muro, partilhamos a opinião expressa em COKE (2000), SÁ (2005) e SÁ *et al.* (2005) de que esta unidade é equivalente à Formação Vale de Bojas e portanto, do Ordovícico Inferior.

Comparando as diferentes secções em Trás-os-Montes, é possível reconhecer a existência de variações paleogeográficas significativas. É notória a predominância de fácies conglomeráticas e francamente vulcanogénicas no sector Marão - Eucísia - Castelo Melhor. Em contrapartida, Moncorvo e todo o Ordovícico que envolve os mantos alóctones e que continua para norte, em Espanha, para Alcañices, Sanábria e Verín, são raros os vestígios de conglomerados, e predomina uma extensa sequência greso - pelítica (Formação Angueira / Formação Santa Eufémia). Todavia em Verín ocorrem litologias vulcano - detríticas (FARIAS, 1989, 1990). Iguamente, na Sanábria, MARTÍNEZ-GARCIA (1971), assinala a presença de "*pizarras con elementos volcanicos*" na base da Formação Puebla, unidade correlacionável com a Formação Santa Eufémia de Alcañices. Esta sequência que ocorre, no Domínio do Olho de Sapo, entre esta formação e o quartzito armoricano, como se constata pela cartografia, não se restringe ao dito Domínio.

Parece evidente que o sector meridional de Trás-os-Montes (Marão, Eucísia, Castelo Melhor), onde predominam fácies vulcânicas proximais e conglomeráticas, corresponderia, grosso modo, a ambientes próximos da linha de costa, com uma massa continental a sul deste eixo. No Marão (sequência vulcano-detrítica, com carácter mais distal); na Eucísia, domínio de vulcanismo franco. A partir de Moncorvo para norte, claramente fácies detríticas, sem e/ou raro vulcanismo. Este sector setentrional estará numa situação mais distal. Dado que estamos perante litologias tão distintas, conglomeráticas a sul, com algum contributo televulcânico, e areno - pelíticas a norte, justifica-se plenamente a consignação de novas unidades como é agora proposto.

Embora não sendo fossilíferas, a estas formações tem sido atribuída uma idade Tremadociano - "Arenigiano" inferior. A excepção seria a existência do único fóssil de "*Lingullela*" *major*, comum no "Arenigiano" mas que surge já no Tremadociano e que pretensamente ocorreria nos conglomerados de Vale de Bojas do Marão. No entanto, como foi recentemente demonstrado (SÁ *et al.*, 2002), este fóssil ocorre nos "quartzitos sem ferro" (membro Ermida) do "Arenigiano" inferior.

Inicialmente REBELO (1985) correlaciona esta fácies do Ordovícico Inferior com a Formação S. Domingos do C.X.G. de SOUSA (1982). Contudo a Formação S. Domingos é

claramente Câmbrio Inferior (A. Sequeira, com. pessoal). Mais tarde foram também correlacionadas com a Formação Olho de Sapo (REBELO & ROMANO, 1986; OLIVEIRA *et al.*, 1992).

Relativamente ao Ordovícico Médio e Superior como se pode constatar, são grandes as semelhanças entre a Zona Centro Ibérica meridional e setentrional, representadas respectivamente pelas sequências do Buçaco e de Trás-os-Montes (Figura 2.23).

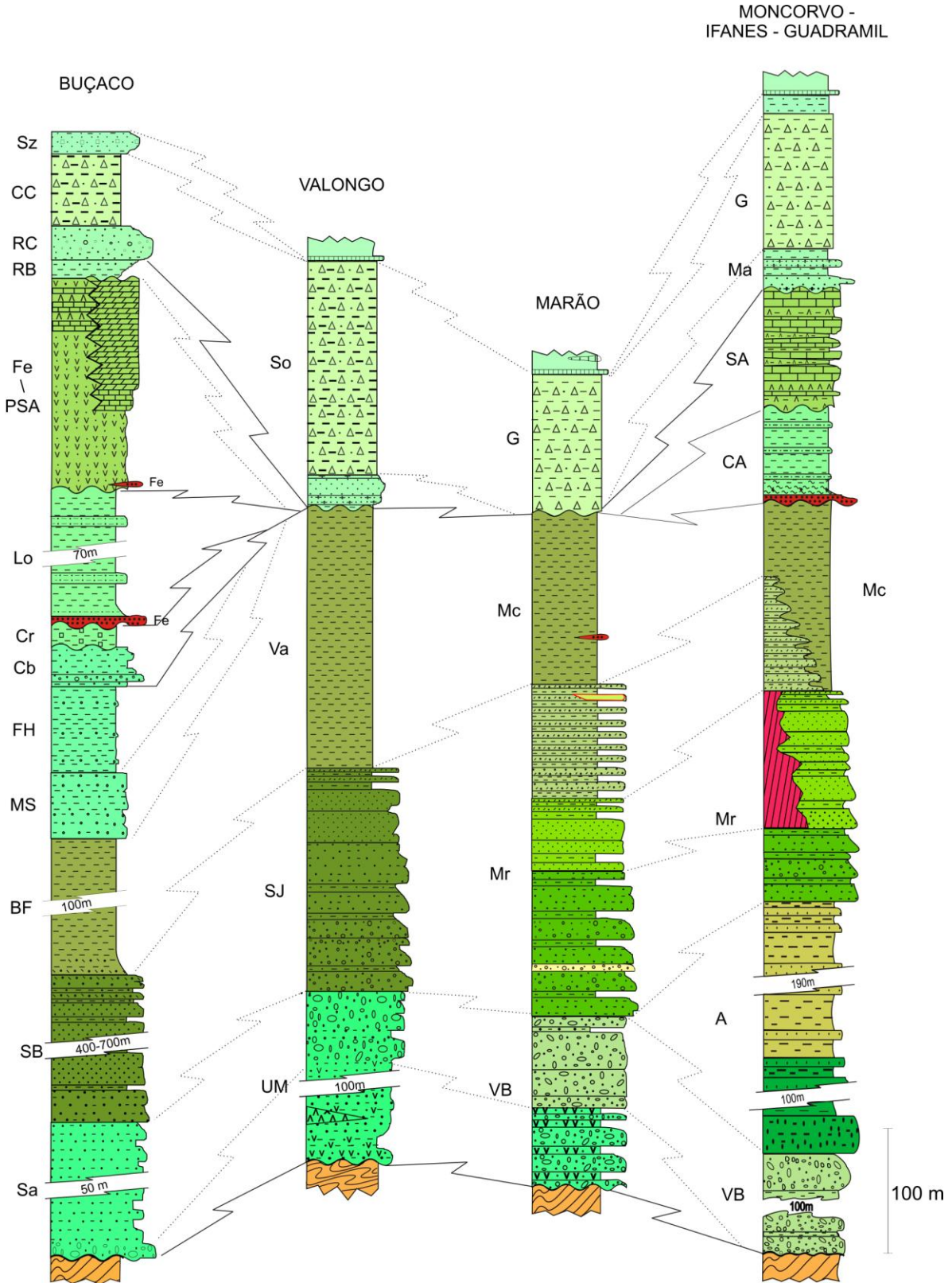


Figura 2.23 - Correlação das sequências ordovícicas de Buçaco, Valongo e Trás-os-Montes (adaptado de SÁ, 2005). Para a legenda litológica ver Figs. 2.6, 2.11, 2.19 a 2.22. As sequências são referidas de muro a tecto. **Buçaco:** Sa, Formação Sarnelha; SB, Formação Serra do Brejo; BF, Formação Brejo Fundeiro; MS, Formação Monte da Sombadeira; FH, Formação Fonte da Horta; Cb, Formação Cabril; Cr, Formação Carregueira; Lo, Formação Louredo; PSA, Formação Porto de Santa Ana; Fe, Formação Ferradosa; RB, Formação Ribeira do Braçal; RC, Formação Ribeira Cimeira; CC, Formação Casal Carvalhal; VU, Formação Vale da Ursa. **Valongo:** M, Unidade de Montalto; SJ, Formação Santa Justa; Va, Formação Valongo; So, Formação Sobrido. **Trás-os-Montes (Marão e Moncorvo - Ifanes- Guadramil):** OS, Formação Olho de Sapo; VB, Formação Vale de Bojas; A, Formação Angueira; M, Formação Marão; Mc, Formação Moncorvo; CA, Formação Chão do Amieiral; SA, Formação Santo Adrião; Ma, Formação Maceiras; G, Formação Guadramil.

O eixo paleogeográfico de Valongo - Tameses estaria emerso durante o Berouniano, como resultante da fase sarda.

Relativamente à paleogeografia deste sistema são ainda escassos, os estudos em território português, sobre a distribuição, evolução e localização das áreas continentais durante o Ordovícico. As primeiras tentativas de delimitação destas áreas emersas reportam-se apenas à paleogeografia do Ordovícico Inferior - Médio e socorreram-se dos estudos de direcções de corrente no quartzito armoricano (CONDE, 1966; RIBEIRO, A., 1974), de icnoespécies (ROMANO & DIGGENS, 1973-74), correlações lito e bioestratigráficas (CONDE, 1966; RIBEIRO, A., 1974; ROMANO, 1982).

Em CONDE (1966), considerava-se que as formações basais do Ordovícico indicariam um ambiente estuarino ou do tipo delta, pouco compatível com os vestígios da presença de trilobites, seres vivos pouco adaptados à presença de água doce. Para ROMANO & DIGGENS (1973-74) e ROMANO (1982), as variações de espessura no "Arenigiano", podem ser condicionadas por diferentes *ratios* de sedimentação e subsidência, controlados pela tectónica ante - ordovícica da bacia com a formação de "elevações" e "depressões". Este trabalho representa uma notável síntese, para a época, dos conhecimentos paleogeográficos sobre as séries Arenig e Llanvirn, com base nos dados bioestratigráficos (macro e icnofauna), litológicos e sedimentares de dez secções conhecidas do Ordovícico da ZCI.

Entretanto RIBEIRO, A. (1974) assinala a presença de figuras de corrente, em Montesinho e em Moncorvo, de sul para norte e de norte para sul, respectivamente, indicando a existência de uma área emersa onde actualmente se encontram os terrenos alóctones da Galiza - Trás-os-Montes.

Embora ainda escassos, os dados de paleocorrentes em Trás-os-Montes, parecem confirmar uma situação mais complexa do que a simples existência de uma área emersa onde actualmente se encontram as unidades parautóctones e alóctones. Observadas nos psamitos do Membro Fragas da Ermida, na região de Montesinho as medições de laminação entrecruzada confirmam o sentido de sul para norte das paleocorrentes indicando a presença de uma área continental a sul; mas em Guadramil os *ripple marks* indicam o sentido de ondulação de WSW para ENE e em Póiares, os *flute casts* indicam o sentido de corrente de leste para oeste, ou seja a área emersa estaria fundamentalmente a leste e a sul como já anteriormente referido (Figura 2.24). Além disso, o sentido da polaridade da sequência sedimentar ordovícica é indicada claramente que a área emersa estaria a sul - sudeste, onde se encontra o soco câmbrio - précâmbrio do CXG. Entretanto, um factor que deve ser tido em conta, e que foi esquecido nestes modelos paleogeográficos de Trás-os-Montes é que a instalação dos mantos alóctones da Galiza - Trás-os-Montes será condicionada fortemente pela estrutura arqueada que o autóctone já definiria antes da instalação dos mantos. Ou seja, toda a deformação terá de ser retirada para se compreender qual a verdadeira dimensão e posição da plataforma gondwânica. Além disso, é necessário um levantamento sistemático de paleocorrentes e outras estruturas sedimentares de preferência sempre no mesmo horizonte estratigráfico, para permitir de modo mais fiável um esquema de reconstituição paleogeográfica.

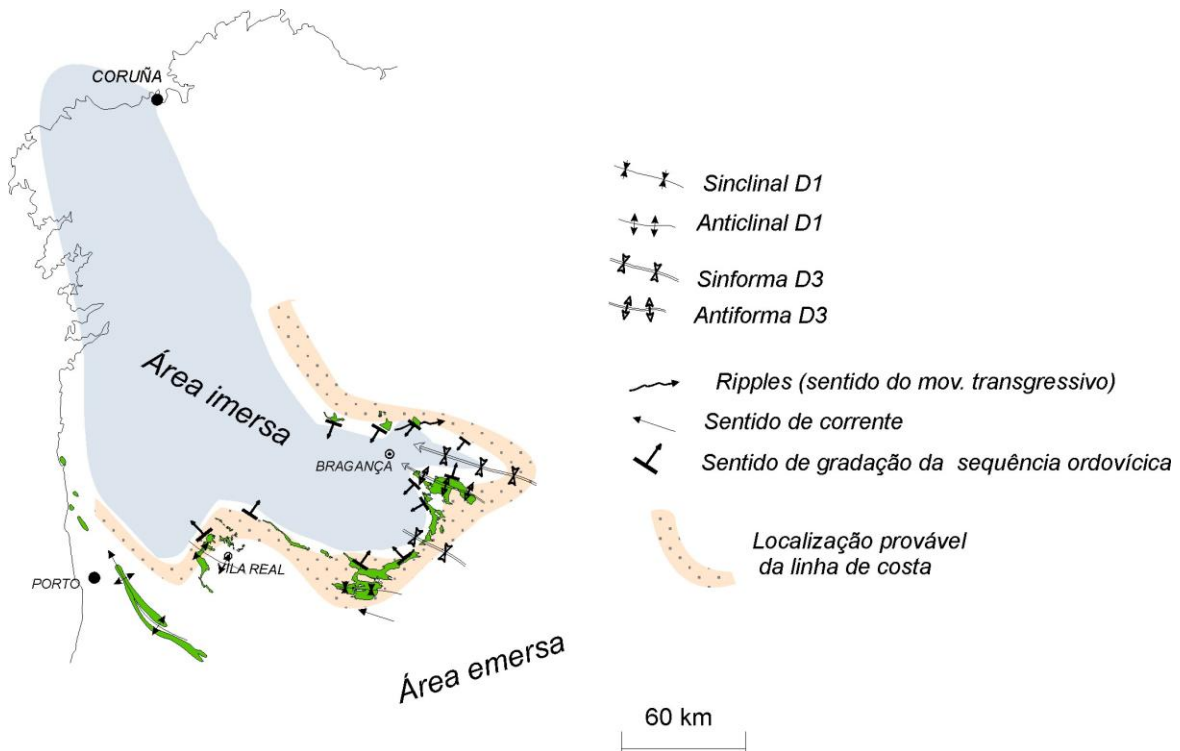
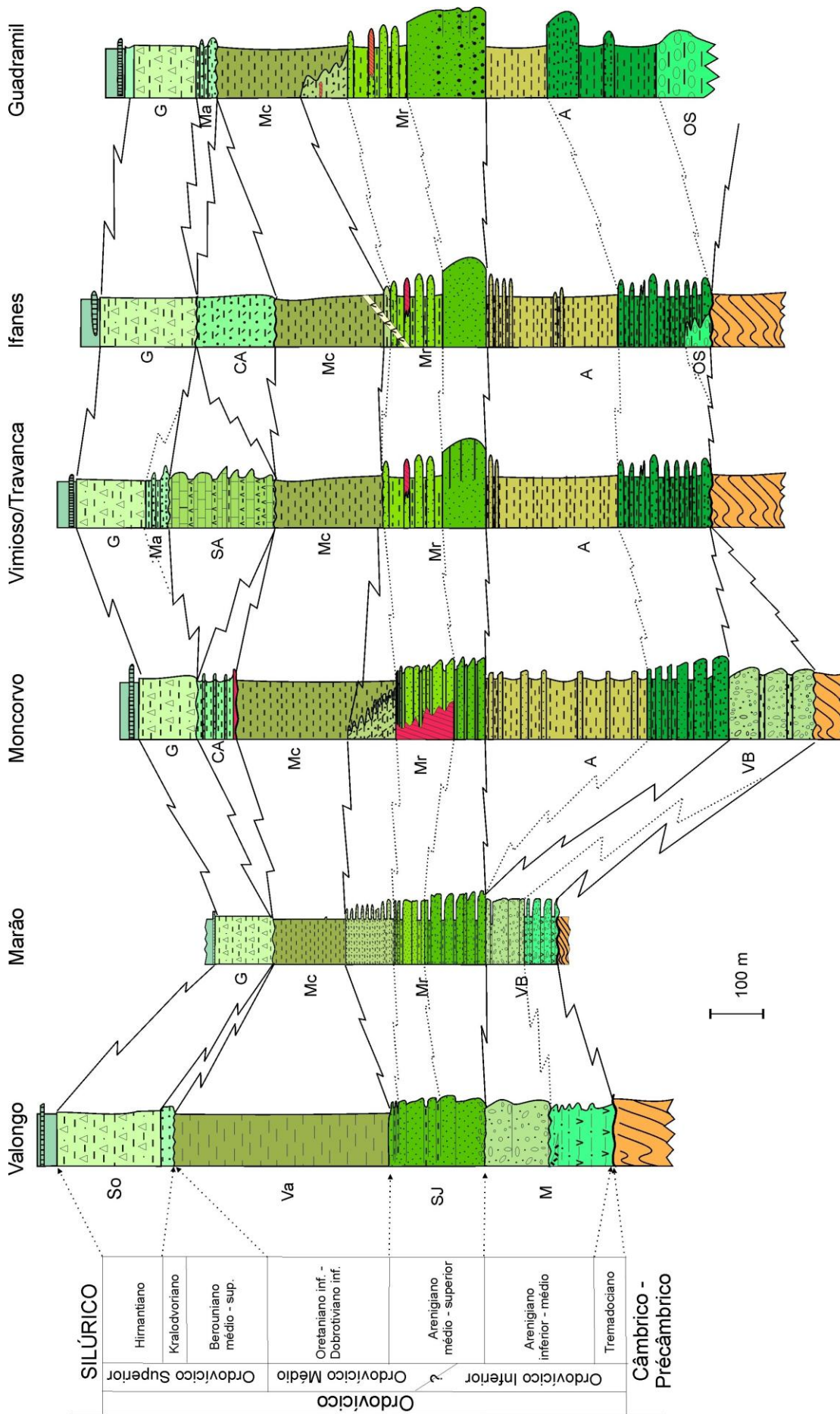


Figura 2.24 - Interpretação paleogeográfica para o Ordovício de Trás-os-Montes.

Com base nos dados bioestratigráficos da época, RIBEIRO, A. (1974) postulou a situação diacrónica do quartzito armoricano (Fm. Quartzítica); em Valongo e Marão, com idade Arenigiana; em Moncorvo e Vimioso, de idade "Llanvirniana / Llandeiliana", indiciando a existência do continente a leste. Recentemente este hipotético diacronismo foi de novo equacionado com base na datação do lacólito granítico de Mação -Penhascoso, 483 Ma e que seria intrusivo em quartzitos, hipoteticamente do quartzito armoricano. Em relação a este diacronismo, os recentes dados bio e litoestratigráficos, quer em Trás-os-Montes, quer nas Beiras, particularmente na área de Mação, confirmam que de facto um tal diacronismo tão significativo não existe (SÁ, 2005; SÁ *et al.*, 2011). Em todos os sectores do Maciço Ibérico e na Armorica, a fácies do "quartzito armoricano" é sempre de idade arenigiana. A presença, nos quartzitos transmontanos, de icnofósseis dos géneros *Cruziana*, *Skolithos* e *Daedalus*, particularmente no topo desta formação, reforça o seu paralelismo com o Quartzito Armoricano. Outra característica desta formação é a presença, para o topo da sequência, de passagens laterais dos quartzitos a minérios de ferro, hematíticos (Moncorvo), magnetíticos (Marão) e sideríticos (Guadramil), importantes jazigos de ferro explorados no século passado. Na área de Espinhosela este horizonte ferrífero está representado pelo jazigo siderítico de Guadramil, bem como pelo horizonte magnetítico de França e Latedo (Alcañices). Com base nas revisões para a carta geológica nº2, à escala 1:200,000, realizadas entre Vimioso e Mogadouro, nada indicia, para este sector, que o "quartzito armoricano" possa ser de idade dobrotiviana, como é sugerido pelo modelo diacrónico. Na Figura 2.25 é apresentado, em síntese, um painel com as principais secções ordovícicas de Trás-os-Montes e onde se procura ilustrar o posicionamento proximal do sector Valongo - Marão relativamente ao sector Moncorvo - Alcañices.

Figura 2.25 - Painel de correlação das principais sequências ordovícicas na geotransversal Valongo - Trás-os-Montes. Para a legenda litológica ver Figs. 2.6, 2.9, 2.19 a 2.21. As sequências são referidas de muro a tecto. **Valongo:** M Unidade de Montalto; SJ, Formação Santa Justa; Va, Formação Valongo; So, Formação Sobrido. **Trás-os-Montes:** OS, Formação Olho de Sapo; VB, Formação Vale de Bojas; A, Formação Angueira; Mr, Formação Marão; Mc, Formação Moncorvo; CA, Formação Chão do Amieiral; SA, Formação Santo Adrião; Ma, Formação Maceiras; G, Formação Guadramil.



Pelo contrário, onde poderá haver uma condensação de fácies é na Formação Moncorvo. Essa aparente condensação de fácies, expressa pelas diferentes espessuras calculadas para esta formação nos diferentes locais da ZCI como sejam: Valongo (Fm. Valongo, 400 m); em Trás-os-Montes: Marão (200 m), Moncorvo (300-600 m), Eucísia (110 m), Guadramil (300 m); em Alcañices (Fm. Villafior, 600 m no flanco norte da sinforma; 300 a 450 m nos flancos sul, oeste e leste; Fm. Latedo, 1000 m); Sanábria (Fm. S. Pedro de las Herrerías, 800 m) e Verín (Pizarras de Luarca, > 550 m) pode resultar do seguinte facto: constata-se em Guadramil, pelos cortes efectuados, que ao retirar-se o espessamento resultante das dobras D₃ Variscas, a espessura real *mais* fidedigna para a Fm. Moncorvo será de 150 - 200 m. Não sabemos se, nos locais onde é assinalada uma espessura superior a 200 metros, se este facto foi tido em conta. No entanto, comparando com as outras secções ordovícicas autóctones, não afectadas pela passagem dos mantos de carreamento, como por exemplo, no Buçaco, em Dornes e em Mação, a Fm. Brejo Fundeiro, equivalente lito e cronostratigráfico da Fm. Moncorvo tem espessuras entre os 150 - 200 m. Outro factor que deve ser tido em conta para justificar a enorme espessura desta formação, será a influência dos inúmeros cavalgamentos D₂ (e.g., no sector França - Portelo), que não sabemos em que medida contribuem para aumentar a espessura desta unidade.

Ao contrário da ZAOL, em que os níveis de ferro ocorrem na base das *Pizarras de Luarca*, do Oretaniano (GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, 1984a, 1984b; YOUNG, 1989; GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, 1999b; YOUNG, 1992), na ZCI, a base da Formação Valongo, equivalente às *Pizarras de Luarca*, é ainda de idade arenigiana (COUTO *et al.*, 1997), sugerindo um diacronismo na sedimentação dos xistos ardosíferos do Ordovícico Médio.

Onde claramente volta a existir perturbação da plataforma gondwânica é no Ordovícico Médio - Superior. Prova está na actividade vulcânica desta idade. Outro aspecto polémico é a presença dos depósitos Hirnantianos glaciomarinheiros que ocorrem em toda a Península Ibérica, mas que na sinforma de Alcañices e no nordeste transmontano, só recentemente começou a sua presença a ser assinalada sistematicamente (GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997; MEIRELES, 2000a, 2000b; SÁ *et al.*, 2003b; SÁ, 2005; SÁ *et al.*, 2005; GONZÁLEZ CLAVIJO, 2006; MEIRELES *et al.*, 2006b; SÁ *et al.*, 2006). Há a primeira referência, ambígua, do "tilóide" na base da formação infraquartzítica, de idade silúrica (RIBEIRO, A., 1974). Como já foi referido, alguns destes depósitos são de facto a Formação Guadramil ("Formação Pelito com Fragmentos", MEIRELES, 2000b; PEREIRA, 2000), cuja idade Ordovícico Superior é inquestionável (ROBARDET *et al.*, 1980; ROBARDET, 1981; ROBARDET & DORÉ, 1988). Em outros casos, como mais adiante se verá, serão brechas tectónicas, olitostromas e/ou conglomerados intraformacionais de idade silúrica provável.

Estes diamictitos ("pelitos com fragmentos"), frequentes no Ordovícico Superior da Zona Centro Ibérica, foram interpretados inicialmente como arenitos grosseiros e impuros, resultantes de uma acumulação rápida em correntes turbidíticas ou *slumping* submarino (ROMANO & DIGGINS, 1973-74). Só mais tarde são estes pelitos, de textura "tilóide", correctamente correlacionados com os "pélites à fragments" do Maciço Armoricano, de origem sedimentar glaciomarinha (IGLÉSIAS & ROBARDET, 1980; ROBARDET *et al.*, 1980; ROBARDET, 1981; ROBARDET & DORÉ, 1988). Esta unidade apresenta uma grande extensão lateral. É reconhecida no Maciço Armoricano, na Normandia, na Turíngia e no noroeste de África, onde está demonstrada a ocorrência de uma glaciação no Ordovícico Superior e onde estes depósitos resultantes de uma sedimentação marinha englobam fragmentos de rochas provenientes do degelo das massas de *icebergs*.

Relativamente ao posicionamento da área emersa, embora, não haja um estudo exaustivo de paleocorrentes em toda a província transmontana, os dados actuais apontam claramente para uma situação inversa da apresentada por RIBEIRO, A. (1974). Este autor, como já se disse,

sugeria uma área continental onde presentemente se encontram os terrenos alóctones e parautóctones. Pelo contrário, o sentido de progradação da sequência paleozóica autóctone, mais o sentido das ripple marks e flute casts indicam que nesse sector deveria ser a área imersa (Figura 2.25). Retirada a deformação varisca a provável linha de costa terá, nas coordenadas actuais, uma orientação geral NE-SW, compatível com a interpretação de CONDE (1966), que considera o posicionamento do continente gondwânico a leste duma linha de costa norte - sul no sector Buçaco - Dornes.

Em suma, confirma-se que na generalidade do nordeste transmontano o Ordovícico está bastante completo, com quase todas as séries do Ordovícico Inferior, Médio e Superior reconhecíveis no terreno. Confirma-se a boa correlação litoestratigráfica geral entre o sector de Espinhosela com outros sectores de Trás-os-Montes. Todavia há uma diferenciação, particularmente ao nível do "Arenigiano" inferior, entre o sector meridional (Marão - Eucísia) e o sector setentrional que se integra no domínio da sinforma de Alcañices e que se estende para os sectores de Sanábria e Verín. De facto, a partir de Moncorvo há uma mudança de ambiente de sedimentação, mais distal, mais profunda da bacia. A diferença também é notória a nível do Ordovícico Médio - Superior, particularmente no Marão onde a sua ausência leva-nos a correlacionar este sector mais com a sequência litoestratigráfica de Valongo do que propriamente com a de Trás-os-Montes. Em contraste quer com Trás-os-Montes, quer com Buçaco e demais sequências das Beiras, a sequência de Marofa - Arouca - Valongo - Viana do Castelo, constitui um eixo paleogeográfico distinto, fortemente condicionado pela tectónica (cisalhamentos Juzbado - Penalva do Castelo - Sulco Dúrico Beirão). A sequência estratigráfica geral para o conjunto de Trás-os-Montes apresenta uma correlação litoestratigráfica quase perfeita desta região com Buçaco e por analogia com a Península de Crozon (Maciço Armoricano Francês) sugerindo equivalência de ambientes de deposição (Quadro 2.6).

2.7. O CONTACTO ORDOVÍCIO - SILÚRICO

Sabe-se que, a nível global do sector setentrional do continente gondwânico, o topo da sequência Ordovícica é marcado por uma importante descontinuidade estratigráfica relacionada com os acontecimentos glaciomarinhos erosivos com consequência importante na variação do nível eustático. Apesar da sua importância, para alguns autores, esta descontinuidade tem sido difícil de ser reconhecida no campo. Por vezes está assinalada pela presença de um nível ferruginoso com fósseis de idade hirnantiana (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1990).

Em alguns locais do autóctone da ZCI da Península Ibérica, é relatada uma passagem brusca na transição Ordovícico - Silúrico, correspondendo a uma lacuna do Rhuddaniano, marcada por vezes por um pequeno nível ferruginoso. No entanto, os actuais dados paleontológicos e geológicos parecem confirmar, em algumas áreas da Península Ibérica, a não existência de um hiato na sedimentação do Llandovery (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1998). Refira-se ainda o facto de, na Córsega, o contacto Ordovícico - Silúrico ter características similares ao verificado na ZCI centro-setentrional, confirmando-se também existir uma continuidade entre os "diamictitos do Capu Russellu" e os "lydiennes" do Rhuddaniano (BARCA *et al.*, 1996). De igual modo, no SE do Maciço Armoricano, aos "pélites à fragments", com quitinozoários do Hirnantiano, sucedem-se gradualmente ampelitos e "ftanitos" do Rhuddaniano (PIÇARRA *et al.*, 2002). Na ZCI meridional, é comum a presença de um nível arenítico ou quartzítico (Formação Vale da Ursa), na transição Ordovícico - Silúrico e no Silúrico basal.

Relativamente a Trás-os-Montes, TEIXEIRA (1981) refere-se a este contacto como fazendo-se "aparentemente por discordância, nas proximidades de Guadramil". Para RIBEIRO, A. (1974), o limite inferior do Silúrico podia corresponder a uma das seguintes situações:

a) Nível de ampelitos e liditos com *Monograptus* sobrepostos aos xistos ardosíferos do Ordovícico Médio;

b) Nível de tilóide no contacto sobre os mesmos xistos ardosíferos. Considera que este contacto representa uma discordância do Silúrico sobre o Ordovícico, referindo o biselamento do Ordovícico Médio e o contacto directo do Silúrico sobre a formação Quartzítica. Contudo a presença de calhaus de liditos neste nível "tilóide" atestaria a sua origem Silúrica e não Ordovícica (op. cit.).

No Noroeste Peninsular, quer em Portugal, quer em Espanha, o contacto Ordovícico - Silúrico foi considerado como correspondendo a uma discordância e lacuna estratigráfica (RIBEIRO, A., 1974; PEREIRA, 1987) ou só lacuna (DÍEZ BALDA, 1986). No entanto FERRAGNE (1972) terá sido o primeiro autor a considerar este contacto como tectónico.

É a partir dos trabalhos de VACAS & MARTÍNEZ CATALÁN (1987), ANTONA & MARTÍNEZ CATALÁN (1990) em alguns sectores da sinforma de Alcañices e de MEIRELES *et al.* (1995) na região de Espinhosela, que este contacto é assumido como um importante acidente tectónico (carreamento da Ribeira de Silos, correspondente ao acidente basal MTMT). Finalmente em GONZÁLEZ CLAVIJO (1997, 2006) esta situação é generalizada para toda a estrutura de Alcañices. Este descolamento/carreamento é assinalado pela presença de filonitos e cataclasitos e por colocar em contacto diversas litótipos Silúricos em contacto com o Ordovícico. É retomado como cisalhamento na D₃ varisca com o desenvolvimento de espectaculares brechas ferruginosas, como se observam em Guadramil.

No entanto, GONZÁLEZ CLAVIJO (1997, 2006) assinala num sector de Alcañices a presença de Silúrico autóctone, designado por Formação por Manzanal del Barco. Refere que o contacto com o Ordovícico é nítido, não encontrando critérios que confirmem a existência de uma discordância. Com base nestas observações, na revisão da cartografia já publicada (MEIRELES, 2000a, 2000b) e em nova cartografia, foi também reconhecida uma sequência silúrica autóctone (MEIRELES *et al.*, 2006b), nomeadamente no sector de Guadramil - Rio de Onor, e mais a sul em Paradinha e Quintanilha. O contacto com o Ordovícico Superior é nítido sendo marcado pela ocorrência de liditos na base da sequência. Não foram pois, detectadas na área de estudo, evidências de discordância, mas eventual disconformidade e/ou possível lacuna relativamente à base do Llandovery. No sector de Paradinha, o contacto inferior com os pelitos com fragmentos apresenta sinais de algum movimento tectónico, mais por contraste reológico dos materiais presentes na charneira do anticlinal, mantendo-se a hipótese de disconformidade e possível lacuna para este contacto.

Durante muito tempo este contacto foi considerado como correspondendo a uma lacuna (TRUYOLS & JULIVERT, 1983): Contudo, nos últimos vinte anos, em Espanha, a investigação continua levou à descoberta de faunas de graptólitos do Rhuddaniano, não fazendo sentido continuar a invocar a existência de um importante hiato estratigráfico entre o Ordovícico e Silúrico (ROBARDET & GUTIÉRREZ-MARCO, 2002). O Silúrico autóctone da ZCI em Trás-os-Montes não deverá ser excepção, podendo corresponder essa passagem a uma pequena lacuna, marcada por vezes por um pequeno nível ferruginoso, como se observa em Guadramil no contacto basal com o Ordovícico Superior (Figura 2.9). Contudo, em Espanha, também são referidas situações em que o Silúrico repousa em descontinuidade estratigráfica sobre diversas unidades ordovícicas, desde o quartzito armoricano, as "Pizarras de Luarca" ou a "Fm. La Aquiana" do Berouniano (MARTÍNEZ-CATALÁN *et al.*, 2004). Tal como se verifica em Espanha, em Trás-os-Montes, há sequências silúricas que também são descritas como estando em paraconformidade com outras unidades ordovícicas que não as do Ordovícico Superior, como seja a Formação Moncorvo, nomeadamente no Marão ou na Carta Geológica de Carviçais (PEREIRA *et al.*, 2009). No entanto, no sector em estudo, o Silúrico autóctone está sempre em contacto com as formações do Ordovícico Superior. Quando está em contacto com formações

do Ordovícico Médio, como no caso do sector de Montesinho, os contactos são tectónicos e portanto anormais e devidos à instalação dos mantos parautoctones e alóctones da ZGTM.

2.8. SILÚRICO AUTÓCTONE / SUBAUTÓCTONE

Em anteriores trabalhos foram pela primeira vez identificadas, dentro da "formation infraquartzitique" de RIBEIRO, A. (1974), de idade silúrica provável, fundamentalmente constituídas por filitos carbonosos, xistos ampelitosos e calcários negros, de fácies distinta das restantes unidades do parautoctone: foram designadas por Unidade Ribeira de Silos e formação Campanhó-Ferradosa em MEIRELES (2000a, 2000b) e por "Rio Silos Formation" e Rio Sabor formation", respectivamente em MEIRELES (2000c). Entretanto GONZÁLEZ CLAVIJO (1997, 2006) identificara Silúrico autóctone (Formação Manzanal del Barco), não afectado pelos mantos de carreamento. Posteriormente novos levantamentos geológicos vieram confirmar a existência de Silúrico autóctone no sector português, passando a "Unidade da Ribeira de Silos" a ser designada por "Formação Ribeira de Silos" (SÁ, 2005, SÁ *et al.* 2005; MEIRELES *et al.* 2006b).

Com a prossecução das revisões geológicas e os novos levantamentos efectuados nas cartas topográficas nº39 e 52 (1:25.000), particularmente no sector de Quintanilha, foi possível esclarecer algumas dúvidas acerca destas unidades, particularmente sobre a unidade silúrica autóctone. Esta unidade autóctone *sensu strictu*, não afectada pelos mantos de carreamento, foi identificada nos sectores de Guadramil, Quintanilha e Paradinha. Em nosso entender esta unidade corresponderá à Formação Manzanal del Barco *pro parte*. Pela presença dos calcários negros é correlacionada com a formação Campanhó definida informalmente no Marão (PEREIRA, 1987). Mesmo não estando ainda formalmente definida, consideramos que esta designação, por ser a mais antiga, deve prevalecer na caracterização do Silúrico autóctone de Trás-os-Montes. Engloba assim, a formação Ribeira de Silos (SÁ, 2005; MEIRELES *et al.*, 2006b), que assume a categoria de membro, correspondendo à sequência mais baixa desta formação.

A Formação Campanhó tem sempre a topo o carreamento da Ribeira de Silos que, deverá ser considerado como o limite de separação entre as unidades da Zona Galiza Trás-os-Montes e as unidades autóctones da Zona Centro Ibérica. Na base o contacto é sempre feito com os diamictitos do Ordovícico Superior. Não é de descartar a hipótese de existir Devónico Inferior neste autóctone, como já sugerido por PEREIRA (1987, 1989; comun. pessoal) para os sectores de Marão e sul de Mogadouro (folha 11D, escala 1:50,000).

Relativamente às unidades subautóctones agora estudadas, nomeadamente a Unidade Coroto e Rio Sabor (Figura 2.26), corresponderão de facto às unidades silúricas menos deslocadas, pela tectónica tangencial. Pelas características de fácies distintas das unidades do parautoctone, poderão reportar-se e relacionar-se com o Silúrico autóctone, e corresponder possivelmente a uma única unidade, fundamentalmente silúrica, desmembrada pela instalação dos mantos de carreamento. Os contactos a tecto e a muro são sempre assinalados por importantes acidentes tectónicos com ampla continuidade regional.

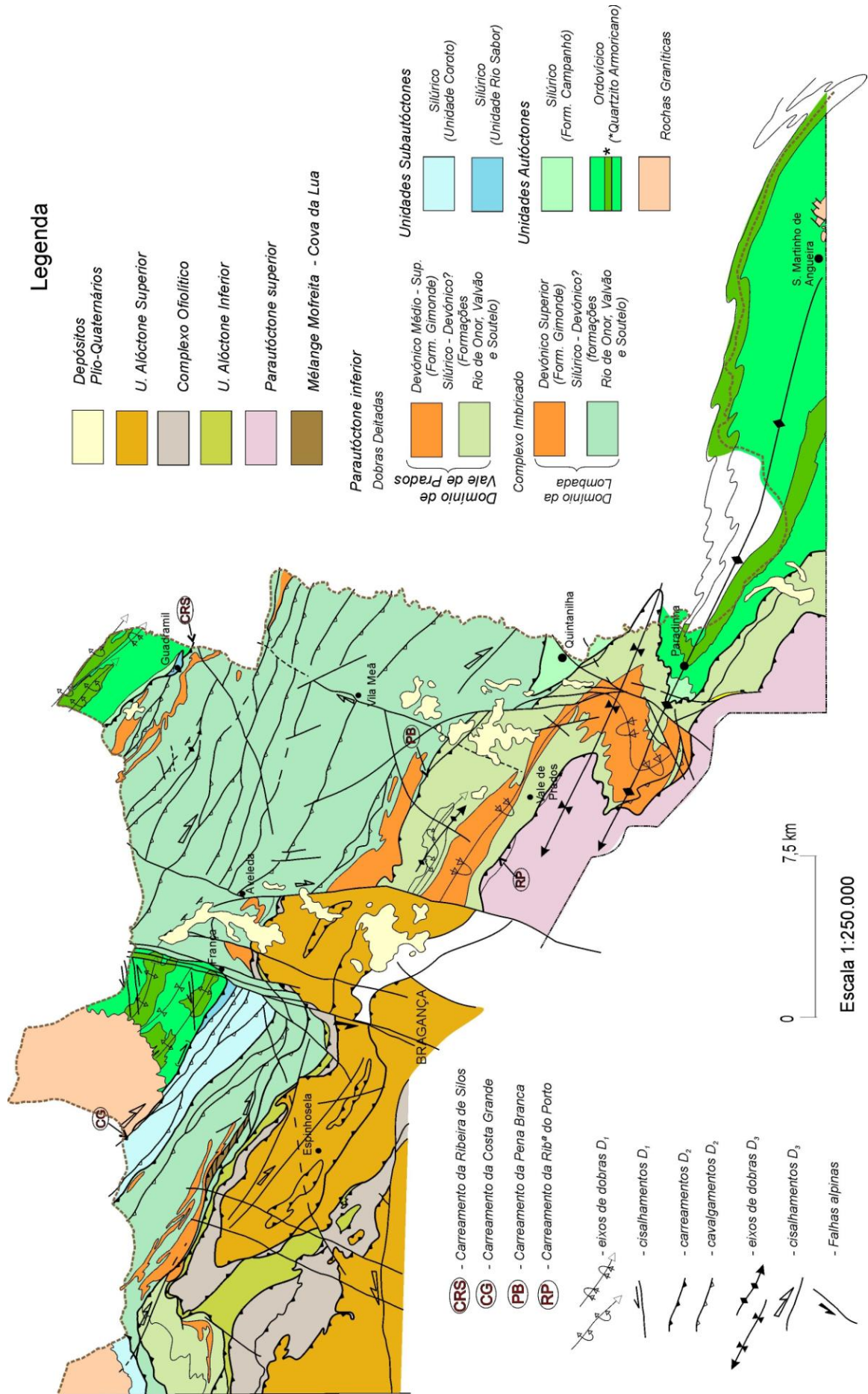


Figura 2.26 - Principais Unidades Geoestruturais da área de Espinhosela - Quintanilha.

Quanto à informação paleontológica deste Silúrico autóctone, *sensu strictu*, ainda é escassa, dado que a maior parte das jazidas fóssilíferas de graptólitos conhecidas da região, situam-se nas unidades parautóctones. Nas actuais unidades subautóctones ocorrem algumas jazidas conhecidas.

2.8.1. AUTÓCTONE.

2.8.1.1. Formação Campanhó (Silúrico - Devónico Inferior?)

Símbolos: FCa / S_{Ca}

Nome: Formação Campanhó. Designação informal, utilizada pela primeira vez em PEREIRA (1987).

Sinónimos: "Formação Campanhó" (Pereira, 1987; 1989); "Unidade Ribeira de Silos" (MEIRELES, 2000a); "formação Campanhó - Ferradosa" (PEREIRA, 2000; 2006); "Formação Ribeira de Silos" (SÁ, 2005; SÁ *et al.*, 2005; MEIRELES *et al.*, 2007).

Secção de referência: o corte de referência desta formação é formado pelas secções de referência de cada um dos seus membros (Figura 2.27).

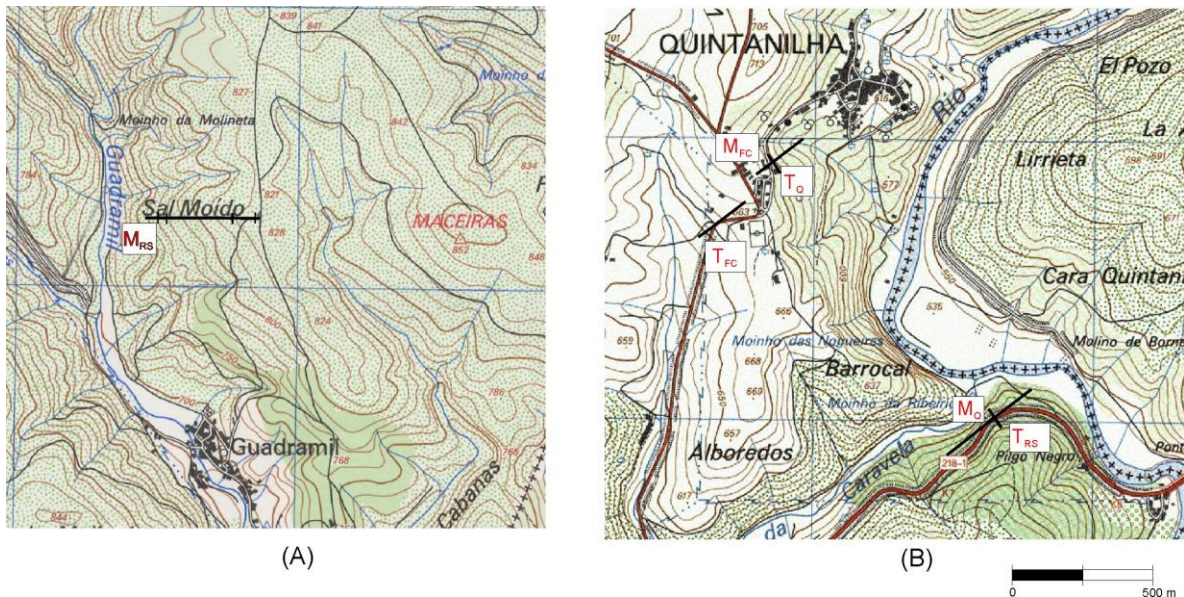


Figura 2.27 - Localização das secções de referência da Formação Campanhó. Bases topográficas extraídas da Carta Militar de Portugal à escala 1:25.000. (A) - M: Muro do Membro Ribª de Silos, Folha nº 13 (Guadramil); (B) T- Tecto do Membro Ribª de Silos; muro e tecto do Membro Quintanilha; muro e tecto do Membro Fraga dos Corvos.

Coordenadas Militares (Datum Lisboa) das secções: Membro Ribeira de Silos: Muro, M=329480; P= 551520, à cota de 760 m, carta nº 13, (Guadramil), escala 1:25.000; Tecto, M=330500,0; P=531302,0, à cota de 570 m, carta nº39 (Quintanilha), escala 1:25.000; Membro Quintanilha: Muro, M=330500,0; P=531302,0 à cota de 570 m, carta nº39 (Quintanilha), escala 1:25.000; Tecto, M=329665,0; P=532200,0, à cota de 650 m, carta nº39 (Quintanilha), escala 1:25.000; Membro Fraga dos Corvos: Muro, M=329665; P=532200, à cota de 650 m, carta nº39 (Quintanilha), escala 1:25.000; Tecto, M=329560,0; P=532000,0 à cota de 670 m, carta nº39 (Quintanilha), escala 1:25.000 (Figura 2.27),

Limites: a base desta sequência é marcada sempre pela presença de um nível lenticular de lidito em contacto, na base, e em aparente continuidade estratigráfica, com o Membro Sal Moído da Formação Guadramil do Ordovícico Superior. Nos novos cortes feitos na margem

esquerda do rio Maças para a nova ponte internacional esta situação é bem patente, tal como assinalado no corte de Guadramil onde o estratótipo da Formação Guadramil foi definido (SÁ, 2005, SÁ *et al.*, 2005). O contacto superior é marcado pelo carreamento da Ribeira de Silos pondo-a em contacto com as unidades parautoctones.

Litologias: Tal como no Marão, onde foi descrita (PEREIRA, 1987), uma das características desta unidade é a presença de espessas bancadas de calcários negros, intercalados com xistos negros grafitosos (Figura 2.28). É proposta a sua divisão em três membros por critérios litoestratigráficos claros. Assim temos, da base para o topo:

Membro Ribeira de Silos - fundamentalmente caracteriza-se pela presença de xistos negros, por vezes grafitosos. Um nível de liditos ocorre na base, em contacto com o Membro Sal Moído do Ordovícico Superior (Estampa 2.12a). Podem ocorrer também, a topo dos liditos, pequenas intercalações, nos xistos negros, de quartzitos cinzento - escuros, impuros.

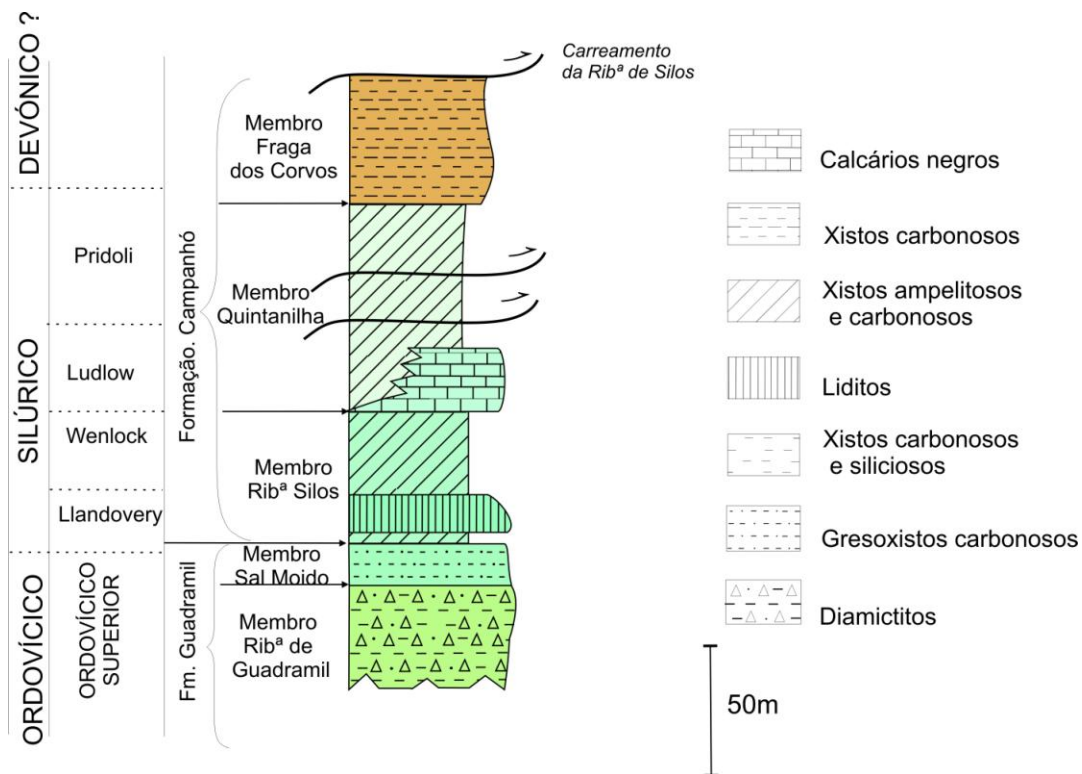


Figura 2.28 - Coluna litoestratigráfica da Formação Campanhó no sector de Espinhosela - Quintanilha.

Membro Quintanilha - definido pela presença de calcários negros (Estampas 2.12b, 2.12c e 2.12d). Seguem-se, para topo, xistos negros, por vezes grafitosos, xistos com cloritóide e Scyphocrinóides (Estampas 2.12e, 2.12f).

Membro Fraga dos Corvos - sequência monótona de gresoxistos cinzentos.

Idade e conteúdo paleontológico: Perto de Guadramil ocorre já numa pequena escama tectónica, constituída por filitos carbonosos, por vezes com segregações de calcite, carregada sobre os diamictitos do Ordovícico Superior e dobrada pela D₃ Varisca (Figura 2.5). Foi nos filitos com cloritóide, desta pequena escama tectónica, semelhantes aos cartografados em Rio de Onor, que foram encontrados os Scyphocrinóides do Prídolí, em Vale de Cabanas (Estampa 2.12e e 2.12f). Esta descoberta foi referida oralmente no IV Congresso Nacional de Geologia (MEIRELES *et al.*, 1995) e mais tarde descrita em MEIRELES (1997). A fauna encontrada corresponde a fragmentos de formas da família Scyphocrinitidae (JACKEL, 1918), principalmente do género *Scyphocrinites* (col.), indicando o intervalo Ludlow superior - Prídolí. Foram identificados vestígios de artigos do pedúnculo e de pínulas braquiais. A ocorrência de scyphocrinóides no topo desta sequência indica que seguramente o Ludlow está presente,

eventualmente o Prídolí (MEIRELES, 1997, 2000b). As restantes tentativas de encontrar macrofauna revelaram-se infrutíferas. Foram também feitas tentativas de procurar microfósseis (palinórfos) com a colaboração da Doutora Zélia Pereira (LNEG), que se revelaram negativas. No entanto, pelas fácies presentes, e pelas correlações litoestratigráficas com o sector do Marão e Moncorvo, esta unidade abrangerá provavelmente toda a sequência silúrica, desde o Landoverly ao Pridoli, eventualmente o Devónico Inferior.

Observações: Como se disse, esta sequência silúrica autóctone, ocorre nos sectores de Guadramil - Rio de Onor; Quintanilha, onde aqui a sequência está mais completa e mais a sul, no fecho do anticlinal de Vivero - Ifanes, próximo da povoação de Paradinha.

Aspectos regionais: Tal como no sector de Campanhó (Marão), onde a deformação D_2 é importante e pode contribuir para repetir a sequência estratigráfica, no sector de Quintanilha para além da deformação D_3 , que dificulta na estimativa das verdadeiras espessuras das unidades, não interferindo na sequência litoestratigráfica, há a assinalar a presença de filonitos associados aos carreamentos dos mantos parautóctones como já assinalado em GONZÁLEZ CLAVIJO (1997, 2006). Estima-se que a potência máxima total observada seja de 200 m. A conjugação das secções de Quintanilha e Ribeira de Silos constitui, neste sector, a sequência mais completa do Silúrico autóctone da sinforma de Alcañices.

2.8.1.1.1. Membro Ribeira de Silos (novo membro).

Símbolos: MRS / S_{RS}

Nome: deriva da Ribeira de Silos, curso de água que corta esta sequência autóctone, a norte de Guadramil.

Sinónimos: "Unidade Ribeira de Silos" (MEIRELES, 2000a e 2000b; "Formação" Ribeira de Silos (SÁ, 2005, SÁ *et al.* 2005; MEIRELES *et al.*, 2006b).

Secções de referência: na dificuldade em encontrar um boa secção contínua escolheram-se várias secções de referência. A secção da base é definida no corta-fogo existente na vertente da encosta Sal Moído 1Km a NNW de Guadramil, no mesmo corte onde foram definidas as secções tipo do Ordovícico Superior. O topo da sequência observa-se próximo de Quintanilha, na estrada para a fronteira (Figura 2.27).

Coordenadas Militares (Datum Lisboa) das secções: 1ª secção, Carta Militar de Portugal 1:25000 Folha nº 13 (Guadramil - Bragança); Muro: 29TQG0150044210, à cota de 770 m; 2ª secção, Carta Militar de Portugal 1:25000, folha nº39 (Quintanilha); Tecto: M=330500,0; P=531302,0 à cota de 570 m.

Limites: o limite inferior corresponde ao definido para o muro da Formação Guadramil. O limite superior é marcado pelo contacto com os calcários negros do Membro Quintanilha.

Litologia: em termos gerais é constituída por xistos negros ampelitosos. A base é marcada sempre por um nível de liditos. No sector de Guadramil a unidade apresenta maior diversidade do que em Quintanilha. Os valores das espessuras são estimados depois de retirada a deformação. Assim, temos em Guadramil: a) nível lenticular de liditos (7,5 m); b) xistos negros, grafitosos e ampelitosos, por vezes com níveis centimétricos de psamitos cinzentos, ricos em pirite, transitando lateralmente a nível de quartzitos negros; c) para o topo destes xistos negros ocorre o nível métrico de filitos negros com cloritóide, apenas reconhecido perto de Rio de Onor e na pequena escama tectónica onde foram encontrados *Scyphocrinites*, provavelmente equivalente lateral dos calcários negros. Em Quintanilha temos: a) nível lenticular de liditos, com uma possança aproximada inferior a 5 m; b) segue-se uma espessa sequência de xistos negros, por vezes grafitosos, com uma possança aproximada de 50 m. Em Paradinha a sequência inicia-se igualmente por liditos (inferior a 5 m), seguindo-se xistos negros cuja espessura é impossível de estimar devido ao espessamento da charneira do anticlinal (Figura 2.28).

Idade e conteúdo paleontológico: não foram encontrados fósseis até ao momento. O nível com *Scyphocrinites*, equivalente lateral dos calcários negros, já fará parte da unidade a topo, o Membro Quintanilha.

Observações: este membro está presente na mancha cartografada entre Rio de Onor e Guadramil, na pequena mancha de Paradinha e em Quintanilha. Devido ao facto de não ter sido possível definir um corte contínuo livre de deformação e falhamento é difícil estimar uma espessura. No entanto o sector de Quintanilha é, aparentemente o menos afectado por acidentes cavalgantes, pelo que a espessura não deverá ultrapassar os 50 m.

Aspectos regionais: É pela primeira vez reconhecida esta nova unidade Silúrica, autóctone, que corresponderá, tal como no sector de Guadramil, à situação mais basal desta formação. O contacto da base desta formação é marcado pela presença de um nível lenticular de liditos, escasso e estreito (espessura ≤ 1 m, depois de retirados os dobramentos), como acontece em Paradinha, assinalando uma mudança brusca na sedimentação, dos gresofilitos cinzentos e carbonosos do membro Sal Moído da Formação Guadramil. Esta superfície de contacto está materializada por alguma deformação, provavelmente motivado pelo contraste reológico entre as formações Ordovícicas e Silúricas na charneira da dobra. A topo o contacto é claramente tectónico, pelo cavalgamento da base do Parautóctone superior (cavalgamento da Ribeira de Labiados). No sector de Guadramil e Paradinha fundamentalmente só ocorrem xistos negros com liditos na base (Silúrico Inferior - Médio?) dado que o carreamento da Ribeira de Silos trunca as sequências. A outra ocorrência, próximo de Paradinha, situa-se na charneira da antiforma de Vivero - Ifanes.

2.8.1.1.2. Membro Quintanilha (novo membro)

Símbolos: MQ / S_{MQ}

Nome: deriva da povoação de Quintanilha, onde ocorrem os calcários negros, característicos desta unidade.

Secção de referência: muro, talude da Estrada Nacional EN nº 218-1, próximo da fronteira; tecto, estrada municipal de acesso à aldeia de Quintanilha (Figura 2.27).

Coordenadas Militares (Datum Lisboa) das secções de referência: Carta Militar de Portugal 1:25000, folha nº 39 (Quintanilha), Muro: M=330500,0; P=531302,0 à cota de 570 m; Tecto: M=329665,0; P=532200,0, à cota de 650 m.

Limites: no sector de Quintanilha, o limite inferior é marcado pelo contacto, em continuidade estratigráfica com os xistos negros do Membro Ribeira de Silos; no sector de Rio de Onor, pela presença do nível com cloritóide. O limite superior é marcado pela passagem em continuidade estratigráfica com os gresoxistos cinzentos-escuros do Membro Fraga dos Corvos.

Litologias: é formado por um espesso nível de calcários negros com possança máxima de 50m; segue-se um nível de xistos negros de possança máxima estimada em 100 m (Figura 2.28) (Estampas 2.12b, 2.12c e 2.12d).

Idade e conteúdo paleontológico: até ao momento não foram encontrados fósseis no sector de Quintanilha. Colheitas para palinórfos foram negativas. Contudo o nível com *Scyphocrinites*, equivalente lateral dos calcários negros, indica uma idade Ludlow - Pridoli.

Observações: foi identificada nesta unidade, e observada por nós, no corte da EN nº 218-1, para Espanha, a presença de filonitos (GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997). A sua existência explica-se pela proximidade do carreamento do parautóctone, ao dobramento varisco e às características reológicas do material.

Aspectos regionais: a semelhança com os calcários negros de Campanhó, no Marão, suporta a correlação litoestratigráfica entre este sector e a área de estudo. Essa correlação já era apontada em MEIRELES *et al.* (1995).

2.8.1.1.3. Membro Fraga dos Corvos (*novo membro*)

Símbolos: MFC / S_{FC}

Nome: deriva do topónimo do cabeço "Fraga dos Corvos" situado a NW da aldeia de Quintanilha (folha nº 39 - Quintanilha).

Secção de referência: estrada municipal de acesso à aldeia de Quintanilha (Figura 2.27).

Coordenadas Militares (Datum Lisboa) das secções: Carta Militar de Portugal 1:25000, folha nº 39 (Quintanilha); (Muro: M=329665,0; P=532200,0, à cota de 650 m; Tecto: M=329560,0; P=532000,0 à cota de 670 m.

Limites: O limite inferior foi definido pelos xistos negros grafitosos do membro Quintanilha, a muro. O limite superior é marcado pelo carreamento da Ribeira de Silos, assinalado com uma brecha tectónica expressiva (Figura 2.28).

Litologias: trata-se de uma sequência monótona de gresofilitos cinzento escuros com cores de alteração arroxeadas, fazendo lembrar os xistos ardosíferos do Ordovícico Médio. Ao microscópio (39-3R) observa-se obviamente uma textura lepidoblástica muito fina, definida fundamentalmente por filossilicatos (moscovite), quartzo, biotite, óxidos de ferro e opacos. Esta textura corresponde a um fabric planar homogéneo e contínuo correspondendo a uma *slaty cleavage* (S_1) a ser fortemente afectada por crenulação posterior (S_2), gerada pela instalação dos mantos parautóctones.

Idade e conteúdo paleontológico: embora não tenham sido encontrados fósseis, estes gresoxistos poderão ser do Silúrico Superior ou mesmo já do Devónico Inferior.

Observações: Difícil de estimar a sua possança, dada a ocorrência no fecho da estrutura anticlinal da D_3 . Além disso o contacto a topo é marcado pelo carreamento da Rib^a de Silos. Contudo, no flanco sudoeste do anticlinal D_3 de Quintanilha, a espessura estimada é de 60 m.

Aspectos regionais: é pela primeira vez cartografada esta unidade. Pelas descrições litológicas poderá ser equivalente aos xistos recentemente descritos no sinclinal de Moncorvo por Sá *et al.* (2006).

2.8.2. UNIDADES SUBAUTÓCTONES

2.8.2.1. Unidade Rio Sabor (Silúrico médio-superior?; nova unidade).

A oeste da falha da Portelo - Vilariga, a sul da aldeia de França foi identificada pela primeira vez uma nova unidade designada por "formação" Rio Sabor e na ocasião incorrectamente relacionada com o Ordovícico Superior (MEIRELES *et al.*, 1995). Posteriormente na edição da Carta Geológica de Portugal 1:50.000, (3D, Espinhosela), é referida com a designação de "formação Campanhó - Ferradosa" e de idade Wenlock - Pridoli (MEIRELES, 2000a). No presente trabalho, pelo facto dos contactos, quer a muro, quer a tecto, serem tectónicos, foi recuperada a designação primitiva de Rio Sabor, mas agora com o grau de unidade, para distinguir da Formação Campanhó, reservada para o Silúrico autóctone.

Símbolos: URS / S_{Sa}

Nome: deriva da proximidade ao Rio Sabor que a atravessa na extremidade ocidental e por onde em parte do seu leito se estabelece o contacto com a Formação Moncorvo.

Sinónimos: "Formação Rio Sabor" (MEIRELES *et al.*, 1995); "Formação Campanhó - Ferradosa" (MEIRELES, 2000a).

Secção de referência: o corte na estrada florestal de França para Soutelo (Figura 2.29).

Coordenadas Militares (Datum Lisboa) das secções: Muro: M=313240; P= 549525, à cota de 750 m; Tecto: M= 313140; P= 549500, à cota de 750 m, carta nº 25 (Aveleda, Bragança), escala 1:25.000.

Limites: a muro, o limite é marcado por um acidente tectónico que coloca esta unidade sobre a Formação Moncorvo do Ordovícico Médio. A tecto, pelo carreamento/cisalhamento da Costa Grande, que a coloca sob a Unidade Coroto.

Litologia: É constituída fundamentalmente por filitos negros com alternâncias de metapsamitos cinzento claro até 2-3 cm de espessura. No corte da estrada florestal ocorrem xistos negros, ampelitosos, com um pequeno nível de lidito, na base. Na sequência de xistos negros - psamitos, ocorre uma pequena lentícula de calcário negro a cinzento-escuro, com uma foliação grosseira (Estampa 2.12b). É formado por um mosaico microcristalino de calcite com os espaços entre os cristais de calcite ocupados fundamentalmente por moscovite e clorite, por vezes em nódulos. Seguem-se, para tecto, até ao carreamento da Costa Grande, filitos negros, psamitos cinzentos e liditos a marcar o carreamento. Os filitos são fundamentalmente constituídos por moscovite e quartzo. Os níveis quartzosos sugerem dobramentos do tipo similar, correspondendo a xistosidade principal, S_2 , a ser de plano axial deste dobramento, que por sua vez se apresenta fortemente crenulada por clivagem subvertical, interpretada no campo como uma S_3 . Há uma segunda geração de moscovite associada a esta crenulação da D_3 .

Idade e conteúdo paleontológico: não foram detectados fósseis até ao momento.

Aspectos regionais: Trata-se duma sequência gresopelítica instalada em cunha tectónica, enquadrada por dois importantes acidentes tectónicos. Mesmo sendo controlada por acidentes, a tecto e a muro, esta sequência assemelha-se bastante a parte da sequência autóctone descrita anteriormente, concretamente ao Membro Quintanilha e a parte do Membro Ribeira de Silos da Formação Campanhó. Novos cortes permitiram esclarecer que o contacto basal desta unidade com o Ordovícico também é tectónico, e não por lacuna sedimentar como tinha sido interpretado em MEIRELES *et al.* (1995). Há de facto um contacto tectónico bem visível no cabeço Mata Galão, assinalado por um cavalgamento preenchido por brechas ferruginosas com quartzo tardio, contactando com os xistos ardosíferos da Formação Moncorvo do Ordovícico Médio, faltando as formações do Ordovícico Superior. A tecto esta unidade está truncada pelo importante cisalhamento /cavalgamento da Costa Grande, assinalado por um nível de lidito fortemente deformado e cisalhado, pondo em contacto esta unidade com a Unidade Coroto, também agora considerada como outra unidade subautóctone.

2.8.2.2. Unidade Coroto (Ordovícico Superior? - Silúrico): (Nova unidade).

Símbolos: UCo / S_{Co}

Nome: O nome é herdado da elevação com particular destaque na paisagem, de 1121 m de cota e sobranceira ao rio Sabor na Carta Militar de Portugal, nº 25, Aveleda (Bragança).

Sinónimos: "membro inferior" da "formação infraquartzítica" (MEIRELES *et al.*, 1995; MEIRELES, 2000a).

Secção de referência: o corte ao longo do vale do Rio Sabor, na estrada florestal de França para Soutelo constitui a melhor exposição desta unidade e da sua complexidade tectónica (Figura 2.29).

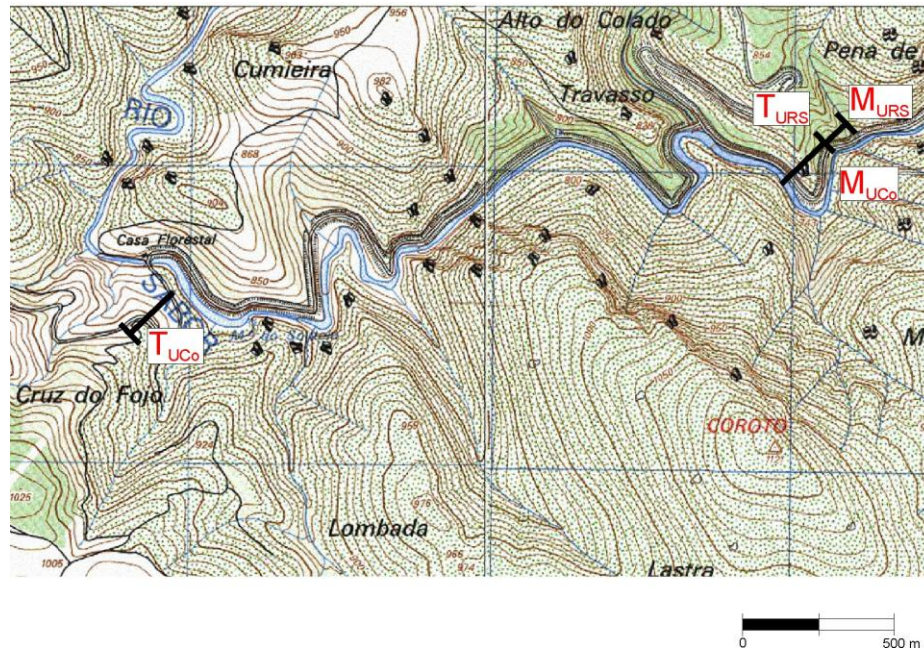


Figura 2.29 - Localização das secções de referência das Unidades Coroto e Rio Sabor; M - muro; T - tecto. Base topográfica extraída da Carta Militar de Portugal, folhas nº 24 e 25 (Vila Verde e Aveleda), escala 1:25.000.

Coordenadas Militares (Datum Lisboa) das secções: Muro: M= 313140; P= 549500, à cota de 750 m, carta nº 25 (Aveleda, Bragança), escala 1:25.000; Tecto: M=310880; P= 548780, à cota de 850 m, carta nº 24, (Vila Verde, Vinhais).

Limites: a muro, o cavalgamento da Costa Grande que a separa da Unidade Rio Sabor; a tecto o carreamento com o parautoctone.

Litologia: Embora haja alguns níveis psamíticos, caracteriza-se pela predominância de filitos carbonosos, negros, por vezes ampelitosos (Estampas 2.13a e 2.13c). Ocorrem alguns liditos, que sobressaem na paisagem pelas cristas negras peculiares, por vezes em extensos níveis até 2000 m de comprimento, sempre com cavalgamentos na sua base e que se situarão na base da sequência estratigráfica original. Próximo de Moimenta, e para o topo da sequência, há a assinalar a presença de calcários intercalados com xistos negros grafitosos. O único estudo que se conhece destes calcários, utilizados pela população para a produção local de cal, foi efectuado precisamente com a finalidade da sua avaliação como matéria-prima (MANUPPELLA & BALACÓ MOREIRA, 1990). Segundo estes autores tratar-se de calcários dolomíticos. São calcários de cor cinzento-claro, com planos de clivagem a marcar S_0/S_1 , realçados por alternâncias escuras de material micáceo. Ao microscópio revela ser formada fundamentalmente por um mosaico de carbonato de cálcio (calcite e dolomite). Originalmente deveria ser uma rocha fundamentalmente ortoquímica, pois não foram detectados vestígios de fósseis ou outros elementos aloquímicos. A moscovite ocorre a assinalar a clivagem ou em pequenas inclusões na calcite. O quartzo ocorre em pequenos grãos dispersos entre os carbonatos e a moscovite. São geralmente bem rolados. Ocasionalmente ocorrem níveis quartzosos, com diferentes tamanhos e com vários graus de esfericidade e rolamento. No contacto com o granito de Moimenta algumas destas lenticulas estão "skarnificadas". Fundamentalmente é constituído por granada (grossulária) geralmente em massa mas por vezes bem cristalizada e raro epidoto (zoizite). Como acessórios, opacos e óxidos de ferro abundantes a marcar uma clivagem herdada da estratificação (Estampas 2.13c, 2.13d). Há alguns anos atrás, juntamente com J.C. Gutiérrez-Marco, foram colhidas amostras nestes calcários de Moimenta, bem como nos de Cova da Lua, com o intuito de detectar conodontes (colaboração de Graciela Sarmiento da Complutense de Madrid); os resultados revelaram-se infrutíferos. No entanto, por correlação de fácies com a sequência Silúrica autóctone da ZOM

e/ou da ZCI, este horizonte carbonatado poderá ser de idade Silúrico Superior (Ludlow - Prídolí) ou mesmo Devónico Inferior. A realçar a complexa imbricação de escamas de cavalgamento que afectam esta unidade, como já referido anteriormente, foi cartografada a presença de pelitos com fragmentos numa pequena escama tectónica (COSTA, 2002).

Idade e conteúdo paleontológico: situa-se nesta nova unidade duas das jazidas clássicas de ROMARIZ (1969). Este autor refere-se à presença (Tabela 2.1), em xistos negros siliciosos, de exemplares mal conservados de *Monograptus* sp. e de *Glyptograptus* (?) *tamariscus* (?), próximo de - nas palavras de ROMARIZ (1969), "... Montesinho, junto à ponte da estrada que leva ao Viveiro das Trutas...". Para este autor a má qualidade de conservação apenas permitia atribuir a hipótese da idade Llandovery para estes xistos.

Apesar das várias tentativas não foi ainda localizada, neste local, qualquer jazida que corresponda a esta descrição. No entanto, os exemplares existentes na colecção do Museu Geológico são inclassificáveis (Piçarra, comum. pessoal).

Tabela 2.1 - Revisão da graptólitos da Unidade Coroto

ROMARIZ (1969)	PIÇARRA <i>et al.</i> (2006) *
<i>Monograptus</i> sp. e talvez <i>Glyptograptus tamariscus</i> ?	Fragmento indeterminado

Idade: ? Llandovery (ROMARIZ, 1969)

Coordenadas: desconhecidas; não há qualquer indicação nos mapas, em arquivo.

Situa-se também nesta unidade a jazida, em lilitos, descrita por ROMARIZ (1969), a norte de Soutelo "(...) próximo da antiga casa da Guarda Fiscal" (Coordenadas: M=310300; P=550900), do Llandovery médio, cujos exemplares (Tabela 2. 2), foram revistos recentemente em PIÇARRA *et al.* (2006).

Tabela 2. 2- Revisão da jazida de Soutelo (Unidade Coroto).

ROMARIZ (1969)	PIÇARRA <i>et al.</i> (2006) *
<i>Climacograptus scalaris scalaris</i> (HIS.), Z.18-21	
<i>Climacograptus rectangularis</i> (Mc Coy); Z. 16-19	<i>Normalograptus</i> sp.
<i>Glyptograptus tamariscus incertus</i> (E. & W.); Z. 19b-22	
<i>Glyptograptus serratus</i> (E. & W); Z. 19c-21	<i>Glyptograptus</i> sp.
<i>Monograptus lobiferus</i> (Mc Coy), Z. 19b-22	

*Elementos utilizados na determinação das biozonas de graptólitos indicadas em PIÇARRA *et al.* (2006). Idade: Llandovery médio (ROMARIZ, 1969)

Aspectos regionais: ocorre apenas a oeste da falha de Portelo, predominando os xistos negros, ampelitosos; a mancha principal apresenta rumo NW-SE (Figura 2.25). Contacta a NE, quer com o maciço de Montesinho, quer com o Ordovícico e com a Formação Campanhó, pelo cavalgamento da Costa Grande. O contacto SE com a Formação Soutelo está na maior parte dos casos, truncado por acidentes tectónicos. Perto de Moimenta, esta formação volta a entrar no território português. Apresenta uma espessura aparente de 2000 m resultante da repetição tectónica provocada pelos inúmeros cavalgamentos cartografados. Aliás, a repetição tectónica ainda será maior porque são inúmeros os acidentes, assinalados pela presença de filonitos, detectados no corte do caminho de França para Soutelo. Estes, por não terem sido retomados

pela 3ª fase Varisca, são muito difíceis de cartografar. A presença de pelitos com fragmentos do Ordovícico Superior em escama tectónica reforça o carácter subautóctone desta unidade. Outra particularidade desta unidade é a extensa auréola de metamorfismo de contacto com o desenvolvimento de grandes cristais de quiazstolite já cartografada em MEIRELES (2000a).

2.9. CORRELAÇÕES DAS UNIDADES AUTÓCTONES - SUBAUTÓCTONES SILÚRICAS DA ZCI.

Na Península Ibérica o Silúrico autóctone *sensu strictu* (Figura 2.30) caracteriza-se por condições de sedimentação peculiares em ambiente de deposição euxínico, devidas possivelmente à situação de degelo no final do Ordovícico (ROBARDET & DORÉ, 1988). Como se pode constatar da figura, a sequência silúrica autóctone apresenta colunas estratigráficas de possanças muito variáveis: desde os 700 m na Cordilheira Ibérica até aos 150 m na Ossa-Morena. Em Portugal, na Zona Centro Ibérica, a sequência silúrica mais espessa encontra-se em Dornes - Mação, com aproximadamente 500m; Moncorvo com cerca de 200 m de espessura, muito próximo dos 150 - 200 m do sector de Quintanilha.

Em regra podem-se considerar dois tipos de sucessão (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1998):

- (1) Xistos negros / calcários negros;
- (2) Arenitos e xistos negros.

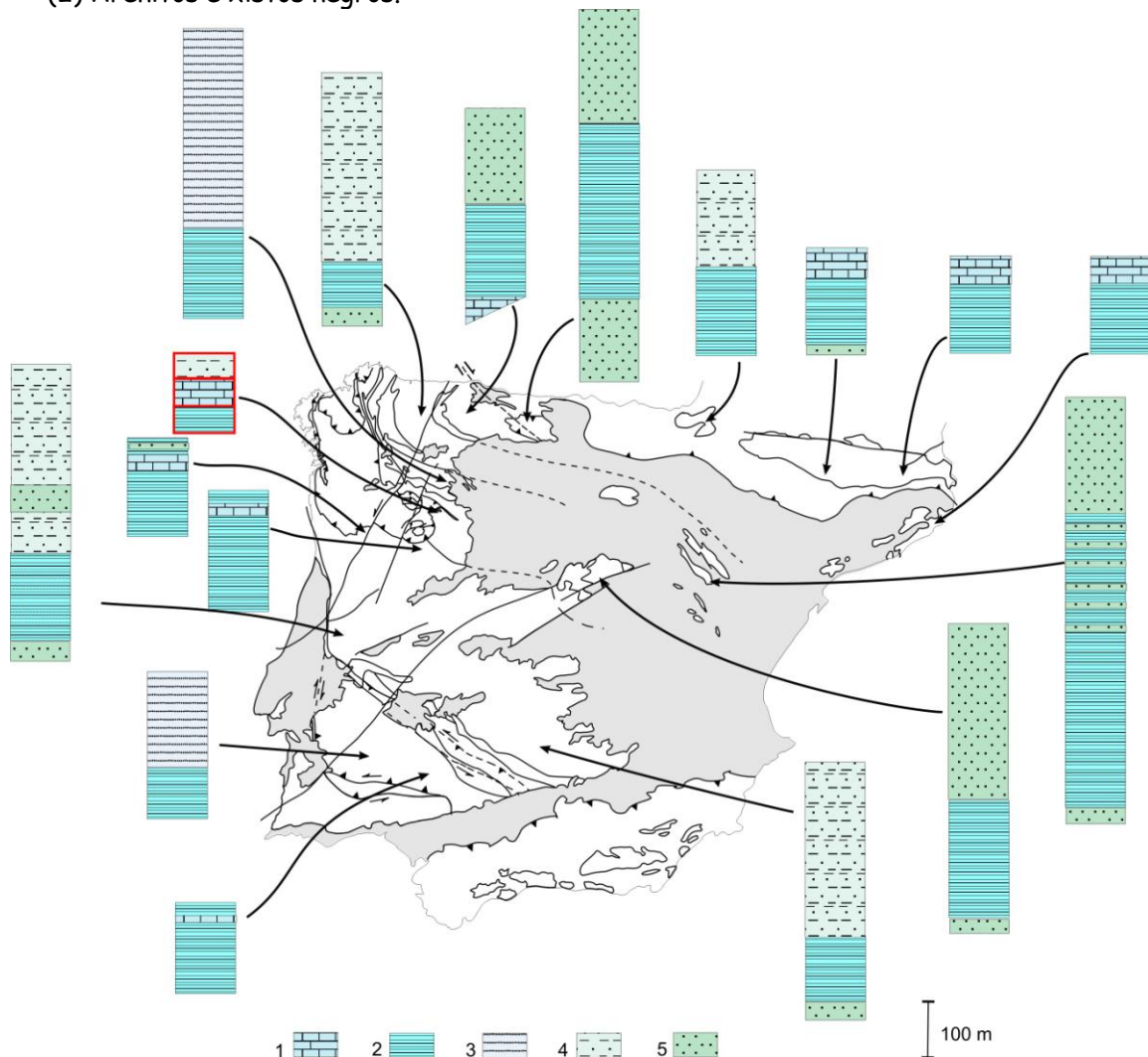


Figura 2.30 - Enquadramento da Formação Campanhó no sector de Quintanilha (coluna a vermelho) nas sequências Silúricas autóctones da Península Ibérica. Litofácies predominantes. 1 - Calcários; 2 - xistos negros; 3 - xistos e siltitos; 4 - arenitos, siltitos e xistos; 5 - arenitos (adaptado de GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1998).

Segundo estes autores, a primeira sucessão é característica da Zona Ossa Morena; a segunda será característica da Zona Centro Ibérica, como é o caso de Dornes - Amêndoa - Mação, considerada como a sequência Silúrica autóctone mais completa e não afectada pela passagem dos mantos de carreamento da ZGTM. Em Trás-os-Montes as unidades silúricas autóctones apresentam uma sucessão estratigráfica semelhante à sucessão característica da Ossa Morena, com xistos negros e calcários para o topo. Tal é o caso de Marão, Moncorvo e agora do sector de Quintanilha - Espinhosela (Quadro 2.7).

DEVÓNICO	INFERIOR		Pridoli	SILÚRICO				Hirantiano
	Emiliano	Pragiano		Ludlow	Wenlock	Landover	Hirantiano	
Serra de S. Mamede	?	Calcários da Escusa	Alternâncias xistos e quartzitos	Xistos com nódulos da Portagem	Barra Quartzítica	Fm. Aboboreira	Fm. Vale da Urça	Fm. Casal Carvalhal
Amêndoa/Carvoeiro (Romão, 2000)			Fm. Bando de Santos	Fm. Chão de Lopes	Fm. do Castelo	Fm. Aboboreira	Fm. Vale da Urça	Fm. Casal Carvalhal
Dornes (Cooper, 1980)	?	Fm. Dornes	Fm. Serra do Luação	Fm. Serra da Mendreira	Fm. Vale do Serrão	Fm. Foz da Serã	Mb. Junqueira	Mb. Aguilhões
								Fm. Vale da Urça
Valongo (Pereira, 1992)			Formação Telheiras	Formação Sobrado	Xistos Carbonosos superiores	Xistos Carbonosos inferiores	Quartzitos de Bougado	Fm. Sobrido
Marão (Pereira, 1987)			Formação Santos					Fm. Guadramil
Trás-os-Montes								Fm. Guadramil
Moncorvo (Rebello & Romano, 1986; Sarmiento <i>et al.</i> , 1999; Sá <i>et al.</i> , 2003)								Fm. Guadramil
Quintanilha (Meireles, este trabalho)								Fm. Guadramil

Quadro 2.7 - Correlação das unidades litoestratigráficas silúrico - devónicas do autóctone da Zona Centro Ibérica.

No que respeita aos sectores de Alcañices e de Espinhosela, é reforçada a evidência, já assinalada por GONZALÉZ-CLAVIJO (1997, 2006), da existência de formações silúricas autóctones (Figura 2.13). Contudo, como já foi constatado, há algumas dificuldades de

correlação entre a Formação Manzanal del Barco e a Formação Campanhó. A única solução possível para correlacionar estas unidades é considerar que as fácies agora descritas para a Formação Campanhó, não terão, em Alcañices, sido devidamente diferenciadas dentro da Formação Manzanal del Barco; em suma, a Formação Campanhó corresponderá à Formação Manzanal del Barco *pro parte*.

A reforçar esta asserção, na própria cartografia de Alcañices, é assinalada uma área muito restrita onde o contacto com o Ordovícico não é tectónico (GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997, 2006). Esta será eventualmente a correspondente sequência silúrica autóctone de Alcañices, enquanto as formações a tecto do carreamento serão já, pelas descrições, pertencentes ao parautóctone e/ou subautóctone.

Em Guadramil, Quintanilha e Paradinha não há evidências de discordância no contacto da base, com o Ordovícico. Poderá existir uma possível disconformidade e lacuna, tal como parece ser comum em muitos sectores da ZCI. Naturalmente, no sector de Paradinha, porque o Membro Ribeira de Silos ocorrer exactamente no fecho do anticlinal, o contacto com a Formação Guadramil apresenta sinais de algum movimento tectónico, mais por contraste reológico dos materiais presentes. Em Guadramil, como já referido, a passagem Ordovícico - Silúrico estará algures no Membro Ribeira de Guadramil, parecendo ocorrer uma transição gradual. Não se conhece o limite superior desta formação, dado que a tecto, ocorre o cavalgamento da Ribeira de Silos, acidente basal da ZGTM (MEIRELES *et al.*, 1995).

No Membro Ribeira de Silos da Formação Campanhó, até ao momento, não foram encontrados graptólitos nos lilitos. Contudo, em Alcañices, na base da Formação Manzanal del Barco, há a referência a graptólitos do Aeroniano (GONZÁLEZ CLAVIJO & MARTÍNEZ CATALÁN, 2002) que vem confirmar a existência de uma disconformidade e possível lacuna no contacto entre o Ordovícico e Silúrico. Nos restantes sectores da Formação Manzanal del Barco, há graptólitos do Llandovery, Wenlock e Ludlow basal, mas a parte superior desta unidade terá já correspondência às unidades subautóctones e eventualmente parautóctones. Entretanto no sector de Quintanilha foram testadas, com Zélia Pereira, algumas amostras de xistos negros para palinórfos, mas sem resultados positivos.

Uma das unidades de Alcañices que poderá ter equivalência com a Formação Campanhó (autóctone e/ou Unidade Rio Sabor, subautóctone) será a Formação Almendra (VACAS & MARTÍNEZ CATALÁN, 1987; GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997). Contudo os calcários que ocorrem nestas formações, embora possam ser da mesma idade, não são em nada semelhantes, pois que formados em condições paleogeográficas distintas. Na formação Almendra, as rochas carbonatadas, de cor cinzenta - clara, caracterizam-se pela presença de calcarenitos e microconglomerados carbonatados e níveis carbonatados com abundantes bioclastos (GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997). Segundo este autor, as características sedimentológicas desta unidade sugerem a sua deposição em base de talude, com frequentes processos de deslizamento de massa.

Em contrapartida, na Formação Campanhó, para além da presença abundante de matéria carbonosa em toda a sequência (quer nos xistos, quer nos calcários), os calcários apresentam-se mais compactos e homogéneos e, até ao momento, não foram encontrados quaisquer tipos de bioclastos, nem foram reconhecidos, na nossa área, os níveis de microconglomerados descritos em Alcañices. O que sugere um ambiente euxínico de plataforma mais distal ou de planície submarina. Em suma, nem a formação Almendra terá equivalência no sector de Espinhosela, nem a Formação Campanhó terá equivalência directa em Alcañices (igual opinião é partilhada por E. González Clavijo).

No entanto, apenas baseados na descrição litológica, é-se tentado a estabelecer uma equivalência entre as Formações Campanhó e Almendra. Comparando os dados paleontológicos actualmente disponíveis, constata-se que, no sector de Espinhosela - Quintanilha, a presença de scyphocrinóides indica, para o topo da Formação Campanhó, uma idade Silúrico Superior

(Ludlow superior - Pridoli?) (MEIRELES, 1997). Quanto à Formação Almendra os dados paleontológicos são mais abundantes e precisos. Com base nos conodontes, a idade desta formação abrange o intervalo Silúrico Superior - Devónico Inferior, isto é, do Pridoli a Emsiano (GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997). Em suma, quer pelas claras diferenças de fácies, quer pelos dados bioestratigráficos, a formação Almendra estaria provavelmente em sequência estratigráfica normal a topo da Formação Campanhó.

Já fora dos limites da área de estudo, na carta nº 10 (escala 1:25.000), no concelho de Vinhais, está assinalada a presença, de calcários em contacto com o Ordovícico Médio, encaixante do granito de Pinheiro Novo e considerados do Ordovícico (RIBEIRO, A., 1974). Pelos levantamentos recentemente efectuados, constata-se tratar-se de calcários negros intercalados em filitos carbonosos, negros, semelhantes à fácies de Campanhó. O contacto basal com os xistos ardosíferos da Formação Moncorvo é tectónico. O contacto superior também é tectónico por expressivo cavalgamento do parautóctone inferior. Trata-se, sem dúvida, de uma situação semelhante, quer na fácies, quer no contexto tectonoestratigráfico, à situação da Unidade Rio Sabor, próximo de França.

Quanto à Unidade Coroto, o seu carácter subautóctone é reforçado no facto de, tanto a muro como a tecto, os contactos serem tectónicos. Como se viu é uma complexa imbricação formada por várias escamas de cavalgamento, sendo difícil estabelecer a sequência estratigráfica original. Basicamente deverá ser formada da base para o topo, por liditos, xistos negros, ampelitos e calcários dolomíticos, cinzentos-claros. Estes calcários são distintos dos típicos calcários de Campanhó. Os aspectos sedimentares referidos para os carbonatos de Almendra, não foram reconhecidos no sector de Moimenta, talvez pela intensa dolomitização e maior deformação que ocorre no nosso sector. Não se pode deixar de realçar que esta unidade ocorre a topo da Formação Campanhó, embora os contactos sejam tectónicos. Será uma possibilidade a investigar no futuro, para saber se haverá ou não correspondência desta unidade com a Formação Almendra.

Quanto às restantes unidades tectonoestratigráficas de Alcañices, apenas parte da Unidade do Rio Duero será autóctone propriamente dito. A Unidade do Bajo Esla será subautóctone. As Unidades Rio Aliste (considerada como pertencendo à ZCI), e Rio Manzanás, serão equivalentes às unidades do parautóctone inferior. Como veremos adiante quando tratarmos das formações parautóctones, a similitude entre estas unidades e as unidades do Complexo da Lombada, é flagrante. Pelas descrições destas litologias há mais semelhanças com as unidades parautóctones de Espinhosela do que com o que consideramos Silúrico autóctone.

Na Carta Geológica de Portugal, Folha 2, 1:200,000 em Pereira (2000) e PEREIRA *et al.* (2003; 2009) é assinalada na região de Mogadouro, e estendendo-se para norte, na área de Vimioso - Brunhosinho até Quintanilha e na periferia do Maciço de Morais, a existência de materiais silúricos autóctones, englobados numa unidade inicialmente designada por "Formação Ferradosa" e posteriormente por "Formação Campanhó e Ferradosa" (sic). É constituída fundamentalmente por xistos cinzentos, com intercalações da base para o topo de níveis espessos de ampelitos e liditos, quartzitos claros, calcários com crinóides e quartzitos escuros (PEREIRA, Coord, 2006). A idade é algo imprecisa: "Landoveriano" (sic) inferior - "Pridoliano" (sic) superior. Neste sector a deformação, particularmente a componente de cisalhamento, é mais intensa que no sector de Espinhosela. O contacto a topo é marcado por um importante carreamento, equivalente ao carreamento da Rib^a de Silos. O contacto da base, com o Ordovícico Médio, seria um contacto normal.

Posteriormente esta unidade foi reinterpretada (Figura 2.15) sendo considerada fundamentalmente constituída por metassedimentos do Ordovícico Médio - Superior e Silúrico portanto fazendo parte do autóctone (MEIRELES *et al.*, 2006b). O carreamento da base dos mantos parautóctones está em contacto, quer com calcários da Formação Santo Adrião quer com os diamictitos da Formação Guadramil. O Silúrico aparece preservado fundamentalmente

no núcleo de dobras deitadas D_1/D_2 variscas. É uma área estruturalmente complexa. Como já referido anteriormente, neste sector foi definida uma nova unidade tectonoestratigráfica, designada por formação Campanhó (DIAS DA SILVA & GONZÁLEZ CLAVIJO, 2010; DIAS DA SILVA *et al.*, 2010a, 2010b), mas que pelas suas características litológicas e estruturais se poderá correlacionar melhor com a Unidade Coroto.

Tal como já comentado em SÁ (2005), este termo "Formação Campanhó e Ferradosa" deveria ser abolido dado que já existe uma Formação Ferradosa do Buçaco (YOUNG, 1988), unidade formalmente definida por este autor e com uma idade e conteúdo litológico (Ordovícico Superior) completamente distinto desta unidade transmontana. As recomendações do Guia Internacional são claras quanto à conveniência de não se usar o mesmo nome para formações distintas. Na recente edição da Carta Geológica 11-D (Carviçais) esta situação já é corrigida. A "Formação Campanhó e Ferradosa" da Folha 2 deu lugar, da base para o topo, às Formações Maceiras e Guadramil do Hirnantiano e a uma unidade, de idade Silúrico indiferenciado, descrita como "*xistos bandados, xistos negros, às vezes com nódulos e intercalações de calcários negros com scyphocrinóides, níveis de ferro, liditos de ampelitos*" (PEREIRA *et al.*, 2009). Pela semelhança de fácies, essa unidade será correlacionável com o Silúrico autóctone do nosso sector, ou seja, com a Formação Campanhó.

Neste sector de Meirinhos / Mogadouro (cartas geológicas 11B e 11D, 1:50,000), os novos dados de cartografia (PEREIRA *et al.*, 2003, 2009) revelam que o autóctone do Douro Inferior assinalado em RIBEIRO, A. (1974) como uma extensa mancha de "formação infraquartzítica", terá menor expressão cartográfica nesta região, tendo a topo, por contacto tectónico, uma nova unidade agora cartografada, a Formação Casal do Rato, de idade atribuída ao Devónico (PEREIRA *et al.*, 2003, 2009) e que já fará parte do parautóctone.

Igualmente neste sector de Meirinhos, numa sequência inicialmente atribuída à "formação supraquartzítica" do Douro Inferior (RIBEIRO, A., 1974), foram descobertas duas novas jazidas fossilíferas silúricas numa unidade com afinidades às unidades subautóctones. Um dos locais forneceu placas de crinóides do género *Scyphocrinites*, encontrados numa lenticula de calcários próximo de liditos. A outra jazida forneceu graptólitos em sete horizontes distintos (PIÇARRA & REBELO, 1997). Em um dos níveis identificaram-se pela primeira vez em Trás-os-Montes, fauna do Rudhaniano. Os autores definiram uma sucessão estratigráfica de idade Llandovery condensada em cerca de 15 metros: na base ocorrem quartzitos impuros, cinzentos a negros, sem fósseis; para o topo deste nível, seguem-se alternâncias de liditos e xistos negros com graptólitos que abrangem do Rudhaniano ao Telychiano. Pela nova cartografia de PEREIRA *et al.*, (2009) estas ocorrências integram-se numa nova unidade parautóctone, Formação Meirinhos, limitada por acidentes tectónicos a muro e a tecto. Pelas descrições das litologias poderá ser relacionada com a Unidade Coroto.

Relativamente aos outros sectores da ZCI com Silúrico autóctone, temos que em Moncorvo, ocorrerá a sequência Silúrica autóctone mais bem documentada do ponto de vista cronoestratigráfico que se conhece no Nordeste Transmontano.

A existência de Silúrico no núcleo deste "sinclinorium" foi reconhecida pela primeira vez em DUARTE *et al.* (1966). Neste trabalho é feita a referência a grauvaques, xistos variados, calcários e calcoxistos, abundantemente fossilíferos em graptólitos, orthoceras e crinóides. Mais detalhadamente, esta sequência silúrica é descrita como uma alternância de pelitos cinzentos, siltitos e psamitos com intercalações métricas de xistos ampelitosos, calcários cinzentos azulados, por vezes nodulares e calcoxistos. O Silúrico ocorre em dois sinclinais secundários de orientação E-W, afectados por falhas tardias N20°E e N-S. É constituído por filitos cinzentos e xistos negros, por vezes siltíticos, com lenticulas de calcários cinzento azulados. A sua espessura é estimada em mais de 300 m (RIBEIRO & REBELO, 1971; REBELO & ROMANO, 1986). Contudo tendo em conta a intensa deformação que aí ocorre, parece evidente que este valor poderá estar sobrestimado, como salienta SARMIENTO *et al.* (1999).

Bioestratigraficamente, os primeiros trabalhos incidiram sobre as jazidas de graptólitos sendo atribuída uma idade Llandovery médio - superior (ROMARIZ, 1969). Além de graptólitos, são descobertos braquiópodes (RIBEIRO & REBELO, 1966). Mais recentemente, é referida nos calcários, pela primeira vez, a existência de conodontes e são descritos scyphocrinóides de idade Pridoli (PIÇARRA *et al.*, 1995). Mais tarde, essas associações de conodontes são descritas pela primeira vez, bem como é feita a revisão dos equinodermes, graptólitos e filocarídeos (SARMIENTO *et al.*, 1999). Estes novos dados permitem esclarecer que o Silúrico de Moncorvo não se limita apenas ao Llandovery. Por outro lado, nos primeiros estudos desenvolvidos na região, os calcários eram considerados adstritos à base da sequência. Os dados bioestratigráficos e as próprias relações de campo colocam-nos a topo da sequência (SARMIENTO *et al.*, 1999).

Com base nas recentes revisões de graptólitos, há uma sequência contínua do Llandovery médio (Aeroniano) ao Wenlock superior. Os calcários com scyphocrinóides e conodontes pertencem em parte ao Ludlow e / ou Pridoli terminal. Os xistos que estarão a topo deste nível de calcários poderão pertencer já ao Lochoviano (SARMIENTO *et al.*, 1999). Por fim surgem novos dados sobre a descoberta de scyphocrinóides em xistos de fácies muito semelhante à "Formação Xistenta" e que estavam cartografados como pertencentes ao Ordovícico (SÁ *et al.*, 2003a). Trata-se de um pequeno sinclinal xistento, possivelmente do Prídolí, e lateralmente equivalente aos calcários do Silúrico Superior, como já referido em SÁ *et al.* (2003).

Aparentemente estes materiais silúricos estarão em contacto directo com o Ordovícico Superior, embora REBELO & ROMANO (1986) refiram um contacto abrupto entre o Silúrico e o Ordovícico, com a redução da "Formação Xistenta" para 50 m. No entanto, a descoberta de xistos ardosíferos com scyphocrinóides (SÁ *et al.*, 2003a), reforça a necessidade de desenvolver uma cartografia mais detalhada neste sector. Os actuais dados da cartografia não permitem esclarecer cabalmente se haverá ou não sequência silúrica tectonicamente deslocada nesta sinforma. No entanto, somos a favor da hipótese de que haja uma continuidade estratigráfica e de que é necessário desenvolver uma cartografia mais detalhada.

Relativamente ao Marão, no sector norte desta serra, designado por Alto do Sabugueiro (Figura 2.31), a topo dos xistos carbonosos da "Formação Pardelhas", actual Formação Moncorvo, ocorrem xistos carbonosos da Formação Campanhó, Silúrica. A passagem de uns a outros será imperceptível (PEREIRA, 1987).

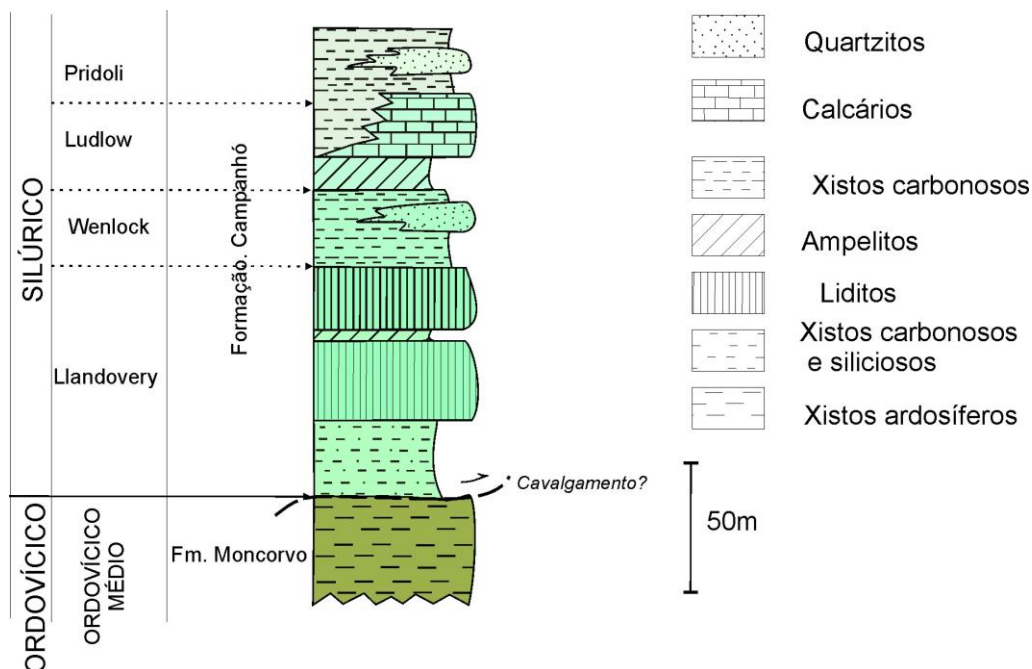


Figura 2.31 - Coluna litoestratigráfica da Formação Campanhó, Marão (adaptado de PEREIRA, 1987).

O limite foi marcado pela primeira ocorrência de níveis milimétricos siliciosos e pelos primeiros níveis ampelitosos. Ainda segundo este autor, é a seguinte a sucessão estratigráfica, da base para o topo:

i) 20 a 30 m de xistos carbonosos; *ii)* bancadas espessas de liditos (50-60 m) com intercalações de ampelitos; *iii)* xistos carbonosos (15 - 20 m) com intercalação de bancada quartzítica (10-15 m) que apresenta grande variação vertical de fácies; *iv)* nível lenticular de calcários negros, carbonosos; *v)* ampelitos (20-30 m) e por fim a rematar, uma barra de quartzitos cinzentos impuros (op. cit.).

A idade desta formação é estabelecida na identificação de graptólitos do Wenlock superior nos níveis de xistos negros inferiores subjacentes aos calcários (ROMARIZ, 1969). Nos calcários, foram encontrados crinóides (PRIEM, 1962) o que indicia a presença do Ludlow - Prídolí.

Entretanto, reconhecimentos inéditos feitos no ramo sul da Serra do Marão na companhia de Artur Sá (UTAD) permitiram, para além da confirmação da existência de diamictitos da Formação Guadramil, a constatação de que neste sector a passagem para o Silúrico se faz por um acidente tectónico. O Silúrico, essencialmente representado por filitos carbonosos, tem apenas uns escassos 30 m; o contacto a tecto, é também marcado por acidente com os grauvaques da Formação de Santos. Reconhecimentos efectuados no sector norte da serra do Marão, nomeadamente no corte da estrada para Pardelhas, confirmam a presença de diamictitos do Ordovícico Superior e do eventual contacto tectónico da sequência Silúrica (Formação Campanhó) sobre o Ordovícico.

Tal como em Trás-os-Montes, também no sector de Valongo há uma unidade silúrica em transição gradual do topo da Formação Sobrido. Todavia há duas situações litoestratigraficamente distintas, particularmente no que concerne à passagem ao Devónico. Além disso há a ambiguidade da designação informal das formações. No sinclinal do Sulco Durico - Beirão, as unidades silúricas aparecem designadas por "Xistos Carbonosos Inferiores, S1". É exclusivamente composta por xistos ampelitosos e por bancadas de liditos intercalados (PEREIRA, 1991). Refira-se a laminação tectónica destes materiais, devida a importantes cisalhamentos regionais que os separam da unidade dos "Xistos Carbonosos Superiores, S2", de fácies semelhante e correlacionável com unidades do parautóctone de Trás-os-Montes (PEREIRA, 1992). Em ambas as unidades são referenciados graptólitos do Silúrico (ROMARIZ, 1962), mas a sua idade permanece incerta, por ausência de uma revisão taxonómica actualizada e até de classificações erróneas como é assinalado em COUTO *et al.* (1997). Esta sequência transita a topo para a Formação Telheiras, do Devónico Inferior (Quadro 2.7).

A outra situação ocorre no flanco oriental do anticlinal de Valongo, onde o Silúrico também é fundamentalmente constituído por xistos carbonosos e por liditos e é designado por "Formação dos Xistos carbonosos". Em aparente passagem gradual ocorre a topo, a Formação Sobrado que se inicia por níveis de quartzítico-conglomeráticos, seguindo-se uma sequência greso-pelítica (siltitos e grauvaques fundamentalmente) com características turbidíticas. Esta Formação Sobrado é considerada do Devónico Inferior (OLIVEIRA *et al.* 1992).

Quanto à Zona Centro Ibérica meridional, os sectores de Dornes e Amêndoa - Carvoeiro são representativos do segundo tipo de sequência silúrica apontada por GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* (1998).

Em Dornes ocorre a sequência Silúrica da ZCI mais completa e datada, com cerca de 500 m de espessura (Figura 2.32). O contacto basal é feito com a Formação Casal Carvalhal, do

Hirnantiano. Da base para o topo podemos considerar as seguintes unidades (COOPER, 1980; COOPER & ROMANO, 1982; COOPER *et al.*, 2000; GOURVENNEC *et al.*, 2008):

Formação Vale da Ursa - quartzitos negros, piritosos, e arenitos laminados, de idade Llandovery inferior;

Formação Foz da Sertã - xistos grafitosos com algumas passagens areníticas, de idade Llandovery médio - Wenlock;

Formação Vale Serrão - sequência silto - arenosa, do Ludlow;

Formação Serra Mendeira - arenitos grosseiros ferruginosos, Ludlow;

Formação Serra do Luação, fundamentalmente constituída por arenitos finos, com alguns níveis de quartzitos finos e siltitos; de idade no intervalo Ludlow superior a Lochkoviano;

Formação Dornes - Calcários do Praguiano.

Mais para sudeste, no sector de Amêndoa - Carvoeiro foi definida a seguinte sequência silúrico - devónica, da base para o topo (ROMÃO, 2000):

- Formação Vale da Ursa, constituída por quartzitos cinzentos com intercalações de xistos negros;

- Formação Aboboreira, xistos negros grafitosos com fosfatos e arenitos negros do Llandovery médio - superior;

- Formação Castelo, formada por alternâncias pelítico - siltíticas com intercalações de quartzitos finos, impuros, de idade Wenlock;

- Formação Chão de Lopes, formada por xistos cinzentos e negros laminados, com passagens siltíticas. Ocorrem disseminados nódulos argilo - fosfatados fossilíferos. Pela fauna presente a idade será Wenlock superior a Pridoli inferior;

- Formação Bando dos Santos, de idade atribuída ao Pridoli - Lochkoviano, é dividida em três membros, de muro a tecto: Membro Corga (alternâncias milimétricas de xistos, siltitos e arenitos); Membro Chão do Brejo (xistos e arenitos bio-turbados) e Membro Bando (quartzitos brancos).

Dados mais recentes, de carácter cronoestratigráfico, permitem datar e precisar melhor a idade destas unidades. Assim temos que:

- Formação Vale da Ursa, do Llandovery médio (Areoniano), com base na biozona de graptólitos *D. convolutus* (PIÇARRA, 2007);

- Formação Aboboreira; com base nos dados de graptólitos, do Llandovery superior (Telychiano) ao Ludlow inferior (Gorstiano) (PIÇARRA, 2007). Com base nas associações de quitinozoários, uma idade Gorstiano (VAZ, 2010);

- Formação Castelo, pela primeira vez, datação precisa, através das biozonas de quitinozoários *A. Elongata* e *E. phillipi*, da parte superior do Gorstiano à parte inferior do Ludfordiano (Ludlow) (VAZ, 2010);

- F. Chão de Lopes, datada do Ludlow superior - Pridoli, com base em graptólitos e quitinozoários (PIÇARRA 2010 *in* VAZ, 2010; VAZ, 2010);

Quanto à F. Bando dos Santos, foram recentemente encontrados, neste unidade, os primeiros graptólitos de Devónico Inferior da ZCI (PIÇARRA, 2010, *in* VAZ 2010).

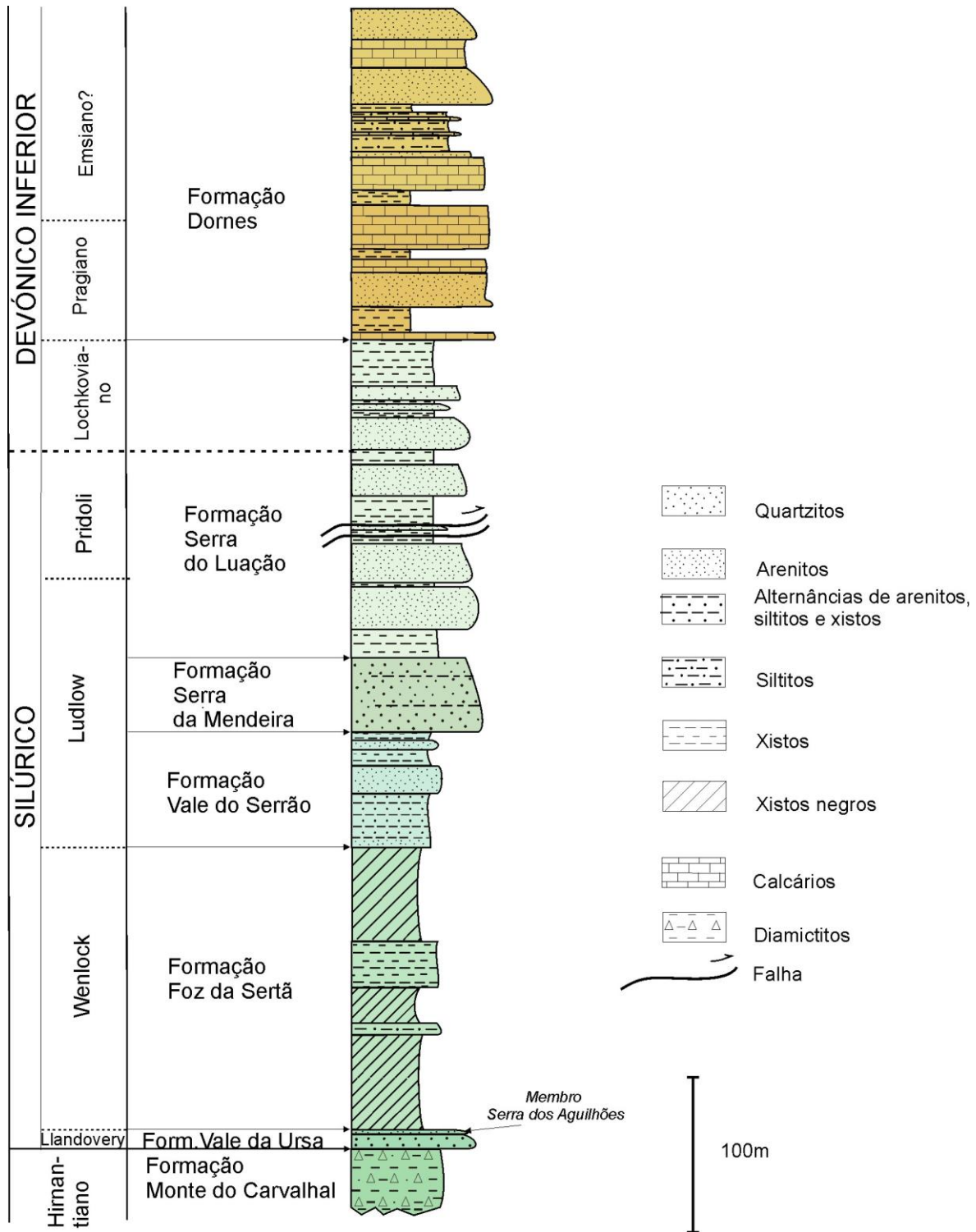


Figura 2.32 - Coluna litoestratigráfica do Paleozóico de Dornes, ZCI (adaptado de: COOPER, 1980; GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1998; COOPER *et al.*, 2000).

Em suma, relativamente à região transmontana, os dados que se conhecem de Moncorvo, com a descoberta de scyphocrinóides e conodontes do Prídolí (PIÇARRA *et al.*, 1995), apontam para que, durante o Silúrico, esta região fizesse parte de um domínio distinto das áreas mais meridionais da Zona Centro Ibérica, revelando-se com mais afinidades com a Zona de Ossa Morena, assemelhando-se a uma sequência condensada desta, reforçando o modelo proposto em (PIÇARRA *et al.*, 1995), de que as litologias e faunas do Silúrico do NE Transmontano são semelhantes ao tipo mediterrânico (JAEGER & ROBARDET, 1979), bem como a sectores da Zona

Asturico Leonesa Ocidental (RÁBANO *et al.*, 1993). Idênticas características, apresenta a Formação Campanhó no Marão (Figura 2.31) e no presente sector de estudo. Confirma-se que nesta região (Trás-os-Montes / Zamora), Moncorvo não será o único caso paleogeográfico específico de plataforma aberta e profunda, com calcários pelágicos e com influência oceânica.

Contudo, por força da instalação dos mantos alóctones, há por vezes acidentes tectónicos no contacto entre fácies silúricas autóctones e o Ordovícico Superior. Tal é o caso dos xistos com scyphocrinoides em Guadramil ou a situação de França (Bragança) e Pinheiro Novo, a norte de Vinhais, em que a fácies semelhantes à Unidade Rio Sabor, contactam tectonicamente com a Formação Moncorvo do Ordovícico Médio. Tais evidências levam a considerar a definição de unidades subautóctones.

Estas unidades autóctones e/ou subautóctones têm sempre a tecto um importante acidente tectónico, o carreamento da Ribeira de Silos que poderá constituir um descolamento reactivado como cavalgamento com a instalação dos mantos alóctones. A topo desta estrutura situam-se as unidades parautóctones, ocorrendo muitas vezes o seu contacto tectónico com o Ordovícico Superior. Esta situação verifica-se no sector a leste da falha BVM. A oeste desta estrutura, no sector de Montesinho - Mofreita, o acidente da Costa Grande poderá ser o equivalente do carreamento da Ribeira de Silos. Mas aqui, sobrepostas a este acidente da Costa Grande, encontram-se as unidades subautóctones. Perante esta situação, é pertinente a questão de onde se situa o limite da ZGTM: no acidente na base do subautóctone ou no acidente da base do parautóctone?

Esta realidade poderia indiciar uma eventual filiação, no todo ou em parte, destes materiais silúricos às unidades do parautóctone inferior da ZGTM como sugerido em MEIRELES *et al.* (2006b). Contudo, dadas as características litológicas das unidades consideradas como subautóctones com as fácies silúricas autóctones presentes em Moncorvo, leva-nos a correlacioná-las com este último. Assim sendo o carreamento basal da ZGTM será assinalado pelo acidente da base do parautóctone.

Como adiante será referido na abordagem das unidades parautóctones, os dados paleontológicos (graptólitos) também indicam a sua afinidade "mediterrânica" (PIÇARRA *et al.*, 1995, 2006; PIÇARRA & MEIRELES, 2003). Mais uma vez é reforçado o carácter parautóctone do Domínio Xistento da ZGTM, em contraponto a considerá-lo como alóctone. Além disso é possível estabelecer correlações, devido às evidentes afinidades litoestratigráficas e paleogeográficas entre as diversas unidades parautóctones, parte do alóctone inferior e estabelecer eventualmente o paralelismo com o autóctone, como já ensaiado no trabalho pioneiro de RIBEIRO, A. (1974).

2.10. UNIDADES PARAUTÓCTONES

2.10.1. CONSIDERAÇÕES PRÉVIAS

Recapitulando, na primeira proposta da sequência litoestratigráfica do "Domaine du Douro Inférieur", definia-se, crono e litoestratigraficamente, as seguintes três unidades (RIBEIRO, A., 1974):

- "Formation infraquartzitique";
- "Formation quartzitique";
- "Formation supraquartzitique".

Especificamente este autor definia, da base para o topo, a seguinte sequência:

- "Formation infraquartzitique": (1) Ampelitos, liditos, tilóides basais; (2) Filitos cinzentos carbonosos, com intercalações de siltitos, psamitos e xistos variados e lentículas de ampelitos, liditos, calcários e calcoxistos com crinóides; (3) Alternância centimétrica de xistos, siltitos e

psamitos de grão fino; grauvaques para o topo da sequência. São habituais as intercalações de lilitos, quartzitos e nalguns sectores um tufo riolítico porfiróide;

(4) "Formation quartzitique", passagem gradual ao nível quartzítico de referência, com a transição de grauvaques e grés;

(5) A "Formation supraquartzitique", constituída por filitos variados (carbonosos, hematíticos, sericíticos), com intercalações de lilitos, tufos riolíticos porfiróides e calcoxistos (RIBEIRO, A., op. cit.).

Com base nas datações obtidas, a partir de graptólitos, em lilitos e xistos negros (ROMARIZ, 1962, 1969), as idades destas formações eram distribuídas do seguinte modo: Llandovery inferior/médio para a "Formation infraquartzitique"; Llandovery médio para a "formation quartzitique" e Llandovery médio/superior a Wenlock, para a "Formation supraquartzitique" (Figura 2.3).

Posteriormente, esta sequência do "Domínio do Douro Inferior", foi considerada já como parautóctone (parautóctone inferior). Foi proposta a sua integração na Zona Galiza - Trás-os-Montes e a subdivisão da "formação infraquartzítica" em dois membros, inferior e superior (MEIRELES *et al.*, 1995; MEIRELES, 2000a). O membro inferior, como se viu, é a Unidade Coroto, agora considerada uma unidade subautóctone.

Recentemente, na Folha 2 da Carta Geológica de Portugal 1:200,000, são seguidos outros critérios e consideradas estas unidades como sub-autóctones (PEREIRA, 2006). Os mesmos critérios são seguidos em RODRIGUES *et al.* (2006b).

Relativamente ao conjunto das unidades parautóctones e alóctones, ou seja, ao Domínio Transmontano, RIBEIRO, A. (1974) distinguia os maciços de Bragança e Morais (alóctones) da Série Transmontana. Esta era diferenciada, por sua vez, em unidades Peri-Transmontanas e Centro - Transmontanas, com incremento do grau de tectonização e de metamorfismo quando se passa das unidades Peri - Transmontanas para as Centro - Transmontanas (Quadro 2.8).

Trás-os-Montes Oriental		Meireles, (2000); (este trabalho)	
Ribeiro (1974); Iglesias & Ribeiro, (1981) Ribeiro <i>et al.</i> , (1991)	Folha 2, 1:200.000, Pereira, coord. 2000, 2006	Rodrigues <i>et al.</i> (2003) Ribeiro, A. <i>et al.</i> (2006)	
Alóctone Superior	Morais	Complexo de Mantos Alóctones	Bragança
	Bragança		Complexo de Bragança
Alóctone Intermédio	Xistos Lagoa	Complexo Ofiolítico	Unidade Soeira
	Complexo de Bragança		Unidade Carragosa
Alóctone Inferior	Unidade de Morais - Izeda - Remondes	Alóctone Inferior	Unidade Santa Cruz
	Unidade de Morais - Talhinhas		Unidade Nogueira
Parautóctone	Complexo Transmontano	Mantos - dobra Superior	Form. Macedo Cavaleiros
	Xistos e Grauv. Culminantes		Alóctone Superior (Dobras detidas)
Autóctone (Domínio do Douro Inferior)	Silúrico Ordovícico Inf. - Médio	Complexo Imbricado Inferior	Fm. Gimonde
	Devónico Sup. Devónico Inf. Silúrico Ordovícico Inf. - Médio		Fm. Soutelo
Parautóctone	Grés quartzíticos sup.	Complexo Imbricado Inferior	Fm. Valvão
	Xistos, grauv., Psamitos		Fm. Rio Onor
Autóctone	Xistos inferiores	Ordovícico	Fm. Gimonde
	Devónico Sup. Devónico Inf. Silúrico Ordovícico Inf. - Médio		Fm. Soutelo
Parautóctone	Grés quartzíticos inf.	Complexo Imbricado Inferior	Fm. Valvão
	Xistos inferiores		Fm. Rio Onor
Autóctone	Silúrico Ordovícico Inf. - Médio	Ordovícico	Unid. Coroto
	Devónico Sup. Devónico Inf. Silúrico Ordovícico Inf. - Médio		Unid. Rio Sabor (Silúrico - Dev. Inf?)
Parautóctone	Grés quartzíticos inf.	Ordovícico	Form. Campanhã (Silúrico - Dev. Inf?)
	Xistos inferiores		Ordovícico

Quadro 2.8 - Comparação geral entre as diversas interpretações tectonoestratigráficas para as unidades de Galiza - Trás-os-Montes Oriental.

Quanto ao Domínio Peri - Transmontano (Figura 2.3), a sucessão geral, embora com variações laterais de fácies consideráveis, ficou estabelecida, da base para o topo, do seguinte modo (RIBEIRO, A., 1974):

1. Xistos inferiores ("schistes inférieurs"): alternância de filitos, psamitos e quartzofilitos;

2. Grés quartzítico inferior ("quartzite inférieur"): a base desta unidade é assinalada pela presença de um nível quartzítico lenticular, em concordância com a unidade dos "Xistos inferiores"; para o topo da sequência ocorrem filitos com intercalações de liditos (com *Monograptus*), ampelitos e metavulcanitos ácidos e rochas calcossilicatadas;

3. Complexo de xistos, grauvaques e grés impuros ("complexe de schistes, grauwackes et grés"): sequência monótona de filitos, psamitos e grauvaques; presença de liditos e ampelitos para o topo da sequência;

4. Grés quartzítico superior ("formation quartzitique"), com raras bilobites;

5. Xistos superiores ("formation des schistes superieurs"): sequência de filitos e psamitos com intercalações de: liditos com *Monograptus*, tufitos e vulcanitos ácidos e de tufos riolíticos porfiróides;

6. Xistos e grauvaques culminantes ("F. de schistes et grauwackes culminants"): complexo de xistos, grauvaques e grés impuros.

Relativamente ao ambiente de sedimentação e correlação entre as unidades Peritransmontanas e do Douro Inferior (actual parautóctone inferior), no membro inferior da série Peritransmontana haverá uma tendência geral de deposição em meio redutor, com abundante presença de matéria carbonosa. Estar-se-á em presença de um ambiente tranquilo de sedimentação, embora com alguma instabilidade expressa pela presença de metavulcanitos ácidos intercalados nos níveis de xistos com liditos e ampelitos a topo do grés quartzítico inferior. A partir destes há uma mudança na sedimentação. A espessa e monótona sequência do tipo flysch, com xistos, psamitos e grauvaques são indicadores de instabilidade na bacia de maior 'apport' continental (RIBEIRO, A., 1974).

Embora este autor considere distintas as sequências inferiores e superiores, não se pode deixar de se estabelecer uma correlação entre elas, tais são as semelhanças. Conhecendo hoje a complexidade tectónica da Zona Galiza - Trás-os-Montes e as suas unidades tectonoestratigráficas, é de antever que possa haver acidentes a repetir as mesmas sequências, associadas ao estilo de mantos dobra que parece ser o modelo tectónico para o interior do orógeno (RODRIGUES *et al.*, 2003, 2006c; RODRIGUES, 2008).

Contudo, atendendo às diferenças de fácies entre o nível inferior e o superior de grés quartzítico, assinaladas por RIBEIRO, A. (1974), com o nível inferior mais impuro e depositado em meio redutor, enquanto o nível superior depositado em ambiente mais superficial (presença de bilobites), e mais próximo do continente, em meio mais oxidado, poderemos estar em presença de uma transição lateral das mesmas sequências, com a mesma idade.

RIBEIRO, A. (1974) refere que o grés quartzítico superior, a topo, transita lateralmente aos grauvaques e que o seu contacto inferior é nítido e brusco. Será a discordância cartográfica erosiva, tal como refere, ou será tectónica, ou até as duas coisas? Para realçar ainda mais o paralelismo entre estas séries que originalmente corresponderiam lateralmente aos mesmos horizontes na mesma bacia sedimentar há o carácter mais distal das manifestações vulcânicas dos xistos superiores (xistos borra-de-vinho e xistos cloríticos, predominantemente).

Recentemente na Folha nº2 da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200,000 (PEREIRA, 2000; 2006), esta sucessão é ligeiramente modificada com a integração da unidade "Grés quartzítico inferior", na unidade dos "Xistos inferiores", passando todas as unidades a serem designadas com o grau de formação. Estranhamente mantém-se a designação de "Formação dos quartzitos superiores", quando deixou de existir a "formação dos quartzitos inferiores" (Tabela 2.3).

Tabela 2.3 - Tabela comparativa da sequência litoestratigráfica do Domínio Peritransmontano

Domínio Peritransmontano (RIBEIRO, A., 1974)	Domínio Peritransmontano (PEREIRA, 2000)
Xistos e grauvaques culminantes: complexo de xistos, grauvaques e grés impuros	"Formação dos Xistos e Grauvaques Culminantes"
Xistos superiores	"Formação dos Xistos Superiores"
Grés quartzítico superior	"Formação dos Quartzitos Superiores"
Complexo de xistos, grauvaques e grés impuros	"Formação Pelito-Grauváquica"
Grés quartzítico inferior	"Formação dos Xistos Inferiores"
Xistos inferiores	

Às duas primeiras unidades da base, foi proposta uma idade Silúrico Inferior; ao conjunto "Formação dos Quartzitos Superiores" e "Formação dos Xistos Superiores" uma idade Silúrico Superior. Para a "Formação dos Xistos e Grauvaques Culminantes" é atribuída uma idade Devónico Superior (?) (PEREIRA, 2000, 2006).

Entretanto este Domínio Peri-transmontano, foi recentemente subdividido em Parautóctone Inferior e Superior, em função do estilo tectónico presente, complexo imbricado de escamas de cavalgamento e manto - dobra, respectivamente (RODRIGUES *et al.*, 2003; RODRIGUES *et al.*, 2006; PEREIRA, 2006; RODRIGUES, 2008).

Relativamente à presente área de trabalho, estava assinalado no bordo nordeste do maciço de Bragança o contacto entre as unidades autóctones do "Domínio do Douro Inferior" e do "Domínio Centro - Transmontano", marcado por um importante carreamento que incluía a *mélange* tectónica da Mofreita (RIBEIRO, A., 1974). Neste sector não estaria presente o domínio Peri-Transmontano (Figura 1.22), mas apenas unidades do alóctone inferior, isto é, Domínio Centro - Transmontano: o complexo vulcano - silicioso, na base; xistos verdes e quartzofilitos culminantes, para o topo.

Tabela 2.4 - Sequência litoestratigráfica do Alóctone Inferior do Maciço de Bragança

RIBEIRO, A. (1974)	PEREIRA, (2000)
"F. de schistes verts et quartzophyllades culminantes"	"Formação Macedo de Cavaleiros"
"Complexe vulcano - silicieux"	"Complexo Vulcano - Silicioso"
"Formation quartzitique"	"Formação Filito - quartzítica"
"Complexe phyllado-quartzeux"	

Nesta Tabela 2.4 estão apresentadas, em síntese, as unidades atribuídas ao alóctone inferior do Maciço de Bragança. À formação filito - quartzítica é atribuída uma idade do Ordovícico Superior (?); o "complexo vulcano - silicioso" será Silúrico e a Formação de Macedo de Cavaleiros, Devónico Inferior (PEREIRA, 2000, 2006).

Quanto a algumas destas unidades do alegado alóctone inferior do maciço de Bragança, há alguma incongruência entre a cartografia publicada até ao presente no sector português e o sector espanhol. Desde sempre tem sido assinalada a presença de unidades do Centro Transmontano em redor do maciço de Bragança (RIBEIRO, A., 1974; 5ª edição da Carta Geológica de Portugal, escala 1:500,000, 1992; 1ª edição da Carta Geológica de Portugal, folha 2, escala 1:200,000, PEREIRA, 2000).

Em Espanha, no sector de Verín, a continuidade cartográfica da "formação filito - quartzítica" e do "complexo vulcano-silicioso" corresponde às unidades do Grupo Paraño, considerado como parautóctone, de idade provável Silúrico Inferior - Médio (FARIAS, 1989,

1990). Mais recentemente, foi obtida uma idade por U-Pb, em zircões, de $439,6 \pm 5$ Ma para o vulcanismo do Grupo Paraño, isto é, Silúrico inferior (Llandovery), eventualmente do Ordovícico Superior (VALVERDE-VAQUERO *et al.*, 2007).

Em Espanha, o Domínio Xistoso da ZGTM, onde estas unidades se enquadram, era inicialmente definido, de muro a tecto, por quatro unidades litoestratigráficas, com a categoria de Grupos: Santa Baia, Nogueira, Paraño e Lalín - Forcarei (FARIAS *et al.*, 1987). Presentemente, o Grupo Lalín-Forcarei é considerado alóctone inferior e o Grupo Santa Baia considerado autóctone, pelo que o parautóctone apenas se restringirá aos Grupos Nogueira e Paraño (FARIAS & MARCOS, 2004).

Mais a norte, no Cabo Ortegal, o Grupo de Paraño está representado pelas Séries Queiroga e Loiba, faltando o Grupo Nogueira (MARCOS & FARIAS, 1999). No vulcanismo da Série Queiroga foram datados zircões, por U-Pb, em riolitos, com a idade de 475 ± 2 Ma. Esta sequência passa a ser, aparentemente, a mais antiga do domínio Xistoso da ZGTM (VALVERDE-VAQUERO *et al.*, 2005). Entretanto, dados palinológicos recentes, recolhidos em filitos negros numa sequência metassedimentar equivalente ao Grupo Paraño na unidade de Rio Baio, situada entre o alóctone inferior deste maciço e os metassedimentos autóctones da antiforma de Olho de Sapo, apontam para uma idade Ordovícica para estas formações (RODRIGUEZ *et al.*, 2004). A ser assim, as mesmas litologias do Grupo Paraño teriam idade Ordovícico Inferior em Cabo Ortegal e Ordovícico - Silúrico em Verín. E teriam de estar carreadas sobre o Grupo da Nogueira, indubitavelmente de idade silúrica. Em Bragança, as unidades equivalentes a este Grupo de Paraño (Formação Filito-quartzítica e Complexo Vulcano-Silicioso), seriam Ordovícico Superior (?) a Silúrico (PEREIRA, 2006). Relativamente aos dados paleontológicos, aparentemente não se está a colocar a hipótese do material ter sido remobilizado de sedimentos mais antigos.

Para VALVERDE-VAQUERO *et al.* (2005) seria a prova que este domínio não é parautóctone, mas sim alóctone. Contudo, o estudo dos graptólitos aponta no sentido contrário, de que há afinidades paleogeográficas com a sequência sedimentar silúrica do autóctone da ZCI setentrional (PIÇARRA *et al.*, 2006).

2.10.2. JUSTIFICATIVO DE UMA NOVA PROPOSTA LITOESTRATIGRÁFICA PARA O PARAUTÓCTONE.

No decorrer dos levantamentos de cartografia regional (escala 1:50.000) no sector de Espinhosela, desde logo foi anotada a similitude de fácies entre as unidades do parautóctone inferior e de algumas das unidades do alóctone inferior, pertencentes ao "complexo vulcano - silicioso" (MEIRELES *et al.*, 1995; MEIRELES, 2000a). Aliás, como já referido anteriormente, essa correlação já estaria implícita em RIBEIRO, A. (1974).

Como já abordado, no presente trabalho de cartografia procurou-se distinguir claramente as unidades autóctones e/ou subautóctones silúricas nesta região, caracterizadas pela presença abundante de matéria orgânica, das restantes unidades, gresopelíticas e vulcanosedimentares, já consideradas como parautóctones. Relativamente a estas, a cartografia geológica que entretanto tem sido efectuada na Folha 3C (Vinhais) e as revisões que se efectuaram para este estudo, vieram reforçar a observação sobre a sua semelhança, sendo notório que na envolvência do Maciço de Bragança há mais semelhanças do que diferenças entre algumas das unidades consideradas alóctones e as unidades parautóctones envolventes. Tal é o caso da sequência vulcano-sedimentar do parautóctone e a sua semelhança com o "vulcano - silicioso" do presumível alóctone inferior. Para além da constatação da semelhança de fácies, há a destacar as mesmas mineralizações de barite e sulfuretos polimetálicos (Aveleda, "parautóctone inferior" e Edrosa, "alóctone inferior") e as mesmas características litogeoquímicas como se verá no capítulo seguinte. Em suma, na envolvente do

maciço de Bragança estar-se-á sempre em presença das mesmas unidades litoestratigráficas, correspondentes às unidades informais designadas de "infraquartzítica", "quartzítica" e "supraquartzítica", para usar as designações do parautóctone inferior (RIBEIRO, A., 1974, MEIRELES *et al.*, 1995; MEIRELES, 2000a; PEREIRA, 2000, 2006). Apenas se distinguirão pelos domínios estruturais. Como se constata da cartografia agora apresentada (Figura 2.25) há na área estudada duas situações estruturais distintas:

(1) Um domínio estrutural inferior, Domínio Estrutural da Lombada, onde predominam as escamas de carreamento, com uma forte imbricação tectónica. A sua designação deriva da designação geográfica local de Lombada. Os dados mais recentes de cartografia da sinforma de Alcañices, quer no sector português, quer no sector espanhol, revelam tratar-se de uma sequência parautóctone, complexa, em virtude da forte imbricação tectónica, com repetição de unidades induzindo uma espessa coluna de metassedimentos (MEIRELES *et al.*, 1995; GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997, 2006). O nome próprio provém da designação geográfica nome local da aldeia de Deilão, e do vértice geodésico de 1ª ordem Deilão. Os limites deste domínio estrutural são: a muro, o contacto está assinalado, no bloco leste da falha da BVM, pelo carreamento da Costa Grande; no bloco oeste, pelo carreamento da Ribeira de Silos (Figura 2.26 e Estampa 2. 14b). A tecto, no bloco oeste da falha BVM o contacto é marcado também por carreamento, quer com as Unidades Centro - Transmontanas do Complexo Alóctone Inferior quer do Alóctone Intermédio (ofiolito). No bloco leste desta falha, o limite a tecto, é efectuado pelo carreamento da Pena Branca (Figura 2.26), que faz o limite com o subdomínio das dobras deitadas.

(2) Um domínio estrutural superior, Domínio Estrutural de Vale de Prados, onde predominam as dobras deitadas ou vergentes para norte, tal como no Parautóctone Superior definido em RODRIGUES *et al.* (2003). O seu nome próprio deriva da povoação Vale de Prados. O seu limite inferior é o carreamento da Pena Branca. O limite superior é o carreamento com o parautóctone superior propriamente dito, onde a deformação é mais intensa.

Pela presente proposta estes dois domínios estruturais são constituídos pelas mesmas unidades litoestratigráficas: (1) Formação Rio de Onor, essencialmente greso - pelítica (= "formação infraquartzítica, membro superior"); (2) Formação Valvão (= "formação quartzítica"); 3) Formação Soutelo, essencialmente vulcano - sedimentar ("form. supraquartzítica"), e (4) Formação Gimonde, greso - pelítica. As três primeiras formações serão essencialmente de idade Silúrico a Devónico Inferior (?), enquanto a quarta reporta-se ao flysh sinorogénico do Devónico Superior. Por uma questão prática a descrição geral destas unidades será feita de uma só vez para evitar a repetição das descrições pelos dois domínios estruturais.

Entretanto, as unidades anteriormente consideradas pertencentes ao parautóctone na Folha 3D (Espinhosela), como sejam, "formação pelito - graváquica, S_{PX} "; "nível lenticular de grés quartzítico, S_{PQ} "; "formação dos xistos superiores, S_{PS} " e "grauvaques com alternâncias de argilitos, D_{RF} " (MEIRELES, 2000a) e por extensão as unidades atribuídas ao alóctone inferior que rodeia o Maciço de Bragança tais como "formação filito - quartzítica" e "complexo vulcano - silicioso, S_{VS} " (PEREIRA, 2000, 2006), em que são mais que evidentes as semelhanças litoestratigráficas com as unidades anteriores ditas do parautóctone inferior, não são por isso descritas à parte, mas englobadas na descrição geral, embora pertencendo ao domínio estrutural das dobras deitadas. É o caso, no limite oeste da área de estudo, das unidades entre o carreamento da Mofreira e o carreamento com o alóctone inferior propriamente dito (F. Macedo de Cavaleiros). No bloco leste da falha da BVM, as unidades deste grupo estão limitadas, na base, pelo carreamento da Pena Branca; a topo pelo carreamento da Ribeira do Porto, limite com as unidades "Formação dos Xistos Superiores" e "Formação dos Xistos e Grauvaques Culminantes" (PEREIRA, 2000, 2006) e que é neste caso o limite da área de estudo.

2.10.3. DESCRIÇÃO DAS NOVAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS.

2.10.3.1. Formação Rio de Onor (Ordovícico Superior? - Silúrico); nova unidade

Símbolos: FRO / S_{RO}

Nome: Nome de uma das aldeias mais emblemáticas da região e o nome de um dos mais importantes afluentes do Rio Sabor, e que atravessa de norte para sul toda esta sequência.

Sinónimos: "formation infraquartzitique" do "Domaine do Douro Inferieur" (RIBEIRO, A., 1974); "formação infraquartzítica, membro superior" (MEIRELES *et al.*, 1995; MEIRELES, 2000a, 2000b); engloba a "Unidade Grauvaques de França" (MEIRELES, 2000a); "formação infraquartzítica" (PEREIRA, 2006); "formação pelito - grauváquica" do "complexo parautoctone" (MEIRELES, 2000a); "formação filito - quartzítica" *pro parte* do "complexo alóctone inferior" (PEREIRA, 2006).

Secção de referência: A secção de referência será formada pelas secções de referência de cada um dos seus membros. Contudo, devido à presença de forte imbricação tectónica nesta unidade, são indicados algumas secções onde é possível observar os aspectos mais característicos desta unidade, nomeadamente os contactos entre os seus membros, definidos neste trabalho (Figura 2. 33).

Coordenadas Militares (Datum Lisboa) das secções: não se conhece a base desta unidade. São agora definidos três membros (da base para o topo): Membro França - No corte da nova estrada entre as aldeias de França e Aveleda é possível observar as suas fácies características (coordenadas: M=317200; P=549400 à cota de 680m), Carta Militar 1:25000, nº 25 (Aveleda); Membro Igrejas - o vale do Rio Igrejas, desde a fronteira com Espanha, a norte, até à aldeia de Varge, a sul, constitui uma boa secção para se observar as fácies desta unidade e da intensa imbricação tectónica; Membro Vale Andrês - este membro observa-se nos taludes da estrada nº 308, entre Gimonde - Guadramil, próximo do km 296, Carta Militar 1:25.000m, nº 26 (Deilão).

Limites: não é conhecida, na área de trabalho, com que a muro, contacta esta unidade. Na sua base ocorre o Membro França, anteriormente designada "Unidade Grauvaques de França" (MEIRELES, 2000a). Exceptuando alguns limites tectónicos, a tecto, constata-se que esta unidade pode contactar com qualquer uma das restantes a topo, Valvão e Soutelo. Esta situação pode resultar ou de um limite tectónico ainda não detectado ou de uma paraconformidade que está obliterada pela deformação.

Litologias: mantém-se, em traços gerais, a caracterização greso-pelítico descrita em RIBEIRO, A. (1974) para a "formation infraquartzitique". Predominam nesta unidade os filitos carbonosos, cinzentos a negros e psamitos cinzentos. São frequentes as intercalações de lenticulas de quartzitos e liditos. Posteriormente foram introduzidas alterações com o reconhecimento e cartografia, na base desta unidade, numa sequência arenítica e conglomerática, designada informalmente de "Gruvaques de França" e arenitos para o topo (MEIRELES, 2000a). É agora apresentada proposta formal de individualização destas unidades. Os tufos e demais metavulcanitos reportados a esta formação (RIBEIRO, A., 1974; MEIRELES, 2000a), por ocorrerem sempre em charneiras de sinclinais, são agora relacionados com a sequência vulcano-sedimentar, a topo, "formation supraquartzitique" (RIBEIRO, A., 1974). Contudo, a sequência original está fortemente perturbada pela forte imbricação tectónica como se constata da cartografia e realçada em trabalhos anteriores, particularmente no sector entre as falhas de Aveleda e Vila Meã que funcionam como rampas laterais (MEIRELES *et al.*, 1995; MEIRELES, 2000a). Além disto, o carácter pelítico, monótono, dificulta o discernimento de dobramentos menores que seguramente ocorrem o que se traduz numa dificuldade acrescida no estabelecimento das espessuras desta sequência. A leste do desligamento da Vila Meã, no sector compreendido entre a Petisqueira, o Rio Maçãs e o paralelo

de Deilão, a sequência metassedimentar também está afectada pelos inúmeros cavalgamentos, geralmente com liditos na base. A sul deste paralelo de Deilão, no bloco oriental da falha de Vila Meã e até ao carreamento de base do paraúctone, perto de Quintanilha, a sequência litoestratigráfica desta unidade não aparenta estar afectada por cavalgamentos. É agora proposta a sua divisão, da base para o topo, nos seguintes membros litoestratigráficos:

Membro França: caracteriza-se fundamentalmente pela presença de grauvaques e quartzitos finos, em bancadas decimétricas (<1 m), com intercalações de xistos argilosos cinzento a verde-escuro; por vezes ocorrem conglomerados quer a muro, quer a tecto da sequência;

Membro Igrejas: é fundamentalmente constituída por filitos cinzentos e gresofilitos. A base será assinalada pela presença de liditos. Apresenta várias intercalações fundamentalmente de liditos, quartzitos e grés impuros;

Membro Vale Andrês: é fundamentalmente constituída por intercalações decimétricas de arenitos finos e xistos argilosos.

Idade e conteúdo paleontológico: as jazidas de graptólitos apontam regra geral uma idade Llandovery. Recentemente novos dados foram obtidos com as campanhas realizadas no âmbito do projecto GRICES, particularmente no sector contíguo de Alcañices, onde foram encontrados sequências silúricas mais completas, do Wenlock e do Ludlow (comunicação de J.M. Piçarra).

Quanto à restante informação, são de destacar os resultados palinológicos. Assim, nos xistos intercalados nos grauvaques do Membro França, foram identificados esporos primitivos dos géneros: *Archaeozonotriletes* sp.; *Apiculatisporites* sp.; *Punctatisporites* sp.; *Synorisporites* sp. e *S. cf. verrucatus*. Não foi possível identificar a biozona de esporos, no entanto estes elementos indiciam uma idade Silúrico inferior - médio (PEREIRA, 1998).

No que respeita ao Membro Vale Andrês, a amostragem para palinórfos revelou-se positiva apenas em um dos níveis pelíticos intercalados nestes arenitos, apontando para uma situação complexa, com grande número e variedade de acritarcas. Foram identificados os géneros característicos do Ordovícico Inferior (*Acanthodiacrodium* spp., *Baltisphaeridium* spp., *Cymatiogalea* spp., *Eliasum* spp., *Goniosphaeridium* spp., *Gorgoniosphaeridium* sp., *Leiosphaeridia* sp., *Lophosphaeridium* spp., *Micrhystridium* spp., *Peteinosphaeridium* spp., *Priscogalea* spp., *Steeliferidium* spp., *Striatotheca* spp.). Foram também identificados acritarcas do Câmbrico Inferior a Médio como *Annulum* spp. e *Retisphaeridium* spp., juntamente com o género *Pardaminella* ? sp., do Silúrico, contudo mal preservado (PEREIRA, 1998). Novas amostragens entretanto efectuadas em outras intercalações pelíticas nestes arenitos revelaram-se infrutíferas.

Observações: A presença no Membro Vale Andrês desta tão bem preservada e complexa associação de acritarcas remobilizados do Câmbrico Inferior - Médio e do Ordovícico Inferior, juntamente com géneros do Silúrico, levanta algumas interrogações quanto à sua proveniência e idade. Não foi detectada qualquer evidência de que estes arenitos estejam numa janela tectónica do autóctone. Aliás, os novos dados cartográficos, conjugados com os dados de graptólitos entretanto encontrados, confirmam que a Formação Rio de Onor será, em termos gerais, fundamentalmente uma repetição tectónica duma sequência gresopelítica, constituída grosso modo, da base para o topo, por: metagrauvaques e conglomerados (Ordovícico Superior? - Silúrico Inferior); liditos (Llandovery); xistos negros e filitos cinzentos (Wenlock - Ludlow); metarenitos (Silúrico - Devónico Inferior?). Constata-se que as sequências areníticas têm maior expressão cartográfica do que anteriormente assinalado. No caso do Membro Vale Andrês, o limite inferior poderá corresponder eventualmente a uma paraconformidade dado que os primeiros níveis ocorrem a topo de liditos e as bancadas de metarenitos ocorrem intercaladas em filitos carbonosos idênticos aos de toda a sequência da Formação Rio de Onor.

Aspectos regionais: Perto da aldeia de França, na estrutura da *mega-kink* da falha BVM, a sequência metassedimentar está bastante afectada por inúmeros desligamentos esquerdos associados a esta falha. Junto ao rio, perto do Centro Hípico do Parque Natural, era possível observar um conglomerado grosseiro atribuído na ocasião aos diamictitos do Ordovícico Superior (MEIRELES *et al.*, 1995; MEIRELES, 2000a). Não sendo tal hipótese completamente descartada, a observação petrográfica confirma tratar-se de um conglomerado matriz suportado, de carácter gresoso, semelhante à fácies grauvacosas do Membro França. Nas proximidades das Fragas de Penalva, na margem do rio Maçãs, entre Deilão e Quintanilha, foram cartografados novos níveis conglomeráticos idênticos.

Recentemente, em 2007, durante trabalhos de campo realizados ao abrigo dos projectos GRICES em que participamos conjuntamente com J. C. Gutiérrez-Marco, E. González Clavijo, A. Sá e J.M. Piçarra, foi possível constatar a repetição das unidades devido à escamação tectónica e confirmar a nossa interpretação cartográfica. De facto, a sul da Petisqueira, na margem esquerda do Rio Maçãs (sector de Alcañices) é notória esta repetição tectónica. A sequência estratigráfica, da base para o topo, inicia-se sempre por liditos (com um cavalgamento na base) com graptólitos do Llandovery; seguem-se xistos negros com graptólitos do Wenlock e Ludlow; por fim, arenitos finos, xistificados, semelhantes aos arenitos de Vale Andrês. Esta sequência é cortada por novo cavalgamento com liditos. Estima-se uma espessura de cerca de 200 m entre cavalgamentos.

2.10.3.1.1. Membro França (novo membro)

Símbolos: MF / S_F

Nome: o nome deriva da pequena povoação França, a 1500 m ENE desta aldeia, no bloco leste da falha de Bragança-Vilariça-Manteigas.

Sinónimos: "Unidade Grauvaques de França" (MEIRELES, 2000a).

Secção de referência: No corte da nova estrada entre as aldeias de França e Aveleda é possível observar as suas fácies características a 1500 m ENE da aldeia de França, no bloco leste da falha de Bragança-Vilariça-Manteigas, onde as estruturas regionais já não estão afectadas pelo *bending* da *mega kink*.

Coordenadas Militares (Datum Lisboa) das secções: Carta Militar 1:25000 n° 25 (Aveleda); coordenadas: M=317200, P=549400, à cota de 680m.

Limites: O limite inferior não é conhecido. O limite superior é assinalado pela última bancada de arenito na passagem a filitos cinzentos e liditos do Membro Rio Igrejas (Figura 2.33A). No sector das Fragas de Penalva a passagem aos liditos é assinalada por uma bancada quartzítica.

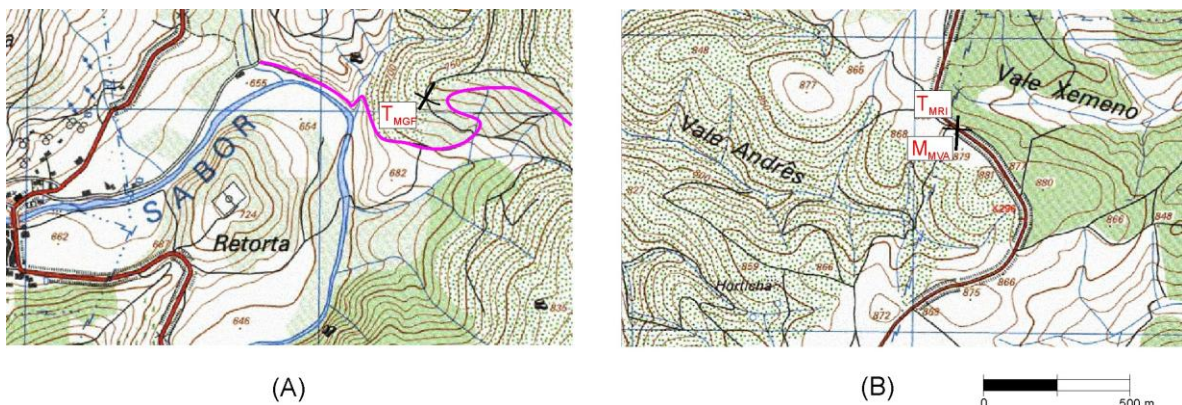


Figura 2.33 - Localização das secções de referência da Formação Rio de Onor: Membro Grauvaques de França (MGF); Membro Igrejas (MI); Membro Vale Andrês (MVA). Base topográfica extraída da carta Militar de Portugal, Folhas n°25 de 26, escala 1:25.000, (A) e (B) respectivamente. M - Muro; T - Tecto.

Litologia: na área cartografada as litologias referenciadas a este membro ocorrem em três sectores, sempre definindo a charneira de anticlinais D_1/D_3 : (1) o sector de França, com conglomerados na base, seguindo-se grauvaques e quartzovaques verde escuros em bancadas decimétricas a métricas, com intercalações centimétricas de xistos argilosos cinzentos a verde escuros, situados na charneira de um anticlinal de orientação aproximada $N110^\circ$ com mergulho para leste (Estampa 2. 15 b, c). Em algumas bancadas de vaques observa-se fácies mais grosseira com clastos de xisto e estruturas sedimentares (Estampa 2. 15 e). Os afloramentos de conglomerados grosseiros, clasto suportados, que apareciam próximo do Centro Hípico de França, no sector mais afectado pela falha BVM, desapareceram com a construção da estrada, dando lugar a um conglomerado matriz suportado (Estampa 2. 15 a, d); (2) a norte de Réfega e (3) no sector das Fragas de Penalva, a leste de Vila Meã, junto à fronteira, no vale do Rio Maçãs e terá continuidade para Espanha. O sector de Réfega é constituído fundamentalmente por quartzovaques e quartzitos escuros com intercalações centimétricas de xistos cinzento escuros. Ao microscópio revelam uma textura heterogranular de material mal calibrado, com grãos angulosos, subangulosos a moderadamente rolados. Predominam os grãos de quartzo e de elementos líticos (quartzitos e chert). Ocorre também algumas palhetas de moscovite. A matriz fina argilosa (sericites) apresenta outra população de pequenos clastos de quartzo e matéria orgânica. Algumas amostras revelam um grau de compactação elevado entre os grãos, quase sem matriz. É constante em todas as amostras observadas a presença de opacos e de matéria orgânica (?) e de pesados, turmalina e fundamentalmente zircões. São raros os clastos de feldspato. Alguns dos clastos de quartzo, pelos contactos lobados sugerem uma origem vulcânica. Quanto ao sector de Fragas de Penalva, revela-se ser a sequência estratigráfica mais completa desta unidade. Caracteriza-se fundamentalmente por uma sequência de alternâncias decimétricas de arenitos e filitos, com a ocorrência de quartzovaques negros, na base desta sequência, como visível no Rio Maçãs a norte de Quintanilha. Estará encimada por nível de quartzitos, anteriormente considerados como fazendo parte da "formation quartzitique" (RIBEIRO, A., 1974). A topo destes quartzitos, ocorrem filitos cinzentos com liditos, já da base do Membro Igrejas. Por vezes na passagem aos liditos do Membro Igrejas, ocorrem conglomerados, matriz suportado, com clastos dispersos numa matriz filítica (Estampa 2. 15f e 2.15g), possivelmente equivalentes ao conglomerado que se observava perto do Centro Hípico de França.

Idade e conteúdo paleontológico: no sector de França, nas intercalações de xistos foram identificados esporos primitivos dos géneros: *Archaeozonotriletes* sp.; *Apiculatisporites* sp.; *Punctatisporites* sp.; *Synosrisporites* sp. e *S. cf. verrucatus*. Não foi possível identificar a biozona de esporos; no entanto estes elementos indiciam uma idade Silúrico Inferior - Média (PEREIRA, 1998). Contudo, como esta sequência se encontra estratigraficamente por debaixo dos liditos (Llandoverly, Silúrico Inferior), será mais lógico admitir que esta sequência gresopelítica corresponderá ao Silúrico mais baixo da região, quiçá possa abranger o Ordovícico Superior.

Observações: Inicialmente cartografada nas proximidades da aldeia de França (Carta Geológica 3D, Espinhosela, MEIRELES, 2000a), esta sequência gresopelítica, infra - liditos do Llandoverly revela-se com uma significativa expressão cartográfica particularmente a leste de Deilão, nas margens do Rio Maçãs, no núcleo de anticlinais da D3 varisca.

Aspectos regionais: Correlacionavel com o Membro Inferior do Grupo Paraño (FARIAS, 1989, 1990). Os levantamentos em progresso na Folha 3C (Vinhais) demonstram que esta sequência inferior tem maior expressão cartográfica para oeste, continuando para Espanha. Em relação ao sector de Alcañices, não está cartografada, fazendo parte, bem como as restantes unidades parautoctones, da formação Rábano (GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997). É difícil estimar uma possança para esta unidade, pois não se conhece o limite a muro. Contudo uma estimativa

baseada no desdobramento das dobras anticlinais da D3 varisca, aponta para 150 - 200 m no sector do Rio Maçais.

2.10.3.1.2. Membro Igrejas (novo membro)

Nome: O nome deriva do Rio Igrejas, importante afluente do Rio Sabor e que atravessa a região de norte para sul.

Símbolos: MI / S_{MI}

Sinónimos: "formation infraquartzitique" (RIBEIRO, A., 1974); "formação infraquartzítica, membro superior" (MEIRELES *et al.*, 1995; MEIRELES, 2000a); "formação infraquartzítica" (PEREIRA, 2000, 2006); "formação pelito - grauvaquica" do "complexo parautoctone" (MEIRELES, 2000a).

Corte de referência: o vale do Rio Igrejas, desde a fronteira com Espanha, a norte, até à aldeia de Varge, a sul, constitui uma boa secção para se observar as fácies desta unidade e da intensa imbricação tectónica. Contudo, o local onde se pode observar a base desta sequência, sem influência da tectónica, encontra-se no corte da estrada França - Aveleda, próximo do contacto com o membro Grauvaques de França. O topo pode observar-se no talude da estrada nº308 (Bragança - Guadramil), na passagem ao Membro Vale André (Figura 2. 33B).

Coordenadas Militares (Datum Lisboa) das secções: base, coordenadas M=317.350; P=549.450 em nível de liditos a topo do Membro Grauvaques de França, Carta Militar nº 25 (Aveleda), 1:25.000. O topo, coordenadas M= 329.330; P= 545.570, Carta Militar nº26 (Deilão), 1:25.000.

Limites: limite inferior, exactamente a topo do último nível de metagrauvaque do Membro França ocorrem lentículas de liditos em filitos carbonosos. Limite superior, na passagem dos filitos carbonosos para o primeiro nível de arenito que assinala a passagem ao Membro Vale André.

Litologia: esta unidade caracteriza-se pela presença de filitos cinzentos a negros, por vezes com passagens de psamitos e gresofilitos cinzentos (Estampa 2. 16a). Os liditos apresentam-se em lentículas. São rochas negras, de grão fino, geralmente formadas por quartzo e matéria carbonosa abundante. A pirite é o sulfureto mais importante que ocorre como acessório. Há dois tipos de liditos: os mais comuns são rochas negras, extremamente siliciosas, por vezes com dobramentos que se assemelham a estruturas sin - sedimentares; os menos frequentes são cherts cinzento - claro a negros, em bancadas centimétricas.

A sul da aldeia da Petisqueira, foi cartografada uma pequena lentícula de calcário cinzento-escuro, muito fino (Silúrico superior?), assinalada pela primeira vez na cartografia da folha 4C, Deilão (MEIRELES, 2000b). Ao microscópio revela uma textura fundamentalmente clástica, formado essencialmente por material carbonatado ortoquímico inferior a 5 micras. Trata-se portanto de um calcário micritico. Esparsos nesta matriz micritica ocorrem clastos de quartzo e de opacos. Destacam-se desta matriz, clastos de calcite desde 7.5 micras até, ocasionalmente, agregados de cristais de calcite de 0,5 mm, com as maclas características deste mineral.

Quanto às lentículas de quartzitos que ocorrem nesta unidade, são fundamentalmente de dois tipos: lentículas de grés quartzíticos, claros, semelhantes aos quartzitos da Unidade Valvão; o segundo tipo é formado por quartzitos / quartzovaques verde escuros, que poderão estar associados ao membro inferior dos "Grauvaques de França".

Idade e conteúdo paleontológico: nos liditos as jazidas de graptólitos indicam sempre uma idade Llandovery; nos xistos negros, idade Wenlock a Ludlow (ver mais à frente item 2.10.4.). Recentemente novos dados foram obtidos com as campanhas realizadas no âmbito do projecto GRICES, particularmente no sector contíguo de Alcañices, onde foram encontrados sequências silúricas mais completas, do Wenlock e do Ludlow (comunicação de J.M. Piçarra).

Observações: São raros os vulcanitos que ocorrem intercalados nesta sequência metassedimentar e que aparentemente farão parte desta sequência. Pelo menos tem sido tradicionalmente assim interpretados (RIBEIRO, A., 1974; PEREIRA, 2006). Neste trabalho, como será fundamentado no próximo capítulo, estes corpos extrusivos são considerados como fazendo parte da suite vulcânica da Formação Soutelo. A sua presença no Membro Igrejas será indicadora de uma provável paraconformidade entre estas unidades.

Com contactos tectónicos, quer a muro quer a tecto, ocorrem pequenas lentículas gresosas, centimétricas muito alterados, de cor castanho esverdeado. A sua distribuição restringe-se aproximadamente entre o estradão de terra batida de Soutelo para Montesinho e o Moinho de Soutelo, junto ao Rio Sabor. Ocorrem numa das escamas tectónicas do topo, próximo do contacto com a Formação de Soutelo. A mais representativa (aprox. 50 m de comprimento por 10 m de espessura máxima) ocorre próximo do Moinho de Soutelo. Nas observações de campo era claro que enquanto umas seriam rochas sedimentares detríticas finas, noutras a componente vulcanogénica era notória. De facto, ao microscópio confirmou-se a classificação de campo: algumas das lentículas são de metassiltitos; outras, como a que ocorre próximo do Moinho de Soutelo confirmaram, ao microscópio terem uma componente vulcanogénica. Nesta rocha, é bem visível apenas uma clivagem principal grosseira onde se destacam clastos, visíveis a olho nu (< 2mm) numa matriz fina argilosa. Ao microscópio revela-se ser fundamentalmente constituída por clastos de cristais e fragmentos de cristais fundamentalmente de quartzo e feldspatos dispersos numa matriz cloritica muito fina onde abundam abundantes opacos. Particularmente nos feldspatos, as formas idiomórficas e subidiomórficas são comuns. Nos quartzos são também frequentes os cristais xenomórficos, quer nos clastos de quartzo, quer nos feldspatos são abundantes as figuras de corrosão típicas de vulcanismo extrusivo.

Aspectos regionais: São comuns as ocorrências de fosfatos primários (apatite) e secundários (variscite) nos liditos (MEIRELES *et al.*, 1987). No sector de Alcañices está também referenciada a ocorrência de variscite e aluminofosfatos nos liditos, não só secundários, mas fundamentalmente em níveis *stratabound*. Estas concentrações de variscite foram tão importantes que permitiram a sua exploração desde a Antiguidade até à Idade Média (MORO, 1988; MORO *et al.* 1992; 1994; 1995; FERNÁNDEZ *et al.*, 2007). Quanto a uma estimativa da possança desta unidade, recorrendo ao corte do Rio Maçãs, perto da Petisqueira, os liditos e os xistos negros não devem ultrapassar os 50 m.

2.10.3.1.3. Membro Valeandrês (novo membro)

Nome: deriva do topónimo Vale Andrês próximo do corte da estrada onde foi detectada a unidade (Carta Militar nº 26, Deilão, escala 1:25.000).

Símbolos: MVA / S_{MVA}

Sinónimos: referência em RIBEIRO, A. (1974) à presença na "formation infraquartzitique" de "(..) vers le sommet de la série les grauwaques deviennent plus épais et à grain plus grossier"; referência a "grauwaques de Vale Andrês" nas notícias explicativas das Cartas Geológicas, Folhas 3D e 4C (MEIRELES, 2000a e 2000b).

Corte de referência: corte de estrada nº 308 (Bragança - Guadramil) próximo do Km 296.

Coordenadas Militares (Datum Lisboa) da secção: A base desta unidade observa-se no talude da estrada nº308 (Bragança - Guadramil), Carta Militar nº26 (Deilão), 1:25.000: M= 329.330; P= 545.570 (Figura 2. 33B).

Limites: o limite inferior corresponde ao primeiro nível de arenitos a topo dos filitos cinzentos tal com é observado no corte de referência. O limite superior será a passagem aos quartzitos da Formação Valvão.

Litologia: bancadas de metarenitos finos com espessuras entre os 20 a 50 cm, alternando com níveis de xistos argilosos de espessura inferior a 10 cm. Estes arenitos apresentam por

vezes, estruturas sedimentares do tipo *load casts* e *flute casts* (Estampa 2. 16b, 2.16c e 2.16d), como é possível observar no corte da estrada Deilão - Guadramil (Figura 2. 34). Definem uma lineação primária cuja orientação é $36^{\circ}/310^{\circ}$, sendo o sentido da corrente é de ENE para WSW. Pertencem também a esta sequência gresosa as manchas a sul e oeste de Réfega, no núcleo de sinclinais, bordejados por liditos.

Idade e conteúdo paleontológico: a amostragem para palinomorfos revelou-se positiva apenas em um dos níveis pelíticos intercalados nestes arenitos, apontando para uma situação complexa, com grande número e variedade de acritarcas. Foram identificados os géneros característicos do Ordovício Inferior (*Acanthodiacrodium* spp., *Baltisphaeridium* spp., *Cymatiogalea* spp., *Eliasum* spp., *Goniosphaeridium* spp., *Gorgonisphaeridium* sp., *Leiosphaeridia* sp., *Lophosphaeridium* spp., *Micrhystridium* spp., *Peteinospharidium* spp., *Priscogalea* spp., *Steeliferidium* spp., *Striatotheca* spp.). Foram também identificados acritarcas do Câmbrio Inferior a Médio como *Annulum* spp. e *Retisphaeridium* spp., juntamente com o género *Pardaminella* ? sp. do Silúrico, contudo mal preservado (PEREIRA, 1998). Novas amostragens entretanto efectuadas em outras intercalações pelíticas nestes arenitos revelaram-se infrutíferas.

Aspectos regionais: a primeira tentativa de cartografia desta unidade ocorreu nos levantamentos das Cartas Geológicas, folhas 3D (Espinhosela) e 4C (Deilão). Esta unidade ocorre em núcleos de sinclinais de orientação $N100^{\circ}$ do Membro Igrejas. As principais manchas cartografadas ocorrem no interflúvio entre o Rio de Onor e a Ribeira de Labiados, estendendo-se para Espanha no vale do Rio Maçãs a sul da aldeia da Petisqueira. No corte deste vale pode-se constatar pela cartografia o estilo estrutural de escamas de cavalgamento com a repetição tectónica da mesma sequência: liditos (na base), filitos carbonosos e por fim, a topo, metarenitos de Vale Andrês. Estima-se a sua possança em cerca de 150 m a 200m.

No limite oeste da carta, já no domínio estrutural das dobras deitadas, foi agora reconhecida, na presente revisão da cartografia da Folha 3D (Espinhosela), uma nova mancha desta unidade. Estende-se desde o Rio Tuela até ao v.g. Coroa, já na carta geológica contígua (Folha 3C - Vinhais).

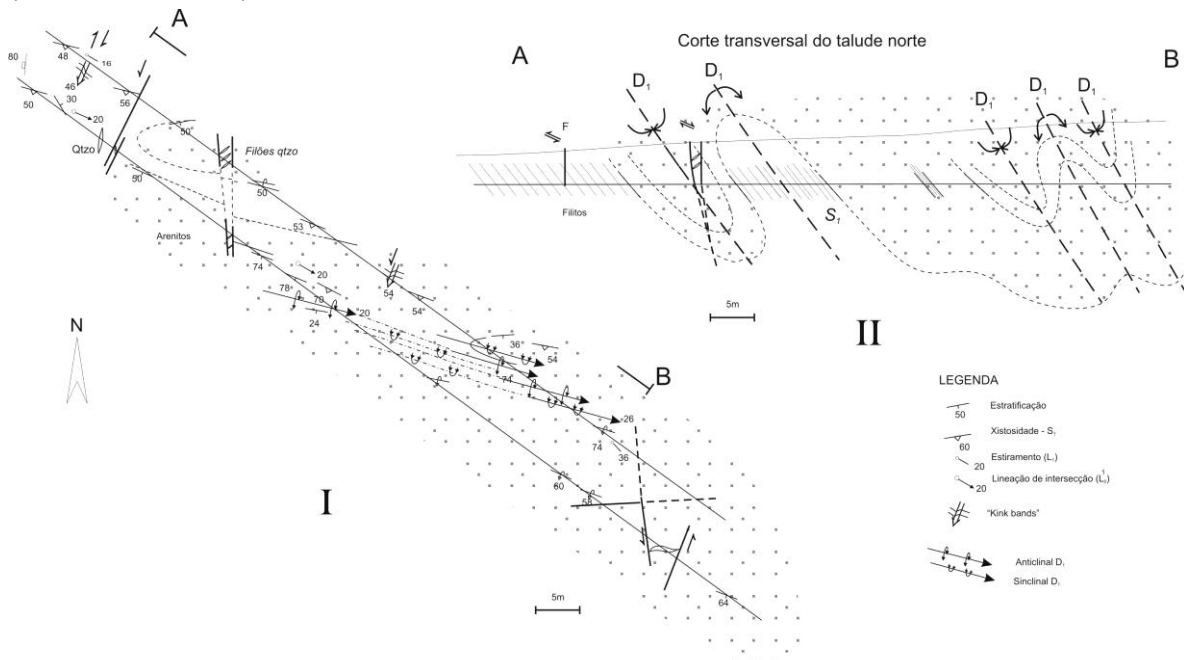


Figura 2. 34 - Arenitos de Vale Andrês (a ponteados). Detalhe da barreira da estrada Vila Meã - Guadramil onde foi estabelecido o muro do Membro Vale Andrês.

2.10.3.2. Formação Valvão (nova unidade)

Símbolos: FVa (S_{Va})

Nome: A designação actualmente proposta deriva do topónimo Valvão, nome do cabeço a 1,5 Km a ENE de Gimonde (Carta Militar nº 38, escala 1:25.000), onde ocorre uma crista destes quartzitos.

Sinónimos: "formation quartzitique" (RIBEIRO, A., 1974); "Formação quartzítica, (SQ)" (MEIRELES, 2000a, 2000b; PEREIRA, 2000, 2006).

Secções de referência: a norte de Gimonde esta unidade ocorre na charneira de anticlinal da D_3 . As litologias mais comuns e características desta unidade ocorrem nesta charneira, razão pela qual foi escolhido este sector para a designação da unidade. A melhor secção para observar esta estrutura e as litologias ocorre no corte de estrada Gimonde - Babe e no cabeço Pernal. Contudo, por não aflorar a unidade inferior (Formação Rio de Onor) optou-se por referenciar o corte da Ribeira de Cerdeira, 2,8 Km a NE de Réfega. Trata-se de um flanco inverso de uma dobra D_1 , onde a passagem dos filitos da Formação Rio de Onor aos conglomerados da base da Formação Valvão, se dá por passagem estratigráfica normal, com um extenso e lateralmente contínuo nível de quartzitos a topo dos conglomerados (Figura 2. 35).

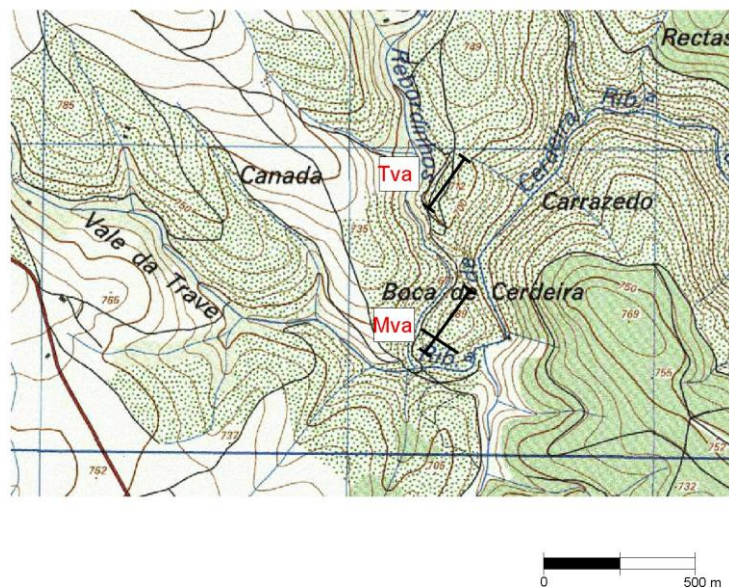


Figura 2. 35 - Localização das secções de referência da Formação Valvão. Base topográfica extraída da Carta Militar de Portugal, Folha nº 39, escala 1:25.000. M - Muro; T - Tecto.

Coordenadas Militares (Datum Lisboa) das secções: Carta Militar nº 39 (Bragança); Muro: M=330200; P=537600; Tecto: M=330180; P=538000 (Figura 2. 35).

Limites: É notória a variação de fácies desta unidade, pelas diferentes litologias que se encontram a topo, em contacto estratigráfico normal com os filitos da Formação Rio de Onor, subjacente. Assim, a base desta unidade é marcada, geralmente por um nível de quartzito fino, cinzento em contacto estratigráfico aparentemente normal com os filitos; por vezes a transição dá-se por gresoxistos e xistos finos, claros, que ocorrem por debaixo dos quartzitos, em claro contraste litológico com os filitos cinzentos da unidade inferior como sucede no v.g. Cavaleiro (carta nº 26, Deilão); ou marcado pela presença do conglomerado. O topo da unidade é também marcado por quartzitos em contacto com os xistos sericíticos de cores variadas (rosados, esbranquiçados, esverdeados) da Formação Soutelo.

Litologias: Em geral a unidade caracteriza-se pela ocorrência de intercalações de níveis lenticulares de grés quartzítico (Estampa 2.17a), branco - acinzentado, em camadas razoavelmente espessas (1 m - 0,3 m), em gresoxistos claros, xistos finos claros e por vezes

filitos carbonosos. Apresentam algumas estruturas sedimentares como estratificação e laminação entrecruzada e figuras de carga (*load casts*). Ao microscópio é constituída por sedimentos bem calibrados. É fundamentalmente formado por clastos subrolados e de alta e baixa esfericidade de quartzo e de elementos líticos. Entre os clastos ocorre mica branca. É comum, ocorrerem lenticulas de quartzitos semelhantes a esta unidade, dispersas quer na Formação Rio de Onor, quer na Formação Soutelo, tal como acontece com os liditos.

Por vezes ocorrem pequenos níveis conglomeráticos de matriz gresosa. Contudo, nas proximidades da aldeia de Réfega (folha nº 39) ocorre exactamente na base de extenso nível de quartzitos, um importante e extenso conglomerado (Estampa 2. 18), anteriormente considerado como conglomerado de base do Silúrico (RIBEIRO, A., 1974). Este nível estende-se para Espanha sendo englobado nos olitostromas da formação Rábano (GONZALEZ CLAVIJO, 1997).

Somente no sector das dobras deitadas (a topo do carreamento de Labiados) e na charneira da sinforma da D₃ de Rio Frio, é que apresenta grande espessura aparente, devido às dobras deitadas, similares, sendo possível definir cartograficamente uma espessa unidade constituída por bancadas métricas de quartzitos cinzentos esverdeados (brancos, quando alterados) com intercalações de filitos carbonosos, como se observa próximo de Quintanilha (Figura 2.36).

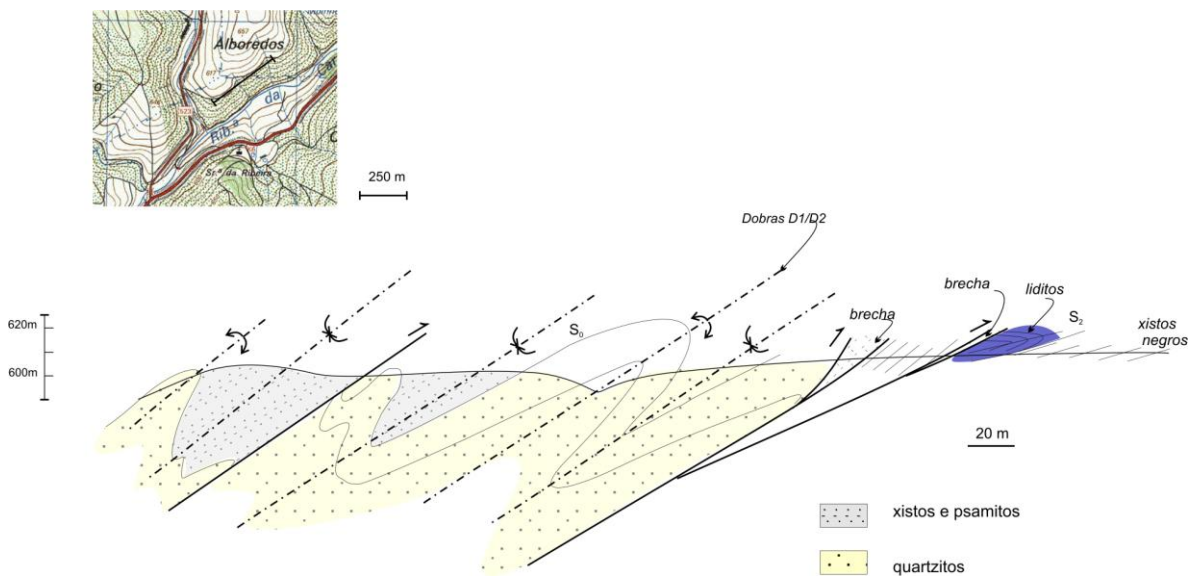


Figura 2.36 - Corte interpretativo da vertente ocidental da Ribª de Caravela (Quintanilha). Formação Valvão.

Idade e conteúdo paleontológico: em alguns locais foi possível detectar algumas pistas e evidentes sinais de actividade biogénica (Estampa 2.17c). Em Espanha, no sector de Hermisende, há a referência à ocorrência de braquiópodes linguliformes em níveis de quartzito equivalentes a este horizonte e considerado de idade Silúrico - Devónico (FERNÁNDEZ TOMÁS, 1981).

Observações: é difícil estimar a espessura desta unidade atendendo aos dobramentos e à variações de fácies. Todavia, no corte da Ribª de Cerdeira, retirada a deformação, estima-se que a espessura total dos conglomerados e quartzitos não deve ultrapassar os 80m. Na charneira do anticlinal D3 a norte de Gimonde, estima-se a possança em 100 - 150 m.

Aspectos regionais: As variações laterais de fácies apontam para que o contacto com a Formação Rio de Onor deve corresponder a uma paraconformidade. RIBEIRO, A. (1974) refere a presença de *Bilobites* nestas rochas (Vale do Rio Sabor, Santo Antão, Carta Corográfica

Militar nº 119), compatíveis com uma idade Llandovery médio - superior (sic). Como refere este autor, localmente pode passar a um conglomerado de matriz gresosa com calhaus de quartzito e lidito (sic). Assim sendo, a sua idade dificilmente poderá ser atribuída ao Silúrico, Quando muito Silúrico superior e/ou Devónico Inferior.

2.10.3.3. Formação Soutelo (Silúrico - Devónico Inferior?); (nova unidade)

Símbolo: FS_t / S_{St}

Nome: deriva do nome da aldeia de Soutelo.

Sinónimos: "formation supra-quartzique" (RIBEIRO, A., 1974); "Formação Supraquartzítica (SSQ)" (MEIRELES, 2000a, 2000b; PEREIRA, 2000). É presentemente englobada nesta unidade a "Formação dos Xistos Superiores (SPS)" da Carta Geológica 3D (Espinhosela). Complexo Vulcano-silicioso do Alóctone Inferior (PEREIRA, 2000).

Secção de referência: é difícil definir um corte onde a sequência litológica seja observável sem interferência da tectónica (dobramentos e cavalgamentos). O novo corte da estrada de Fontes de Transbaceiro (carta nº 24, Vila Verde, Vinhais) para a Serra da Escusaña, em Espanha é elucidativo para observação de algumas das principais litologias. Contudo onde há a certeza de passagem estratigráfica entre as Formações Valvão e Soutelo é no corte do v.g. Portelo para a Ribeira de Carrazedo (carta militar nº 39) numa estrutura sinclinal definido pelos quartzitos da Formação Valvão (Figura 2. 37B), ou no anticlinal D₃, com a Formação Valvão na charneira da dobra. Para o contacto, a tecto, com a Formação Gimonde, foi escolhido o corte da estrada nacional EN-218, Bragança - Vimioso - Miranda do Douro (Figura 2.37A).

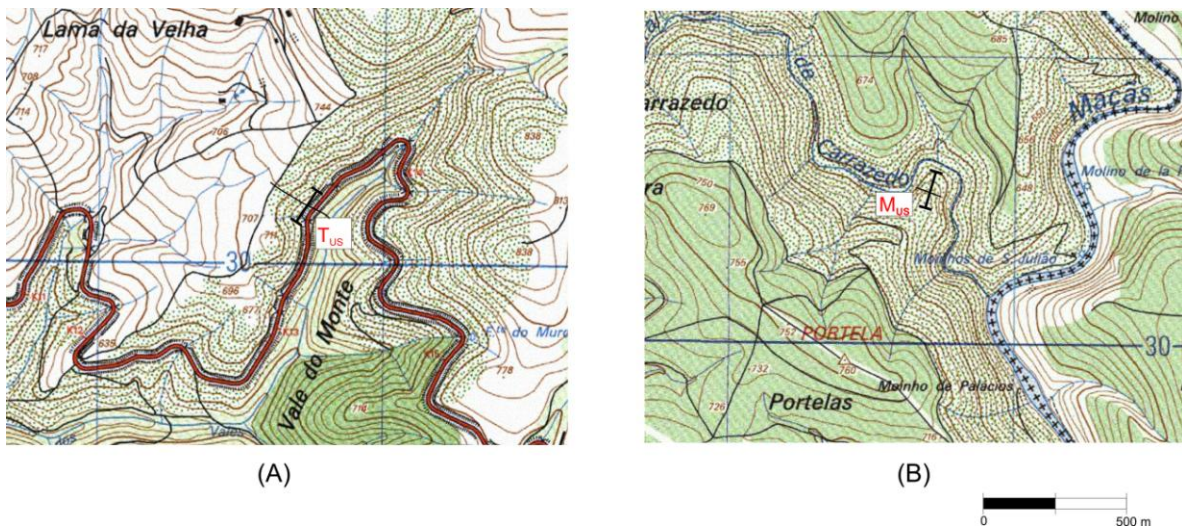


Figura 2. 37 - Localização das secções de referência da Formação Soutelo. Bases topográficas extraídas das Cartas Militares de Portugal, Folhas nº 38 e 39, escala 1:25.000. M - Muro; T - Tecto.

Coordenadas Militares (Datum Lisboa) das secções: Muro: M=331600; P=537720, Carta Militar nº 39 (Quintanilha, Bragança); Tecto: M=322640; P=537540, Carta Militar nº 38 (Bragança).

Limites: quando localmente é possível observar os contactos com as unidades a muro e a tecto, constata-se que a muro, há continuidade estratigráfica com mudança de ambiente sedimentar entre os filitos cinzentos da Formação Rio de Onor e os xistos e tufitos serícíticos desta Formação Soutelo. A topo, com a Formação Gimonde, há também continuidade estratigráfica com a passagem asinalada por nova mudança de ambiente sedimentar assinalada ou pela presença de arenitos ou pela ocorrência de xistos argilosos.

Litologias: Como refere RIBEIRO, A. (1974), é constituída fundamentalmente por filitos cinzentos-esverdeados, cloríticos, muito finos, com uma xistosidade bem marcada. Apresentam aspectos de alteração peculiares (castanho, rosados, e verde claro e mesmo esbranquiçados), sericíticos e tufíticos denunciando a sua origem vulcanogénica. Ocorrem também, em escamas tectónicas fundamentalmente, abundantes lenticulas de liditos, quartzitos e quartzovaques. Esta sequência vulcano - sedimentar aparenta estar em descontinuidade cartográfica sobre a unidade greso-pelítica subjacente, como se pode constatar pela cartografia do sector oeste da falha BVM. A componente vulcanogénica é bem evidente pela presença de xistos e tufos hematíticos (xistos borra-de-vinho), xistos sericíticos e cloríticos (tufitos), e pelas diversas manifestações de metavulcânicas extrusivas e intrusivas, básicas e ácidas particularmente. Há a considerar uma sequência contínua de manifestações de vulcanismo básico a ácido. Os termos mais básicos ocorrem próximo de Carragosa e Zeive. São rochas básicas, basaltos fundamentalmente, de forma lenticular, estratoconformes e pouco deformadas. No capítulo 3, relativo às rochas ígneas a sua caracterização geoquímica são analisadas com mais detalhe. Além disso ocorrem diversos tipos de epiclastitos e piroclastitos: tufos cinza, tufos porfiríticos e tufos aglomerados, com clastos de vulcânicas, por vezes de 5 cm. Estas rochas apresentam sinais de deformação, com uma clivagem penetrativa grosseira.

Farão parte desta unidade os escassos afloramentos de metavulcanitos que ocorrem cartograficamente no Membro Igrejas da Formação Rio de Onor. Trata-se de corpos estratoconformes, fundamentalmente de composição intermédia a ácida (andesito, dacito e riólito). Estas lenticulas estão afectadas por clivagem penetrativa grosseira S_1 . Os dois extensos afloramentos (1 Km de comprimento por cerca de 200 m de largura aflorante) ocorrem a NE da Aveleda, próximo do v. g. Roela. Constituem de um tufo de grão fino, clorítico com microfenocristais em matriz micro e criptocristalina. Ocorrem mais duas lenticulas de tufos dacíticos, na ribeira da Seixa, a 500 m a norte do v.g. Lameira e a 1 Km a ESE do v. g. Pena Veladeira. Os tufos riolíticos mais importantes ocorrem na ribeira de Igrejas e próximo do rio Calabor, afluente do Sabor.

Outro tipo distinto de rochas ácidas subvulcânicas é a ocorrência de traquitos. Situam-se num alinhamento NW-SE, desde Varge a Babe. No sector a ocidente da falha de Bragança - Vilariga - Manteigas (BVM), há a assinalar a ocorrência dos seguintes corpos subvulcânicos traquíticos: a norte da aldeia de Vilarinho, a SE do v.g. Pedro Coelho e próximo da fronteira, junto ao v.g. Redaira.

Nesta unidade vulcano - sedimentar, a ocorrência de rochas carbonatadas é mais abundante. São conhecidos os afloramentos de Varge, Aveleda e Cova da Lua (MANUPPELLA & BALACÓ MOREIRA, 1990; RIBEIRO, A., 1974). Foram reconhecidos mais dois afloramentos, o primeiro, a noroeste da aldeia de Dine, próximo do contacto com o flysch atribuído ao Devónico (MEIRELES, 2000a). É distinto do conhecido afloramento de calcários desta aldeia, pertencentes ao Alóctone Inferior. O segundo, na estrada para Labiados, em que as obras recentes de alargamento desta via, puseram a descoberto um novo afloramento de calcários cinzentos.

Relativamente às demais litologias que caracterizam esta unidade, destacam-se pela sua singularidade, as ocorrências de metassedimentos anómalos em fosfatos. Inicialmente reconhecidos junto à fronteira, nas proximidades da povoação de Rio de Onor (RIBEIRO, A., 1974), foram referidos por este autor como níveis de "calcoxistos". Por comparação com fácies semelhantes em Espanha, uma idade Devónico Inferior foi sugerida para estes "calcoxistos", devido à presença de crinóides (?) (comum. pessoal A. Ribeiro). A presença de crinóides não foi confirmada e na realidade verificou-se que estes "calcoxistos" correspondem a rochas anómalas em fosfatos (Estampas 2.19a, b). Os ensaios de catodoluminiscência efectuados no Laboratório do Centro de Geologia da Faculdade de Ciências da Univ. Porto, realizados com o apoio da Professora Helena Couto, sugerem uma origem química para estes fosfatos. Não se

trata de fosforites mas sim apatite. No sector entre Rio de Onor e Guadramil foram cartografadas várias destas lentículas, sempre na passagem para os xistos e grauvaques do Devónico Superior (MEIRELES *et al.*, 1987). Para além destas, há a registar as ocorrências de lentículas fosfatadas na mina de barite, a sul da Avelada, bem como no sector de Mofreita. Fora dos limites deste trabalho, (carta militar nº 23, escala 1:25.000 - Vinhais) foi reconhecido um expressivo horizonte destas rochas fosfatadas, próximo de Santalha, no considerado complexo vulcano-silicioso, do alóctone inferior (Figura 2.19c).

Ocorrem também lentículas de quartzitos, distintas do grés quartzítico da formação quartzítica. Apresentam-se de cor verde escura, são portanto mais impuros e imaturos; estruturas de *graded bedding* e *cross bedding* são frequentes.

Idade e conteúdo paleontológico: as tentativas de datar os níveis de calcários da área de Espinhosela revelaram-se infrutíferas até ao momento. Contudo, em áreas limítrofes a este trabalho, nomeadamente em calcários equivalentes a estes horizontes (calcários do Penacal, Bragança), e que ocorrem intercalados com tufitos e xistos borra-de-vinho, foram encontradas placas colunares de crinóides. O que aponta para uma idade Silúrico Superior - Devónico Inferior.

Observações: como já anteriormente referido, a passagem da Formação Rio de Onor a esta sequência vulcano - sedimentar nem sempre é feita pela unidade quartzítica, representada por vezes apenas por um nível quartzítico ou pela passagem brusca de filitos cinzentos da Formação Rio de Onor aos xistos castanho-rosados da Formação Soutelo. Por vezes também acontece o contacto estar muitas vezes truncado por importantes cavalgamentos da D₂ Varisca. Somente no domínio das dobras deitadas, esta sequência está bem evidenciada no anticlinal D₃ de Gimonde. A sua possança aparenta ser bastante variável entre 100 a 300 m.

Aspectos regionais: a inclusão da "Formação dos Xistos Superiores (SPS)" da Carta Geológica 3D (Espinhosela) justifica-se porque corresponde às mesmas fácies, ou seja, xistos sericíticos, de cor castanha clara a rosada, muito finos, com uma xistosidade bem marcada. Apresentam também intercalações de xistos hematíticos borra de vinho, calcários dolomíticos e pequenas intercalações de vulcanitos ácidos e de rochas fosfatadas bem como de mineralizações de barite e de sulfuretos (MEIRELES *et al.*, 1987; MEIRELES, 2000a).

2.10.4. SÍNTESE DOS DADOS PALEONTOLÓGICOS DAS UNIDADES PARAUTÓCTONES.

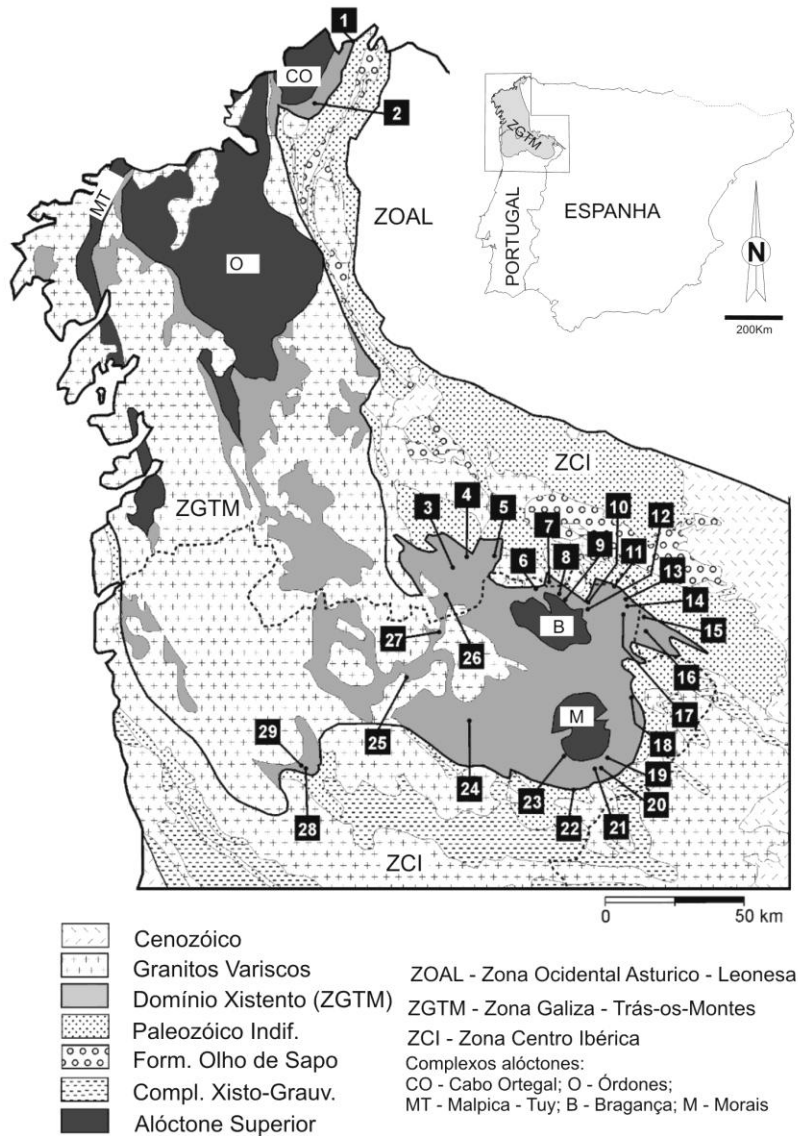
Comparativamente à diversidade de dados paleontológicos no sector espanhol desta sinforma em que, para além dos graptólitos, há registo de tentaculites e conodontes nos materiais silúricos (GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997), no sector português, os estudos paleontológicos actuais reportam-se sobretudo aos graptólitos.

Embora o Silúrico já estivesse assinalado e reconhecido em NERY DELGADO & CHOFFAT (1899), as primeiras descobertas e estudos sistemáticos devem-se a NERY DELGADO (1908). Quarenta e seis anos depois, são referidas novas descobertas de graptólitos em todo o nordeste transmontano (ROMARIZ, 1962, 1969). Relativamente à nossa área de estudo, apenas estavam referenciadas jazidas do "Valenciano" (actual Llandovery) e do Wenlock.

Como se constata (Figura 2.38), a maior parte das ocorrências de graptólitos, situam-se em unidades já consideradas como tectonoestratigraficamente deslocadas (subautóctone e parautóctone inferior). É feita uma tentativa de conjugação dos actuais dados paleontológicos conhecidos com a nova interpretação geoestrutural. A análise destes dados bioestratigráficos demonstrou que a sequência silúrica será muito condensada, formada por 15-20 m de xistos e lilitos com graptólitos do Llandovery (Rhudariano médio a Telychiano médio); seguindo-se cerca de 50 m de xistos negros com graptólitos do Telychiano superior ao Ludfordiano e por fim, cerca de 100 m de xistos com lentículas de calcários do Silúrico superior (PIÇARRA *et al.*,

2006). Fica assim demonstrada que a repetição tectónica de uma mesma sequência muito condensada é responsável pela espessa coluna litoestratigráfica atribuída à sequência silúrica da ZGTM.

A maior parte das ocorrências de graptólitos conhecidas da literatura (NERY DELGADO 1908; ROMARIZ, 1962; 1969), situam-se nas Formações Rio de Onor e Soutelo, particularmente no subdomínio de imbricação de escamas de carreamento. Estas faunas indicam sempre idades do Llandovery e Wenlock. Todas as jazidas que ocorrem nos liditos ("fácies siliciosa" de ROMARIZ, 1969) são sempre do Llandovery. Os graptólitos do Wenlock ocorrem em xistos negros ("fácies xistosa" de ROMARIZ, 1969).



1, Picón (Llandovery: Bastida *et al.* 1984); 2, Seixas-Deveso (Llandovery: Matte, 1968, Iglésias & Robardet 1980; **dados reavaliados**); 3, Servoi (Llandovery-? Wenlock: Matte 1968, Romariz 1969; **dados reavaliados**); 4, Campobecerros (Silúrico indif.: Sabariegos 1945); 5, A Gudiña (Llandovery: Matte 1968; **dados reavaliados**); 6, Contim (Llandovery: Romariz 1969); 7, Hermisende (Llandovery: Fernández Tomás 1981; e **dados novos**); 8, Vilarinho (Romariz 1969); 9, Soutelo/Vinhais (Llandovery, 6 locais: Romariz 1969); 10, França (Wenlock: Romariz 1969); 11, Rio de Onor (Llandovery: Romariz 1969); 12, Aveleda (Llandovery, 2 locais: Romariz 1969); 13, Guadramil (Llandovery e Wenlock, 4 locais: Delgado 1908, Romariz 1961, 1962; e **dados novos**); 14, Deilão (Llandovery, 6 locais: Romariz, 1962, 1969); 15, Moldones-Figueruela (Llandovery e Ludlow, 4 locais: González Clavijo 1997); 16, San Blas (Wenlock: Jiménez Fuentes & Quiroga 1981; **dados reavaliados**); 17, S. Julião de Palácios (Llandovery: Romariz 1969); 18, Vimioso (Silurico indif.: Delgado 1908, Romariz 1962); 19, Paçó/Mogadouro (Silúrico indif.: Romariz 1962); 20, Fragas do Mosqueiro/Mogadouro (Llandovery: Romariz 1969); 21, Rodela/Mogadouro (Silurico indif.: Romariz 1969); 22, Meirinhos (Llandovery, 3 locais: Romariz 1969; **dados reavaliados**); 23, Castro Vicente (Llandovery: Romariz 1969); 24, Passos/Mirandela (Llandovery: **dados novos**); 25, Ribeira de Pena (Silurico indif.: Romariz 1969); 26, Verín (Llandovery: **dados novos**); 27, Chaves (Silurico indif.: Romariz 1969); 28, Campanhó (Wenlock: Delgado 1908, Romariz 1962, 1969); 29, Mouquim (Wenlock: Romariz 1969 e **dados novos**).

Figura 2.38 - Localização das jazidas de graptólitos da Zona Galiza - Trás-os-Montes (adaptado de PIÇARRA *et al.*, 2006).

Juntamente com demais jazidas de graptólitos da ZGTM foram recentemente revistas em PIÇARRA & MEIRELES (2003) e PIÇARRA *et al.* (2006). Destas recentes revisões destaca-se a 1ª referência, em todo o nordeste transmontano, de graptólitos da Biozona de *Scanicus* do Gorstiano (Ludlow inferior) (PIÇARRA & MEIRELES, 2003). Esta associação faunística ocorre na trincheira da estrada Guadramil - Deilão, ao km 292,5 (Figura 2.39). Como se constata do esquema desta figura é bem evidente a repetição tectónica da sequência silúrica. O corte inicia-se, da base para o topo, por: 1) cavalgamento assinalado por uma brecha ferruginosa e xistos carbonosos esmagados de 2 m de espessura; 2) seguem-se 3 m de liditos negros com variscite e sulfuretos; 3) 9 m de xistos negros, alterados para cinza-claro, nos primeiros 3 m, e castanho nos restantes; 4) seguem-se 25 m de xistos cinzentos; a topo, volta a sequência a repetir-se com novo acidente tectónico na base de novo nível de liditos negros.

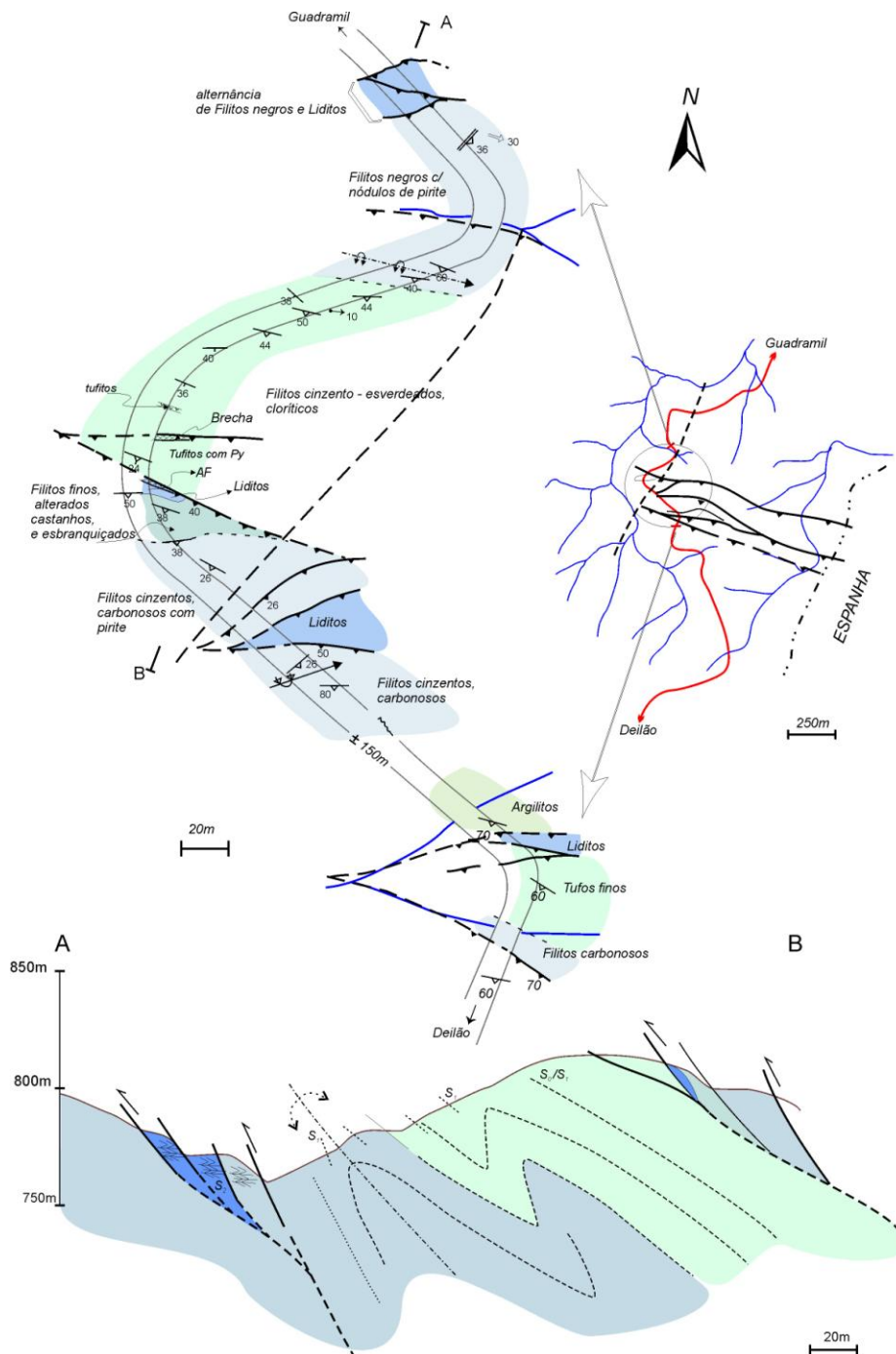


Figura 2.39 - Esquema geológico detalhado do corte da estrada N308, Guadramil - Deilão, ao km 292,5.

Nesta secção havia a referência a formas do Wenlock (ROMARIZ, 1969, pág. 120). A pesquisa agora efectuada apenas forneceu graptólitos classificáveis, para o topo dos xistos negros. Identificaram-se *Lobograptus scanicus*, *Colonograptus? colonus*, *Bohemograptus bohemicus* e *Saetograptus* sp. Estas formas definem a Biozona de *Scanicus* do Gorstiano, Ludlow basal (PIÇARRA & MEIRELES, 2003). (Estampas 2.21).

A outra jazida estudada, "550m a SE de Guadramil", situa-se numa trincheira de um caminho que conduz a esta povoação (Figura 2.40).

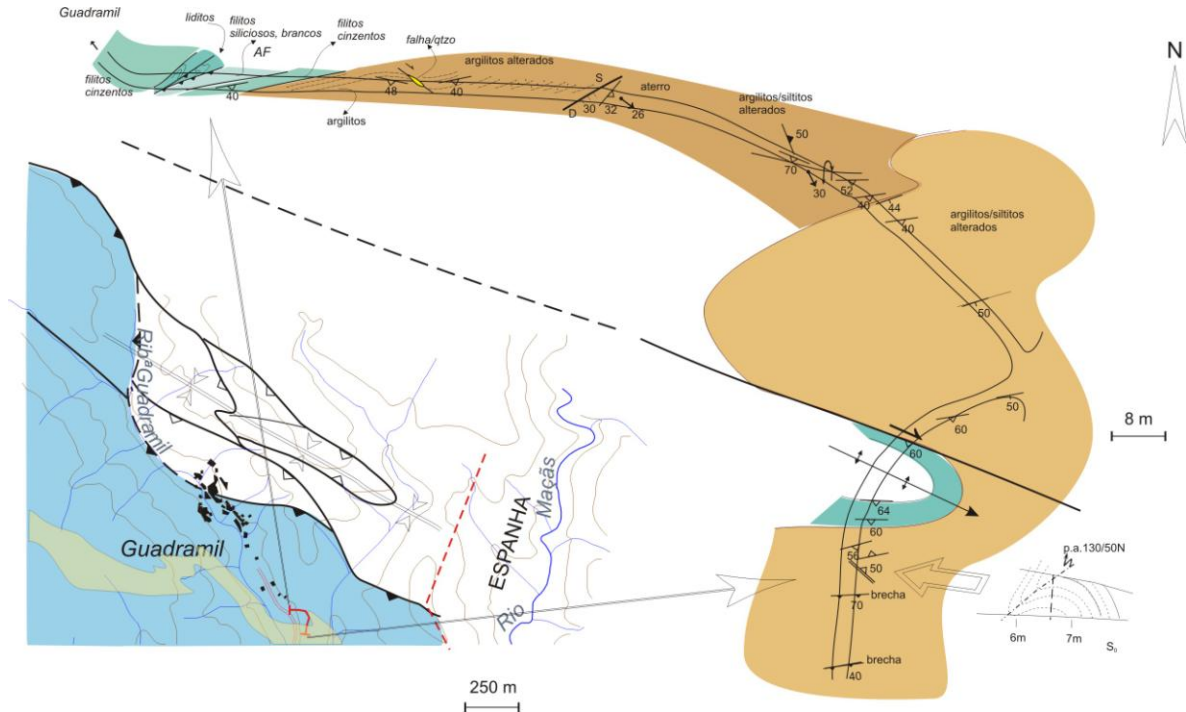


Figura 2.40 - Esquema geológico detalhado da jazida "550 m a SE de Guadramil" de ROMARIZ (1969).

O corte inicia-se por um nível de liditos negros, muito deformado, com um cavalgamento a 1,5 m da base. A sua espessura real, desdobrada a deformação, não deverá ultrapassar 1m. Estão intercalados em filitos negros, carbonosos. Estes liditos apresentam-se em níveis de 2-3 cm de espessura e forneceram fauna do Llandovery, provavelmente *Monograptus austerus* do Aeroniano (PIÇARRA & MEIRELES, 2003).

Segue-se para o tecto: i) um acidente tectónico e 1,3 m de xistos negros, siliciosos, alterados para branco; ii) 1 m de xistos cinzentos, carbonosos; iii) 4m de xistos argilosos, cinzentos, com alteração para castanho - esverdeado; iv) espessa sequência dobrada, de xistos argilosos com alternâncias centimétricas de siltitos; espessura provável de 1 m, retirado o dobramento; para o topo desta sequência começam a ser frequentes as intercalações de grauvaques de grão fino; v) grauvaques.

Nos xistos negros foram identificadas as seguintes espécies: *Monograptus* cf. *belophorus*, *Pristiograptus* ex gr. *dubius* e *Cyrtograptus* sp. Esta associação caracteriza a Biozona de *Belophorus* do Sheinwoodiano, do Wenlock basal (PIÇARRA & MEIRELES, 2003).

Em relação às restantes jazidas clássicas que ocorrem nesta área de estudo foram revistas em PIÇARRA *et al.* (2006). Algumas destas jazidas descritas por Romariz não estão devidamente referenciadas pelo que é difícil a sua localização. Relativamente às jazidas de Romariz, actualmente situadas na Unidade Coroto (subautóctone), já foram anteriormente abordadas pelo que não serão agora referidas. Relativamente às unidades parautóctones, na Formação Rio de Onor situam-se as seguintes jazidas:

1) "1000 m S do v.g. Cabeça Velhd";
 Coordenadas: M= 327720; P= 546820;
Climacograptus rectangularis (Mc Coy); Z. 16-19
Climacograptus scalaris scalaris (His.); Z. 19c-22
 Idade: Llandovery médio (ROMARIZ, 1969)

2) v. g. Bordeiro (Tabela 2.5);
 Coordenadas: M= 324800; P= 549960;

Tabela 2.5 - Revisão da jazida Bordeiro (Formação Rio de Onor)

ROMARIZ (1969)	PIÇARRA <i>et al.</i> (2006)
<i>Climacograptus scalaris scalaris</i> (His.); Z. 19c-22	
<i>Climacograptus scalaris normalis</i> LAPW.; Z. 16-19c	<i>Normalograptus normalis</i> (Lapworth)
<i>Monograptus lobiferus</i> (Mc Coy), Z. 19b-22	

Idade: fauna do Llandovery médio, zona 19c (ROMARIZ, 1969).

3) Junto à aldeia de França (Tabela 2.6), em xistos negros;
 Coordenadas: M= 315920; P= 549180;

Tabela 2.6 - Revisão da jazida de França (Formação Rio de Onor)

ROMARIZ (1969)	PIÇARRA <i>et al.</i> (2006)
<i>Monograptus</i>	<i>Monograptus</i> sp.
<i>Pristiograptus</i>	<i>Pristiograptus</i> sp.

Idade: «Salopiano» (ROMARIZ, 1969).

Na Formação Soutelo situam-se as seguintes jazidas:

1) "900 m NE da Igreja de Soutelo" (Tabela 2.7), em lilitos;
 Coordenadas, M= 310800; P= 547860;

Tabela 2.7 - Revisão da jazida "900 m NE da Igreja de Soutelo"

ROMARIZ (1969)	PIÇARRA <i>et al.</i> (2006)
<i>Glyptograptus tamariscus incertus</i> (E. & W.); Z. 19b-22	<i>Glyptograptus</i> sp.
<i>Climacograptus scalaris scalaris</i> (His.), Z.18-21	<i>Normalograptus</i> sp.
<i>Monograptus lobiferus</i> (Mc Coy), Z. 19b-22	<i>Campograptus lobiferus</i> (Mc Coy)
<i>Monograptus sedgwickii</i> (PORTL.), Z. 19-22	
<i>Demirastrites cf. decipiens</i> (TÖRNQ.), Z.19c-22	Inclassificável
<i>Pristiograptus jaculum</i> (LAPW.), Z. 19c-21	

Idade: Llandovery médio a superior (ROMARIZ, 1969). Llandovery (Aeroniano) (PIÇARRA *et al.* (2006).

2) "(...) nos ftanitos provenientes de Soutelo" (Tabela 2.8). Há pelo menos duas ocorrências, com a mesma referência, assinaladas nos arquivos;

Coordenadas: M= 310320; P= 548330; M= 310700; P= 548100;

Tabela 2.8 - Revisão das jazidas de Soutelo

ROMARIZ (1969)	PIÇARRA <i>et al.</i> (2006)
<i>Climacograptus scalaris scalaris</i> (HIS.), Z.18-21	
<i>Glyptograptus tamariscus incertus</i> (E. & W.); Z. 19b-22	<i>Glyptograptus tamariscus</i> (Nicholson)
<i>Petalolithus hispanicus</i> (HABERF.); Z. 21	<i>Petalolithus</i> sp.
<i>Monograptus lobiferus</i> (MC COY), Z. 19b-22	<i>Campograptus lobiferus</i>
<i>Monograptus sedgwickii</i> (PORTL.), Z. 19-22	
<i>Spirograptus communis communis</i> (LAPW.); Z. 19-21	<i>Torquigraptus</i> cf. <i>Denticulatus</i> (Törnquist)
<i>Demirastrites triangulatus triangulatus</i> (HARKN.) Z. 19-21	parte proximal de <i>Campograptus lobiferus</i>
<i>Pristiograptus gregarius</i> (LAWP.); Z. 18-20a	
<i>Pristiograptus regularis regularis</i> (TÖRNQ.); Z. 19c-22	
<i>Pristiograptus variabilis</i> (PERNER); Z. 22-23.	

Idade: Llandovery superior (Z. 21 de Elles & Wood, 1913), segundo (ROMARIZ, 1969). As formas indicadas por ROMARIZ (1969) não podem ser do mesmo nível estratigráfico pois há exemplares determinativos de 3 biozonas, 2 do Aeroniano e 1 do Telychiano (PIÇARRA *et al.*, 2006).

3) "350 m a NE da capela de Santo Amaro" (Tabela 2.9);

Coordenadas: M= 308050; P= 548340;

Tabela 2.9 - Revisão da jazida da capela de Santo Amaro

ROMARIZ (1969)	PIÇARRA <i>et al.</i> (2006)
<i>Diplograptus</i> sp. (D. magnus?)	<i>Demirastrites triangulatus triangulates</i> (Harkness)
<i>Glyptograptus tamariscus tamariscus</i> (NICH.); Z.18-21	
<i>Climacograptus scalaris scalaris</i> (His.); Z. 19c-22	
<i>Climacograptus rectangularis</i> (MC COY); Z. 16-19	
<i>Petalolithus ovato-elongatus</i> (KURCK); Z:19b-22	
<i>Rastrites richteri</i> PERN.; Z. 19b, c, 20a, 23	

Idade: Llandovery, talvez a zona média (ROMARIZ, 1969). Determinada a Biozona de *Demirastrites triangulatus* do Aeroniano (Llandovery) (PIÇARRA *et al.*, 2006).

4) "Em Vilarinho" (Tabela 2.10);

Coordenadas: desconhecidas; não há qualquer indicação nos mapas em arquivo;

Tabela 2.10 - Revisão da Jazida "Vilarinho"

ROMARIZ (1969)	PIÇARRA <i>et al.</i> (2006)
<i>Climacograptus scalaris normalis</i> LAPW.; Z. 16-19c	
<i>Glyptograptus tamariscus incertus</i> (E&W); Z.19b-22	Inclassificável
<i>Spirograptus communis communis</i> (LAPW.); Z. 19-21	

Idade: Fauna característica do topo do Llandovery médio, zona 19c de Elles & Wood (ROMARIZ, 1969).

5) "Ainda em Vilarinho, em ftanitos"

Coordenadas: desconhecidas; não há qualquer indicação nos mapas em arquivo;

Climacograptus scalaris scalaris (His.); Z. 19c-22

Climacograptus scalaris normalis LAPW.; Z. 16-19c

Glyptograptus tamariscus incertus (E&W); Z.19b-22

Petalolithus giganteus BOUC & PRIB.; Z. 21?

Monograptus lobiferus (Mc Coy), Z. 19b-22;

Idade: Llandovery médio (ROMARIZ, 1969). A espécie *Parapetalolithus giganteus* é do Llandovery tardio (PIÇARRA *et al.*, 2006).

6) "1450 m a NW da capela, em xisto negro" (Tabela 2.11);

Coordenadas: M= 306740; P= 549970;

Tabela 2.11 - Revisão da jazida "1450m NW da capela de Vilarinho"

ROMARIZ (1969)	PIÇARRA <i>et al.</i> (2006)
<i>Monograptus</i> do grupo ranfoteca	<i>Monograptus</i> sp.

Idade: "Salopiano" (ROMARIZ, 1969). Nota: o termo "Salopian" já não é usado actualmente. Foi introduzido por Lapworth (1880) para designar as fácies graptolíticas do Wenlock e do Ludlow basal (Piçarra, comun. pessoal).

7) S. Julião dos Palácios, 350 m NE do Alto do Gato;

Coordenadas: M= 326300; P= 544000;

Glyptograptus serratus (E.& W.); Z. 19c, 20b, 21

Glyptograptus tamariscus tamariscus (NICH.); Z.18-21

Climacograptus rectangularis (Mc Coy); Z. 16-19

Petalolithus palmeus palmeus (BARR.); Z. 19, 20-22 (?)

Monograptus Mc COY LAPW.; Z. 19c-22

Idade: Llandovery médio (ROMARIZ, 1969). A espécie *Parapetalolithus palmeus palmeus* é do Llandovery tardio (Piçarra, comun. escrita). Na taxonomia actual o género *Petalolithus* é usado para espécies de idade até ao topo do Aeroniano (Llandovery médio). A partir da base do Teliquiano (Llandovery superior) o género é designado *Parapetalolithus*. Essa espécie aparece na 1ª biozona do Teliquiano (J. M. Piçarra, comun. pessoal).

8) Deilão, Fragas de Penalva, em "ftanitos".

Coordenadas: (pelo menos duas ocorrências assinaladas nos arquivos) M= 332220; P= 540940; M= 332080; P= 541600;

Diplograptus magnus LAPW.; Z. 19-20a

Glyptograptus serratus (E.& W.); Z. 19c, 20b, 21

Glyptograptus tamariscus incertus (E&W); Z.19b-22

Climacograptus scalaris scalaris (His.); Z. 19c-22

Monograptus lobiferus (Mc COY), Z. 19b-22;

Monograptus sedgwickii (PORTL.), Z. 19-22;

Pristiograptus jaculum (LAPW.), Z. 19c-21

Idade: Llandovery médio (ROMARIZ, 1969).

9) "2 Km a W de Deilão", xistos negros siliciosos;

Coordenadas: não foi possível a localização; não há qualquer indicação nos mapas em arquivo;

Monograptus sp.;

Idade: "Salopiano" (ROMARIZ, 1969).

10) "1500 m NW da Petisqueira", "Ftanitos" (Tabela 2.12);

Coordenadas: M=332300; P=541140;

Tabela 2.12 - Revisão da jazida da Petisqueira

ROMARIZ (1969)	PIÇARRA <i>et al.</i> (2006)
<i>Monograptus lobiferus</i> (Mc COY), Z. 19b-22	<i>Campograptus lobiferus</i>
<i>Monograptus</i> sp	

Idade: Llandovery médio - superior (ROMARIZ, 1969). Apenas se confirma o Landoverly "médio" (Z. 20), segundo a biozonação de Elles & Wood, 1913 (PIÇARRA *et al.*, 2006).

11) v.g. Cuco, "ftanitos" (Tabela 2.13);

Coordenadas: M=331200; P=540800;

Tabela 2.13 - Revisão da jazida "Cuco"

ROMARIZ (1969)	PIÇARRA <i>et al.</i> (2006)
<i>Climacograptus scalaris scalaris</i> (His.); Z. 19c-22	
<i>Climacograptus rectangularis</i> (Mc COY); Z. 16-19	
<i>Glyptograptus serratus</i> (E.& W.); Z. 19c, 20b, 21	
<i>Glyptograptus tamariscus incertus</i> (E&W); Z.19b-22	
<i>Monograptus sedgwickii</i> (PORTL.), Z. 19-22	Inclassificável
<i>Monograptus lobiferus</i> (Mc COY), Z. 19b-22	

Idade: Llandovery médio (ROMARIZ, 1969)

12) v.g. Deilão, "ftanitos" (Tabela 2.14)

Coordenadas: M= 328060; P=543380;

Tabela 2.14 - Revisão da jazida "Deilão"

ROMARIZ (1969)	PIÇARRA <i>et al.</i> (2006)
<i>Glyptograptus serratus</i> (E. & W.); Z. 19c, 20b, 21	<i>Glyptograptus</i> sp.
<i>Glyptograptus tamariscus incertus</i> (E&W); Z.19b-22	<i>Glyptograptus cf. tamariscus</i>
<i>Glyptograptus tamariscus tamariscus</i> (NICH.); Z.18-21	
<i>Climacograptus scalaris normalis</i> LAPW.; Z. 16-19c	
<i>Climacograptus scalaris scalaris</i> (His.); Z. 19c-22	
<i>Climacograptus rectangularis</i> (Mc COY); Z. 16-19	
<i>Raphidograptus tornquisti</i> (E. & W.); Z. 18-20	
<i>Petalolithus palmeus palmeus</i> (BARR.); Z. 19, 20-22 (?)	
<i>Petalolithus hispanicus</i> (HABERF.); Z. 21	
<i>Petalolithus minor</i> (ELLES); Z. 19	
<i>Monograptus lobiferus</i> (Mc COY), Z. 19b-22	<i>Campograptus lobiferus</i>
<i>Monograptus dextorsus</i> LINNARS.; Z. 22-25	
<i>Globosograptus crispus</i> (LAPW.); Z. 21-23	
<i>Rastrites approximatus approximatus</i> (PERN.); Z. 19-21	
<i>Rastrites peregrinus socialis</i> (TÖRNQ.); Z. 19-20	<i>Lituigraptus cf. richteri</i>

Idade: Llandovery médio (ROMARIZ, 1969). As formas indicadas por ROMARIZ (1969) não podem ser do mesmo nível estratigráfico pois são determinativas de 1 biozona do Aeroniano e de 2 do Llandovery tardio (Telychiano) (PIÇARRA *et al.*, 2006). Das espécies revistas, *Lituigraptus cf. richteri* indica a presença da Biozona de *Pribylograptus leptotheca* do Aeroniano. A Biozona de *Lituigraptus convolutus* do Aeroniano, também foi determinada nesta jazida (PIÇARRA & MEIRELES, 2003).

13) "(..) Rio de Onor, próximo da aldeia (..)" (sic);

Coordenadas: (há pelo menos duas ocorrências assinaladas nos arquivos) M= 326100; P= 552500; M= 324600; P= 553400);

ROMARIZ (1969):

Climacograptus scalaris scalaris (His.); Z. 19c-22

Demirastrites triangulatus triangulatus (HARK.); Z. 19-21

TEIXEIRA (1981) assinala a presença de *Orthograptus mutabilis* (E. & W.) e *Monograptus lobiferus* (Mc COY).

Idade: Fauna do Llandovery médio (ROMARIZ, 1969).

14) Gimonde, 1000 m SE v.g. Castro, em ftanitos.

Coordenadas: M= 323180; P= 539100;

Monograptus inchoata (PRIB.); Z. 21-22

Idade: Llandovery superior e base do Taranoniano (ROMARIZ, 1969).

15) "trincheira da estrada Guadramil - Deilão, ao km 292,5" (Tabela 2.15)

Coordenadas: M= 328965; P= 548485;

Tabela 2.15 - Revisão da jazida do Km 293,5

ROMARIZ (1969)	PIÇARRA & MEIRELES (2003)
<i>Monograptus flemingi flemingi</i> (SALT.); Z. 29-30	<i>Lobograptus scanicus</i> ,
<i>Monograptus mutuliferus mutuliferus</i> GORT.; Z. 30	<i>Colonograptus? colonus</i> ,
<i>Pristiograptus sardus sardus</i> (GORT.); Z. 29-30	<i>Bohemograptus bohemicus</i>
<i>Retiolites transmontana</i> (ROM.); Z. 30	<i>Saetograptus</i> sp.

Idade: A revisão dos dados e as novas formas definem a Biozona de *Scanicus* do Gorstiano (Ludlow basal).

16) "550 m a SE de Guadramil" (Tabela 2.16)

Coordenadas: M= 330100; P=550220;

Tabela 2.16 - Revisão da jazida "550 m a SE de Guadramil"

Romariz (1969)	PIÇARRA & MEIRELES (2003)
	liditos:
	<i>Monograptus austerus</i>
	xistos negros:
	<i>Monograptus cf. belophorus</i>
	<i>Pristiograptus ex gr. dubius</i>
	<i>Cyrtograptus</i> sp.

Idade: nos liditos, faunas do Llandovery (Aeroniano); nos xistos negros, a associação caracteriza a Biozona de *Belophorus* do Sheinwoodiano, isto é, do Wenlock basal.

Assim, comparando com as sequências silúricas, não perturbadas, do autóctone da Zona Centro Ibérica e ZOM, os liditos ocorrem sempre no Silúrico Inferior (Llandovery). As ocorrências de graptólitos nos xistos negros, indicam sempre, como era expectável, idades Wenlock e Ludlow (PIÇARRA & MEIRELES, 2003; PIÇARRA *et al.*, 2006). Por outro lado, confirma-se que a sequência silúrica é extremamente condensada e está demonstrado que esta fauna de graptólitos, tal como sucede nas restantes ocorrências de Trás-os-Montes, tem afinidades às associações de tipo mediterrânico da Zona da Ossa-Morena, a que se associam também semelhanças do ponto de vista litológico (PIÇARRA & MEIRELES, 2003). Esta afinidade com a fauna de graptólitos da Zona de Ossa-Morena, é constante, quer em Portugal quer em Espanha (RÁBANO *et al.*, 1993; PIÇARRA *et al.*, 1995; PIÇARRA & REBELO, 1997; SARMIENTO *et al.*, 1999; PIÇARRA *et al.*, 2006).

2.10.5. O CONTACTO SILÚRICO - DEVÓNICO

Em Trás-os-Montes este contacto era considerado corresponder a uma discordância cartográfica. Para o topo do complexo pelítico e silicioso silúrico, passava-se de forma nítida a grauvaques, ricos em restos vegetais que indicariam uma idade Devónico Superior ou mesmo Carbónico (RIBEIRO, A., 1974; TEIXEIRA & PAIS, 1973).

Posteriormente, trabalhos mais recentes no flysch de San Vitero da sinforma de Alcañices demonstraram a existência de conodontes de idade Prídolí a Emsiano (ALDAYA *et al.*, 1976; QUIROGA DE LA VEGA, 1982; SARMIENTO *et al.*, 1997). Apesar das dificuldades estruturais impostas pela tectónica, a pouco e pouco vai sendo possível reconstituir a sequência original. Tudo leva a crer que não haja discordância entre estes Sistemas. A passagem estará provavelmente dentro da Formação Soutelo, assinalada porventura pela presença dos níveis fosfatados. Como já referido, entre Rio de Onor e Guadramil foram reconhecidos várias lenticulas fosfatadas definindo um horizonte estratigráfico específico. Ocorrem sempre por debaixo da Formação Gimonde. Observa-se uma clara mudança de fácies pois que para topo destes níveis fosfatados, intercalados em filitos, seguem-se xistos argilosos, típicos "mudstones"; por fim, a topo destes, surgem os arenitos e grauvaques característicos da Formação Gimonde. Estes argilitos chegam a ser suficientemente espessos para terem representação cartográfica como sucede próximo da aldeia de Rio de Onor. Há outros locais onde é possível detectar esta passagem, como patente no corte próximo de Guadramil (Figura 2.40) e no corte da estrada entre Guadramil e Deilão. De facto, neste corte observa-se que na passagem dos xistos variados da sequência vulcano - sedimentar (Silúrico superior - Devónico Inferior?) para os grauvaques do Devónico Superior, ocorrem argilitos que poderão ser já do Devónico. Aparentemente não há discordância cartográfica com a unidade subjacente. Contudo, no mesmo corte observa-se o contacto entre o Silúrico inferior, assinalado por liditos, com os grauvaques (Figura 2.40) o que aponta para uma possível interrupção na sedimentação entre o Silúrico inferior e o Devónico Médio - Superior resultante provavelmente dos processos de formação dos olitostromas. Nalguns locais poderá haver ainda a sequência condensada do Silúrico superior ao Devónico Inferior. O horizonte de calcários dolomíticos e as manifestações vulcânicas poderão corresponder a esta passagem, Silúrico superior - Devónico Inferior.

2.10.6. DEVÓNICO.

2.10.6.1. Formação Gimonde (Devónico Médio - Superior).

Símbolo: FGi (D_{Gi})

Nome: O nome deriva do nome da aldeia de Gimonde situada a 7 km de Bragança, na estrada nacional EN- 218 , Bragança - Vimioso - Miranda do Douro.

Sinónimos: Corresponde à "Formation de schistes et grauwackes culminants" de RIBEIRO (1974). A designação informal de "Formação Gimonde" remonta à Carta Geológica de Portugal, à escala 1:500.000 de 1992, onde foi usada pela primeira vez; neste trabalho também será adoptada esta designação; "DRF, grauvaques com alternância de argilitos" (MEIRELES, 2000a)

Secção de referência: Foi escolhido o mesmo corte da estrada EN-218 onde se observa o contacto entre as Formações Soutelo e Gimonde (Figura 2.41-A). Foi também escolhido como corte representativo o talude da estrada municipal Bragança - Rio de Onor onde se obtiveram os resultados positivos de palinologia (Figura 2.41-B).

Coordenadas UTM: Muro, M=322640; P=537540. Carta Militar nº 38 (esc. 1:25.000). O tecto não ocorre na área de estudo.

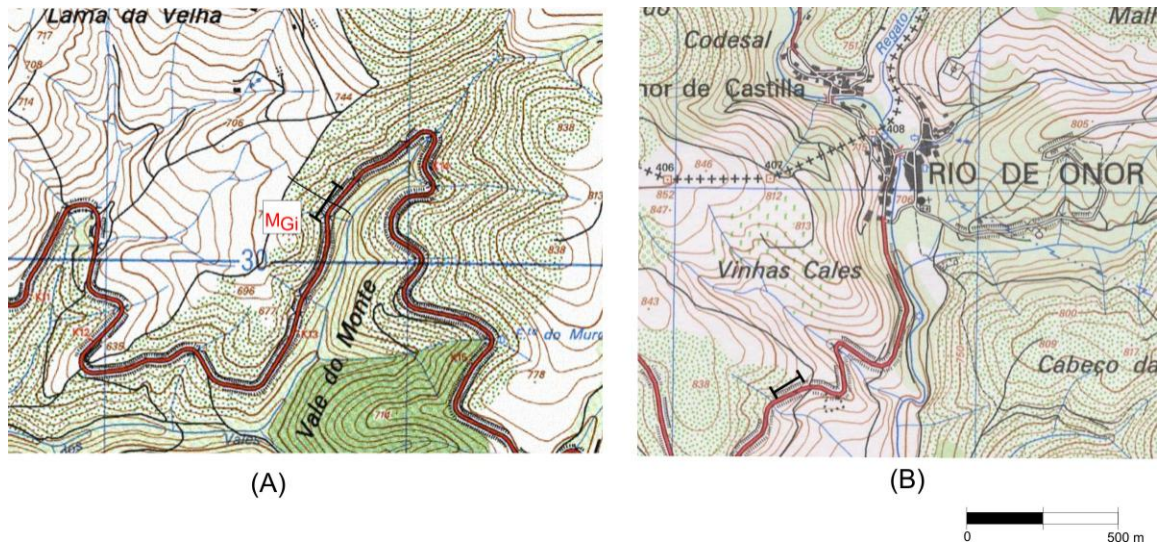


Figura 2.41 - Localização das secções de referência da Formação Gimonde. Base topográfica extraída da Carta Militar de Portugal, Folhas nº 12 e 38, escala 1:25.000, (A) M- muro; (B) Localização das ocorrências de palinomorfos.

Limites: O muro desta formação foi marcado pela primeira ocorrência de arenitos (15 cm a 20 cm) que se observam na secção. Em outros locais, nomeadamente em Guadramil, é possível observar que há passagem dos filitos atribuídos à Formação Soutelo, a xistos argilosos, já considerados neste trabalho como fazendo parte da Formação Gimonde (Figura 2.40 e Figura 2.41). O limite superior não ocorre.

Litologias: trata-se duma sequência flyshóide que se inicia pela deposição de um nível de argilitos, na base, passando para o topo a grauvaques. É fundamentalmente constituída por grauvaques a quartzovaques, de grão fino a médio, com alternâncias centimétricas a decimétricas de argilitos (MEIRELES, 2000a). Um aspecto característico dos grauvaques é o facto de apresentarem, abundante mica branca, de origem detrítica, perfeitamente discernível à vista desarmada. São também frequentes os clastos de elementos líticos, particularmente de xistos argilosos.

Microscopicamente são constituídos por matriz abundante, sericítica e clorítica com algum quartzo e feldspato, com grãos de quartzo, plagioclase, feldspato potássico, lilitos, filitos, quartzofilitos, quartzitos, moscovite e clorite (RIBEIRO, A., 1974). Quanto ao sector de Rio de Onor, trata-se de grauvaques de cor castanho claro, de grão fino, com abundante matriz sericítica e com intercalações centimétricas de 1ª ordem de argilitos escuros.

Ocorrem também conglomerados que transitam lateralmente para os grauvaques dos quais não se distinguem senão pelo tamanho do grão (RIBEIRO, A., 1974). No entanto, nos afloramentos a norte da Mofreita e Zeive, os conglomerados possuem calhaus quer de rochas paleozóicas quer das rochas básicas e ultrabásicas do maciço de Bragança, denotando a sua origem sin - orogénica (RIBEIRO, M.L. & RIBEIRO, A., 1974). Trata-se neste caso de conglomerados bastante grosseiros e matriz suportados, com expressão cartográfica mais expressiva do que anteriormente cartografada (Estampa 2.22).

Entre as aldeias da Mofreita e Parâmio a cartografia evidencia as complexas relações entre este flysch e o Silúrico, já assinaladas em Rio de Onor, revelando episódios sin-sedimentares importantes, registando-se, deste modo, nesta sequência devónica, a presença de fenómenos assaz significativos (fecho do oceano Rheic, no Devónico Inferior?) e que deram origem a importantes olitostromas.

Idade e conteúdo paleontológico: É-lhe atribuída uma idade do Devónico Médio-Superior estabelecida com base na ocorrência de fósseis vegetais (TEIXEIRA & PAIS, 1973) e nos mais recentes estudos palinológicos (PEREIRA *et al.*, 1999). Encontraram-se vestígios de restos de caules de *Calamites*, a 1 km a leste de Rio de Onor, no sector da Mofreita e na mancha da

Petisqueira (Estampa 2.23a). Em séries semelhantes da região de Alcañices, Espanha, (Formação San Vitero) foram identificados os restos vegetais de CF. *Calamites*, sp, e de CF. *Sublepidodendron* sp., característicos do Devónico Superior (TEIXEIRA & PAIS, 1973). Nas manchas de Avelada e França foram encontrados, respectivamente, braquiópodes da família Acrotretidae (*gen. e sp. indet.*) (Estampas 2.23c, 2.23d, e, f, g, h). e icnofósseis do género *Teichichnus isp.* (Estampa 2.23b) fósseis com ampla distribuição estratigráfica, Silúrico - Devónico (GUTIÉRREZ-MARCO, comun. pess.).

Quanto aos dados palinológicos, somente as amostras colhidas nos sectores de Rio de Onor e Gimonde se revelaram positivas. Trata-se das amostras 137-RO3; 138-RO4 e 139-RO5 que forneceram as seguintes associações de palinomorfos com as seguintes espécies: *Aneurospora greggsii*, *Aurosraspora* sp., *Archaeoperisacus cf. ovalis*, *Contagisporites optivus*, *Hymenozonotriletes deliquescens*, *Lophozonotriletes* sp., *L. media*, *Raistrickia* sp., *Retispora archaeolepidophyta*, *Samarisporites* sp., *Retusotriletes* sp., *Verrucosisporites bulliferus*, *V. pemnus*, *V. scurrus* e *V. tumultus*, característicos da biozona *ovalis-bulliferus* do Frasniano, base do Devónico Superior (PEREIRA, 1998; PEREIRA *et al.*, 1999). Além desta associação, foi também reconhecido um conjunto de esporos remobilizados do Devónico Inferior com as seguintes espécies: *Brochotriletes* sp., *Dictyotriletes subgranifer*, *Emphanisporites microornatus*, *E. rotatus*, *Knoxisporites riondae*, *Retusotriletes* sp. e *Synosporites verrucatus*, típicos do Lochkoviano e de Praguiano (PEREIRA, 1998; PEREIRA *et al.*, 1999).

Quanto ao sector de Gimonde, foram reconhecidas as espécies *Aneurospora greggsii*, *Densosporites devonicus?*, *Geminospora lemurata* e *Verrucosisporites scurrus*; embora mal preservados, marcam o limite Givetiano - Frasniano (PEREIRA *et al.*, 1999).

Observações: Uma particularidade do sector de Parâmio - Mofreita é a existência, já assinalada por RIBEIRO, A. (1974), de conglomerados com clastos de rochas metamórficas do maciço de Bragança. Outra característica que se observa é o incremento da deformação de norte para sul. No sector de Rio de Onor, embora ainda afectado pela *kinks*, associada aos cavalgamentos da 2ª fase Varisca, a deformação é menor que nos sectores de Labiados e Gimonde. Este dado de campo é consistente com os dados recentes da palinologia que indicam, para sul, em Gimonde, uma idade mais baixa, do Givetiano - Frasniano, enquanto que para o sector Rio de Onor, uma idade Frasniana (PEREIRA *et al.*, 1999).

Aspectos regionais: Pertencem a esta unidade as manchas de Rio de Onor, Petisqueira, Labiados, França, Avelada, Gimonde e Mofreita. No sector oeste da falha de BVM, os afloramentos de grauvaques a oeste de Dine e imediatamente a norte da Mofreita, anteriormente considerados como pertencentes ao Domínio Transmontano como "formation de schistes et grauwaques culminants" (RIBEIRO, A., 1974) e integrados no complexo parautóctone e designados por "DRF, grauvaques com alternância de argilitos" (MEIRELES, 2000a), também são agora integrados nesta unidade. Esta mancha ocorre num sinclinal da D₁ Varisca redobrado pela D₃.

2.10.7. EVIDÊNCIAS CARTOGRÁFICAS DE EPISÓDIOS SIN - SEDIMENTARES. ORIGEM DOS CONGLOMERADOS E DOS OLISTOSTROMAS.

Relativamente a presença de conglomerados na base do Silúrico de Trás-os-Montes, designados por "tilóide basal" (RIBEIRO, A., 1974), este autor tece algumas considerações, como sejam: 1) não se ter encontrado evidências de origem glaciária para estes depósitos; 2) serem mais espessos na base; 3) constituídos por calhaus de várias origens, de tamanhos, sem granoclassificação, envolvidos em matriz silto - pelítica. Este autor refere também o facto de poderem ocorrer em lentículas, em níveis mais altos da sequência silúrica e de poderem conter clastos de liditos. Se contêm de facto clastos de liditos não podem ser do Silúrico basal, mas sim do Silúrico Superior ou mesmo do Devónico Inferior. À parte os diamictitos do Ordovício

Superior agora claramente referenciados e cartografados, há ainda um vasto conjunto de conglomerados de proveniências distintas.

Há de facto níveis conglomeráticos que ocorrem na base da sequência mais baixa da Formação Rio de Onor (Membro França) e que corresponderão, grosso modo, à designação de "tilóide basal" (RIBEIRO, A., 1974), embora a persistência da designação de "tilóide basal" a um conglomerado de idade silúrica, gera alguns equívocos pelo que deveria ser abolida a sua referência dado que os sedimentos de origem glaciogénica são ordovícicos.

Referido também como conglomerado basal do Silúrico por RIBEIRO, A. (1974), é o conglomerado que ocorre a 2,9 Km NE de Réfega e que no presente trabalho é considerado como conglomerado da Formação Valvão (Silúrico Superior- Devónico Inferior?). Tem uma extensão, em território português de cerca de 3,5 Km e prolonga-se para Espanha. Apresenta significativas variações laterais de fácies e extremamente deformado. Ocorre no flanco inverso de um anticlinal subvertical da D₃, com vergência para norte; para o topo ocorre sempre uma barra de grés quartzítico. De oeste para leste, começa por ser um conglomerado clasto suportado com clastos (olistólitos) abundantes de 10-15 cm de comprimento máximo, a maior parte de composição quartzítica (Estampa 2.19a). Mais para leste, a sul do v.g. Portela 1^a, é de natureza matriz suportado com clastos dispersos fundamentalmente de quartzito e quartzo embora também ocorram clastos cloríticos, provavelmente de rochas vulcânicas (Estampa 2.19b). Já próximo do vale do rio Maças é francamente clasto suportado, com pouca matriz pelítica, extremamente grosseiro, com clastos de dimensão métrica, essencialmente de quartzitos cinzentos (do "Arenigiano"?), embora também ocorram clastos mais pequenos de quartzo e de vulcânicas ácidas (Estampa 2.19c). Qualquer que seja a dimensão e natureza dos clastos apresentam-se sempre rolados a bem rolados e de baixa esfericidade. No lado espanhol chega a observar-se a presença de liditos (Estampas 2.19e; 2.19f). Este extenso conglomerado da base do nível quartzítico é considerado como um olistostroma (GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997). Um olistostroma caracteriza-se por uma grande heterogeneidade litológica sem uma verdadeira estratificação (ABBATE *et al.*, 1970) o que, no caso do conglomerado de Réfega, não aparenta ser este caso. As evidências de mecanismo de transporte gravitacional de massas, como descritas no sector de Alcañices (GARRIDO & BARBERÁ, 1980; GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997) não foram detectadas neste nível conglomerático.

Há depois duas ocorrências distintas de conglomerados, em outros níveis desta sequência greso - pelítica: é o caso do Alto de Ervacede, 2,8 Km oeste de Rio de Onor. Trata-se de um pequeno nível conglomerático, polimítico (e intraformacional) de cor cinzenta, clasto suportado e de matriz arenosa. Compreende clastos de quartzo, psamitos, siltitos e vulcanitos. Na matriz, grosseira, sobressai a presença de grãos de feldspato e/ou de clastos de vulcanitos ácidos alterados. A característica dos clastos varia conforme a sua natureza: os clastos de quartzo e quartzito são rolados a bem rolados, quer de esfericidade alta, quer baixa; os clastos de psamitos, siltitos e vulcanitos são sub-rolados a rolados e regra geral de baixa esfericidade. Na matriz, embora ocorram clastos sub-rolados a rolados e de baixa esfericidade, são frequentes os clastos sub-angulosos.

Outra situação distinta, são as ocorrências de filitos com clastos (Estampa 2.24) que podem estar associados a fenómenos de escorregamentos submarinos ou correntes de lama (sismos?). Níveis semelhantes são descritos em Alcañices sendo os clastos interpretados como olistólitos (GARRIDO & BARBERÁ, 1980; GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997, 2006). Ocorrem em dois locais distintos: a sul de Rio de Onor (no topónimo Couto) e a norte de Soutelo. No caso de Rio de Onor, os clastos são de vulcanitos e de quartzo e é comum a presença de nódulos de sulfuretos. Tem uma espessura aproximada de 3 m; a matriz pelítica apresenta-se muito deformada, bem como os clastos com caudas de pressão a dar cavalgamento para norte (Estampa 2.24). Estas duas ocorrências podem corresponder à situação do tipo matriz suportado do conglomerado de Réfega. Será equivalente ao "*pelito con cantos*" descrito por GONZÁLEZ CLAVIJO (1997, 2006).

Onde há de facto mais evidências desta actividade sin - sedimentar é em pontos mais altos, particularmente na Formação Soutelo. Aliás estas evidências de actividade sinsedimentar já tinham sido assinaladas por RIBEIRO, A. (1974), concretamente no sector de Vilarinho, onde constatou a presença de bandas alternantes de liditos e grauvaques, em estrutura monoclinas. Atribui a fenómenos de descolamento anteriores à primeira fase de deformação. Na cartografia agora realizada é por demais evidente que só uma intensa e generalizada actividade sin - sedimentar, sinorogénica, poderá explicar o contacto directo de *boudins* de liditos e quartzitos com a sequência flyschóide do Devónico Médio - Superior como se verifica entre Rio de Onor e Guadramil e no bloco ocidental, entre Vilarinho e Mofreita. Em suma, o próprio flysch, em conjunto com os olistólitos de liditos e quartzitos constitui espectaculares exemplos de transporte gravitacional de massa, bem expressos na cartografia agora realizada, formando no conjunto, fenomenais olitostromas. A disposição não será em blocos monoclinas mas um imenso olitostroma dobrado pelas 1ª e 3ª fases de deformação varisca.

Tanto em Trás-os-Montes como em Alcañices, está descrita a presença de clastos de rochas metamórficas, geralmente em microconglomerados devónicos, quer de metassedimentos paleozóicos, quer de rochas básicas e ultrabásicas do maciço de Bragança. MARTÍNEZ GARCIA (1972) considerou-os como prova de um ciclo orogénico mais antigo. Para RIBEIRO, M.L. & RIBEIRO, A. (1974) foram considerados como evidências de acontecimentos tectónicos e metamórficos variscos precoces. Os trabalhos posteriores na região de Alcañices nas Formações Rábano, Almendra e San Vitero, confirmam esta última asserção (ALDAYA *et al.*, 1976; ANTONA & MARTÍNEZ CATALÁN, 1990; GONZÁLEZ CLAVIJO & MARTÍNEZ CATALÁN, 2002). Esta explicação é compatível com a progressão para leste da frente orogénica Varisca deduzida por DALLMEYER *et al.* (1997) para o noroeste ibérico, com a erosão dos maciços máficos - ultramáficos nas zonas internas do orógeno e a consequente formação de bacias sin - orogénicas na frente dos mantos e praticamente não afectadas pela segunda fase de deformação varisca.

2.10.8. A MÉLANGE DA MOFREITA - COVA DA LUA

Este olitostroma de Vilarinho - Mofreita está a ser carregado por outra estrutura tectónica que RIBEIRO, A. (1974) considerou, e bem, como uma mélangue tectónica. Eventualmente será a primeira referência a mélangue tectónica na ZGTM. Em MEIRELES (2000a), embora cartografada e representada na carta geológica, não está devidamente referenciada na respectiva notícia explicativa que acompanha a Folha 3D (Espinhosela) da Carta Geológica de Portugal.

Inicialmente referido por mélangue tectónica Mofreita - Aveleda (RIBEIRO, A., 1974), este acidente ocorre a norte do maciço de Bragança afectando a Formação Soutelo. Estende-se entre as aldeias da Mofreita e Cova da Lua numa extensão de 9 Km. Todavia, é entre Vilarinho e Cova da Lua que apresenta maior extensão transversal (cerca de 500 m em 6 Km de comprimento). É formada por um conjunto de corpos "boudinados" de pelo menos três origens distintas: i) pertencentes ao alóctone intermédio do Maciço de Bragança, como sejam, serpentinitos, gabros e anfibolitos; ii) alóctone inferior (Centro Transmontano), como quartzofilitos, xistos verdes e vulcanitos básicos; iii) xistos e vulcânicas básicas da Unidade de Soutelo.

As mélanges tectónicas são interpretadas como zonas de subducção e/ou sutura. Recentemente foi também descrita, e estudada detalhadamente, a mélangue tectónica de Samozas no Maciço de Cabo Ortegal (ARENAS *et al.*, 2007; 2008; 2009). A mélangue da Mofreita - Cova da Lua ocorre num contexto geotectónico semelhante ao de Samozas. Ambas se apresentam nas proximidades dos dois maciços do noroeste peninsular com mais

semelhanças entre si (Bragança e Cabo Ortegal) e ambas ocorrem em unidades do Domínio Xistoso da ZGTM.

2.11. CORRELAÇÕES REGIONAIS DAS SEQUÊNCIAS PARAUTÓCTONES.

Desde que foram iniciados os estudos no Noroeste Peninsular, logo se foram estabelecendo correlações, quer tectonoestratigráficas quer litoestratigráficas entre os diversos sectores estudados da ZGTM, quer em Espanha, quer em Portugal. No sector português da ZGTM o primeiro ensaio de correlação está patente no trabalho de RIBEIRO, A. (1974). Entretanto, desde então para cá, têm sido desenvolvidos, em Trás-os-Montes, trabalhos noutros sectores da ZGTM, como por exemplo, a oeste da Falha Régua - Verín, os sectores de Ribeira de Pena (NORONHA, 1992) e Cabeceiras de Basto (PEREIRA, 1987), ou a leste desta falha, Vila Pouca de Aguiar (RIBEIRO, M.A & NORONHA, 1997; RIBEIRO, M.A., 1998; RIBEIRO *et al.*, 2003), Murça - Mirandela (RODRIGUES *et al.*, 2003, 2006; RODRIGUES, 2008), de certo modo sintetizadas, à escala 1:200.000, na Carta Geológica de Portugal, Folha 2 (edição de 2000). Nesta sequência surge, mais recentemente, uma proposta de correlação do sector de Espinhosela com os demais sectores da ZGTM (MEIRELES *et al.*, 2007). Todas estas propostas partem do princípio de que as diversas unidades lito- e tectonoestratigráficas dos diferentes sectores sejam as mesmas. Contudo, pode-se considerar, no território português, dois sectores principais na ZGTM, marcadas por diferenças litoestratigráficas significativas: um sector setentrional, assinalado pelo eixo Verín, Espinhosela, Alcañices e um sector meridional, representado pelos subsectores de Cabeceiras de Basto, V. P. Aguiar, Murça e Mirandela.

No Quadro 2.9 é apresentada a interpretação actual, baseada nos dados litoestratigráficos, estruturais disponíveis. É feita a comparação, fundamentalmente estrutural, com os sectores contíguos Alcañices e Verín, bem como com outros sectores abarcados pelo domínio xistoso da Zona Galiza - Trás-os-Montes. As comparações litoestratigráficas, particularmente entre os dois sectores sudoeste e nordeste da ZGTM, são mais complexas de se fazer, como se verá de seguida, dadas as discrepâncias litológicas.

Sector SW da ZGTM		Sector NE ZGTM		Unidades Autóctones	
Vila Pouca de Aguiar (Ribeiro et al., 2003)	Sub-Domínio Superior	Unidade Santa Maria de Emeres	Form. Gimonde	Formação Soutelo	Formação Rabano
	Sub-Domínio Inferior	Sub-unidade Rancho	Formação Soutelo	Formação San Vitero	
					Unidade Curros
	Unidade de Curros	Unidade de Curros	Formação Rio de Onor	Formação Almendra	
Unidade de Ferrado					Unidade de Ferrado
	Unidade de Montebres - Abreiro	Unidade de Montebres - Abreiro	Formação Rio de Onor	Formação Manzanal del Barco	
Sub-Domínio Superior					Sub-Domínio Superior
	Sub-Domínio Inferior	Sub-Domínio Inferior	Form. Gimonde	Formação Soutelo	
Unidade de Curros					Unidade de Curros
	Unidade de Ferrado	Unidade de Ferrado	Form. Gimonde	Formação Soutelo	
Unidade de Montebres - Abreiro					Unidade de Montebres - Abreiro
	Sub-Domínio Superior	Sub-Domínio Superior	Form. Gimonde	Formação Soutelo	
Sub-Domínio Inferior					Sub-Domínio Inferior
	Unidade de Curros	Unidade de Curros	Form. Gimonde	Formação Soutelo	
Unidade de Ferrado					Unidade de Ferrado
	Unidade de Montebres - Abreiro	Unidade de Montebres - Abreiro	Form. Gimonde	Formação Soutelo	
Sub-Domínio Superior					Sub-Domínio Superior
	Sub-Domínio Inferior	Sub-Domínio Inferior	Form. Gimonde	Formação Soutelo	
Unidade de Curros					Unidade de Curros
	Unidade de Ferrado	Unidade de Ferrado	Form. Gimonde	Formação Soutelo	
Unidade de Montebres - Abreiro					Unidade de Montebres - Abreiro
	Sub-Domínio Superior	Sub-Domínio Superior	Form. Gimonde	Formação Soutelo	
Sub-Domínio Inferior					Sub-Domínio Inferior
	Unidade de Curros	Unidade de Curros	Form. Gimonde	Formação Soutelo	
Unidade de Ferrado					Unidade de Ferrado
	Unidade de Montebres - Abreiro	Unidade de Montebres - Abreiro	Form. Gimonde	Formação Soutelo	
Sub-Domínio Superior					Sub-Domínio Superior
	Sub-Domínio Inferior	Sub-Domínio Inferior	Form. Gimonde	Formação Soutelo	
Unidade de Curros					Unidade de Curros
	Unidade de Ferrado	Unidade de Ferrado	Form. Gimonde	Formação Soutelo	
Unidade de Montebres - Abreiro					Unidade de Montebres - Abreiro

Quadro 2.9 - Correlação das unidades parautóctones do sector de Espinhosela - Quintanilha com outros sectores da ZGTM em Trás-os-Montes (adaptado de MEIRELES *et al.*, 2007).

2.11.1. SECTOR SETENTRIONAL DA ZGTM (VERÍN - ESPINHOSELA - ALCAÑICES).

2.11.1.1. Espinhosela

A distinção entre Parautóctone Inferior e Superior é feita com base no estilo estrutural (escamas de carreamento e mantos - dobra respectivamente) e com o incremento da

deformação e metamorfismo como já referido em RODRIGUES *et al.* (2003). Relativamente às litologias presentes nestas unidades tectonoestratigráficas é de realçar a semelhança de fácies entre elas, reforçada pelos dados cronológicos (idade Silúrico - Devónico). Estes dois grupos estruturais são constituídos por quatro unidades: Formação Rio de Onor, predominantemente greso-pelitica, com filitos carbonosos, psamitos e arenitos reportando uma origem mais continental e de idade silúrica; Formação Valvão, constituída por filitos cinzento - claro, psamitos, gresoxistos claros com intercalações de quartzitos de idade provável Silúrico superior - Devónico Inferior; Formação Soutelo, uma sequência fundamentalmente vulcano - sedimentar. Por correlação assume-se que a idade provável desta sequência metassedimentar seja Devónica Inferior - Médio. Por fim, para o topo da sequência a formação Gimonde, "flysh" sin-orogénico do Devónico Médio - Superior. (PEREIRA *et al.*, 1999).

Do mesmo modo, também se pode estabelecer o paralelismo com as unidades do Alóctone inferior *pro parte*, o que aliás já estaria implícito nas correlações estabelecidas em RIBEIRO, A. (1974).

O Domínio Estrutural da Lombada (DEL, Parautóctone Inferior) caracteriza-se por uma complexa imbricação de escamas de cavalgamento. No bloco ocidental da falha BVM, é limitada, a tecto, pelo carreamento da Mofreita; no bloco oriental, pelo carreamento de Labiados. Na base é limitada pelos carreamentos do Rio Baceiro e Ribeira de Silos, respectivamente (Figura 2.26).

A intensa escamação tectónica que se verifica nestas sequências, vem introduzir uma dificuldade acrescida nas correlações litoestratigráficas. Esta complexidade traduz-se na dificuldade de definição de uma coluna tectonoestratigráfica coerente para esta complexa sequência metassedimentar, nas diferenças de critérios para a definição das unidades e em consequência disto, nas dificuldades de correlação litoestratigráfica regional entre os vários trabalhos de geologia desenvolvidos nesta sinforma (MARTÍNEZ-GARCIA, 1973; RIBEIRO, A., 1974; QUIROGA DE LA VEGA, 1981; VACAS & MARTÍNEZ CATALAN, 1987; MEIRELES *et al.*, 1995; GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997; MEIRELES, 2000a).

Relativamente ao Domínio Estrutural de Vale de Prados (DEVP) (Parautóctone Inferior), embora sendo as mesmas unidades litoestratigráficas e metamórficas, é distinto o estilo tectónico deste domínio de dobras deitadas carreado sobre o DEL. Neste Domínio de Vale de Prados, encontra-se a sequência litoestratigráfica melhor preservada do que no bloco inferior de escamas de carreamento. São englobadas agora neste grupo as unidades do sector compreendido entre o carreamento de Labiados e o carreamento que de Rio Frio, base da "formação dos xistos e grauvaques culminantes" (PEREIRA, 2006).

No entanto há litologias (liditos e quartzitos) que ocorrem anormalmente fora da sequência estratigráfica, em ambos os domínios. A dispersão dos liditos é devida em parte à escamação e repetição tectónica, como já outros autores assinalaram (MEIRELES *et al.*, 1995; MEIRELES, 2000a; PIÇARRA *et al.*, 2006), em parte porventura a dobramentos. O mesmo se passa com os quartzitos da Formação Valvão, muitas vezes reduzida a um nível quartzítico, descontínuo e lenticular que por vezes faz suspeitar de estarmos em presença de uma importante escamação tectónica. São inúmeros os acidentes tectónicos (cavalgamentos da D₂ Varisca) que repetem as sequências, truncando os contactos, de modo que os níveis quartzíticos muitas vezes não estão a separar unidades (MEIRELES *et al.*, 1995; MEIRELES, 2000a).

De facto esta situação tectónica só se entende se se tiver em conta o efeito de importante tectónica tangencial, responsável pela intensa escamação dos metassedimentos Silúrico - Devónicos, que se sobrepõe a episódios sin - sedimentares importantes, de *slumps* e *debris flows*, bem expressos na cartografia agora realizada, pela evidência de olitostromas, onde são postos em contacto quase directo, *boudins* de liditos e quartzitos com a sequência 'flyschóide' do Devónico Médio - Superior. A presença de olistólitos já tinha sido assinalada, no outro lado da fronteira (GARRIDO & BARBERÁ, 1980). Nos sectores entre Rio de Onor e

Guadramil e entre Carragosa e a fronteira, constata-se pela cartografia, que a própria sequência devónica fará parte, em conjunto com as litologias silúricas, de um imenso olistólito e/ou *mélange*. Estes episódios, provavelmente pré tectonogénese, alguns sin-sedimentares, ajudarão a explicar a ocorrência de lentículas de quartzitos e quartzovaques dispersas tanto na Formação Rio de Onor como na de Soutelo. O mesmo acontece com os liditos, em lentículas e *boudins*, dispersos em ambas unidades. Olhando para a carta geológica a impressão que se tem é que estas lentículas de liditos, quartzitos e/ou grés quartzíticos estão a "boiar" nos metassedimentos pelíticos.

Contudo, localmente é possível definir sectores cuja sequência estratigráfica não foi afectada tectonicamente e é possível estimar a espessura de algumas unidades, nomeadamente do Silúrico. Esta percepção, obtida a partir das observações de campo, tem vindo a ser confirmada com a ajuda preciosa dos últimos dados paleontológicos (PEREIRA *et al.*, 1999; PIÇARRA & MEIRELES, 2003; PIÇARRA *et al.*, 2006).

Observando e comparando as fácies presentes, de norte para sul, de Rio de Onor para Gimonde, verifica-se que as sequências sedimentares originais, situadas mais a norte, revelam-se mais distais que as de sul. Enquanto a norte a Formação Valvão é apenas um nível de quartzito, no sector de Paradinha já ocorre uma espessa formação quartzítica, mais proximal. Quanto à sequência vulcano-sedimentar da Formação Soutelo, as fácies vulcânicas mais distais, epiclastíticas, tufitos e tufos, são mais frequentes a norte, enquanto que a sul começam a ser mais expressivas as manifestações vulcânicas com tufos porfiróides, lavas, etc.

Quanto à Formação Gimonde, a conjugação dos dados palinológicos, com idades mais baixas no sector de Gimonde (Givetiano - Frasniano) do que em Rio de Onor (Frasniano) com os dados estruturais que evidenciam maior deformação em Gimonde do que em Rio de Onor, indicam claramente que se está perante uma sequência diacrónica tal como já sugerido em MARTÍNEZ CATALÁN *et al.* (2008). De facto, em Espanha a unidade equivalente à Formação Gimonde, a Fm. San Vitero, foi recentemente datada por U/Pb em zircões detríticos com uma idade máxima de deposição no limite Devónico - Carbónico (op. cit.).

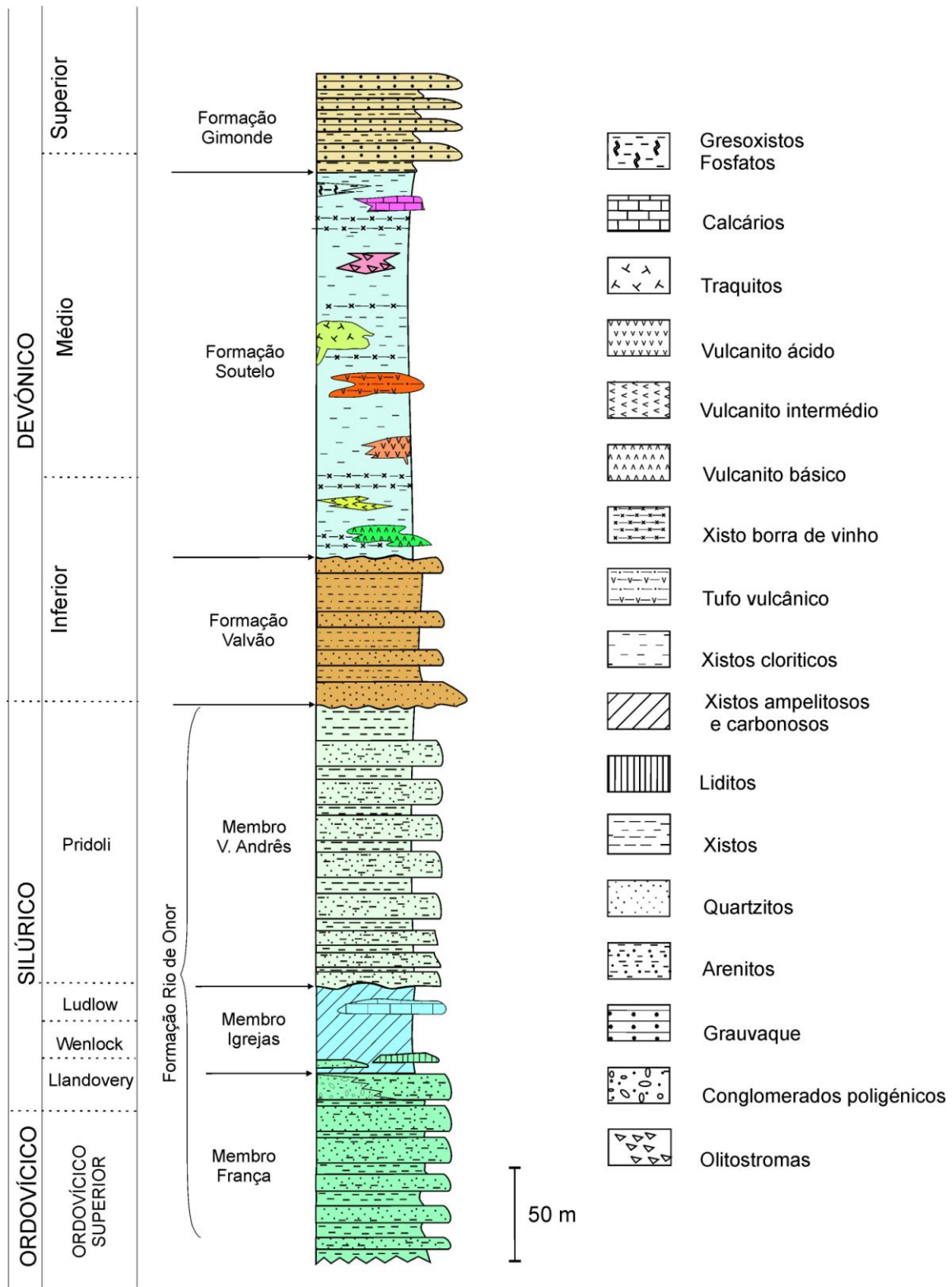


Figura 2. 42- Coluna litoestratigráfica esquemática da sequência parautoctone do sector Espinhosela - Quintanilha.

2.11.1.2. Alcañices

Na comparação do sector Espinhosela -Quintanilha com a área a leste de Alcañices, consegue-se efectuar um certo paralelismo entre as unidades tectonoestratigráficas dos dois sectores. Contudo como foram realizados com bases topográficas e detalhe distintos, há

alguns problemas de correlação, como é o caso da "formación" Rábano, dado que neste sector de Alcañices não foram separadas as Formações Rio de Onor (três membros), Valvão e Soutelo.

Inicialmente na região de San Vitero (Alcañices), tinham sido propostas quatro novas formações para a sequência Silúrico - Devónica desta estrutura (QUIROGA DE LA VEGA, 1981): Formação San Vicente (Llandovery médio); Formação Bercianos (Llandovery superior); Formação Alba (Wenlock superior) e Formação Muga (Ludlow - Prídolí, com um membro superior já Devónico). Esta separação baseava-se em situações pontuais e não na cartografia propriamente dita. No entanto, são úteis para VACAS & MARTÍNEZ CATALÁN (1987) datarem as duas formações silúricas que definiram na parte leste da sinforma de Alcañices, na albufeira do Rio Esla: Manzanal del Barco (Llandovery médio - Wenlock superior) e Almendra (Ludlow - Emsiano superior).

GONZÁLEZ CLAVIJO (1997, 2006) retoma este trabalho e estende estes critérios cartográficos para toda a sinforma de Alcañices. Define assim quatro formações Silúrico - Devónicas, a saber, da base para o topo (Figura 2.43):

Formação Manzanal del Barco (Llandovery - Ludlow), constituída por filitos cinzentos, conglomerados, liditos, ampelitos, quartzitos e vulcânicas básicas;

Formação Almendra (Prídolí - Emsiano), constituída por filitos cinzentos com calcários e microconglomerados;

Formação San Vitero (Prídolí - Emsiano), constituída por filitos e grauvaques, microconglomerados e olistólitos de liditos;

Formação Rábano (Llandovery - Emsiano), constituída por filitos e arenitos cinzento esverdeados com intercalações de quartzitos, riolitos, calcários, olistrostomas e liditos.

Por sua vez agrupadas em três unidades tectonoestratigráficas, da base para o topo:

Unidade del Bajo Esla (Fm. Almendra e Manzanal del Barco), parautóctone;

Unidade del Rio Aliste (Fm. San Vitero e Manzanal del Barco), também parautóctone;

Unidade Rio Manzanas (Fm. Rábano) considerada alóctone, atribuída à Zona Galiza Trás-os-Montes;

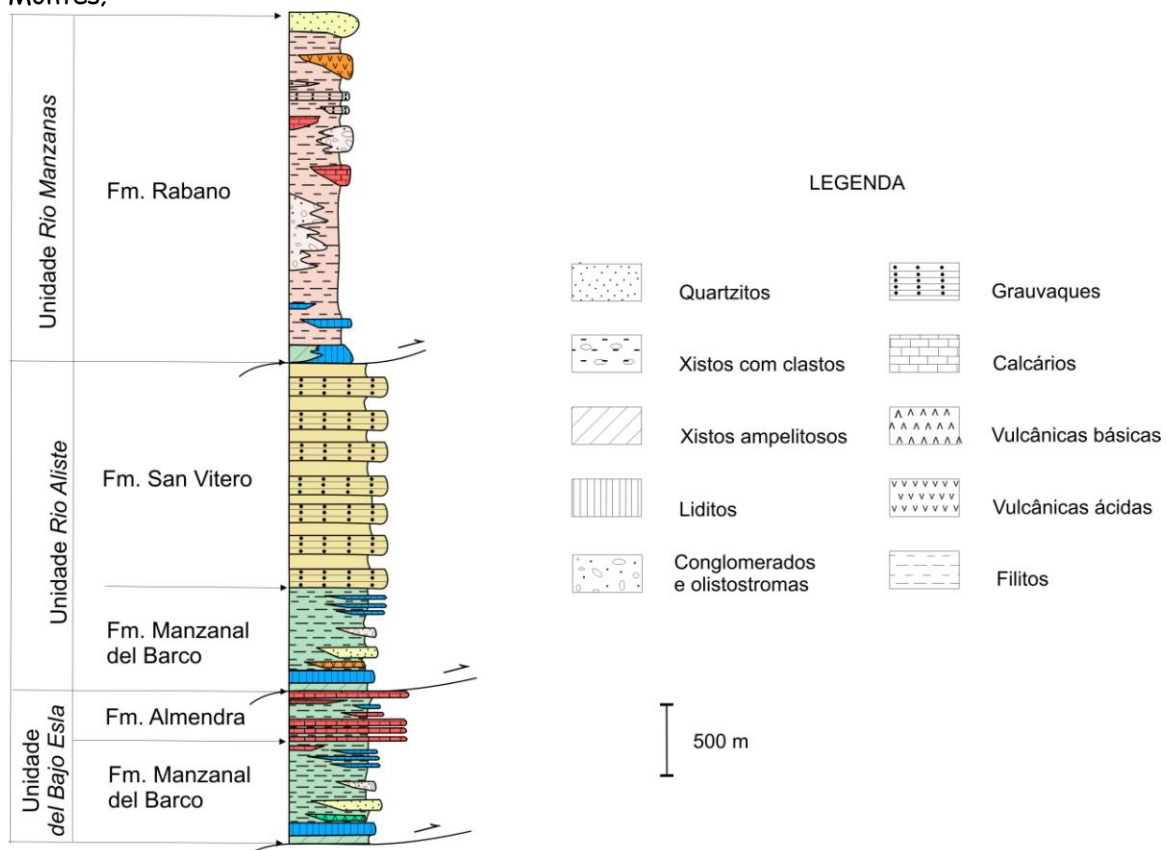


Figura 2.43 - Coluna litoestratigráfica esquemática das unidades parautóctones da sinforma de Alcañices (adaptado de GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997).

Em conjunto, estas unidades estão carreadas sobre a "Unidade Rio Duero", a única unidade autóctone da ZCI para este autor e constituída fundamentalmente pelas formações ordovícicas mais a formação Manzanal del Barco a topo (GONZÁLEZ CLAVIJO op. cit.). As Unidades Bajo Esla e Rio Aliste, também farão parte da Zona Centro Ibérica.

Como se constata, há aqui diferentes critérios, entre o sector português e o espanhol para classificar as unidades parautóctones ou alóctones. Ao invés de Espanha, em Portugal seguem-se os critérios já definidos em IGLÉSIAS *et al.* (1983), em que são considerados apenas como unidades alóctones da ZGTM, somente as unidades dos maciços polimetamórficos do Noroeste Peninsular (alóctone superior, intermédio e inferior).

Assim, a maior parte das unidades do sector de Espinhosela - Quintanilha serão parautóctones. Pelos nossos critérios, as unidades Rio Aliste e Rio Manzanal pertencerão à Zona Galiza - Trás-os-Montes, sendo equivalentes ao conjunto dos dois Domínios Estruturais Lombada e Vale de Prados. Este último só tem expressão em Portugal, por se encontrar num nível estrutural mais elevado no contexto da sinforma de Alcañices e, por isso, quase que não está representada no sector de Alcañices. Somente as Unidades Rio Duero (com a Formação Manzanal del Barco, *pro parte*, equivalente porventura à Fm. Campanhó) e Bajo Esla farão parte da Zona Centro Ibérica, autóctone e subautóctone, respectivamente. Deste modo todas as unidades parautóctones e "alóctones" de Alcañices farão parte de várias escamas de carreamento do Parautóctone Inferior.

Quanto à Unidade Bajo Esla (Formações Almendra e Manzanal del Barco), apresenta-se num contexto estrutural semelhante às unidades que se consideram subautóctones, embora pelas descrições das suas sequências litoestratigráficas, sejam completamente distintas das unidades do sector português, particularmente a Formação Almendra, que poderá ser correlacionada com a Unidade Coroto. Esta formação ocorre sobretudo na parte oriental da estrutura de Alcañices, embora GONZÁLEZ CLAVIJO (1997, 2006) assinale a sua presença na zona fronteiriça, a sul de San Martín del Pedroso. Os dados relativos a esta formação indicam claramente que o limite Silúrico - Devónico, estará nos calcários, de idade Prídolí a Pragueano superior e/ou Emsiano inferior, que ocorrem nesta unidade (SARMIENTO *et al.*, 1997). Ora, os calcários negros de Quintanilha não têm qualquer semelhança com os calcários calciturbidíticos desta formação. Tais asserções foram confirmadas por González Clavijo (comun. pessoal) em saída de campo conjunta. Embora se possa estabelecer correlações cronoestratigráficas, pois ambas as formações, Campanhó e Almendra, serão fundamentalmente de idade Silúrica, o seu contexto na bacia sedimentar será distinto. Eventualmente a Formação Campanhó poderá corresponder a uma variação lateral da Formação Almendra, correspondendo em termos paleogeográficos a uma situação mais profunda, em ambiente euxínico. Com a instalação dos mantos, acaba por ser mesmo uma unidade tectonoestratigráfica distinta, com a formação Almendra / Unidade Coroto tectonicamente a topo da Formação Campanhó. Esta unidade acaba por não estar reconhecida, no sector espanhol, estando provavelmente inserida na formação Manzanal del Barco, pelo menos no sector sul da sinforma de Alcañices.

A formação Manzanal del Barco foi pela primeira vez definida por VACAS & MARTÍNEZ CATALÁN (1987). Caracteriza-se pelo predomínio de filitos de tons verde acinzentados, mais ou menos escuros com intercalações de xistos ampelitosos, liditos, calcários cinzentos, quartzitos arcósicos e níveis conglomeráticos, com clastos das mesmas litologias da própria formação Manzanal del Barco (GONZÁLEZ-CLAVIJO, 1997; VACAS & MARTÍNEZ CATALÁN, 1987). GONZÁLEZ CLAVIJO também assinala nesta formação a presença de *sills* de rochas básicas e vulcânicas ácidas, riolíticas. Comparando com o sector português, regista-se a semelhança de fácies com a Formação Rio de Onor.

Quanto à Formação S. Vitero (Pridoli - Emsiano) de Alcañices, não há um correcto paralelismo com a Formação Gimonde, dado que esta formação apenas se reporta ao Devónico. Esta unidade é considerada associada a episódios sin - orogénicos devidos ao fecho do oceano varisco e à migração da frente tectónica de oeste para leste (DALLMEYER *et al.*, 1997). Estes sedimentos sin - orogénicos estarão em discordância sobre o Silúrico da Formação Mazanal del Barco, no caso de Alcañices (GONZÁLEZ CLAVIJO & MARTÍNEZ CATALÁN, 2002). No sector de Espinhosela observa-se de facto, o contacto de grauvaques directamente com lilitos. Esta discordância será devida a episódios importantes de tectónica sin-sedimentar. No entanto há situações cujos contactos não estão afectados, sendo detectada uma continuidade na sedimentação, como é o caso de Guadramil.

Quanto à sequência devónica do sector de Espinhosela, há duas situações a considerar: 1) unidades greso - pelíticas, datadas do Devónico Médio - Superior (Formação Gimonde); 2) a possibilidade do horizonte de calcários dolomíticos e parte da sequência vulcano - sedimentar serem do Devónico Inferior - Médio. Esta possibilidade é baseada, até ao momento, apenas nos dados de campo das secções onde os contactos são estratigráficos e nos seguintes dados paleontológicos: a presença de braquiópodes linguliformes de idade Silúrico - Devónico (FERNÁNDEZ TOMÁS, 1981), em quartzitos na continuidade lateral à Formação Valvão; em calcários da formação Rábano, equivalentes aos níveis de calcário da Formação Soutelo, foram datados conodontes do Prídolí - Devónico Inferior (SARMIENTO *et al.*, 1997).

Em relação a esta formação Rábano, a sua base é marcada por importante acidente tectónico, que a coloca em contacto sobre as outras formações. É formada por litologias semelhantes às restantes unidades de Alcañices, como reconhece o próprio autor (GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997). Corresponde ao conjunto das Formações Rio de Onor e Soutelo. No sector de Alcañices não foi feita esta separação estrutural. A pequena sinforma da D₃, assinalada por Gonzalez Clavijo na sua carta geológica, entre San Martín del Pedroso e Latedo, corresponderá ao domínio das dobras deitadas, ou seja, ao DEVP.

Relativamente aos dados paleontológicos, em Alcañices há mais informação, fruto por um lado de um trabalho mais sistemático de estudo, ao longo dos anos, por várias equipas de especialistas, nomeadamente ao nível do Devónico (restos de vegetais, conodontes, tentaculites). Por outro lado, no sector de Espinhosela a maior deformação e intensidade tectónica podem contribuir para uma menor ocorrência de jazidas fósseis.

Em Alcañices a maioria das jazidas de graptólitos, ocorre na formação Manzanal del Barco. Encontraram-se, por vezes muito deformados e de difícil classificação, graptólitos do Llandovery, Wenlock e Ludlow. Na Unidade do Bajo Esla esta formação apresenta um intervalo de idade desde o Telychiano (Llandovery superior) ao Sheinwoodiano terminal (Wenlock). Na Unidade Rio Aliste, onde se concentram a maior parte das jazidas fossilíferas, nomeadamente na formação Manzanal del Barco, foram identificadas formas no intervalo, Llandovery superior (Telychiano), do Wenlock (Sheinwoodiano basal) e do Ludlow (Gorstiano e Ludfordiano inferior). Na Unidade de Río Manzanas / formação Rábano, foram identificadas de igual modo associações do Llandovery superior, do Wenlock e do Ludlow (GONZÁLEZ CLAVIJO *et al.*, 1997). Há também a assinalar a presença de conodontes do Ludlow superior - Prídolí (GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997 e trabalhos precedentes).

Tal como em Alcañices, o Silúrico datado de Espinhosela estende-se do Llandovery ao Pridoli. A sua distribuição pelas diferentes unidades tectonoestratigráficas revela a complexa condicionante tectónica. No sector de Espinhosela, as associações faunísticas de graptólitos, indicam um Silúrico mais baixo, Llandovery inferior (Aeroniano), podendo chegar ao Ludlow.

2.11.1.3. Verín

Nesta região (Figura 2.44), a sequência parautóctone foi dividida nos seguintes três grupos, do mais antigo para o mais recente (FARIAS, 1990; FARIAS *et al.*, 1987):

- Grupo de Santabaia, com os metavulcanitos de Carraxo na base; arenitos e filitos de Carraxo; xistos e filitos de Baldriz, no topo;
- Grupo de Nogueira, liditos, filitos e ampelitos;
- Grupo de Paraño, subdividido em três membros: membro inferior, com grauvaques e arenitos na base e predomínio de filitos com intercalações de liditos; membro intermédio, essencialmente quartzítico; membro superior, vulcano - sedimentar.

Quanto ao Grupo de Santabaia, FARIAS (1989, 1990) considera a sua idade desconhecida, embora assumindo uma idade silúrica inferior para os termos mais altos da sequência e Pré-câmbrico para os membros inferiores (metavulcanitos de Carraxo). Como já anteriormente foi referido, estas unidades eram consideradas Ordovícicas, equivalentes às unidades de Montes del Invernadeiro (ARCE *et al.*, 1974; CHAMON COBOS & FERNANDEZ TOMÁS, 1974; NUÑO ORTEA & LOPEZ GARCIA, 1981), com os gnaisses (metavulcanitos) de Carraxo a serem considerados equivalentes à Formação Olho de Sapo (PARGA *et al.*, 1964). A semelhança de fácies dos arenitos de Carraxo com os quartzitos de Invernadeiro ("Arenigiano") e dos xistos e filitos de Baldriz com as "Pizarras de Luarca" (Oretaniano) é assinalada pelo próprio autor (FARIAS, 1989, 1990).

Também já foi referido que actualmente o Grupo de Santabaia é correctamente considerado como sendo de idade Ordovícica e pertencente ao autóctone paleozóico da ZCI, ou seja, pertencente à antiforma do Olho de Sapo (MARCOS & LLANA FUÑEZ, 2002). Em suma, as unidades parautóctones limitam-se apenas aos Grupos de Nogueira e Paraño. O estilo de deformação é semelhante ao do Parautóctone superior em Portugal.

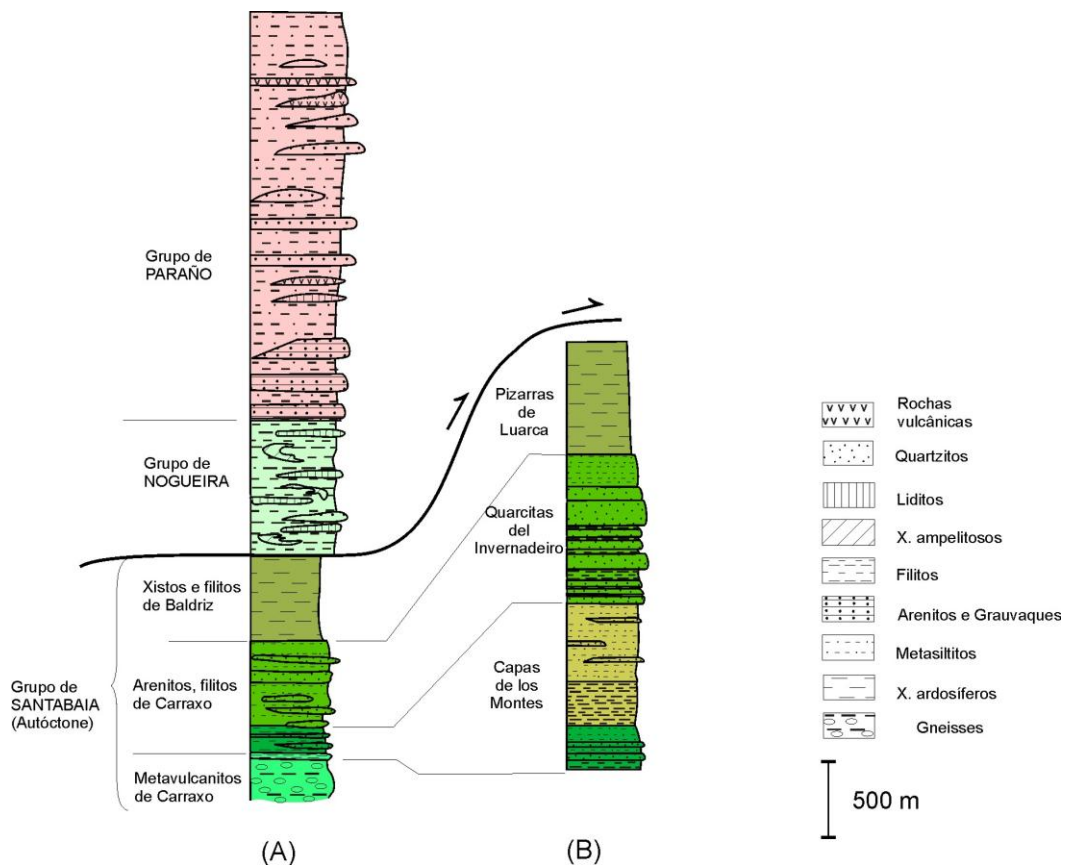


Figura 2.44 - Sucessão litoestratigráfica das Unidades Parautóctones (A) e autóctones (B) de Verín (adaptado de FARIAS, 1990; MARCOS & LLANA FUÑEZ, 2002).

As jazidas fossilíferas são escassas. MATTE (1968) refere a presença, próximo de La Gudiña, de graptólitos do Llandovery superior, em filitos correspondentes ao Grupo da Nogueira e próximos do carreamento com a unidade ordovícica, autóctone, de Montes del Invernadeiro. ROMARIZ (1969) descreve, próximo de Servoy, oito espécies de graptólitos de idade Wenlock superior. Esta ocorrência situa-se num nível de filitos e ampelitos situados no membro inferior do Grupo de Paraño. Recentemente estas ocorrências de graptólitos foram revistas (PIÇARRA *et al.*, 2005, 2006). Temos assim que os Grupos de Nogueira e Paraño serão de idade Silúrico Inferior a Médio.

No entanto, pela descrição que FARIAS (1989, 1990) faz para o Grupo da Nogueira e para o Grupo de Paraño, estas unidades correlacionam-se, respectivamente, à Unidade Coroto e ao conjunto das formações Rio de Onor, Valvão e Soutelo. Os dados estruturais deste autor (S_2 importante; dobras deitadas) apontam para o estilo semelhante ao domínio das dobras deitadas (Domínio Estrutural de Vale de Prados). Os levantamentos inéditos já efectuados nesta região (Folha 3C, Vinhais) apontam para a possível presença dos mantos-dobra especificamente na Serra da Coroa, para além da faixa do complexo imbricado (parautóctone inferior).

No que respeita ao Grupo de Nogueira, há predomínio geral de filitos carbonosos, negros, grafitosos e xistos ampelitosos;

- Na base, predominam os liditos com grande continuidade cartográfica (até 2 Km de extensão);

- Alguns níveis de arenitos e quartzitos na parte média da unidade (equivalentes aos níveis de arenitos alterados da zona média da Unidade Coroto);

- Ocorrência de calcários para o topo da sequência. Na Unidade Coroto ocorrem calcários dolomíticos, perto de Moimenta;

- Potência máxima de 1000 m aproximadamente, em consequência da intensa escamação tectónica. Este autor considere que pelo menos um cavalgamento provoca a repetição da sequência (FARIAS, *op. cit.*).

- A idade Silúrico Inferior (Llandovery superior) dada por graptólitos para o Grupo da Nogueira (MATTE, 1968); embora em mau estado e escassos, a presença de *Monograptus* na Unidade Coroto (ROMARIZ, 1989). Na continuação para Espanha no sector de Hermisende, está esta unidade erroneamente considerada como Ordovícica (FERNANDEZ TOMAS, 1981). Como já referimos, este autor descreve, próximo de Hermisende, uma fauna de graptólitos do Silúrico Inferior.

Quanto ao Grupo de Paraño, o membro inferior deste Grupo é correlacionável com a Formação Rio de Onor; o membro intermédio, à Formação Valvão e por fim o membro superior à sequência vulcano sedimentar, Formação Soutelo.

2.11.2. SECTOR MERIDIONAL DA ZGTM (CABECEIRAS DE BASTO - V. POUÇA DE AGUIAR - MURÇA - MOGADOURO).

2.11.2.1. Murça - Mirandela

Recentemente esta área foi alvo de estudos fundamentalmente estruturais e tectonoestratigráficos. O Complexo de Mantos Parautóctones (RIBEIRO *et al.*, 1990) é neste sector subdividido nos Domínios Parautóctone Inferior e Superior separados por carreamentos de 1ª ordem: a muro, o Parautóctone inferior está separado do Autóctone pelo MTMT; a tecto, a separação com o Parautóctone Superior é estabelecida pelo carreamento de Palheiros - Vila Flor (CPVF) (RODRIGUES *et al.* 2003a; 2003b; 2005; 2006a; 2006b; 2006c; RODRIGUES, 2008).

No domínio parautóctone inferior ou complexo imbricado de escamas de carreamento, são definidas três unidades tectonoestratigráficas, separadas por cavalgamentos de 2ª ordem, de muro a tecto (Figura 2. 45):

Unidade de Monfreses - Abreiro

Corresponde à unidade dos "schistes inférieurs" (PT1) de RIBEIRO, A. (1974). Em PEREIRA (2000) o "grés quartzitique inférieur" (PT2) e os "schistes inférieurs" são associados na designada "formação dos xistos inferiores". No trabalho recente de RODRIGUES (2008), os quartzitos são retirados porque têm um acidente tectónico na sua base, dando aso a nova redefinição das unidades. Com contactos tectónicos a muro e a tecto é litologicamente formada por filitos e gresofilos com alguma intercalações decimétricas de psamitos imaturos (RODRIGUES, 2008). Este autor considera esta unidade como um conjunto metassedimentar com afinidades "flyshóides", sugerindo uma idade devónica provável.

Unidade do Ferrado

Corresponde ao "grés quartzítico inferior" de RIBEIRO, A. (1974). Inicia-se, na base, por um nível descontínuo de grés quartzítico cinzento. Segue-se para topo filitos cinzentos com intercalações frequentes de liditos, algumas lentículas de metavulcanitos ácidos. Na continuidade para NO, no sector de Vila Pouca de Aguiar é também referida a presença de calcários negros na Unidade das Fragas Negras que será equivalente lateral (RIBEIRO, M.A., 1998). No seu todo, a idade desta unidade será Silúrico (provável). Contudo não será de descartar a hipótese desta Unidade de Ferrado pertencer a outra escama tectónica, eventualmente a topo da Unidade das Fragas Negras, constituindo assim outra unidade tectonoestratigráfica.

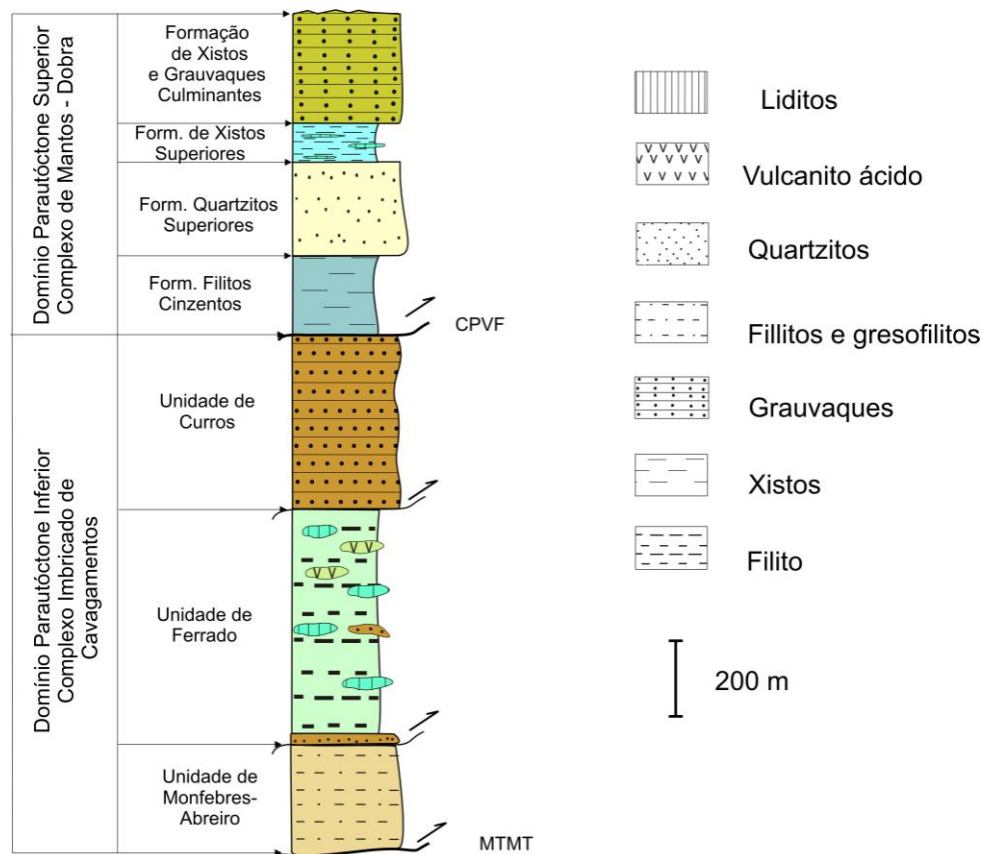


Figura 2. 45 - Sucessão litoestratigráfica do sector Murça - Mirandela (adaptado de RODRIGUES, 2008).

Unidade de Curros

Corresponde à mesma unidade definida no sector de V. P. Aguiar (RIBEIRO, M.A., 1998). Na Carta Geológica de Portugal, Folha 2, é feita a equivalência desta unidade com a "formação Santos", sendo o conjunto designado por "formação de Santos e Curros" (PEREIRA, 2000, 2006). Em RODRIGUES (2008) é correctamente descartada a improvável correlação com a Formação Santos. É descrita, litologicamente como sendo formada por finas alternâncias rítmicas milimétricas e centrimétricas de filitos e psamitos. Por correlação este autor atribui a esta unidade uma idade devónica.

No domínio do parautoctone superior (mantos - dobra) passaram a ser consideradas as mesmas unidades tal como estão consignadas em PEREIRA (2000, 2006): *i)* "Formação dos Filitos Cinzentos"; *ii)* "Formação dos Quartzitos Superiores"; *iii)* "Formação Xistos Superiores"; *iv)* "Formação dos Xistos e Grauvaques culminantes". Tal como sucede no DEVP do sector de Espinhosela, também os contactos entre as unidades são estratigráficos, como assinala RODRIGUES (2008).

A "Formação dos Filitos Cinzentos" corresponde em parte ao "Complexe de schistes, grauwackes et grés impurs, (PT3)" (RIBEIRO, A., 1974). Neste sector é constituída fundamentalmente por filitos com raras intercalações de metagrauvaques e metavulcanitos ácidos. No sector de Vila Pouca de Aguiar também há a referência à presença de calcosilicatadas (RIBEIRO, M.A., 1998). Os metagrauvaques terão um componente vulcanogénica importante dada a abundante presença de feldspato-K, plagioclase e quartzo com golfos de corrosão (RIBEIRO, A., 1974; RODRIGUES, 2008). Assume-se uma idade ordovícica plausível dado que a "formação dos quartzitos superiores" seria Silúrico basal (RODRIGUES, 2008). Para este autor a "Formação dos Filitos Cinzentos" ocorre no núcleo de uma macrodobra deitada.

A "Formação dos Quartzitos Superiores", corresponde ao "grés quartzitique supérieur" de RIBEIRO, A. (1974). Os seus limites, inferior e superior, são estratigráficos com a "formação dos filitos cinzentos" e "formação dos xistos superiores", respectivamente (RIBEIRO, A., 1974; RODRIGUES, 2008). Por vezes, pode ocorrer um nível conglomerático, lenticular, quer com clastos de quartzito, quartzo em matriz gresosa, quer com clastos de xisto, xistos negros, psamitos e quartzitos em matriz pelito - siltítica (RIBEIRO, A., 1974). Na Serra da Garraia podemos pessoalmente constatar a presença deste segundo tipo conglomerático, com clastos negros, um deles assemelha-se a clasto de lidito. Além disto, há a referência à presença de raras pistas de bilobites (RIBEIRO, A., 1974; RODRIGUES, 2008). RODRIGUES (2008) considera como idade, provável Silúrico basal. Contudo são necessários mais estudos petrográficos e sedimentológicos para esclarecer a composição destes clastos, se são de facto materiais característicos do Silúrico inferior. Se for esse o caso, dificilmente a idade Silúrico basal terá suporte.

Quanto à "Formação dos Xistos Superiores", foi assim designada pela primeira vez em PEREIRA (2000, 2006) corresponde aos "schistes supérieurs" (RIBEIRO, A., 1974). Neste sector, esta unidade caracteriza-se pela presença de xistos negros carbonosos e filitos escuros ou cinza azulados com lâminas de siltitos e com abundantes intercalações de liditos (RODRIGUES, 2008). Aliás esta descrição litológica coincide com a que RIBEIRO, A. (1974) faz na descrição desta unidade neste sector, claramente distinta da descrição que faz para esta mesma unidade dos "schistes supérieurs" no sector norte, ou seja, na nossa actual área de estudo. Serão, de facto, litoestratigraficamente, correlacionáveis? Segundo PIÇARRA *et al.* (2006), a idade para esta formação será Llandovery médio.

O estudo estrutural detalhado, particularmente na serra da Garraia - S. Comba, permitiu definir neste Domínio de Mantos - Dobra, macroestruturas da D₁ deitadas, que por sua vez, permitiram definir com clareza a sequência litoestratigráfica da base (núcleo da charneira da

macro dobra) para o topo (RODRIGUES, 2008): "Formação dos Filitos Cinzentos"; "Formação dos Quartzitos Superiores"; "Formação dos Xistos Superiores".

2.11.2.2. Vila Pouca de Aguiar

Esta área está em continuidade cartográfica, para oeste, com o sector de Murça - Mirandela. Foram definidos, com base em critérios estruturais, petrográficos, metamórficos e litogeoquímicos, seis unidades litoestratigráficas, agrupadas em dois domínios estruturais, Três Minas e Carrazedo (Figura 2.46); este último domínio subdividido, por sua vez, em sub - domínios inferior e superior (RIBEIRO, M.A. *et al.*, 1995; RIBEIRO, M.A., 1998; NORONHA *et al.*, 1998; RIBEIRO, M.A. *et al.*, 2003; SANT'OVAIA *et al.*, 2011).

O Domínio Estrutural de Três Minas é constituído pelas seguintes unidades, da base para o topo: 1) Unidade das Fragas Negras, de idade provável Silúrico inferior e constituída por filitos cinzentos a negros, liditos, rochas calcossilicatadas e alguns carbonatos; 2) Unidade de Curros, de idade atribuída ao Devónico Inferior e constituída por filitos, xistos verdes, gresofilitos e grauvaques.

Quanto ao Domínio Estrutural de Carrazedo, o sub - domínio inferior é formado, a muro, pela Unidades de Vale de Égua e pela Unidade de Cubo, a tecto. Por sua vez esta Unidade de Vale de Égua é subdividida em duas subunidades: Alto da Cheira, com predomínio de quartzofilitos, filitos carbonosos, liditos, calcossilicatadas e algumas vulcânicas ácidas e Rancho, com xistos negros e liditos e algumas intercalações de filitos cinzentos e vulcanitos ácidos. Na Unidade Cubo, predominam quartzofilitos e quartzitos com intercalações de filitos verdes (folha 6D, Vila Pouca de Aguiar, NORONHA *et al.*, 1998). A tecto, a Unidade de Cubo contacta, por carreamento, com a Unidade de Santa Maria de Émeres (Figura 2.46).

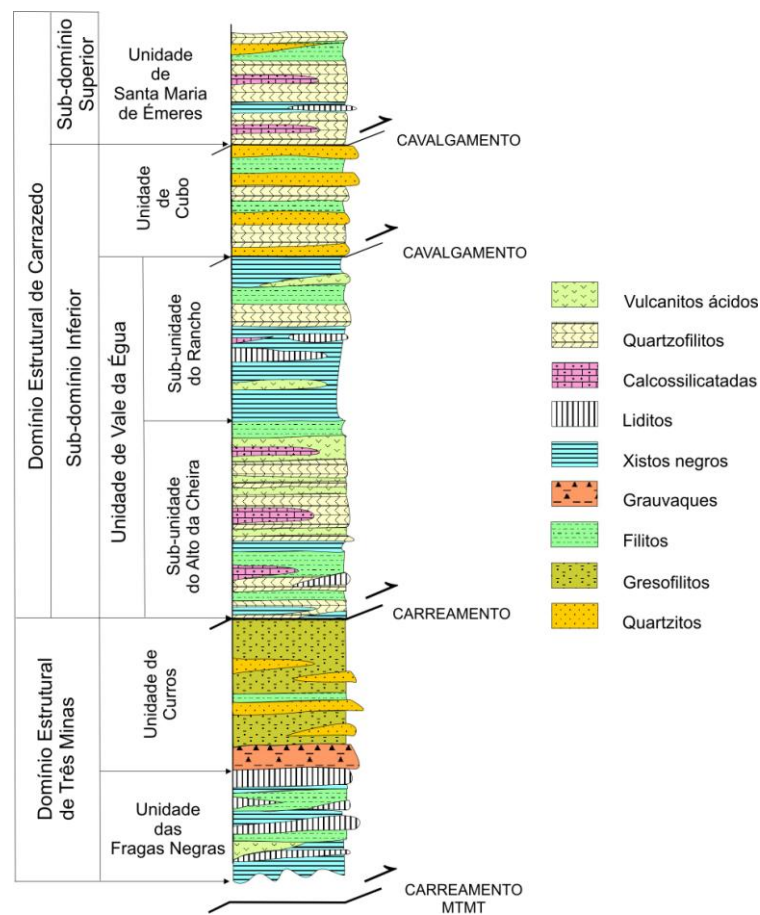


Figura 2.46 - Coluna litoestratigráfica das unidades paraúctones da Vila Pouca de Aguiar (adaptado de RIBEIRO, M.A. *et al.*, 1995; RIBEIRO, M.A., 1998; NORONHA *et al.*, 1998).

Há uma diferença estrutural e metamórfica entre estes dois domínios. No Domínio Estrutural de Três Minas, a clivagem principal é a S_3 ; no Domínio de Carrazedo, a clivagem penetrativa é uma S_2 subhorizontal, a retranspor as estruturas anteriores. No sector de Carrazedo, parautóctone, o metamorfismo corresponde à zona da biotite; no sector de Três Minas, o metamorfismo não ultrapassa a zona da clorite. Além disto, os estudos litogeoquímicos encetados comprovam que há diferenças litogeoquímicas entre o DEC e o DETM (RIBEIRO, M.A. *et al.*, 1995; RIBEIRO, M.A., 1998; RIBEIRO, M.A. & NORONHA, 2001; RIBEIRO, M.A., *et al.*, 2003). O DEC terá afinidades com o Peritransmontano e o DETM com o Domínio do Douro Inferior, autóctone de RIBEIRO (1974) (op. cit.).

Em termos estruturais, os carreamentos principais definidos no sector de Murça - Mirandela, nomeadamente o carreamento de Palheiros - Vila Flor (CPVF), que separa os Domínios do Parautóctone Superior (DPS) do Parautóctone Inferior (DPI), tem continuidade lateral para o acidente tectónico que separa o DEC do DETM (RODRIGUES, 2008). Por essa razão, para este autor o DEC fará parte do domínio dos mantos - dobra e o DETM do complexo imbricado de escamas de carreamento. Com a nova interpretação macroestrutural de RODRIGUES (2008), em que se define neste sector de Murça um importante manto - dobra da D_1 , com a Serra da Garraia a formar um extenso flanco inverso desta estrutura com continuidade cartográfica para o DEC de Vila Pouca de Aguiar, esta sequência litoestratigráfica do DEC estará invertida e não em posição estratigráfica normal. Aliás, a similitude litogeoquímica assinalada por RIBEIRO, M.A. (1998), entre os Subdomínios inferior e superior do DEC, vem reforçar esta interpretação. O carreamento, já assinalado em RIBEIRO (1974), entre as actuais Unidade de Sta. Maria de Émeres e Cubo, corresponde a uma banda milonítica associada ao flanco inverso da macro dobra D_1 (J.F. RODRIGUES, comun. pessoal).

Em RIBEIRO, M.A. & NORONHA (1997) ensaia-se a correlação da unidade estrutural de Três Minas com as unidades do Douro Inferior do sector norte da serra do Marão e a unidade estrutural de Carrazedo com a região de Verín, bem como com os sectores mais ocidentais de Trás-os-Montes (Cabeceiras de Basto). Contudo, se para as unidades do DETM à boa correlação quer na fácies litológica quer no contexto estrutural, com as unidades do DPI, particularmente a Unidade das Fragas Negras, com continuidade cartográfica para a Unidade do Ferrado, por sua vez semelhante à Unidade Coroto, já nas litologias e sequência litoestratigráfica do DPS, essencialmente gresopelíticas, não se crê que haja correlação com a sequência de Alcañices (Verín - Espihosela - Alcañices) onde os filitos e a sequência vulcano-sedimentar predominam.

Porventura haverá eventualmente nestes sectores de V.P. Aguiar e Murça, mais acidentes internos do que os que estão assinalados, pois que pela descrição de fácies, unidade de Vale de Égua (subunidade Rancho) é semelhante às Fragas Negras e à Unidade Coroto.

Em termos gerais, atendendo aos aspectos estruturais, metamórficos e litológicos, o Domínio Estrutural de Três Minas, com excepção da unidade de Curros, terá equivalência com algumas das sequências do Subautóctone, eventualmente com a Unidade Coroto, enquanto o Domínio de Carrazedo terá melhor correspondência com o Parautóctone Superior.

2.11.2.3. Alfandega da Fé - Mogadouro

No bloco leste da Falha BVM e na continuidade destes dois últimos sectores, os recentes trabalhos de cartografia publicados nas Cartas Geológicas 11-B (Mogadouro) e 11-C (Carviçais) (PEREIRA *et al.*, 2003, 2009) evidenciam a presença de acidentes cavalgantes, provocados pela instalação dos mantos da ZGTM, em parte da sequência silúrica antes considerada como autóctone do Domínio do Douro Inferior (log litoestratigráfico nº7, RIBEIRO, A., 1974). Como já referido anteriormente a propósito das correlações das sequências silúricas autóctones, foram

definidas novas unidades, tectonicamente controladas, a muro e a tecto, as Formações Casal do Rato e Meirinhos.

Recapitulando, essa sequência de RIBEIRO (1974) ("formação infraquartzítica", sequências S1, S2 e S3; "formação quartzítica", S4 e "formação suparaqartzítica", S5), estabelece-se, do seguinte modo, da base para o topo:

S1 - xistos ampelitosos e liditos ou tilóides basais;

S2 - xistos carbonosos com intercalações de siltitos, psamitos, ampelitos, liditos, calcários e calcoxistos com crinóides;

S3 - alternâncias centimétricas de xistos, psamitos e e siltitos, com a passagem a grauvaques para o topo;

S4 - nível lenticular de grés quartzítico, com passagens locais a conglomerado ou microconglomerado;

S5 - xistos variados com intercalações de ftanitos ou liditos, tufos riolíticos porfiróides e calcoxistos.

Os novos dados de cartografia levam à seguinte reinterpretação: as sequências "S1" e "S2" são consideradas como fazendo parte da Formação Campanhó; "S3" e "S4" são englobados na Formação Casal do Rato, membros inferior e superior, respectivamente; a sequência "S5", é agora definida como uma nova unidade, Formação Meirinhos. O contacto entre a Formação Campanhó e o Ordovícico é um contacto estratigráfico; o contacto entre a Formação Campanhó e a Formação Casal do Rato é tectónico, assim como entre esta última formação e a Formação Meirinhos. A topo desta unidade ocorre, por carreamento, o manto alóctone inferior.

A Formação Casal do Rato corresponde a uma sequência "flyshóide" negativa com alternâncias de filitos e metagrauvaques com intercalações de olistólitos de: liditos e calcários negros (Silúrico); de quartzitos da Formação Marão (Ordovícico). Para o topo ocorrem quartzitos e metagrauvaques. A Formação Meirinhos é essencialmente formada por xistos bandados e xistos negros com intercalações de quartzitos, ftanitos, liditos e metavulcanitos ácidos e tufos (PEREIRA *et al.*, 2009). Como anteriormente referido a sua idade é Llandovery (PIÇARRA & REBELO, 1997).

Estabelecendo equivalências com o sector de Murça - Mirandela e dos acidentes principais aí definidos entre o parautóctone inferior e superior, a sua inclusão nos mantos parautóctones faz com que o acidente da base da Formação Casal do Rato seja considerado como o MTMT. O acidente que separa a Formação Meirinhos da Casal do Rato será a continuação do CPVF para este sector a leste da falha BVM (RODRIGUES, 2008).

Recentemente esta Formação Meirinhos é integrada no CPS (PEREIRA *et al.*, 2009). Assim, o CPI é apenas representado pela Formação Casal do Rato; O CPS é, neste sector representado pelas seguintes unidades, da base para o topo:

- Formação dos Xistos Cinzentos, de idade provável Ordovícico;
- Formação dos Quartzitos Superiores - Silúrico indiferenciado;
- Formação Meirinhos - Llandovery (Rhudaniano - Telychiano).

2.11.2.4. Cabeceiras de Basto

Os trabalhos desenvolvidos neste sector foram importantes porque se reconheceram pela primeira vez, fora do contexto do nordeste transmontano, unidades carreadas sobre o autóctone da ZCI e estabelecida a sua correlação com as unidades do Peritransmontano e CentroTransmontano (PEREIRA & RIBEIRO, 1979, 1983; PEREIRA, 1987; 1989).

Neste sector as unidades parautóctones (Figura 2.47) constam de duas unidades separadas e limitadas por carreamentos: a superior, designada por Unidade de Mouquim, está limitada, a tecto, pelo carreamento de Vila Nune com o alóctone inferior da Unidade de Vila Nune, e a muro, pelo carreamento de Mouquim que a separa da unidade inferior, designada por

Unidade de Canadelo, por sua vez limitada a muro, com o autóctone, pelo carreamento de Canadelo. Quer a Unidade de Canadelo, quer a de Mouquim apresentam litologias e sequência estratigráfica semelhantes (PEREIRA, 1987, 1989). Em cada uma delas é possível definir:

- Sub-unidade inferior, constituída por xistos carbonosos com intercalação de ampelitos, liditos e quartzitos;

- Sub-unidade superior, gresopelítica e de natureza turbídica, com alternâncias de pelitos e siltitos na base e progressivamente transitando, para o topo, a alternâncias de metagrauvaques e psamitos.

Por sua vez a sequência autóctone, constituída, da base para o topo, pelas Formações Campanhó (xistos carbonosos com intercalações de liditos, xistos negros, e calcários) e Santos, greso-pelítica, de idade Silúrico - Devónico Inferior (?), tem notórias semelhanças com a sequência paraúctone, como devidamente realçado por PEREIRA (1987, 1989).

O facto de a Formação Campanhó estar, a muro, em contacto com os xistos ardosíferos da Formação Moncorvo, leva a supor que o contacto possa ser estabelecido tectonicamente, pois se trata de uma situação estratigraficamente anómala. Esta situação será idêntica à que ocorre na região de Espinhosela, no bloco ocidental da falha BVM, em que a Unidade Rio Sabor, em cunha tectónica, de fácies semelhante à Formação Campanhó, contacta tectonicamente pelo carreamento da Costa Grande com a Formação Moncorvo, autóctone, faltando, neste sector uma grande parte do Ordovícico Médio e todo o Ordovícico Superior, autóctone.

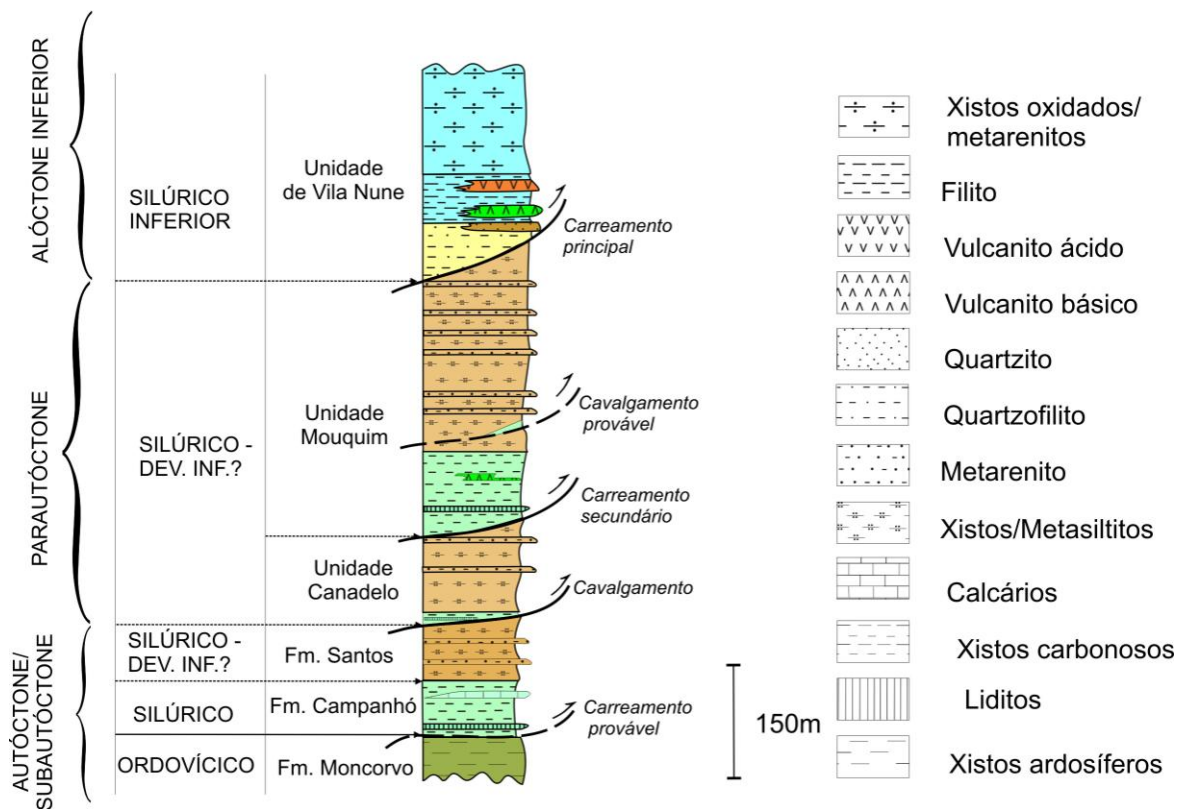


Figura 2.47 - Litoestratigrafia das unidades paraúctones de Cabeceiras de Basto (adaptado de PEREIRA, 1987).

Estas unidades paraúctones serão equivalentes às unidades Peritransmontanas de Trás-os-Montes Oriental (PEREIRA, 1987), ou seja, ao actual Complexo de Mantos Parautóctone. A imbricação e repetição destas unidades por cavalgamentos, permite enquadrá-las no Domínio do Parautóctone Inferior, do complexo imbricado de escamas.

2.11.2.5. Entre-Douro-e-Minho

Neste sector está definida a Unidade do Minho Central e Ocidental separada do autóctone por um acidente basal, o carreamento de Vila Verde. A sequência litoestratigráfica compreende xistos ampelitosos, liditos, filitos negros e cinzentos, quartzitos e *skarns* (PEREIRA, 1992). Separado por carreamento ocorre, a topo desta sequência, a Unidade de Vila Nune e Valença, unidade alóctone próxima da zona de raízes do Centro-transmontano (PEREIRA, 1992). Em recente revisão da Folha 5D (Braga), constatou-se que as sequências tectonoestratigráficas serão mais complexas. De facto, foi agora reconhecido próximo de Braga, em janela tectónica, a presença de xistos argilosos e arenitos semelhantes ao autóctone da Formação Sobrado. Além disso reconheceu-se a presença de vulcanitos da Unidade de Vila Nune onde antes estava UMC (MEIRELES *et al.*, 1997; FERREIRA *et al.*, 2000). Os mais recentes levantamentos, ainda neste momento em progresso, têm confirmado estas asserções³.

2.11.3. PRINCIPAIS CONCLUSÕES

Uma particularidade da sequência silúrica autóctone, em todo o Maciço Hespérico, é a total ausência de actividade vulcânica. Em mais nenhum local onde ocorre Silúrico (Cantábria, Pirinéus, Catalunha, Ocidental Asturo - Leonesa, Cordilheira Ibérica e Guadarrama) há sinais expressivos de vulcanismo sedimentar submarino a sub-aéreo como o que ocorre na ZGTM e na ZOM. É apenas na complexa sequência da ZGTM onde a presença do vulcanismo "bimodal" é expressiva e uma característica marcante desta zona geo-estrutural, que ocorrem evidências de episódios vulcano - sedimentares, regra geral de idade atribuída ao Silúrico.

Para além do vulcanismo do Paleozóico Inferior associado a processos de *rift* de abertura do oceano Rheic já referidos nos comentários sobre as sequências autóctones, esta actividade magmática só tem paralelo na ZOM, nomeadamente na Formação dos Xistos de Moura, onde ocorrem xistos siliciosos com intercalações de vulcanitos ácidos e básicos. A descoberta recente de conodontes do Silúrico - Devónico (PIÇARRA, 2000) nesta unidade da ZOM, aponta para uma idade mais recente da até então admitida, isto é, Ordovício Superior - Silúrico (OLIVEIRA *et al.*, 1992).

Até muito recentemente, a única aparente excepção no autóctone da ZCI, encontrava-se nas vulcânicas de El Castillo que ocorrem no núcleo do sinclinal de Tames (DÍEZ BALDA, 1982, 1986). A estas vulcânicas básicas estava atribuída uma idade silúrica, pois que se posicionam a topo de níveis com *Monograptus*. No entanto, em trabalho recente de datação de zircões por U-Pb destes basaltos é obtida uma intercepção superior aos $394,7 \pm 1,4$ Ma, ou seja, Devónico Médio, Eifeliano (GUTIÉRREZ-ALONSO *et al.*, 2008). A interpretação destes autores é que tal acontecimento representa um processo extensional de *rifting*, na margem gondwânica do oceano Rheic. Este dado importante vem reforçar a proposta agora apresentada de que a Formação Soutelo e o seu vulcanismo possam ser do Devónico Inferior - Médio. Sugere que parte destas unidades Silúrico - Devónicas de Espinhosela - Alcañices, particularmente aquelas onde esta actividade vulcânica é expressiva, possam ser consideradas como parautóctone e não como alóctone.

Na envolvente do alóctone do maciço de Bragança, algumas das unidades Centro-Transmontanas, como a "Formação filito - quartzítica", azóica, é considerada de idade Ordovício Superior - Silúrico pela abundância de quartzitos (RIBEIRO *et al.*, 1990), embora estes autores refiram as diferenças notórias entre estes e os quartzitos do "Arenigiano". Comparativamente ao sector de Verín, estas unidades Centro - Transmontanas estão numa situação tectonoestratigráfica distinta das unidades de Santabaia, dado que estão carreadas sobre o parautóctone equivalente aos grupos de Nogueira e Paraño. Quanto a estes, embora

³ Trabalhos a decorrerem em parceria com Jorge Pamplona (UMinho) e Paulo Castro (LNEG).

haja uma semelhança na descrição da fácies e das litologias do parautoctone inferior no nosso sector, o estilo estrutural é distinto, sendo de manto - dobra e portanto correlacionável com o parautoctone superior.

Quanto aos diversos sectores da ZGTM em Portugal, há claramente diferenças litológicas entre os bordos sudoeste e nordeste. No sector meridional (Murça - Mirandela e Mogadouro, Vila Pouca de Aguiar, Cabeceiras de Basto e Minho), predominam as sequências rítmicas sedimentares de filitos, metassiltitos e metagrauvaques de idade provável atribuída ao Devónico Inferior, enquanto no sector setentrional (Verín - Espinhosela - Alcañices), predominam filitos carbonosos e sequências vulcano - sedimentares, de idade provável Devónico Inferior - Médio; os metassedimentos sin - orogénicos da Formação Gimonde são claramente do Devónico Médio - Superior. Há semelhanças entre estes sectores ao nível das unidades subautóctones, claramente silúricas e de fácies idênticas (Unidade das Fragas Negras; Unidades Rio Sabor e Coroto), por onde se processou o descolamento e instalação dos mantos de carreamento da ZGTM. No sector Murça - Vila Pouca de Aguiar, ao nível do DPI, a Unidade Ferrado, pela descrição das litologias haverá algumas afinidades com as formações de Espinhosela - Quintanilha (Form. Rio de Onor, Valvão e Soutelo). Já a Unidade Curros, não terá equivalente no sector de Espinhosela. No Quadro 2.9, são apresentadas as correlações possíveis entre os dois sectores.

ESTAMPAS

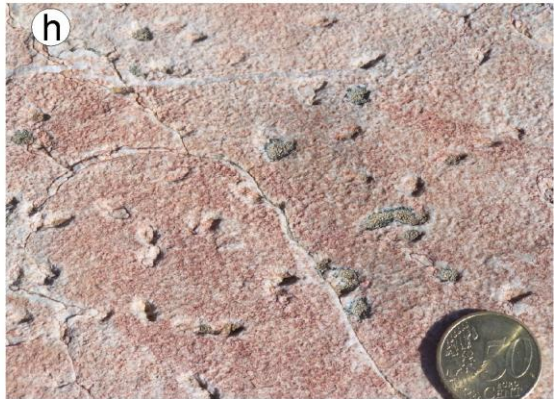
Estampa 2. 1 - Macrofauna e icnofósseis da Serra das Barreiras Brancas (Guadramil). Colecção "Cândido de Medeiros" (Museu Mineiro do L.N.E.G., S. Mamede de Infesta): a) b) e c) valva ventral de *Obolidae* gen. et sp. indet.; d) exemplar de *Daedalus halli*.

ESTAMPA 2.1



Estampa 2. 2 - Icnofósseis da Formação Marão: a) Alto do Martim Preto, Serra das Barreiras Brancas (Guadramil), aspecto geral do afloramento das *Pedras Escrevidas* (observam-se marcas de ondulação); b) exemplar de *Daedalus halli* (Serra das Barreiras Brancas); c) *Daedalus* isp. *D. halli* (Rouault, 1850), secção paralela ao plano de estratificação; d) detalhe da figura anterior onde é visível a estruturação interna dos *Daedalus*; e), f) *Daedalus halli* fortemente deformados (sector de Martinho de Angueira, Cartas nº 52 e 66, Avelanoso e Vimioso, respectivamente); g) *Cruziana* ; h) *Diplocraterion* isp (Alto do Martim Preto, Serra das Barreiras Brancas).

ESTAMPA 2.2



Estampa 2. 3 - Estruturas diagenéticas e biogénicas do Ordovícico: a) vestígios de "véus algais" em quartzitos do Membro Ermida da Formação Marão; b e c) Septárias, Formação Moncorvo.

ESTAMPA 2.3



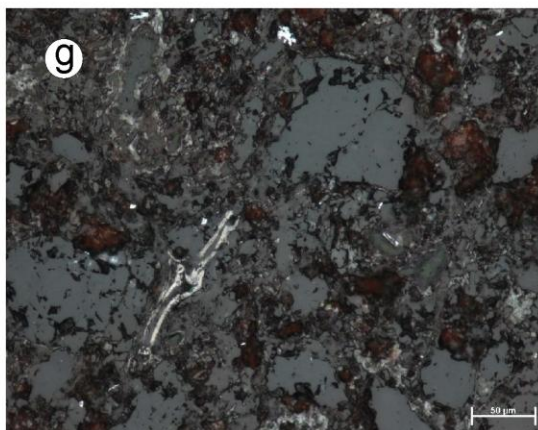
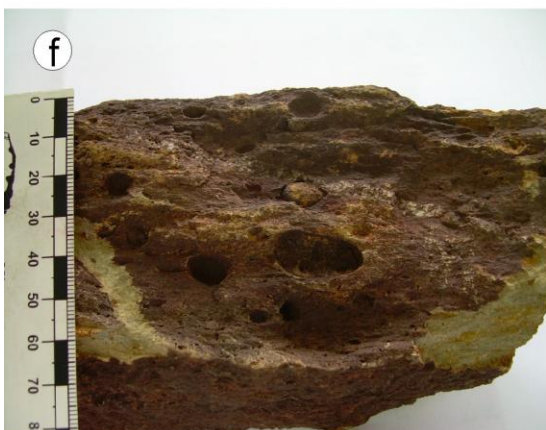
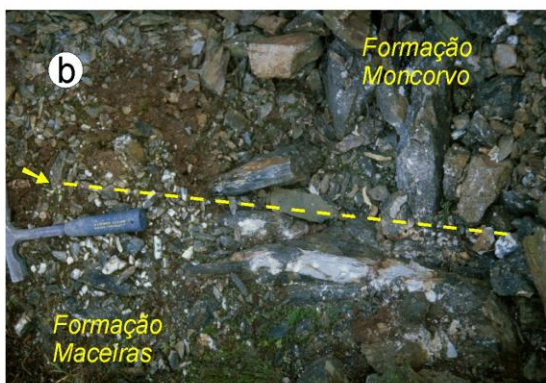
Estampa 2. 4 - Macrofauna da Formação Moncorvo em nódulos siliciosos (Amostra 13-22F); (a) aspecto geral do nódulo; b) *Redonia deshayesi* (Rouault, 1851) e *Tolmachovia* sp; c) *Tolmachovia* sp (pormenor); d) Bivalve (?) indet.

ESTAMPA 2.4



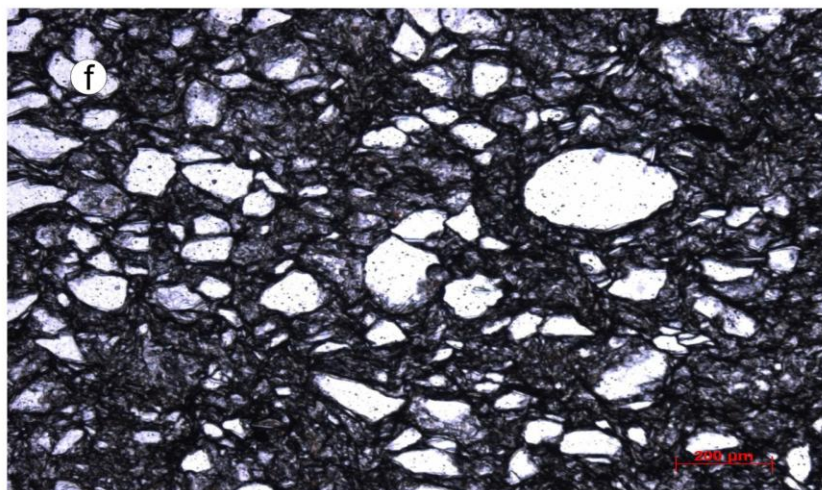
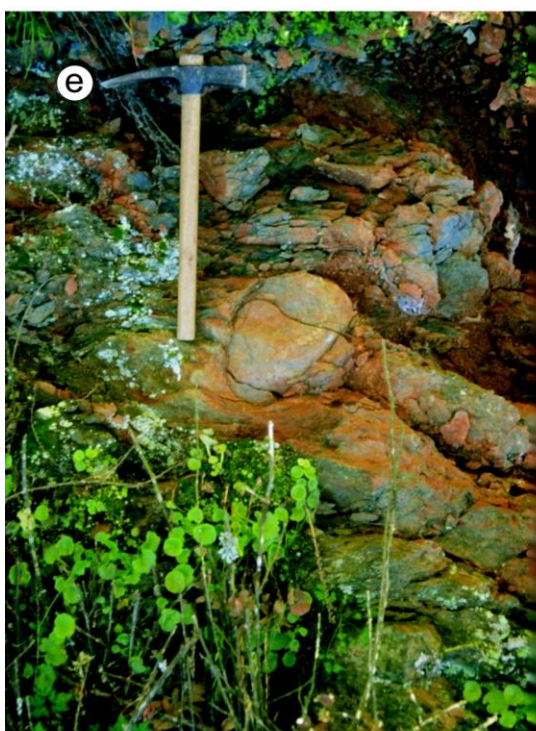
Estampa 2. 5 - Afloramentos da Formação Maceiras no corta-fogo do Sal Moído (secção tipo das Formações Maceiras e Guadramil): a) grés quartzíticos com intercalações de filitos carbonosos; b) contacto da base da Formação Maceiras com os xistos ardosíferos da Formação Moncorvo; c) contacto do topo desta formação com os diamictitos da Formação Guadramil; d) e e) Formação Guadramil; d) Membro Ribeira de Guadramil (pelito com fragmentos); e) Membro Sal Moído; f) Amostra 13-31B (muro da Formação Maceiras): nível silício - limonítico com nódulos não fossilíferos (estrutura diagenética); g) Amostra 13-30 (Tecto da F. Maceiras); nível de ferro (observa-se cristal alongado de grafite) (ampliação 30x).

ESTAMPA 2.5



Estampa 2. 6 - Aspectos do pelito com fragmentos da Formação Guadramil: a) Soutelo (escama tectónica na Unidade Coroto); b) Guadramil; c) Vale de Frades; d) Vimioso; e) Travanca (Mogadouro); f) aspecto microscópico do diamictito (amostra 52-7, 5x, nicóis paralelos).

ESTAMPA 2.6



Estampa 2. 7 - Formação Olho de Sapo: a) Robledo; b) Paradela (Mirando do Douro).

ESTAMPA 2.7



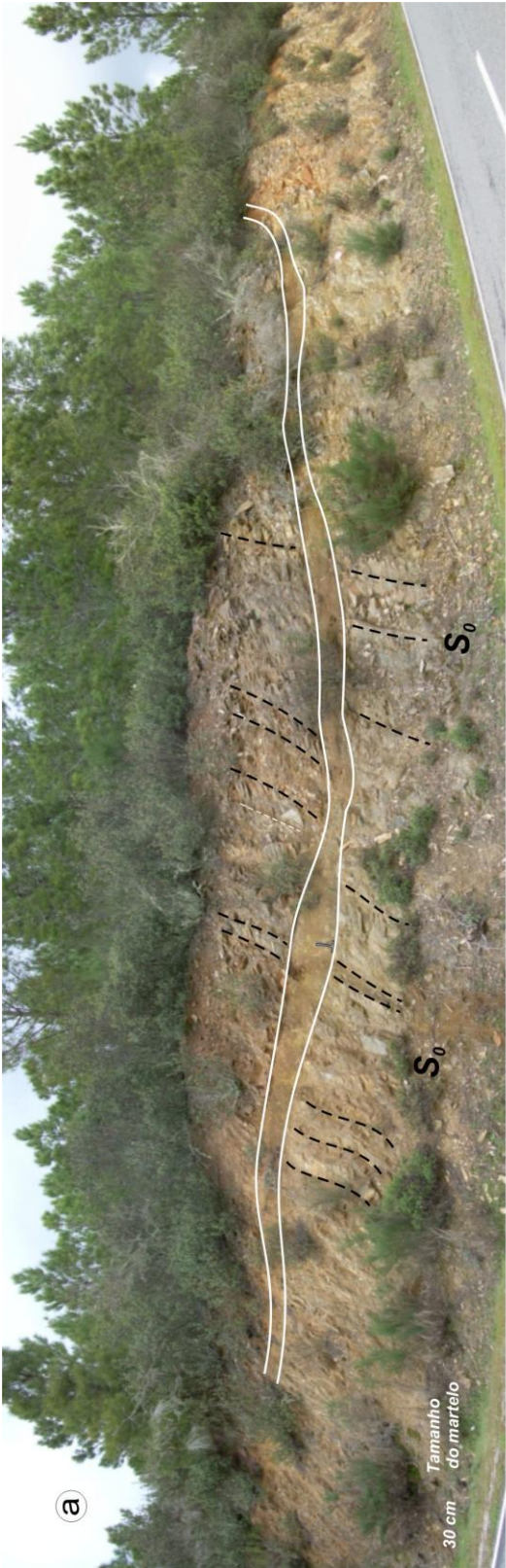
Estampa 2. 8 - Aspectos da Formação Angueira: a) Membro Constantim (grés laminados; estrada Paradela - Castro de Alcañices, Carta Militar nº 67, esc. 1:25000); b) xistos do Membro Cicouro (estrada Avelanoso - S. Martinho de Angueira, Carta Militar nº 52, esc. 1:25.000; c) Passagem do Membro Cicouro à Formação Marão (Rib^a de Santa Ana, 2,4 Km a norte de Avelanoso, Carta Militar nº 52, esc. 1:25.000); d) aspecto microscópico (10x, nícóis cruzados) dos xistos do Membro Cicouro.

ESTAMPA 2.8



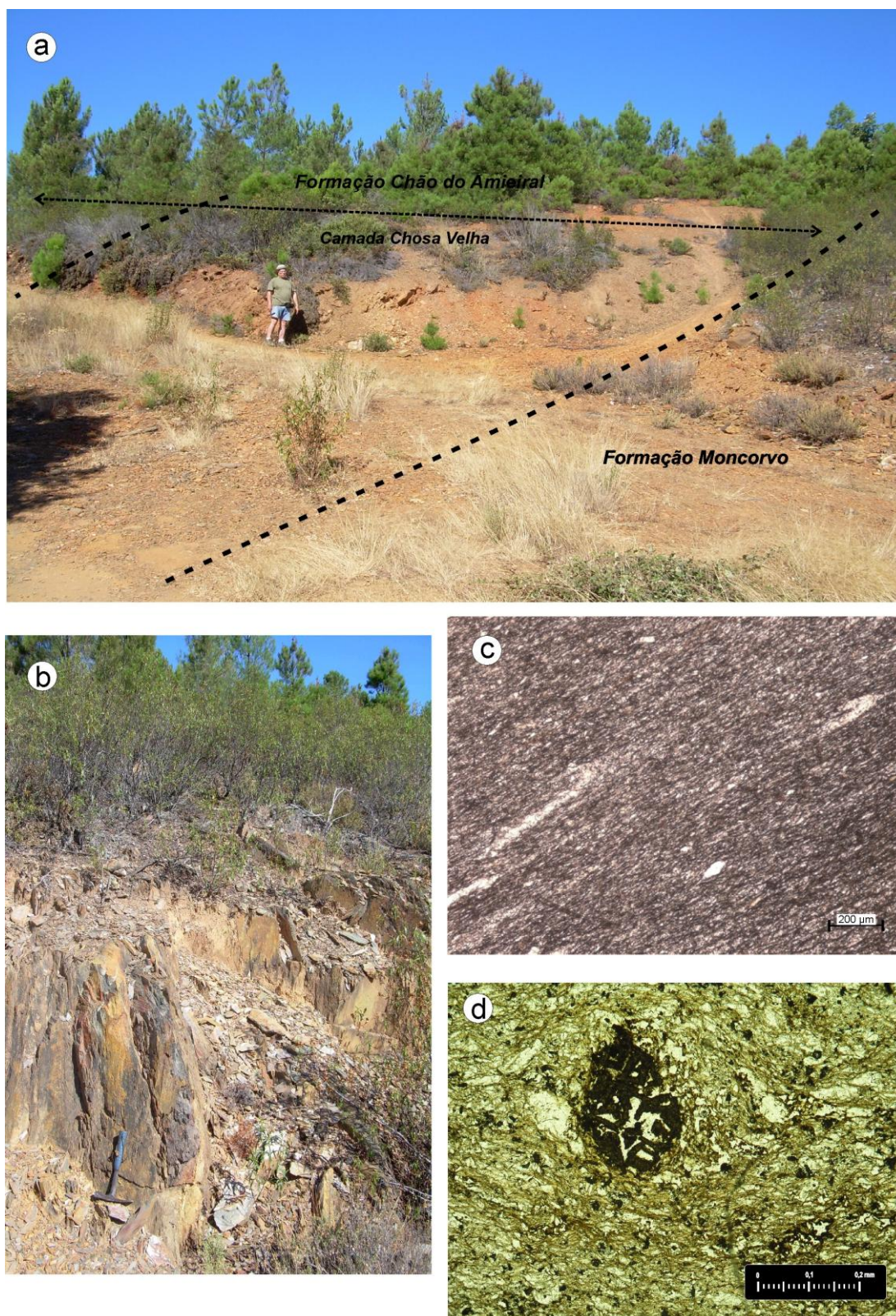
Estampa 2. 9 - Filão básico (Ordovícico Superior?) a intruir quartzitos da Formação Marão. Estrada Vimioso - Avelanoso; a) aspecto geral do afloramento; b), c) pormenores da deformação interna do filão.

ESTAMPA 2.9



Estampa 2. 10 - Formação Chão do Amieiral: a) contacto a muro com a Formação Moncorvo efectuado pela Camada Chosa Velha (Vale da Pena, Carta Militar nº 52); b) Aspecto macroscópico dos filitos e psamitos negros; c) aspecto microscópico (20x, nicóis paralelos); d) aspecto microscópico (10x, nicóis paralelos) da Camada Chosa Velha.

ESTAMPA 2.10



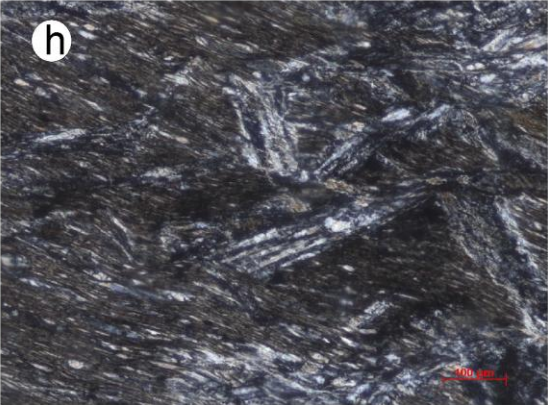
Estampa 2. 11 - Formação Envendos, Vila Velha de Ródão. Visível a discordância dos quartzitos armoricanos (Formação Serra do Brejo) sobre esta sequência sedimentar.

ESTAMPA 2.11



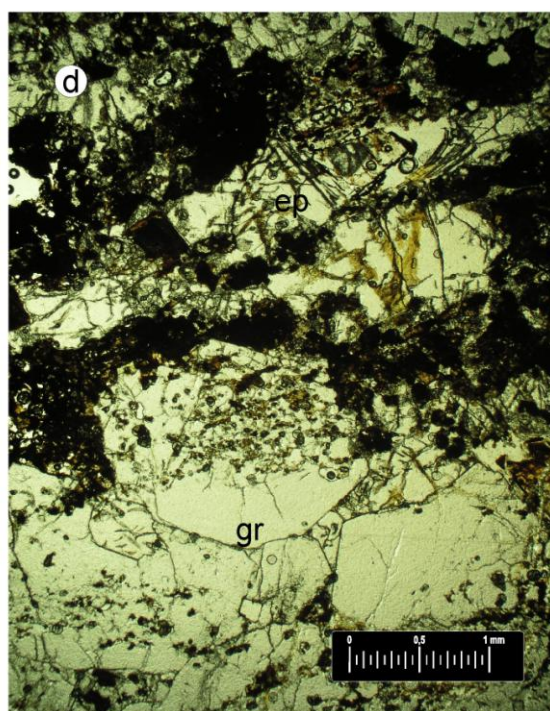
Estampa 2. 12 - Aspectos da Formação Campanhó e Unidade Rio Sabor: a) Membro Rib^a de Silos, lilitos da base da unidade com dobramento menor D₁ com vergência para SW (Guadramil); b) nível de calcários negros da Unidade Rio Sabor próximo de França; c) e d) Membro Quintanilha (afloramentos de calcários negros: e), f) filitos com *Scyphocrinoides* (Membro Quintanilha, filitos negros com cloritóide); g) aspecto microscópico dos calcários negros (nícóis cruzados); h) aspecto microscópico dos filitos com cloritóide (nícóis cruzados).

ESTAMPA 2.12



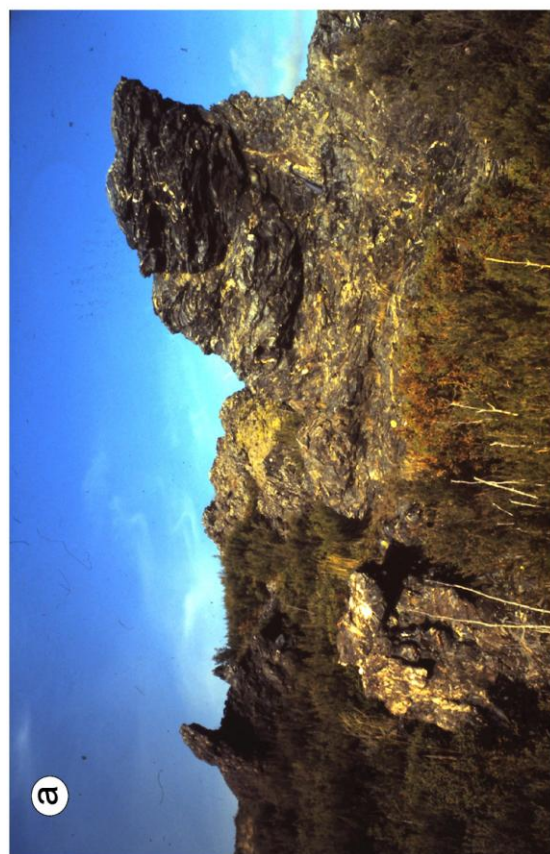
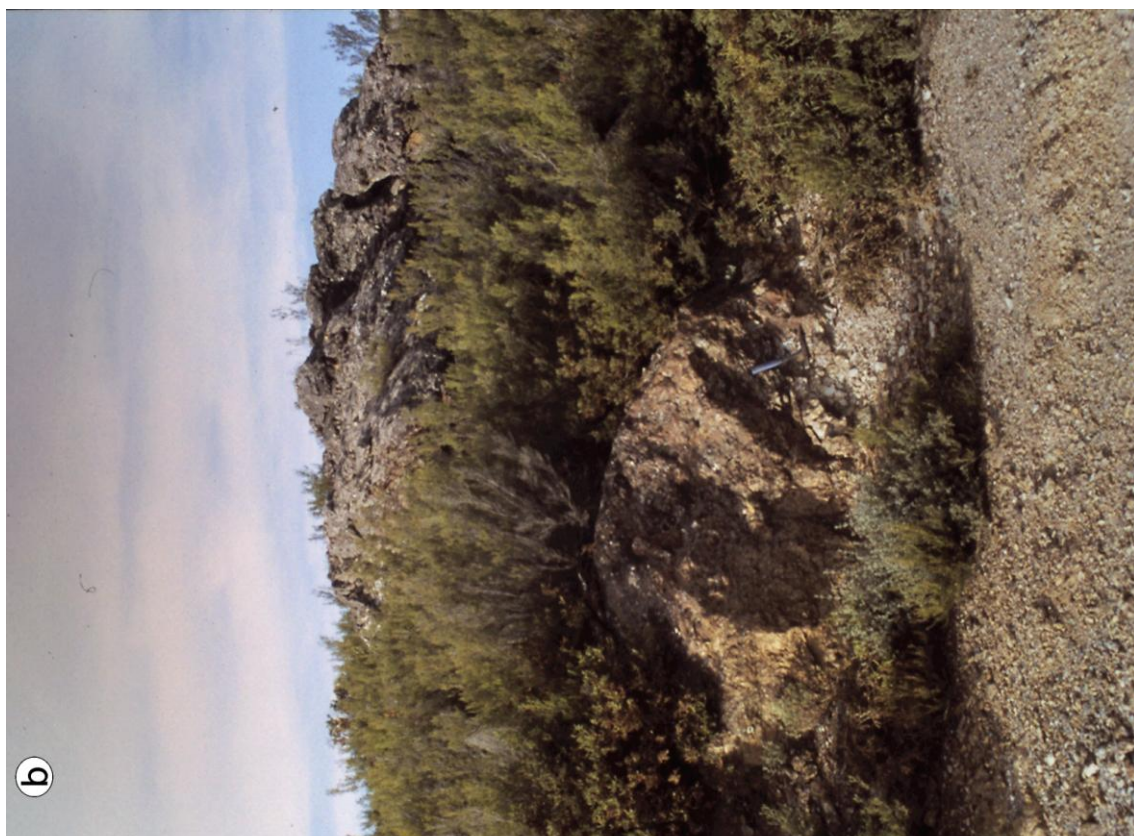
Estampa 2. 13 - Unidade Coroto; a) afloramentos de filitos carbonosos na estrada do Viveiro das Trutas (França). Observa-se a crenulação S_2 sobre a S_1 varisca; b) "Skarns" de Moimenta (estrada Fontes - Moimenta); c) Filitos negros, ampelitosos; d) aspecto microscópico (2,5x, nicóis paralelos) do "skarn" (gr -granada; ep- epídoto (clinozoizite).

ESTAMPA 2.13



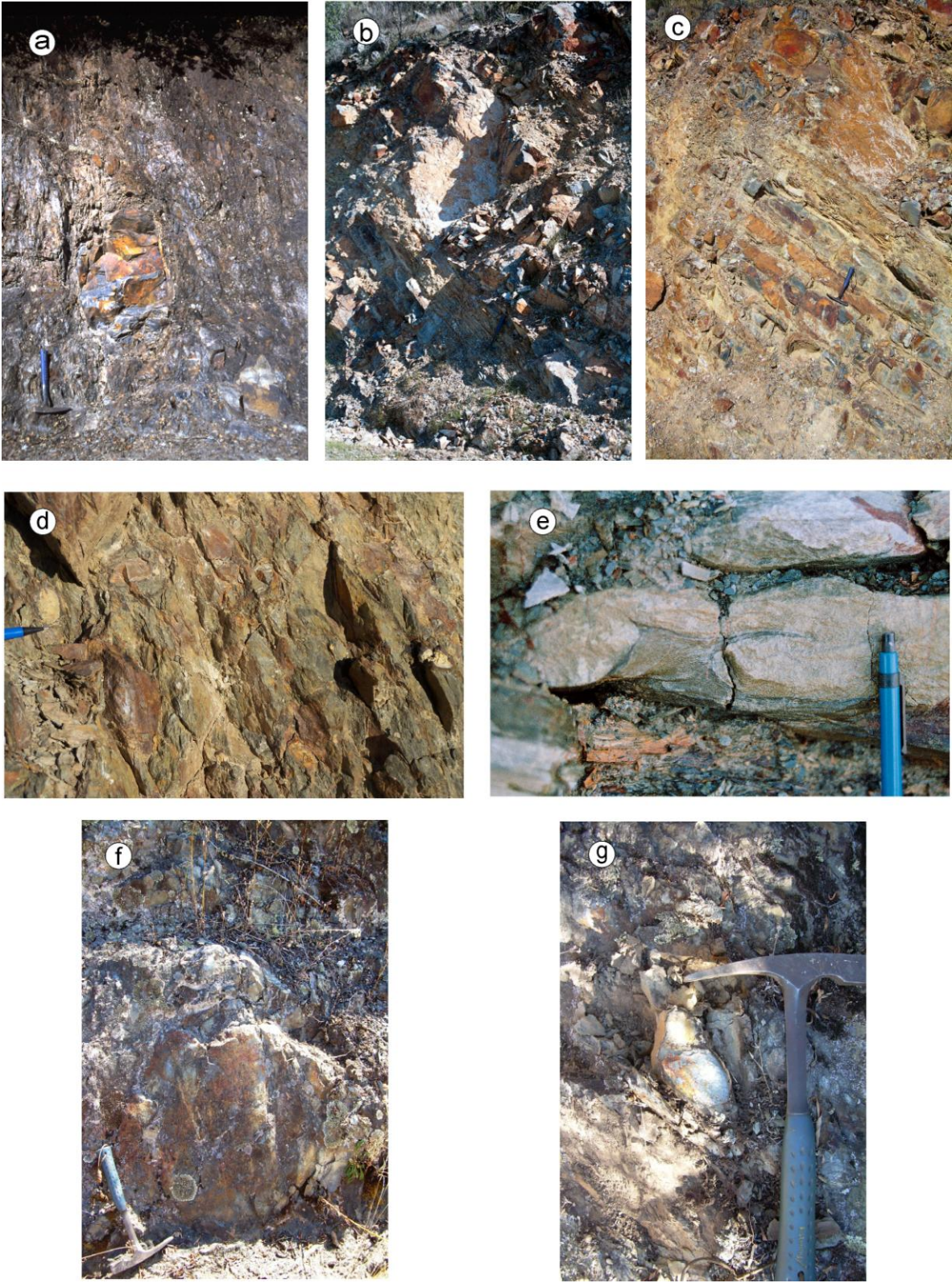
Estampa 2. 14 - Aspectos dos carreamentos D_2 : a) *Costa Grande*; b) *Ribeira de Silos*; c) *Costa Grande*: cisalhamento dextro D_3 a afectar o granito da *Costa Grande* (Carta Militar nº 11).

ESTAMPA 2.14



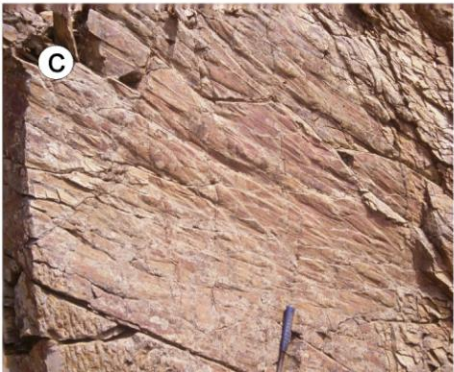
Estampa 2. 15 - Formação Rio de Onor, Membro França (Estrada França - Aveleda, Carta Militar nº 25, esc. 1:25.000) a), d) aspecto do conglomerado do Centro Hípico de França; b) alternâncias de arenitos e xistos; c) níveis de quartzitos negros; e) detalhe com figuras de carga; f) e g) Fragas de Penalva, conglomerados (Carta Militar nº 26, esc. 1:25.000, Deilão).

ESTAMPA 2.15



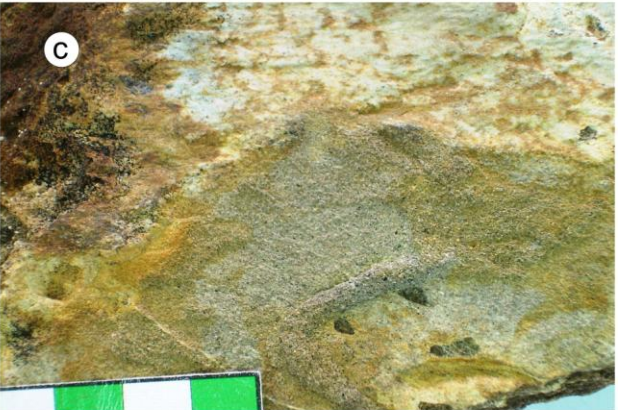
Estampa 2. 16 - Formação Rio de Onor: a) Membro Igrejas, aspecto do filitos cinzentos e gresofilitos; b), c) e d) Membro Vale Andrês (Estrada Deilão - Guadramil, Carta Militar nº 26, esc. 1:25.000); b) sinforme D₃, aspecto geral do talude (norte para a direita); c) estruturas sedimentares (*flute cast*); d) figuras de carga.

ESTAMPA 2.16



Estampa 2. 17 - Quartzitos da Formação Valvão (v.g. Lagares, Carta Militar nº 25, esc. 1:25.000); a) aspecto do afloramento (a seta indica o norte); b) conglomerado; c) Icnofóssil, pista; d) restos de Braquiópodes inarticulados (Fragas de Rebal do Cabo, Carta Militar nº 25, esc. 1:25.000).

ESTAMPA 2.17



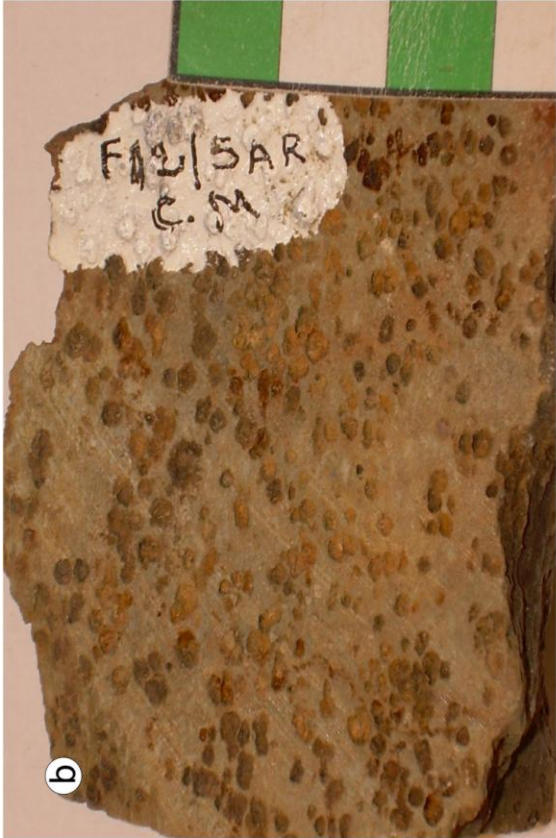
Estampa 2. 18 - Conglomerado na base da Formação Valvão (Boca da Cerdeira, Carta Militar nº39, esc. 1:25.000): a) e b) alguns aspectos do afloramento; c) calhau rolado; d) deformação dos clastos; e) e f) clastos de lidito (sector de Alcañices).

ESTAMPA 2.18



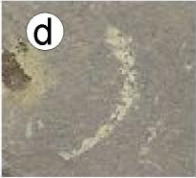
Estampa 2. 19 - Níveis fosfatados da Formação Soutelo: a) talude da estrada Santalha - Penso (Carta Militar nº 23, Vinhais, esc. 1:25.000); b), c) amostras de mão (Carta Militar nº 12, Rio de Onor, esc. 1:25.000).

ESTAMPA 2.19



Estampa 2. 20 - Graptólitos do Ludlow do corte da estrada N308, Guadramil - Deilão, ao km 292,5 (PIÇARRA & MEIRELES, 2006); a) aspecto das amostras; b) parte distal do *Lobograptus scannicus*; c) *Colonograptus? colonus*; d), f) *Bohemograptus bohemicus*; e) *Bob. scannicus*. (fotos da autoria de J.M. Piçarra).

ESTAMPA 2.20



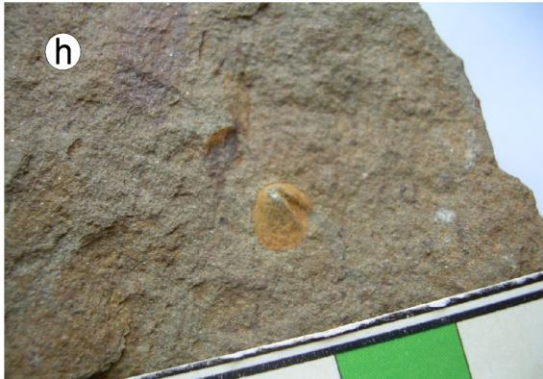
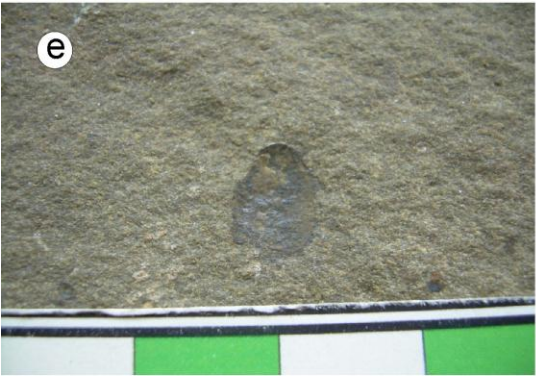
Estampa 2. 21 - Conglomerado *wild flysch* da Formação Gimonde. Estrada Fontes de Transbaceiro - Serra da Escusaña (Espanha). Carta Militar nº 11 (1:25.000); a) Clastos de rochas máficas; b) clastos de quartzo e de gnaïsse.

ESTAMPA 2.21



Estampa 2. 22 - Formação Gimonde: fósseis vegetais, icnofósseis e macrofauna: a) *Sublepidodendron* sp.; b) icnofóssil do género *Teichichnus* *isp*; c), d), e), f), g), h) braquiópodes da família Acrotretidae (*gen. e sp. indet.*).

ESTAMPA 2.22



3. CARACTERIZAÇÃO LITOGEOQUÍMICA.

3.1. INTRODUÇÃO.

O objectivo do presente trabalho não é efectuar um estudo litogeoquímico exaustivo e detalhado de todas as unidades presentes, mas tão-somente, através dos dados analíticos da geoquímica, complementar os dados de campo, isto é, procurar na análise química a confirmação e validação da interpretação expressa na cartografia geológica e na observação petrográfica. A amostragem efectuada para estes estudos litogeoquímicos foi realizada no decorrer dos levantamentos realizados para o Projecto Nacional de Cartografia Geológica 1:50.000, do ex. Instituto Geológico e Mineiro (I.G.M.). Longe de estar completa, foi condicionada em função dos dados cartográficos, incidindo fundamentalmente em algumas das litologias das unidades parautóctones (metassedimentos e metavulcanitos). Embora preliminares, os presentes estudos litogeoquímicos, quer de metassedimentos, quer de metavulcanicas, são os primeiros que se realizam no sector português do parautóctone da ZGTM da sinforma de Alcañices.

3.2. CRITÉRIOS PARA A SELECÇÃO DAS AMOSTRAS.

Relativamente aos metassedimentos da sinforma de Alcañices, um dos aspectos que ainda suscita debate, prende-se com a questão de haver ou não razões para se distinguir, nas unidades parautóctones, as duas sequências então designadas de "formation infraquartzitique" e "formation supraquartzitique" (RIBEIRO, A., 1974). Em Espanha, este critério de separação litoestratigráfica foi inicialmente seguido em VACAS & MARTÍNEZ CATALÁN (1987), tendo depois

sido abandonado, alegando-se que a sequência superior (equivalente à Formação Soutelo) resulta da alteração meteórica dos filitos carbonosos (GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997, 2006).

Contudo, como se viu no capítulo anterior, é cartográfica e litoestratigraficamente evidente a distinção entre estas duas sequências designadas de Formações Rio de Onor e Soutelo, respectivamente. A Formação Rio de Onor corresponde uma sequência greso-pelítica carbonosa, monótona, onde os pelitos, predominantes no Membro Igrejas, são representados por filitos e quartzofilitos muito finos, carbonosos, cinzentos-escuros. Na Formação Soutelo, para além da influência vulcanogénica ser expressiva, a litologia principal é representada por xistos sericíticos e cloríticos.

Para realçar estas particularidades, recorreu-se à litogeoquímica. Nestes estudos inéditos agora encetados, procuraram-se detectar indícios dessas diferenças cartográficas. Na área deste estudo foram colhidas cinco amostras do Membro Igrejas da Formação Rio de Onor (FRO) e seis da Formação Soutelo (FS). A este conjunto juntaram-se quatro amostras, quer do Complexo Vulcano-Sedimentar, quer do Complexo Filito-Quartzoso que bordejam, a sudoeste, o maciço de Bragança (PEREIRA, E., 2000, 2006). Duas destas amostras pertencem à sondagem ME-3, da Empresa Prominas, efectuada nas proximidades de Edrosa e à qual esta empresa permitiu o acesso e a amostragem. Esta sondagem inicia-se na sequência vulcano-sedimentar do CVS do alóctone inferior e intercepta os filitos do CFQ do mesmo alóctone inferior. Esta sondagem é fundamental para confirmar a existência destas duas unidades pelíticas.

Quanto aos litótipos gresosos, a atenção incidiu sobre os Membros França (MF) e Vale Andrês (MVA) da Formação Rio de Onor. Como se pode constatar pelo mapa geológico, a cartografia permitiu individualizar várias manchas atribuídas a estes conjuntos, por vezes com especificidades próprias, como reconhecido no terreno, e que seria importante validar e confirmar que pertencessem à mesma unidade.

Quanto aos sedimentos sinorogénicos da Formação Gimonde, o intuito foi encontrar características geoquímicas distintas entre os vários sectores, mostrando uma possível evolução do contexto geotectónico reforçando os dados já disponíveis sobre a idade, geoestruturais e sedimentológicas (PEREIRA *et al.*, 1999; MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2008).

No que respeita aos metavulcanitos, a cartografia geológica agora efectuada e os estudos petrográficos complementares, desde logo despertaram a atenção para a similitude existente entre litologias vulcano - siliciosas que ocorrem em unidades até agora consideradas de proveniências distintas (alóctone inferior e parautóctone) apenas baseadas nos critérios estruturais. Com a litogeoquímica agora efectuada intenta-se comprovar esta semelhança e confirmar que embora de estilos estruturais distintos, as unidades são correlacionáveis e eventualmente, as mesmas. Assim sendo, no presente trabalho é feita a comparação com os dados de campo e dados analíticos, também inéditos, de litologias consideradas como do sendo do CVS e do CFQ, do alóctone inferior que rodeia o Maciço de Bragança (PEREIRA, E., 2006), (Folhas nº 10, 36, 37 e 38 da Carta Militar de Portugal, escala 1:25.000).

3.3. APRESENTAÇÃO DOS DADOS.

Na Geoquímica aplicam-se metodologias que expressem a relação entre a composição química global de uma rocha e os seus constituintes, tirando partido da informação que se pode extrair, quer da utilização simples de elementos maiores, elementos traço e terras raras, quer da sua combinação. Do significado dessas relações entre elementos, pretende-se retirar ilações sobre o modo como os processos geoquímicos se processaram. O uso de elementos maiores com os elementos traço permite a identificação do contexto tectónico original quer nas rochas ígneas, quer nas sedimentares. Através das análises químicas das rochas é possível classificá-las e obter termos de comparação com os dados analíticos de composições químicas obtidas experimentalmente por processos petrológicos (ROLLINSON, 1996). O uso de elementos

maiores é fundamental para a classificação das rochas, sendo intensamente utilizado quer nas rochas ígneas, quer nas sedimentares. Alguns diagramas inicialmente utilizados para as rochas ígneas foram posteriormente adaptados para a classificação e estudo das sedimentares, como é o caso dos diagramas de LA ROCHE (1966, 1968). A adaptação destes diagramas ao estudo destas rochas é facilitada pelo facto da sua fracção detrítica não sofrer variações para diferentes graus de maturidade pois estão sempre presentes três pólos fundamentais: quartzo, feldspatos e minerais argilosos (RIBEIRO, M.A., 1998). Neste diagrama de LA ROCHE (1968), reproduzido na Figura 3. 1, destaca-se o grau de maturidade das rochas sedimentares em função do comportamento de alcalis e alumina no processo sedimentar. Este diagrama permite avaliar a origem ígnea ou sedimentar de determinada litologia, assim como estabelecer o grau de maturidade químico - mineralógica dos sedimentos. Como refere RIBEIRO, M.A. (1998), este grau de maturidade expressa-se pelo parâmetro $Al/3-Na$, dado que, durante a evolução do ciclo sedimentar há um decréscimo da relação Na/Al , enquanto que o K acompanha normalmente o Al . No ciclo sedimentar estes elementos têm comportamento distinto, particularmente na zona de sedimentação, com diminuição do Na relativamente ao K .

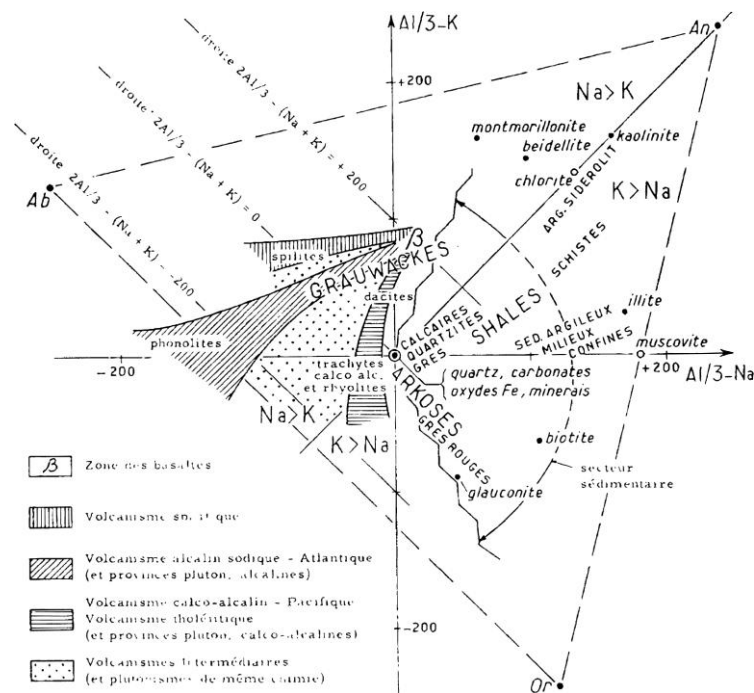


Figura 3. 1 - Reprodução do diagrama original $Al/3-K=f(Al/3-Na)$, (LA ROCHE, 1968).

Contudo, como faz notar ROLLINSON (1996), ao contrário das rochas ígneas, nas rochas sedimentares é sempre difícil estabelecer uma relação simples entre os seus constituintes mineralógicos e a sua composição química. No caso das rochas detríticas, e particularmente no caso das rochas pelíticas, há complexidade acrescida, pois que a principal dificuldade no estudo petrográfico destas rochas, resulta da dimensão das suas partículas (silte e argila). Além disso há também os vários factores sedimentológicos e mineralógicos que condicionam a sua composição. Desde o tipo de rocha-mãe, a sua alterabilidade primitiva, a erosão e o transporte das partículas, condicionantes bioquímicos, o ambiente, todos estes factores têm de ser tidos em conta na composição da rocha sedimentar. Ou seja, os factores que condicionam fortemente a composição mineralógica de um pelito são diagenéticos, incluindo o efeito da pressão, temperatura (e tempo), particularmente notório nas condições de baixo grau de metamorfismo. De facto, o efeito de metamorfismo nas rochas sedimentares praticamente é limitado a variações mineralógicas; o quimismo não sofre variação significativa. Estes

condicionalismos tornam-se evidentes quando se comparam as composições químico-mineralógicas de sedimentos actuais com as de (meta-) sedimentos mais antigos (HUFF, 2006).

Pela observação da sua granulometria, a maior parte das amostras de rochas metassedimentares estudadas corresponde a rochas detríticas constituídas por areias muito finas ou mesmo silte com abundante matriz silto-argilosa, ou seja, estaremos em presença de arenitos e grauvaques finos a muito finos ou mesmo siltitos (FOLK, 1965; PETTIJOHN *et al.*, 1972). (Anexos IIIA e IIIB).

Relativamente à apresentação dos dados, optou-se por se fazer o estudo das amostras pelas respectivas unidades litoestratigráficas em que se enquadram, procurando comparar os resultados com dados publicados em outras áreas da ZGTM, quer de metassedimentos, quer de vulcânicas. Os dados foram testados pelos tratamentos estatísticos convencionais através do programa EXCEL. A sua análise foi feita pelos seguintes grupos: 1) Formações Rio de Onor e Soutelo; 2) Formação Gimonde; 3) vulcanitos (Anexo IV).

3.4. UNIDADES PARAUTÓCTONES

3.4.1. FORMAÇÕES RIO DE ONOR E SOUTELO. CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA.

Membro França. - Como já referido, esta unidade ocorre apenas em três locais, no núcleo de anticlinais: perto da aldeia de França (Carta nº 25); a norte da aldeia de Réfega (Carta nº 39). São rochas muito homogéneas, maciças, embora se observe nos exemplares de granulometria mais fina, uma clivagem incipiente. Das cinco amostras analisadas, com a excepção das amostras 25-96B e 25-105A, que macroscopicamente foram classificados claramente de arenitos de grão fino (1mm), as restantes amostras correspondem a siltitos. Assim, a amostra 25-96A foi classificada como um siltito muito fino, cinzento-escuro. O material é tão fino que dificilmente se distinguem os clastos da matriz. Destacam-se, macroscopicamente, pequeníssimas pontuações negras, porventura elementos líticos e pontuações de cor esbranquiçada (caulinite?). Quanto à amostra 25-96B, como se disse, trata-se de um arenito fino (0,5-1mm), de cor cinzento claro, onde se observa, para além dos clastos de quartzo e alguns elementos líticos negros, lamelas de moscovite. A amostra 25-104A corresponde a um siltito de cor cinza-escuro, onde ressaltam pequenas pontuações de mica branca. Quanto à amostra 25-105A, corresponde a um arenito de cor cinzento-escuro, de grão médio a grosseiro (1-2 mm), com clastos de quartzo cinzentos e com abundantes elementos líticos de granulometria inferior à dos grãos de quartzo (0,5 mm). Relativamente à amostra 39-12A, trata-se de um siltito cinzento-escuro, silicioso, muito fino. Ao microscópio, em termos gerais, todas elas revelam uma textura clástica, com grande variedade de grãos com graus de arredondamento e esfericidade, desde muito angulosos a subangulosos, fundamentalmente de baixa esfericidade e raros subarredondados, geralmente de alta esfericidade. Duas das amostras revelam um grau de compactação elevado entre os grãos, quase sem matriz, como é o caso das amostras 25-105A e 39-12A, que representam os termos com maior grau de maturidade (matriz <5% destes sedimentos). Predominam os grãos de quartzo e de elementos líticos (de quartzito e chert). São raros os clastos de feldspato. Quanto aos filossilicatos, ocorre moscovite em pequenas lamelas incolores. Em relação aos minerais pesados, observa-se turmalina e fundamentalmente zircão e rútilo. A matriz apresenta outra população de pequenos clastos de quartzo (silte) e micas (moscovite). É quase constante em todas as amostras observadas a presença de opacos e de matéria orgânica na matriz. No caso particular das amostras 25-96A e 25-104A, observa-se, na matriz, de modo quase imperceptível, clastos muito alterados, argilosos (feldspatos?). As amostras 25-96A e 25-104A são constituídas por material detrítico da classe silte grosseiro (25-30 μ m) a silte muito fino. Os clastos maiores, de quartzo, com dimensão média de 0,05 mm, são fundamentalmente subangulosos a subrolados e

de alta esfericidade. A amostra 25-96B, é de todas estas rochas detríticas finas, a mais mal calibrada. Apresenta desde areias 0,5-1mm de diâmetro médio, subangulosas a subroladas de alta esfericidade. Estima-se em cerca de 5% dos clastos. A restante população de clastos compreende desde areia fina a silte fino. Nesta amostra os clastos são fundamentalmente de quartzo. Alguns destes clastos são compósitos, agregados de cristais de quartzo (quartzo metamórfico) com extinção ondulante e de contornos internos lobados. Nalguns dos clastos de quartzo os contornos sugerem golfos de corrosão (quartzo vulcânico). São raros os feldspatos. Quanto aos elementos líticos, os clastos de quartzito e chert são abundantes. Ocorrem raras lamelas de moscovite. Na matriz ocorre outra mica branca, já tardia, preenchendo os espaços entre os clastos e associada a recristalização metamórfica, dada a presença abundante de segregações de quartzo mais tardias (Estampas 3.1a, b).

Membro Vale Andrés - Trata-se de arenitos de grão fino a muito fino, de cor cinzento - claro esverdeado a castanho esverdeado com pontuações rosadas, por efeito de meteorização. No campo, como já referido, definiram-se dois sectores: sector de Deilão - Petisqueira; sector de Réfega. Tal como no caso do Membro França, a maior parte das amostras correspondem a siltitos e/ou arenitos muito finos, com excepção das amostras 39-9A, claramente um arenito de grão médio-grosseiro (1-2 mm) e 39-8A, arenito fino. Em alguns casos é observável, à lupa, clastos mais escuros, de elementos líticos, como é o caso da amostra 39-9A (sector de Réfega). Além disto, uma das características macroscópicas destas duas últimas amostras, que se diferenciam das restantes, é a presença de pequenos cubos (aprox. 0,5mm) de magnetite disseminados na rocha. Ao microscópio constata-se que todas as amostras são constituídas por material mal calibrado. O grau de compactação dos clastos é pontual na maior parte dos casos, excepto na amostra 25-109A onde a compactação é completa. Os clastos são fundamentalmente de quartzo com grau de arredondamento muito heterogéneo, angulosos e subangulosos e de baixa esfericidade. São raros os casos de clastos de quartzo subrolados e de alta esfericidade, observáveis por exemplo na amostra 26-32A. Os feldspatos (feldspato K e plagioclase) são presença constante em quase todas as amostras, com excepção da amostra 26-31A. Os elementos líticos são abundantes (amostra 26-32A), fundamentalmente de quartzito e chert, mas também de agregados de quartzo filonial e de rochas ígneas, básicas, muito alteradas para clorite. Os clastos líticos são os que apresentam os maiores graus de arredondamento e de esfericidade. Quanto às micas, a moscovite e a clorite são frequentes. A matriz argilosa é bastante ferruginosa; em relação aos opacos e pesados, são frequentes a magnetite euédrica, turmalina e zircão (Estampas 3.1c, d).

Membro Igrejas - No caso dos filitos desta unidade, apesar da textura lepidoblástica e da granulometria fina, é possível observar que nalguns casos a rocha é constituída por finas alternâncias silto-argilosas, correspondendo a uma estrutura primária, afectada pela clivagem xistenta S_1 , posteriormente crenulada pela D_3 . Das amostras colhidas, apenas uma amostra foi classificada, macroscopicamente, como um quartzofilito cinzento-escuro, muito fino (amostra 12-68A). Ao microscópio é fundamentalmente constituída por quartzo, moscovite e micas brancas iliticas. A clivagem principal é marcada por planos muito finos. Nos níveis mais gresosos a refração da clivagem é marcada pela presença de micas brancas, iliticas. Os contornos dos clastos de quartzo apresentam contorno irregular, suturado. Os restantes pelitos são constituídos por moscovite, clorite e quartzo; são raros os clastos de plagioclase. Quanto aos minerais secundários, destaca-se o caso da amostra ME-3B20 que apresenta calcite associada aos níveis mais siliciosos. Esta amostra colhida em sondagem próximo de Edrosa (alóctone inferior) apresenta já sinais de maior deformação com a clivagem principal a corresponder a uma S_2 crenulada posteriormente pela S_3 . Nos níveis siliciosos, os grãos de quartzo já apresentam contactos suturados e alguns dos níveis pelíticos aparentam tratar-se de filonitos (Estampas 3.1e, f).

Formação Soutelo - Quanto a estes filitos, a clorite parece predominar sobre a moscovite. Para além destes minerais e do quartzo, há a destacar a presença de clastos de plagioclase, mais abundante que nas amostras da sequência anterior. Em alguns dos clastos de quartzo é possível observar golfos de corrosão ("quartzo riolítico"). A realçar a composição detrítica original, detectaram-se raros casos de ocorrência de elementos líticos, siliciosos (quartzito fino e/ou chert). Foram também observados zircão detrítico e turmalina. Os opacos, pirite fundamentalmente, são mais abundantes que nos filitos da Formação Rio de Onor (Estampas 3.1g, h).

Quer as amostras do Membro Igrejas (Formação Rio de Onor), quer da Formação Soutelo, colhidas no sector de Edrosa apresentam-se mais deformadas que as do sector de Espinhosela.

Em suma, em relação às rochas detríticas, estamos em presença de arenitos finos a muito finos e siltitos. São bastante homogêneas, quanto ao seu calibre, são na generalidade constituídas por clastos angulosos a subangulosos de baixa esfericidade. São raros os clastos subarredondados. Isto pode significar uma reciclagem de material sedimentar e que uma pequena parte das rochas da fonte sejam sedimentares. A presença das micas brancas tem a sua origem em rochas metamórficas (FOLK, 1965). No caso do Membro França, os elementos líticos reconhecidos são fundamentalmente de quartzitos ou cherts. No caso do MVA, os elementos líticos são mais abundantes e heterogêneos, ou seja a fonte de alimentação é mais diversificada. O facto da maior parte dos clastos de silte e areia fina serem subangulosos a angulosos de baixa esfericidade não significa que a distância de transporte dos materiais seja curta.

3.4.2. FORMAÇÃO GIMONDE. CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA.

Esta formação foi subdividida em cinco sectores principais, um a oeste da Falha BVM (Gimonde Oeste), os restantes a leste desta estrutura: Guadramil, Avelada, Labiados e Gimonde Este.

Gimonde-Leste e Labiados - fundamentalmente predominam as rochas detríticas, siltíticas, compactas, de grão médio a fino, de cores cinza acastanhado a cinza escuro, negros. A clivagem é mais pronunciada que nos restantes sectores. É notória a presença de pontuações de óxidos disseminadas nas amostras. Ao microscópio, a textura também se revela heterogranular, mal calibrada, com os grãos angulosos e subangulosos a predominarem, quer de baixa quer de alta esfericidade, mas com predomínio da baixa esfericidade. Nos raros grãos subarredondados também se observa as duas classes de esfericidade. Quanto aos clastos, predomina o quartzo. Nestes, é possível distinguir várias proveniências: vulcânica (golfos de corrosão nos contornos); ígnea e/ou metamórfica (extinção ondulante), hidrotermal (com inclusões). São comuns os clastos de feldspatos, quer feldspato K, quer plagioclase (com a excepção da amostra 38-15A onde não foram observados). Os fragmentos líticos são fundamentalmente de quartzito, chert, xisto e de rocha vulcânica. Quanto aos filossilicatos, é frequente a moscovite (visíveis a olho nú) e também clorite. Uma característica comum nestas amostras é a presença de outra geração de mica branca que define a clivagem principal. A matriz, silto - argilosa, apresenta já sinais de recristalização com estas micas a contornarem e envolverem os clastos detríticos, particularmente nas amostras com maior grau de compactação. No caso da amostra 38-14A foi detectada já a presença de clastos de biotite. Na amostra 38-15A, a deformação e o grau de compactação é de tal modo intenso que dificilmente se observam os contornos dos grãos, rodeados por mica branca (Estampa 3.2b). São frequentes as sombras de pressão e estruturas "mica -fish". Quanto a minerais pesados, registe-se a presença de zircão e turmalina. Os óxidos de ferro e opacos são comuns e abundantes. Quanto aos arenitos e siltitos do sinclinal de Labiados, apresentam afinidades petrográficas e estruturais com este sector.

Gimonde-Oeste - tal como no caso anterior, tratam-se de arenitos de grão médio a fino, de cores cinza claro ao verde azeitona claro, compactos, com clivagem grosseira. São visíveis, nas amostras de grão médio - fino (1-2 mm), para além dos clastos de quartzo, clastos de feldspatos e de elementos líticos. As lamelas de moscovite são comuns. Ao microscópio, a textura revela-se heterogranular com material mal calibrado, com vários graus de arredondamento e de esfericidade. Predominam os grãos angulosos e subangulosos, raramente subarredondados. Quanto à esfericidade, mesmo dentro dos subangulosos, há - os de baixa e alta esfericidade, com predomínio da primeira. A maior parte dos clastos são de quartzo, possivelmente alguns de origem ígnea (plutónica) e/ou metamórfica, pois apresentam extinção ondulante. Os clastos de feldspatos são fundamentalmente de plagioclase (albite-oligoclase), mas também é significativo o feldspato K (ortose e microclina). Quanto aos fragmentos líticos, são frequentes os clastos de quartzito e de rochas ígneas e metamórficas variadas: de rochas básicas, muito alterados; de gabro; de micaxisto e de filitos (Estampa 3.2c, d). Quanto aos filossilicatos, para além das grandes lamelas de moscovite, é abundante a clorite secundária. A matriz é silto-argilosa. Relativamente aos pesados, ocorre zircão, opacos (pirite) e rara turmalina.

Aveleda - as rochas detríticas deste sector apresentam como característica a cor verde cinza escuro. São rochas maciças, com uma clivagem grosseira, muito menos deformadas que nos outros sectores. O tamanho do grão é de areia muito fina a silte grosseiro. Mais uma vez apresentam textura heterogranular, predominando as formas de baixa esfericidade e as formas subangulosas a subroladas. O quartzo é o constituinte predominante; nalguns casos ainda é possível observar os contornos lobados, vulcânicos. A plagioclase predomina sobre os feldspatos K fortemente alterados para sericite. As micas detríticas são fundamentalmente moscovites e sericites. Quanto aos pesados, são abundantes os zircões detríticos (Estampa 3.2e). Os opacos e turmalina também são comuns. Os elementos líticos detectados são de quartzito e/ou chert muito fino. A matriz (estimada em > 15%) é silto - argilosa.

Guadramil - tratam-se de arenitos finos a siltitos de cor cinza-claro, com abundante mica detrítica e clivagem grosseira. A textura é heterogranular, mal calibrada, com predomínio de clastos subangulosos de alta e baixa esfericidade. Esta heterogeneidade de arredondamento e esfericidade é bem patente nos clastos de quartzo. As plagioclases (fundamentalmente albite) são os feldspatos mais abundantes, em grãos angulosos de baixa esfericidade. Apresentam uma significativa sericitização. Quanto ao feldspato K está presente em clastos angulosos de alta esfericidade. Foi possível detectar ortose, por vezes com a característica macla de Carlsbad e microclina (macla de Albite /periclina). Nas micas, as características micas brancas detríticas (moscovite), mas também sericite e clorite. Quanto aos elementos líticos, foram reconhecidos clastos de quartzitos e/ou chert fino, e filitos. Relativamente aos pesados, o zircão detrítico é frequente bem como os grãos de turmalina. De realçar a presença de opacos, pirite e óxidos de ferro, bem como de possível matéria carbonosa. Na amostra 13-34A, ocorre calcite, como mineral secundário (Estampa 3.2f).

Tal como nas rochas detríticas da Formação Rio de Onor, uma das características comuns a todas estas rochas, é a heterogeneidade dos clastos, com predominância de clastos subangulosos de baixa esfericidade, ou seja, sedimentos imaturos. As amostras estudadas desta formação têm granulometria ligeiramente mais grosseira, arenitos finos a arenitos de grão médio. Pela sua composição petrográfica, as fontes de alimentação terão sido fundamentalmente rochas ígneas (intrusivas e extrusivas), metamórficas e com um pequeno contributo de rochas sedimentares.

3.4.3. CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA

O critério geoquímico mais utilizado para medir o grau de maturidade de um sedimento é o teor em SiO_2 e a razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ que reflecte a abundância de quartzo e as quantidades de feldspatos e minerais de argila (POTTER, 1978, *in* ROLLINSON, 1996). É "clássico" o diagrama $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ vs. $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ de PETTIJOHN *et al.* (1972), em que o valor da soma dos alcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), reflectindo o quantitativo em feldspatos, é um índice de maturidade do sedimento. No entanto, este gráfico não tem em conta ao grau de remobilização que os alcalis têm na zona de sedimentação, particularmente durante a diagénese. A partir deste diagrama de Pettijohn, HERRON (1988) elaborou uma variante, usando a relação $\log \text{Fe}_2\text{O}_3(\text{total})/\text{K}_2\text{O}$, em vez de $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$. Trata-se de um diagrama que também reflecte o grau de maturidade, dado que os minerais ferromagnesianos são os mais afectados pela meteorização. Além disso tem a vantagem de permitir a distinção de xistos argilosos, arcoses e outros tipos de arenitos (Figura 3. 2).

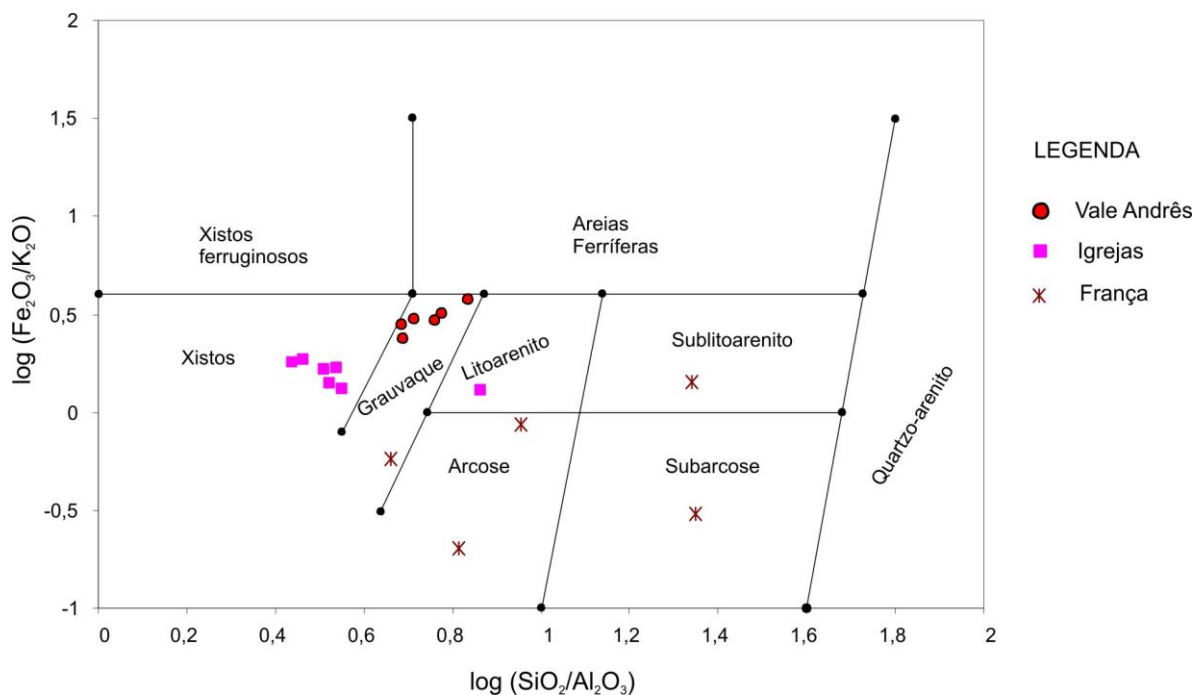


Figura 3. 2 - Projecção das amostras da Formação Rio de Onor no diagrama de classificação dos arenitos e xistos argilosos (adaptado de HERRON, 1988).

A aplicação às unidades em estudo é feita com certa reserva dado que estas rochas detríticas são de grão muito fino (arenitos finos e fundamentalmente siltitos). A situação do Membro França é assaz peculiar: são deficitários em Fe_2O_3 , MnO , MgO e Na_2O e são as amostras com sedimentos de maior maturidade geoquímica (maiores valores na relação sílica/alumina) e, contudo, neste diagrama a maior parte destas amostras posiciona-se nos campos das "arcose" e "subarcose". Uma das dificuldades na classificação química de rochas sedimentares, particularmente no caso dos arenitos, é que muitas vezes não há uma relação directa entre a sua composição mineralógica e o seu quimismo (ROLLINSON, 1996). Uma procura sumária à microsonda revela a quase ausência de feldspato ou de micas resultantes da sua alteração (caulinites) e a presença fundamental de moscovite, mesmo na matriz.

Quanto às amostras dos Membros Vale Andrés e Igrejas, definem dois conjuntos bastante homogéneos que se situam no campo dos grauvaques e dos xistos, respectivamente. Quanto aos xistos do Membro Igrejas, a amostra 12-68A classificada, macroscopicamente, como um quartzofilito e traduzida petrograficamente pelo predomínio da fracção siltítica, revela-se, quimicamente, pelo seu maior quantitativo em sílica. Naturalmente que será dos pelitos desta

unidade a que apresenta maior maturidade de sedimento pelo que cai no campo das rochas detríticas (litoarenito). As outras amostras, filitos cinzento-escuro, carbonosos, são fundamentalmente pelíticas (formadas por fracção argilosa).

Relativamente à Formação Gimonde (Figura 3. 3), as amostras desta formação revelam uma maior homogeneidade litológica, com a grande parte das amostras a situarem-se no campo dos "grauvaques". Pelo elevado teor anómalo em $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$, as amostras 12-61A e 13-34A posicionam-se no campo "areias ferríferas" (Fe-sand). As amostras 25-44A (Gimonde-Oeste) e 25-95A (Aveleda), onde se observaram ao microscópio abundantes clastos líticos, posicionam-se no campo dos "Litoarenitos". A amostra onde se observaram mais clastos de feldspatos K (38-15A), posiciona-se no campo das "arcoses".

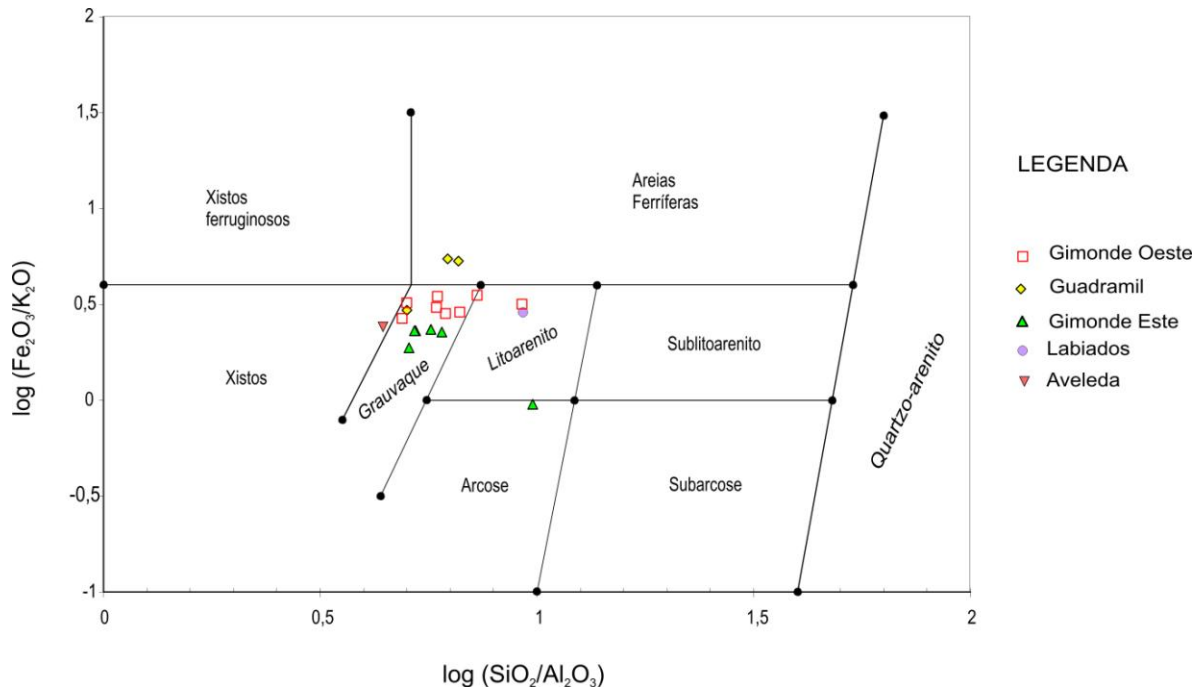


Figura 3. 3 - Projecção das amostras da Formação Gimonde no diagrama de classificação dos arenitos e xistos argilosos (adaptado de HERRON, 1988).

3.4.4. CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA

3.4.4.1. Elementos Maiores

Uma das formas mais clássicas de representação gráfica de dados analíticos geoquímicos é através de diagramas binários. Nestes diagramas analisa-se o comportamento de um elemento ou óxido em função da sílica ou alumina, permitindo observar as correlações (positivas ou negativas) entre óxidos ou elementos. São comumente designados de "diagramas Harker" (HARKER, 1909). Os diagramas Harker, em rochas sedimentares dão, como já se referiu, uma indicação geral do grau de maturidade química dos sedimentos, como por exemplo, através da correlação negativa entre Al_2O_3 e SiO_2 (GARCIA *et al.*, 1991).

a) Formações Rio de Onor e Soutelo.

No caso da Formação Rio de Onor, da observação destes diagramas de elementos maiores (Figura 3. 4) ressaltam desde já que: 1) os três membros indiciam entidades geoquímicas distintas; 2) é validada a cartografia agora apresentada, particularmente evidente no caso dos Membros Vale Andrês e França, pois que os critérios de campo que levaram à sua definição e

individualização estão correctos. Cada série apresenta uma correlação negativa própria para estes óxidos, evidenciando, para cada conjunto, uma evolução sedimentar própria e independente dos restantes. Além disso, para cada elemento maior, cada grupo apresenta também especificidades próprias, distintas dos restantes.

Assim, no caso do Membro França, o diagrama $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ mostra que os litótipos desta unidade são, de todas as amostras, as que apresentam maior grau de maturidade, com os teores mais baixos de $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$, MgO , MnO e Na_2O . Particularmente em relação a estes óxidos, as amostras de França são bastante deficitárias, com valores abaixo do limite de detecção da fluorescência ($<0,02\%$ no caso do MnO e $<0,2\%$ no caso do Na_2O). No caso dos diagramas dos óxidos CaO , K_2O , e P_2O_5 , estes arenitos são os que apresentam maiores valores destes óxidos para maiores quantitativos de sílica. As suas amostras apresentam uma tendência de distribuição linear. Tal é patente para o Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$, MgO , CaO , K_2O , TiO_2 e P_2O_5 .

Relativamente ao MVA, apresentam-se como uma população bastante homogénea, sem grande dispersão. Tal é bem patente nos diagramas de Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$, MgO , MnO , K_2O , TiO_2 e P_2O_5 . No caso do Fe e Ti, destaca-se a amostra 39-9A pelos elevados quantitativos de $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$ e TiO_2 , justificados por ser a amostra onde foi reconhecida a presença de magnetite disseminada. No que respeita ao Fe total, os arenitos de VA têm os valores mais elevados da relação $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})/\text{SiO}_2$ de todas as amostras. Quanto aos restantes óxidos, algumas das amostras são deficitárias em CaO , com valores abaixo do limite de detecção da FRX. Os valores de Na_2O indiciam de forma clara que se estará em presença de dois grupos distintos.

Quanto ao MI, são naturalmente os litótipos com maior quantitativo em alumina (Al_2O_3), correspondendo aos sedimentos mais imaturos do conjunto da FRO. Em relação a estes filitos, destaca-se a amostra 12-68A, quartzofilito, por ser a mais evoluída em termos sedimentares. Nos gráficos seguintes esta particularidade merece destaque. As restantes amostras desta unidade revelam uma grande homogeneidade, sem dispersão, bem patente nos valores de Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$, MgO , Na_2O , K_2O e TiO_2 . Nos restantes óxidos, MnO , CaO e P_2O_5 , há uma ligeira dispersão.

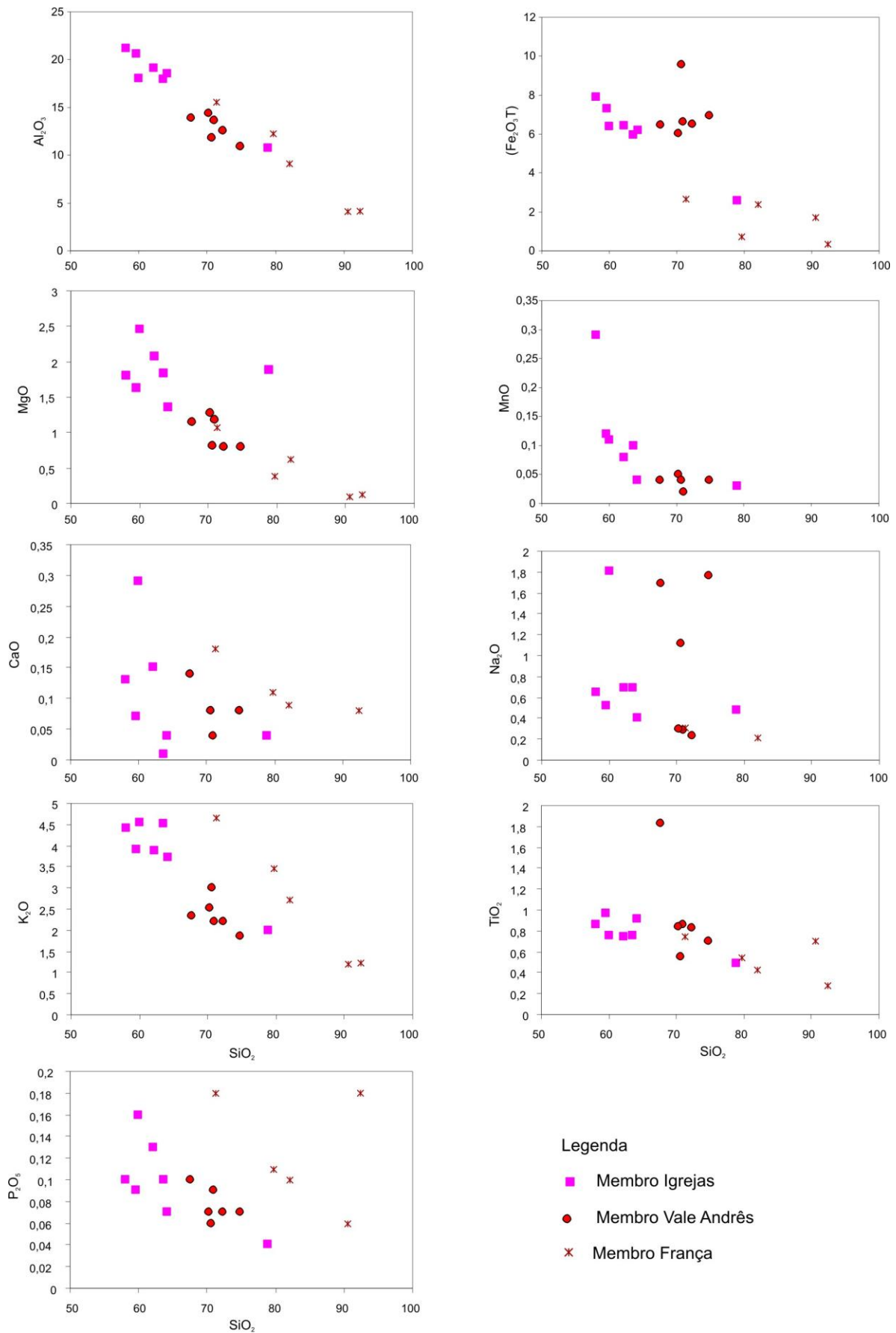


Figura 3. 4 - Projecção das amostras da Formação Rio de Onor nos Diagramas Harker.

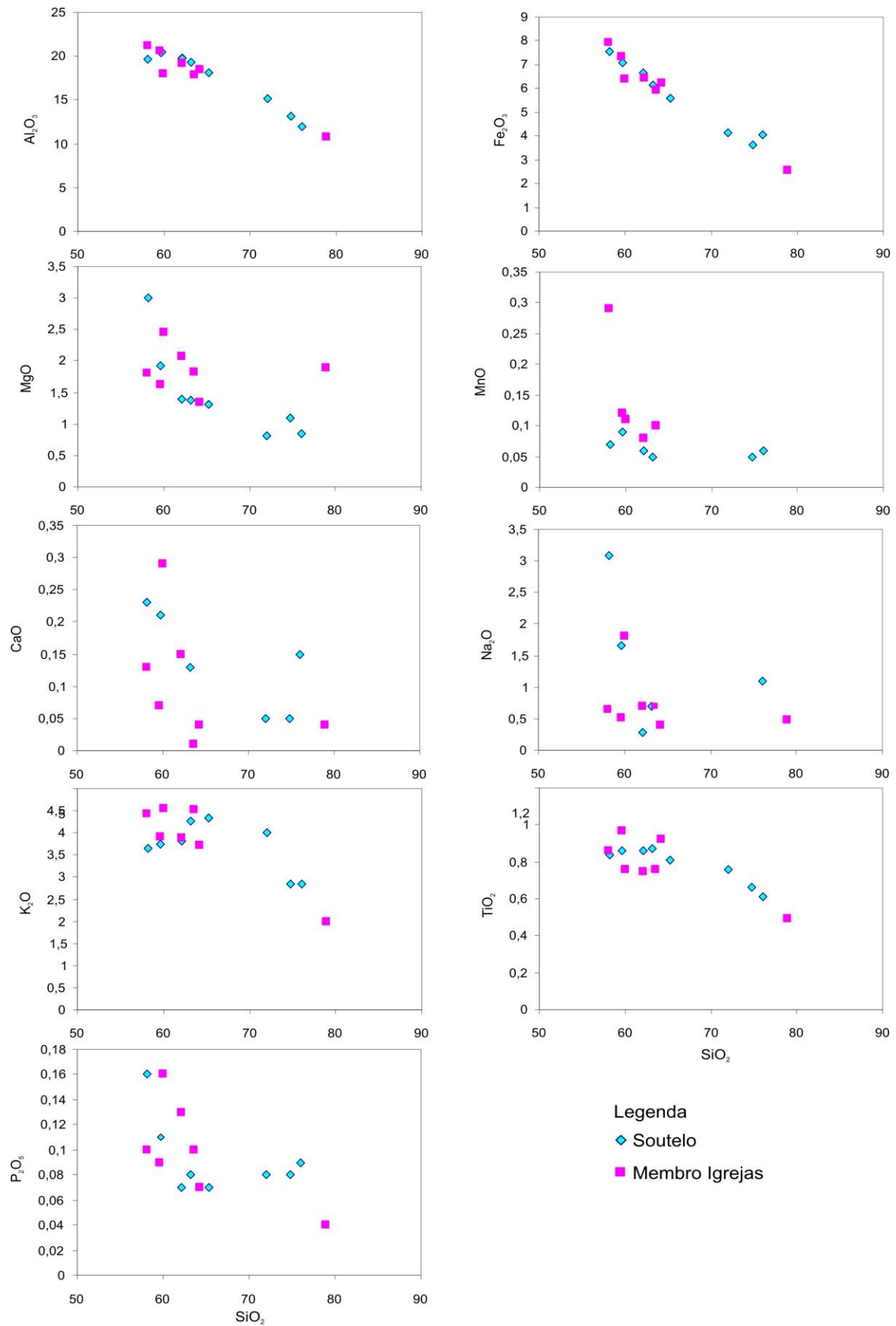


Figura 3. 5 - Projecção das amostras de filitos e xistos das Formações Soutelo e Rio de Onor (Membro Igrejas) nos Diagramas Harker.

Relativamente à distinção entre os pelitos do Membro Igrejas e os da Formação Soutelo (Figura 3.5), se exceptuarmos o caso da amostra 12-68A que, deste conjunto, é a rocha de maior maturidade química, ambas as séries são pouco aluminosas (com a % de Al_2O_3 variando entre 10% a 20%) e com teores em SiO_2 elevados (entre os 60% a 75%). Contrasta a distribuição linear dos filitos da Formação Soutelo com a grande homogeneidade geoquímica, sem dispersão, dos pelitos do Membro Igrejas. Esta tendência de distribuição linear da Formação Soutelo é particularmente notória nas relações Al_2O_3/SiO_2 , Fe_2O_3/SiO_2 , K_2O/SiO_2 e TiO_2/SiO_2 . Nesta série, a amostra da sondagem (ME-3A), destaca-se das restantes, por evidenciar menor influência da meteorização. Apresenta os valores mais elevados em Fe_2O_3 , MgO , MnO , CaO , Na_2O e P_2O_5 . Em ambas as unidades, o Na_2O parece revelar-se sensível à meteorização, como expectável, particularmente na Formação Soutelo. Há óxidos mais sujeitos à meteorização, como é patente nas análises das amostras desta Formação, particularmente as amostras 11-39A, 11-55A, 25-108A e 26-30A, onde há uma expressiva perda de CaO e Na_2O por meteorização. No caso dos pelitos de MI verifica-se que a variação de MnO , MgO , CaO , Na_2O e P_2O_5 é independente do conteúdo em sílica definindo-se rectas de regressão distintas entre as amostras destas duas séries. Em suma, apesar de escassos, os dados disponíveis indicam que as duas séries correspondem a dois conjuntos química e mineralogicamente distintos realçado pelo comportamento distinto aos agentes meteóricos.

b) Formação Gimonde

Quanto a esta formação, como já referido anteriormente, as amostras colhidas foram separadas e agrupadas por sectores geográficos próprios, consubstanciada, como se viu, pelas observações petrográficas. Como se constata de seguida, os dados litogeoquímicos reforçam a razão de ser destes grupos (Figura 3. 6). Numa apreciação global, constata-se que a população amostrada apresenta uma distribuição linear com a diminuição do quantitativo de quase todos os óxidos relativamente ao aumento da sílica. As excepções verificam-se nos óxidos mais sujeitos ao efeito de meteorização, o MnO , CaO e o Na_2O . No caso do manganês, as amostras apresentam baixos teores deste elemento, com apenas uma amostra anómala (13-34A), distribuindo-se as restantes por uma clara tendência linear. No caso do cálcio e do sódio, há claramente maior dispersão dos resultados. Contudo observa-se, no primeiro caso, duas tendências lineares distintas, ortogonais; no caso do sódio, a amostragem distribui-se por dois conjuntos distintos, ambos com tendência linear, e que culminam na amostra de maior maturidade química (amostra 38-15A).

A relação Al_2O_3/SiO_2 ressalta a evolução linear entre a amostra quimicamente mais imatura (amostra 25-93A, sector de Labiados) e a de maior maturidade química, a amostra 38-15A. O intervalo de variação de alumina, entre os 8% e os 16%, é semelhante ao intervalo de valores da FRO. Quanto à sílica, variando entre os 67% - 85%, se para o valor mínimo à equivalência, em relação ao valor máximo, a FGi é ligeiramente menos siliciosa.

Da observação dos diagramas, constata-se que o conjunto com características marcadamente distintas dos restantes é o sector "Gimonde-Oeste". Estas amostras apresentam uma tendência linear marcante, em quase todos os óxidos, excepto no Na_2O , onde se definem dois conjuntos distintos, ambos com tendências lineares, paralelas. Quanto aos restantes amostras, constata-se que Guadramil e Gimonde-Este representam conjuntos distintos, mais homogéneos, com menor dispersão. As suas singularidades são evidentes nos diagramas $Fe_2O_3(t)$, MgO , MnO , K_2O , Na_2O , TiO_2 e P_2O_5 .

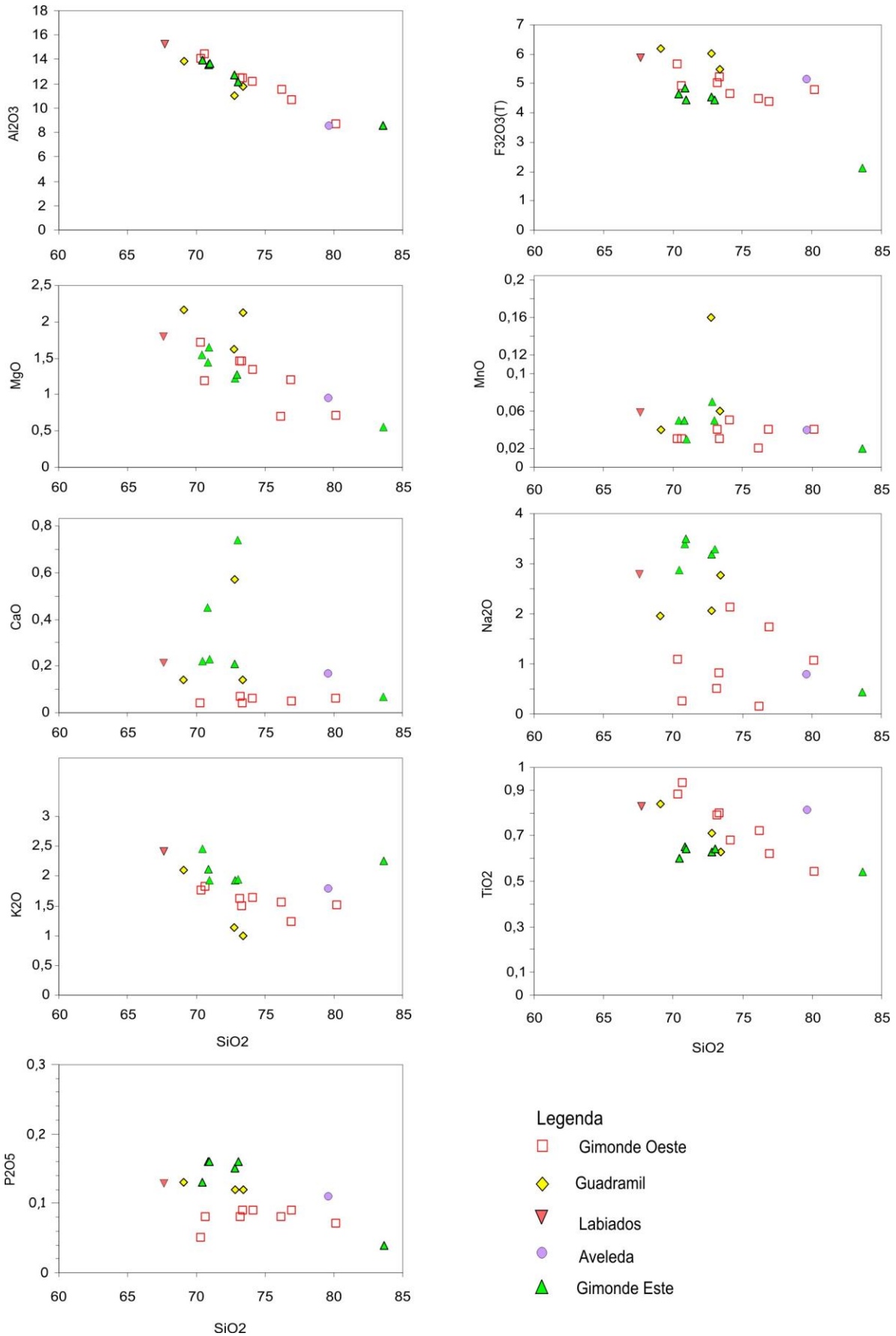


Figura 3. 6 - Projecção das amostras da Formação Gimonde nos Diagramas Harker.

Diagrama $Al/3-K=f(Al/3-Na)$ (La Roche, 1968)

É um diagrama que permite avaliar o grau de maturidade química e mineralógica dos sedimentos e a sua natureza protolítica, ígnea ou sedimentar (RIBEIRO, M.A., 1998). Projectadas sobre este diagrama as litologias da Formação Rio de Onor evidenciam ainda mais as suas especificidades próprias, consistentes com as composições litológicas já referidas e evidenciadas nos diagramas anteriores (Figura 3. 7).

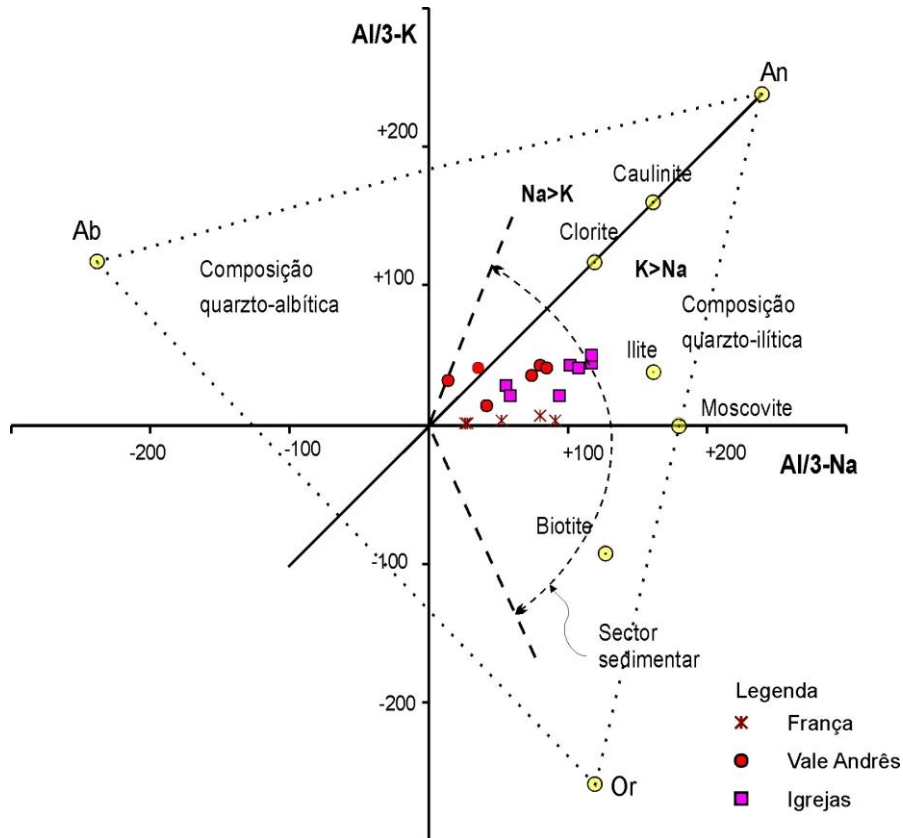


Figura 3. 7 - Projeção das amostras das litologias da Formação Rio de Onor no Diagrama $Al/3-K=f(Al/3-Na)$. Adaptado de LA ROCHE (1968).

Os três grupos posicionam-se todos nos limites do domínio sedimentar, na composição quartzo-íltica, fundamentalmente no campo $K>Na$. Definem três tendências lineares distintas: as amostras de Membro França, as mais siliciosas, posicionam-se muito próximo do eixo $Al/3-Na$ e do ponto de origem do diagrama; os pelitos de MI definem uma linha bissetriz do ângulo entre o eixo das abcissas ($Al/3-Na$) e a linha clorite - caulinite; as amostras de VA definem uma linha aproximadamente paralela ao eixo $Al/3-Na$, ou seja, não há variação significativa da relação $Al/3-K$, que se mantém constante. Há tendência para estas amostras se aproximarem do domínio $Na>K$ e da composição quartzo-albítica.

Quanto aos pelitos da Formação Soutelo, este diagrama evidencia, mais uma vez as diferenças antes referidas relativamente aos pelitos da Formação Rio de Onor (Figura 3.8).

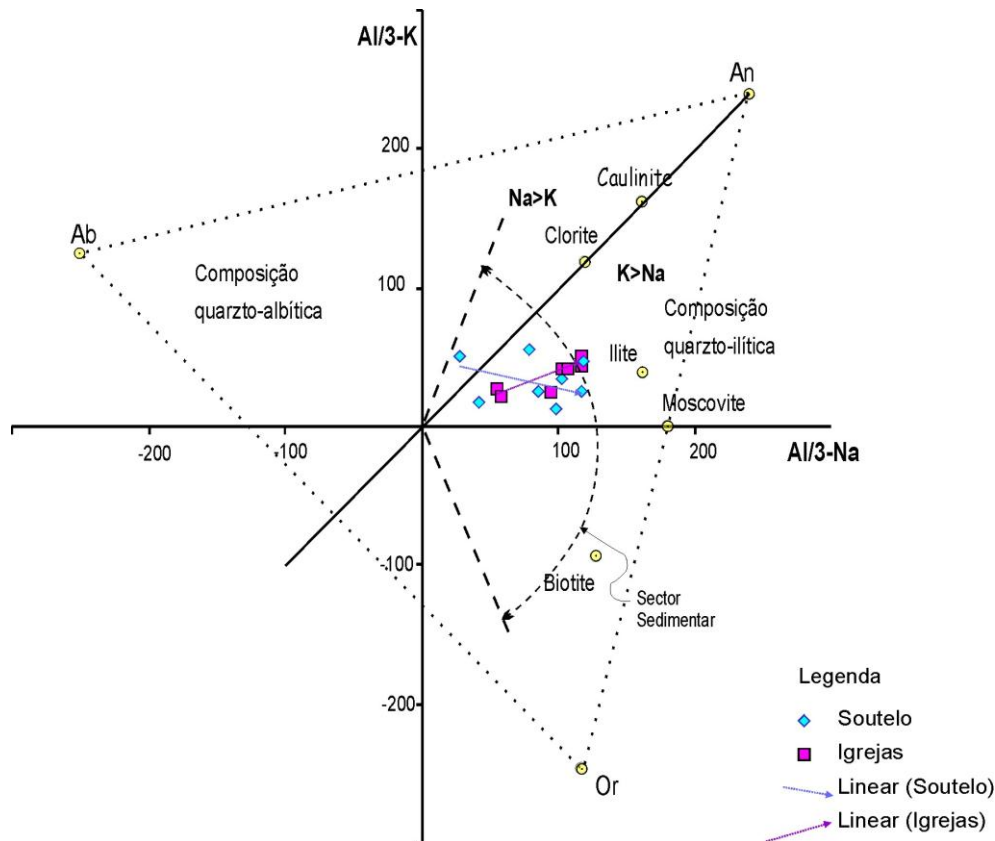


Figura 3. 8 - Projecção das amostras dos pelitos das Formações Rio de Onor (Membro Igrejas) e Soutelo no Diagrama $Al/3-K=f(Al/3-Na)$. Adaptado de LA ROCHE (1968).

Os pelitos da Formação Soutelo, apesar de se posicionarem no mesmo campo quartzo-ilítico, apresentam valores tendencialmente mais baixos na relação $Al/3-K$, próximo do eixo $Al/3-Na$. Além disso revela-se a sua distribuição segundo uma outra tendência, de sentido oposto, marcada por influência de uma composição quartzo-albítica, indicador de um provável contributo vulcanogénico. Como já se tinha referido, o Membro Igrejas projecta-se integralmente no domínio dos "shales", de composição quartzo-ilítica, dentro do domínio sedimentar, entre a ilite e a clorite - caulinite. Partindo da proximidade da origem do gráfico, os valores distribuem-se segundo uma linha bissetriz do ângulo entre o eixo $Al/3-Na$ e a linha que separa o campo clorite - caulinite.

Quanto à Formação Gimonde (Figura 3.9), observa-se claramente duas tendências: uma paralela ao eixo $Al/3-Na$, ou seja a par de um incremento na relação $Al/3-Na$ (índice de maturidade químico - mineralógico), a relação $Al/3-K$ permanece praticamente constante; a segunda, numa orientação quase ortogonal à linha clorite - caulinite e fundamentalmente definida pelas amostras do sector "Gimonde-Este". Estas amostras, juntamente com as amostras do "sector Guadramil", posicionam-se claramente no campo "quartzo-albítico", indiciador de um contributo vulcanogénico ou ígneo dos seus materiais de origem. As amostras do sector "Gimonde Oeste" posicionam-se fundamentalmente dentro do limite sedimentar.

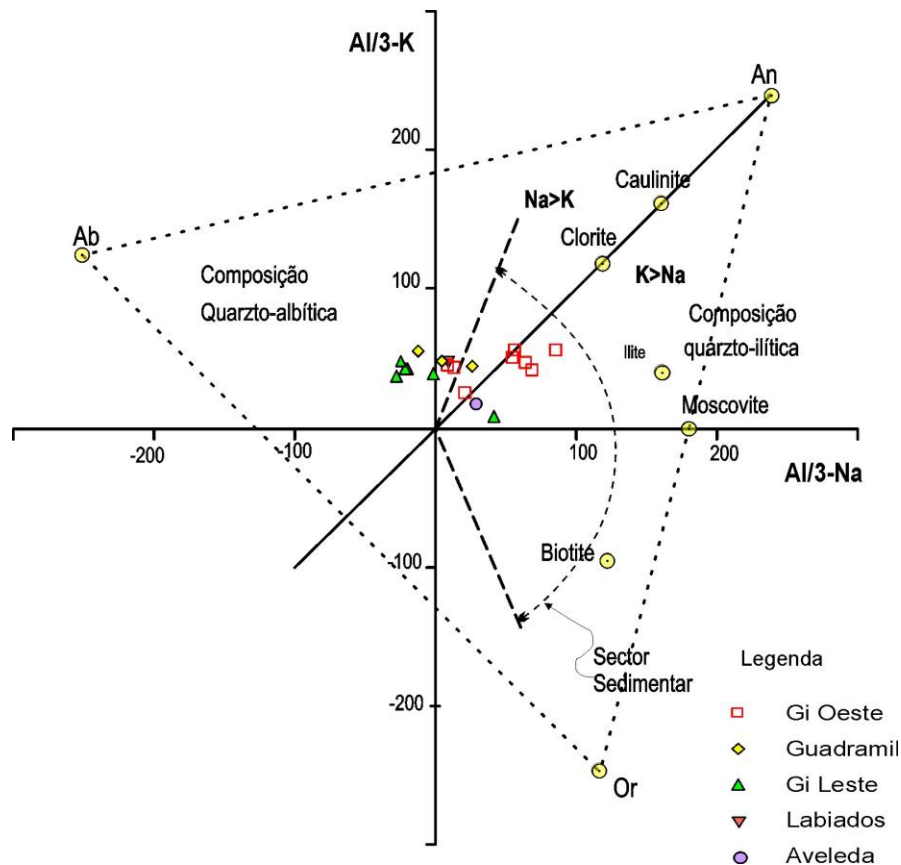


Figura 3. 9 - Projeção das amostras das litologias da Formação Gimonde no Diagrama $Al/3-K=f(Al/3-Na)$. Adaptado de LA ROCHE (1968).

Diagrama $Q=f(P)$ (La Roche, 1966)

Segundo RIBEIRO, M.A. (1998), este diagrama entra em linha de conta com a sílica, componente químico essencial nas rochas sedimentares. Neste diagrama de coordenadas rectangulares, são tidos em conta três minerais essenciais das rochas ígneas: o quartzo, o feldspato potássico e a plagioclase, como vértices de um triângulo isósceles. É comum a sua aplicação às rochas sedimentares dado que estas se projectarão ou no sentido do pólo silicioso (quartzo), como é o caso das fácies arenosas, ou na tendência alumino-silicioso, como é o caso das fácies mais ricas em minerais de argila, mais estáveis e evoluídas no contexto sedimentar (RIBEIRO, M.A., op. cit.). Aplicando-o às Formações Soutelo e Rio de Onor, confirmam-se as indicações anteriores do diagrama $Al/3-K=f(Al/3-Na)$.

As amostras de Formação Rio de Onor definem três grupos distintos: os pelitos agrupados numa área próximo das ilites e clorites enquanto que o quartzofilito se destaca do grupo anterior, aproximando-se do pólo quartzo do triângulo (Figura 3. 10A). Observa-se que os três membros analisados apresentam tendências distintas entre si, mais expressivas no detalhe do diagrama (Figura 3. 10B). As amostras dos Membros França (MF) e Igrejas (MI) definem duas linhas distintas mas aproximadamente paralelas entre os pólos silicioso e potássico com tendência, no caso dos pelitos do Membro Igrejas, para a composição ilítica. No caso dos arenitos do MVA esboçam uma tendência calco-sódica, aproximadamente perpendicular às anteriores, para o campo quartzo- plagioclases. Segundo RIBEIRO, M.A. (1998), as duas primeiras tendências são resultado de uma evolução sedimentar. No caso de Vale André poderá ser resultante de contribuição vulcânica.

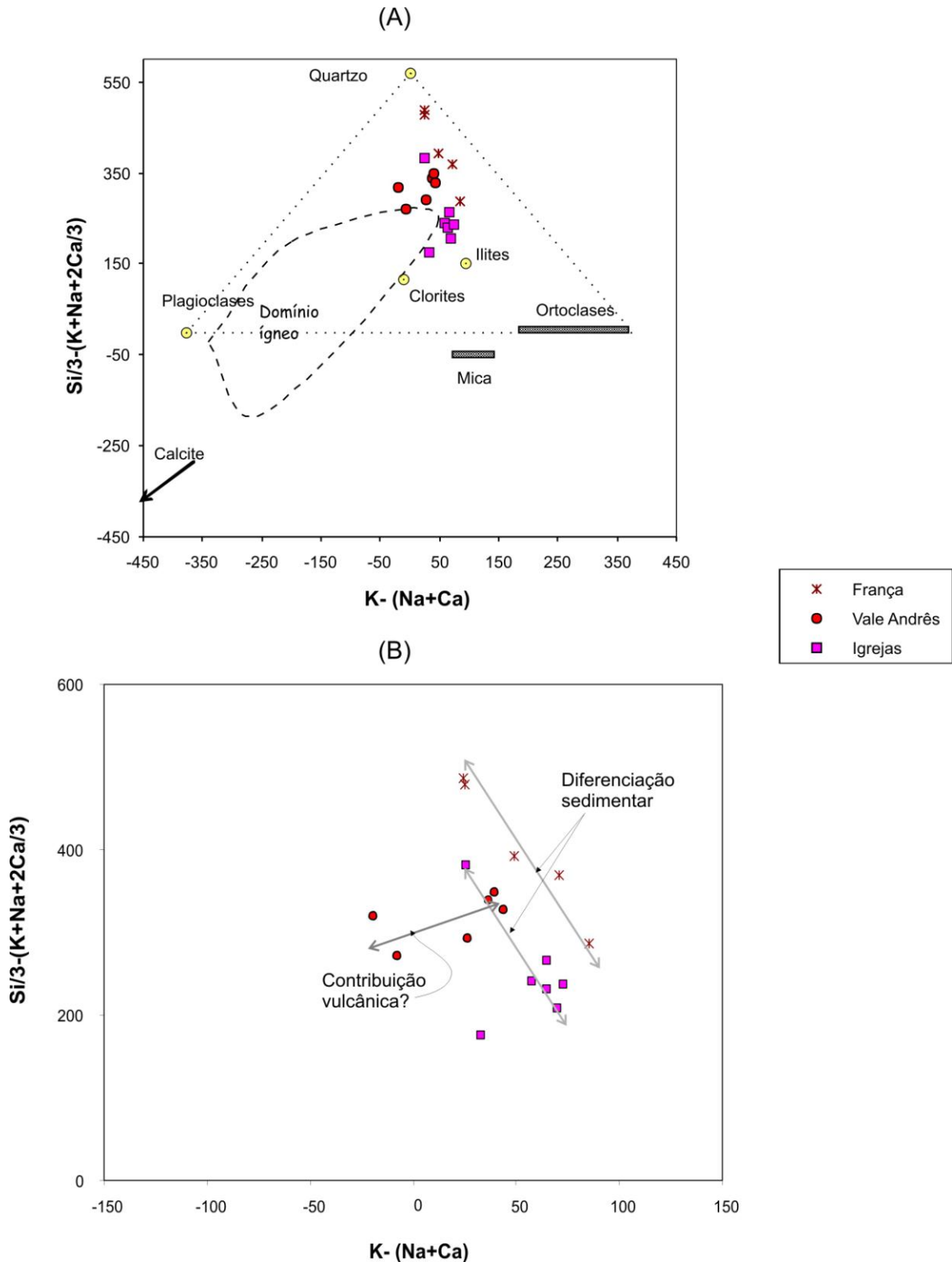


Figura 3. 10 - (A) Projeção das amostras da Formação Rio de Onor no Diagrama Q=f(P) (LA ROCHE, 1966); (B) detalhe do diagrama anterior (adaptados de RIBEIRO, M.A., 1998).

Em contra partida, as amostras de Soutelo apresentam uma dispersão maior, desde o campo das ilites até ao pólo mais silicioso. Destaca-se a amostra ME-A que cai claramente no domínio ígneo (Figura 3. 11A). No pormenor deste gráfico (Figura 3. 11B) observa-se a tendência destas unidades, Soutelo e Igrejas, definirem duas linhas de variação distintas. A Formação Soutelo claramente com uma linha de variação evoluindo a partir duma composição

calco-sódica ($P = -26$) até aos termos mais aluminosos e potássicos, acompanhado com um incremento no parâmetro Q (aproximadamente de 140 para 350). A MI sempre com valores positivos do parâmetro P (aprox. de 26 a 70) acompanhado por um decréscimo dos valores do parâmetro Q (de 380 para 175).

Quanto à Formação Gimonde (Figura 3. 12A e B), define apenas uma linha de variação entre uma composição calco-sódica ($P = -100$) iniciada pelas amostras "Gimonde-Este" e "Labiados", claramente as que apresentam influência ígnea acentuada. A diferenciação sedimentar prossegue com os sectores de Guadramil e de Gimonde-Oeste claramente individualizados e a marcar essa diferenciação sedimentar. O sector da "Aveleda" indubitavelmente associado a "Gimonde-Oeste".

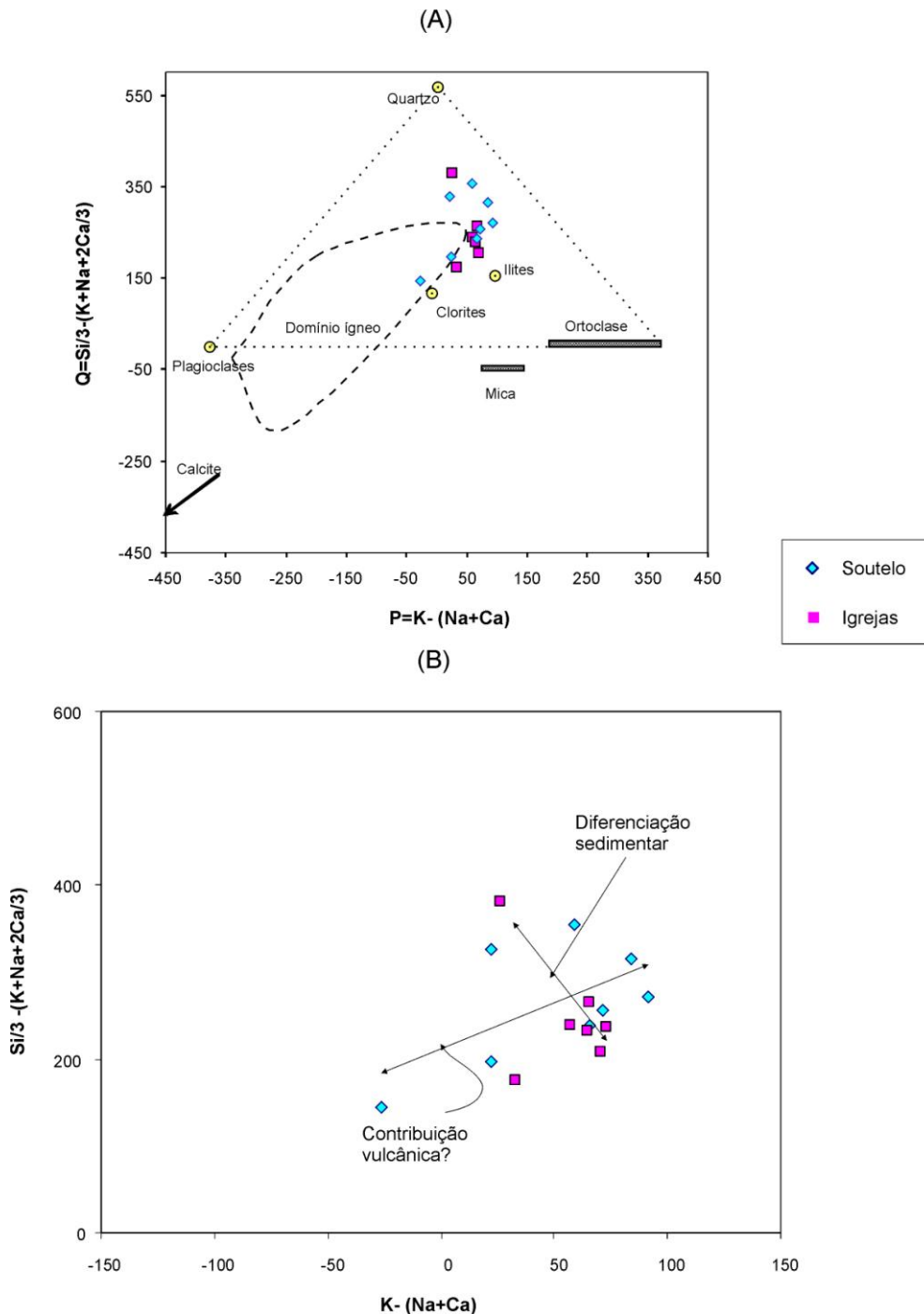


Figura 3. 11 - (A) Projecção das amostras da Formação Soutelo e do Membro Igrejas (Formação Rio de Onor) no Diagrama $Q=f(P)$ (LA ROCHE, 1966); B) detalhe do diagrama anterior.

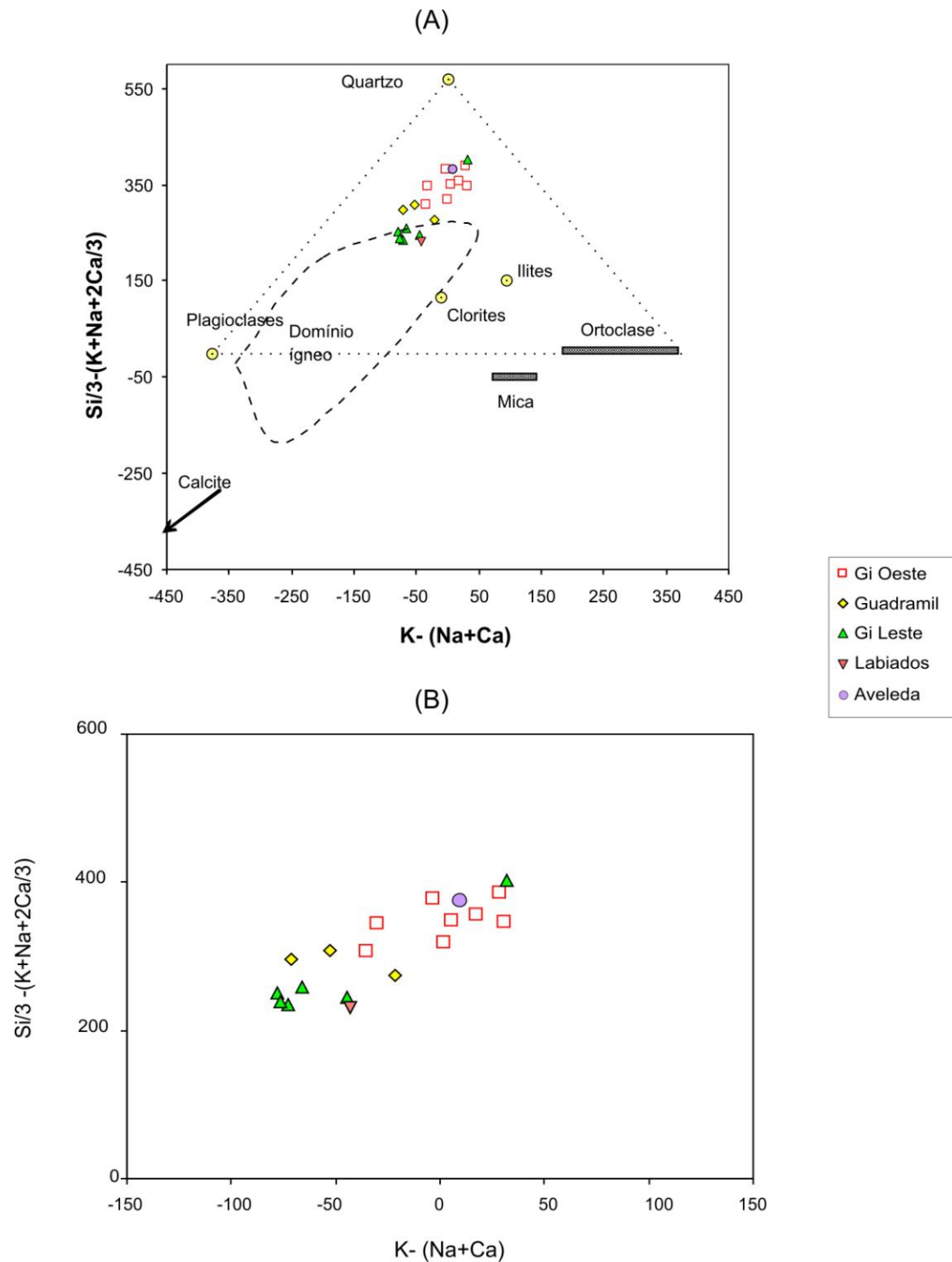


Figura 3. 12 - (A) Projecção das amostras da Formação Gimonde no Diagrama Q=f(P) (LA ROCHE, 1966); B) detalhe do diagrama anterior.

Grau de Alteração Geoquímica

As diferenças geoquímicas entre as unidades metassedimentares resultam não só das diferenças granulométricas, mineralógicas e químicas decorrentes dos processos de sedimentogénese, mas também da composição químico-mineralógica das rochas-mãe e do seu

grau de alteração meteórica. A partir das décadas finais do século passado, procuraram-se parâmetros químicos que expressassem, nomeadamente através do estudo do grau de alteração química das rochas, as proveniências dos materiais que constituem os sedimentos e aspectos paleoclimáticos, paleoambientais e geotectónicos. Uma das abordagens consistiu no estabelecimento de uma classificação química para sedimentos argilosos. Nesse sentido, o trabalho de ENGLUND & JØRGENSEN (1973), ao estudar argilas, xistos argilosos e xistos ardósíferos de todas as partes do mundo, conjugando os estudos de química mineral e rocha total, foi pioneiro. Constataram que o factor com maior influência na composição química dos sedimentos é o seu grau de meteorização. Através de um diagrama triangular de vértices FeO(T)+MgO , Al_2O_3 e $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO}$, estabeleceram um padrão de evolução meteórica, particularmente para rochas argilosas (Figura 3. 13). Este grau de meteorização pode também expressar-se pelas seguintes equações:

$$1) M_1 = \text{FeO} + \text{MgO} + \text{Al}_2\text{O}_3 / \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}$$

$$2) M_2 = \text{Al}_2\text{O}_3 / \text{FeO} + \text{MgO}$$

Segundo estes autores, os sedimentos não meteorizadas apresentam valores baixos dos parâmetros M_1 e M_2 ; quanto mais meteorizados, maiores são os valores destes parâmetros. Dos menos para as mais meteorizados, o parâmetro M_1 aumenta gradualmente, enquanto que o parâmetro M_2 se mantém constante. Para sedimentos muito meteorizados, o valor de M_1 varia muito pouco, enquanto o valor de M_2 aumenta significativamente. Neste diagrama são definidas as principais linhas de tendência de desenvolvimento da meteorização. Os sedimentos menos meteorizados posicionam-se no campo A-II deste diagrama (Figura 3. 13), enquanto que as mais alteradas se posicionam nos campos B-IV e C-IV. No caso de C-IV, o máximo de alteração meteórica, terá como produto final, rochas muito aluminosas. Com o aumento da meteorização, as amostras deslocam-se para os campos A-III ou B-III, tendo como resultado final de meteorização, os campos A-IV, B-IV e C-IV. Esta evolução é o resultado de uma progressiva alteração química, meteórica, que leva a uma maturidade química dos sedimentos. Ou seja, o aumento gradual na meteorização resulta, como é expectável, em perdas de Ca, Na e K, expresso pelo aumento deste parâmetro (campo I a IV). Com o incremento da meteorização química, o parâmetro M_2 aumenta rapidamente, enquanto que o parâmetro M_1 se mantém constante (FALKUM & GRUNDTVIG, 2006). A composição química da rocha-mãe afecta a evolução da tendência de meteorização. As composições básicas, em condições climatéricas apropriadas aproximam-se do vértice $\text{FeO}+\text{MgO}$ (ferro laterites).

Tendo em conta as reservas de que, no caso presente, não se efectuaram estudos detalhados ao nível da composição e química mineral das rochas estudadas, projectaram-se as análises no diagrama da Figura 3. 13. Além disso, como a granulometria das rochas detríticas estudadas é muito fina, também se resolveu experimentar a sua projecção. Constata-se que, de acordo com as indicações do estudo de ENGLUND & JØRGENSEN (1973), haverá distintos percursos dentro da mesma unidade. No caso da Formação Rio de Onor, os três membros têm graus de meteorização química distintos: as amostras do Membro Vale Andrés são as amostras com menor grau de meteorização química (baixo valor do parâmetro M_2); situam-se parte no campo A-III, parte no campo A-IV. Significa também que haverá diferença na fonte de alimentação dos sedimentos, com estas últimas amostras terão uma rocha-mãe muito mais alterada que as que se posicionam no campo A-III. No caso do Membro Igrejas as amostras definem um alinhamento próximo da linha de separação de campos A e B ($M=2,23$), ou seja, praticamente o valor M_2 é constante e há um ligeiro incremento do parâmetro M_1 , com a maior parte das amostras com valores próximos da intersecção $M_1= 5,67$ e $M_2= 2,23$. Pelo contrário, as amostras do Membro França têm praticamente constante o parâmetro M_1 , havendo um incremento da meteorização química (parâmetro M_2) do campo A-III para o B-III.

Relativamente à Formação Soutelo, têm rochas precursoras ligeiramente mais alteradas que as amostras do Membro Igrejas; posicionam-se nos campos B-III e B-IV.

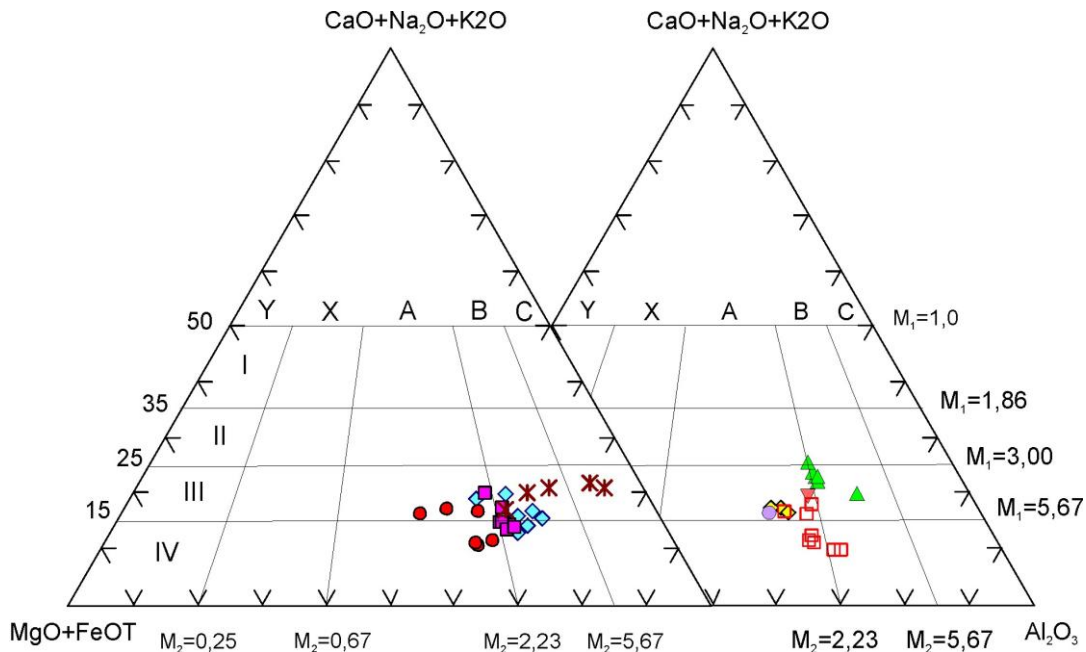


Figura 3. 13 - Projecção das amostras das Formações Rio de Onor, Soutelo e Gimonde no Diagrama sobre a evolução meteórica dos sedimentos (adaptado de ENGLUND & JØRGENSEN, 1973). Ver legenda nas Figuras 3.2 e 3.3.

No que respeita à Formação Gimonde (Figura 3. 13), constata-se que os sectores definidos no campo têm, pelas diferenças na meteorização dos sedimentos, percursores distintos, como é o caso de Guadramil e Aveleda (campo A-III), e de Labiados e Gimonde-Este, ligeiramente mais alteradas que as precedentes (campo B-III). Quanto às amostras do sector Gimonde Oeste, os resultados sugerem que haja materiais de várias proveniências, pois situam-se nos campos A-III (menos alterados) a A-IV e B-IV (mais alterados).

Projectando os dados dos parâmetros M_1 e M_2 num diagrama discriminante do tipo $M_1=f(M_2)$, melhor ilustrada fica o progresso da meteorização (Figura 3. 14A-B).

No caso das Formações Rio de Onor (Membros Igrejas e Vale Andrês) e Soutelo, o parâmetro M_1 varia entre 3,5 a 7, enquanto que o parâmetro M_2 se mantém constante, definindo uma tendência típica das amostras de rocha menos alteradas ($M_1=3,7$) para as mais alteradas ($M_1=7$) (ENGLUND & JØRGENSEN, 1973). Estas amostras mais alteradas pertencem ao MVA, mais concretamente ao sector da Petisqueira. O Membro França apresenta um comportamento completamente distinto, com o parâmetro M_1 constante, entre 3 e 4, mas com grande incremento do parâmetro M_2 , entre 4 a 16, ou seja, trata-se de sedimentos muito alterados em que o parâmetro M_1 se mantém praticamente constante e o M_2 aumenta rapidamente aproximando-se dos sedimentos enriquecidos em alumina (ENGLUND & JØRGENSEN, 1973).

Quanto à Formação Gimonde, destacam-se três grupos com diferentes graus de meteorização: 1) Gimonde - Este; 2) Guadramil, Labiados, Aveleda e parte de Gimonde-Oeste; 3) as restantes amostras de Gimonde-Oeste. Este grupo corresponde ao conjunto das amostras mais alteradas (parâmetro M_1 entre 6 a 9). O sector Gimonde-Este será o conjunto menos alterado, com M_1 praticamente constante e com M_2 a aumentar, significando que nesta série há um incremento de alteração química (M_2 varia entre 3 a 5,5). O grupo de Guadramil apresenta valores de M_1 e M_2 com pequena variação, embora os sedimentos provenham de materiais ligeiramente mais alterados que Gimonde-Este.

Em suma, haverá diferentes fontes de origem dos sedimentos destas litologias, com diferentes estádios de meteorização, para resultarem sedimentos com graus de meteorização distintos. Conjugando os dados das Figura 3. 13 e Figura 3. 14, constata-se que no caso das Formações Rio de Onor e Soutelo, o Membro França tem percursos distintos das restantes unidades, sujeitas a maior meteorização química.

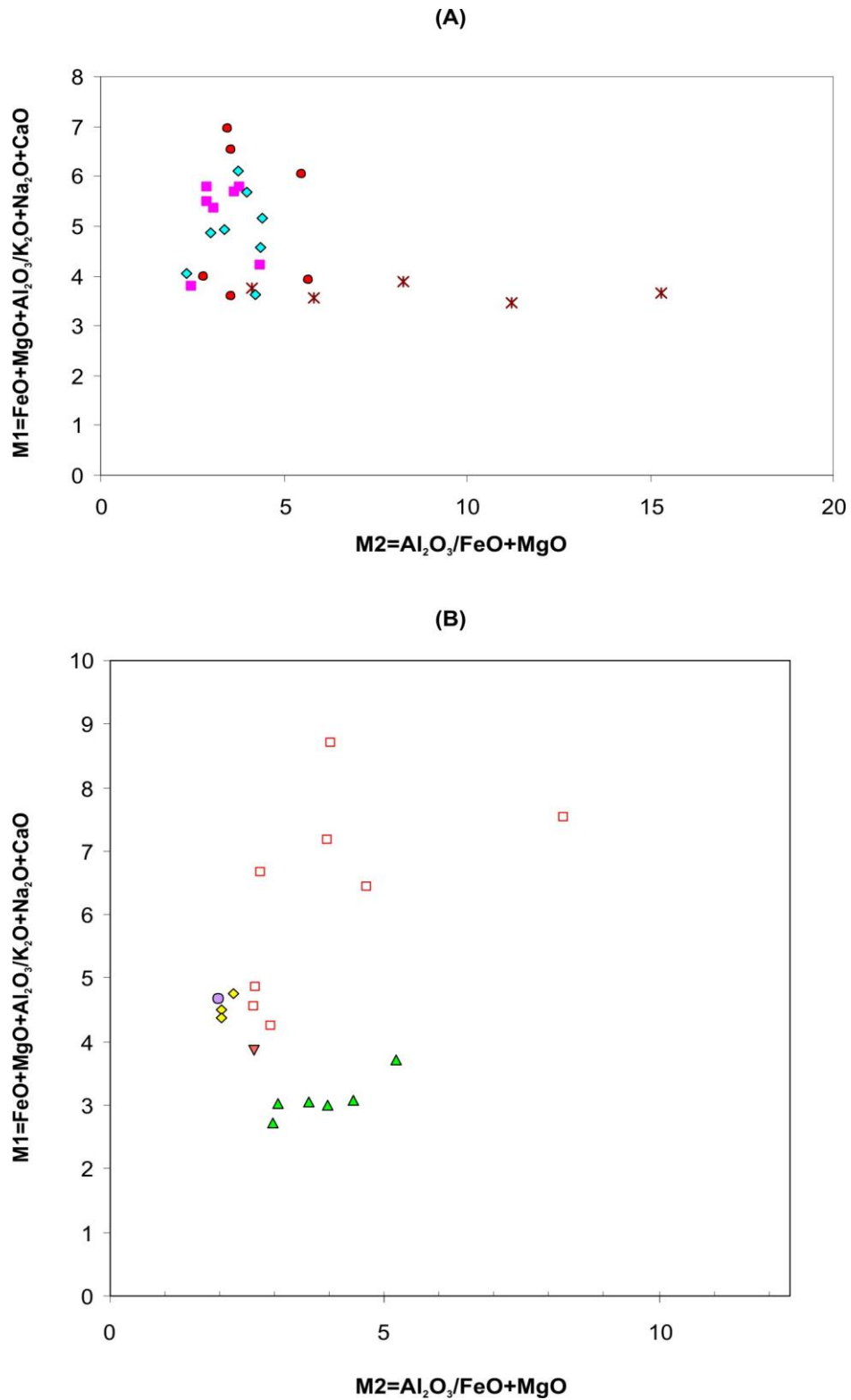


Figura 3. 14 - Diagrama M_1 - M_2 para: (A) Formações Rio de Onor e Soutelo; (B) Formação Gimonde, (adaptado de ENGLUND & JØRGENSEN, 1973). Para os símbolos, ver legendas das figuras 3.2 e 3.3.

O desenvolvimento destes estudos sobre a alterabilidade das rochas sedimentares e sobre o grau de meteorização dos materiais originais dos sedimentos, levou ao aparecimento de vários índices químicos de alteração tendo em consideração os elementos maiores. Um dos índices mais utilizado é o índice CIA= $[Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO^*+Na_2O+K_2O)] \times 100$ - (Chemical Index of Alteration) (NESBITT & YOUNG, 1982). Neste índice, o valor de CaO* deve representar apenas o valor de CaO em minerais silicatados (NESBITT & YOUNG, 1982). Estes autores recomendam que se efectue a correcção necessária para medir o teor de CaO nos carbonatos e na apatite. No presente estudo, apenas foi detectada a presença de calcite secundária em duas amostras, uma do Membro Igrejas (ME-3B20) e outra na Formação Gimonde (13- 34A). Como os valores molares de CaO, nas duas amostras, são inferiores aos valores molares de Na₂O, foi adoptado que o teor (%) de CaO destas amostras fosse o quantitativo final deste óxido.

Há amostras onde se verifica um défice acentuado, particularmente de Na₂O (amostra 26-31A da Formação Soutelo) e CaO e Na₂O (amostras 11-39A, 11-55A da Formação Soutelo e amostra 39-12A do Membro França). Nesse caso o parâmetro $Al_2O_3/CaO+Na_2O$ ou resulta numa indeterminação matemática (razão $Al_2O_3/0$) ou em valores anómalos superiores a 100. Tal facto expressa acima de tudo a maior alterabilidade destes sedimentos ou que foram sujeitos a condições diagenéticas particulares que causaram a sua lexiviação.

No caso das Formações Rio de Onor e Soutelo, todas as amostras têm índice CIA superior a 70%, não ultrapassando o valor de 85 de CIA, ou seja, situam-se todas no campo de alterabilidade moderada a elevada (Figura 3. 15A). Tal será indicativo de rochas-mãe fortemente meteorizadas (NESBITT & YOUNG, 1982). Quanto ao MVA, mais uma vez definem-se os dois grupos distintos, com o sector da Petisqueira como mais alterado quimicamente. Os Membros Igrejas e França definem ambas tendências lineares distintas. A Formação Soutelo apresenta grande dispersão dos valores de índice CIA.

Na Formação Gimonde (Figura 3. 15B), os valores projectados definem um arco parabólico com foco nas amostras de Gimonde-Este e terminando nas amostras de Gimonde-Oeste. Como se pode constatar, a maior parte das amostras de Gimonde-Este posiciona-se abaixo do valor de 70%, sendo portanto as menos alteradas, como já tinha sido constatado (Figura 3. 13 e Figura 3. 14). As restantes situam-se no campo moderado a muito alterado, com amostras com índices CIA muito próximos dos 90%.

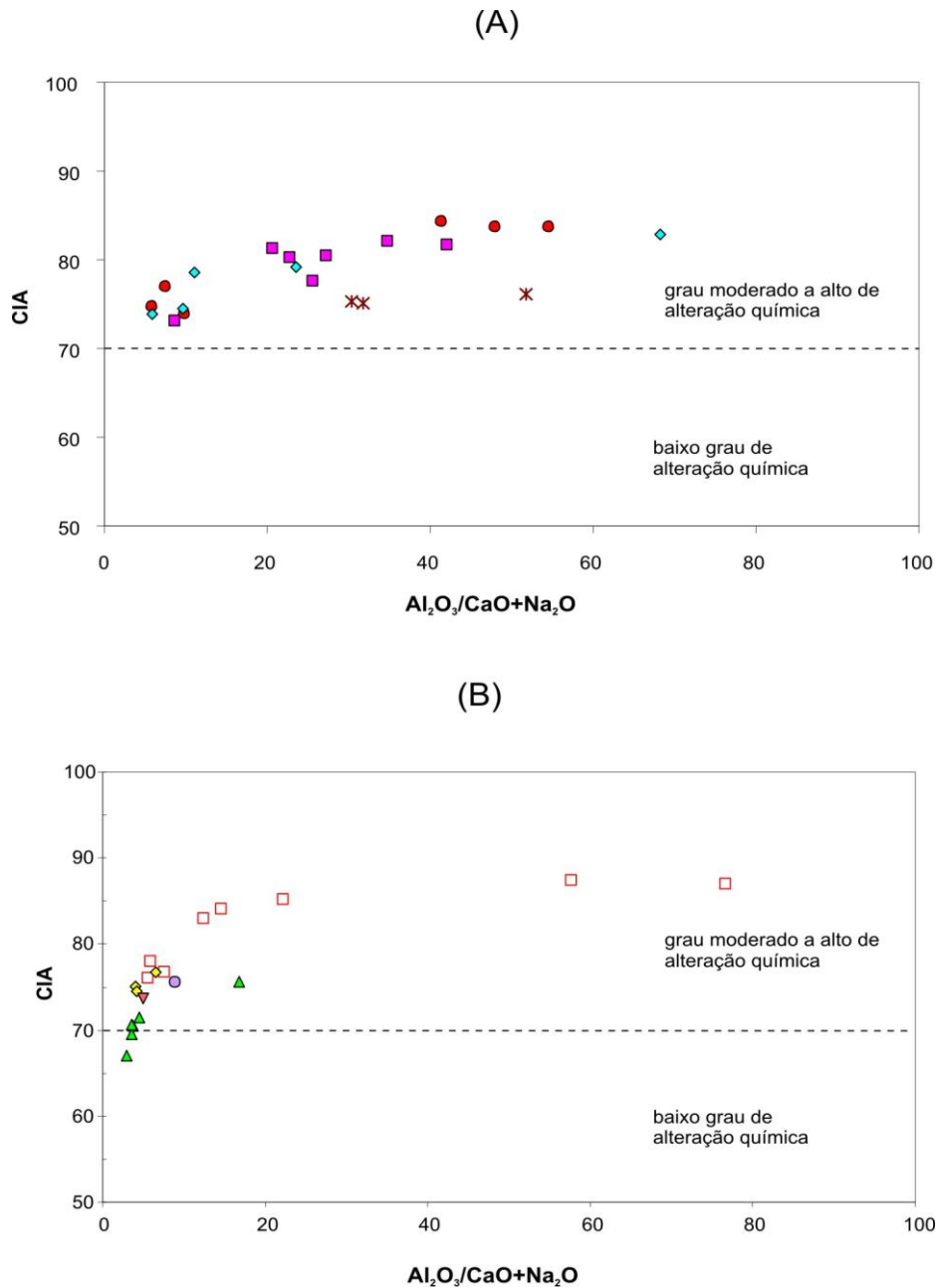


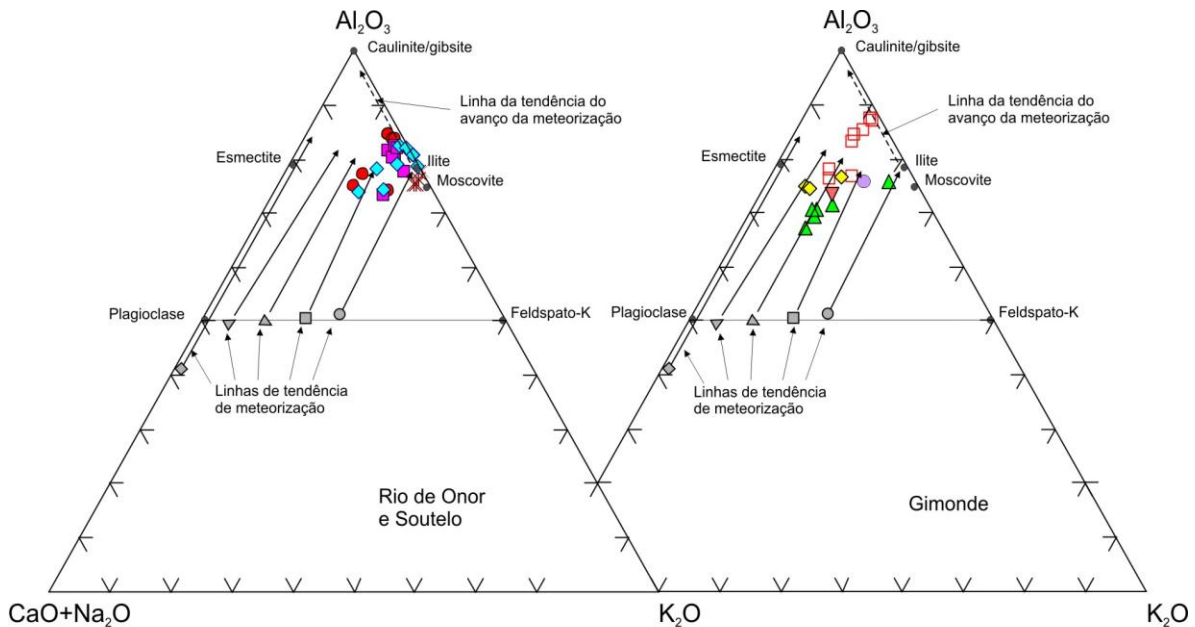
Figura 3. 15 - Projecção do índice CIA= $(Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)) \times 100$ vs. $Al_2O_3 / CaO + Na_2O$ (adaptado de NESBITT & YOUNG, 1982). (A) - Formações Rio de Onor e Soutelo; (B) - Formação Gimonde. Ver legendas nas Figuras 3.2 e 3.3.

De acordo com NESBITT & YOUNG (1982), estes valores elevados do índice CIA, sugerem que, na generalidade, os sedimentos são provenientes de materiais fortemente meteorizados em condições climáticas do tipo tropical húmido. Tal parece ser o caso das amostras agora estudadas.

Para complementar estas informações obtidas a partir deste índice de alteração CIA têm que ser conjugadas com o diagrama triangular $(CaO^* + Na_2O) - Al_2O_3 - K_2O$, onde são representadas as etapas dos processos da meteorização (NESBITT & YOUNG, 1984, 1989). Neste diagrama os estádios iniciais de alteração meteorítica definem linhas paralelas ao lado $(CaO + Na_2O) - Al_2O_3$ do diagrama, enquanto que, com o avanço da meteorização há perda de K_2O e as composições das rochas deslocam-se para o vértice Al_2O_3 (Figura 3. 16).

O uso deste índice CIA e as linhas de tendência de meteorização deste diagrama triangular têm sido aplicados intensivamente nos estudos dos sedimentos actuais. A partir

deles são definidos perfis de meteorização, usados como modelos para o estabelecimento dos perfis de meteorização de sedimentos mais antigos. Os desvios às linhas de tendência podem ser usados para inferir mudanças químicas resultantes da diagénese ou metassomatismo (NESBITT & YOUNG, 1984; 1989). Do mesmo modo o quimismo dos elementos maiores e traço dos sedimentos actuais reflectem o grau de meteorização da sua origem ou proveniência, ou seja, a composição química de argilas pode ser usada do mesmo modo para inferir sobre as condições de meteorização logo paleoclimáticas (NESBITT *et al.*, 1990).



Composição média de : granito (○); adamalito (□); granodiorito (△); tonalito (▽); gabro (◇)

Figura 3. 16 - Projecção das amostras das Formações Rio de Onor, Soutelo e Gimonde no Diagrama A-CN-K de NESBITT & YOUNG (1989). Ver legendas nas Figuras 3.2 e 3.3.

As amostras do Membro França projetam-se sobre a linha $Al_2O_3 - K_2O$, entre os pontos da moscovite e da illite, na terminação da linha de tendência de meteorização da composição média do granito, expressando mais uma vez o seu carácter arcósico. As amostras do Membro Igrejas definem duas tendências: uma paralela à linha de tendência de meteorização do granito e a segunda, definida pelas amostras mais meteorizadas, paralela à linha de avanço da meteorização. Quanto ao Membro Vale Andrês, as amostras definem uma linha de tendência de meteorização quase coincidente com a linha de tendência do granodiorito. Apenas uma amostra está próxima da linha de meteorização granítica o que pode significar as distintas proveniências ígneas que possam estar na origem dos sedimentos. Os filitos da Formação Soutelo apresentam tendências de meteorização semelhantes aos Membros Vale Andrês e Igrejas. São as rochas pelíticas mais meteorizadas, aluminosas, pois posicionam-se sobre a linha de avanço da meteorização.

Quanto à Formação Gimonde, a maior parte das amostras definem uma linha de tendência de meteorização paralela ao lado $CaO+Na_2O/Al_2O_3$, aproximadamente coincidente com a linha da tendência de meteorização granodiorítica. No entanto aparentemente o gráfico sugere uma outra tendência que cruza a anterior e é definida principalmente pelas amostras de Guadramil e Aveleda. Tal "tendência", não prevista pelos autores do gráfico, expressa fontes distintas de proveniência para estes sedimentos. Porventura uma amostragem mais completa revelaria novas linhas de tendência de meteorização paralelas às linhas do tonalito, adamalito e granito. Poderá haver contributos mais básicos para estes sedimentos, dado que as amostras de Guadramil são as que estão mais próximas do lado $CaO+Na_2O - Al_2O_3$ deste diagrama.

3.4.4.2. ELEMENTOS MENORES E TERRAS RARAS

As concentrações de elementos menores, em rochas sedimentares, estão dependentes de vários factores, como sejam, as rochas de origem, a meteorização (e as condições climáticas) e o *sorting* sedimentar. Em regra as maiores concentrações de elementos menores e terras raras encontram-se nos sedimentos mais finos.

Em rochas sedimentares é importante ter em consideração os elementos menores cuja concentração, na água, seja baixa e que sejam minimamente afectados, quer pela diagénese quer pelo metamorfismo. Tais são os casos das REE, do Th, Sc, Cr e Co, transportados exclusivamente na componente terrígena dos sedimentos e, com segurança, expressam a sua origem (ROLLINSON, 1996). Aliás, CULLERS (1988) demonstrou que a fracção silte é, para o conjunto dos elementos menores, a que melhor reflecte a origem do sedimento.

Geralmente a forma usual de apresentação dos dados é através de diagramas multielementares normalizados, comumente conhecidos como diagramas "Spider". Em rochas sedimentares são utilizados como padrões de normalização, as composições médias de NASC (North American Shale Composite, GROMET *et al.*, 1984) ou PAAS (Post-Archean Australian Shale, TAYLOR & MCLENNAN, 1985). Neste trabalho utilizaram-se, para além destas composições químicas padronizadas, particularmente a PAAS, a composição química média para grauvaques paleozóicos (CONDIE, 1993).

Como a presença de feldspatos é significativa na maior parte da amostragem, foram seleccionados os elementos de acordo com os critérios de RIBEIRO, M.A. (1998), ou seja, origem ácida ou básica dos elementos; a sua mobilidade (LREE e HREE) e minerais portadores de elementos (feldspatos, minerais pesados e minerais de argila). Os elementos seleccionados foram dispostos na seguinte sequência: Ca, Sr, Na, Ba, Rb, K, U, P, Th, Hf, Zr, Y, La, Yb, Sc, Ti, V, Co, Cr e Ni (Figura 3. 17 e Figura 3. 18). Os seis primeiros estão geralmente associados aos feldspatos e às micas e têm uma origem ácida ou crustal, são os elementos mais móveis. Os elementos imóveis e LREE estão associados aos minerais pesados; a influência de uma fonte básica será assinalada pelo último conjunto de elementos Sc, Ti, V, Co, Cr e Ni, e estarão associados à matriz argilosa das rochas.

Em cada grupo foram definidas as médias ponderadas, geométricas, e normalizadas a PAAS e a GRVP (grauvaques paleozóicos) (dados extraídos de CONDIE, 1993).

Em todas as unidades verificam-se fortes anomalias negativas em Ca, em Sr e Na (Figura 3. 17). No caso da FRO, as unidades com anomalia de Ca mais baixa são os Membros Vale Andrês e Igrejas. Os xistos cloríticos da Formação Soutelo são os que apresentam valores de Ca mais altos. O Membro França, com excepção do Ca, apresenta as anomalias "negativas" mais acentuadas para o Sr, Na, Ba e Rb de todo o conjunto. Em relação ao Ba, e no caso de Vale Andrês, o valor médio foi calculado excluindo o valor anómalo do quantitativo neste elemento, que a amostra 26-32A apresenta (3888 ppm). Tal valor anómalo aparentemente não tem justificação, excluída a hipótese de contaminação e dos resultados de contra análise a que de novo a amostra foi sujeita. Da observação petrográfica deste arenito fino não se encontra explicação para valor tão elevado de bário. Recorrendo à microsonda constata-se que muitos dos clastos de feldspato K apresentam um zonamento de forma irregular, anómalo em Ba. Também apresentam inclusões anómalas em Ba.

As litologias mais pelíticas são as que apresentam valores de Ba mais altas, próximas dos valores de PAAS. Os xistos cloríticos da Formação Soutelo têm valores de Ba, Rb, K e U muito próximos dos valores normalizados. Todas as amostras têm anomalia negativa, pouco acentuada, de P. Quanto ao Th, as litologias pelíticas têm valores próximos de PAAS enquanto que o Membro França e o Membro Vale Andrês têm anomalias negativas. O inverso se passa para o Zr, com estas litologias a apresentarem anomalias positivas em relação às pelíticas, como seria de esperar. Todas as unidades têm valores negativos de Sc, Ti, V, Co, Cr e Ni, com particular

destaque para os arenitos do Membro França, com as anomalias "negativas" mais acentuadas de Sc, Ti, V, Co e Ni. Tal facto denota uma ausência de fontes básicas na formação destas rochas sedimentares, particularmente acentuada no caso do Membro França.

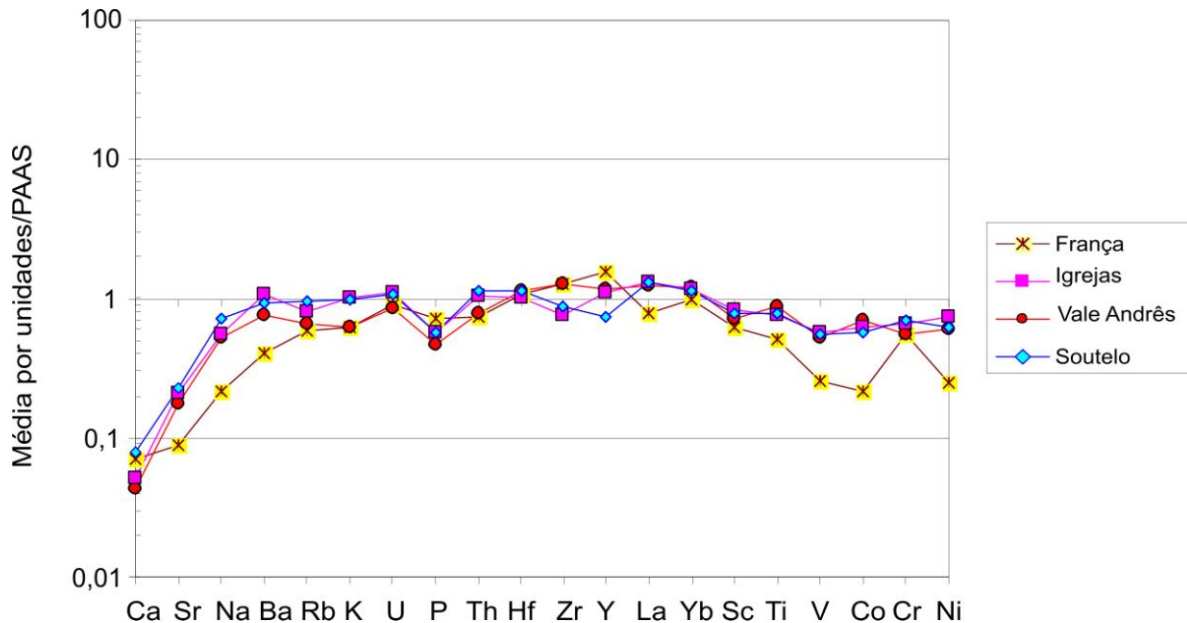


Figura 3. 17 - Projecção das médias geométricas das Formações Rio de Onor e Soutelo no Diagramas "Spider" de normalização à PAAS (Post-Archean Australian Shale) (valores de TAYLOR & MCLENNAN, 1985, segundo CONDIE, 1993).

Comparando com estudos semelhantes realizados no sector de Vila Pouca de Aguiar (RIBEIRO, M.A., 1998), neste sector as unidades litoestratigráficas foram agrupadas em dois domínios estruturais, DETM, com afinidades com o autóctone, e o DEC, para autóctone superior (domínio dos mantos dobra). Estes estudos evidenciam as diferenças litogeoquímicas entre o DETM e o DEC (RIBEIRO, M.A. *et al.*, 1995; RIBEIRO, M.A., 1998; RIBEIRO, M.A. & NORONHA, 2001; RIBEIRO, M.A., *et al.*, 2003). Contudo, estes dois domínios englobam nas várias unidades, litologias com posicionamento estratigráfico preciso, como é o caso dos liditos. Não é de estranhar que estes tenham a mesma assinatura geoquímica, independente da unidade lito ou tectonoestratigráfica em que foram enquadrados.

No presente estudo os dados analíticos obtidos em amostras de unidades equivalentes às do DETM (Unidade Coroto e Formação Campanhó) são escassos e como tal não foram utilizados. Comparando os dados do DEC com as presentes amostras, particularmente com a Formação Rio de Onor e com os pelitos da Formação Soutelo, através da utilização de diagramas multi-elementares de normalização a composições médias padronizadas (Figura 3.17), com a mesma selecção e ordenamento de elementos, evidenciam-se claras diferenças entre o DEC e o sector de Espinhosela - Quintanilha. Os filitos do DEC têm anomalias negativas no Ca, Sr e Na, muito mais acentuadas que os pelitos do MI e da Formação Soutelo. Enquanto nestes pelitos os valores são próximos do valor normalizado, embora abaixo do padrão, nos filitos do DEC os valores são mais elevados que o valor normalizado. As maiores discrepâncias verificam-se na sequência La - Ni, com o DEC a apresentar valores superiores ao valor normalizado, enquanto que os pelitos de Espinhosela - Quintanilha apresentam valores "negativos". Quanto aos arenitos, comparando MF e MVA com os quartzofilitos do DEC, constata-se o mesmo padrão de comportamento. Estas observações são um indicador de que nos dois sectores estudados se estará em presença de unidades litoestratigráficas distintas embora em domínios estruturais semelhantes.

Quanto à Formação Gimonde (Figura 3. 18) foram calculados os valores médios desta unidade e as médias dos sectores principais: Gimonde-Oeste, Guadramil e Gimonde-Este (com Labiados). Como anteriormente referido, foi calculada a razão com os valores de GRVP (grauvaques paleozóicos) de CONDIE (1993).

Independentemente dos sectores, todos apresentam uma forma diagramática semelhante. Todas as amostras apresentam anomalias negativas acentuadas no caso do Ca, Sr, mas também negativas para o Na, Ba, Rb e K. De todos os sectores, as amostras de Gimonde Oeste são as mais anómalas de todas. No outro extremo, está Gimonde-Este. Relativamente ao Na, no caso de Guadramil e Gimonde-Este, a anomalia negativa é menor que no caso de Gimonde-Oeste. No que respeita ao Ba, Rb e K, as anomalias ainda são negativas, com Gimonde-Este a apresentar razões para estes elementos, próximas dos valores normalizados. Regista-se uma anomalia positiva no U, acompanhada pelas anomalias positivas nas LILE (Th, Hf, La e Yb) assim como no Zr. Tal pode indicar ser o zircão, o portador das terras raras. Nos minerais indicadores de influência básica, há a registar as anomalias negativas de V, Co e Ni, com uma anomalia positiva significativa de Cr. Tal poderá ser um indicador de que os maciços ultramáficos já estariam exumados e a serem erodidos aquando da deposição da Formação Gimonde.

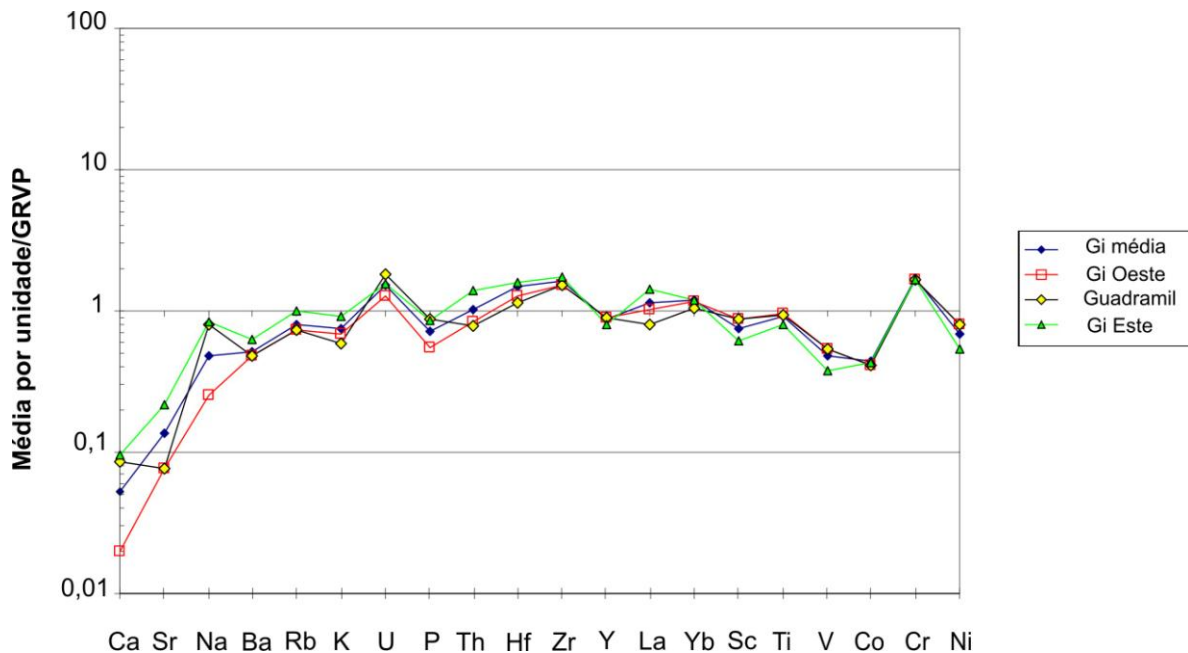


Figura 3. 18 - Projecção das médias geométricas dos vários sectores estudados da Formação Gimonde no Diagrama de normalização de Grauvaques Paleozóicos (CONDIE, 1993).

Terras Raras

Para a interpretação dos valores de REE nos metassedimentos, foram ensaiados, para além do valor normalizado de média de condrito (TAYLOR & MCLENNAN, 1985), média de condritos C1 (EVENSEN *et al.*, 1978), os parâmetros normalizados para sedimentos: NASC (North American Shale Composite segundo GROMET *et al.* (1984), o ES (European Shale), segundo HASKIN & HASKIN (1966) e PAAS (Post-Archean Average Australian Sedimentary rock, MCLENNAN, 1989) e UCC (Average Upper Continental Crust, segundo TAYLOR & MCLENNAN, 1981). Como os padrões são semelhantes apenas se optou por apresentar os diagramas de normalização de TR à média de condrito e à UCC (TAYLOR & MCLENNAN, 1981; TAYLOR & MCLENNAN, 1985).

Para todas as unidades, o padrão de TR é, em regra, muito próximo do padrão definido para sedimentos (CONDIE, 1991), normalizados para a média de condritos (TAYLOR & MCLENNAN, 1985). Há contudo excepções, particularmente nas amostras 39-8A e 39-9A (MVA, sector de Réfega), com uma anomalia em Ce significativa (Figura 3. 19 e Figura 3. 20). As amostras de MF

(Membro França) são as que apresentam valores mais baixos de TRL, ou seja, menor enriquecimento nestes elementos. Quanto às amostras do MVA, os dois sectores já anteriormente destringidos (Petisqueira e Réfega), claramente distintos pelos padrões de TRL (Figura 3. 19), com o empobrecimento significativo de Ce nas amostras de Réfega. Tal pode significar a deposição destes sedimentos em ambiente de sedimentação marinha em condições redutoras. Nestas condições, o Ce nos sedimentos é remobilizado, a água do mar fica enriquecida em Ce e os sedimentos empobrecidos (WILDE *et al.*, 1996). Em contrapartida, em ambientes marinhos oxidantes, a água do mar é mais empobrecida em Ce, ou seja, este elemento não se dissolve com tanta facilidade na água e os sedimentos são enriquecidos em Ce. Tem sido geralmente aceite que o Ce seja incorporado em nódulos de manganês sob a forma de CeO_{24} pela oxidação do Ce^{3+} em Ce^{4+} (MCLENNAN, 1989). Contudo, este mecanismo de fixação do Ce aparenta ser mais complexo, com as condições de pH e a presença de PO_2 na água a controlarem estes processos químicos (WILDE *et al.*, 1996). Este comportamento do Ce tem sido utilizado para inferir as mudanças eustáticas do nível do mar (WILDE *et al.*, 1996; HAYASHI *et al.*, 2004).

Quanto às litologias pelíticas, MI e FS, ambas apresentam o mesmo grau de enriquecimento em TRL, com as litologias do MI a apresentarem uma ténue quebra no Ce. Todas as amostras apresentam um padrão semelhante para a diminuição significativa em Eu, excepto as amostras de MI, onde quase não há diminuição de Eu. Quanto às TRP, o padrão de empobrecimento é semelhante.

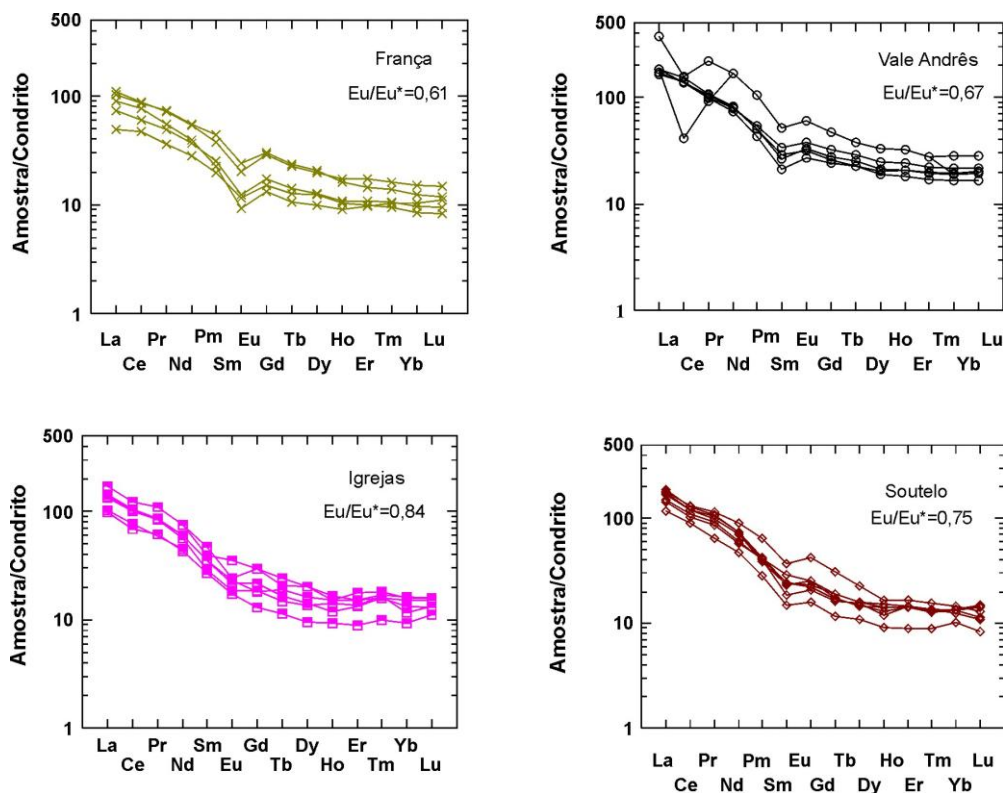


Figura 3. 19 - Padrão de Terras Raras das Formações Rio de Onor (Membros França, Igrejas e Vale Andrês) e Soutelo. Normalização à média de condrito (TAYLOR & MCLENNAN, 1985).

Os quatro grupos apresentam valores distintos da anomalia de Eu/Eu^* (calculados a partir dos valores médios das unidades). O MI praticamente não apresenta anomalia de Eu.

Quanto aos perfis normalizados para a Crusta Superior (Figura 3. 20), nas amostras do Membro França há um enriquecimento das TRL para as TRP; o Membro Vale Andrês apresenta a anomalia em Ce acentuada no sector de Réfega tendo depois um perfil horizontal para as

restantes TR; nas restantes amostras, os perfis normalizados são também horizontais. No caso das amostras de MI, não há variação significativa, quer nas TRL quer nas TRP, com excepção da anomalia positiva de Eu. Na Formação Soutelo, destacam-se duas amostras (26-30A e 11-55A). A amostra 26-30A apresenta os valores mais baixos de TR, com um pequeno decaimento das TRL para as TRP, e uma ligeira anomalia em Eu. A amostra 11-55A, com os valores mais elevados em TRL de todo o conjunto, apresenta uma anomalia negativa em Ce, e anomalia positiva, acentuada, em Eu. Ambas as amostras têm no final um decaimento em Lu. As restantes amostras apresentam um padrão comum entre si: ligeiro decaimento de TRL para as TRP, com anomalia negativa de Ce e pico positivo de Eu.

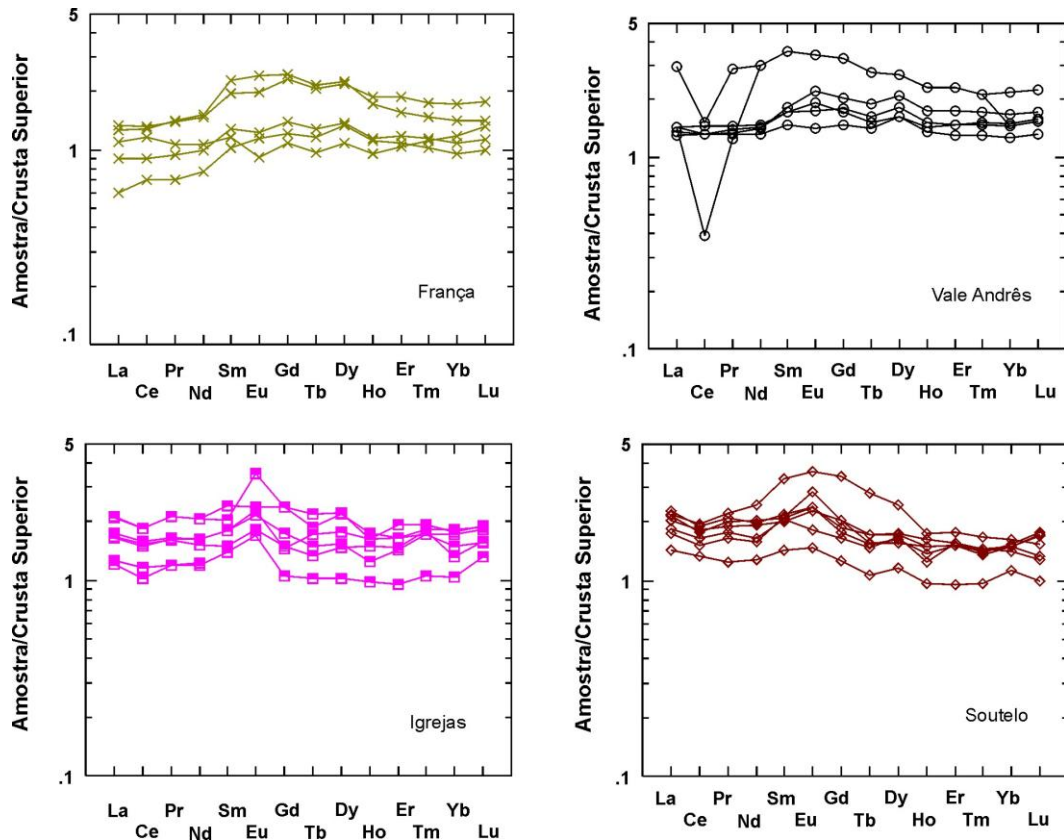


Figura 3. 20 - Padrão de Terras Raras das Formações Rio de Onor (Membros França, Igrejas e Vale Andrés) e Soutelo. Normalização à UCC (TAYLOR & MCLENNAN, 1981).

Quanto à Formação Gimonde (Figura 3. 21), também o padrão de TR é semelhante ao padrão definido para sedimentos (CONDIE, 1991), normalizados para a média de condritos (TAYLOR & MCLENNAN, 1985). Apresentam um decaimento acentuado das TRL para as TRP, com uma anomalia negativa de Eu e valores de TRP baixos e com perfil plano. Dos três conjuntos, as amostras de Guadramil são as que apresentam valores mais baixos de TRL. A amostra da pedra de Avelada é a que evidencia maior enriquecimento em TRL.

Quanto aos padrões normalizados à Crusta superior (Figura 3. 22), enquanto que as amostras de Guadramil são empobrecidas em TRL relativamente à crosta, com uma anomalia negativa de Ce, todas apresentam um enriquecimento em TRP em comparação com os valores normalizados à crosta continental. No caso de Gimonde-Este, todas as amostras (incluindo Labiados) apresentam o mesmo padrão: anomalia negativa de Ce e ligeiro incremento de TRP em relação às TRL. A única excepção está na amostra 38-15A, com um decaimento rectilíneo de TRL (do La ao Tb) com um brusco incremento nas restantes TRP. Quanto ao sector de Gimonde-Oeste, apresentam o mesmo padrão: incremento das TRL para as TRP, com anomalia

negativa de Ce. A amostra da pedraira de Aveleda tem um padrão distinto com um perfil horizontal quebrado por uma acentuada anomalia negativa de Eu.

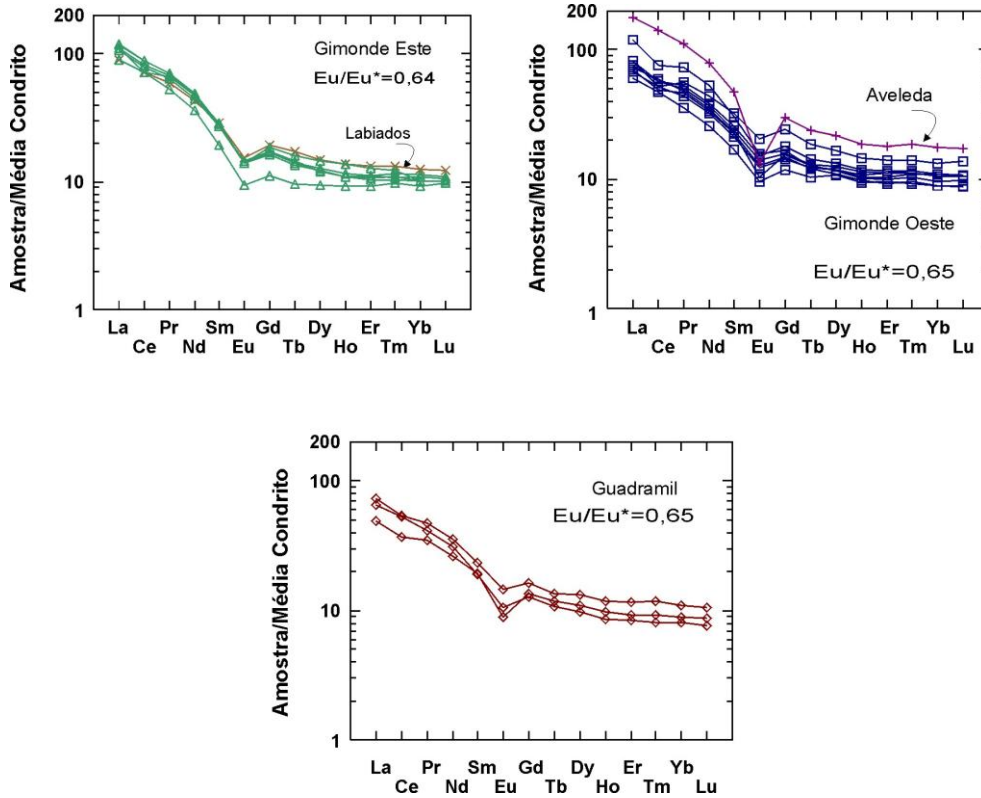


Figura 3. 21 - Padrão de Terras Raras da Formação Gimonde. Normalização à média de condrito (TAYLOR & MCLENNAN, 1985).

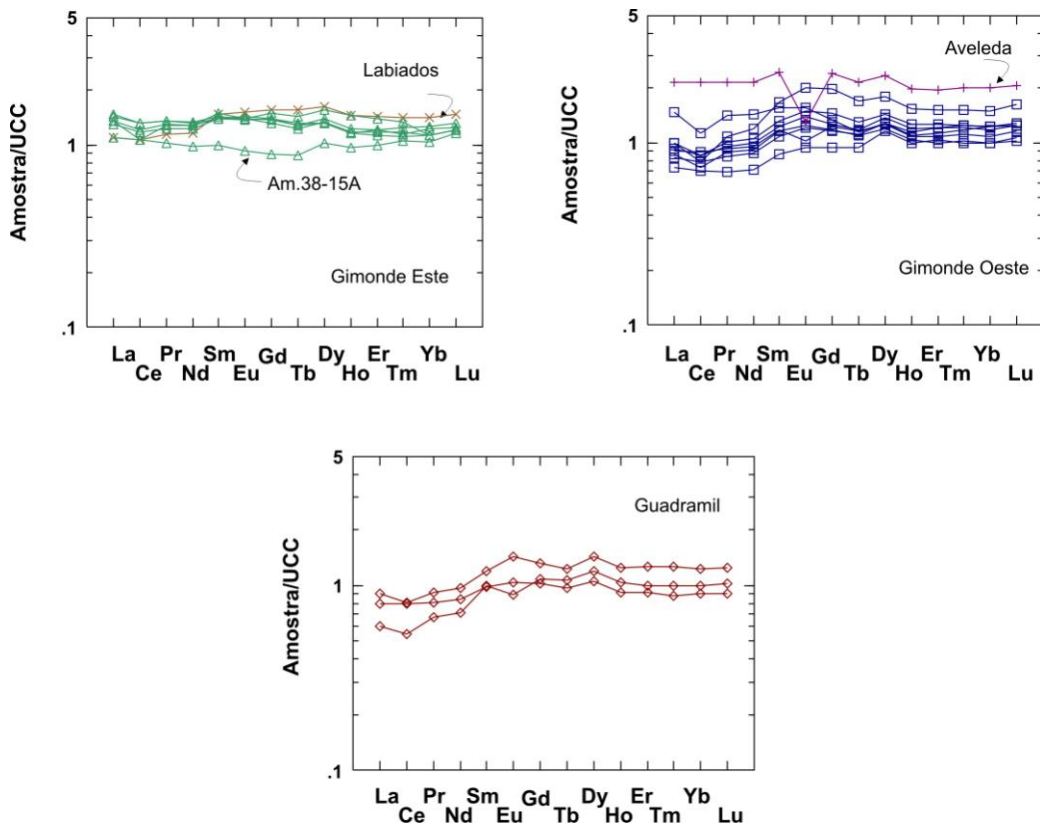


Figura 3. 22 - Padrão de Terras Raras da Formação Gimonde. Normalização à UCC (TAYLOR & MCLENNAN, 1981).

Os padrões de TR da figura 3.21 são semelhantes aos padrões de TR de sequências turbídicas depositadas em margens activas com possível contributo vulcanogénico tal como está documentado em MCLENNAN & TAYLOR (1991).

3.4.6 AMBIENTE GEOTECTÓNICO

A importância prática do estudo do contexto tectónico das bacias sedimentares antigas, nomeadamente na prospecção de petróleo, levou à orientação do estudo geoquímico das rochas sedimentares para inferir o contexto tectónico e paleogeográfico, a partir de diagramas discriminantes (BATHIA, 1983; ROSER & KORSCH, 1985, 1986). Teoricamente os diferentes ambientes tectónicos caracterizam-se por apresentarem processos sedimentares distintos, com assinaturas geoquímicas distintas (BATHIA & CROOK, 1986). Estes autores definiram as bacias sedimentares, pelos seguintes contextos geotectónicos, sintetizados deste modo em ROLLINSON (1996):

Arco Insular Oceânico - bacias de "fore-arc" e "back-arc" adjacentes a arcos vulcânicos, desenvolvidos em crosta oceânica ou crosta continental adelgada;

Arco Insular Continental - bacias "inter-arc", "fore-arc" ou "back-arc" adjacentes a arcos vulcânicos desenvolvidos em crosta continental espessa ou crosta continental de margens adelgadas;

Margem Continental Activa - bacias sedimentares do tipo andino, desenvolvidas em margens continentais espessas ou adjacentes a estas; as bacias "strike-slip" também terão origem neste contexto;

Margem Continental Passiva - bacias sedimentares localizadas nos bordos dos continentes e associadas a "rifts" marginais em crosta continental espessa;

Ambiente Colisional - bacias sedimentares desenvolvidas em crosta continental espessa;

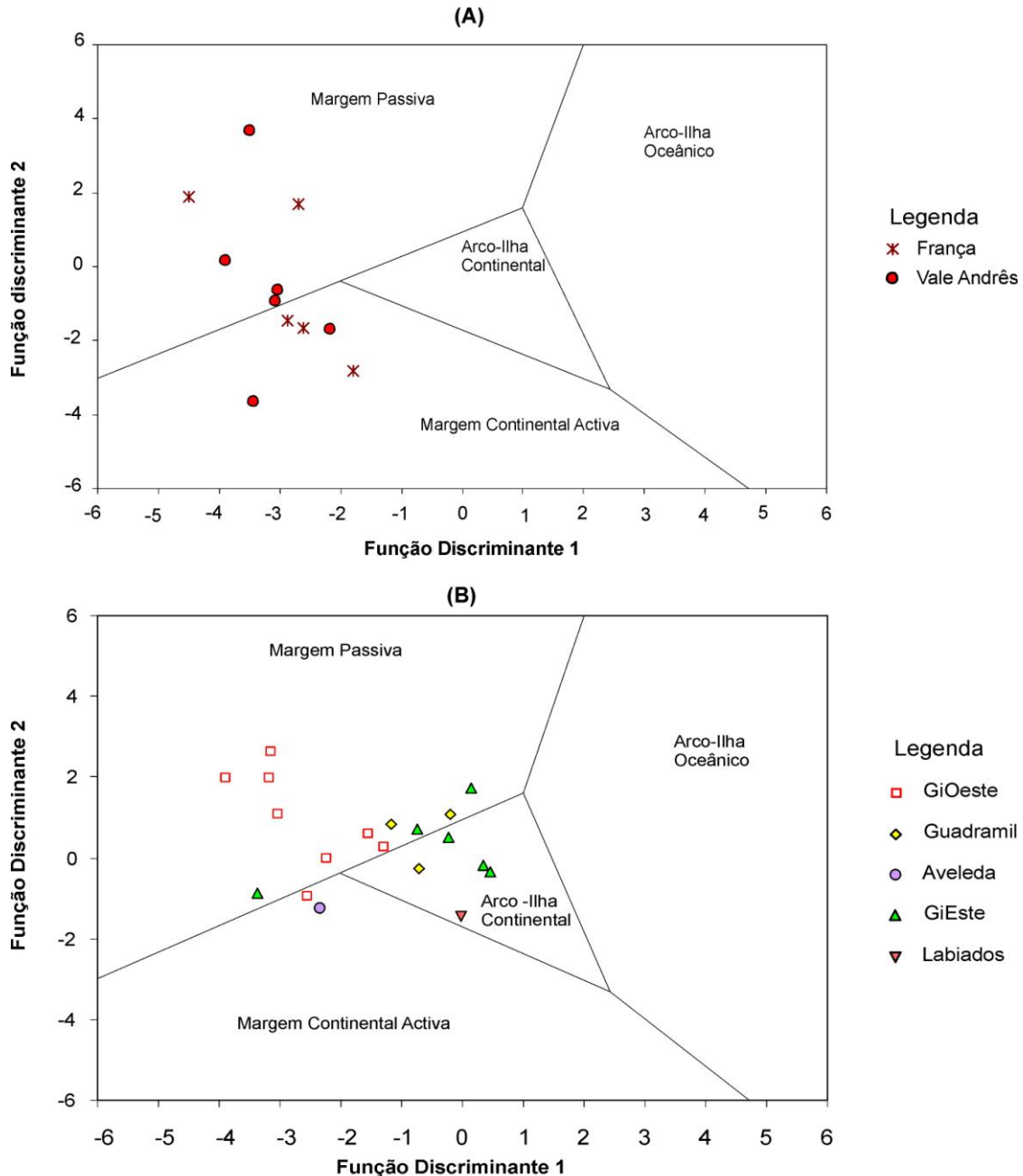
Ambiente Extensional - bacias sedimentares intracratónicas desenvolvidas em crosta continental espessa.

Contudo, na prática, estes diagramas têm alguns inconvenientes pois, nalguns casos não discriminam de forma clara, por exemplo, entre "Margem Continental Passiva" e rifts (BATHIA, 1983), ou são pouco discriminantes como o de ROSER & KORSCH (1986). É grande a dificuldade do uso da geoquímica de sedimentos na interpretação geotectónica, devido à complexidade dos diversos factores que condicionam a génese das rochas sedimentares: a natureza dos protólitos, a intensidade e grau do seu estado de meteorização, a reciclagem dos materiais, a diagénese e o *sorting* sedimentar.

Por se reconhecer que nem sempre um determinado contexto geotectónico produz rochas com a mesma assinatura geoquímica, desde logo esta metodologia tem vindo a ser contestada (e.g. NESBITT & YOUNG, 1989). De facto, os últimos estudos desenvolvidos sobre esta problemática demonstram que os paleoambientes tectónicos inferidos a partir dos diagramas geoquímicos discriminantes são contraditórios com os estudos sobre reconstruções de tectónica de placas (ARMSTRONG-ALTRIN & VERMA, 2005 e citações anteriores). Neste último trabalho, estes autores testaram a aplicação dos diagramas discriminantes de BATHIA (1983) e de ROSER & KORSCH (1986) em sedimentos neogénicos de ambientes tectónicos conhecidos, concluindo que tais diagramas não devem ser usados para inferir sobre o ambiente tectónico das bacias sedimentares mais antigas. Em suma, continua a haver a necessidade urgente de se criarem novos e eficientes diagramas discriminantes em geoquímica sedimentar.

Tendo em conta as reservas acima referidas, procedeu-se à tentativa de aplicação destes diagramas discriminantes ao nosso estudo. Assim, usando os elementos maiores do diagrama discriminante de BATHIA (1983), verifica-se, no caso da Formação Rio de Onor, que os arenitos

e grauvaques dos Membros França e Vale Andrês se distribuem de modo aleatório pelos campos "Margem Passiva" e "Margem Continental Activa" (Figura 3. 23 A).



$$\text{Função Discriminante 1} = -0,0447\text{SiO}_2 - 0,972\text{TiO}_2 + 0,008\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,267\text{Fe}_2\text{O}_3 + 0,208\text{FeO} - 3,082\text{MnO} + 0,140\text{MgO} + 0,195\text{CaO} + 0,719\text{Na}_2\text{O} - 0,032\text{K}_2\text{O} + 7,510\text{P}_2\text{O}_5 + 0,303$$

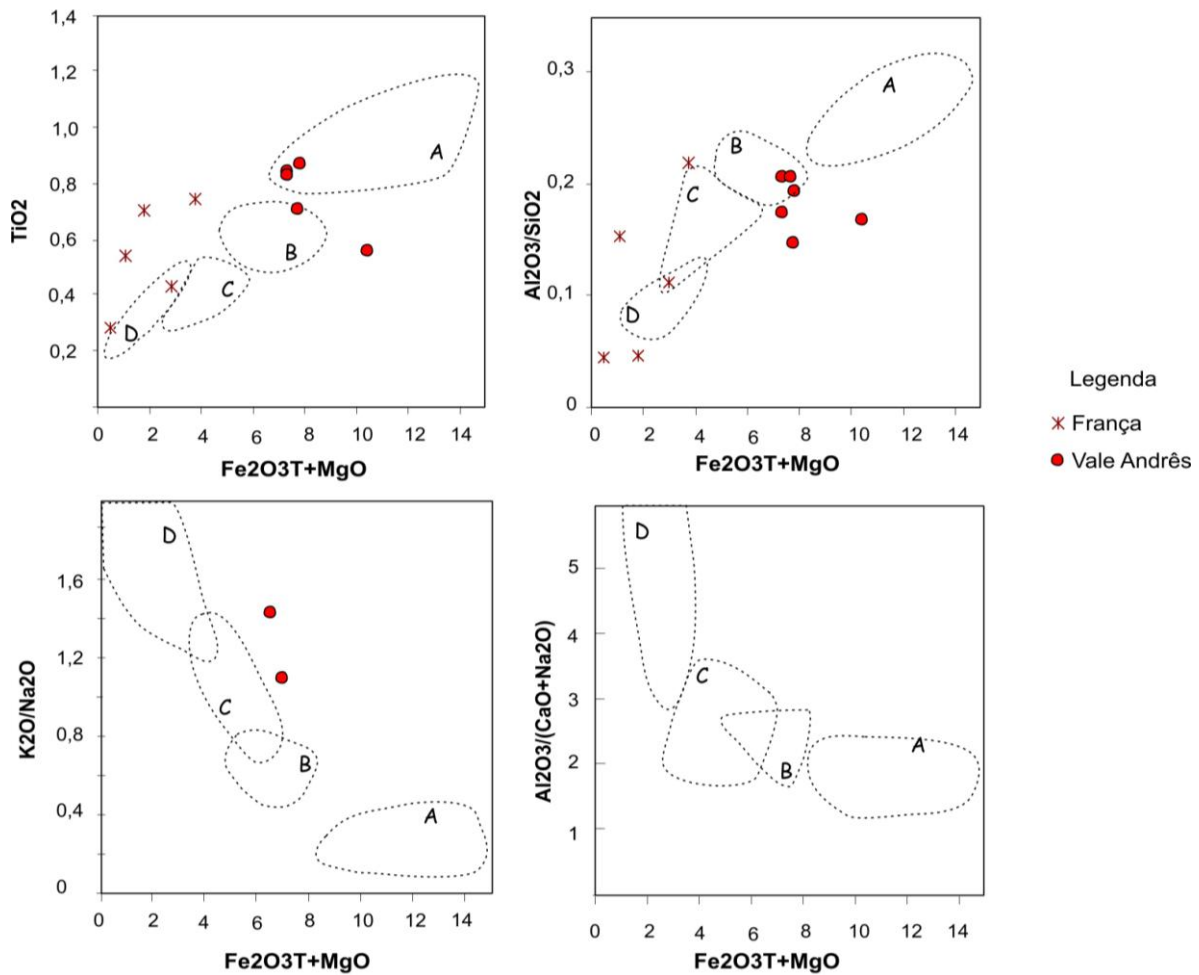
$$\text{Função Discriminante 2} = -0,421\text{SiO}_2 + 1,988\text{TiO}_2 - 0,526\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,551\text{Fe}_2\text{O}_3 - 1,610\text{FeO} + 2,720\text{MnO} + 0,881\text{MgO} - 0,907\text{CaO} - 0,177\text{Na}_2\text{O} - 1,840\text{K}_2\text{O} + 7,244\text{P}_2\text{O}_5 + 43,57$$

Figura 3. 23 - Projecção das amostras dos arenitos das Formações Rio de Onor (A) e Gimonde (B) no diagrama de funções discriminantes (adaptado de BATHIA, 1983).

No caso da Farmação Gimonde (Figura 3. 23B), a presença de grande parte das amostras no campo de "Margem Passiva" não é compatível com os dados de campo que consideram estes metassedimentos como sinorogénicos (RIBEIRO, M.L. & RIBEIRO, A., 1974; MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2008).

Aplicando os diagramas para arenitos, de elementos maiores TiO_2 , $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)$, $(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$ e $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ vs. $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ de BATHIA (1983), constata-se que, no

caso do Formação Rio de Onor, as projecções das amostras de França e Vale André nos gráficos TiO_2 vs. (Fe_2O_3+MgO) e (Al_2O_3/SiO_2) vs. (Fe_2O_3+MgO) sugerem, no caso do Membro França, que o ambiente de deposição terá sido em Margem Passiva (campo D), enquanto que para o Membro Vale André se projectam próximo do campo B (Arco Continental). Duas das amostras de MF (25-96A e 25-96B) têm razões (K_2O/Na_2O) elevadas, a sua projecção ultrapassa os limites dos gráficos originais, embora com valores de Fe_2O_3+MgO no campo "D - margem passiva" (Figura 3. 24).

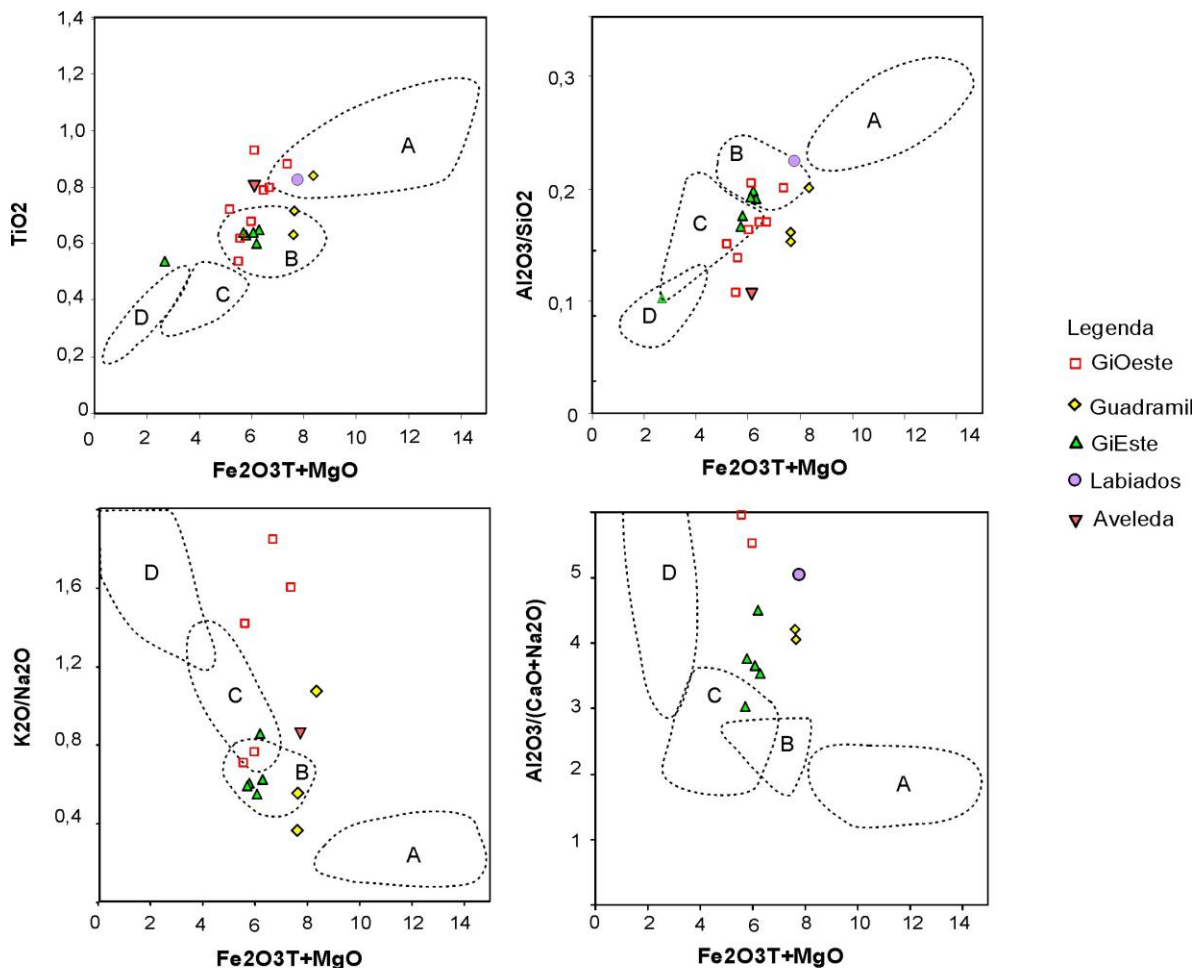


A - Arco Oceânico; B - Arco Continental; C - Margem continental activa; D - Margem passiva.

Figura 3. 24 - Projecção das amostras da Formação Rio de Onor nos Diagramas discriminantes (adaptado de BATHIA, 1983).

Das restantes amostras (25-104A, 25-105A e 39-12A), pelo facto do valor de Na_2O ser inferior ao limite de detecção, a razão K_2O/Na_2O , resulta numa indefinição matemática pelo que não é possível a sua projecção. Quanto à razão $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$, a maior parte das amostras têm valores elevados que ultrapassam os limites dos gráficos originais. A amostra 39-12A, pelo facto de, para além do Na_2O , também o valor de CaO ser abaixo do limite de detecção da FRX, a razão $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$ resulta numa indefinição matemática pelo que não é possível a sua projecção.

No caso da Formação Gimonde é que é possível a aplicação destes diagramas (Figura 3. 25).



A - Arco Oceânico; B - Arco Continental; C - Margem continental activa; D - Margem passiva.

Figura 3. 25 - Projecção das amostras da Formação Gimonde nos Diagramas discriminantes (adaptado de BATHIA, 1983).

Constata-se que há uma tendência para as amostras da Formação Gimonde se localizarem nos campos "Arco Continental" e "Margem Continental Activa" (Figura 3. 25). No caso dos diagramas que entram em linha de conta com os alcalis, dada a sua grande mobilidade nos processos sedimentares, particularmente o Na_2O , as relações $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ e $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$ são bastante elevadas e há uma grande dispersão dos resultados.

Em contrapartida, a aplicação às nossas amostras do diagrama de ROSER & KORSCH (1986), para arenitos e xistos, conjugados com outros diagramas já permite tirar ilações mais consistentes. Neste diagrama $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ vs. SiO_2 , os autores definiram três ambientes tectónicos: Margem continental passiva; margem continental activa; arco insular oceânico (Figura 3. 26). Como recomendado pelos autores, os dados foram recalculados sem perda ao rubro. Nesse estudo, os autores utilizaram conjuntos greso-pelitos em cada uma das seqüências analisadas. No presente estudo não se possuem análises dos pelitos interestratificados com as fácies gresosas. Além disso, atendendo ao facto de algumas amostras apresentarem teores de Na_2O abaixo do limite de detecção da FRX, nem todas as amostras puderam ser projectadas, dado que se obtêm assim valores negativos da razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$.

Mesmo assim, no caso das Formações Rio de Onor e Soutelo, constata-se que as arcoses do Membro França se posicionam no ambiente de "margem continental passiva" enquanto que os pelitos do Membro Igrejas e os arenitos do Membro Vale Andrês se distribuem pelo campo da "margem continental activa" (Figura 3. 26A). Já os pelitos de Soutelo têm uma dispersão pelos

campos "Arco insular" e "Margem continental activa" sugerindo, porventura, o início de um processo colisional. O mesmo se pode inferir dos dados da Formação Gimonde (Figura 3. 26B), que se posicionam no campo de "margem continental activa", sugerindo que tal processo colisional continuasse a decorrer.

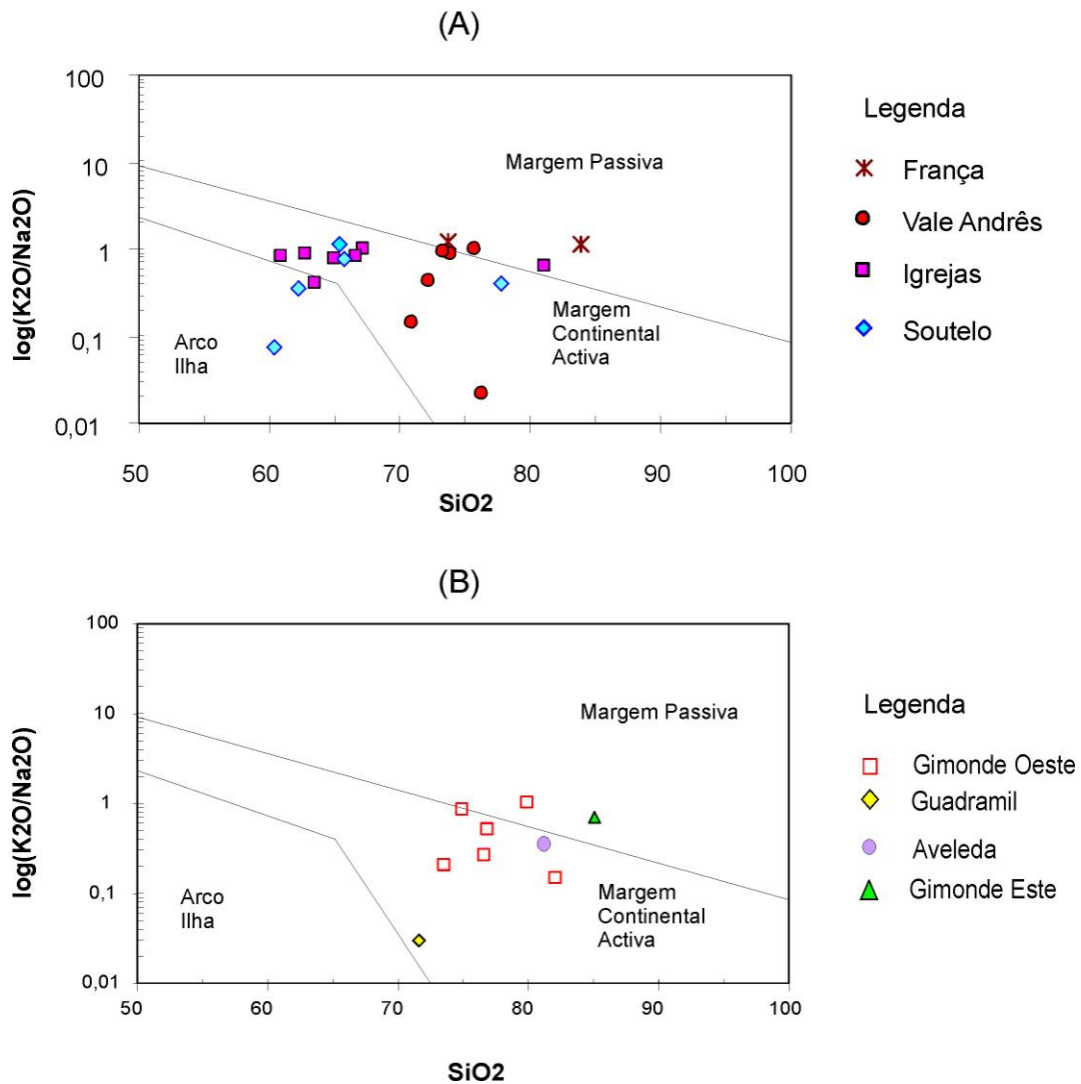
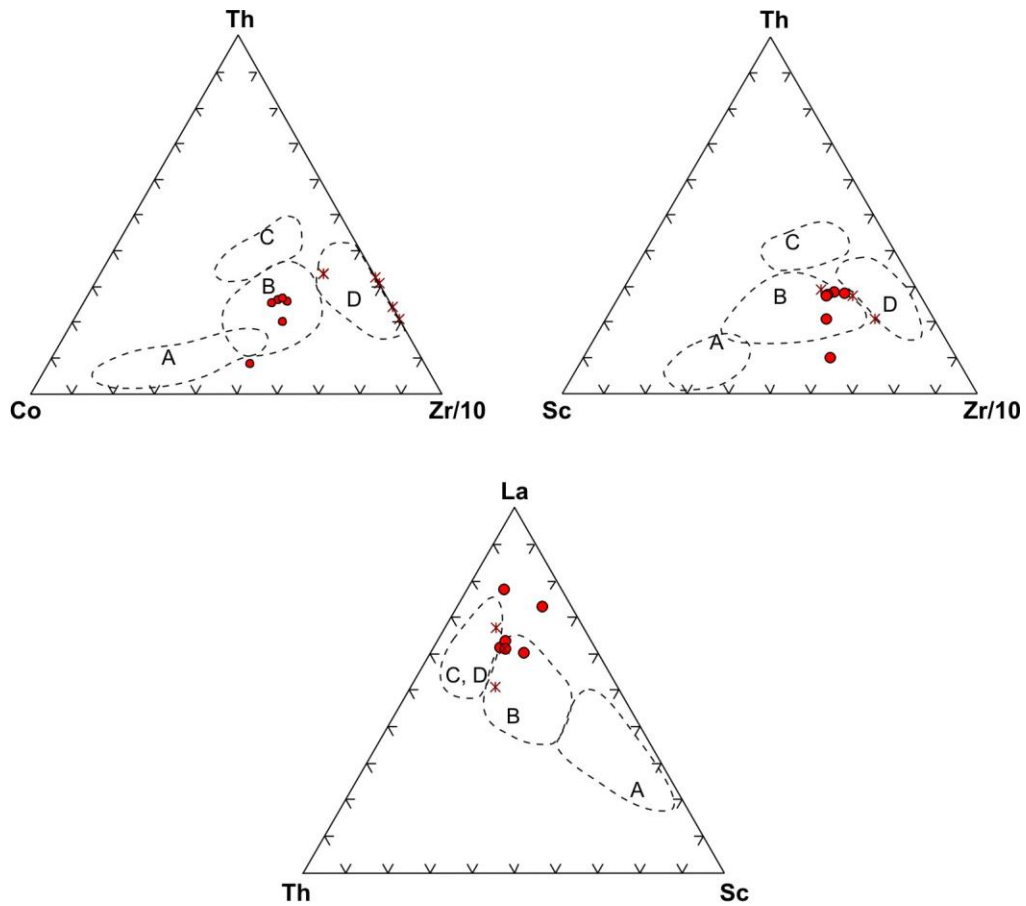


Figura 3. 26 - Diagrama discriminante log (K₂O/Na₂O) vs. SiO₂ (adaptado de ROSER & KROSCH, 1986). (A) - Formações Rio de Onor e Soutelo; (B) Formação Gimonde.

Da análise deste diagrama com os diagramas ternários de BATHIA & CROOK (1986), constata-se um padrão comum que, mesmo tendo presente as reservas de ARMSTONG-ALTRIN & VERMA (2005) quanto à fiabilidade da aplicação dos diagramas discriminantes de BATHIA (1983) e ROSER & KROSCH (1986), deve-se registar e ter em conta.

No caso da Formação Rio de Onor (Figura 3. 27), o Membro França posiciona-se no campo "Margem Continental Passiva" no diagrama Th-Co-Zr/10. Nos restantes diagrama triangulares estas amostras posicionam-se no limite entre "Margem Continental Passiva" e "Arco Insular Continental". Para o Membro Vale Andrês, de fora mais clara, nos três diagramas da Figura 3.26, posicionam-se no campo B, "Arco Insular Continental".

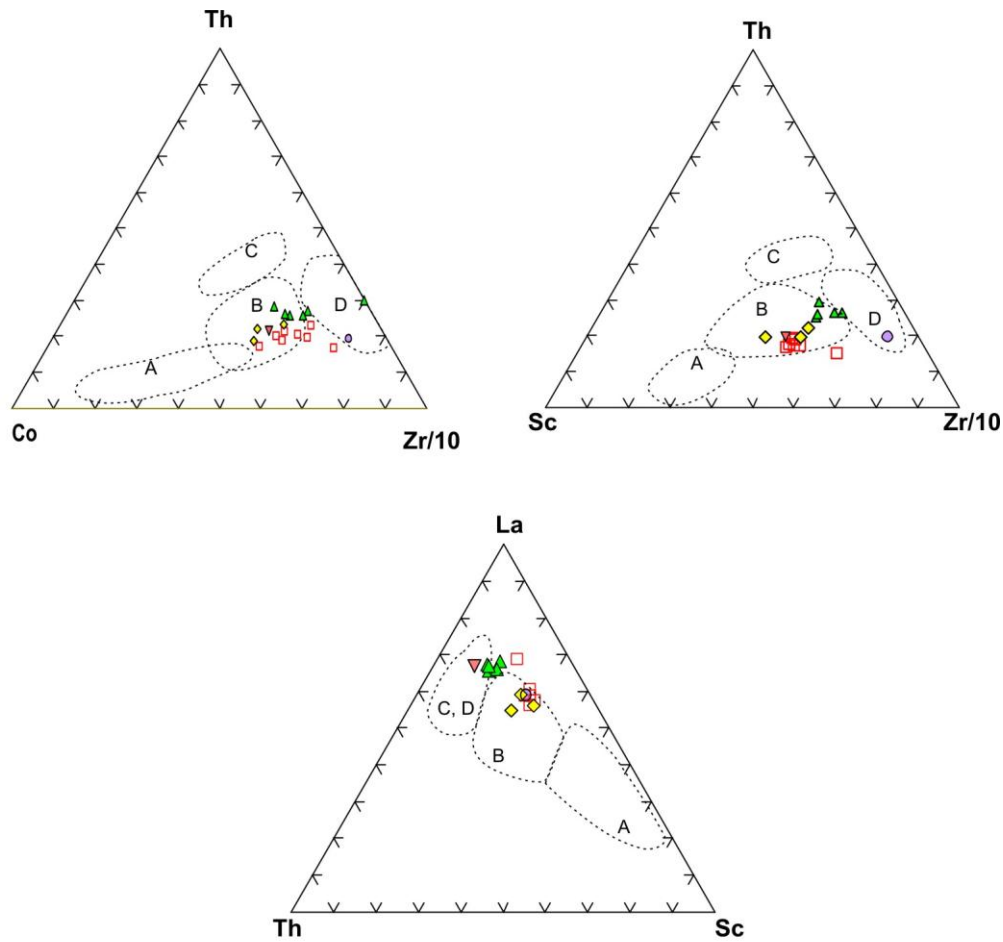


Legenda:

A - Arco Insular Oceânico; B - Arco Insular Continental; C - Margem Continental Activa;
D - Margem Continental Passiva

Figura 3. 27 - Projecção das amostras da Formação Rio de Onor nos Diagramas ternários para a discriminação tectónica (adaptado de BATHIA & CROOK, 1986). Ver legenda na Figura 3. 25A.

Relativamente à Formação Gimonde, as amostras posicionam-se claramente no campo "Arco Insular Continental" (Figura 3. 28). Estes dados são consistentes com a informação dos diagramas de BATHIA (1983) ilustrados nas Figura 3. 25 e Figura 3. 26.



Legenda:

A - Arco Insular Oceânico; B - Arco Insular Continental; C - Margem Continental Activa;
D - Margem Continental Passiva

Figura 3. 28 - Projecção das amostras da Formação Gimonde nos Diagramas ternários discriminantes (adaptado de BATHIA & CROOK, 1986).

Relativamente à proveniência dos sedimentos, ROSER & KORSCH (1988) propuseram diagramas de funções discriminantes elaboradas a partir dos elementos maiores. Projectando nestes diagramas (Figura 3. 29 e Figura 3. 30) os arenitos e grauvaques de Rio de Onor e Gimonde verifica-se, no caso da Formação Rio de Onor, que tanto o Membro França como o Membro Vale Andrês, se posicionam no campo sedimentar em sectores perfeitamente distintos. No caso do Membro França, dado que a sua classificação química indicou natureza arcósica de algumas das amostras (Figura 3.2) seria expectável, nesse caso, o seu posicionamento no campo "origem ígnea félsica" o que não veio a acontecer. Aliás, no diagrama de La Roche o posicionamento e distribuição destas amostras, pelo contrário, sugere um processo evolutivo sedimentar sem contribuição ígnea (Figura 3. 10). No caso do Membro Vale Andrês, já no mesmo diagrama de La Roche (Figura 3. 10), havia indicações claras de um contributo vulcânico para algumas destas amostras desta série, como agora também é sugerido pela proximidade de algumas das amostras do limite do campo de origem ígnea intermédia.

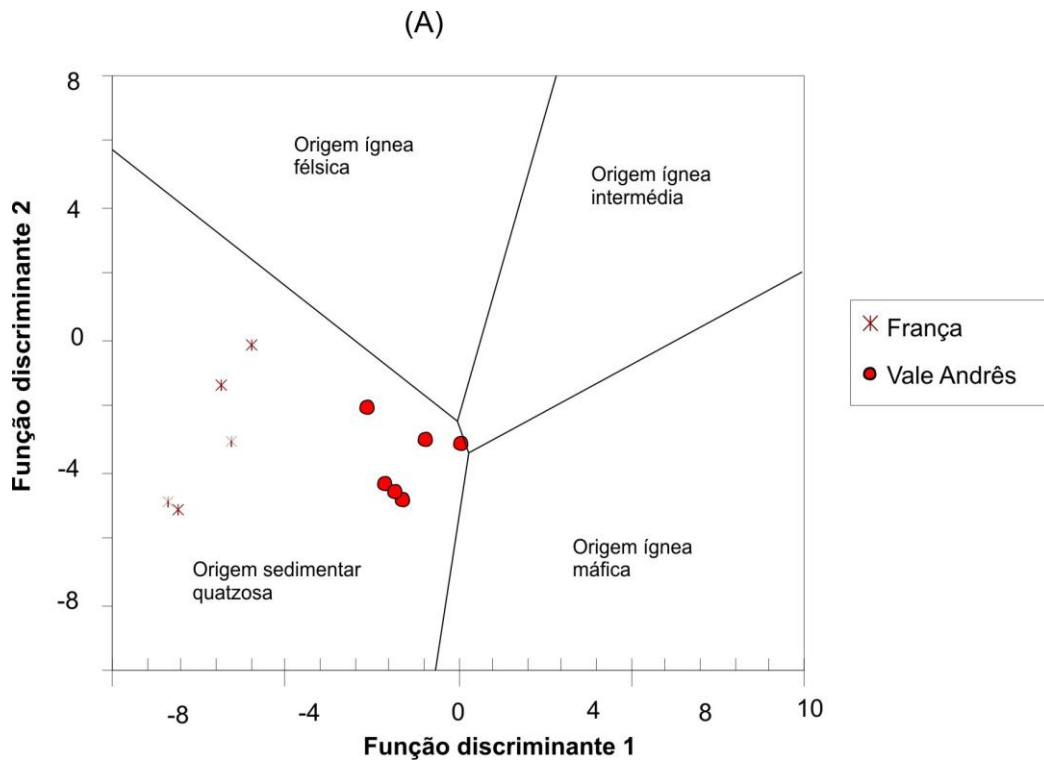


Figura 3. 29 - Diagramas de funções discriminantes para a proveniência de séries areno-silto-argilosas aplicados às Formações Rio de Onor e Soutelo a partir de elementos maiores; função discrim. 1 = $-1.773\text{TiO}_2+0,607\text{Al}_2\text{O}_3+0,7\text{Fe}_2\text{O}_3(t)-1,5\text{MgO}+0,616\text{CaO}+0,509\text{Na}_2\text{O}-1,22\text{K}_2\text{O}-9,09$; função discrim. 2 = $0,44\text{TiO}_2+0,07\text{Al}_2\text{O}_3-0,25\text{Fe}_2\text{O}_3(t)-1,142\text{MgO}+0,438\text{CaO}+1,475\text{Na}_2\text{O}+1,426\text{K}_2\text{O}-6,861$ (adaptado de ROSER & KORSCH, 1988).

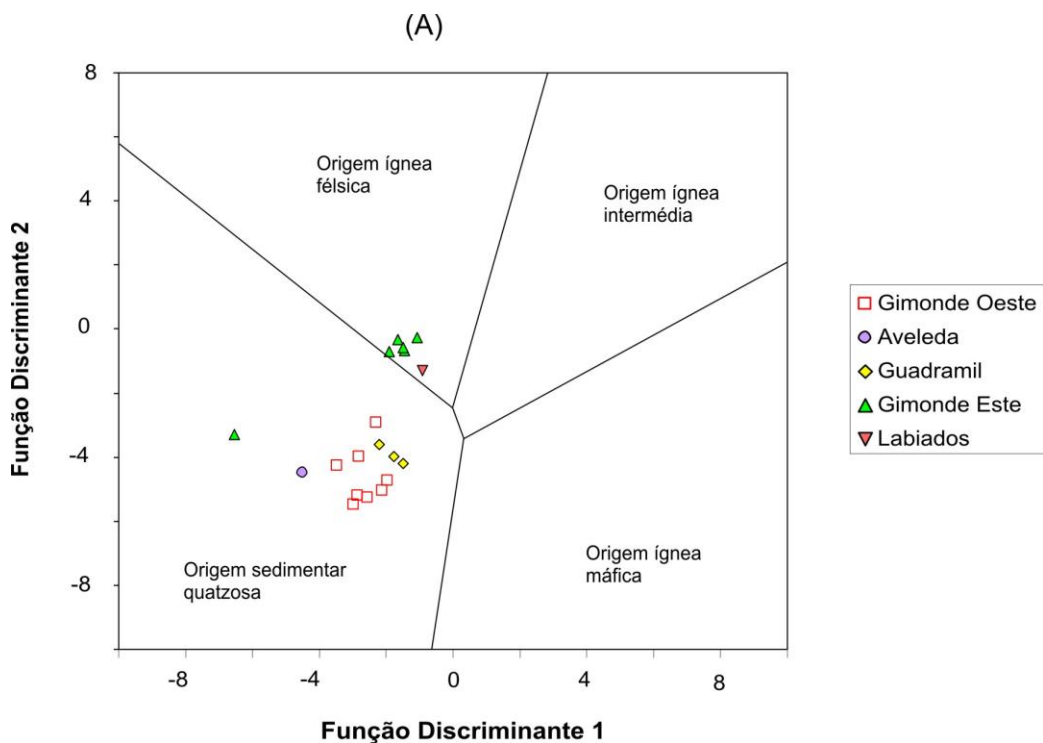


Figura 3. 30- Diagramas de funções discriminantes para a proveniência de séries areno-silteo-argilosas aplicados à Formação Gimonde a partir de elementos maiores; função discrim. 1 = $-1.773\text{TiO}_2+0,607\text{Al}_2\text{O}_3+0,7\text{Fe}_2\text{O}_3(t)-1,5\text{MgO}+0,616\text{CaO}+0,509\text{Na}_2\text{O}-1,22\text{K}_2\text{O}-9,09$; função discrim. 2 = $0,44\text{TiO}_2+0,07\text{Al}_2\text{O}_3-0,25\text{Fe}_2\text{O}_3(t)-1,142\text{MgO}+0,438\text{CaO}+1,475\text{Na}_2\text{O}+1,426\text{K}_2\text{O}-6,861$ (adaptado de ROSER & KORSCH, 1988).

Relativamente à Formação Gimonde (Figura 3.30), também se verifica uma boa correlação destes dados com os diagramas de La Roche antes apresentados (Figura 3.9 e Figura 3.12), onde era claro que algumas das amostras do sector de Gimonde Leste e Labiados tinham significativa componente vulcanogénica.

O facto de haver alguma tendência, particularmente das amostras de Gimonde-Este, em se posicionarem em ambiente de margem continental passiva, pode ser sinal de que estes materiais sejam representativos de uma sedimentação pré-orogénica como sugerido em MARTÍNEZ-CATALÁN *et al.* (2007). Estes autores justificavam a ausência de zircões detríticos quer de idade Greenville, quer Paleozóicos na amostra SO-7, colhida neste sector de Gimonde-Este, como evidência de sedimentos pré-orogénicos. As mesmas ausências de população de zircões foram encontradas em metassedimentos autóctones do NW Peninsular (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2004a).

3.5. CONCLUSÕES. CORRELAÇÃO COM OUTROS ESTUDOS LITOGEOQUÍMICOS DA ZGTM.

Os estudos litogeoquímicos efectuados nestas unidades permitem desde já tecer as seguintes considerações:

1) Os critérios cartográficos para a separação e distinção das unidades cartografadas são validados pelos dados geoquímicos. Os critérios de campo que levaram à definição e subdivisão até à categoria de Membros, como no caso da Formação Rio de Onor, estão geoquimicamente validados, pois apresentam assinaturas químicas distintas;

2) É reforçada e validada pela geoquímica a distinção cartográfica entre os filitos cinzentos do Membro Igrejas e os xistos cloríticos da Formação Soutelo, estes com nítido contributo vulcanogénico;

3) As litologias pelíticas (Formação Rio de Onor-Membro Igrejas e Formação Soutelo) que envolvem o alóctone do maciço de Bragança ocorrem em dois domínios estruturais distintos (parautóctone e alóctone inferior). Cada uma apresenta a mesma assinatura geoquímica independentemente do domínio estrutural, o que sugere, de per si, que farão parte dos mesmos horizontes litoestratigráficos;

4) Quanto ao grau de alterabilidade das rochas protolíticas e do seu grau de alteração química, os dados presentes sugerem que haverá distintas fontes de fornecimento de sedimentos, do grau de alteração do protólito e das condições paleoclimáticas para cada unidade. No caso da Formação Rio de Onor, o MF será formado pelos litótipos provenientes de protólitos mais alterados, relativamente aos restantes membros desta formação (MI e MVA). No caso da Formação Gimonde, sublinha-se as diferenças entre os diversos sectores definidos no terreno, particularmente ao nível dos prováveis protólitos que contribuiram com sedimentos para a sua constituição;

5) Foi detectada uma anomalia negativa em Ce nas amostras de Réfega do Membro Vale Andrês. Tal pode significar especificidades locais de deposição pois que os sedimentos são empobrecidos em Ce em ambiente de sedimentação euxínica.

6) Relativamente às TR, constata-se que cada unidade cartografada tem um padrão próprio, evidenciado quando se considera a sua normalização à Crusta Superior. A normalização ao condrito confirma apenas que as unidades estudadas têm um padrão típico dos sedimentos;

7) Em relação ao contexto geotectónico, o ensaio de aplicação dos diagramas discriminantes de BATHIA (1983), BATHIA & CROOK (1986) e ROSER & KORSCH (1986) nas amostras dos metassedimentos das Formações Rio de Onor, Soutelo e Gimonde apresenta resultados contraditórios, confirmando-se as reservas de ARMSTRONG-ALTRIN & VERMA (2005) relativamente à sua aplicação generalizada. No entanto, no caso da Formação Rio de Onor, os resultados sugerem que haverá contextos geotectónicos distintos, entre os Membros França e

Vale Andrês: enquanto MF apresenta características de deposição em margem passiva, tudo indica que MVA se tenha depositado em margem activa;

8) Relativamente à comparação com outros estudos litogeoquímicos anteriores, particularmente com o sector SW da ZGTM da região de Vila Pouca de Aguiar (RIBEIRO, M.A., 1998), os diferentes critérios cartográficos, as diferenças geoestruturais entre as duas áreas, e as evidentes diferenças de fácies, particularmente em relação ao DEC e o presente sector em estudo, levantam reservas quanto às tentativas de correlação entre estes dois sectores. Comparando os presentes resultados da litogeoquímica dos metassedimentos de Espinhosela - Quintanilha com os resultados do DEC, são evidentes as diferenças entre DEC e Espinhosela - Quintanilha, quer nos elemento-traço quer nas TR. Em suma, para além de domínios estruturais distintos, terão zonas de raízes distintas pois corresponderão a sequências litoestratigráficas também diferentes.

3.6. METAVULCANITOS. CONSIDERAÇÕES PRÉVIAS.

No sector português da sinforma de Alcañices, as primeiras referências à existência de rochas vulcânicas, reportam-se à descrição de "pórfiros graníticos", próximo de Guadramil (GOUVEIA, 1956), mais tarde designados por "pórfiros granodioríticos" (MEDEIROS, 1975). Em RIBEIRO, A. (1974) estas rochas são classificadas de "tufs rhyolitique porphyroides", designação mais consentânea com a génese e o quimismo destas rochas. Nas formações "infraquartzítica" e "supraquartzítica" deste autor, também são assinaladas metavulcanitos extrusivos, essencialmente ácidos. A este vulcanismo sinsedimentar tem sido atribuída uma idade silúrica (RIBEIRO, A., 1974).

Mais a oeste, na região de Vinhais (cartas nº 23 e 36, Esc. 1:25.000), em unidades consideradas, presentemente, como pertencentes ao alóctone inferior, mas na época classificadas de "complexo xistoso, cristalino, ante - ordovícico", foram cartografados, descritos e estudados pela primeira vez, metavulcanitos atribuídos a uma sequência vulcano - sedimentar (PORTUGAL FERREIRA, 1964). Este autor refere pela primeira vez no nordeste transmontano, estruturas macroscópicas que sugerem piroclastitos, bem como outros corpos de metabasitos com carácter intrusivo, do tipo *sill*.

Em Espanha, é conhecida de há muito tempo a existência de rochas metavulcânicas na sequência Silúrica e Ordovícica do Noroeste Peninsular. MATTE (1964, 1968) descreve no sinclinal de Truchas, rochas vulcânicas do Ordovícico Superior (Berouniano), embora seja feita a referência a "volcanisme silurien" no título de um dos trabalhos. Reportando-nos apenas ao Domínio Xistento da Zona Galiza-Trás-os-Montes, são conhecidos desde longa data, os episódios vulcânicos nas suas séries paleozóicas. No sector de Alcañices, GONZÁLEZ CLAVIJO (1997) cita o trabalho de PUIG Y LARRAZ (1883) como o primeiro autor que refere a existência de metavulcanitos, com a descrição dos "Pórfidos de Moldones", próximo desta localidade. Por sua vez, MARTINEZ GARCIA (1972), designou estas rochas vulcânicas por "pórfidos de Figuerueld"; descreve também, próximo de Mahide, metavulcanitos mais tufáceos. Estes pórfiros correspondem, no nosso sector de estudo, aos afloramentos situados próximo da aldeia da Petisqueira, ou seja, ao designado por tufo riolítico porfiróide (RIBEIRO, A., 1974; MEIRELES, 2000b), e no presente trabalho, por riólitos da Petisqueira.

Continuando na sinforma de Alcañices, QUIROGA DE LA VEJA (1981) assinala a existência de escoadas submarinas com estruturas em almofada, características estas, que na opinião de GONZÁLEZ CLAVIJO (1997), não foram, até ao presente, confirmadas para este sector. Nesta sinforma, no sector de Manzanal del Barco, é definida uma unidade vulcano - detrítica caracterizada pela presença de tufos e de rochas básicas com reminiscências de texturas subofíticas (VACAS & MARTÍNEZ CATALÁN, 1987). GALLASTEGUI *et al.* (1988) e ANCOCHEA *et al.*

(1988), referem a existência de traquitos e riólitos no membro vulcano - detrítico do Grupo de Paraño, do sector de Verín.

ANCOCHEA *et al.* (1988) intenta a primeira caracterização geoquímica dos vulcanitos silúricos de três sectores: Cabo Ortegal (sequência silúrica); Verín (metavulcanitos do Grupo de Paraño) e Alcañices. Considera que os principais episódios vulcânicos ocorrem a muro e a tecto da sequência silúrica, fundamentalmente dacitos e riólitos. Além disso, assinala a ocorrência de *sills* de metabasitos. Constata a existência de sequências ígneas complexas bem como uma variação composicional ao longo da sequência metassedimentar silúrica. As rochas ácidas e intermédias, da base, revelam tendência peraluminosa, correspondendo ao tipo calcoalcalino e alto potássio e shoshoníticos, enquanto os elementos traço das rochas básicas sugerem uma equivalência eruptiva a granitóides do tipo A (ANCOCHEA *et al.*, 1988; ARENAS, 1988).

Nos sectores abrangendo o anteriormente designado "Domínio Centro Transmontano" (RIBEIRO, A., 1974), quer no bordo SW do maciço de Bragança, quer em redor do maciço de Morais, são abundantes e expressivas, as manifestações vulcânicas, ácidas e básicas. Em Portugal têm sido desenvolvidos estudos sobre o quimismo e as implicações geotectónicas particularmente nas unidades Centro - Transmontanas da região de Macedo de Cavaleiros, nomeadamente sobre as vulcânicas peralcalinas deste sector (RIBEIRO, M.L., 1986, 1991; PEREIRA, E., *et al.*, 2000). Os estudos de SÁ (1999) e SÁ *et al.* (2000) realizados no alóctone inferior a oeste do Maciço de Morais, confirmaram que este sector pertence à sequência peralcalina do Simplex de Macedo de Cavaleiros e permitiram um refinamento desta sequência litoestratigráfica, tendo sido definidas quinze unidades. Pelo menos seis destas unidades são correlacionadas com as unidades do Grupo Carrapatas (RIBEIRO, M.L., 1986; RIBEIRO, A. *et al.*, 2006); as unidades de Olival das Vinhas, Vale de Pradinhos e Vale do Pombo, são correlacionadas com a Formação Facho (repetição tectónica? Dobramento?); as unidades Cabecinho e Vale da Vila com a Formação Alto de Casais; a unidade Ribeira da Açoreira com a Formação Carrapatas.

É de realçar que estas litologias de Macedo de Cavaleiros são perfeitamente distintas das restantes grandes manchas de vulcanismo das unidades consideradas como do Complexo Vulcano - Sedimentar do alóctone inferior que rodeia os Maciços de Bragança e de Morais, que são, por sua vez, semelhantes às litologias agora estudadas. Acresce dizer que, até ao momento, estudos consistentes sobre estas vulcânicas, em Portugal, eram escassos ou mesmo inexistentes.

Nos levantamentos realizados para o Projecto Nacional de Cartografia Geológica 1:50.000, do Instituto Geológico e Mineiro (I.G.M.), Folhas 3D (Espinhosela) e 4C (Deilão), foram cartografadas novas ocorrências de vulcanitos (MEIRELES, 2000a e 2000b), nomeadamente os termos básicos perto de Carragosa e anteriormente incluídos numa escama tectónica do "Complexe Volcano-silicieux" do Centrotransmontano (RIBEIRO, A., 1974). Na notícia explicativa que acompanha a Folha 3D (Espinhosela), já é feita uma chamada de atenção para a semelhança litológica entre a "formation supraquartzitique" do Domínio do Douro Inferior, e este "complexe volcano - silicieux" do Centro-transmontano (MEIRELES, 2000a), no sector a norte do maciço alóctone de Bragança. Por isso mesmo estas unidades passaram a ser consideradas como parte integrante das unidades parautóctones (MEIRELES, 2000a). Com base nos dados de cartografia já realizados no flanco SW do Maciço de Bragança, estendeu-se este critério a todo o CVS do alóctone inferior que rodeia o Maciço de Bragança (Folhas nº 10, 36, 37 e 38 da Carta Militar de Portugal, escala 1:25.000).

3.6.1. DESCRIÇÃO DOS METAVULCANITOS DA FORMAÇÃO SOUTELO (SECTOR DE ESPINHOSELA).

Como referido no capítulo anterior, a unidade francamente vulcano - sedimentar é a Formação Soutelo. Associados e intercalados nos filitos sericitico - cloríticos desta unidade há todo um conjunto de manifestações vulcânicas, desde rochas vulcânicas, subvulcânicas e/ou intrusivas, a vulcanoclásticas, acompanhadas de tufitos e epiclastitos bem como profusos níveis de xistos hematíticos ("borra-de-vinho") típicos de vulcanismo submarino e subaéreo. Os estudos cartográficos já evidenciavam uma maior diversidade de litótipos, nomeadamente no sector entre Carragosa e Cova da Lua, onde ocorre a maior parte dos corpos vulcânicos básicos, cartografadas pela primeira vez aquando dos levantamentos para a Folha 3D (Espinhosela) da Carta Geológica de Portugal, à escala 1:50.000 (MEIRELES, 2000a). Os actuais estudos preliminares de petrografia e geoquímica permitem a sua separação cartográfica em função do seu quimismo e textura, confirmando que as manifestações vulcânicas nos metassedimentos do sector nordeste envolvente do maciço de Bragança vão desde os termos de quimismo mais básico (basaltos), passando pelos termos intermédios (andesitos), ao mais ácido (riodacitos e riólitos) ou seja, definindo uma "suite" magmática completa.

Neste conjunto de manifestações vulcânicas procurou-se distinguir os corpos claramente subvulcânicos (básicos, intermédios e ácidos), alguns claramente intrusivos (diques ou definindo pequenos domos, lacólitos) juntamente com corpos estratoconformes (*sills* e soleiras), das demais rochas vulcanoclásticas (piroclastitos e epiclastitos) segundo os critérios e as recomendações expressas pela IUGS (SCHMID, 1981) e pelo "*Classification of igneous rocks*" do British Geological Survey (GILLESPIE & STYLES, 1999).

Como já referido no capítulo anterior, quanto às ocorrências escassas de metavulcanitos na Formação Rio de Onor (fundamentalmente epiclastitos e piroclastitos), são consideradas como fazendo parte da Formação Soutelo. Seria de esperar que se existissem dois episódios vulcânicos distintos teria que haver diferenças no quimismo, o que não se verifica. Assim, todas as ocorrências vulcânicas são consideradas como fazendo parte da Formação Soutelo. O contacto entre estas duas unidades, Rio de Onor e Soutelo, corresponderá, pelo menos a uma paraconformidade, porventura a uma discordância.

3.6.1.1. - METAVULCANITOS BÁSICOS

Basaltos de Carragosa - A maior parte destas rochas básicas situam-se nas proximidades de Carragosa (Figura 3. 31). Ocorrem mais três corpos desta natureza: entre Vilarinho e Cova da Lua; 1 km a norte de Fontes de Transbaceiro e 1 km a sul de Avelada. Trata-se de corpos de forma lenticular, estratoconformes, intercalados com xistos verdes, cloríticos, e xistos "borra-de-vinho"; as vulcânicas ácidas são escassas neste sector. Próximo de Carragosa observam-se nos xistos, dobras subverticais da D₃ Varisca a afectar as clivagens anteriores (D₁/D₂); tal sugere que possam ser os mesmos níveis dobrados, de xistos e da escoada ou soleira vulcânica.

Macroscopicamente, são rochas melanocráticas, de cor verde escura, afaníticas, por vezes com laivos avermelhados de óxidos de ferro e com aspectos brechificados (superfícies de arrefecimento das escoadas?). Microscopicamente, a textura mais habitual é a "dolerítica" ou intersectal com fenocristais de (olivina?), piroxena e epidoto, numa matriz fundamentalmente formada por ripas de plagioclase. No caso da amostra 24-108R (Figura 3. 31), pode observar-se três tipos de texturas ígneas: pela observação macroscópica da amostra de mão, constata-se que a fácies mais fina, afanítica, é cortada por material básico mais grosseiro, fanerítica. Ao microscópio observa-se que essa fácies afanítica, que terá sido a primeira a formar-se, apresenta uma textura felsítica (microlítica?) com fenocristais idiomórficos, fundamentalmente de feldspato e raros de olivina numa matriz criptocristalina, feldspática

(Estampa 3.3a); a segunda textura, do tipo intersticial com ripas de plagioclase onde ocorre olivina (Estampa 3.3.b); o terceiro tipo, intergranular "dolerítica" onde se observam três tipos de plagioclase: plagioclase 1, em cristais hipidiomórficos e associada aos cristais de olivina; plagioclase 2, de cristais hipidiomórficos, mais curtos, associada às piroxenas; plagioclase 3, xenomórfica, dispersa na matriz (Estampa 3.3c). Em todas as texturas, particularmente nos dois primeiros casos, ocorre clorite a preencher espaços irregulares ou de forma aproximadamente elipsoidal (vesículas preenchidas por material de alteração hidrotermal?). Zircão e esfena ocorrem como acessórios. Como secundário, para além da clorite, ocorre abundante calcite nas três texturas.

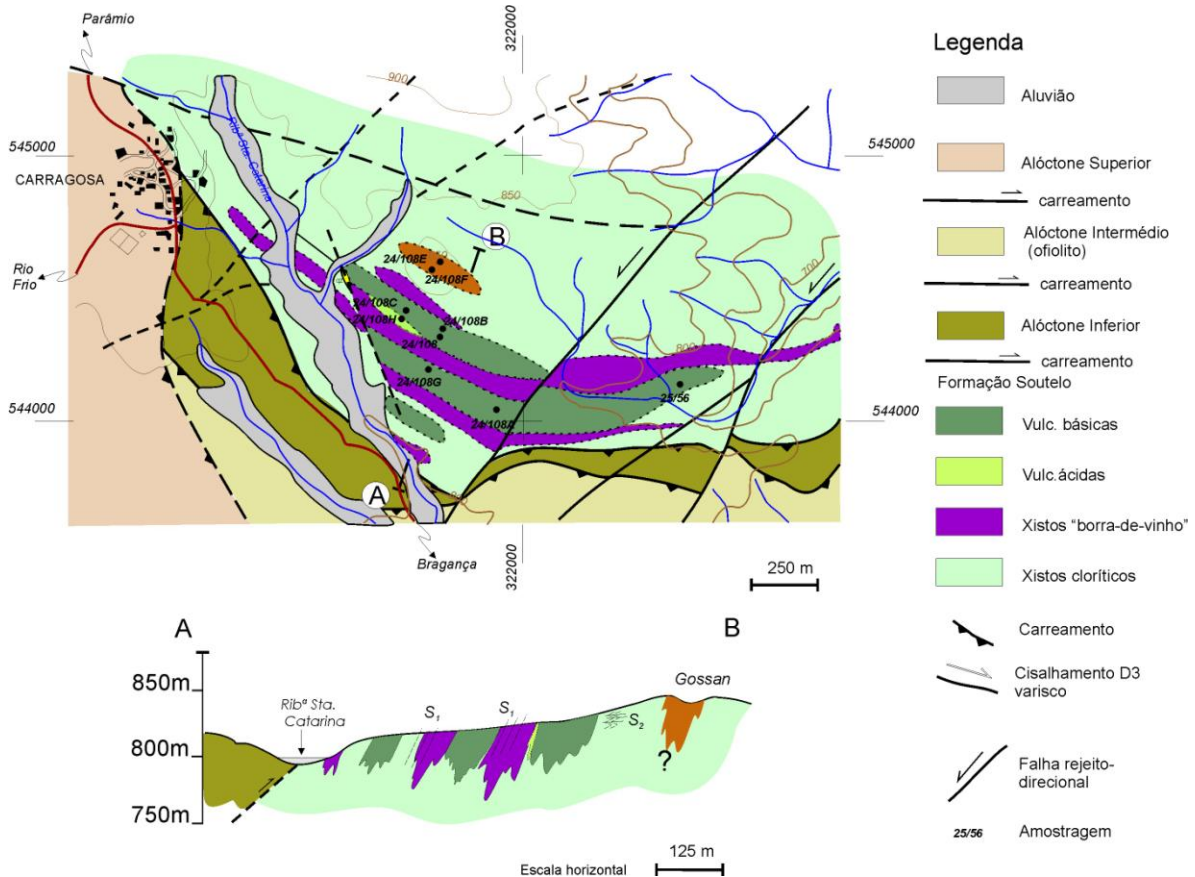


Figura 3. 31 - Localização dos principais afloramentos dos basaltos de Carragosa. Perfil interpretativo da estrutura. Base topográfica adaptada Carta Militar nº 24 (Vila Verde, Vinhais, esc. 1:25.000).

Outros aspectos que sugerem a existência de escoadas de lavas, observam-se nas amostras 24-108B, 24-108G e 24-108H por exemplo. Macroscopicamente, no caso da amostra 24-108B, trata-se de uma rocha compacta, melanocrática e afanítica onde se realçam agregados arredondados mais claros. Ao microscópio, estes agregados, correspondem a esferólitos e estão preenchidos por plagioclase muito alterada (zeólitos?). Além disso, observam-se fenocristais de olivina e epidoto. Na matriz, de aspecto turvo, criptocrystalina, abunda a esfena e por vezes destaca-se plagioclase de contornos mal definidos. A clorite, abundante, preenche cavidades irregulares, em concreções, dando uma estrutura interna em rosáceas. A amostra 24-108G foi colhida no que, no campo, sugeria ser a base de uma escoada. Como se pode observar na lâmina (Estampa 3.4a) uma matriz fina, cumulática (fácies glomeroporfirítica), assenta sobre um nível enriquecido em clorite e esfena. Para o topo (canto superior esquerdo da lâmina) é nítida a textura interstetal, ofítica da escoada. No pormenor, em baixo à esquerda, observa-se figuras de carga do cumulado feldspático, já como solidus, a

desenvolverem-se sobre os filossilicatos enriquecidos em fluidos, indicando o sentido da deposição do magma. A partir desta interface, brechificando o cumulado feldspático ascendem vénulas onde cristaliza a calcite e clorite (Estampa 3.4b). À esquerda de uma destas vénulas (Estampa 3.4a), ocorre um agregado de clorite, sugerindo pelo contorno, a substituição de olivina, que parece ocorrer como relíquia no seio da clorite, como se pode observar no pormenor (Estampa 3.4c).

3.6.1.2. - METAVULCANITOS INTERMÉDIOS

A maior parte destas rochas ocorre a norte de Carragosa, entre esta aldeia e Cova da Lua (Figura 3. 32). A outra ocorrência situa-se a norte de Rabal. São corpos de forma lenticular, estratoconformes, intercalados com xistos verdes, cloríticos, e xistos "borra-de-vinho". São rochas melanocráticas, de cor verde escura, de textura afanítica onde por vezes se observam pontuações milimétricas de minerais máficos.

Ao microscópio (Estampa 3.5) observa-se uma textura microporfíritica a microlítica numa matriz do tipo intersticial formada por ripas de plagioclase (Amostra 24-85) ou, por alteração, uma matriz sercítica - clorítica. Além dos fenocristais de piroxena, ocorre também fenocristais de feldspato. Nesta amostra há duas gerações de feldspatos: os fenocristais maclados e outros mais pequenos, em ripas, na matriz. Os fenocristais de piroxena são de augite (idiomórficos a subidiomórficos), quer em cristais isolados, quer em aglomerados. Ocorre quartzo xenomórfico na matriz. A preencher espaços vazios, vesiculares, ocorre clorite brotióidal. O afloramento de Rabal apresenta forte alteração, com abundante epidoto, clorite e óxidos de ferro. Está-se pois em presença de lavas andesíticas, mais concretamente andesitos piroxénicos (amostras 24-85; 24-90A e 25-48, Anexo IV).

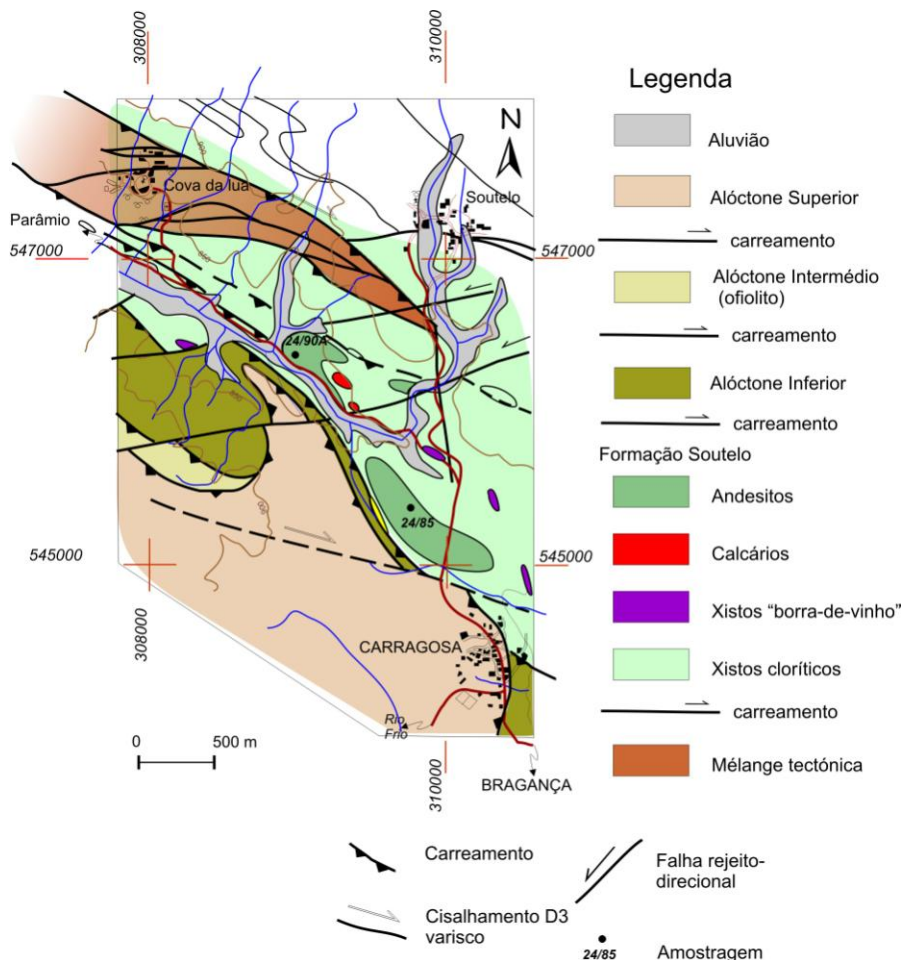


Figura 3. 32 - Esboço geológico do sector Carragosa - Cova da Lua. Localização dos principais afloramentos andesíticos. Base topográfica adaptada da Carta Militar nº 24 (Vila Verde, Vinhais, esc. 1:25.000).

3.6.1.3. METAVULCANITOS ÁCIDOS

Pórfiros da Petisqueira - Estas rochas ocorrem a WNW da Petisqueira, entre a estrada de Guadramil - Bragança e esta povoação, próximo da fronteira espanhola (Figura 3. 33). Foram identificados em Portugal, pela primeira vez, como "pórfiro granodiorítico" (MEDEIROS, 1975). Posteriormente, em RIBEIRO; A. (1974), como "metavolcanite acide, intrusive". Definem um horizonte que se estende para Espanha, sendo equivalentes aos Porfiros de Moldones (GONZALEZ CLAVIJO, 1997, 2006), também designados por "metavolcanitas de Figueruela - Riomanzanas" (MONTERO *et al.*, 1992). Ocorre também, próximo de Guadramil, um pequeno afloramento destes pórfiros riolíticos. Regra geral são estratoconformes. No principal afloramento do v. g. Fiães é possível constatar alguns indícios de que se trata de corpos subvulcânicos. Este corpo ígneo é suficientemente extenso para apresentar uma variação interna, típica de um domo riolítico (Figura 3. 33). Assim, no corte da estrada Guadramil - Bragança, pode observar-se na sua base, a presença de um "stockwork" significativo, com abundante óxido de manganês, bem como uma evidente textura porfírica, com fenocristais de feldspato de 1cm de comprimento. À medida que nos afastamos deste foco de alimentação, a granulometria do riólito vai diminuindo (fenocristais de cerca de 1mm), até apresentar uma textura quase completamente afanítica (Estampa 3.6).

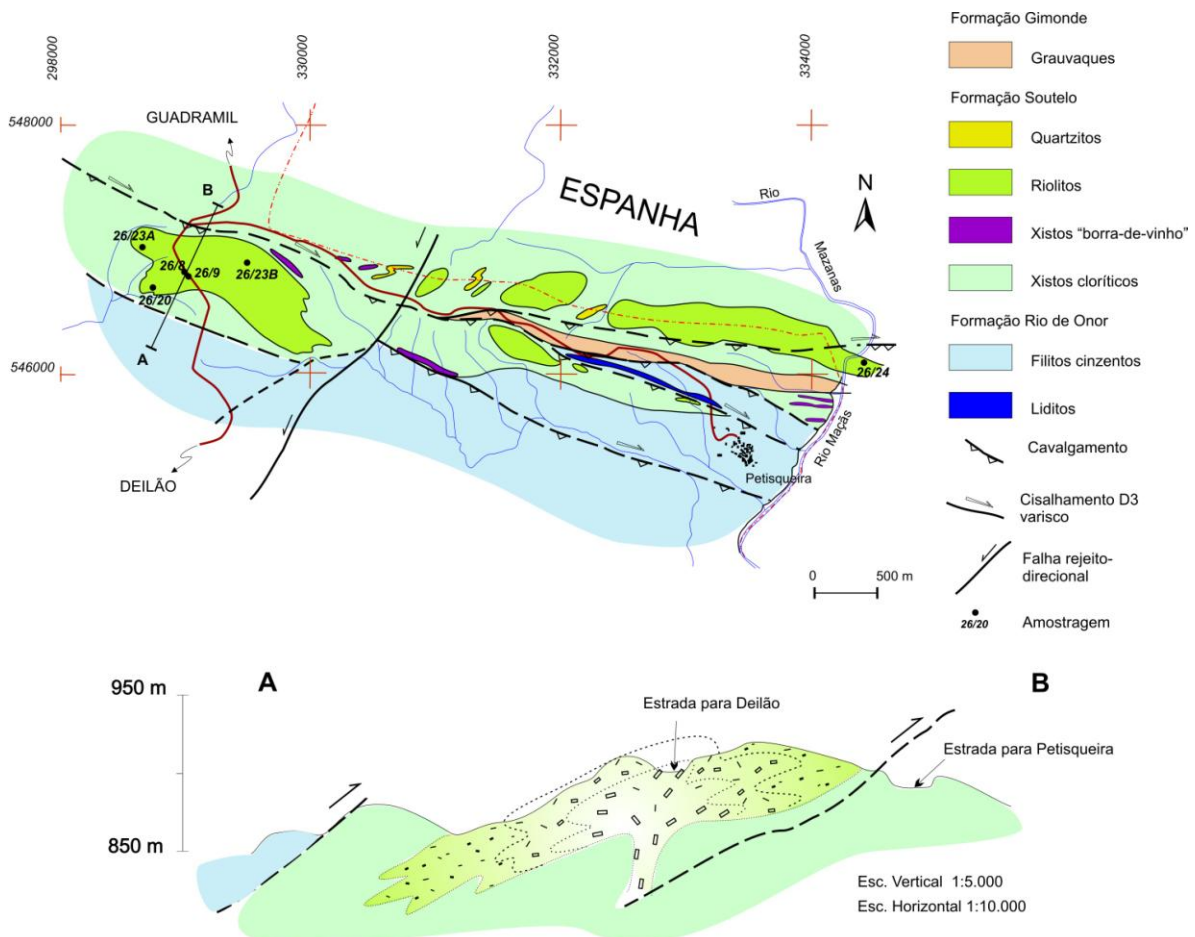


Figura 3. 33 - Esboço geológico dos riólitos da Petisqueira. Base topográfica adaptada da Carta Militar nº 26 (Deilão, Bragança), esc. 1:25.000.

No corte AB da Figura 3. 33, está representado esquematicamente o corpo riolítico. As observações de campo sugerem que a fácies mais fina, mais periférica, corresponderia aos primeiros impulsos magmáticos. A fácies porfiróide, próximo do canal de alimentação será a mais tardia. Este é um processo que sugere o descrito em BUSBY (2005) em que erupções ácidas a grande profundidade de coluna de água (> 1Km) têm comportamentos efusivos.

Ao microscópio, apresenta uma textura porfirítica com fenocristais de feldspato K e de quartzo dispersos numa matriz criptocristalina, escura, siliciosa. Os fenocristais de quartzo são geralmente idiomórficos e hipidiomórficos mais raramente xenomórficos. Os golfos de corrosão característicos no quartzo são frequentes. Os fenocristais de feldspato K são idiomórficos, também com golfos de corrosão. Frequentemente maclados (maclas de Carlsbad), os aspectos pertíticos são comuns. Os filossilicatos são raros, alguma biotite alterada com orlas de óxidos de ferro abundantes.

Foram reconhecidos e cartografados outros afloramentos de metavulcanitos ácidos ligeiramente distintos. Macroscopicamente são rochas afaníticas, ácidas. O afloramento maior ocorre na encosta ocidental do vale do Rio Baceiro, no topónimo Poulos. Trata-se de um afloramento alongado com 600 m x 100 m, de orientação N140° (amostra 11-8, Carta nº 11, coord. M= 305080; P= 551040). Macroscopicamente é uma rocha siliciosa, de cor rosada, com forte brechificação com veios siliciosos e limoníticos. Outro afloramento semelhante ocorre 1 Km SW de Aveleda (Amostra 25-89A, coord. M= 318200; P= 546500), associado a vulcânicas básicas. Trata-se de uma rocha siliciosa, de cor creme, intensamente brechificada. Os veionetos são preenchidos por limonite. Ao microscópio constata-se que estas rochas são microporfiríticas, fundamentalmente formadas por uma matriz equigranular, microcristalina a criptocristalina siliciosa e clorítica onde se destacam raros fenocristais de quartzo e plagioclase (amostra 11-8). No caso desta amostra são abundantes os veionetos mais tardios de quartzo e plagioclase (albite) e clorite. No caso da amostra 25-89A, os fenocristais idiomórficos a subidiomórficos, fundamentalmente de feldspato K, são mais abundantes. A matriz tem o mesmo aspecto de desvitrificação. Como acessórios, são abundantes a pirite e óxidos de ferro.

Diques riodacíticos - Na encosta do Rio Maças, próximo do Moínho de Vila Meã (Carta Militar nº 26, esc. 1:25.000), foram reconhecidos pelo menos dois diques porfiríticos que cortam os pelitos e liditos do Membro Igrejas (Estampa 3.7). São estruturas filoneanas, com pouco mais de 1 - 2 m de possança. Apresentam uma clivagem grosseira interna paralela aos planos de contacto (Estampa 3.7), atribuída à afectação da D₁ Varisca. Trata-se de um dique ácido, de grão grosseiro (Amostra 26-27), constituído por clastos de 2 mm até 5mm de diâmetro. Os fenocristais de quartzo apresentam forma xenomórfica; raramente subidiomórfica, com os típicos golfos de corrosão (quartzo riolítico). Por vezes, os cristais maiores estão cataclasados, com preenchimento do espaço por material criptocristalino semelhante à matriz. Nos fenocristais de feldspato K é habitual a macla em baioneta, com a substituição da ortose por albite. Apresentam também golfos de corrosão. A clorite aparece em cristais subidiomórficos a substituir biotite com óxidos de ferro nos planos de clivagem dos minerais e a preencher espaços irregulares (vacúolos?) em pequenos novelos; como acessório ocorre zircão idiomórfico. A matriz, criptocristalina apresenta o aspecto recristalizado típico destas rochas. Estes diques são aqui interpretados como canais de alimentação do vulcanismo extrusivo da Formação Soutelo.

Traquitos de Sacóias - a presença de traquitos no sector português da sinforma de Alcañices foi reconhecida pela primeira vez em MEIRELES (2000a). Ocorrem exclusivamente na Formação Soutelo, desde Varge a Babe, definindo um alinhamento N110°. No sector ocidental da falha de BVM, ocorre outro corpo traquítico, próximo da fronteira, junto ao v.g. Redaira. Há

evidências de que se trata de corpos subvulcânicos, pequenos domos do tipo lacólito, como observado no domo de Sacóias (Estampa 3.8).

São, regra geral, rochas maciças, homogêneas, aparentemente de grão fino, mas onde uma observação mais atenta revela a existência, em algumas das ocorrências, de fenocristais de feldspatos que mal se destacam da matriz fina, afanítica. Apresentam uma característica cor que vai do rosa ao castanho, com laivos púrpura. No caso dos afloramentos de Sacóias, nos xistos cloríticos e xistos "borra-de-vinho" envolventes, foi anotada a abundância de veios e filões carbonatados de tal modo que foi possível cartografar esta auréola hidrotermal (Figura 3. 34).

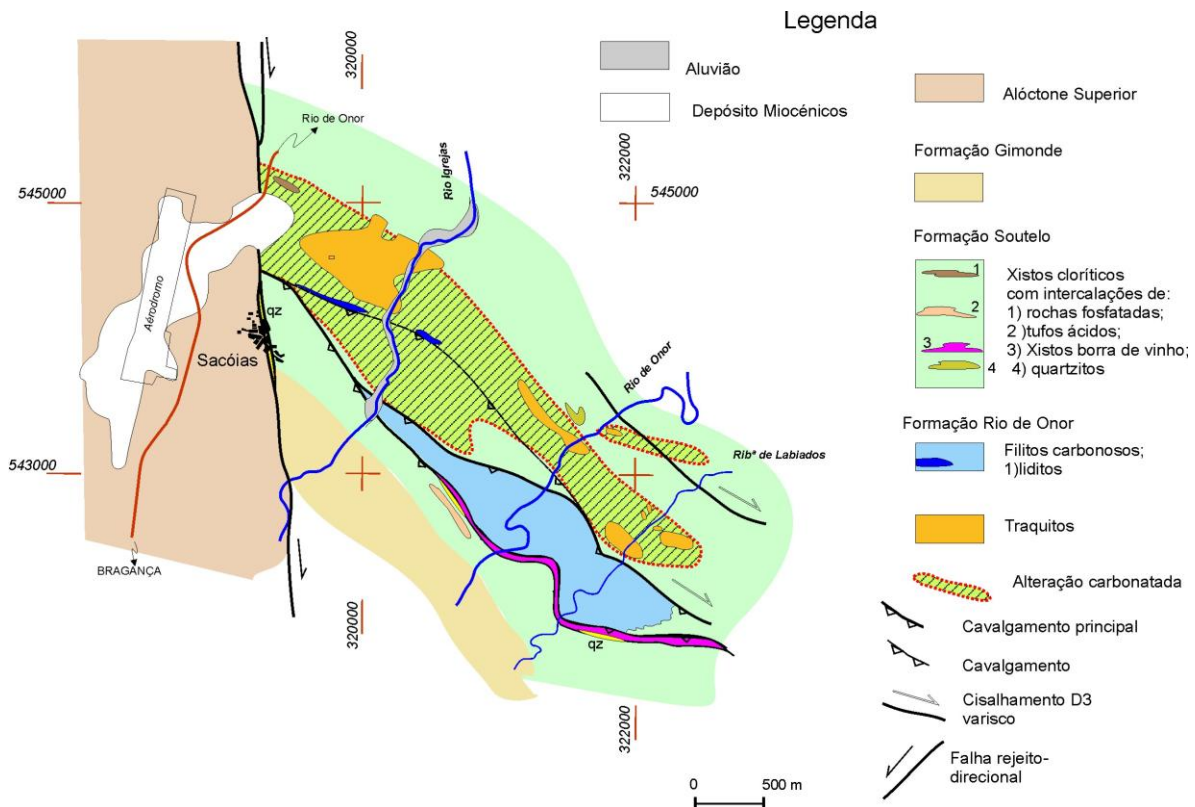


Figura 3. 34 - Esboço geológico dos afloramentos traquíticos de Sacóias - Labiados. Base topográfica adaptada da Carta Militar nº 25 (Aveleda), esc. 1:25.000.

São frequentes as pontuações de óxidos de ferro (limonite) e disseminações de sulfuretos nestas rochas. Ao microscópio revelam a característica textura traquítica, na matriz (Estampa 3.9a, b), com o arranjo de cristais alongados de feldspato K (sanidina?) e plagioclase dispostos em camadas, indicando o sentido de fluxo magmático. Os fenocristais são de ortose, muitas das vezes com aspectos peritéticos de substituição da ortose por albite. O quartzo é raro e disperso na matriz. Observa-se por vezes, que o próprio fluxo está afectado por dobramentos coevos da instalação magmática, como é notório na amostra 11-10 (Estampa 3.8c).

3.6.1.4. ROCHAS VULCANOCLÁSTICAS.

Por rocha vulcanoclástica, entende-se "todo o conjunto de materiais formadas em parte ou no todo, por fragmentos vulcânicos gerados por vários processos (piroclásticos, hidroclásticos, epiclásticos, autoclásticos), deslocados por qualquer mecanismo de transporte, depositados em qualquer ambiente fisiogeográfico ou misturados com qualquer outro tipo de material vulcanoclástico ou com outro tipo de materiais não vulcânicos em qualquer proporção" (FISHER, 1961; FISHER & SMITH, 1991, in GILLESPIE & STYLES, 1999). Para estes autores uma rocha vulcanoclástica é toda aquela que apresentar mais de 10% do seu volume em material vulcânico.

Relativamente às ocorrências vulcanoclásticas na área, foram reconhecidos piroclastitos (Estampa 3.10) e epiclastitos. Quanto aos piroclastitos francos, subdividem-se em materiais de quimismo ácido e intermédio. Neste sector o quimismo ácido é o mais expressivo. A principal ocorrência corresponde a um tufo porfiróide, grosseiro, em extensas manchas quilométricas (amostras 11-7; 11-3; 11-11; 11-47, 24-138; 25-54A). Ocorre fundamentalmente em dois sectores: 1) o grande afloramento de Soutelo que desta localidade se estende para NW até à Serra da Escusaña, junto da fronteira espanhola. Tufo idêntico ocorre mais a oeste próximo do v.g. Redaria; 2) afloramentos de S. Julião dos Palácios, entre a Ribeira de Labiados e o Rio Maçãs estendendo-se para Espanha. Há depois pequenos afloramentos, como na vertente sul da Rib^a da Gúndia (Folha nº 25, Aveleda), afloramento de tufo médio - grosseiro de 300 m de comprimento por 50 m de largo. Trata-se de uma rocha vulcânica de grão médio a grosseiro, de cor beje, com uma clivagem S_1 grosseira, definida pela matriz filítica, a rodear e contornar os cristais de quartzo e feldspato (5 - 6 mm). Apresenta abundantes disseminações de pontuações limoníticas ("bow-work" de pirite).

Ao microscópio revela uma textura hialocristalina porfirítica com fenocristais de feldspato K (microclina frequente) e de quartzo, numa matriz afanítica essencialmente constituída por mica branca, quartzo e feldspatos. Os fenocristais são fundamentalmente xenomórficos, mas também ocorrem cristais idiomórficos e sub-idiomórficos: Os golfos de corrosão são frequentes, especialmente nos cristais de quartzo.

Em termos de expressão cartográfica, seguem-se por ordem decrescente de importância, os afloramentos de vulcanitos a oeste de Rabal (amostras 25-32 e 25-33), Aveleda (amostra 25-63) e de França (amostra 25-30). Os vulcanoclastitos de Rabal e de Aveleda são tufo porfiróides, cinzentos, com fenocristais de feldspato (4-5 mm), numa matriz fina, onde os ferromagnesianos predominam. Ao microscópio observa-se que os fenoclastos são fundamentalmente de feldspato, quartzo e clorite por substituição de anfíbola (pseudomorfose). Os feldspatos apresentam formas anédricas a subédricas, por vezes com aspectos de corrosão frequentes e também cataclados. Frequentemente apresentam-se pertíticos (*strings* e *spots*). De realçar a existência formas esféricas sugerindo vacúolos preenchidas por material criptocristalino, semelhante à matriz. O quartzo ocorre xenomórfico e com belos exemplos de golfos de corrosão, raramente se apresenta idiomórfico. Tal como os feldspatos, muitos dos clastos e cristais estão cataclados, com os veionetos preenchidos por clorite. Também apresentam inclusões de "gotas", preenchidas por clorite e material quartzo-feldspático, criptocristalino. Quanto à clorite, ocorre em fenocristais hipidiomórficos, com opacos abundantes nos limites dos cristais, provavelmente como resultado da alteração de anfíbolos; nas inclusões de forma de gotas nos quartzos e feldspatos; em cristais de forma irregular, a preencher espaços vazios; e dispersa na matriz criptocristalina. São raros os elementos líticos, vulcânicos. Como acessório principal ocorre zircão.

Os afloramentos mais importantes de rochas piroclásticas de quimismo intermédio ocorrem a NE da Aveleda, próximo do v. g. Roela (Estampa 3.11a). Tratam-se de duas extensas lentículas de 1 km de comprimento, subparalelas e estratoconformes. A sua espessura varia entre os 50 m e os 100 m. No terreno não foram observadas variações significativas na granularidade destas lentículas e os contactos com os xistos não aparenta ser transicional. Macroscopicamente são rochas homogéneas, de textura fanerítica, de grão fino e cor castanho claro. É notório um *fabric* planar grosseiro, resultante da clivagem regional S_1 . Microscopicamente revelam uma textura do tipo microporfirítica com clastos de feldspatos (microclina e plagioclase) e quartzo numa matriz recristalizada, micro e criptocristalina, fundamentalmente clorítica e quartzo-feldspática (Estampa 3.11b,c). Os cristais de feldspatos (plagioclase - oligoclase/andesina e de feldspato K - microclina fundamentalmente) são subidiomórficos. O quartzo é quase sempre xenomórfico. Há claramente duas gerações de clorite: uma de substituição e a que ocorre na matriz recristalizada. Há abundantes zircões.

Outro afloramento com representação cartográfica significativa é o afloramento de piroclastito (Amostra 12-26) a 800 m sudeste do v.g. Pena Veladeira. Apresenta uma forma lenticular com 500 m de comprimento por 50 m de extensão (espessura horizontal). Macroscopicamente, apresenta cor cinzento esverdeada, com clivagem grosseira S_1 $N124^\circ/26^\circ S$, penetrativa, gerada por cisalhamentos dextros. São bem visíveis clastos de quartzo e feldspato à vista desarmada, com 1 a 3 mm de comprimento. Ao microscópio, estes clastos estão dispersos numa matriz fanerítica fina, constituída fundamentalmente por cristais e fragmentos de cristais numa matriz já recristalizada, sericitico-moscovítica, que mimetiza a clivagem. Os cristais são fundamentalmente formados por plagioclase, regra geral subidiomórfica, embora os cristais mais pequenos apresentem forma idiomórficas. É comum a macla de albite de composição variando da oligoclase à andesina. Ocorre também feldspato K, com maclas de Carlsbad típicas e alterações supergênicas sericíticas. Os clastos maiores de feldspatos revelam-se ser elementos líticos formados por vários cristais de plagioclase, onde são comuns as alterações supergênicas para sericite e calcite. O quartzo apresenta-se xenomórfico, com golfos de corrosão. Ocorrem também fragmentos de cristais (quartzo e feldspato), tendo sido observado um elemento lítico, ígneo, com textura gráfica. Como acessório, a clorite aparece a substituir biotite e/ou anfíbola; como minerais secundários, são abundantes a ilmenite e o zircão. Nos dois casos descritos, não há vestígios de que os minerais tenham sofrido qualquer transporte (epiclastos). Recorrendo à classificação de SCHMID (1981), no caso da amostra 12-26 trata-se de um tufo-cinza de cristais, de grão médio-grosseiro (piroclastos > 75% da rocha).

Dos demais afloramentos de metavulcanitos, o que apresenta maior expressão cartográfica (100 - 150 de comprimento por 20-30 m de espessura) ocorre no Ribeiro da Seixa, 500 m a norte do v.g. Lameira, Carta nº 12, Rio de Onor, Amostra 12-49). Trata-se dum tufo vulcânico de composição andesítica. Apresenta textura afanítica, homogénea, de cor castanho - claro com pequenas pontuações de dois tipos: castanhas, ferruginosas e leitosas. Apresenta duas superfícies de clivagem, grosseiras e pouco penetrativas; a principal deve corresponder à xistosidade regional S_1 , a outra superfície corresponderá, eventualmente, a uma clivagem primária, S_0 . Ao microscópio verifica-se uma uniformidade na granulometria fina dos clastos de cristais (aprox. entre os $25\mu m$ a $50\mu m$). A expressiva orientação da xistosidade S_1 assinalada por mica branca muito fina, leva a que já se possa falar em textura metamórfica granolepidoblástica. A plagioclase é abundante (andesina), bem com feldspato K (ortose e microclina). Estes feldspatos apresentam-se subidiomórficos com alteração forte, por vezes ao longo dos planos de clivagem dos minerais. O quartzo apresenta-se xenomórfico, por vezes com contornos lobados a justificar a sua origem vulcânica. A biotite é abundante, ocorrendo cloritizada. Os opacos (óxidos de ferro, alteração de sulfuretos) são abundantes e distribuídos de modo uniforme por toda a rocha. Ocorre com frequência zircão, por vezes idiomórfico.

Há depois pequenos afloramentos, alguns sem representação à escala da carta, como na encosta leste do v.g. Lavrados e nas encostas do vale da Ribeira de Igrejas (Amostra 12-51, Carta nº 12, Rio de Onor). Neste caso trata-se de um tufo ácido, homogénea, de cor cinzenta, matriz fanerítica, com fenoclastos de quartzo e feldspato (1-2mm). A textura porfíritica, onde se destacam os cristais idiomórficos de feldspato, mostra que alguns dos "fenocristais", especialmente os de quartzo, não são mais que agregados líticos de quartzito. Outros, mais raros, são agregados líticos, ígneos, de feldspatos. O feldspato K apresenta maclas de Carlsbad frequentes. É abundante a albitização com vários aspectos pertíticos (macla em baioneta, cordões), resultando pequeníssimas inclusões de mica branca. Quanto ao quartzo é fundamentalmente xenomórfico, de contornos irregulares, por vezes com golfos de corrosão. A clorite ocorre a substituir cristais de hábito prismático (biotite?) em pequenos novos e/ou agregados de cristais. No núcleo geralmente ocorrem opacos. Na orla, apatite e quartzo. Clorite do mesmo tipo preenche espaços vazios, irregulares. Ocorrem também pequenos

cristais de clorite, em inclusões nos feldspatos. A matriz é do tipo sílica coloidal recristalizada, criptocristalina. A marcar a clivagem grosseira S_1 , mica branca. De alteração supergénica, ocorre calcite, geralmente de forma irregular; por vezes em pequenos agregados cristalinos de forma irregular, com a excepção de um cristal idiomórfico de calcite.

Quanto aos tufitos e epiclastitos, as manchas principais ocorrem nas Folhas nº 25 e 26 (escala 1:25.000), em dois extensos afloramentos nas proximidades do v.g. Cabeça Velha, um a norte deste vértice e situado na charneira de um sinclinal. Trata-se de um arenito tufáceo (amostras 25-13 e 25-85). A oeste deste vértice, mais propriamente, a oeste do Alto do Rebal (Carta topográfica nº 25, 1:25.000) estende-se um afloramento de metavulcanito com 1,5 km de comprimento por 300m de espessura horizontal máxima. Trata-se um conglomerado tufáceo com piroclastos de vários tamanhos e proveniências, desde bombas ácidas (Estampa 3.12) a lapilli. Na amostra 12-51 a abundância de matriz pelítica (piroclastos 75 - 25%) sugere tratar-se de um tufito fino.

3.6.2. FORMAÇÃO SOUTELO (SECTOR VINHAIS - EDROSA - FAILDE). METAVULCANITOS DO ALÓCTONE INFERIOR DO MACIÇO DE BRAGANÇA.

Como se disse no capítulo anterior, a sequência vulcano-sedimentar do considerado alóctone inferior que rodeia a SW o maciço de Bragança (Figura 3. 35), é idêntica à sequência vulcano-sedimentar que ocorre no sector a nordeste, de Espinhosela. Às semelhanças litológicas e litogeoquímicas entre os pelitos destas unidades (Formação Rio de Onor = Complexo Filito-Quartzítico, CFQ; Formação Soutelo = Complexo Vulcano-Sedimentar, CVS), já anteriormente abordadas, há a registar, no caso da Formação Soutelo e o CVS, as seguintes semelhanças litológicas: metavulcanitos ácidos e básicos, piroclastitos, tufitos, xistos "borra-de-vinho", rochas fosfatadas, mineralizações (sulfuretos e barite). O contacto entre as unidades do dito alóctone inferior (CFQ e CVS) aparenta corresponder a uma mudança de ambiente sedimentar, tal como acontece entre as Formações Rio de Onor e Soutelo, no sector de Espinhosela. O alóctone inferior resumir-se-á apenas às unidades do domínio centro - transmontano, claramente carregadas sobre a sequência vulcano - sedimentar. Apresentam-se alguns resultados preliminares do estudo do vulcanismo deste sector, na sequência dos levantamentos geológicos em progresso (Figura 3. 35).

3.6.2.1. METAVULCANITOS BÁSICOS

Foram amostrados os afloramentos básicos da Ponte de Cidões e de Alvaredos (Carta nº 36, Rebordelo); Failde (Folha nº 38) (Figura 3. 35). O nível básico de Alvaredos faz parte de um conjunto de vários afloramentos lenticulares de metabasitos, "xistos verdes", que se estendem desde a EN 103 (km 225), até à Ponte de Cidões, no Rio Tuela (PORTUGAL FERREIRA, 1964). Este autor refere que, por efeito de dobramentos, haverá uma repetição em vários níveis paralelos, do mesmo nível básico. Não excluindo esta interpretação, a observação da cartografia sugere também que estas lenticulas básicas estão dispostas no mesmo alinhamento cartográfico. Petrograficamente, este autor descreve estes "xistos verdes" como apresentando textura lepidoblástica com a foliação definida pelas lamelas de clorite e pelos cristais alongados de plagioclase (albite). Refere igualmente que os planos de foliação são planos de "shearing", possivelmente referindo-se a planos de milonitização (PORTUGAL FERREIRA, 1964).

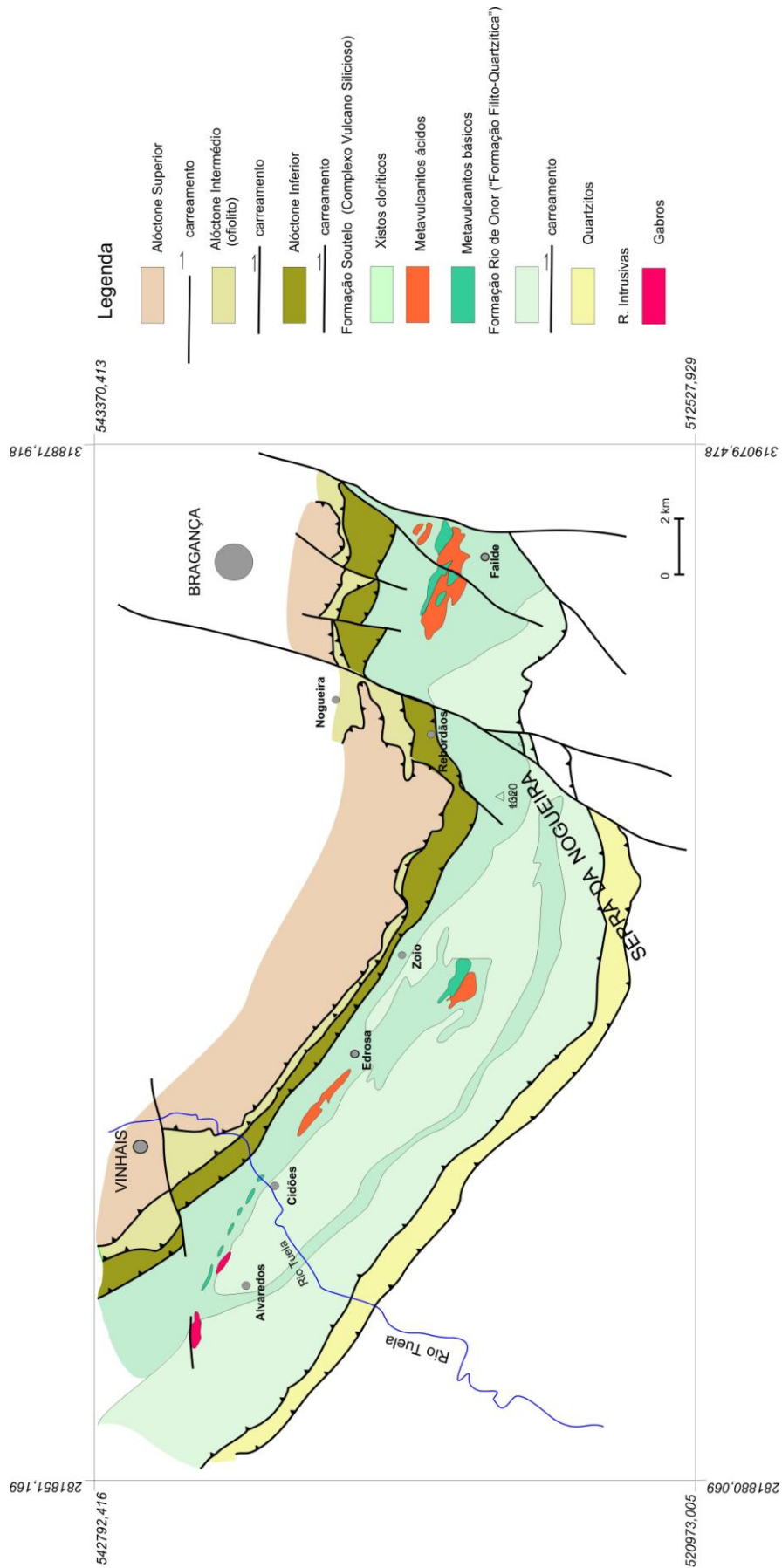


Figura 3. 35 - Esboço geológico, com dados inéditos, do bordo SW do Maciço de Bragança (adaptação da Carta Geológica de Portugal, Folha 2, esc. 1:200.000, PEREIRA, E.,, 2000).

Em relação ao afloramento da Ponte de Cidões, sem dúvida o afloramento mais espectacular, a actual estrada permite outra observação do afloramento que, provavelmente em 1964 não era possível observar. Consta-se que se está em presença de lavas em almofada ("pillow-lavas"), observadas pela primeira vez no nordeste transmontano (Estampa 3.13). Trata-se de uma rocha melanocrática, fina, de cor verde-escuro com tons vilóceos. Como se pode constatar pelo aspecto do afloramento, é formada pela justaposição de lóbulos achatados, de secção elipsoidal de diâmetros variáveis. A observação de um destes nódulos, revela que a parte exterior é de granulometria fina enquanto que no seu interior se observam pequenos fenocristais de feldspatos de 1 a 2 mm. Ao microscópio (Estampa 3.14) distingue-se uma matriz com textura intersticial formada por dois tipos de cristais de plagioclases: cristais de albite, subidiomórficos, pequenos e estreitos com disposição entrecruzada, definindo a textura intersticial e plagioclase xenomórfica na matriz recristalizada. Fenocristais de albite quase sempre em maclas de albite e raros cristais com maclas complexas de Albite-Carlsbad. Ocorrem como acessórios, a clorite, a esfena e epidoto (reliquia de piroxena?). A calcite ocorre em aglomerados (amígdalas?) ou em cristais isolados, com maclas frequentes.

O afloramento de Alvaredos, macroscopicamente, é constituído por rochas de cor verde escura, de grão fino, com foliação bem marcada (Estampa 3.15a). Por meteorização, adquire pátinas castanho-esverdeadas a amareladas. Ao microscópio observa-se uma textura granolepidoblástica com uma foliação forte com sinais de cataclase. As plagioclases são idiomórficas a subidiomórficas com a macla de Albite frequente. Por vezes, nas proximidades de corredores de deformação, estas maclas aparecem arqueadas, evidenciando uma forte deformação dúctil. A clorite, a marcar a foliação principal, juntamente com a leucoxena sugerem estruturas de fluxo ígneo. Observam-se anfíbolos da série tremolite - actinolite, por vezes a rodear núcleos de piroxena (Estampa 3.15b). Dos minerais acessórios ocorre, esfena /epidoto, zircão, monazite (em maclas). Numa das lâminas observa-se a interdigitação de um corpo ígneo com metassedimentos marcada pela alternância de material básico, ígneo, e material detrítico (Estampa 3.15c). Os níveis sedimentares são formados por silte constituído fundamentalmente por clastos de quartzo subrolados com um grau de empacotamento completo.

As observações para estes dois afloramentos são coincidentes e são reforçadas pelas descrições petrográficas de PORTUGAL FERREIRA (1964). Este autor define para Alvaredos a seguinte associação: clorite+albite+epidoto+actinolite+ilmene-esfena (amostra R-414); para Cidões: clorite+albite+calcite+magnetite (amostra V-99). Refere ainda que as estruturas ovóides de calcite lembram amígdalas espilíticas e admite a possibilidade de que " (..) sejam transformadas de rochas hipogénicas básicas " (fim de citação).

O outro exemplar de rocha vulcânica básica, é relativo à grande mancha de vulcanito básico que aflora nas proximidades de Faílde e que ocorre associado a tufos riolíticos (Figura 3. 35) e (Estampa 3.16a). A deformação é mais intensa, bem expressa pela clivagem principal S_2 . Trata-se de um "xisto verde" com foliação bem pronunciada, de grão fino, afanítica, com abundantes óxidos de ferro. Ao microscópio revela-se uma textura lepidobástica com blastos formados por clorite e algum quartzo (Estampa 3.16b, c). Consta-se que a xistosidade principal S_2 está a afectar e a transpor completamente uma clivagem anterior (S_0/S_1) pela sua identificação em "microlitons" definidos pela clivagem principal.

3.6.2.2. METAVULCANITOS INTERMÉDIOS

Nas proximidades da Aldeia de Edrosa ocorrem pequenos corpos vulcânicos, de forma circular ou elíptica, que aparentam ser rochas ácidas (amostra 37-94A). Macroscopicamente são rochas leucocráticas, de cor creme, afaníticas (Estampa 3.17a). Uma observação cuidada em amostra de mão, mostra que estas rochas estão completamente preenchidas por uma rede

muito fina e muito densa de veionetos quartzosos e com óxidos de ferro abundantes. Ao microscópio constata-se que estes veionetos são formados fundamentalmente por quartzo e plagioclase (albite) xenomórfica. A sua presença vai influenciar a composição química desta amostra, pois é evidente que foi sujeita a um processo de albitização posterior. A textura intersertal ainda é bem visível e definida por cristais alongados de plagioclase, hipidiomórfica (Estampa 3.17b,c). Os espaços são ocupados por uma matriz formada por quartzo e plagioclase xenomórfica. Ocorre outro tipo de fenocristais de plagioclase, ocos (arrefecimento rápido?). Como acessórios, ocorre leucite / nefelina (??). Como se verá na caracterização geoquímica, estas alterações hidrotermais, têm que ser tidas em conta para a sua classificação correcta, pois que quimicamente trata-se de uma rocha alcalina (Figura 3. 37).

3.6.2.3. METAVULCANITOS ÁCIDOS

Foram amostradas três das maiores manchas de vulcânicas ácidas (Figura 3. 35) deste sector do "alóctone inferior" (RIBEIRO, A., 1974; PEREIRA, E., 2000, 2006). O afloramento de Edrosa (amostra 36-2A/B) corresponde a um tufo vulcânico, leucocrata, de grão médio - grosseiro onde, numa matriz fina, se destacam fenocristais de quartzo e feldspato, arredondados, de dimensão média 2-4 mm, podendo os maiores, equidimensionais, chegar aos 6 mm. Apresenta uma foliação grosseira marcada pelas micas. Ao microscópio os feldspatos apresentam muitas vezes texturas pertíticas, com espaços ocos ocupados por material quartzo - micáceo recristalizado. Quer os feldspatos, quer o quartzo, apresentam golfos de corrosão característicos de riólitos. São frequentes os aspectos de recristalização da matriz, pela forma das lenticulas de agregados de quartzo metamórfico.

Quanto aos feldspatos são frequentes as texturas pertíticas com a substituição tardia do feldspato K por albite. Ocorrem, com menor frequência, pequenos fenocristais, xenomórficos, de albite maclada. Quanto às micas, trata-se de mica branca em lamelas muito finas, de incolor a verde pálido com pleocroísmo de 2ª ordem. Quanto aos minerais secundários, são frequentes os óxidos de ferro (limonite) de secção quadrada, provavelmente a substituir pirite.

O afloramento de riólito de Celas tem aspecto idêntico ao anterior, sendo também porfiróide, embora de grão mais fino e com sinais de deformação mais intensa. Ao microscópio observa-se que os fenocristais de feldspato são fundamentalmente cristais subidiomórficos, maclados, de plagioclase (albite) e de feldspato-K com raras maclas de Calrsbad e frequentes texturas pertíticas. Verifica-se que os maiores fenocristais de feldspato são agregados de cristais. Nos fenocristais de quartzo, mais pequenos que os de feldspato, ainda se observam figuras de corrosão. A deformação é realçada pelas micas brancas, com cores de interferência do incolor ao verde pálido, definindo formas anastomosadas pelos cisalhamentos. Em redor dos fenocristais formam-se caudas de recristalização, onde é notório a recristalização da matriz quartzosa, formando-se agregados de quartzo metamórfico.

Quanto ao afloramento de Failde, é de todas as amostras a menos deformada e recristalizada. Macroscopicamente é a textura fanerítica de grão mais fino (<2 mm). Os fenocristais, fundamentalmente idiomórficos, são maioritariamente de quartzo; são raros os cristais idiomórficos de feldspato-K, com texturas pertíticas. A matriz muito fina é formada por um conjunto de quartzo criptocristalino, feldspatos e mica branca muito fina.

3.6.3. CARACTERIZAÇÃO LITOGEOQUÍMICA DOS METAVULCANITOS DO SECTOR DE ESPINHOSELA E EDROSA.

3.6.3.1. CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA

A partir das linhas de evolução traçadas pela projecção dos valores analíticos dos diagramas de variação, procura-se definir sinais evidentes de processos de evolução magmática, como sejam cristalização fraccionada, assimilação, contaminação e fusão parcial. Tradicionalmente, a evolução geoquímica, para as rochas vulcânicas, nem sempre é linear. Como refere ROLLINSON (1996), raramente uma suite de rochas vulcânicas apresenta uma mudança química progressiva, correspondente a uma dada sequência temporal. Ou seja, para um mesmo foco ou fonte vulcânica, mesmo com uma boa correlação pode não ser representada por uma só "liquid line of descent" (linha descendente de líquido). Muitas das vezes, o processo resulta da sobreposição de várias linhas de evolução descendente, indicando que as lavas não estão relacionadas com um único magma parental, mas sim com um conjunto de várias séries magmáticas relacionadas entre si.

As amostras estudadas apresentam valores relativamente elevados e variáveis de perda ao rubro (P.R.). Este aspecto, podendo ser considerado primário, poderá estar parcialmente relacionado com a alteração secundária, associada à recristalização patente nas rochas.

Mais do que a deformação e a alteração meteórica destas rochas ou mesmo as interações com a água do mar e o metamorfismo a que foram sujeitas que também contribuem para influenciar a composição original, como refere MONTERO *et al.* (1992), a presença de uma zona de subducção, evidenciada na *mélange* da Mofreita, irá ter implicações directas na caracterização química de algumas destas rochas, particularmente as básicas. Assim, estes condicionalismos levam-nos a aplicar com reservas os diagramas discriminantes e de interpretação geodinâmica.

Foram apenas projectadas as amostras consideradas claramente como corpos vulcânicos, excluindo-se nesta primeira abordagem os piroclastitos, salvo as projecções no diagrama $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$. Estes corpos vulcânicos quase sempre se apresentam lenticulares, estratoconformes, por vezes sugerindo pequenos domos. A observação dos diagramas Harker de variação das metavulcânicas da Formação de Soutelo (Figura 3. 36) permite desde já, constatar que há boas correlações quer positivas, quer negativas entre óxidos e o SiO_2 , típicas da evolução de processo magmático. Observa-se claramente que nestes diagramas se definem quatro grupos distintos: os basaltos (Edrosa e Espinhosela); os andesitos de Carragosa; os traquitos e os riólitos (quer de Edrosa, quer de Espinhosela); à parte destes, ocorre o andesito de Edrosa.

Excluindo as amostras das rochas vulcânicas alcalinas (traquitos), claramente independentes das amostras da série subalcalina, há nestes diagramas uma correlação negativa entre TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO e P_2O_5 vs. SiO_2 , quer nos termos básicos quer nos mais ácidos da suite magmática, típico de um processo de diferenciação magmática, mas com linhas de diferenciação de diferentes pendores. Realçam-se nas rochas básicas os baixos teores em TiO_2 particularmente nas amostras do sector de Espinhosela. As diferenças químicas entre as rochas básicas destes dois sectores, Espinhosela e Edrosa, constata-se no enriquecimento em potássio, titânio e fósforo dos basaltos de Edrosa relativamente aos de Espinhosela. O andesito de Edrosa tem valores anómalos muito baixos relativamente às outras rochas básicas, nomeadamente no manganês, magnésio, ferro, cálcio e potássio. Em contrapartida, apresenta-se com uma anomalia em Na_2O (13%), fruto dos processos hidrotermais patentes na amostra e responsáveis pela intensa albitização tardia de que foi alvo. Destes processos tardios terá também resultado um ligeiro enriquecimento em sílica relativamente às restantes vulcânicas básicas e intermédias. Este processo também está patente, embora de forma menos expressiva no enriquecimento anormal em alcalis, quer nos basaltos de Espinhosela, quer de

Edrosa, chegando estas amostras a ter valores de potássio equivalentes aos riólitos. Tanto no diagrama K_2O vs. SiO_2 , e de modo mais claro no diagrama Na_2O vs. SiO_2 , constata-se uma situação algo anormal: a existência de rochas ácidas com quantitativo de Na_2O mais baixo que as rochas básicas.

Nas básicas, o enriquecimento em Na_2O , K_2O e também em CaO , é independente da sílica, ou seja, deveria diminuir com a diferenciação magmática, e acontece o contrário. Se se observar cada sector de *per se*, constata-se que as particularidades se acentuam. Assim, nos basaltos de Espinhosela constata-se que, salvo as exceções do Al_2O_3 e do CaO , que diminuem com o incremento em sílica, segundo um *trend* muito acentuado, nos restantes óxidos, os seus valores são independentes do incremento em sílica, estando paralelos ao eixo das ordenadas dos respectivos diagramas. Nas rochas ácidas os padrões de alcalis não definem padrões claros de diferenciação, havendo uma grande dispersão de valores.

Comparando as amostras dos dois sectores, nos metavulcanitos básicos observam-se aspectos distintivos, particularmente nos diagramas do sódio, no potássio, no titânio e no fósforo: os dois conjuntos estão bem individualizados, com as básicas de Carragosa a apresentarem maior quantitativo de sódio que as de Edrosa. Nos restantes óxidos (potássio, titânio e fósforo), estão mais empobrecidas que as básicas de Edrosa. Particularmente no caso do potássio, os basaltos de Edrosa têm valores mais elevados que as básicas de Espinhosela, chegando mesmo a serem mais elevados que grande parte das amostras de riólitos. Os valores de titânio, no conjunto das rochas básicas, é anormalmente baixo (entre 1% a 4%). Relativamente ao Al_2O_3 e $Fe_2O_3(T)$, não há discriminação significativa entre os dois sectores. De notar a tendência das básicas de Edrosa serem as amostras mais ricas em alumina e ferro de todo o conjunto amostrado. Em relação ao alumínio constata-se, dentro de cada conjunto (basaltos, andesitos e riódacitos-riólitos), linhas de tendência específicas, típicas de processos de diferenciação magmática. A exceção está na amostra de andesito de Edrosa, que é mais rico em alumina e titânio que os andesitos de Espinhosela, para além do valor elevado em Na_2O e a ausência de K_2O .

Para as rochas básicas dos dois sectores, já se começa a observar diferenças no caso do MnO , CaO e MgO . As amostras de Espinhosela apresentam, para uma pequena variação do teor em SiO_2 (entre os 45% - 50%), uma grande variação nos teores desses óxidos, definindo alinhamentos aproximadamente paralelos ao eixo das ordenadas do gráfico. No caso do MnO , variando no intervalo 0,13% - 0,49%; no CaO , entre 3,36% e os 10,59%; no MgO , entre os 3,83% e os 7,85%.

Relativamente às rochas alcalinas, definem um grupo muito homogêneo. Apenas nos diagramas $Fe_2O_3(T)$ e MnO se define uma linha de diferenciação, mas com declive acentuado. No caso do K_2O , a variação deste óxido parece ser independente da sílica, pois tem uma distribuição aproximadamente paralela ao eixo das ordenadas. Aliás, o intervalo de variação de SiO_2 é pequeno (entre 61% e 64,5%). São rochas mais ricas em alumínio que as ácidas da série subalcalina; estão empobrecidas em MgO e CaO e enriquecidas em potássio.

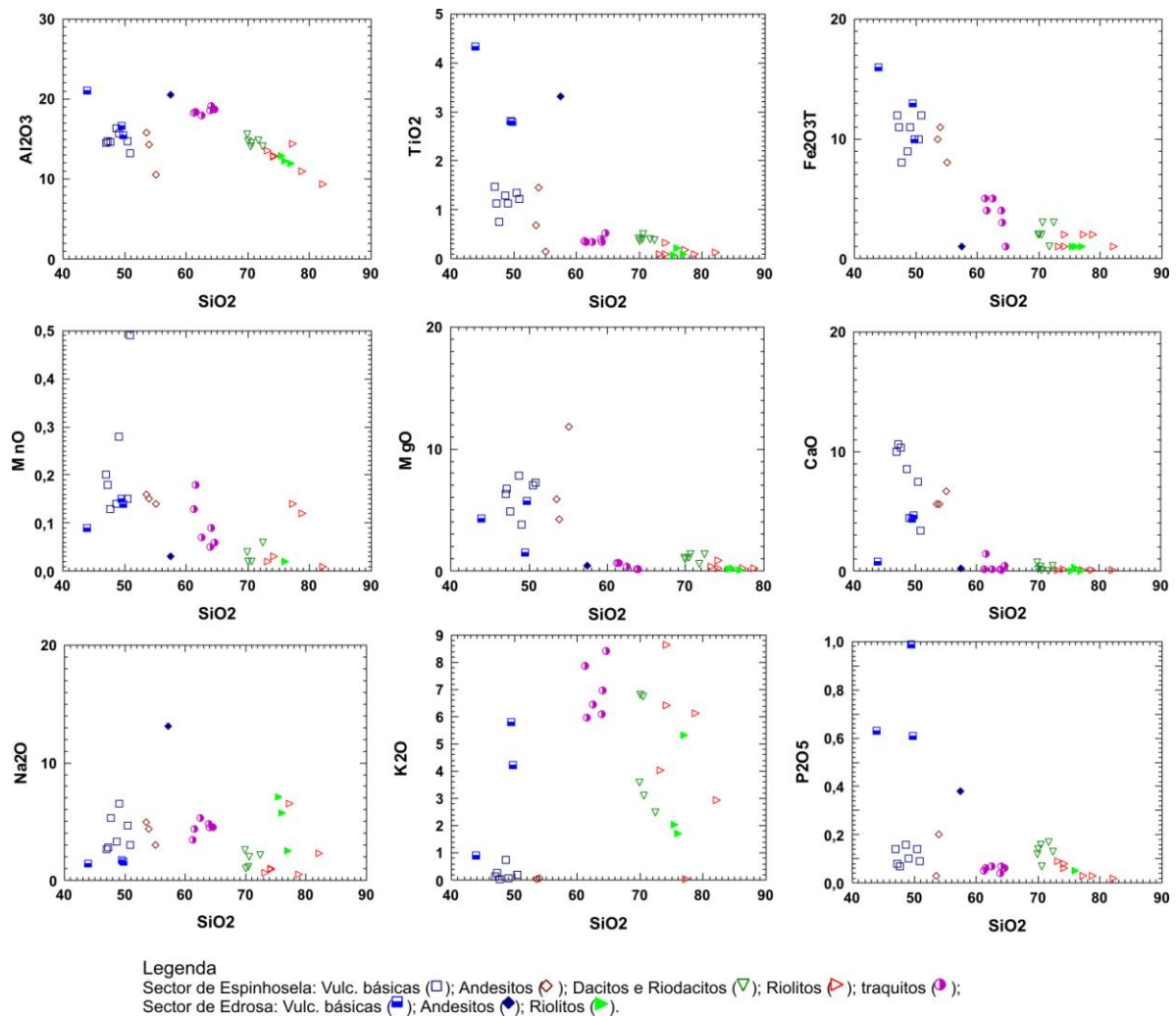


Figura 3. 36 - Projecção dos elementos maiores das amostras das rochas vulcânicas da Formação Soutelo nos Diagramas Harker (1909). Valores em %.

Quanto aos elementos traço, como seria de esperar, os três grupos principais, rochas básicas e ácidas da série subalcalina, e traquitos da série alcalina têm também, em traços gerais, características próprias (Figura 3. 37). Relativamente aos basaltos de Edrosa e Espinhosela verifica-se no caso do Rb, Ba, Sc, Co e Ga que a dispersão dos valores é mínima definindo uma população bastante consistente. No caso do Sr, Y, Co e Ga a distribuição faz-se segundo tendências evolutivas claras, com decréscimo destes quantitativos relativamente à SiO_2 . Tal é notório no diagrama Y vs. SiO_2 , Co vs. SiO_2 e Ga, com os andesitos na extremidade da tendência. No caso do V e do Cr a sua distribuição é independente do teor em sílica dado que apresentam uma distribuição segundo uma linha de tendência subparalela ao eixo das ordenadas. Em relação ao Zr, Nb e Th, é nítido que as amostras de Edrosa são mais enriquecidas nestes elementos imóveis que as amostras de Espinhosela, bastante empobrecidas. Particularmente em relação ao Nb e o Th os basaltos de Espinhosela são deficitários, com a maior parte das amostras a apresentarem valores abaixo do limite de detecção da FRX.

Convém aqui recordar o contexto geológico das ocorrências das básicas de Carragosa (basaltos e andesitos), pois estão espacialmente associadas à "mélange" tectónica da Mofreira. Como é sabido e unanimemente aceite, as "mélanges" tectónicas expressam antigas zonas de subducção (GROVE & KINZLER, 1986; PEARCE & PEATE, 1995). Uma das particularidades destes contextos é a ocorrência de andesitos, tal como se verifica na área de estudo. Os valores

anormais do quimismo destas rochas (baixos valores de titânio em geral); o sector de Espinhosela empobrecido ou mesmo deficitário em elementos menores, como o Nb, Ta, Rb e Zr, ou o enriquecimento em Ba do andesito de Edrosa (3318 ppm), devem estar directamente relacionado com os processos de subducção o que dificulta a interpretação química dos dados disponíveis. Uma observação à microsonda revela que nos fedspatos dos inúmeros veionetos quartzo-feldspáticos que atravessam a rocha, os feldspatos são anómalos em Ba.

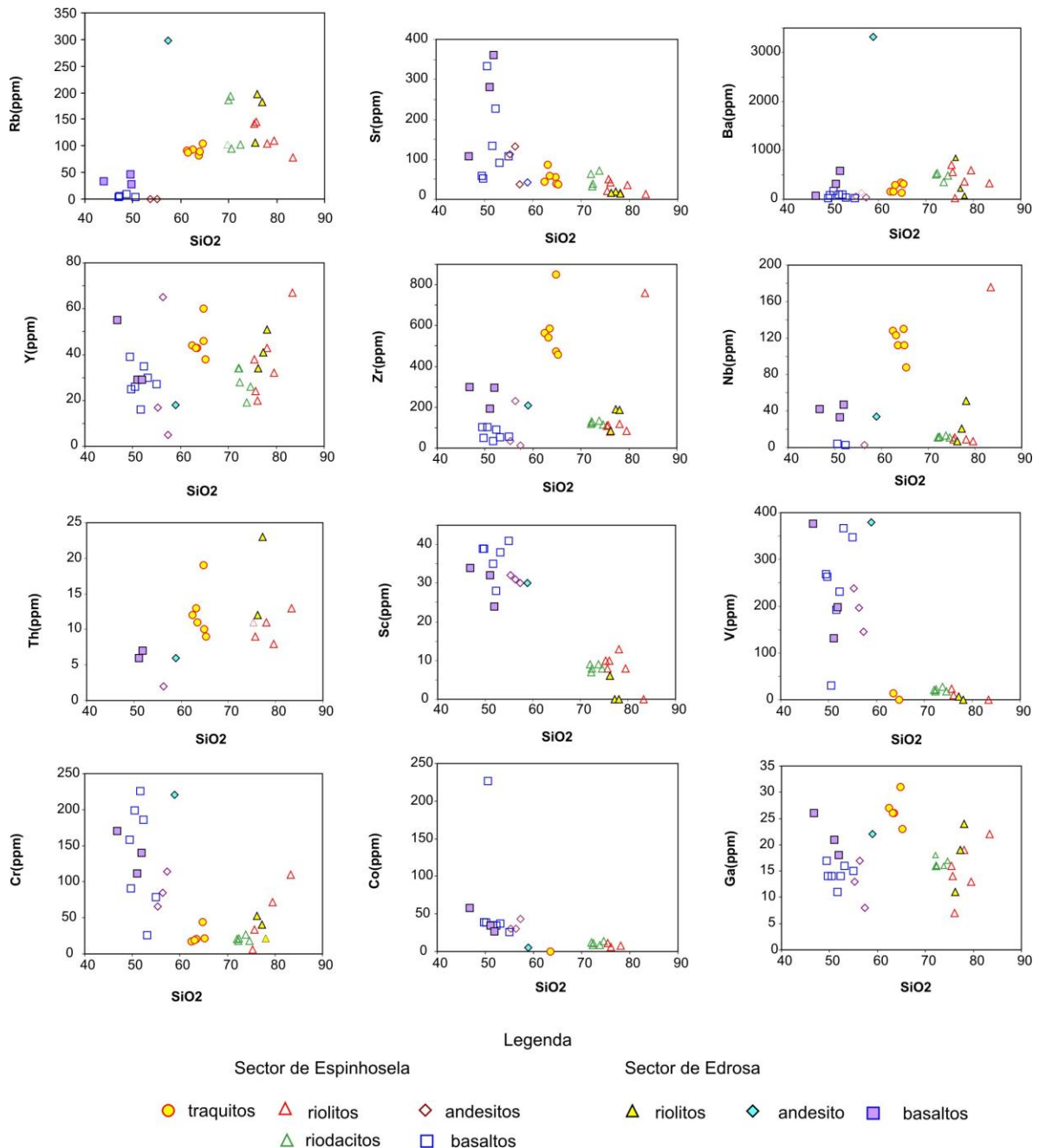


Figura 3. 37 - Projecção dos elementos-traço das amostras de metavulcanitos da Formação Soutelo nos Diagramas HARKER (1909).

Nos estudos de metavulcanitos das sequências paleozóicas do noroeste peninsular tem sido largamente utilizado o diagrama TAS (LE BAS *et al.*, 1986) para a classificação destas litologias (Figura 3. 38). Neste diagrama, as amostras foram separadas e projectadas em função do seu teor em SiO₂, ou seja, básicas (45% - 52%), intermédias (52% - 63%) e ácidas (>63%). Não foram projectados os tufos e piroclastitos. Para projectar os resultados analíticos no diagrama

TAS, foram estes recalculados para 100%, numa base anidra, como recomendado em ROLLINSON (1996). Como se pode constatar (Figura 3. 38), há aparentemente duas sequências, uma alcalina e outra subalcalina. Na sequência alcalina haverá aparentemente, os dois pólos característicos de uma distribuição bimodal, um termo básico (traqui-andesito basáltico) e um termo ácido (traquitos), com um possível termo de quimismo intermédio (fonólito, amostra 37-94A). Em relação à suite subalcalina, é bem notório, por este diagrama, que se esboça uma suite magmática contínua, pese embora a escassez de vulcânicas intermédias (dacitos - riódacitos) relativamente às vulcânicas ácidas (riólitos). Contudo, no caso da amostra 37-94A, geoquimicamente, segundo este gráfico, um fonólito, o estudo petrográfico, como se verificou, confirma tratar-se de uma vulcânica com textura relíquia básica, anormalmente rica em sódio e desprovida de potássio. Quanto às ácidas, as suas características petrográficas correspondem ao seu posicionamento no diagrama TAS. No caso dos metavulcanitos básicos, quer no sector de Espinhosela, quer no de Edrosa, pelas relações de campo entre estes corpos, como é o caso dos metavulcanitos (basaltos e andesitos) de Carragosa, dificilmente se consegue justificar que vulcanitos básicos no mesmo contexto geológico, uns sejam alcalinos, e outros subalcalinos.

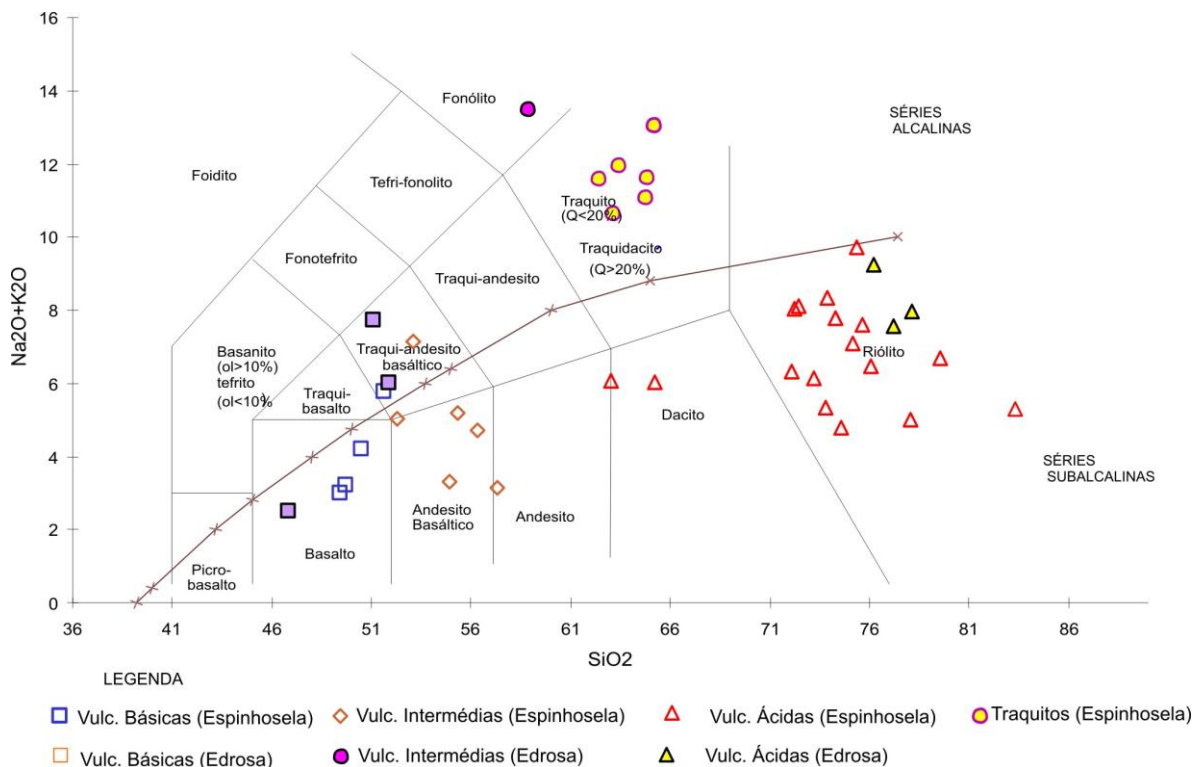


Figura 3. 38 - Distribuição das vulcânicas de Espinhosela e Edrosa no diagrama TAS (Total Alkalies - Silica) (Le BAS *et al.*, 1986), com a sobreposição da subdivisão das séries alcalinas e subalcalinas (IRVINE & BARAGAR (1971), extraído de ROLLINSON, 1996).

Segundo as recomendações sobre o uso deste diagrama (alcalis vs. sílica), apenas deve ser usado em rochas vulcânicas frescas, não sendo recomendado o seu uso em rochas meteorizadas ou metamorizadas devido à mobilidade dos alcalis (ROLLINSON, 1996). Assim sendo não será recomendável que se continue a usar e aplicar este diagrama nas séries vulcânicas da ZGTM.

Neste caso deverá ser utilizado o diagrama $\text{SiO}_2 - \text{Zr}/\text{TiO}_2$ (WINCHESTER & FLOYD, 1977). Aplicando este diagrama às amostras de Espinhosela e Edrosa (Figura 3. 39), confirma-se a existência dos dois campos, alcalino e subalcalino, e que, nesta série subalcalina, as amostras se distribuem claramente numa sequência contínua, unimodal, de diferenciação de basaltos, andesitos, dacitos, riódacitos e riólitos. As amostras identificadas como traquitos constituem de facto, um episódio distinto. Não foram encontrados, no sector de Espinhosela, os

equivalentes básicos que caracterizariam uma distribuição bimodal alcalina. Relativamente às rochas básicas, as amostras de Edrosa, tal como as do sector de Espinhosela, posicionam-se principalmente no campo sub-alcalino excepto a amostra 38-19 que se posiciona próximo do campo dos basaltos alcalinos. Fazendo também a projecção de tufos e piroclastos, mais notória é a sequência unimodal subalcalina.

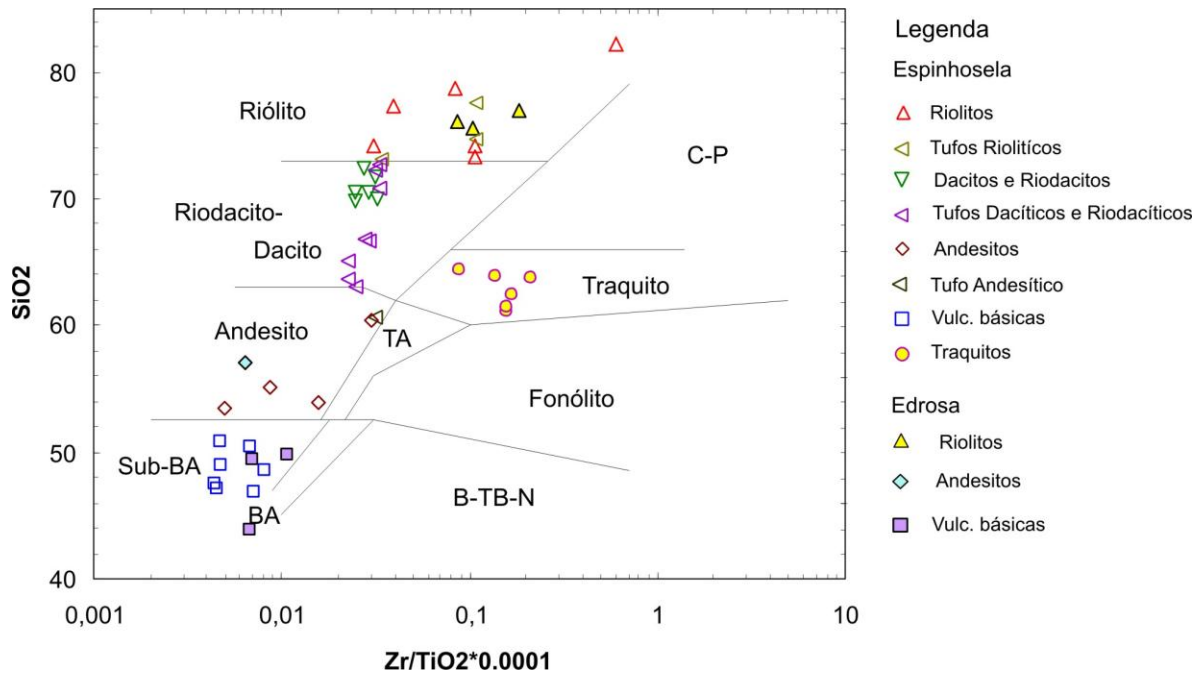
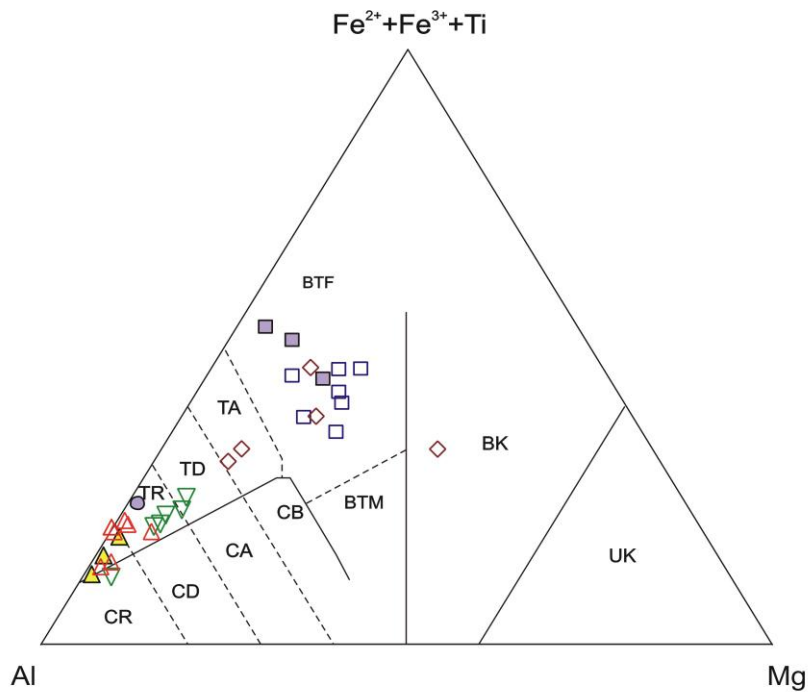


Figura 3. 39 - Projecção das amostras da Formação Soutelo no diagrama SiO_2 - Zr/TiO_2 (WINCHESTER & FLOYD, 1977). **BA** = basaltos alcalinos, hawaiitos, mugaritos e traquibasaltos; **Sub-BA** = basaltos sub-alcalinos (toleíticos e basaltos ricos em alumina); **B-TB-N** = basanitos, traquibasbanitos, nefelinitos; **C-P** = comenditos e panteleritos; **TA** = traquiandesitos.

Confirmam-se assim as reservas no uso do diagrama TAS para rochas vulcânicas paleozóicas da ZGTM e, por consequência, a preferência pelo diagrama SiO_2 - Zr/TiO_2 . Idêntica reserva ao uso deste diagrama TAS já tinha sido levantada em SÁ (1999).

O diagrama de catiões JENSEN & PYKE (1982) é usado para classificar as rochas vulcânicas subalcalinas e particularmente os komatiitos. Neste diagrama, os elementos escolhidos ($\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti}$), Al e Mg, para além de terem uma grande variabilidade em rochas subalcalinas, têm também a particularidade de variarem entre si de modo inversamente proporcional e por apresentarem estabilidade em condições de baixo grau metamórfico (ROLLINSON, 1996).

A projecção dos resultados da série subalcalina (Figura 3. 40) mostra estar-se, aparentemente, em presença de uma única sequência com carácter toleítico, rico em Fe, confirmando-se as projecções do diagrama SiO_2 - Zr/TiO_2 . Contudo, os processos de alteração hidrotermal já observados na petrografia e particularmente evidentes nos termos mais básicos da amostragem, levam a que nalguns casos, como o da rocha andesítica do sector de Edrosa, se posicione no campo dos riólitos e que uma das amostras de andesito de Espinhosela se posicione no campo dos Komatiitos.



Legenda

Sector de Espinhosela: Vulc. básicas (□); Andesitos (◇); Dacitos e Riodacitos (▽); Riolitos (△);
Sector de Edrosa: Vulc. básicas (■); Andesitos (●) Riolitos (▲).

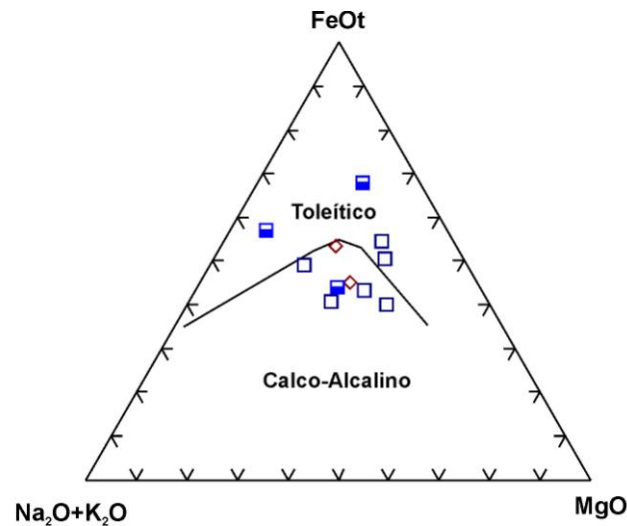
BTF -Basaltos Toleíticos ricos em Fe; T - Toleito; C - Calco-alcalino; A - andesito; D - dacito; R -Riolito;

BTM - Basaltos Toleíticos ricos em Mg; K - Komatitos; BK - Basaltos Komatíticos; UK - Ultramáficas Komatíticas;

Figura 3. 40 - Projecção das amostras de rochas vulcânicas da Formação Soutelo no diagrama de cationes Jensen (adaptado de JENSEN & PYKE, 1982).

Projectando as amostras de basaltos e andesitos no clássico diagrama AFM (Figura 3. 41), as amostras distribuem-se pelo campo toleítico e calco-alcalino, independentemente do sector a que pertencem, Edrosa ou Espinhosela, mas com predominância no campo calco-alcalino. O andesito anómalo em Na₂O, colocar-se-ia próximo do vértice Na₂O+K₂O. Os restantes andesitos também se posicionam no campo calco-alcalino.

Das três séries vulcânicas principais, alcalinas, calco-alcalinas e toleíticas, somente as "suites" vulcânicas calco-alcalinas e toleíticas são formadas por basaltos, andesitos, dacitos e riólitos (MIYASHIRO, 1974). Ou seja, desde logo se torna evidente que as principais manifestações vulcânicas do sector em estudo têm carácter subalcalino, não havendo relação directa com as raras rochas vulcânicas alcalinas-ácidas.



Legenda: basaltos de Espinhosela (□); basaltos de Edrosa (▣); andesitos de Espinhosela (◇)

Figura 3. 41 - Projecção das amostras das rochas básicas da Formação Soutelo no Diagrama AFM. A linha de separação das séries toleíticas e calco-alcalinas foi definida por IRVINE & BARAGAR (1971).

Estas séries toleíticas e calco-alcalinas ocorrem geralmente no mesmo contexto geológico, nomeadamente nos arcos vulcânicos mais recentes ou actuais, com evolução entre elas (MIYASHIRO, 1974). Contudo, a extrapolação dos estudos geoquímicos, quer de elementos maiores, quer menores, das vulcânicas actuais para as séries vulcânicas mais antigas pode ter riscos, e não podem ser feitas comparações directas (ARCULUS, 1987). Como já referido anteriormente, as rochas, quer de Edrosa quer de Espinhosela, foram submetidas a processos metamórficos e hidrotermais que terão porventura afectado os teores de elementos ditos imóveis. Esta possibilidade de mobilidade dos ditos imóveis já é apontada, por efeito de metamorfismo, por PORTUGAL FERREIRA (1972). De modo que esta abordagem, para além de preliminar, tem que ter em conta estas condicionantes.

O recurso a diagramas discriminantes que façam uso de elementos considerados teoricamente imóveis em presença de fluidos gerados durante processos meteóricos, metamórficos ou metassomáticos leva-nos a considerar com reservas se haverá de facto dois tipos de magmas distintos, quando são evidentes os processos de recristalização e alteração hidrotermal.

Assim, aplicando o diagrama discriminante para as séries calco-alcalinas e toleíticas, SiO_2 vs. FeO/MgO (MIYASHIRO, 1974), verifica-se concordância com o diagrama AFM. As amostras distribuem-se pelos dois campos independentemente do sector de estudo (Figura 3. 42), mas com predominância no campo calco-alcalino.

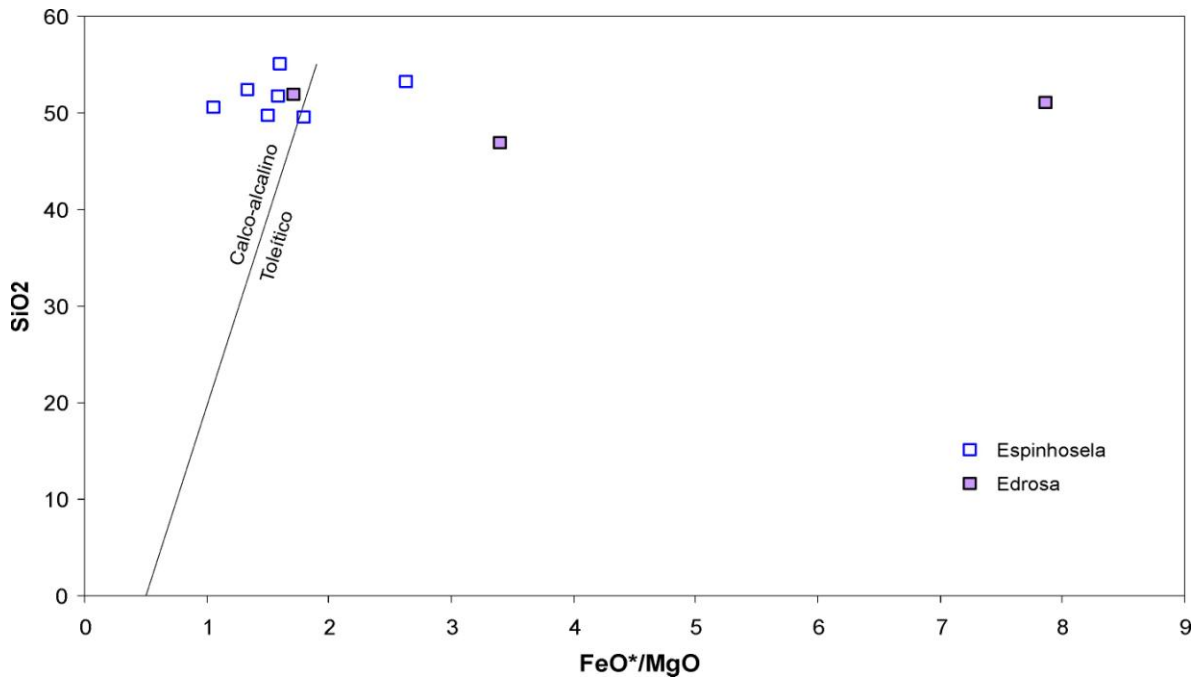


Figura 3. 42 - Projecção das amostras de Espinhosela e Edrosa para distinção entre as séries de basaltos alcalinos e toleíticos no Diagrama $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ (em que $\text{FeO}^* = \text{FeO} + 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3$) (adaptado de MIYASHIRO, 1974).

Verifica-se que no seu conjunto definem uma linha de tendência paralela ao eixo das abcissas, ou seja, para uma grande variação na relação FeO^*/MgO , a variação do quantitativo de SiO_2 é pequeno (entre os 49% a 57%). Confirma-se também uma das características distintivas entre estas séries: a "suite" toleítica é mais rica em ferro que a calco-alcalina.

Utilizando os diagramas discriminantes específicos $\text{FeO}^*/\text{FeO}^*/\text{MgO}$, $\text{V-FeO}^*/\text{MgO}$, Cr-SiO_2 para séries subalcalinas, confirma-se esta variação com predominância do carácter calco-alcalino (MIYASHIRO & SHIDO, 1975).

No diagrama $\text{FeO}^*/\text{FeO}^*/\text{MgO}$ (Figura 3. 43) confirma-se a linha de tendência das rochas toleíticas de Edrosa, mais ricas em ferro (amostra 36-3A, pillow lava) para as calco-alcalinas de Espinhosela (andesitos e basaltos). Neste diagrama, a traço cheio estão representados os limites originais entre os dois campos; a tracejado está representada a sua extrapolação. O campo toleítico caracteriza-se por valores elevados da razão FeO^*/MgO ; para valores de $\text{FeO}^*/\text{MgO} < 2$ há mistura das duas séries (MIYASHIRO & SHIDO, 1975).

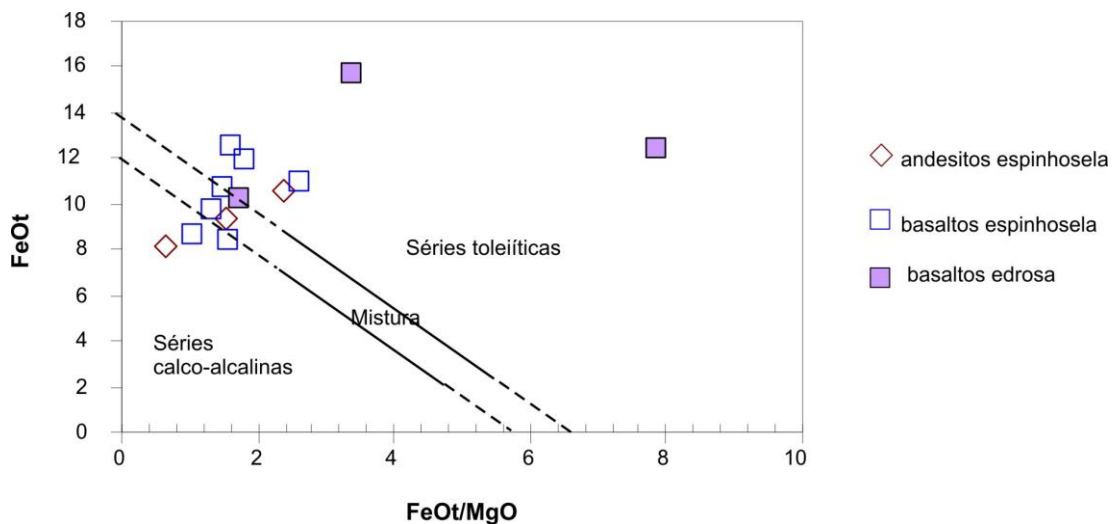


Figura 3. 43- Projecção das amostras de rochas básicas e intermédias de Espinhosela e Edrosa no diagrama discriminante $\text{FeO}^*/\text{FeO}^*/\text{MgO}$ (adaptado de MIYASHIRO & SHIDO, 1975).

As séries toleíticas têm tendência a apresentarem valores de TiO_2 mais elevadas que as séries calco-alcálicas (MIYASHIRO & SHIDO, 1975). Tal se verifica na projecção dos dados no diagrama TiO_2 - $FeOt/MgO$ (Figura 3. 44), com as amostras de Edrosa, tal como nos diagramas anteriores a posicionarem-se no campo toleítico.

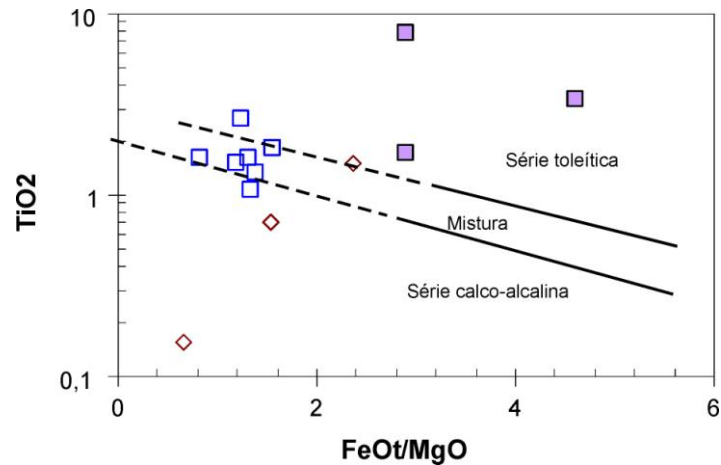


Figura 3. 44 - Diagrama discriminante TiO_2 - $FeOt/MgO$ entre arcos toleíticos e calco-alcálico aplicado às rochas básicas e intermédias de Espinhosela e Edrosa (adaptado de MIYASHIRO & SHIDO, 1975). Ver legenda na Figura 3. 43.

A mesma correlação se verifica no diagrama V - $FeOt/MgO$ (Figura 3. 45). O vanádio tem um comportamento semelhante ao $FeOt$ e ao TiO_2 . Nas séries calco-alcálicas o teor de vanádio diminui rapidamente com o aumento da relação $FeOt/MgO$ (MIYASHIRO & SHIDO, 1975). Nas séries toleíticas há um ligeiro aumento com o incremento da relação FeO/MgO para depois diminuir lentamente com o aumento do $FeOt/MgO$ (MIYASHIRO & SHIDO, 1975).

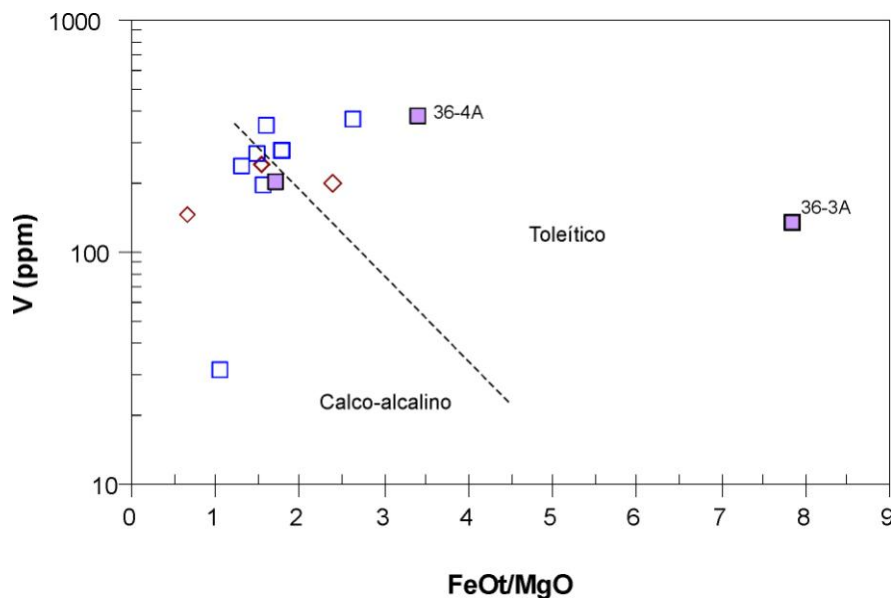


Figura 3. 45- Projecção das amostras de rochas básicas e intermédias de Espinhosela e Edrosa no Diagrama discriminante V - $FeOt/MgO$ (adaptado de MIYASHIRO & SHIDO, 1975). Ver legenda na Figura 3. 43.

No diagrama V - Cr (Figura 3. 46) procura-se discriminar as séries toleíticas e calco-alcálicas segundo vários ambientes tectónicos. Estes autores verificaram que existe uma área caracterizada por teores elevados de V e Cr (e baixo $FeOt/MgO$) onde se encontram as duas séries vulcânicas. A partir desse centro o diagrama divide-se em três campos divergentes. O campo I tem apenas rochas da série calco-alcálica; no campo II, ambas coexistem e no campo III, apenas se projectam as séries toleíticas. Este diagrama sugere que o magma basáltico

original terá elevado teor de V (400 ppm) e no decurso da cristalização fraccionada o teor de V pode aumentar ligeiramente, permanecer constante ou diminuir ligeiramente enquanto que nas séries toleíticas ou, no caso das séries calco-alcálicas, este teor pode diminuir rapidamente, tal como sugerido por MIYASHIRO & SHIDO (1975).

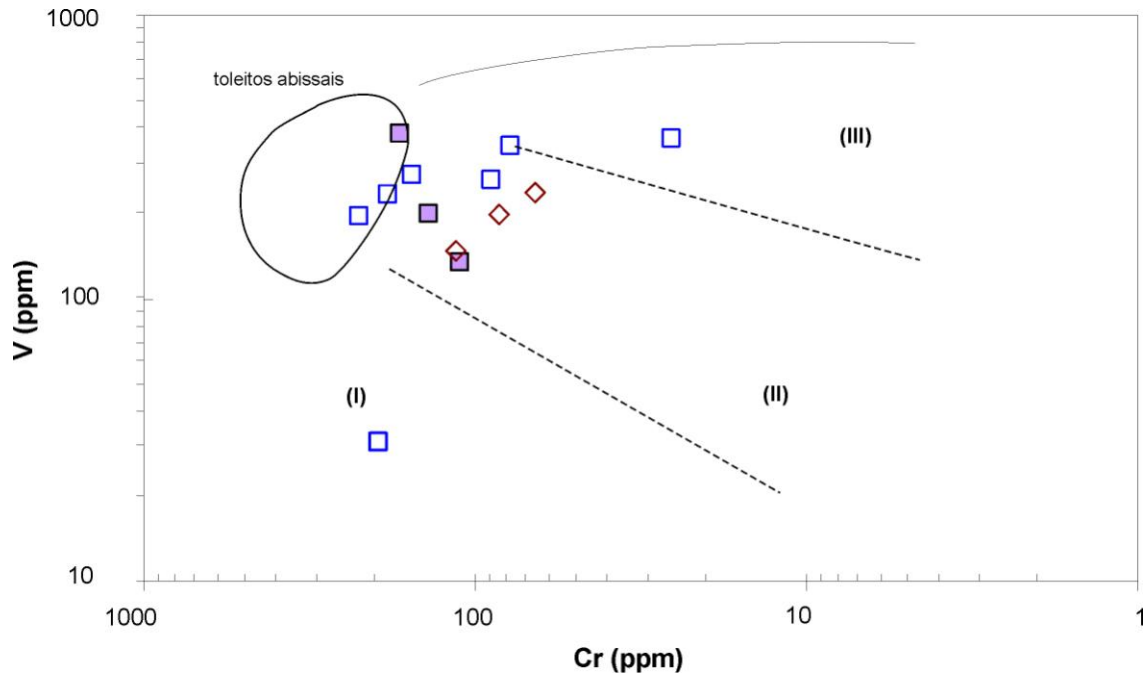


Figura 3. 46- Projecção das amostras de rochas básicas e intermédias de Espinhosela e Edrosa no Diagrama V-Cr das séries toleíticas e calco-alcálicas: (I) - série calco-alcálica; (II) - séries calco-alcálica e toleítica; (III) - série toleítica (adaptado de MIYASHIRO & SHIDO, 1975). Ver legenda na Figura 3. 43.

Quanto ao comportamento do Cr, o seu teor diminui rapidamente com o aumento de $FeOt/MgO$ (Figura 3. 47). Este diagrama é análogo ao diagrama SiO_2-FeOt/MgO , em que o $\log Cr$ substitui a razão $FeOt/MgO$ (MIYASHIRO & SHIDO, 1975). No diagrama da Figura 3. 48, a relação linear $SiO_2 = f(\log Cr)$ separa os campos calco-alcálicos e toleíticos de modo análogo ao diagrama da Figura 3. 42.

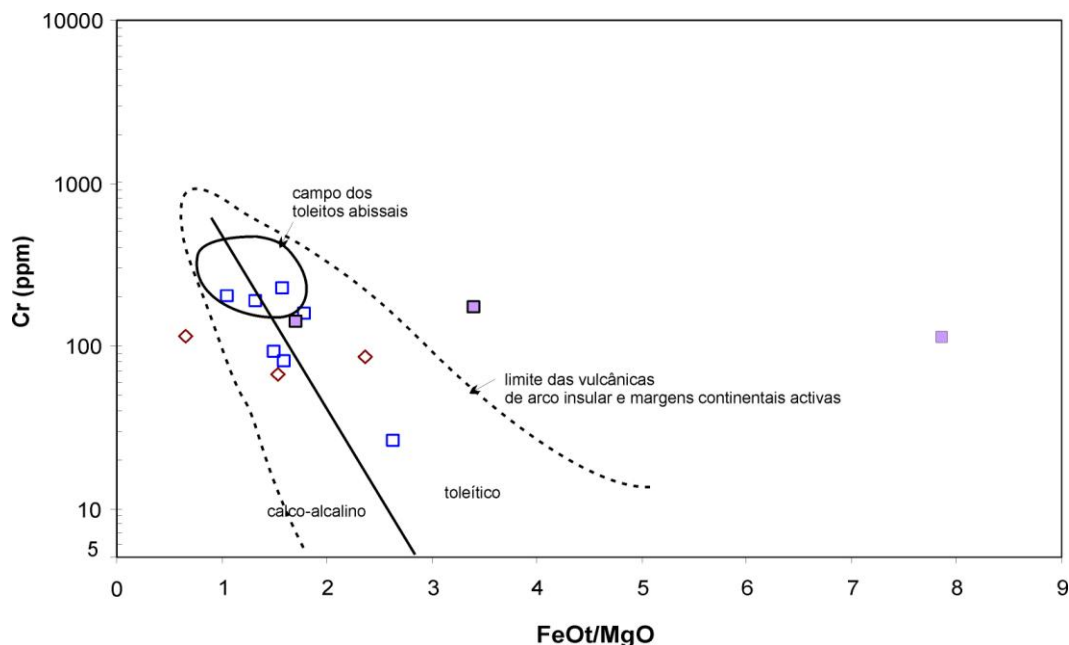


Figura 3. 47- Projecção das amostras de rochas básicas e intermédias de Espinhosela e Edrosa no Diagrama Cr- $FeOt/MgO$ (adaptado de MIYASHIRO & SHIDO, 1975). Ver legenda na Figura 3. 43.

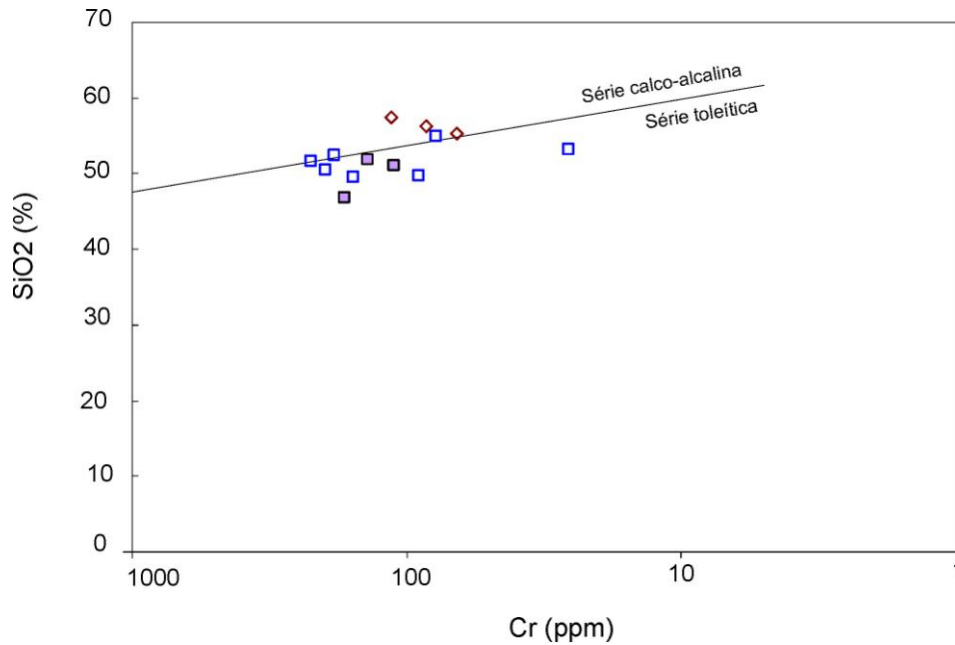
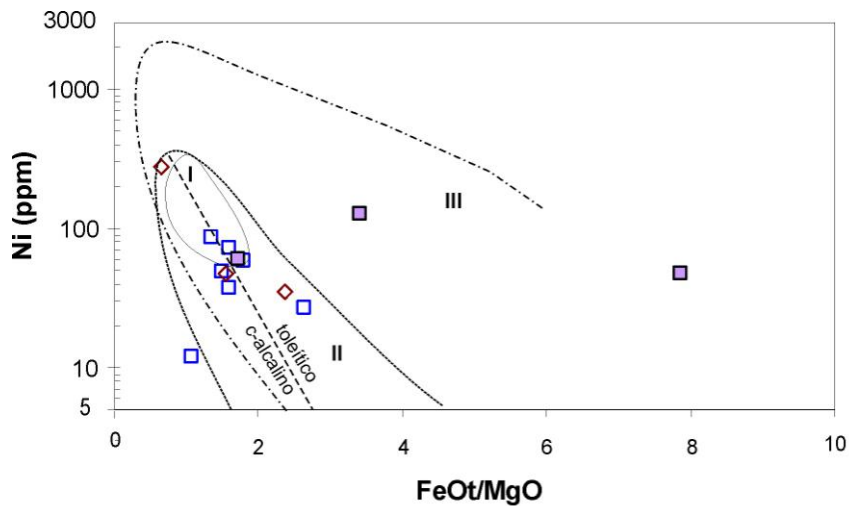


Figura 3. 48 - Diagrama discriminante Cr-SiO₂ aplicado às rochas básicas e intermédias de Espinhosela e Edrosa (adaptado de MIYASHIRO & SHIDO, 1975). Ver legenda na Figura 3. 43.

O Ni apresenta uma variação análoga ao Cr. Com o aumento da razão FeOt/MgO, diminui o teor em Ni nas séries subcalcinas (Figura 3. 49). Neste diagrama constata-se, tal como definido por MIYASHIRO & SHIDO (1975.), que no campo I há uma diminuição de Ni com o aumento de FeOt/MgO. As rochas do campo III (continentes e ilhas oceânicas) definem um domínio onde os valores de Ni têm tendência a serem mais elevados do que os do domínio de arco insular e margem continental activa. As séries toleíticas, para os mesmos valores de FeOt/MgO têm preferencialmente valores mais elevados de Ni.



Legenda:
 I - toleitos abissais; II - vulcânicas de arco insular e de margens continentais activas;
 III - vulcânicas e rochas intrusivas associadas, em continentes (intra placa) e ilhas oceânicas

Figura 3. 49- Projecção das amostras de rochas básicas e intermédias de Espinhosela e Edrosa no Diagrama Ni-FeOt/MgO para diversos ambientes geotectónicos (adaptado de MIYASHIRO & SHIDO, 1975). Ver legenda na Figura 3. 43.

Uma das características distintivas entre as séries toleítica e calco-alcálica é o maior quantitativo em K₂O das séries calco-alcálicas. O diagrama da Figura 3. 50, baseado no diagrama original de PECCERILLO & TAYLOR (1976) ilustra essa relação. Nele se projectaram as

amostras de basaltos e andesitos, quer de Espinhosela quer de Edrosa. Entrando em conta com as propostas de subdivisão de rochas subalcalinas expressas nesta Figura 3.50, constata-se que no caso do sector de Espinhosela, todas as amostras estão no campo toleítico, à excepção da amostra 24-110. No caso do sector de Edrosa, as amostras caem no campo shoshonítico, ao contrário da projecção dos gráficos anteriores (campo toleítico). Quanto aos andesitos destes dois sectores, posicionam-se no campo toleítico de K - baixo. Contudo estes óxidos são bastante susceptíveis à meteorização e ao metamorfismo. Aparentemente estas projecções são contraditórias com os diagramas anteriores. As séries shoshoníticas são características de margens tectónicas convergentes, ocorrendo quer em posições afastadas de fossas oceânicas profundas em arcos evoluídos ou em situações pós-orogénicas depois da subducção ter terminado (PEARCE, 1976).

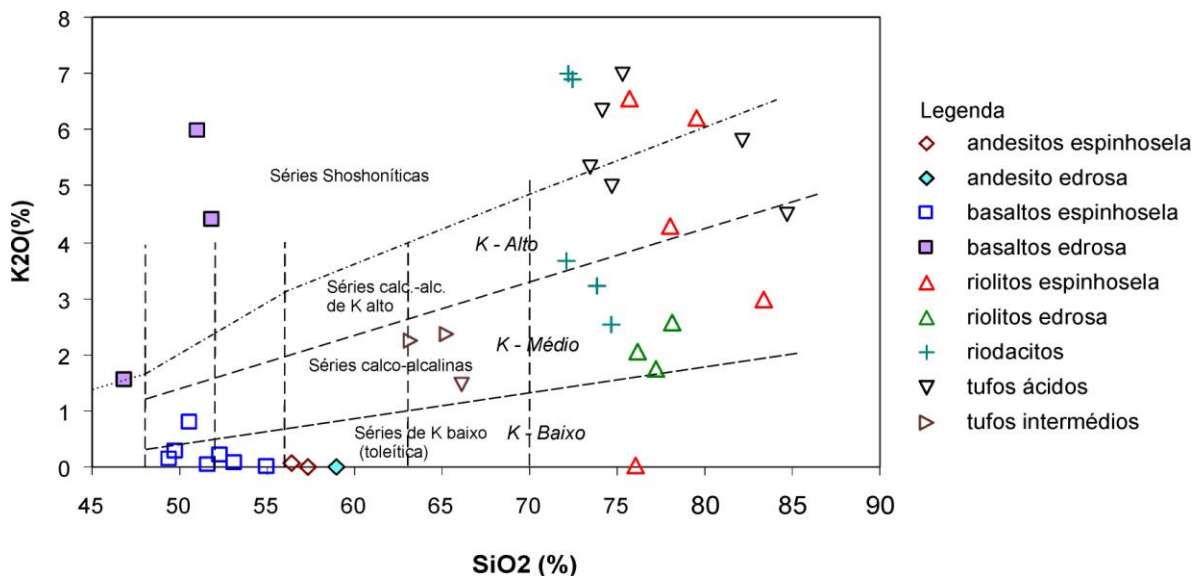


Figura 3. 50- Projecção das amostras de rochas básicas e intermédias de Espinhosela e Edrosa no Diagrama K_2O-SiO_2 (original de PECCERILLO & TAYLOR, 1976, com alterações extraídas de Fig. 3.5 (ROLLINSON, 1996). Linhas a tracejado e respectivas subdivisões, em itálico, de LE MAITRE *et al.* (1989); linha a traço ponto e restantes subdivisões de RICKWOOD (1989).

Também se construíram diagramas multielementares com valores normalizados ao Manto Primordial segundo os valores de WOOD *et al.* (1979), relativamente às rochas básicas e intermédias destes dois sectores.

Quanto às rochas básicas (Figura 3. 51 e Figura 3. 52) constata-se, particularmente nos basaltos de Espinhosela, que não há sinais de um claro enriquecimento dos elementos mais incompatíveis para os menos incompatíveis, como se observa no caso dos basaltos de Edrosa (Figura 3.52). Este comportamento é característico de basaltos toleíticos e calco-alcalinos de arco insular associados a margens de placa destrutivas (WOOD *et al.* 1981).

Esse enriquecimento observa-se no caso das amostras 24/108G, 24/110R e 24/140R (Figura 3. 51). Nas restantes amostras não se observa variação significativa podendo até haver um ligeiro decréscimo (24/139R e 25/89R). Na série de Espinhosela, do Y para o Nd, a variação dos elementos é idêntica em todas as amostras. Do Sr para os restantes elementos menos incompatíveis, pode haver variações significativas entre as amostras. No entanto em comum, todas apresentam um claro empobrecimento em Nb, típico de vulcânicas de arco insular; com excepção da amostra 25/89R, todas as amostras são deficitárias em U; há enriquecimento em La, K, Ba e Rb, menos significativo no Ta.

Relativamente ao sector de Edrosa (Figura 3. 52), é mais notório o enriquecimento dos mais incompatíveis para os menos incompatíveis. Há uma queda significativa de Sr em todas as amostras e enriquecimento geral em La, Nb, Ta, Th, Ba, K, e Rb.

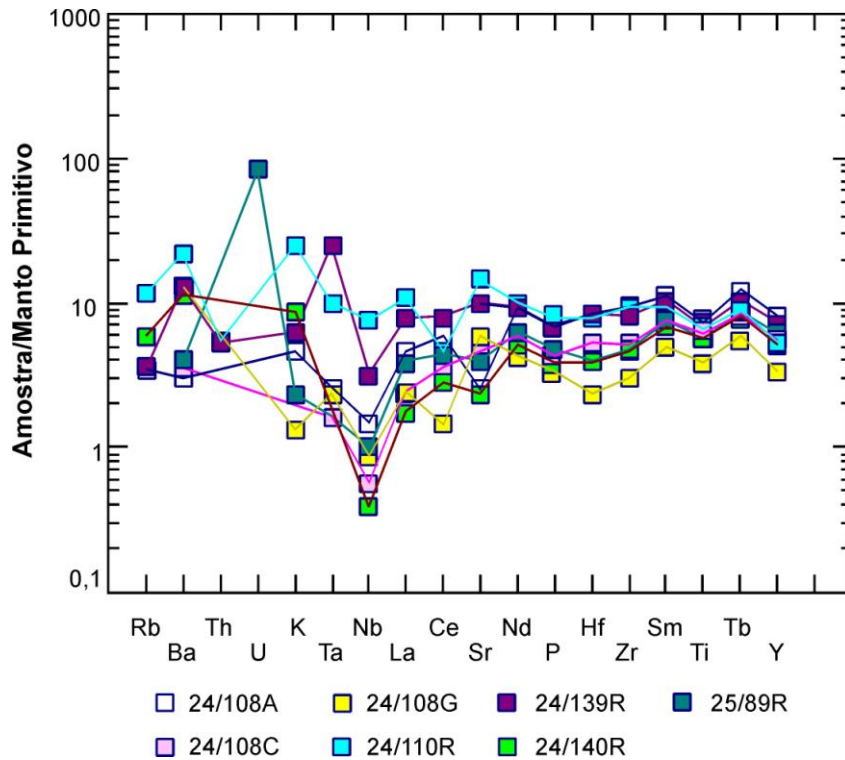


Figura 3. 51 - Projecção de elementos incompatíveis dos basaltos de Espinhosela normalizados para o Manto Primitivo segundo valores padronizados de WOOD *et al.* (1979).

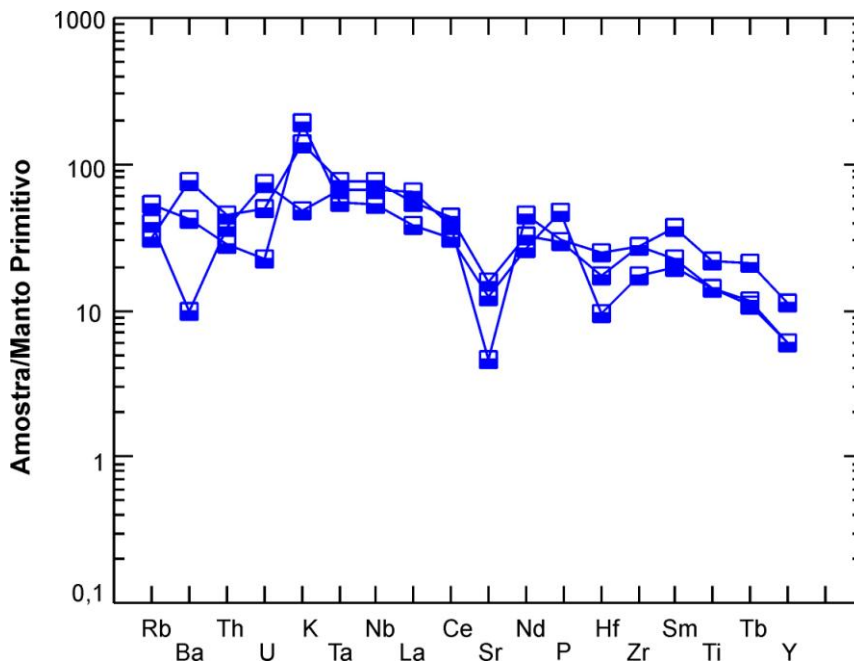


Figura 3. 52 - Projecção de elementos incompatíveis dos basaltos de Edrosa normalizados para o Manto Primitivo segundo valores padronizados de WOOD *et al.* (1979).

Na generalidade, o comportamento dos elementos incompatíveis quer no sector de espinhosela quer em Edrosa, é típico de séries subcalcinas de arco insular associadas a zonas de subducção (WOOD *et al.* 1981). A variação química que se observa entre os dois sectores, sugere tal ambiente geotectónico dado que em zonas de subducção de litosfera oceânica há forte contributo de fluidos que induz fusão parcial do manto. Acresce a contribuição dos

sedimentos subductados que podem produzir magmas com grande variedade de elementos incompatíveis.

Comportamento idêntico é observado nos andesitos (Figura 3. 53), com enriquecimento dos elementos mais incompatíveis para os menos incompatíveis. O andesito de Edrosa (amostra 37/94A), aqui apresentado com algumas reservas dado o claros processos metassomáticos a que foi sujeito, deficitário em Th e Sr, é mais enriquecido em elementos móveis do que os andesitos de Espinhosela. Nestes é notório o empobrecimento em Nb, P e Ti. São também deficitários em Th e U (amostras 24/90A e 24/85R). Tal como nos basaltos de Espinhosela (e em menor grau nos basaltos de Edrosa), para além do empobrecimento em Nb, o empobrecimento em Ti é comum e característico em rochas básicas relacionadas com zonas de subducção (ARCULUS, 1987).

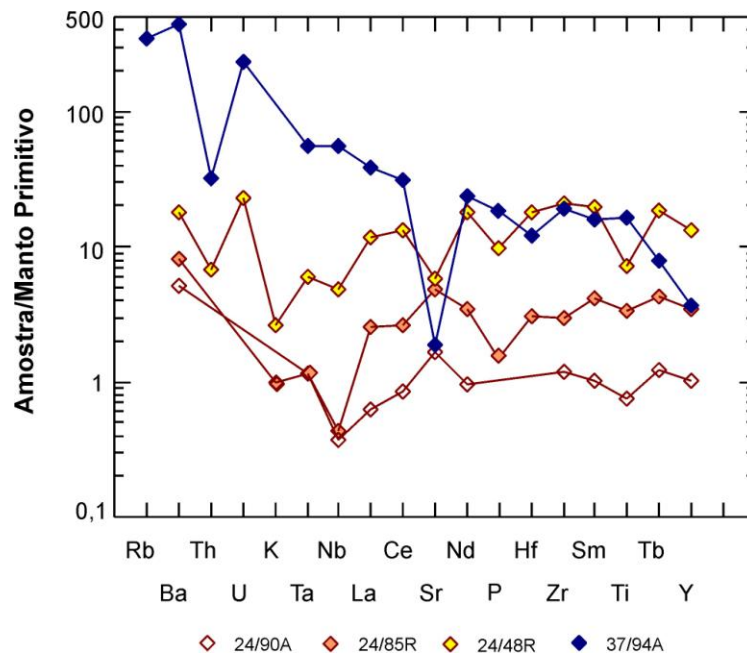


Figura 3. 53 - Projecção de elementos incompatíveis dos andesitos de Espinhosela e Edrosa normalizados para o Manto Primitivo segundo valores padronizados de WOOD *et al.* (1979).

Quanto ao diagrama de terras raras normalizados para o Condrito, os dados disponíveis do sector de Edrosa dizem respeito apenas à amostra 38-19A. Contudo, é evidente que a amostra de Edrosa apresenta um enriquecimento em terras raras leves (LREE) em relação aos basaltos de Espinhosela, com ligeiras anomalias negativa em Ce e Eu. Nos basaltos de Espinhosela somente a amostra 24/110 apresenta enriquecimento de LREE em relação às HREE. A maior parte das amostras apresenta um empobrecimento em LREE relativamente às terras raras pesadas. Duas das amostras (24/139 e 25/ 89) apresentam perfil plano. A maior parte das amostras apresenta uma pequena anomalia em Eu. Pontualmente duas amostras apresentam anomalia em Ce (24/108G e 24/110) e a amostra 24/108C uma anomalia negativa em Tm (Figura 3. 54).

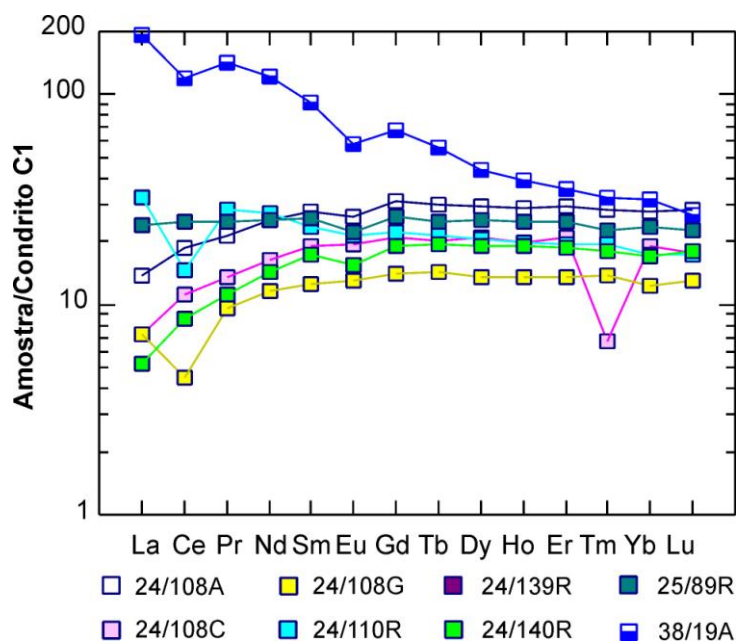


Figura 3. 54 - Perfis de terras raras das rochas básicas de Espinhosela e Edrosa, normalizados para o Condrito C1 segundo valores padronizados de NAKAMURA, 1974, *in* ROLLINSON, 1996).

Relativamente a estes dois padrões de REE (enriquecimento em LREE e empobrecimento em LREE) é normal a sua coexistência em toleítos de arco insular e em bacias "back-arc", com os empobrecidos a apresentarem valores mais baixos de REE (CULLERS & GRAF, 1994), tal como se assemelha ser o caso em estudo. A razão Eu/Sm, quer para Espinhosela (valor médio Eu/Sm= 0,31), quer para Edrosa (Eu/Sm=0,29), está no intervalo apresentado para estes toleítos, isto é, Eu/Sm= 0,22-0,54 (CULLERS & GRAF, 1994). Geralmente os basaltos de arco insular apresentam variações significativas nos padrões de terras raras devido à contaminação de crosta subductada com os materiais mantélicos.

3.6.3.4. DIAGRAMAS DISCRIMINANTES E AMBIENTE TECTÓNICO

Os diagramas discriminantes usando elementos menores são o tipo de diagramas mais utilizados para definir o ambiente tectónico de uma sequência basáltica. Contudo, como já anteriormente constatado, no caso do sector de estudo, os valores anómalos em alguns óxidos e elementos menores, trazem dificuldades acrescidas na caracterização dos tipos de magmas presentes e no seu enquadramento geotectónico. Tal ainda é mais patente quando se é confrontado com a impossibilidade de utilizar determinados diagramas discriminantes clássicos, como os diagramas Ti-Zr-Y, Ti-Zr e Ti-Zr-Sr (PEARCE & CANN, 1973), ou o diagrama V-Ti (SHERVAIS, 1982), pelos valores anormalmente baixos de TiO₂ destas amostras. Como se verá de seguida, as dificuldades persistem quando se pretende caracterizar o ambiente geotectónico.

Originalmente nos seus trabalhos pioneiros, PEARCE & CANN (1971, 1973) definiam os seguintes quatro grandes grupos de basaltos:

- oceânicos (regime divergente de placas tectónicas);
- arco vulcânico (regime de convergência de placas tectónicas);
- arco insular (intra placa de crosta oceânica);
- continentais (intra placa de crosta continental).

Actualmente, o número de ambientes tectónicos reconhecidos, a partir dos dados geoquímicos, é muito maior. Em ROLLINSON (1996) é feita uma síntese, aqui apresentada na Tabela 3. 1.

<p>Crista Oceânica crista oceânica normal (basaltos tipo N) Crista oceânica anómala (basaltos tipo E) Crista média incipiente</p> <p>bacia back-arc Bacia fore-arc (localizada acima de zona de subducção)</p> <p>Arco Vulcânico Arco oceânico - predomínio de basaltos toleióticos Arco oceânico - predomínio de basaltos calco-alcalinos Margem continental activa</p> <p>Ambientes Colisionais Colisão continente - continente Colisão arco - continente</p> <p>Ambiente Intrapalaca Intracontinental - crosta normal Intracontinental - crosta adelgada Ilha oceânica</p> <p>Margem Continental Passiva</p>
--

Tabela 3. 1- Actuais ambientes tectónicos reconhecidos através de critérios geoquímicos (adaptado de ROLLINSON, 1996).

Recorrendo ao diagrama de PEARCE & GALE (1977) que discrimina entre os basaltos intra-placa e todos os outros basaltos, verifica-se que as duas séries, de Espinhosela e Edrosa, se posicionam todas no campo dos basaltos de margem de placa (Figura 3. 55).

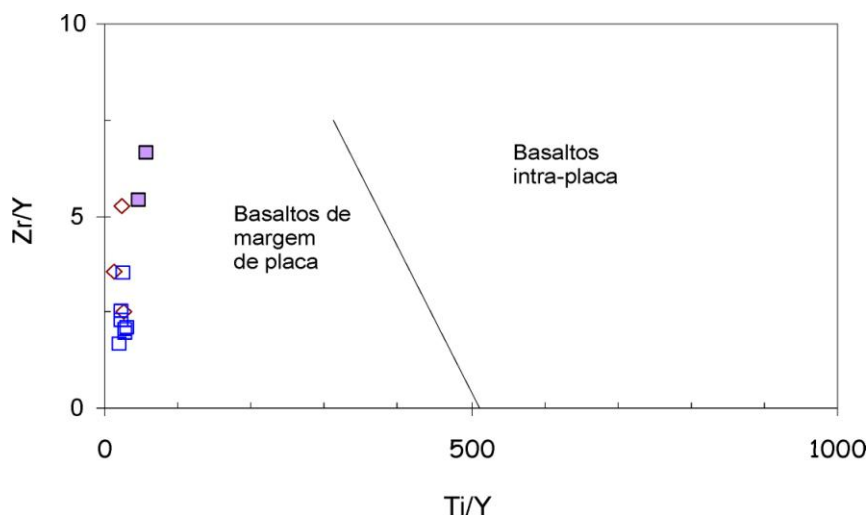


Figura 3. 55- Projecção das amostras de rochas básicas e intermédias de Espinhosela e Edrosa no Diagrama Zr/Y - Ti/Y com os campos dos basaltos intra-placa e basaltos de margem (todos os restantes basaltos). (Adaptado de PEARCE & GALE, 1977). Ver legenda na Figura 3. 43.

Como já referido, todas as amostras têm baixo teor em Ti e não é possível aplicar os diagramas discriminantes Ti-Zr-Y, Ti-Zr (linear) e Ti-Zr-Sr (PEARCE & CANN, 1973). Deste modo o protocolo de aplicação dos diversos diagramas discriminantes, proposto por estes autores, não pode ser aplicado. Aliás, estes autores também recomendam que estes diagramas só devem ser utilizados em rochas frescas.

Assim, com reservas, determinou-se o grau de alcalinidade recorrendo à relação Y/Nb. Os basaltos alcalinos devem apresentar uma relação $Y/Nb < 1,0$; os transicionais $Y/Nb < 2$ e os toleíticos $Y/Nb > 2$ (PEARCE & CANN, 1973). Estes autores constataram que para os basaltos alcalinos intra-placa, a relação $Y/Nb < 1$; $Y/Nb < 2$ para basaltos alcalinos oceânicos, é superior a 2 para os basaltos toleíticos intra-placa e maior que 3 para basaltos toleíticos oceânicos. Usando o diagrama apresentado por estes autores, para as rochas básicas da Formação Soutelo verifica-se que os basaltos do sector de Edrosa se posicionam no campo alcalino - transicional e as amostras de Espinhosela (andesitos e basaltos) no campo toleítico (Figura 3. 56), ao contrário dos diagramas anteriores que indicavam os basaltos de Edrosa como tendo afinidade toleítica.

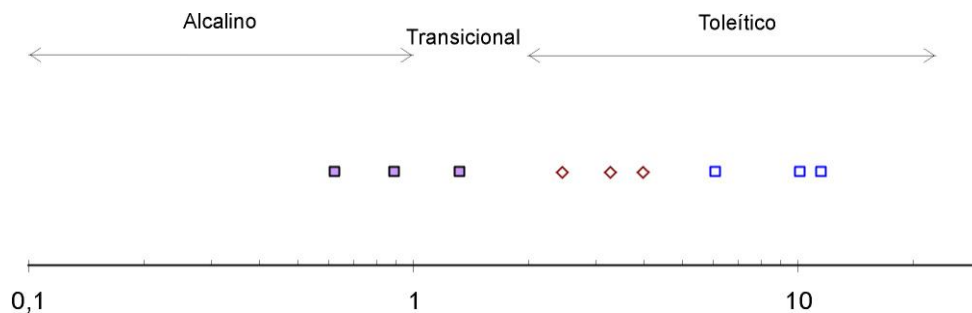


Figura 3. 56 - Projecção das amostras das rochas básicas e intermédias da Formação Soutelo no Diagrama Y/Nb (adaptado de PEARCE & CANN, 1973). Ver legenda na Figura 3. 43.

Tal acontece porque os basaltos de Edrosa apresentam valores elevados de Nb, semelhantes aos valores que os basaltos alcalinos apresentam, ou seja, teores mais elevados de Nb do que Zr ou Y, enquanto que nos basaltos toleíticos sucede o contrário (PEARCE & CANN, 1973).

PEARCE & NORRY (1979) usando a razão Zr/Y vs. Zr estabelecem uma relação positiva entre estes parâmetros, permitindo distinguir entre basaltos insulares oceânicos, MORB e basaltos intraplaca. No diagrama da Figura 3. 57, os primeiros dispoem-se nos campos B e D; MORB nos campos C, D e E e os intraplaca, nos campos A e E.

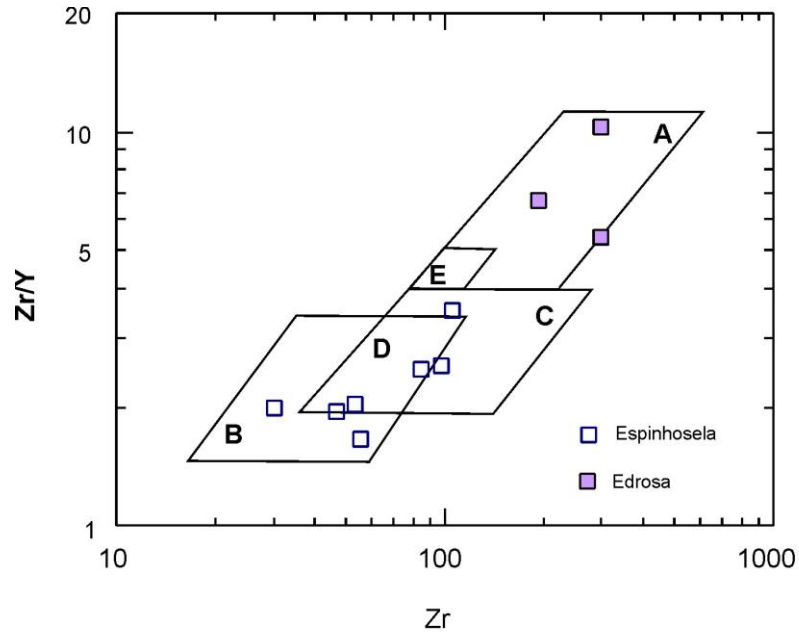


Figura 3. 57 - Projecção das amostras dos basaltos de Espinhosela e Edrosa no Diagrama discriminante Zr/Y - Zr (adaptado de PEARCE & NORRY, 1979).

Verifica-se que as amostras do sector de Edrosa posicionam-se no campo dos basaltos intraplaca enquanto que o sector de Espinhosela no campo dos basaltos de Arco Insular Oceânico e/ou MORB. Tal entra em contradição com o diagrama anterior da Figura 3. 55. Deparamo-nos com situações idênticas quando se projectaram estes dados nos diagramas ternários de PEARCE *et al.* (1977) e WOOD (1980).

Melhores resultados foram conseguidos com o diagrama MgO-FeO_t-Al₂O₃ (PEARCE *et al.*, 1977). Tal como recomendado pelos autores, só se projectaram as amostras com teores de SiO₂ variando entre 51% e 56% recalculados sem P.R (Figura 3. 58). Neste diagrama os limites definem os seguintes campos: (1) ilha de crista oceânica (*spreading centre island*); (2) Arco Insular e margem continental activa (*Island arc and active continental margin*); (3) basaltos de crista oceânica (MORB); (4) Ilha Oceânica (*Ocean island*) e por fim (5) Basaltos Continentais (*Continental basalts*). Como se constata, nenhuma das amostras se posiciona no domínio dos basaltos continentais, havendo uma dispersão das amostras pelos restantes campos, com predomínio para o campo "arco insular e margem continental activa".

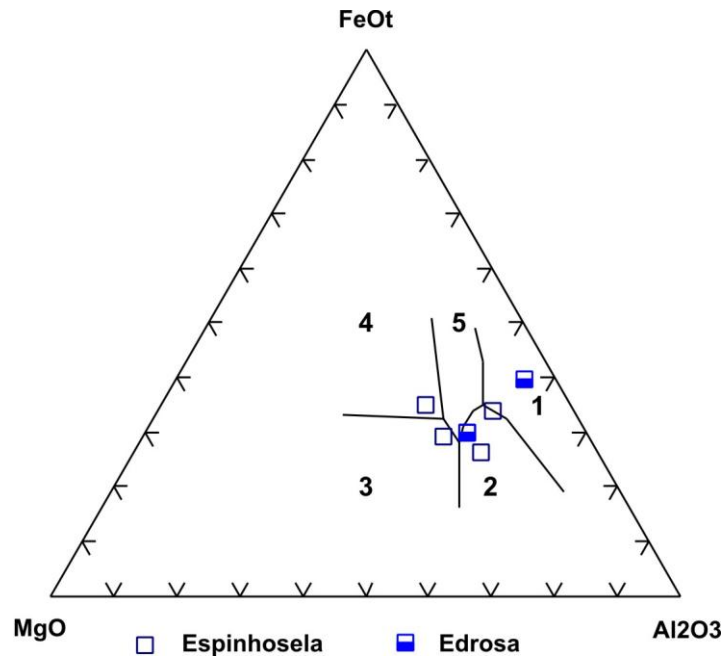
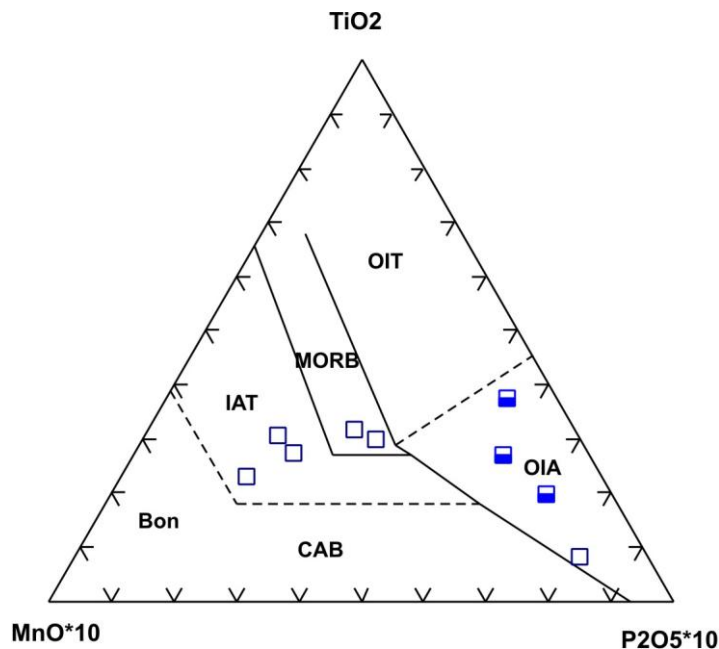


Figura 3. 58- Projecção das amostras de basaltos de Espinhosela e Edrosa no Diagrama MgO - FeOt - Al₂O₃ (adaptado de PEARCE *et al.*, 1977).

Aplicando o diagrama MnO-TiO₂-P₂O₅ (MULLEN, 1983), às rochas básicas e intermédias no intervalo 45-54% SiO₂ (recalculadas sem P.R.), constata-se mais um aspecto contraditório com amostras de Edrosa e de Espinhosela a posicionarem-se no campo dos basaltos alcalinos de ilha oceânica (OIA) e as restantes amostras de Espinhosela a distribuírem-se segundo uma tendência clara entre os campos toleítico de arco insular (IAT) e MORB (Figura 3. 59).



MORB; OIT (ocean -island tholeiite) OIA (ocean-island alkali basalt); CAB (island-arc calc-alkaline basalt); IAT (island-arc tholeiite); Bon (Boninite)

Figura 3. 59 - Projecção das amostras de basaltos de Espinhosela e Edrosa no Diagrama MnO-TiO₂-P₂O₅ (MULLEN, 1983). Ver legenda da Figura 3. 58.

Por fim, fez-se o ensaio no diagrama Cr-Y (PEARCE, 1982), que permite diferenciar os basaltos de arco vulcânico, devido às concentrações mais baixas de Cr e Y, relativamente aos

restantes tipos de basaltos. Neste gráfico a sobreposição entre os campos VAB (*volcanic-arc basalts*) e MORB é pequena. O campo dos WPB (*within-plate basalts*) sobrepõe-se a ambos. No diagrama da Figura 3. 60, as amostras de Espinhosela e de Edrosa, que definem o mesmo *trend*, não seriam basaltos de arco vulcânico, mas WPB ou MORB. Pelo maior número de amostras abarcadas, teriam características MORB.

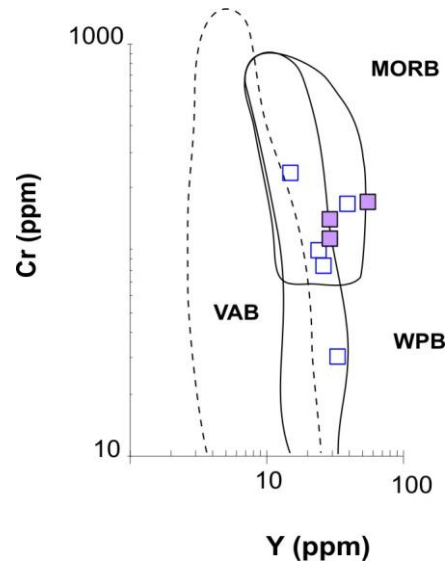


Figura 3. 60 - Projeção das amostras de basaltos de Espinhosela e Edrosa no Diagrama Cr-Y (adaptado de PEARCE, 1982). Ver legenda na Figura 3. 57.

A projecção das amostras no diagrama F1-F2 (PEARCE, 1976) baseado em funções discriminantes F1 e F2 foram calculadas a partir da utilização de oito elementos maiores segundo as fórmulas:

$$F1 = +0,0088SiO_2 - 0,0774TiO_2 + 0,0102Al_2O_3 + 0,0066FeO - 0,0017MgO - 0,0143CaO - 0,0155Na_2O - 0,0007K_2O;$$

$$F2 = -0,0130SiO_2 - 0,0185TiO_2 - 0,0129Al_2O_3 - 0,0134FeO - 0,03MgO - 0,0204CaO - 0,0481Na_2O + 0,0715K_2O,$$

Mostra concordância com os diagramas discriminantes de MIYASHIRO (1974) e MIYASHIRO & SHIDO (1975) antes apresentados. De acordo com este diagrama as amostras posicionam-se fundamentalmente no campo do basaltos calco-alcálicos / toleíticos de arco insular e duas das amostras de Edrosa, por terem valores muito baixos da função F2 ($< -1,2$), não se projectam neste diagrama. A terceira amostra (38-19) situa-se perto do campo shoshonítico (Figura 3. 61).

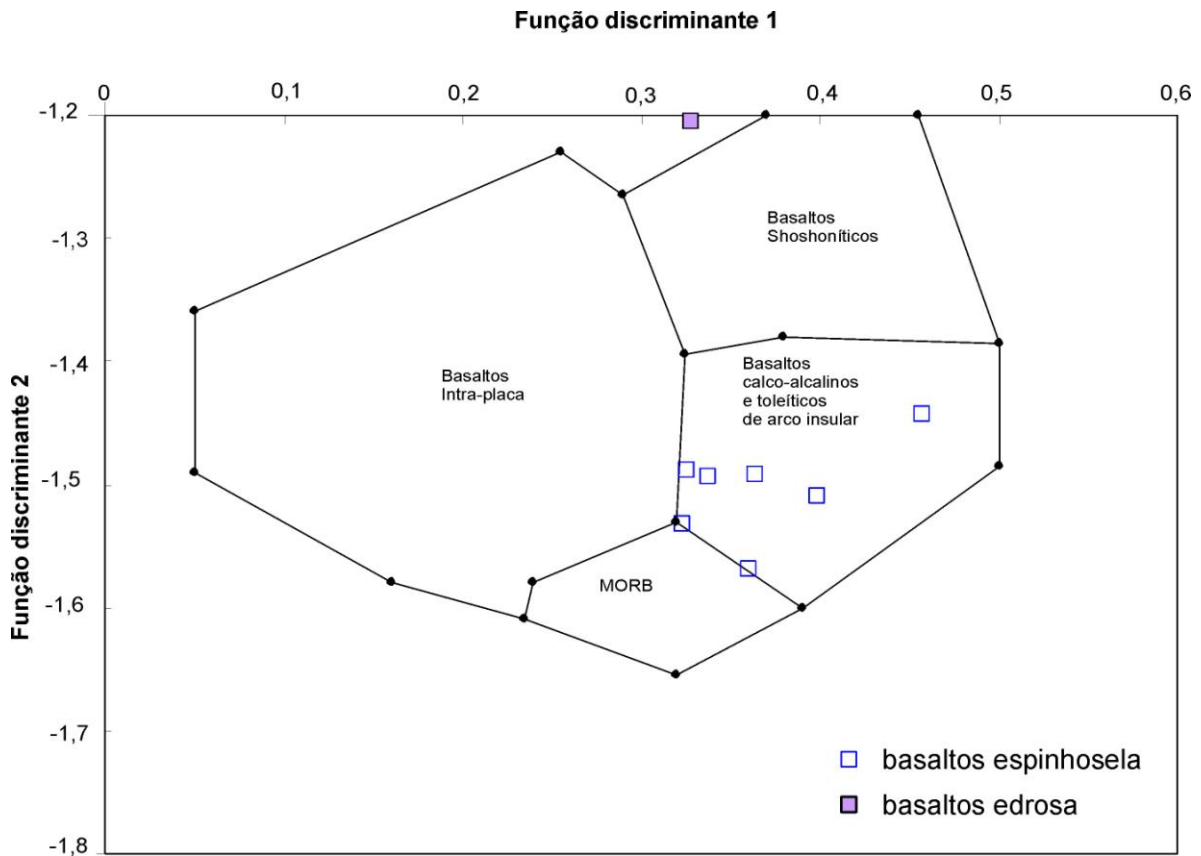


Figura 3. 61 - Projecção das amostras de basaltos de Espinhosela e Edrosa no diagrama discriminante F1-F2 (adaptado de PEARCE, 1976).

Concordante com estes resultados, são as projecções dos dados disponíveis no gráfico Ce/Yb - Ta/Yb (Figura 3. 62). Como se pode constatar, as amostras de Edrosa e Espinhosela posicionam-se no campo dos arcos vulcânicos: calco-alcálico, no caso de Espinhosela e shoshonítico, no caso de Edrosa.

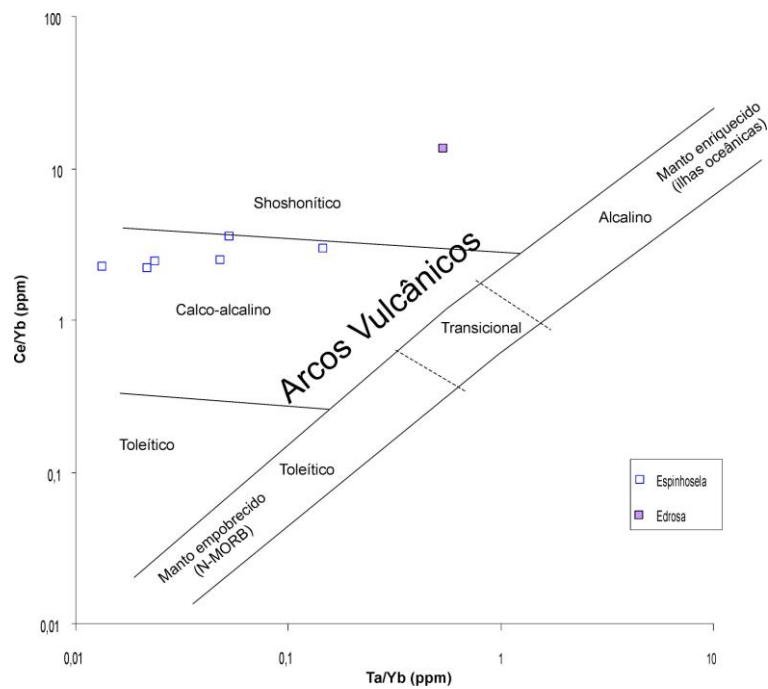
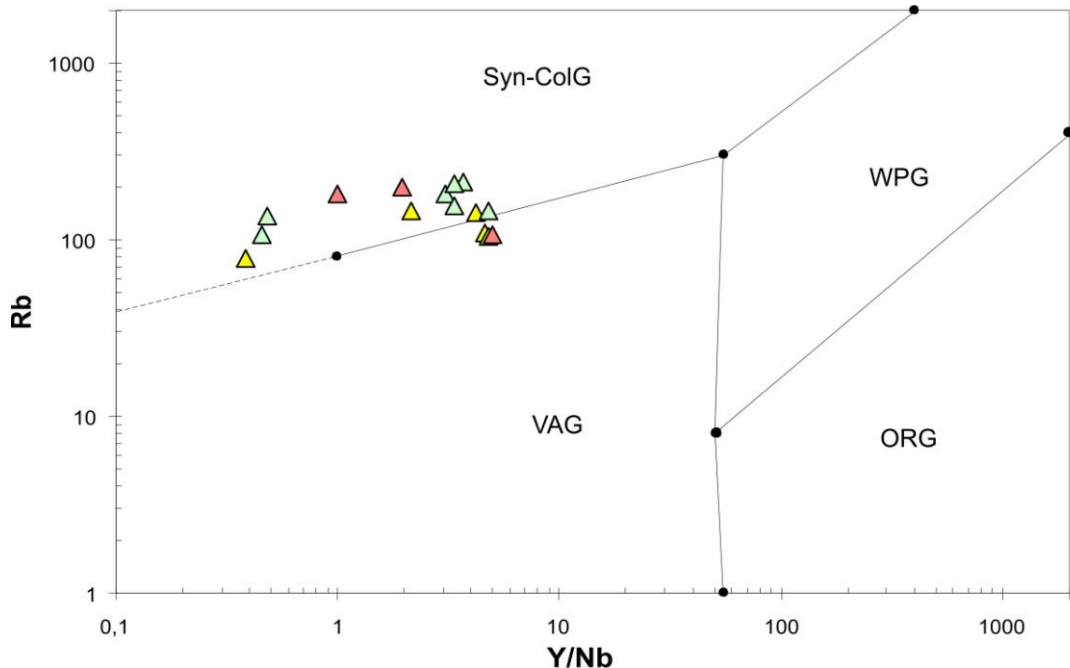


Figura 3. 62 - Projecção das amostras de rochas básicas de Edrosa e Espinhosela no diagrama C/Yb - Ta/Yb (adaptado de PEARCE, 1982).

Quanto às vulcânicas ácidas, a sua projecção no diagrama de K_2O/SiO_2 (Figura 3.50) evidencia uma grande dispersão pelos campos calco-alcálico de médio K, alto K a shoshonítico, sugerindo que estejam presentes várias séries magmáticas com transições graduais entre si. A projecção das vulcânicas ácidas no diagrama Rb-(Y/Nb) de PEARCE *et al.* (1984) posicionam-se no campo dos granitos sincolisionais (syn-ColG), próximo ou na passagem para os VAG (*volcanic arc granites*) quando seria de esperar que se situassem francamente neste domínio.



▲ Espinhosela (riólitos); ▲ Espinhosela (tufos); ▲ Edrosa

(syn-ColG) - granitos sincolisionais; (WPG) - granitos intra placa; (VAG) - granitos de arco vulcânico; (ORG) - granitos de crista oceânica.

Figura 3. 63 - Projecção das vulcânicas ácidas de Espinhosela e Edrosa no diagrama Rb - Y/Nb (adaptado de PEARCE *et al.* 1984).

Comparando com os metavulcanitos ácidos de Cabo Ortegal, Verín e Alcañices (ANCOCHEA *et al.*, 1988), estas têm um posicionamento, neste diagrama Rb/Y+Nb, completamente distinto do sector de Espinhosela-Quintanilha, pois que se situam no limite de VAG e WPG ou francamente no domínio WPG (*Within Plate Granites*).

3.7. COMPARAÇÃO COM OUTROS SECTORES. CONCLUSÕES.

Em trabalhos de síntese sobre o magmatismo do Paleozóico Inferior da ZCI (RIBEIRO, M.L. *et al.*, 1992; RIBEIRO, M.L. *et al.*, 2010), a idade dos episódios vulcânicos que ocorrem nas formações presentemente consideradas parautoctones (Formação Soutelo), correspondendo às unidades anteriormente consideradas de autóctones (f. Supra - Quartzítica) e parautoctones (f. Xistos Superiores), não atingiria o Devónico. No caso das unidades alóctones, seria Silúrico superior podendo mesmo chegar ao Devónico (RIBEIRO, A., 1974; RIBEIRO, M.L., 1986).

Em Trás-os-Montes, é essa sequência vulcânica da ZGTM, pertencente à sequência do alóctone inferior envolvente do Maciço de Morais (sector a SW de Macedo de Cavaleiros) que melhor estudada está, do ponto de vista petroquímico e estrutural (RIBEIRO, M.L., 1986, 1991; PEREIRA, E., *et al.*, 2000). O estudo geoquímico destas unidades revelou a existência de duas séries básicas e três séries ácidas associadas. As séries básicas, Grupos Carrapatas e Macedo de Cavaleiros, pertencem respectivamente, a uma série alcalina - transicional intracontinental e a uma série toleítica, do tipo MORB-transicional, mais recente. Esta série terá sido gerada por

fusão parcial do líquido remanescente gerado aquando da formação do Grupo Carrapatas. Por sua vez, esta série Carrapatas caracteriza-se pela presença de vulcânicas ácidas peralcalinas, panteleritos e comenditos (RIBEIRO, M.L., 1986, 1991). Sobre a idade geocronológica destas rochas, há uma datação Rb/Sr na formação Facho, situada na base da sequência, de 487 ± 50 M.A., ou seja, Ordovícico Inferior (RIBEIRO, M.L. *et al.*, 1985). As características químicas destes episódios apontam para uma evolução do quimismo peralcalino a alcalino transicional para toleítico, compatível com o modelo de *rift* continental que vai evoluindo para oceano e respectiva crosta (RIBEIRO, M.L., 1991; QUESADA, 1992; DIAS & RIBEIRO, 1995). Posteriormente foram realizados, mais para oeste, no sector de Mascarenhas, estudos cartográficos, petrográficos e geoquímicos, que confirma esta sequência peralcalina (SÁ, 1999; SÁ *et al.*, 2000).

Quanto à sequência vulcânica parautoctone, completamente distinta da anterior e onde se enquadram as vulcânicas da Formação Soutelo, há escassas referências à litogeoquímica das vulcânicas do Domínio Peritransmontano (RIBEIRO, M.L. *et al.* 1992). Particularmente são referidos dois sectores: 1) entre Saldanha e Atenor, com rochas básicas toleíticas continentais e onde as rochas ácidas apresentam perfis de TR "fortemente fraccionado, e fortes anomalias em Eu" (op. cit.); 2) Santulhão ocorre uma sequência bimodal, não peralcalina, com metabasitos de dois tipos: xistos verdes com quimismo alcalino-transicional intraplaca e metadoleritos que situam nos campos transicionais e toleíticas e que poderão corresponder a mais de uma sequência magmática.

No sector em estudo, até ao presente momento, nunca estas rochas vulcânicas tinham sido alvo de quaisquer estudos litogeoquímicos. Nos sectores transfronteiriços, equivalentes a esta área, deve-se a ARENAS (1988) e ANCOCHEA *et al.* (1988), as primeiras caracterizações geoquímicas dos vulcanitos 'silúricos' de três sectores: Cabo Ortegal (sequência silúrica); Verín (metavulcanitos do Grupo de Paraño) e Alcañices. Consideram que os principais episódios vulcânicos, fundamentalmente dacitos e riólitos, ocorrem a muro e a tecto da sequência silúrica. Além disso, assinalam a ocorrência de *sills* de metabasitos. Constatam a existência de sequências ígneas complexas bem como uma variação composicional ao longo da sequência metassedimentar silúrica. Para estes autores, as rochas ácidas e intermédias, da base, revelam tendência peraluminosa, correspondendo ao tipo calco-alcalino e alto potássio e shoshoníticos, (ANCOCHEA *et al.*, 1988; ARENAS, 1988). Especificamente no caso de Cabo Ortegal, para ARENAS (1988) é óbvio o seu enquadramento num ambiente de arco vulcânico e não em ambiente distensivo. Tal como no caso agora estudado da sequência vulcânica de Espinhosela - Quintanilha. Em discrepância com os resultados agora apresentados, os metavulcanitos ácidos estudados por ANCOCHEA *et al.* (1988), posicionam-se fundamentalmente no campo dos granitos intra placa. Ainda a propósito destas metavulcânicas de Alcañices e das mineralizações associadas, MONTERO *et al.* (1992) considera que as vulcânicas de Figueruela - Riomanzanas foram geradas em plataforma continental adelgada, próxima de área emersa e de subducção incipiente.

Relativamente à referência, em outros sectores da ZGTM, da existência de dois episódios vulcânicos, um a muro, geralmente de composição básica a intermédia; o outro, a tecto, de composição ácida, aparentemente não se coaduna com a presente proposta, mais detalhada, de sequência litoestratigráfica. Particularmente o carácter intrusivo dos metabasitos que ocorrem a muro da sequência (VACAS & MARTÍNEZ CATALÁN, 1987). No entanto, conjugada esta informação com as evidências cartográficas de filões ígneos, intrusivos na base da sequência de Espinhosela - Quintanilha (Formação Rio de Onor, do Silúrico), reforça a presente interpretação de que estas manifestações vulcânicas não são distintos, fazendo parte provavelmente do mesmo episódio ígneo, e que resultam de um processo normal de diferenciação magmática. Se são intrusivos numa sequência indubitavelmente silúrica, só podem ser de idade posterior.

Os resultados preliminares agora obtidos sobre as características geoquímicas destes episódios vulcânicos sugerem as seguintes considerações:

- O vulcanismo estará fundamentalmente confinado à Formação Soutelo de que é um dos seus factores de caracterização;

- Dada a descoberta de filões de composição dacítica, intrusivos na Formação Rio de Onor, de idade silúrica, e da sua afinidade geoquímica com as metavulcânicas de Soutelo, tudo aponta para que a idade deste vulcanismo seja do Devónico, sendo descartada a possibilidade deste episódio ser de idade ordovícica ou silúrica;

- Os episódios vulcânicos no sector de Espinhosela e na envolvência sudoeste do maciço de Bragança apresentam uma linha evolutiva de basaltos - andesitos - dacitos - riódacitos e riólitos, típica das séries subalcalinas (toleíticas e calco-alcalinas);

- Os dados geoquímicos apontam um contexto geológico de uma suite magmática toleítica de baixo K a calco-alcalina de arco insular que poderão evoluir para uma série shoshonítica;

- Convém realçar o contexto geológico da ocorrência das vulcânicas, nomeadamente das básicas, no sector de Espinhosela e da relação espacial destas básicas e particularmente dos andesitos de Carragosa com a "mélange" tectónica da Mofreita. A presença de rochas andesíticas, particularmente neste sector de Espinhosela e especialmente associadas à *mélange* tectónica da Mofreita é significativa para reforçar o facto desta *mélange* corresponder a uma zona de subducção, actualmente desenraizada. Pela actual teoria de tectónica de placas, é unanimemente reconhecido que as "mélanges" tectónicas correspondem a zonas de subducção antigas. Como é sabido, os andesitos são característicos de zonas de colisão de placas, distribuindo-se de modo paralelo à subducção (GROVE & KINZLER, 1986), como sucede no caso presente. Pelo seu posicionamento relativamente à "mélange", na actual situação geográfica, o plano da zona de subducção estaria a mergulhar para SW, já que os basaltos e andesitos estão para dentro da "mélange". Como já anteriormente assinalado no Capítulo 2, tudo indica que este contexto geotectónico é semelhante ao recentemente descrito no Cabo Ortegal relativamente à *Mélange* de Somoza, considerada também zona de subducção (ARENAS *et al.*, 2007; 2008; 2009).

- É típico das zonas de subducção o baixo teor em TiO_2 (ARCULUS, 1987), como sucede no caso presente. As alterações hidrotermais, mais tardias, que afectam esta sequência magmática, dificultam e mascaram os dados analíticos.

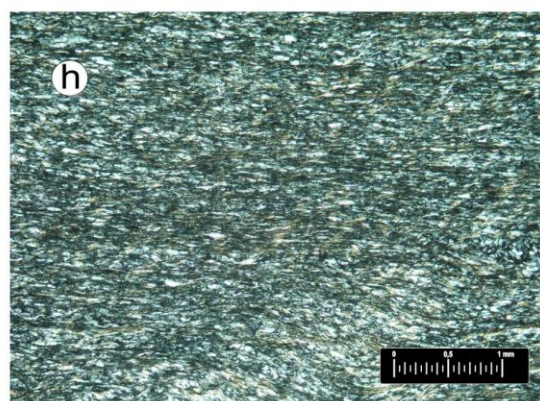
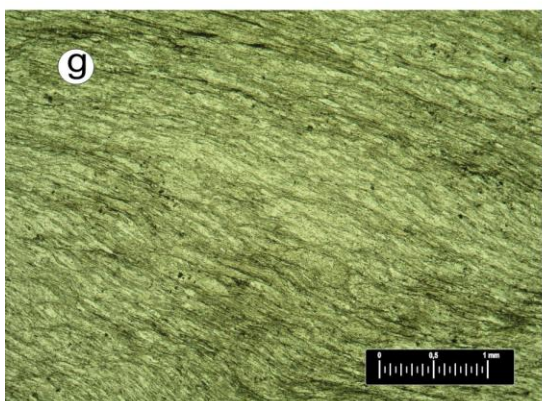
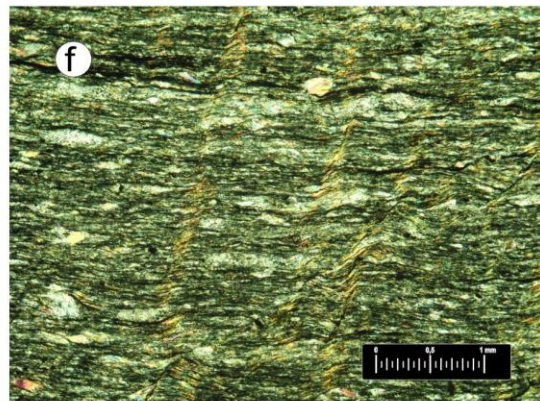
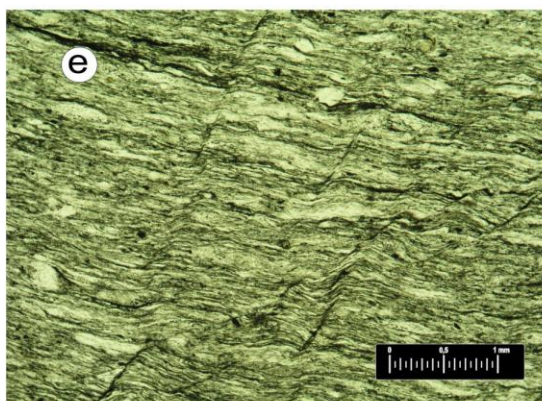
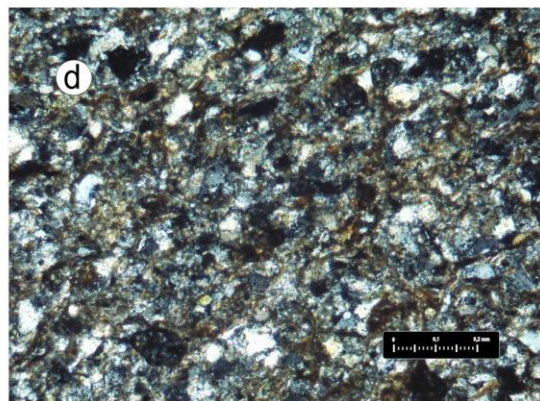
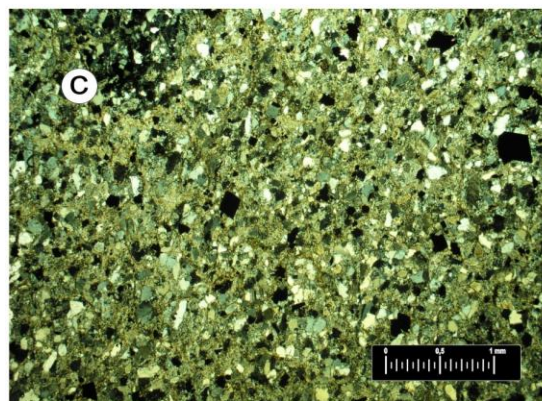
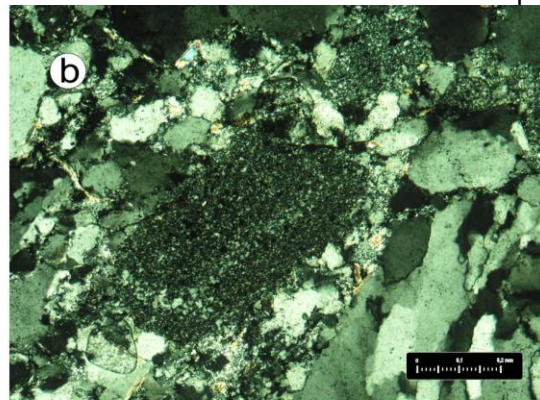
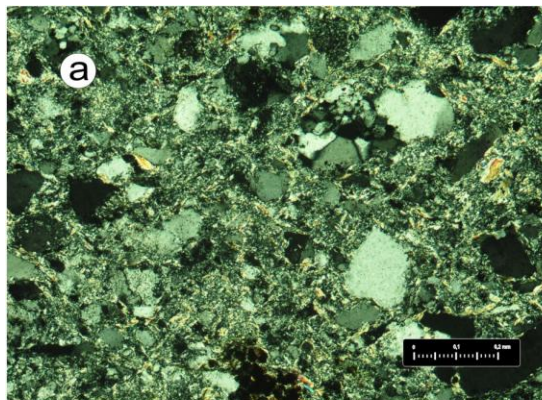
- O episódio alcalino, revelado pela presença dos traquitos de Sacóias, será mais tardio, dado que associado ao alinhamento de traquitos de Sacóias há uma forte alteração hidrotermal, fundamentalmente carbonatada, a afectar os xistos cloríticos e "borra-de-vinho". Os episódios vulcânicos alcalinos num contexto de colisão - subducção, são característicos de uma situação pré-arco (back arc).

Como já referido anteriormente, há actividade vulcânica no autóctone da ZCI. As vulcânicas básicas de El Castillo que ocorrem no núcleo do sinclinal de Tames (DÍEZ BALDA, 1982, 1986) foram datadas recentemente, por U-Pb em zircões de $394,7 \pm 1,4$ Ma, ou seja, Devónico Médio (GUTIÉRREZ-ALONSO *et al.*, 2008), representando um processo extensional de *rifting*, na margem gondwânica do oceano Rheic. Este dado importante vem reforçar a proposta agora apresentada, baseada nos dados de qua a Formação Soutelo e o seu vulcanismo possam ser do Devónico Inferior - Médio. Nesse caso já seria plausível considerar que parte destas unidades Silúrico - Devónicas de Espinhosela - Alcañices, seja considerada como parautóctone e não como alóctone. No entanto, fazendo uso dos dados disponíveis de vários sectores da ZGTM, torna-se evidente que nesta zona geotectónica há episódios vulcânicos distintos, quer pelo seu quimismo, pela idade e contexto geotectónico (parautóctone e alóctone).

ESTAMPAS

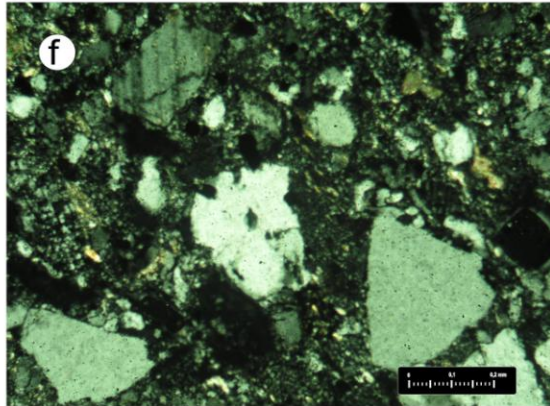
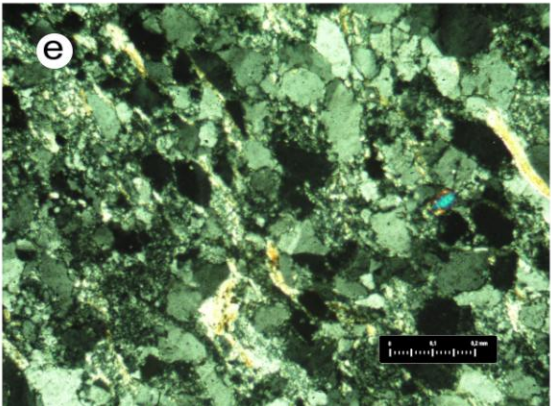
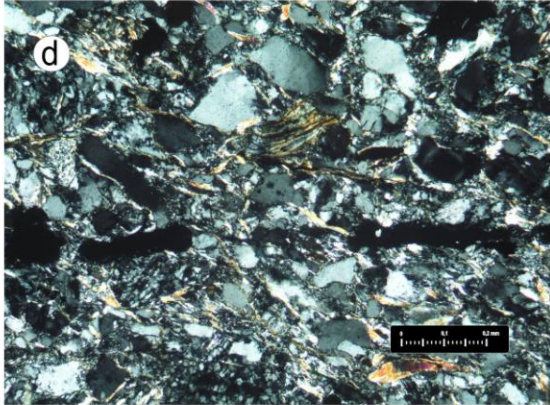
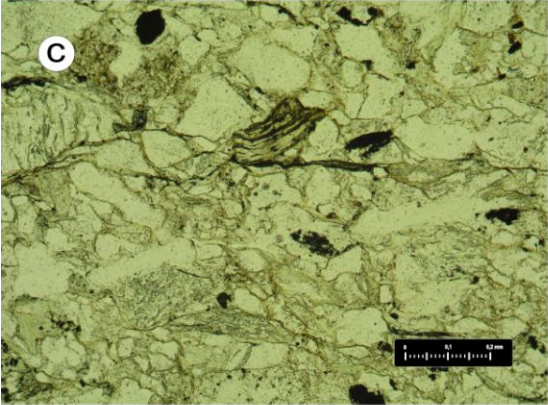
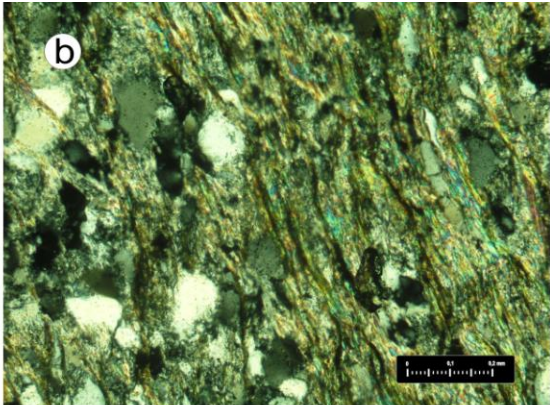
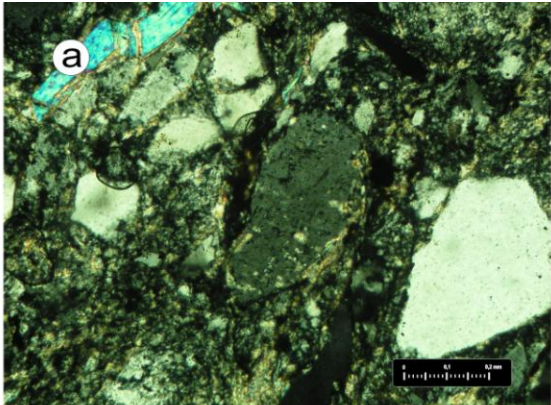
Estampa 3. 1 - Formação Rio de Onor e Soutelo: a) Membro França, amostra 25-96B (aspecto microscópico, nicóis cruzados, ampl. 2,5x; b) Amostra 25-96B (aspecto microscópico, nicóis cruzados, ampl. 10x; observa-se clasto de quartzito); c) Membro Vale André, amostra 39-9B (aspecto microscópico, ampliação 2,5x); d) Membro Vale André, amostra 25-109B, (aspecto microscópico, nicóis cruzados, ampl. 10x); e) Membro Igrejas amostra ME3-B20 da sondagem (aspecto microscópico, nicóis paralelos, ampl. 2,5x; f) Membro Igrejas amostra ME3-B20 da sondagem (aspecto microscópico, nicóis cruzados, ampl. 2,5x); g) Formação Soutelo, xistos cloríticos: amostra ME3-A17 da sondagem (aspecto microscópico, nicóis paralelos, ampl. 2,5x) e f); Form. Soutelo; h) Formação Soutelo, amostra ME3-A17 (aspecto microscópico, nicóis cruzados, ampl. 2,5x).

Estampa 3.1



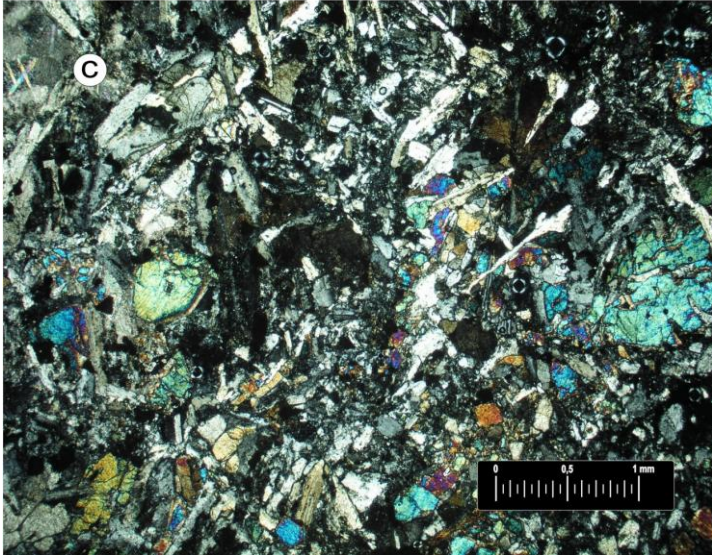
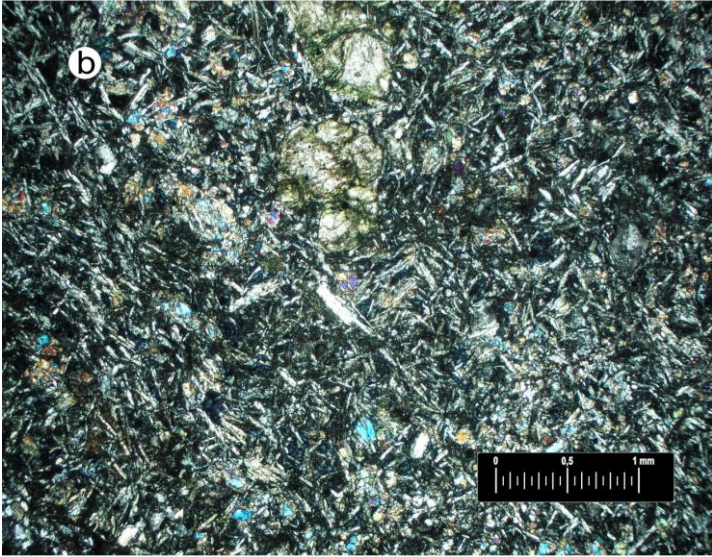
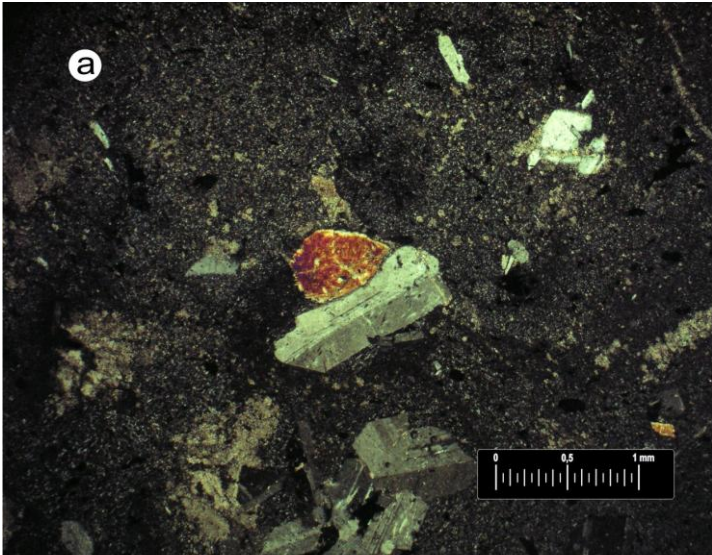
Estampa 3. 2 - Formação Gimonde: a) sector Gimonde Leste, amostra 38-14C, (aspecto microscópico, ampl. 10x, nicóis cruzados: observa-se clasto de feldsp.-K e moscovite); b) sector Gimonde Leste, amostra 38-15B (aspecto microscópico, ampl. 10x, nicóis cruzados; observa-se clivagem S_2); c) Gimonde Oeste, amostra 11-38B, aspecto microscópico, ampl. 10x, nicóis paralelos (observa-se clasto de xisto e de quartzito); d) amostra 11-38B, ampliação 10x, nicóis cruzados; e) sector de Guadramil, amostra 13-34B (aspecto microscópico, ampl. 10x, nicóis cruzados; observam-se clastos de plagioclase e quartzo lobado); f) sector da Aveleda, amostra 25-62 (aspecto microscópico, ampl. 10x, nicóis cruzados; observa-se cristal de zircão).

Estampa 3.2



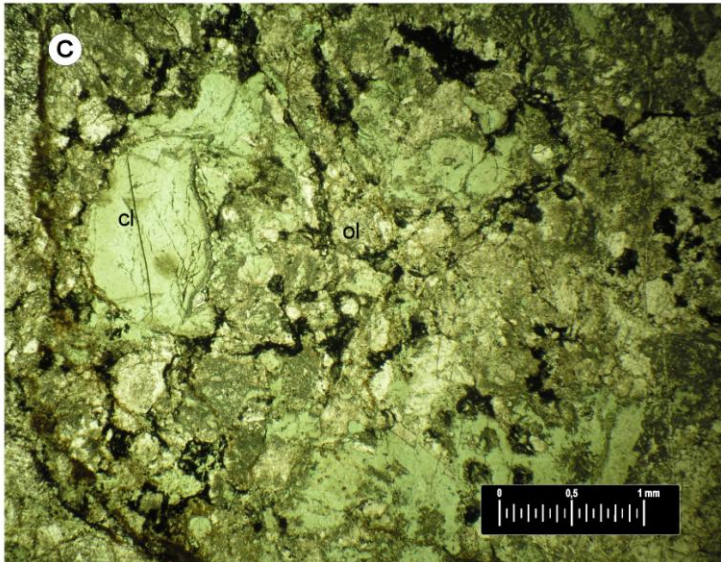
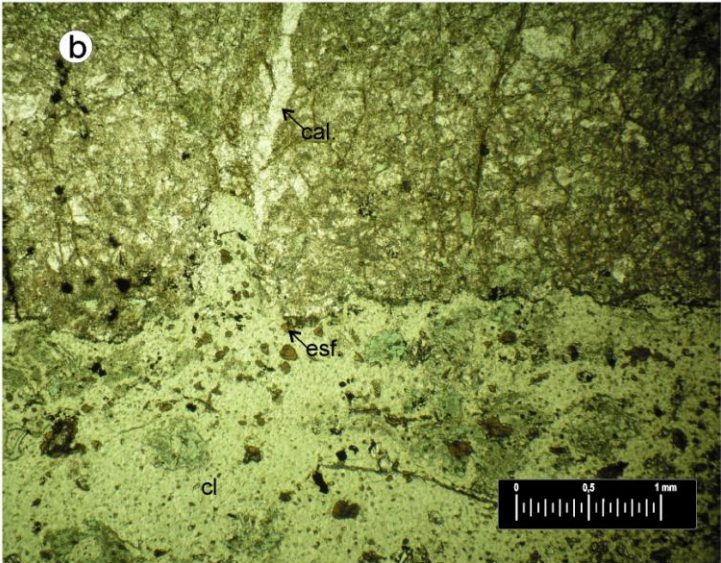
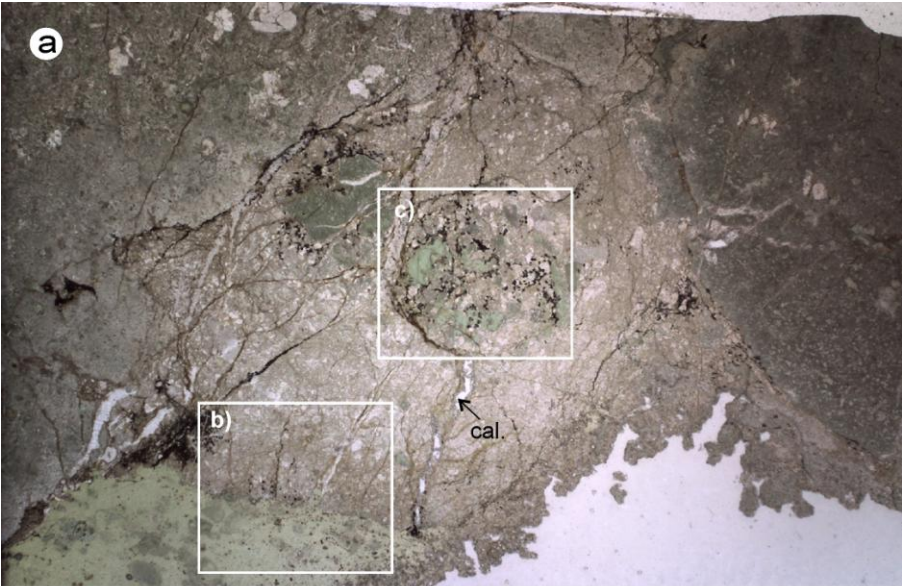
Estampa 3. 3 - Basaltos de Carragosa (Lâmina delgada da amostra 24-108R: a) textura microporfirítica (aspecto microscópico, ampl. 2,5x, nicóis cruzados); b) textura intersticial (aspecto microscópico, ampl. 2,5x, nicóis cruzados); c) intergranular dolerítica (aspecto microscópico, ampl. 2,5x, nicóis cruzados).

ESTAMPA 3.3



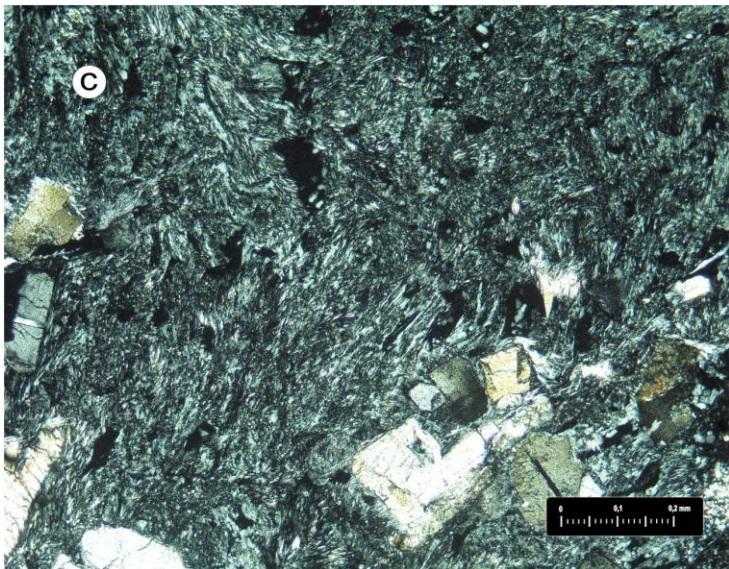
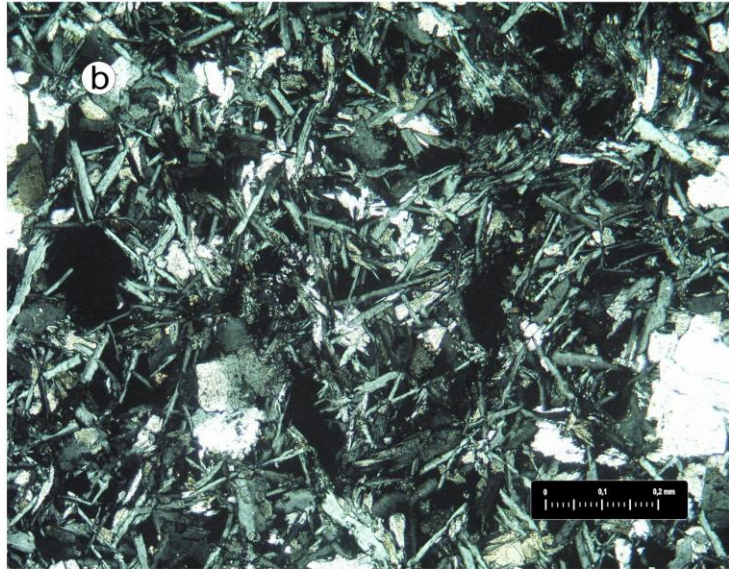
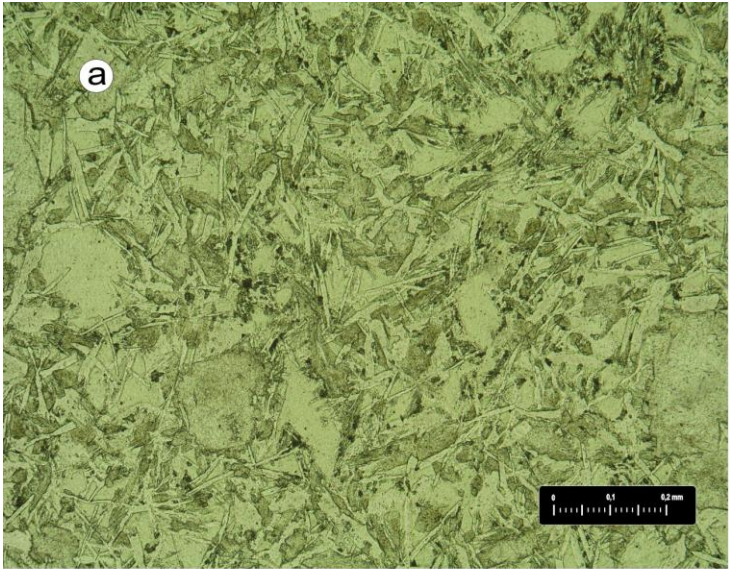
Estampa 3.4 - Basalto de Carragosa, base de escoada (amostra 24-108G); a) aspecto geral da lâmina, observando-se a base cumulática da escoada em contacto com nível clorítico; é visível a textura intersetal no canto superior esquerdo; b) pormenor do contacto: figuras de carga do cumulado feldspático a formarem-se sobre os filossilicatos (ampl. 10x, nicóis paralelos); c) pormenor de agregado clorítico com relíquia de olivina (ampl. 10x, nicóis paralelos).

ESTAMPA 3.4



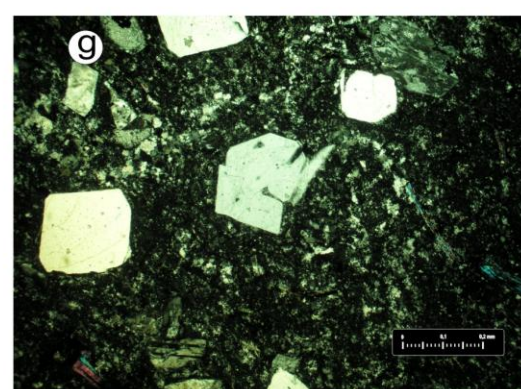
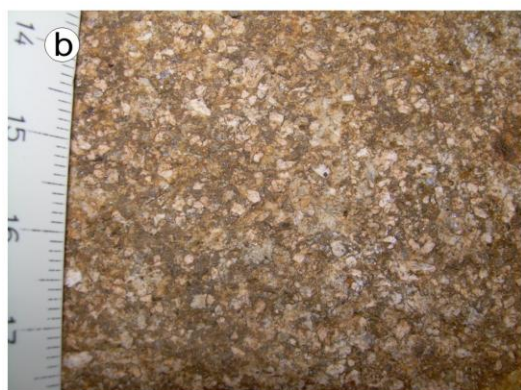
Estampa 3. 5 - Andesitos de Carragosa; a) amostra 24-85 (aspecto microscópico, ampl. 10x, nicóis paralelos); b) amostra 24-85 (aspecto microscópico, ampl. 10x, nicóis cruzados); c) amostra 24-90A (aspecto microscópico, ampl. 10x, nicóis cruzados).

ESTAMPA 3.5



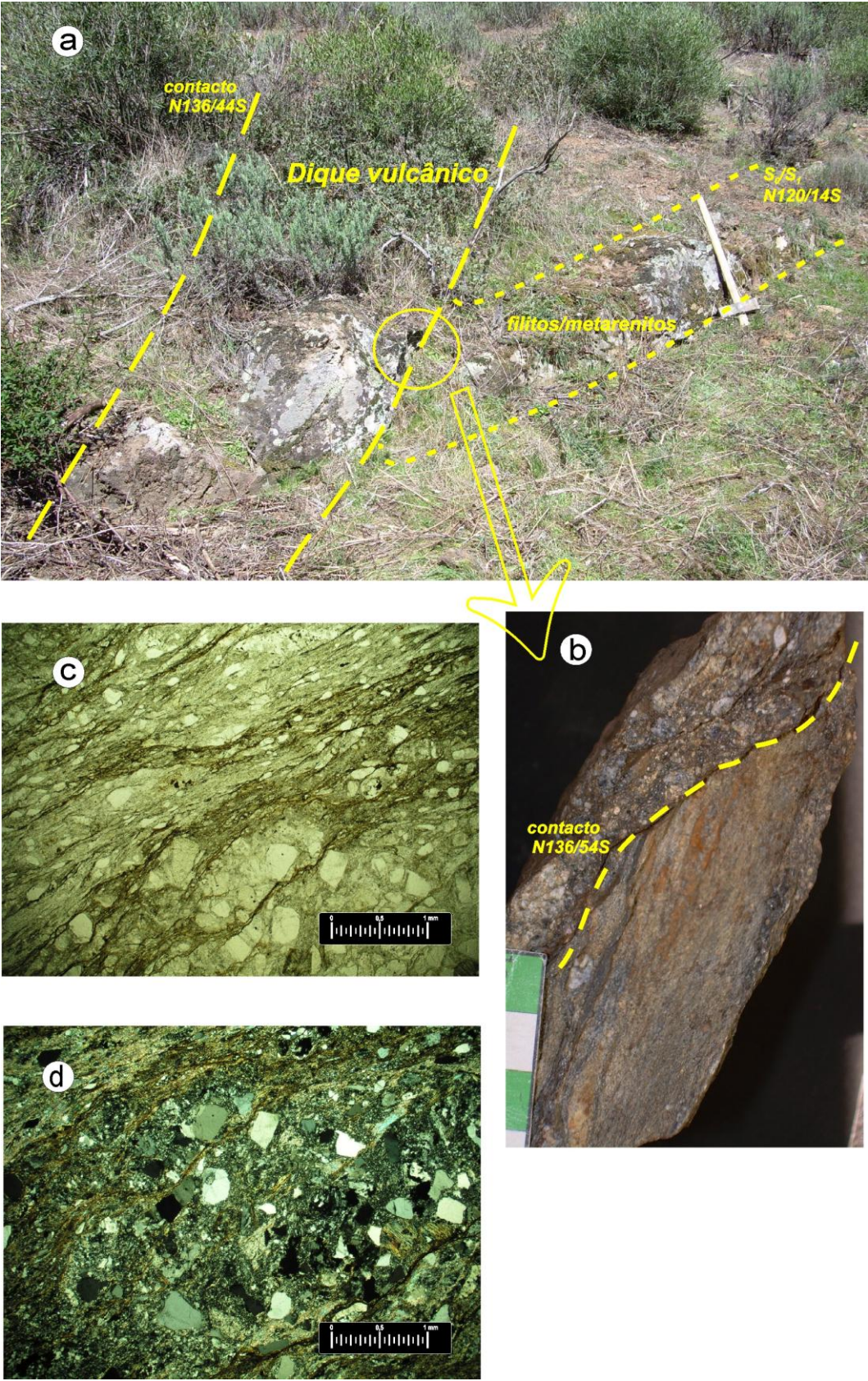
Estampa 3. 6 - Riólito da Petisqueira: a) aspecto geral do talude da estrada Bragança - Guadramil onde se pode observar o *stockwork* com Mn; b) detalhe da fácies porfírica grosseira, próximo do *stockwork*; c), d), e), f) aspectos macroscópicos da diminuição da granulometria da rocha em pontos mais afastados do *stockwork*; g) amostra 26-23A (aspecto microscópico, ampl. 2,5x, nicóis cruzados; observa-se cristal de quartzo com golfos de corrosão).

ESTAMPA 3.6



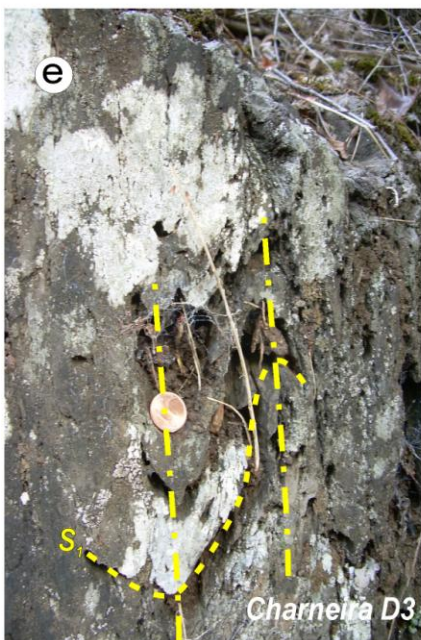
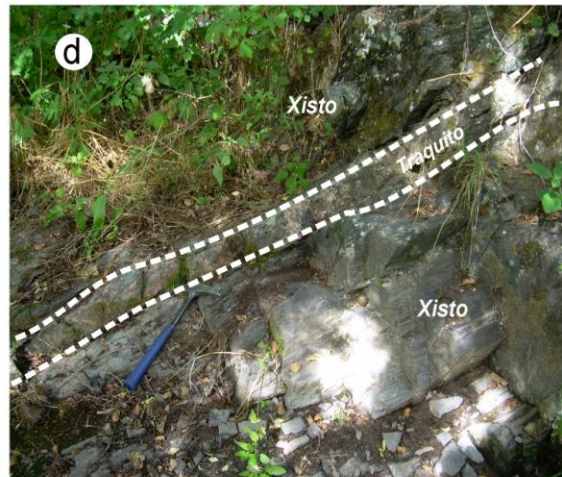
Estampa 3. 7 - Dique riódacítico do Moinho de Vila Meã: a) aspecto do afloramento (dimensão da marreta, 1m); b) pormenor do contacto; c), aspecto microscópico, observa-se texturas de fluxo (ampl. 2,5x, nicóis paralelos); d) aspecto microscópico, ampl. 2,5x, nicóis cruzados.

ESTAMPA 3.7



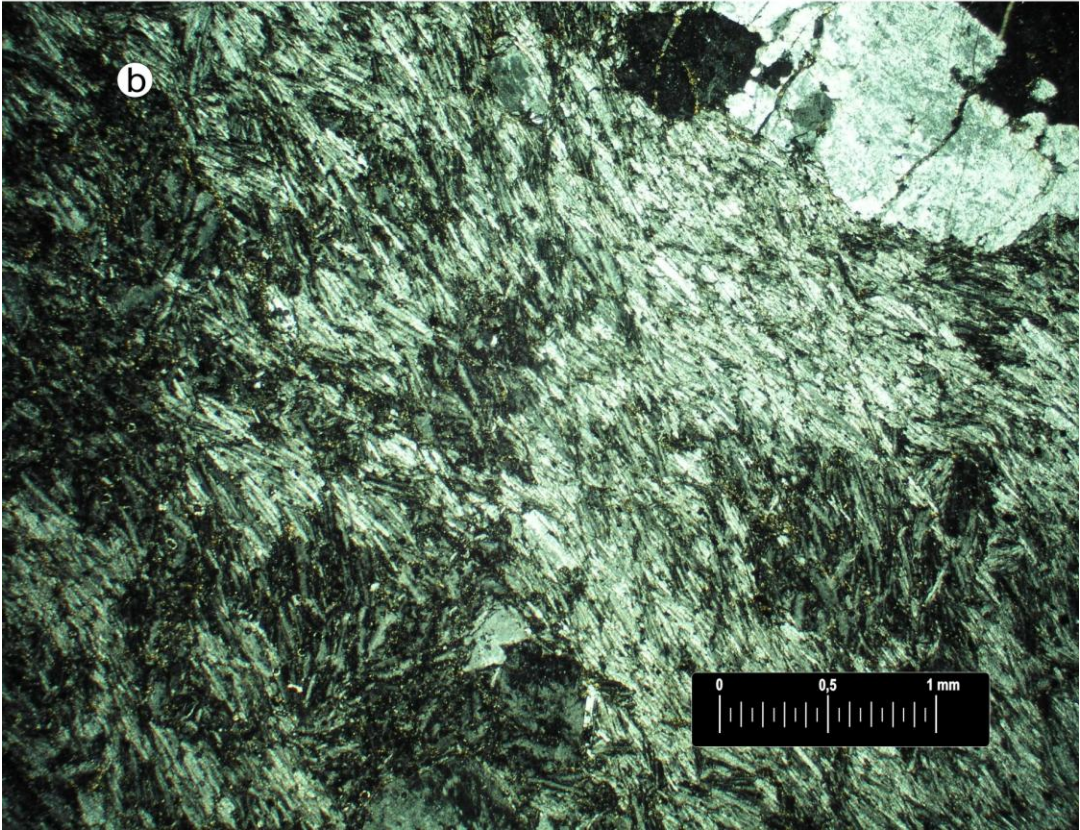
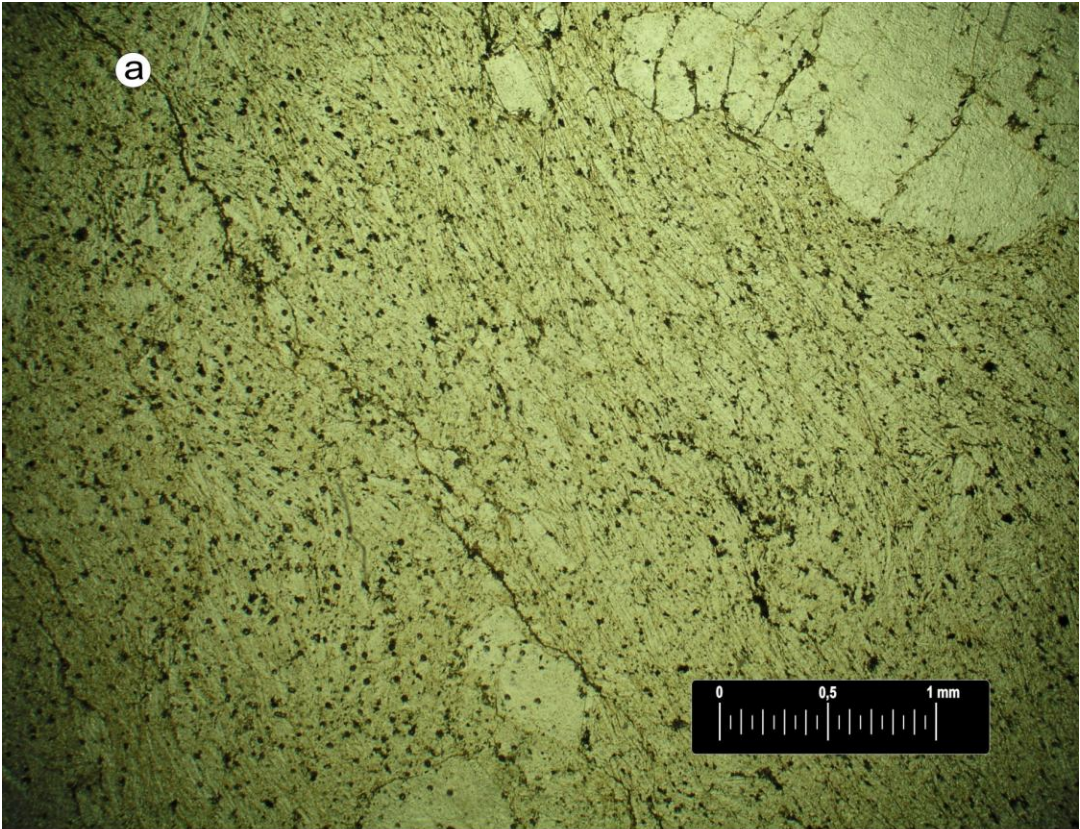
Estampa 3. 8 - Traquito de Sacóias: a) local de raiz do lacólito; b) aspecto do contacto do bordo norte; c) dique traquítico a cortar os xistos encaixantes; d) contacto do bordo sul do lacólito; e) Dobras D_3 , nos xistos, a afectar a xistosidade S_1 ; f) veios traquíticos.

ESTAMPA 3.8



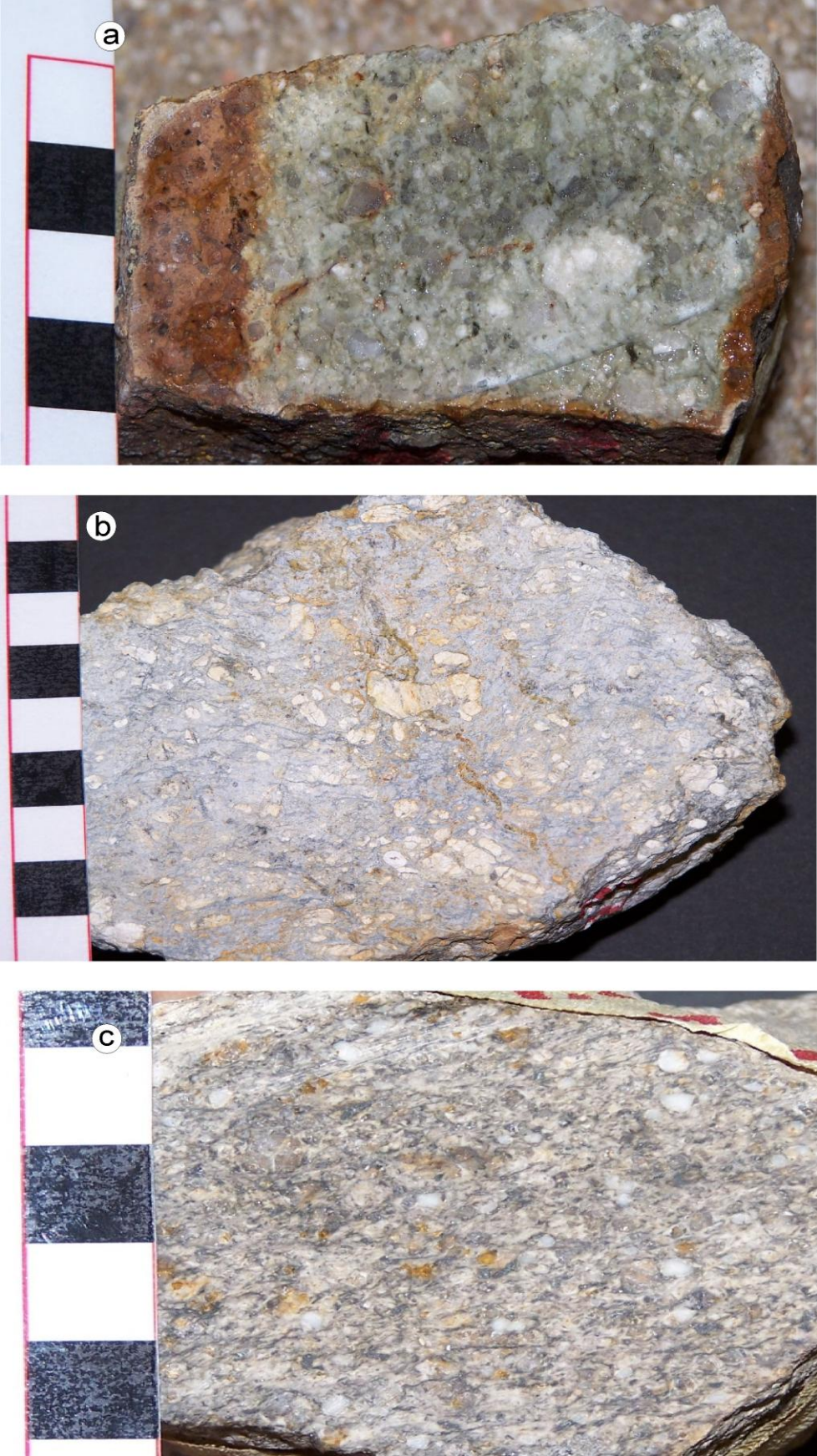
Estampa 3. 9 - Lâminas delgadas de traquitos (amostra 11-10RA): a) nicóis paralelos; b) nicóis cruzados. Ampliação 2,5x.

ESTAMPA 3.9



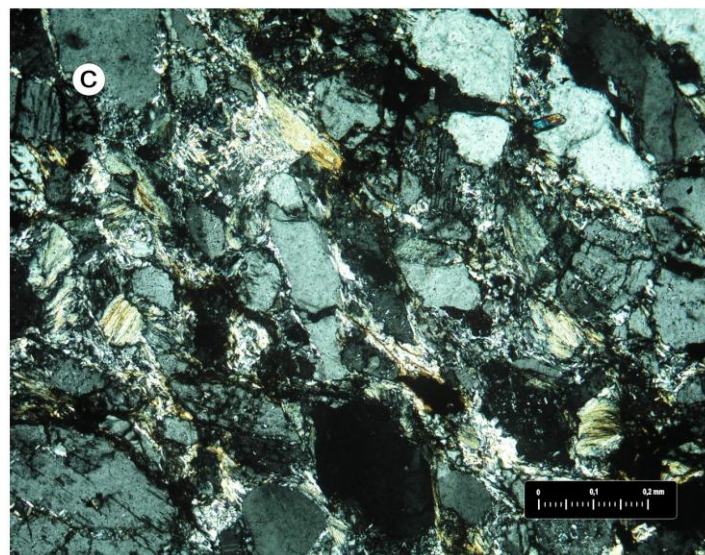
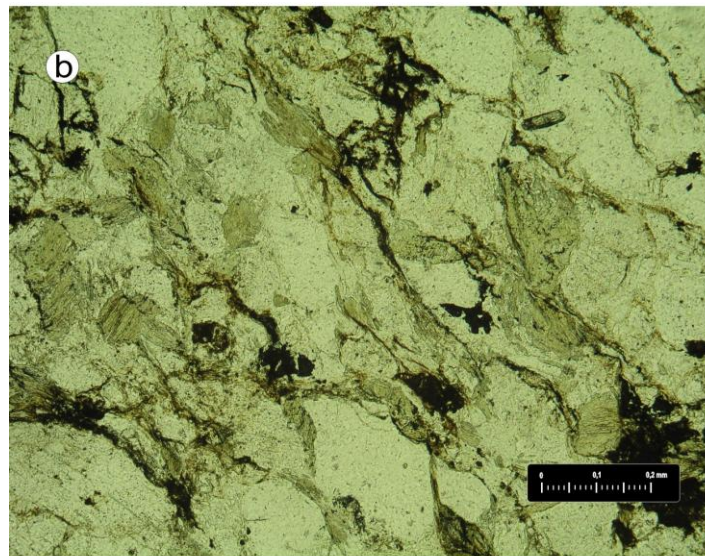
Estampa 3. 10 - Exemplos de piroclastitos da Formação Soutelo; a) Amostra 11-3R; b) Amostra 11-2R; c) Amostra 11-11R.

ESTAMPA 3.10



Estampa 3. 11 - Tufos andesíticos (v.g. Roela, Carta Militar nº 12, Rio de Onor); a) aspecto macroscópico, nicóis paralelos, ampliação 10x; b) aspecto microscópico, nicóis cruzados, ampliação 10x.

ESTAMPA 3.11



Estampa 3. 12 - Conglomerado Tufáceo do Alto do Rabal (Carta Militar nº 25, Aveleda); a), b) aspecto de clasto de vulcânica ácida (bomba vulcânica?); c) clastos de tufos ácidos.

ESTAMPA 3.12



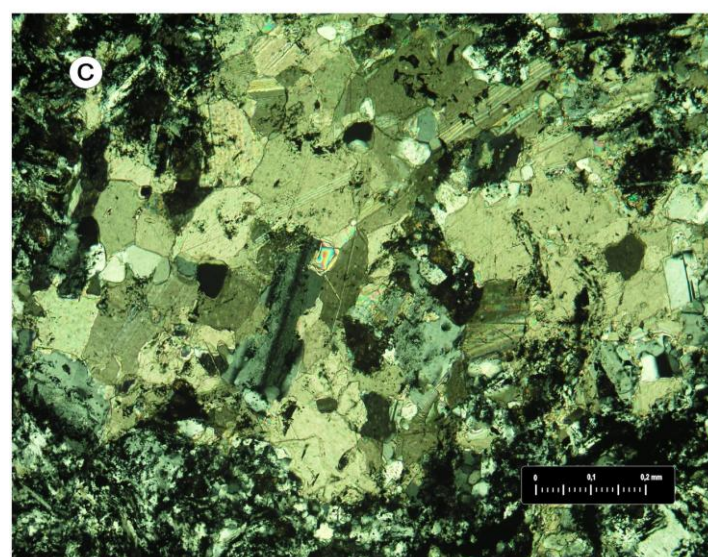
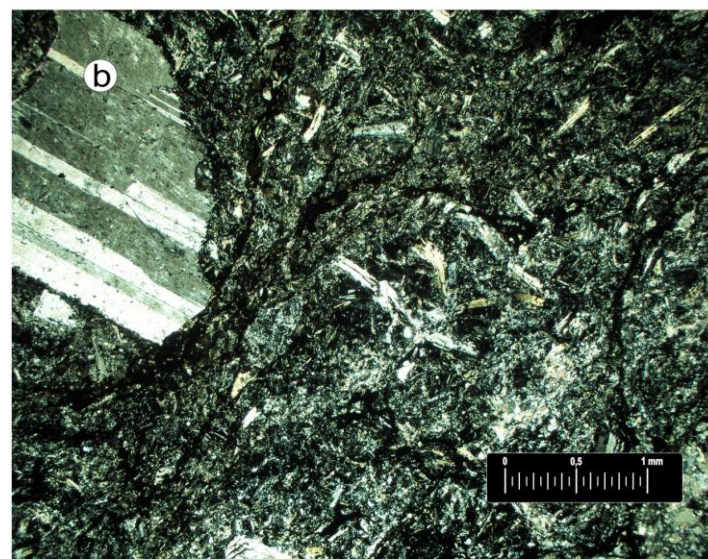
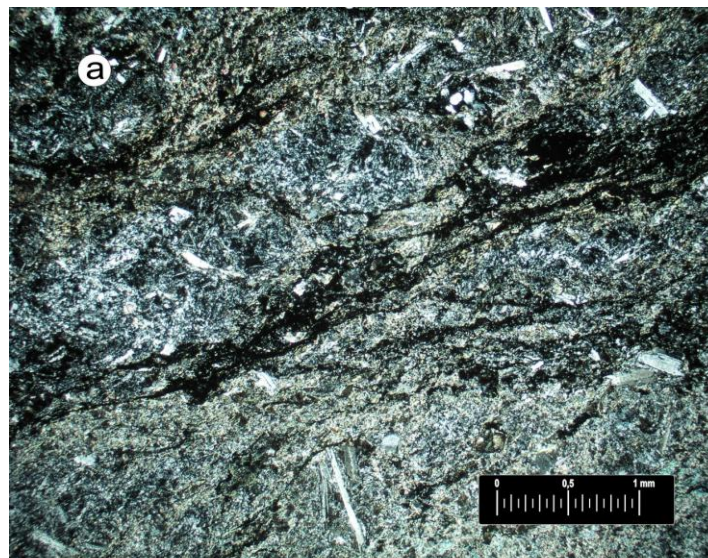
Estampa 3. 13 - Basalto da Ponte de Cidões (Vinhais). Lavas em almofada. (Dimensão do cabo da marreta, 1m).

ESTAMPA 3.13



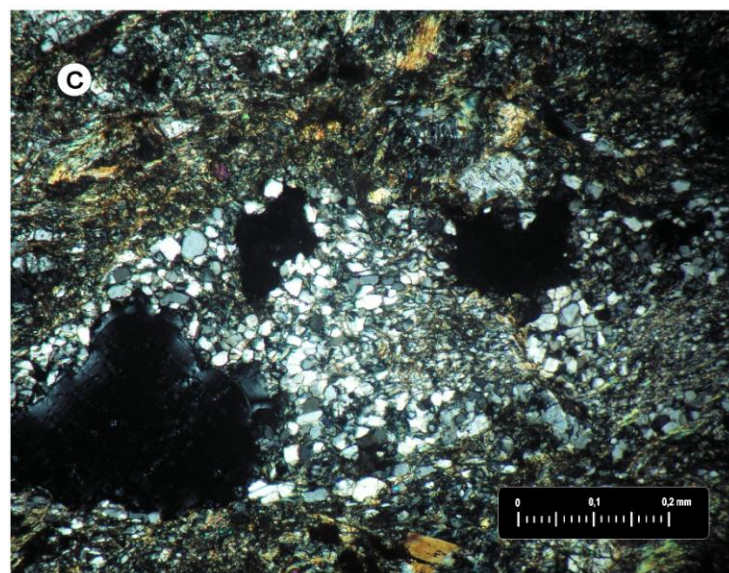
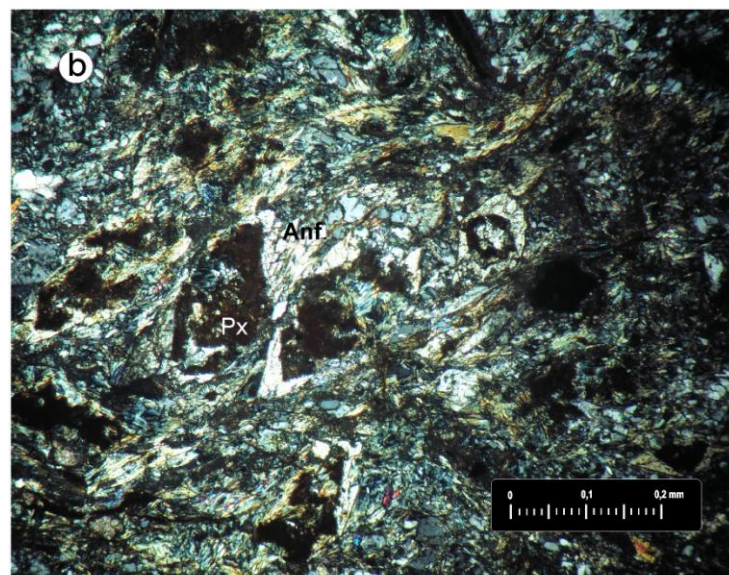
Estampa 3. 14 - Basaltos de Cidões, amostra 36-3R; a) aspecto microscópico da margem de arrefecimento, ampl. 2,5x, nicóis cruzados; b) aspecto microscópico do interior da pillow, ampl. 2,5x, nicóis cruzados; c) detalhe onde se observa a presença de calcite (ampl. 10x, nicóis cruzados).

ESTAMPA 3.14



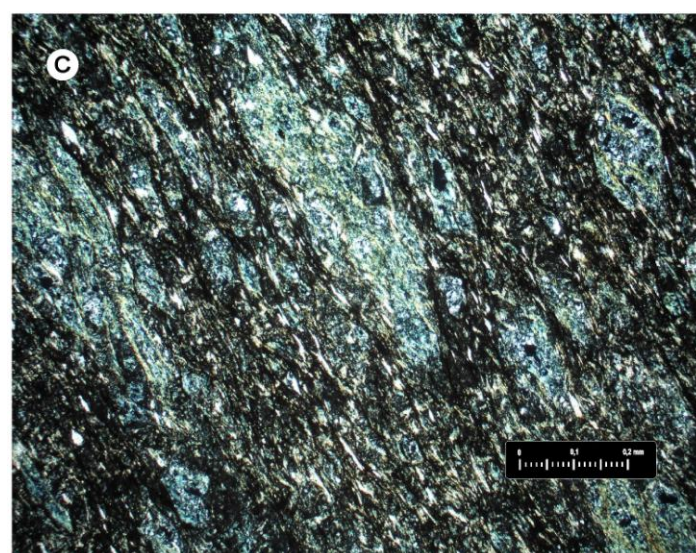
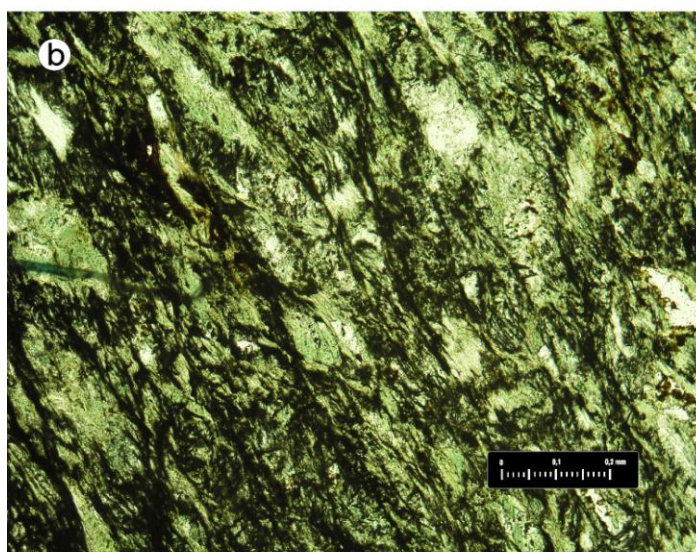
Estampa 3. 15 - Basaltos de Alvaredos, amostra 36-4; a) aspecto macroscópico; b) aspecto microscópico, observa-se intensa deformação e núcleos de piroxena (Px) rodeados por anfíbola (Anf.) (ampliação 10x, nicóis cruzados); c) silte constituído fundamentalmente por clastos de quartzo subrolados (ampliação 10x, nicóis cruzados).

ESTAMPA 3.15



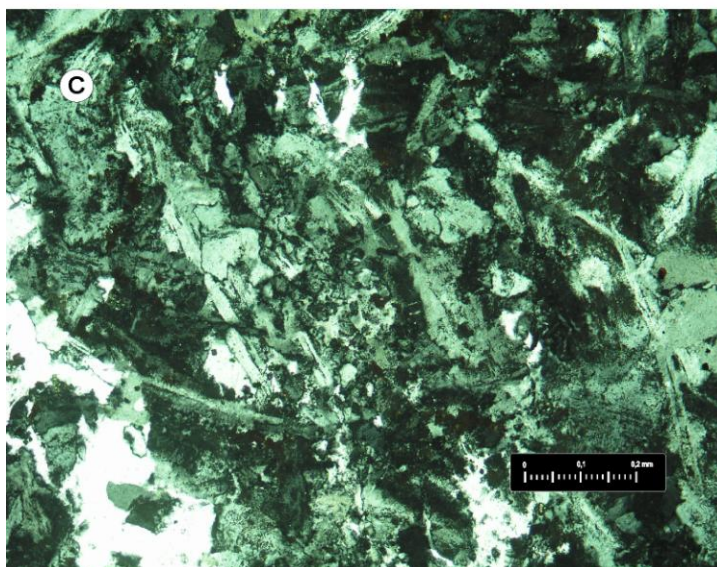
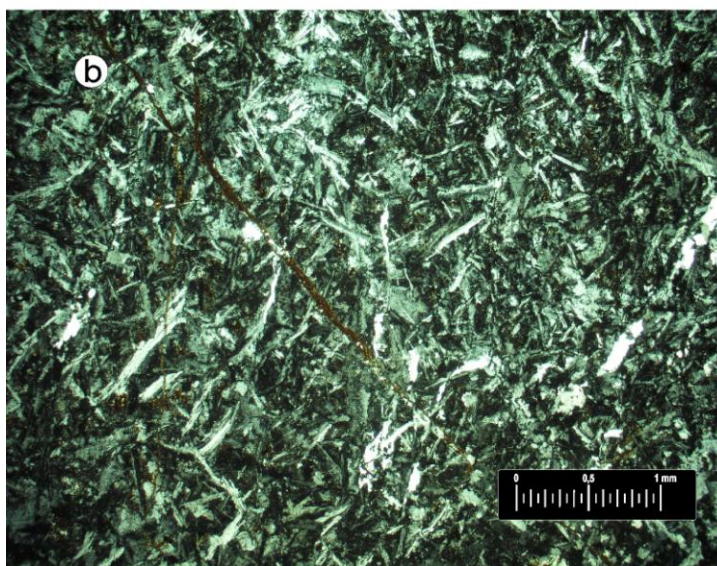
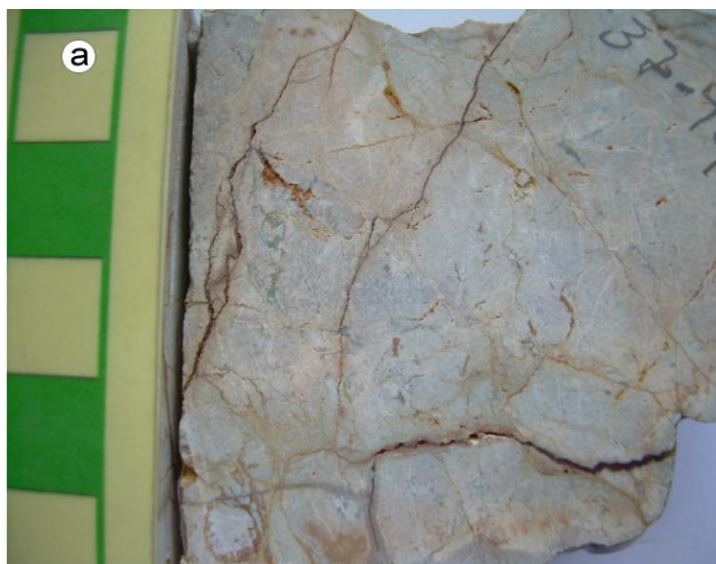
Estampa 3. 16- Basaltos de Failde, amostra 38-19B; a) aspecto macroscópico; b), c) aspecto microscópico (ampliação 10x, nicóis paralelos e cruzados).

ESTAMPA 3.16



Estampa 3. 17 - Andesito de Edrosa. Amostra 37-94; a) amostra de mão; b) aspecto microscópico (ampliação 2,5x, nicóis cruzados); c) aspecto microscópico (ampliação 10x, nicóis cruzados).

ESTAMPA 3.17



4. EVOLUÇÃO TECTONO-METAMÓRFICA.

4.1. INTRODUÇÃO

Como já referido, a região em estudo enquadra-se na sinforma de Alcañices, uma estrutura da D_1/D_3 varisca, sendo a continuação, em território português, do flanco sudoeste desta estrutura. Para noroeste, tem em continuidade a região de Verín; e a norte, é limitada pelo sector da Sanábria.

Do ponto de vista estrutural, como também já referido no Capítulo 1, o trabalho de RIBEIRO, A. (1974) constitui um marco, não só no conhecimento da geologia do Nordeste Transmontano, mas também de todo o Noroeste Peninsular. Corolário de trabalhos anteriores (RIBEIRO, A. *et al.*, 1960; 1963; 1964; 1966; RIBEIRO & REBELO, 1966), apresenta a carta geológica de conjunto de Trás-os-Montes Oriental (1/200.000), onde ao estudo estratigráfico associa o estudo estrutural, definindo uma primeira classificação das diversas unidades autóctones e alóctones da região, com base em critérios paleogeográficos, estratigráficos e estruturais. Nele são definidos os limites, em Portugal, dos vários domínios geológicos: Douro Inferior; Peritransmontano; Centrotransmontano; maciços de Morais e Bragança. Os contactos entre estes domínios são estruturas cavalgantes, associadas à instalação de *nappes* de carreamento. Pela primeira vez são tratadas de forma sistemática e em pormenor, nos metassedimentos paleozóicos, as três fases principais de deformação varisca.

Posteriormente, no sector espanhol desta sinforma, diversos trabalhos sobre a tectónica e metamorfismo confirmam esta deformação polifásica varisca (VACAS & MARTÍNEZ CATALÁN, 1987; ANTONA & MARTÍNEZ CATALAN, 1990; VILLAR ALONSO, 1990).

No seguimento dos trabalhos de cartografia do Paleozóico encaixante do maciço de Bragança, em MEIRELES *et al.* (1995) foi apresentada nova proposta de revisão da sequência litoestratigráfica do autóctone (Domínio do Douro Inferior) envolvente do maciço de Bragança. É definido o carreamento da Rib^a de Silos, como acidente basal de uma sequência tectonoestratigráfica marcada por uma tectónica pelicular. Estas unidades silúricas - devónicas, então consideradas como pertencentes ao autóctone, passam a ser consideradas como pertencentes ao parautóctone. Concomitante a este trabalho, GONZÁLEZ CLAVIJO (1997, 2006) apresenta, o estudo litoestratigráfico e estrutural da sinforma de Alcañices, na região transfronteiriça. Neste trabalho confirma-se a grande importância da tectónica de escamas de cavalgamento. GONZÁLEZ CLAVIJO & MARTÍNEZ CATALÁN (2002) apresentam uma síntese acerca das condicionantes tectónicas sobre a sedimentação pré a sinorogénica nesta região. Recentemente, foram apresentadas novas propostas sobre a estrutura interna e sequências tectonoestratigráficas do complexo de mantos parautóctones, particularmente no sector de Murça - Mirandela (PEREIRA, 2000; RODRIGUES *et al.*, 2003a, 2003b, 2006a, 2006b, 2006c; RODRIGUES, 2008).

Tradicionalmente assume-se neste empilhamento de mantos de carreamento, que a deformação interna das *nappes* implicaria, pelo incremento do transporte, um nível estrutural mais baixo e conseqüentemente uma origem distinta, desde os diversos mantos alóctones, mais deslocados, até aos mantos parautóctones menos deslocados (Figura 4. 1). Na generalidade, no nordeste transmontano, e de igual modo em Espanha, estas diferenças estruturais são axiomáticas para se considerar se determinada sequência tectonoestratigráfica será alóctone inferior ou parautóctone (RIBEIRO, A., 1974, RIBEIRO, A. *et al.*, 1990a; GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997, 2006; PEREIRA, 2000; GONZÁLEZ CLAVIJO & MARTÍNEZ CATALÁN, 2002; RODRIGUES, 2008). Em Espanha, todo o Domínio Xistoso da ZGTM é por vezes considerado de "lámina alóctona" (FARIAS & MARCOS, 2004); outras vezes é considerado como parautóctone (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1999), mas mais recentemente como "lower allochthon" (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2007).

Contudo, como se viu, apesar da diferença de níveis estruturais presentes, constata-se que na envolvente do maciço de Bragança, as unidades parautóctones e do considerado alóctone inferior, nomeadamente o "complexo vulcano-silicioso e a "unidade filito-quartzítica" (PEREIRA, E., 2000, 2006), são constituídas pelas mesmas fácies e litologias, devendo por isso, inicialmente fazerem parte da mesma sequência litoestratigráfica. Como já anteriormente dito, é assumida neste trabalho, para estes metassedimentos envolventes do maciço de Bragança, a mesma sequência metassedimentar para as unidades parautóctones e parte do alóctone inferior, independentemente do domínio estrutural. Deste modo não se justifica a abordagem tradicional de considerar como distintas as sequências metassedimentares pertencentes a domínios estruturais diferentes (parautóctone inferior e superior, unidades alóctones, *pro parte*), e portanto, terem designações diferentes quando a sequência litoestratigráfica é a mesma.

Nesta breve resenha, apenas se pretende realçar alguns dos aspectos estruturais mais significativos reconhecidos no decorrer dos levantamentos geológicos. Não se pretende aqui uma análise estrutural detalhada, mas apresentar os caminhos para futuros trabalhos.

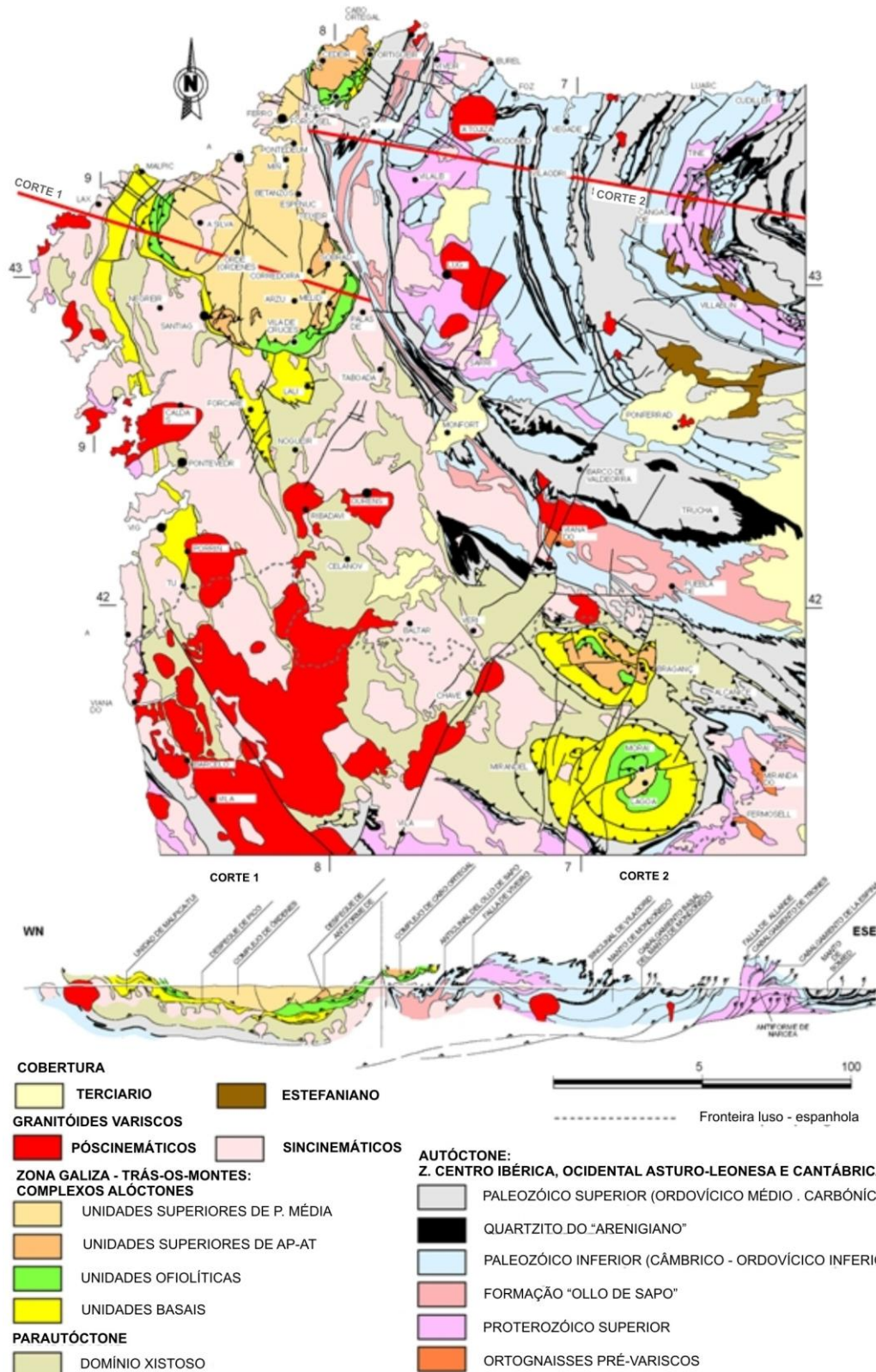


Figura 4. 1- Síntese geológica do Noroeste Peninsular (adaptado de MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1999).

4.2. DEFORMAÇÕES PRÉ-VARISCAS

Não foram observadas estruturas pré-variscas apesar da sua descrição por outros autores (MARTÍNEZ GARCIA, 1973; QUIROGA DE LA VEGA, 1981). Quanto às discordâncias estratigráficas,

no limite sul da área de estudo, na antiforma de S. Martinho de Angueira, mais concretamente nas proximidades da aldeia de Paradela, observa-se, pela cartografia (Figura 2. 10 e Figura 4. 2), a discordância dos materiais ordovícicos sobre os metassedimentos do xisto-grauvábico, já assinalada e cartografada em VILLAR ALONSO (1990). Corresponde à discordância toledânica (LOTZE, 1956), designação proposta por vários autores (SAN JOSÉ *et al.*, 1974; DÍEZ BALDA *et al.*, 1990; GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 2002), para corrigir a designação errónea e muito frequentemente utilizada de "discordância sarda". Como já anteriormente referido, está actualmente demonstrado que a verdadeira "discordância sarda", na Sardenha, é intra-Ordovícica e separa unidades do Ordovícico Inferior (Tremadociano - Arenigiano) das séries ordovícicas do Berouniano (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 2002).

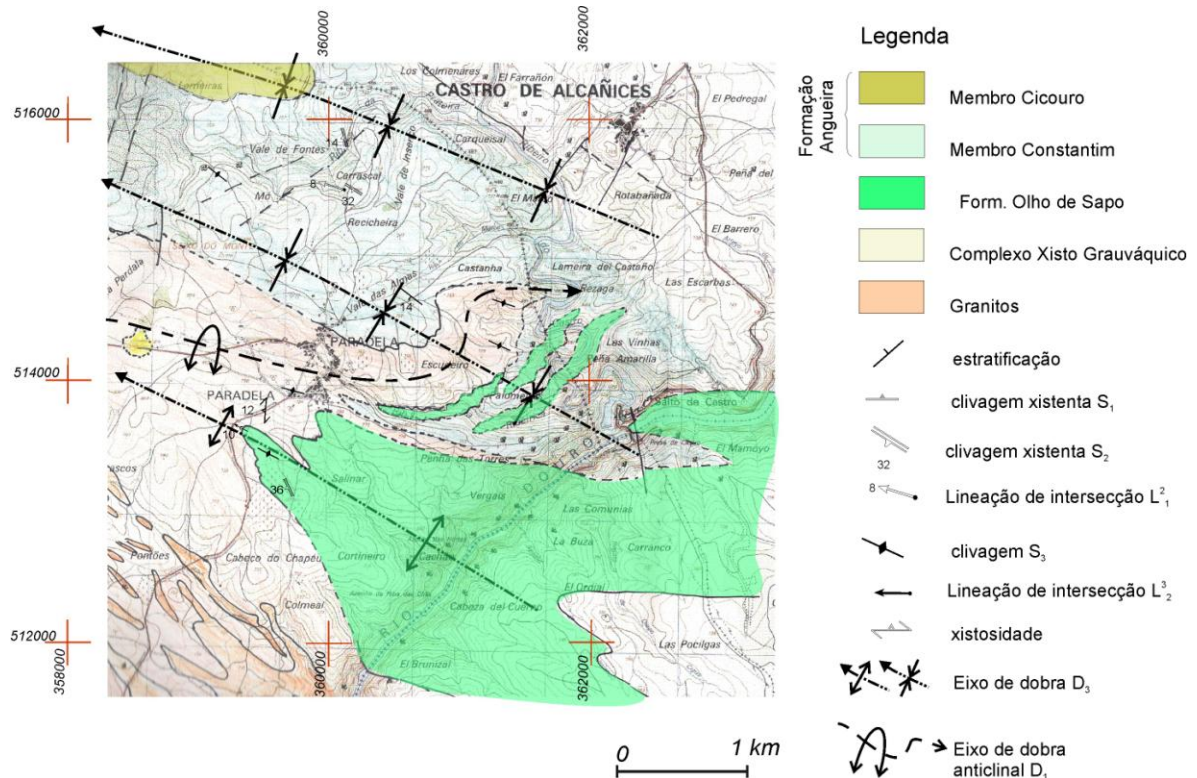


Figura 4. 2 - Esboço geológico do sector de Paradela (Miranda do Douro). Dados extraídos dos levantamentos de campo em curso e da adaptação de VILLAR ALONSO (1990).

Como já abordado no Capítulo 2, além desta discordância principal, constata-se, a existência na sequência autóctone, de outra descontinuidade estratigráfica correspondentes a paraconformidade como é o caso da passagem Ordovícico Médio - Superior, sem dúvida a paraconformidade mais importante da sequência, provavelmente relacionada com a verdadeira fase sarda, e que se traduz cartograficamente pela ausência ou a irregular ocorrência das unidades do Ordovício Superior. No sector de Guadramil a Formação Maceiras (Hirnantiano) está em contacto directo com a Formação Moncorvo (Oretaniano), faltando todo o Berouniano (Form. Chão do Amieiral) e o Kralodvoriano (Form. Santo Adrião); no sector de S. Martinho de Angueira, faltando o Kralodvoriano.

Relativamente às unidades parautóctones, apesar da escamação tectónica, é possível inferir que haverá descontinuidades estratigráficas entre algumas das unidades do domínio xistoso da ZGTM. Como já assinalado, neste sector, a Formação Valvão não tem grande continuidade lateral, e por vezes estão as Formações Rio de Onor e Soutelo em contacto directo como se constata da cartografia. Não tendo sido detectada, até ao momento, nenhuma causa tectónica para esta situação, tudo aponta para que tal descontinuidade corresponda a uma paraconformidade. Aliás como também já assinalado, há evidências cartográficas de que

um importante episódio sin-sedimentar terá ocorrido dando origem a descolamentos anteriores à primeira fase de deformação varisca. Tal episódio será o responsável pela presença significativa de olitostromas.

4.3. OROGENIA VARISCA

Em todo este sector, entre o maciço de Bragança e a Sanábria, quer em Portugal, quer em Espanha (Verín e Alcañices) as estruturas de deformação varisca são, na generalidade, semelhantes e é consensual a sua cronologia (RIBEIRO, A., 1974; VACAS & MARTÍNEZ CATALÁN, 1987; FARIAS, 1989; GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997; DALLMEYER *et al.*, 1997; GONZÁLEZ CLAVIJO, 2006). Assim temos:

- Na primeira fase varisca (D_1), formam-se dobras deitadas e vergentes para nordeste, com eixos mergulhantes para SE, acompanhada pelo desenvolvimento de uma clivagem de plano axial penetrativa de orientação principal $N100^\circ E - 110^\circ E$; o estiramento é subparalelo às estruturas, o que sugere um mecanismo de transpressão na sua génese, mais evidente para NE, na antiforma de "Ollo de Sapo" (MEIRELES *et al.*, 1995), de acordo com o regime de deformação transpressivo e heterogéneo definido à escala da ZCI (DIAS, 1994);

- A segunda fase varisca, (D_2), é responsável pela formação de cavalgamentos e carreamentos com transporte para NE, que truncam ligeiramente as dobras anteriores de D_1 (por ex., o cavalgamento da Ribeira de Silos). A amplitude do movimento aumenta para SW, passando-se gradualmente do autóctone em sentido restrito - a cobertura da antiforma do "Ollo de Sapo", regiões de Guadramil e Montesinho e S. Martinho de Angueira - a unidades transportadas a maiores distâncias à medida que se caminha em direcção às unidades alóctones do maciço de Bragança e do seu bordo NE. Como estruturas menores, há dobramentos e clivagem associadas aos cavalgamentos, materializados por caixas de falha; Simultaneamente, geram-se cisalhamentos dúcteis conjugados, ENE - WSW, esquerdos, e NNW - SSE, direitos (PEREIRA *et al.*, 1984; MEIRELES *et al.* 1995).

- A terceira fase varisca (D_3) é responsável pelas grandes estruturas cartograficamente expressas na carta geológica da região, i.e., dobramentos de plano axial subvertical com uma clivagem de crenulação associada. Esta clivagem crenulativa é mais expressiva nos sectores a sudoeste, próximo do maciço de Bragança. Ainda associado a esta fase e em episódios tardios, geram-se cisalhamentos conjugados, de carácter dúctil-frágil, de orientação NW-SE e E-W por rejogo de cavalgamentos D_2 . São exemplos, o cisalhamento de Hermisende, NW-SE, direito, (LANCELOT *et al.*, 1985), também designado como falha de Valdoviño (MARTINEZ-GARCIA & QUIROGA DE LA VEGA, 1993). No entanto esta designação traz alguns equívocos porque a falha de Valdoviño, tal como foi definida por DÍAZ GARCIA (1983) mais a norte nas proximidades de Cabo Ortegal, é de componente de desligamento esquerdo e está associada a uma ampla zona de cisalhamento esquerdo conhecida como Zona de Cisalha de Palas de Rei (IGLÉSIAS & CHOUKROUNE, 1980). Deste modo não pode ser o mesmo alinhamento estrutural, pelo que aqui se adopta a primeira designação de cisalhamento de Hermisende. Esta estrutura prolonga-se para Portugal definindo o bordo SW do granito de Montesinho (MEIRELES *et al.*, 1995; MEIRELES, 2000a) e o desligamento do Bairro do Carvalhal, E-W, esquerdo e com rejogo provável do cisalhamento da Boca da Caborca (Figura 4. 3).

- Finalmente, a D_4 varisca é assinalada pela presença de falhas $N10^\circ - 20^\circ E$, e por *kinks* tardios com a mesma orientação. Os seus conjugados dextros, de atitude $N10^\circ - 20^\circ W$ são menos frequentes. A falha Bragança - Vilariça - Manteigas, rejogada no alpino, funciona como um mega-*kink* afectando, por rotação para $N70^\circ E$, as estruturas variscas numa faixa de 2 Km de extensão. Dentro deste mega - *kink* as estruturas são rejogadas com movimento oblíquo, com componente sinestra e cavalgante associados (MEIRELES *et al.*, 1995).

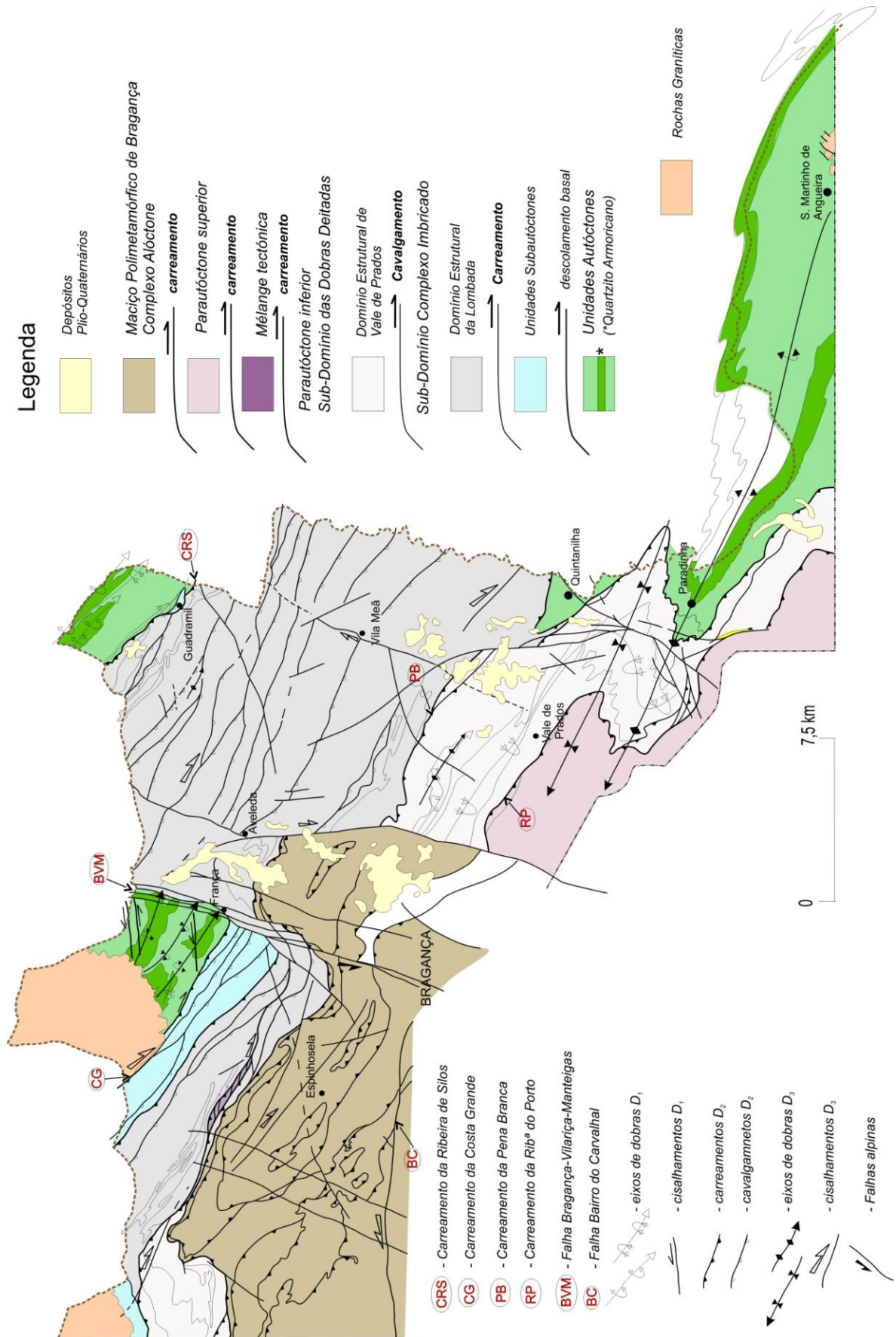


Figura 4. 3 - Principais domínios estruturais da região de Espinhosela - Quintanilha.

Quanto à cronologia dos eventos, como já referido no Cap. 1, presentemente é unanimemente aceite:

1 - a existência de um diacronismo para as fases de deformação e de metamorfismo que afectam quer os terrenos autóctones (ZCI), quer para autóctones e alóctones da ZGTM (DALLMEYER *et al.*, 1997) Este trabalho revela-se particularmente importante na datação aparente de $342,6 \pm 0,3$ Ma para a foliação tectónica associada aos cavalgamentos da D₂;

2 - que o Domínio Xistoso da ZGTM tem uma evolução tectonometamórfica varisca em comum com o autóctone (ARENAS *et al.*, 2004).

3 - que a deformação varisca é polifásica e não coaxial, gerando-se uma sobreposição de estruturas.

4.3.1. AUTÓCTONE DA ZONA CENTRO IBÉRICA

Como é sabido o autóctone da ZCI integra o ramo meridional do arco ibero-armoricano. O regime de deformação principal D₁ varisca, é transpressivo e muito heterogéneo (DIAS, 1994; DIAS & RIBEIRO, 1994, 1995, 1998). Além disso há que ter em conta com as grandes falhas rejeito - direccionais esquerdas, subparalelas às estruturas e que serão activas na primeira fase de deformação varisca (RIBEIRO, A., 1974; MATTE & RIBEIRO, 1975). Entretanto outra constatação importante para o entendimento dos fenómenos associados à fase D₁ varisca, tem a ver com o sentido de vergência das estruturas. Um corte transversal no sector norte da ZCI revela uma estrutura em leque ou *flower structure*, desde a antiforma de Valongo, a oeste, até à sinforma de Moncorvo a leste, passando pelo Marão. Na estrutura de Valongo as dobras apresentam vergência para sudoeste; mais a sul, na região de Oliveira de Azeméis e Caramulo chegam a ser dobras deitadas (F. Rodrigues, comunic. pes.), verticalizadas no sector do Marão e com vergência para nordeste em Moncorvo. De SE para NW, verifica-se também que há um aumento da intensidade do campo de tensão à medida que aumenta a curvatura do arco ibero - armoricano. O padrão das estruturas D₁ pode ser explicado pela sua formação em regime transpressivo em que o encurtamento horizontal, perpendicular às estruturas é acompanhado por cisalhamento esquerdo. As estruturas penetrativas são geradas durante a primeira fase de deformação D₁, do Devónico Inferior. Deste evento resulta uma clivagem xistenta, subvertical, de plano axial de dobramentos que, de oeste para leste, rodam da orientação N-S para W-E. A inclinação destas dobras é variável, de verticais a deitadas dando origem a uma estrutura em leque explicada pelo modelo da *flake* tectónica (RIBEIRO, A. *et al.*, 1990a; DIAS & RIBEIRO, 1998). É assumido que a partir da sinforma de Moncorvo, para norte, até à antiforma do Olho de Sapo, a vergência das dobras D₁ é sempre para NE. No entanto MATTE (1968) refere que o anticlinal da Sanábria (de que o sector em estudo corresponde ao flanco sul desta estrutura), de plano axial subvertical é o prolongamento, para SE, de um anticlinal deitado da D₁/D₂ varisca. De igual modo GONZÁLEZ LODEIRO (1981a, 1981b) refere também a existência de dobramentos deitados da D₁. Em trabalhos mais recentes estes dobramentos não são confirmados com segurança (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2004b). Contudo eles existem (Estampa 4. 1).

No caso do autóctone do sector de Guadramil constata-se que a cartografia revela, aparentemente, uma antiforma D₁ com vergência para sudoeste (Figura 2. 5 e Figura 4. 4). O que se interpreta é que a clivagem xistenta D₃ na sinforma de Alcañices tem uma disposição em leque: na charneira, subvertical, e para o flanco norte inclina para norte. Ao sobrepor-se a um longo flanco normal da D₁ as polaridades sedimentares indicam o topo para sul coincidente com a vergência da estrutura. Contudo os levantamentos de pormenor mostram claramente que em Guadramil, o flanco norte é o flanco longo, normal, destes dobramentos e o flanco sul, é o flanco curto, inverso. Ou seja, apesar da interferência e sobreposição da D₃ varisca, estar-se-á em presença de um grande flanco de antiforma D₁ com vergência para sul. Na charneira desta

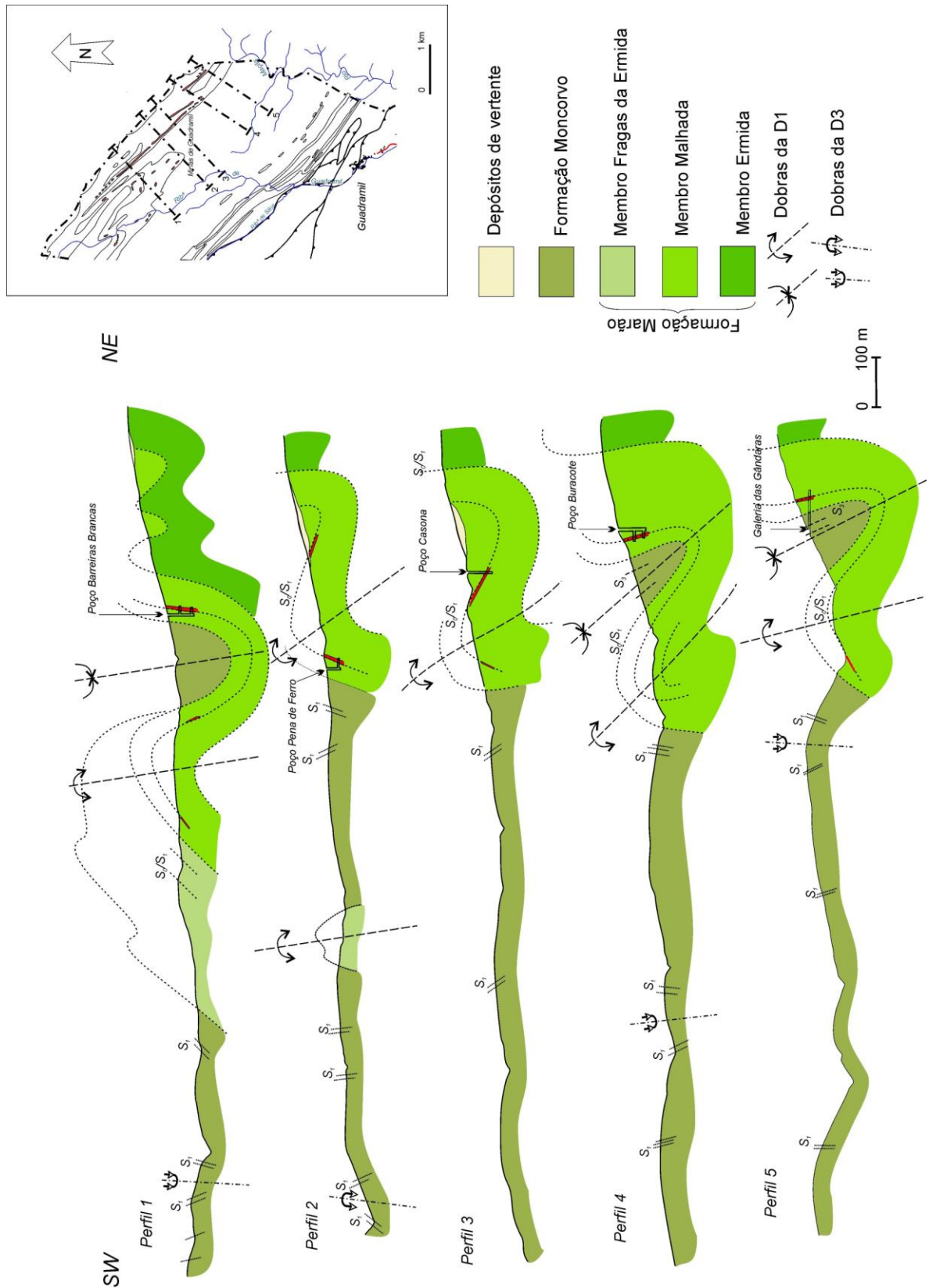


Figura 4. 4 - Cortes geológicos da Serra das Barreiras Brancas (adaptação de MEDEIROS, 1950)



Figura 4. 5 - Cortes geológicos do anticlinal de S. Martinho de Angueira.

antiforma encontra-se a Formação Olho de Sapo. Para SW, em direcção ao território português, vai-se subindo na sequência ordovícica - silúrica autóctone, com a Formação Campanhó na charneira do sinclinal (ver mapa geológico e Figuras 2.5 e 2.7). Fundamentalmente temos dobramentos D_1/D_3 com vergência para sudoeste (Figura 4. 4) desenvolvendo-se uma clivagem de plano axial associada, inclinando para nordeste. Esta xistosidade S_1 , particularmente expressiva nos xistos ardosíferos da Formação Moncorvo, aproximadamente sub-horizontal, está afectada pelas dobras D_3 , de plano axial vertical como se constata. Nesta estrutura para além dos planos de estratificação foi apenas detectada uma clivagem principal considerada D_1 , afectada por dobras D_3 de plano axial, subvertical, espaçadas e amplas, que não geram clivagem crenulativa S_3 significativa. Em contrapartida, no autóctone a oeste da falha BVM (Portelo), a vergência das dobras D_1 é para nordeste e deitada (Estampa 4. 1). As dobras com expressão cartográfica já serão da D_3 varisca.

De igual modo, Em S. Martinho de Angueira, ocorre um amplo dobramento D_1/D_2 , em estrutura anticlinal deitado para norte, redobrado e verticalizado por uma estrutura antiforma da D_3 varisca (RIBEIRO, A., 1974; VILAR ALONSO, 1990) com tendência de vergência para sudoeste (Figura 4. 5). A geometria das estruturas da D_1 varisca aponta para uma situação idêntica à analisada e estudada mais a sul - sudoeste (Valongo - Março - Moncorvo). Estar-se-á perante uma situação do tipo "flower structure" mais complexa do que inicialmente apontada para a Zona Centro Ibérica.

4.3.2. ZONA GALIZA - TRÁS-OS-MONTES. COMPLEXO DE MANTOS PARAUTÓCTONES.

A quantidade de mantos de carreamento desta zona geoestrutural e da cadeia varisca europeia são uma das suas características mais importantes. A génese destas estruturas e a problemática em função das suas características tectonometamórficas foi alvo de estudo por parte de MATTE (1986a, 1986b, 1991). Recentemente estes conceitos e sistemática foram aplicados ao estudo das estruturas internas do complexo de mantos da ZGTM (RODRIGUES, 2008). Temos assim: (1) *mantos cristalinos internos*, "caracterizados pela instalação (..) de rochas de alto grau metamórfico sobre sequências de menor grau (..)" (fim de citação). São exemplo os mantos dos complexos alóctones; (2) *manto sin-metamórficos*, em que, como o nome sugere o processo de instalação é coevo da blastese metamórfica. Esta tipologia abrange dois tipos estruturais distintos: mantos - dobra e mantos sin-metamórficos sem dobramentos internos. Estes dois tipos estruturais encontram-se no Complexo de Mantos Parautóctones e no Complexo Alóctone Inferior do nordeste transmontano (RODRIGUES, 2008); (3) *mantos de descolamento das zonas externas*; como o nome indica há um nível de descolamento muitas vezes ao longo de superfícies estratigráficas sobre um autóctone pouco deformado (RODRIGUES, 2008). São exemplos a Zona Sul Portuguesa e a Zona Cantábrica. O carreamento da Ribeira de Silos, na sinforma de Alcañices também se enquadra nesta tipologia.

Em suma, presentemente a extensão do transporte tectónico estará directamente relacionada com a origem das unidades transportadas, isto é, com a sua zona de raízes. Se, apesar da movimentação, é possível encontrar afinidades entre as unidades movimentadas e o autóctone, designa-se estas unidades movimentadas de unidades parautóctones. Se a afinidade é ainda maior e há indícios de movimentação tectónica de pequena amplitude, usa-se, para estes casos, a designação de unidade subautóctone. Para além da quantidade de movimento e estruturação interna das unidades é importante o grau metamórfico (RODRIGUES, 2008).

Contudo, como se viu nos capítulos anteriores, a situação não é assim tão linear porque não explicam a semelhança de fácies, cartograficamente observada e confirmada pela litogeoquímica, entre unidades consideradas de alóctones e parautóctones, apenas baseadas na amplitude de transporte, na deformação e no grau metamórfico. Ou seja, é possível abordar as unidades parautóctones envolventes do complexo alóctone de Bragança de dois modos: i)

litoestratigráfico, resultando uma sequência mais simplificada; ii) estrutural, com a definição dos diversos domínios estruturais, basicamente definidos em RODRIGUES (2008), i.e., parautóctone superior (domínio dos mantos - dobra) e parautóctone inferior (domínios de imbricação de escamas de cavalgamento e de dobras deitadas). Como se constata pela presente cartografia e já abordado no Capítulo 2, na área em estudo é reconhecido e caracterizado, no parautóctone inferior, a sua divisão em dois domínios, ambos característicos de *foreland thrust belts* típicas de uma cadeia de *hinterland* orogénico: i) dobras deitadas, designado aqui por Domínio Estrutural de Vale de Prados, e ii) a situação de imbricação de escamas, designado por Domínio Estrutural da Lombada (Figura 4. 3). Como já confirmado as unidades são as mesmas, isto é, da base para o topo: a) Formação Rio de Onor; b) Formação Valvão; c) Formação Soutelo; d) Formação Gimonde.

4.3.2.1. Domínio da Lombada.

Trata-se de um conjunto de escamas de cavalgamento de mantos sin-metamórficos, superficiais de baixo grau metamorfismo ou mesmo incipiente, ou seja, tectónica *thin skin*, típica das zonas externas das cadeias orogénicas (RODRIGUES, 2008).

Relativamente ao parautóctone e subautóctone, a primeira fase varisca (D_1) caracteriza-se por dobras vergentes para NE, de orientação NW-SE, com eixos mergulhantes para SE. Gera-se uma xistosidade penetrativa de plano axial (S_1) e também estiramentos subparalelos às estruturas, o que sugere um mecanismo de transpressão na génese das estruturas (MEIRELES *et al.*, 1995).

A amplitude do movimento aumenta para SW, passando-se gradualmente do autóctone em sentido restrito - regiões de Guadramil e Montesinho, pertencentes à cobertura da antiforma do "Ollo de Sapo" - a unidades transportadas a maiores distâncias à medida que se caminha para SW, em direcção às unidades alóctones do maciço de Bragança e do seu bordo NE. A fase varisca D_2 é responsável pela geração de cavalgamentos e carreamentos com transporte para NE, que truncam as dobras anteriores de D_1 . Associados a estes acidentes, geram-se dobras mesoscópicas (*kink-bands*) antitécticas, às quais está associada uma crenulação S_2 WNW-ESE com vergência SW e com pendores de 10° - 40° para NNE. Os eixos destas *kink-bands* são em geral sub-horizontais ou inclinam suavemente para ESE (Estampa 4. 2a, b, c). Localmente observa-se uma clivagem xistenta S_2 penetrativa associada a bandas filoníticas coincidente com a S_1 (Estampa 4.2d). Simultaneamente geram-se cisalhamentos dúcteis conjugados ENE - WSW, senestros, e WNW - ESE, dextros (PEREIRA *et al.*, 1984).

Durante a D_3 varisca, geram-se dobras mesoscópicas (Estampa 4. 3a), amplas, de plano axial subvertical, que vão afectar todas as estruturas anteriores (Estampa 4. 3b) produzindo-se uma clivagem crenulativa subvertical, incipiente e de fractura a NE da área de estudo, passando a xistosidade penetrativa para SW (Babe). Geram-se igualmente cisalhamentos conjugados (Estampa 4. 3c), dúcteis, por vezes com rejogo de cavalgamentos D_2 , como por exemplo o cisalhamento direito, NW-SE, da Costa Grande, no bordo SW do granito de Montesinho, também designado por cavalgamento de Hermisende (LANCELOT *et al.*, 1985), e o desligamento senestro E-W do Bairro do Carvalhal (Figura 4. 3).

Com a passagem gradual ao regime frágil, funcionam os desligamentos da Aveleda - Gimonde e Vila Meã - S. Julião de Palácios, dextros, com orientação submeridiana. Estes funcionam como rampas laterais de cavalgamentos D_2 reactivados durante D_3 . Assim, a unidade alóctone inferior só existe a Oeste do acidente de Aveleda - Gimonde, enquanto que a Este e mais para sul, nos limites desta área de estudo, ganha expressão o domínio dos mantos - dobra do parautóctone superior; do mesmo modo é notória a imbricação múltipla de unidades do

parautóctone inferior a W do acidente de Vila Meã que tende a desaparecer para E deste acidente.

A D_4 varisca é assinalada pela presença da falha N10°-20°E de Bragança - Vilariga - Manteigas, e por *kinks* tardios com a mesma orientação. No sector de França, por exemplo esta falha funciona como uma *kink* megascópica afectando e rodando para N70°E as estruturas anteriores, numa faixa de 2Km de extensão. Dentro desta *kink* as estruturas são rejogadas com movimento oblíquo (com componente senestra e cavalgante) (MEIRELES *et al.*, 1995).

4.3.2.2. Domínio de Vale de Prados

Com a presente cartografia, foi detalhado um domínio de dobras deitadas, com transição mais a sul para o domínio dos manto-dobra, (Figura 4. 3). Tal situação começou a ser antevista já a partir do reconhecimento, entre Gimonde e Labiados, de um significativo flanco inverso de um anticlinal D_1 , fortemente vergente para norte e com liditos e filitos carbonosos da Formação Rio de Onor, na sua charneira (MEIRELES, 2000a). Foi reconhecido que entre os carreamentos da Pena Branca, a norte, e da Rib^a do Porto, a sul, que delimita a "formação dos xistos e grauvaques culminantes" do Complexo Parautóctone (PEREIRA, E., 2000, 2006), a clivagem xistenta principal é ainda uma S_1 , deitada, de plano axial, mas onde já são evidentes nos filossilicatos a formação de uma S_2 . O conjunto está afectado pela D_3 varisca, forte, verticalizada. Além disso, dentro deste domínio, há situações mais complexas, como a presença de *Klippe* tectónico da Formação Rio de Onor (ver mapa geológico e estampa Estampa 4. 4) por vezes de dobras em bainha de D_2 , ou a presença do flanco invertido de uma mega dobra D_2 , redobrada pela D_3 em sinforme. Tal é o caso da colina do v. g. Cerdeira, a leste de Réfega. Nesta colina constata-se a seguinte sequência litoestratigráfica, com polaridade invertida: i) liditos e filitos carbonosos da Formação Rio de Onor; ii) quartzitos cinzentos da Formação Valvão; iii) xistos cloríticos e hematíticos da Formação Soutelo. Estas litologias estão em contacto anormal com os filitos carbonosos do Membro Igrejas da Formação Rio de Onor.

4.4. RELAÇÕES ENTRE TECTÓNICA, MAGMATISMO E METAMORFISMO

Nas últimas etapas da evolução do orógeno varisco, nomeadamente nos últimos episódios distensivos, dá-se a instalação de um vasto conjunto de granitóides, quer na ZCI quer na ZGTM. Tanto em Espanha, como em Portugal têm sido várias as propostas de classificação segundo variados critérios: petrográficos-geoquímicos, estruturais, processos de instalação e magmáticos (CAPDEVILLA & FLOOR, 1970; PABLO MACIA, 1981; FERREIRA *et al.*, 1987; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ *et al.*, 2004).

Na presente abordagem seguiram-se os critérios de classificação dos granitóides variscos de FERREIRA *et al.* (1987). Esta metodologia já tinha sido aplicada na feitura das cartas geológicas da região (folha 3D, Espinhosela, esc. 1:50.000) e da província de Trás-os-Montes (Folha 2, esc. 1:200.000) (MEIRELES, 2000a; NORONHA *et al.*, 2006b). Basicamente os granitóides são classificados em função da sua instalação relativamente à fase D_3 varisca, em sintectónicos (sin- D_3), tarditectónicos e pós-tectónicos (pós- D_3). Assim, os maciços de Moimenta e Montesinho fazem parte do grande grupo dos granitóides hercínicos de duas micas (PEREIRA, E., 2000; NORONHA *et al.*, 2006b).

As rochas graníticas têm pouca representação na área em estudo. Afloram vários corpos graníticos que mesmo não sendo o objecto deste estudo, intentou-se melhorar a sua cartografia e o seu enquadramento. Ocorrem fundamentalmente na região transfronteiriça, próximo das aldeias de Moimenta e Montesinho. No limite leste da carta, próximo de Quintanilha, ocorre integralmente em Espanha o pequeno batólito granítico de S. Martín del Pedroso. No limite sudeste da área em estudo, perto de S. Martinho de Angueira, ocorre uma pequena mancha pertencente ao maciço granítico de Ifanes, com ampla expressão cartográfica

para sudeste, fora dos limites deste estudo. Os granitóides que ocorrem na sinforma de Espinhosela, no alóctone do Maciço de Bragança, designados por granitos de Rio Frio (MEIRELES, 2000a) são apenas aqui referenciados, para completar o enquadramento.

4.4.1. MACIÇO DE MOIMENTA

É designado deste modo o maciço granítico que ocorre nas proximidades da aldeia com o mesmo nome. O maciço de Moimenta faz parte de um extenso e complexo batólito com amplo desenvolvimento para NW, em Espanha, designado por Maciço de Manzalvos - Castromil (BELLIDO *et al.*, 2002). Classificado, em Portugal, como fazendo parte do grupo dos granitos sin-tectónicos relativamente à D₃, foram nele reconhecidas três fácies graníticas (MEIRELES, 2000a):

i) Granito dos Três Reinos - granito de duas micas, tendência porfiróide, de grão médio ($\gamma\pi m$). Ocorre este granito no canto superior da carta, junto à fronteira e a cerca de 2 Km a norte da aldeia. Trata-se de granito com raros megacristais, moscovítico biotítico, de grão fino a médio, de cor creme. Na bordadura com o granodiorito ainda ocorrem alguns megacristais, sem orientação definida. Na composição mineralógica destaca-se, quartzo, microclina, oligoclase (saussuritizada), moscovite, biotite alterada para clorite e rútilo, apatite e zircão (MEIRELES, 2000a).

ii) Granito de Moimenta - granito porfiróide de duas micas, de grão grosseiro ($\gamma\pi g$). Ocorre na bordadura exterior do maciço. É um granito grosseiro, onde a biotite predomina. A partir da aldeia de Moimenta, para oeste, constata-se que há uma diferença morfológica, particularmente notória para oeste, já fora do limite da área de estudo. Assim, desta povoação para oeste define-se uma superfície aplanada, com escassos afloramentos e onde granito se apresenta alterado e saibroso. Corresponde a uma superfície abatida, controlada por um conjunto paralelo de alinhamentos coincidentes com cisalhamentos N120° da D₃, frágeis e dextros. São abundantes os encraves da fácies granodiorítica. Os megacristais apresentam-se orientados segundo N150° e são fundamentalmente de microclina pertítica com inclusões de quartzo, plagioclase e micas. A plagioclase é uma oligoclase zonada. A biotite apresenta inclusões de apatite e zircão. A moscovite ocorre associada à biotite (MEIRELES, 2000a).

iii) Granito da Rib^a de Anta - granodiorito essencialmente biotítico porfiróide, de grão fino ($\gamma\Delta_2$). Trata-se de um granito porfiróide, de duas micas, essencialmente biotítico, de matriz escura, de grão fino a médio. Apresenta megacristais com diferentes dimensões. Os mais vulgares são planares (0,5 cm de largura) e têm comprimento entre os 2 - 5 cm. Estão orientados em regra segundo a direcção N110°-130°, embora também ocorram segundo N50°E.

Quanto à sua composição mineralógica, a plagioclase predomina em relação ao feldspato potássico, microclina. Este feldspato apresenta-se pertítico, com inclusões de quartzo, plagioclase e sericite. A plagioclase é uma oligoclase com núcleos mais cálcicos, extremamente saussuritizados. Apresenta por vezes aspectos mirmequíticos com o feldspato potássico. O quartzo apresenta-se disperso, em pequenos agregados ou em inclusões. A biotite ocorre dispersa, com abundantes inclusões de zircão e apatite (MEIRELES, 2000a).

No lado espanhol o maciço de Manzalvos - Castromil, onde se integram estas fácies graníticas, é considerado actualmente como fazendo parte dos granitóides precoces (BELLIDO *et al.*, 2002; DÍEZ MONTES, 2006) o que entra em contradição com as relações de campo anteriormente descritas. No entanto, pelas descrições destes autores espanhóis, tudo leva a crer que, englobados no maciço de Manzalvos - Castromil, coexistem nesta designação genérica, associações graníticas perfeitamente distintas. Em trabalhos anteriores, em Espanha, o Maciço de Moimenta era considerado como pertencente à serie "calcoalcalina granodiorítica tardia" (FERNÁNDEZ TOMÁS, 1981).

4.4.2. GRANITO DE MONTESINHO

Este maciço granítico que geograficamente dá origem à serra da Gamoneda, faz parte de um extenso batólito que se estende para NW, em Espanha, formando o maciço de Hermisende - Padornelo (DÍEZ MONTES, 2006).

Trata-se de um granito essencialmente biotítico, de grão médio a grosseiro. Foi reconhecida a presença de um diferenciado, correspondendo a um granito de duas micas de grão fino (γ "mf) que ocorre próximo da aldeia de Montesinho (PEREIRA, E. *et al.*, 1984; MEIRELES, 2000a). Ocupa uma pequena mancha a oeste da aldeia, entre esta e a Ribeira das Andorinhas. Distingue-se dos granitos de duas micas, por dar origem a formas de relevo mais suaves, em contraste com os caos de blocos destes últimos.

A composição do granito grosseiro consta de quartzo, albite, microclina - pertite, biotite e moscovite. A plagioclase é frequentemente substituída por feldspato K, embora no final prevaleça forte albitização. O próprio feldspato K inclui individualizações albíticas. Entre os componentes subordinados identificam-se turmalina, clorite, óxidos de ferro e titânio, esfena - leucóxena, apatite, rútilo e zircão (PEREIRA *et al.*, 1984). A fácies fina é constituída por quartzo, albite, moscovite e microclina pertítica ou albite antipertítica. A plagioclase revela substituição no sentido potássico e o feldspato K inclui, com frequência, relíquias plagioclásicas, fortemente albitizadas. Como acessórios contêm apatite, rútilo, zircão e óxidos de ferro hidratados (PEREIRA, E. *et al.*, 1984).

Nestes granitos foi pela primeira vez assinalada a presença de um "stockscheider" (Estampa 4. 5a), situado a cerca de 1,5 Km a norte da aldeia de Montesinho, próximo do contacto do maciço com os metassedimentos encaixantes (PEREIRA *et al.*, 1984). Trata-se de um pegmatito muito original, com os fenocristais de feldspato alcalino em forma de plumas ou arborescente. Esta litologia ocorre sempre na bordadura de contacto entre um endogranito e o exogranito, sendo indicador da existência de um endogranito metalogenicamente muito especializado. No caso de Montesinho, o endogranito não aflora. Em PEREIRA *et al.* (1984) é demonstrado que nenhum dos granitos de Montesinho corresponde ao endogranito. Há a suspeita da existência de cúpulas subjacentes aos filões mineralizados da mina, reveladas nos últimos pisos da exploração (E. Pereira, com. pess.). No noroeste da Galiza há várias referências a estruturas deste tipo sempre associadas a endogranitos com mineralizações de Sn e W (NESEN, 1981).

Foi também reconhecida a presença de fenómenos de episienitização próximo da actual albufeira da ribeira das Andorinhas onde ocorrem três pequenos corpos de episienitos, espacialmente relacionados com o cruzamento de alinhamentos tectónicos N60°W e N110°. São fundamentalmente formados por microclina com processos evidentes de albitização, moscovite e escasso quartzo (MEIRELES, 2000a).

O processo de instalação deste maciço foi considerado alóctone devido ao seu possível relacionamento com a mineralização estanífera de Montesinho, controlada por cisalhamento senextro da D₂ varisca (PEREIRA, E. *et al.*, 1984; FERREIRA *et al.*, 1987; MEIRELES, 2000a). Está presentemente classificado no grupo dos granitóides de duas micas hercínicos nos sin-metamórficos relativamente a D₂ (NORONHA *et al.*, 2006b).

Contudo, a deformação que apresenta é apenas cataclástica, não havendo evidências claras de estruturas orientadas (Estampa 4. 5b). O que se observa é uma afectação por inúmeros cisalhamentos frágeis, tardios, de orientação NW-SE, dextros, relacionados com a D₃ varisca. Além disso, observam-se apófises aplíticas e filões de quartzo deste maciço a aproveitarem o espaço e a instruírem nas charneiras de dobras D₃ variscas dos quartzitos da Formação Marão (Estampa 4. 6). Tais evidências são incompatíveis com uma instalação sin-D₂. Trabalhos recentes em Espanha, consideram este granito como pertencente ao grupo dos sincinemáticos meso-catazonais (DÍEZ MONTES, 2006). Contudo na caracterização geral deste maciço de

Hermisende - Padronelo, mais uma vez, são englobados granitóides que dificilmente terão uma relação genética comum, pois que granitos de duas micas sin-D₃, como será o caso do granito de Montesinho, dificilmente serão compatíveis com granitóides migmatíticos e ortogneisses migmatizados (DÍEZ MONTES, 2006).

4.4.3. GRANITO DA COSTA GRANDE

GRANITÓIDES SIN - TECTÓNICOS relativamente a D₂(?)

Esta mancha de granito orientado da Costa Grande é assim designada por ocorrer nas redondezas do vértice geodésico assim designado. Inicialmente foi esta fácies granítica associada ao granito de Montesinho (MEIRELES, 2000a). Trata-se de um corpo alongado, não tendo mais de 200 m de largura máxima por 2 km de extensão. Contudo, é notória a diferença morfológica entre os dois granitos (Estampa 4. 7). Enquanto que no granito de Montesinho as penhas e os caos de blocos são suas características, no granito da Costa Grande esses aspectos não existem. O contacto sudoeste do granito de Montesinho é afectado por um importante cisalhamento dextro D₁/D₃ N40°W, designado em Espanha por cavalgamento de Hermisende / Cisalhamento de Valdoviño (LANCELOT *et al.*, 1985; MARTINEZ-GARCIA & QUIROGA DE LA VEGA, 1993). Observam-se planos "c" N46°W/58°SW e planos "s" N100°/70°SW com topo para norte e componente horizontal dextra (Estampa 2.14c e Estampa 4. 7). É um granito leucocrático, gnaissificado, de duas micas, intensamente afectado por foliação milonítica. Observa-se uma textura porfiroclástica com fenocristais de microclina e plagioclase.

Embora haja uma leve deformação no granito de Montesinho, na sua bordadura próximo deste cisalhamento, a passagem para o granito orientado da Costa Grande é nítida. De facto, enquanto o granito de Montesinho apresenta, para o interior do maciço apenas uma cataclase, relacionada com os cisalhamentos frágeis D₃, o "granito" da Costa Grande apresenta evidências de deformação dúctil, podendo considerar-se como um gnaisse. Logicamente que o maciço de Montesinho é neste trabalho considerado sin a tardi D₃, enquanto que o granito da Costa Grande será mais antigo.

Além disso, espacialmente associada a este granito deformado ocorre uma extensa e significativa auréola de metamorfismo de contacto a afectar os filitos carbonosos e xistos ampelitosos da Unidade Coroto e caracterizada por expressivos e abundantes cristais de quistolite (MEIRELES, 2000a). Esta quistolite está efectada por cisalhamentos dextros da D₃ varisca (Estampa 4.8), os mesmos que afectam este granito. Constata-se que haverá duas gerações de quistolites: esta mais antiga, deformada pelos cisalhamentos D₃ e uma posterior, pós cinemática, provavelmente relacionada com a instalação do granito de Montesinho, como se pode observar nos próprios afloramentos. Estes cisalhamentos induzem nos metassedimentos uma clivagem xistenta principal S₃ que provoca um *bending* na clivagem xistenta prévia, S₁/S₂ (Estampa 4.8). Esta ocorrência não será um caso isolado, pois vamos encontrar descrições de litologias semelhantes e no mesmo contexto e alinhamento em Espanha e que têm passado despercebidas. De facto no Mapa Geológico de Espanha à esc. 1:50000, (Hermisende), é cartografado e descrito um corpo semelhante. Trata-se do granito gnaissificado (Gnaisse de Hermisende). Ocorre alguns quilómetros a NW do gnaisse da Costa Grande, no mesmo alinhamento estrutural (MARTÍNEZ GARCIA, 1973; FERNÁNDEZ TOMÁS, 1981).

4.4.4. MACIÇO DE IFANES

No limite da carta geológica, próximo de S. Martinho de Angueira ocorre uma pequena mancha de granitos que pertencem a este extenso maciço granítico. Este maciço está classificado como pertencente ao grupo dos granitóides sinorogénicos hercínicos biotíticos com plagioclase cálcica e diferenciados (PEREIRA, E., 2000; NORONHA *et al.*, 2006b).

Concretamente na carta ocorre a fácies designada de granito da Especiosa, isto é, monzogranitos porfiríoides de grão médio essencialmente biotíticos (PEREIRA, E., 2000; NORONHA *et al.*, 2006b).

4.4.5. FILÕES BÁSICOS

A ocorrência de rochas filonianas de magmatismo básico na região foi pela primeira vez referenciada por PORTUGAL FERREIRA (1964), no sector de Vinhais, mais a oeste da área de estudo. Este autor descreve a ocorrência, nesta região, de diversos filões microdioríticos. A existência de outros corpos básicos na região a norte de Bragança era conhecida apenas na localidade da Petisqueira (MEDEIROS, 1975). Mais recentemente outros filões básicos foram cartografados e estudados (MEIRELES, 1998, 2000a, 2000b). No presente trabalho de cartografia no anticlinal de S. Martinho de Angueira foram reconhecidos novas estruturas filonianas.

As principais ocorrências situam-se no bloco oeste da falha BVM, fundamentalmente nas proximidades de Santa Cruz, continuação do feixe de filões assinalados, mais a oeste, por PORTUGAL FERREIRA (1964). Contudo os filões apresentam aspectos distintos, diferentes graus de meteorização e de deformação o que leva a supor que haverá vários episódios de instalação relacionados com várias etapas de relaxamento distensivo (MEIRELES, 1998). Alguns destes episódios poderão ser pré-orogénicos.

Pelas características petrográficas, pelo grau de meteorização e pela deformação patente nas rochas, pode-se estabelecer pelo menos três episódios de instalação, dos mais antigos para os mais recentes:

- i) *filões do Marinho* - Instalam-se em fendas N 80°E e N30°W. Apresentam-se fortemente meteorizados, de cor ocre amarelada a branco acinzentado e de espessura variável (1 a 3 m). É evidente a afectação, quer pela D₂, com o desenvolvimento de lineação de intersecção paralela à clivagem crenulativa D₂, quer pela D₃, com a formação de dobras abertas de plano axial subvertical (Estampa 4. 9). Ocorrem fundamentalmente nos filitos ampelitosos e carbonosos da Unidade Coroto (Figura 4. 6).

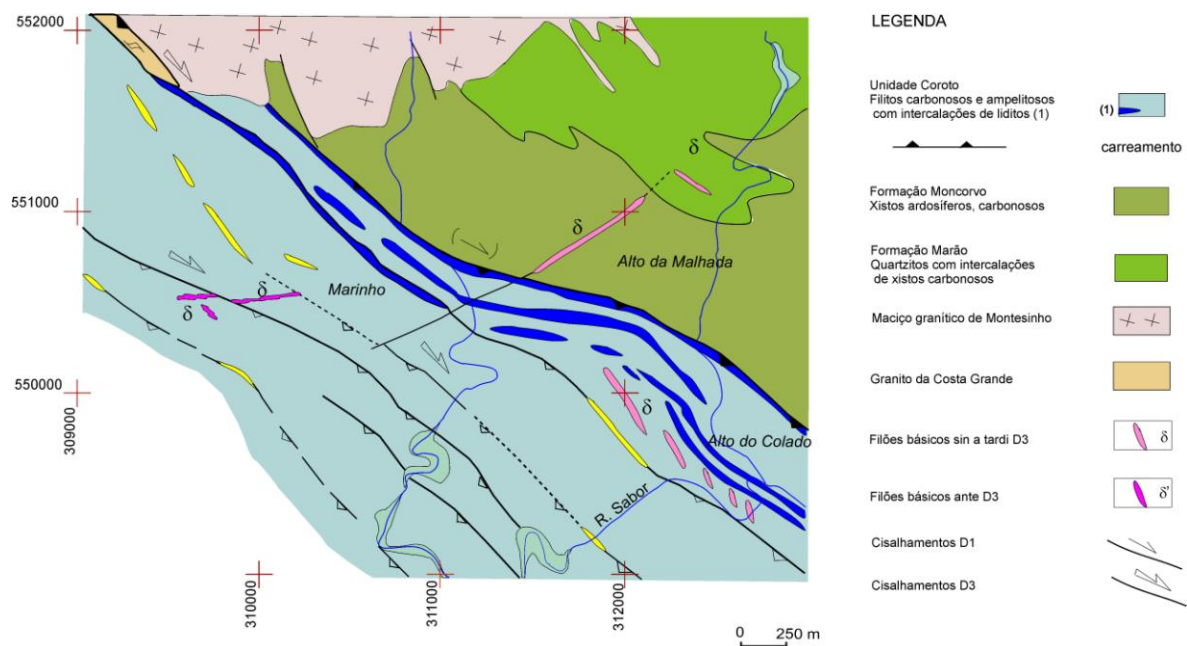


Figura 4. 6 - Localização dos filões básicos do Alto da Malhada e Alto do Colado (adaptado de MEIRELES, 1998)

- ii) *filões do Alto do Colado, Alto da Malhada e Petisqueira* - apresentam espessura variável (1 a 3 m em média), embora os filões do *Alto do Colado* possam atingir os 50 m de espessura.

Regra geral estão muito alterados, com cor ocre amarelada e dispõem-se preenchendo falhas conjugadas N60°E e N30°W. Quando frescos (filão do *Alto da Malhada*) apresentam uma textura fanerítica, de cor verde - acinzentada. São intrusivos quer em metassedimentos do Ordovícico (Formações *Marão* e *Moncorvo*), quer nos filitos carbonosos e ampelitosos silúricos da Unidade *Coroto*. As relações de campo demonstram que estes filões estão a preencher fendas de tracção de cisalhamentos D₃ variscos (Figura 4. 6). No sector de *Montesinho*, nomeadamente o filão do *Alto da Malhada* (am. F12/47R) corresponde uma diabase de textura intergranular, onde o feldspato predominante é uma plagioclase (oligoclase - andesina) em cristais hipidiomórficos com maclas frequentes do tipo *Albite* e *Carlsbad*. Mostra sinais de abundantes substituições por epídoto, por retromorfose para a fácies de xistos verdes. Na matriz, ocorre plagioclase xenomórfica, raramente maclada, mais límpida e com aspectos mirmequíticos. A anfíbola é uma tremolite-actinolite em cristais hipidiomórficos e automórficos, levemente esverdeada. Apresenta igualmente abundantes substituições por epídoto, tal como a plagioclase. Envolvendo estes cristais, ocorrem agregados de epídoto e clinozoisite. Como secundários, ocorrem clorite (penina e clorite castanha) e esfena - leucoxena (MEIRELES, 1998). Com os mesmos aspectos de alteração e deformação interna, foram reconhecidos próximo da povoação da *Petisqueira*, duas destas estruturas filonianas de orientação N70°-80°E intrusivos em filitos carbonosos da Formação *Rio de Onor*. Não ultrapassam 2-3 m de espessura. Especialmente estão instalados no plano axial vertical de dobras da D₃ varisca.

- iii) *filões de Santa Cruz; Quinta do Vale da Pena; Vale de Frades e Avelanoso*) - No sector de *Santa Cruz*, em regra a sua espessura varia entre 1 a 3 m, excepto o filão de *Dine* com 6 m de possança. Apresentam disjunção esferoidal. Tratam-se de rochas afaníticas escuras e muito duras. Neste sector ocorrem predominantemente corpos com a orientação N90°-100°E, intrusivos quer em metassedimentos do parautóctone (Formação *Soutelo*), nos xistos verdes e quartzofilitos do complexo alóctone inferior (Formação *Macedo de Cavaleiros*) e até na unidade ofiolítica (Figura 4. 7). No sector de *Santa Cruz*, os filões doleríticos apresentam apenas sinais de metamorfismo hidrotermal (saussuritização das plagioclases), estando ainda bem preservada a piroxena, geralmente uma clinopiroxena augítica. São também frequentes texturas micrográficas intersticiais, muito frequentes em doleritos (am. F.24/11R), assim como aspectos globulíticos quartzo - feldspáticos resultantes da desvitrificação da matriz (am. F.24/39R). A clorite, prehnite, leucoxena e calcite, são os secundários mais importantes. No caso específico da am. F.24/102R a abundante quantidade de calcite que a amostra apresenta, terá possivelmente origem nos xistos verdes do Centro Transmontano que se encontram na sua proximidade (MEIRELES, 1998). No sector de *S. Martinho de Angueira* foram também cartografados vários filões básicos, na maior parte doleríticos. Particular destaque merece o filão básico que ocorre nas proximidades da povoação *Quinta do Vale da Pena*. Trata-se de um corpo básico de orientação N120°, praticamente paralelo à estratificação e fazendo um pequeno ângulo de 15° com a clivagem xistenta principal N130°. Desenvolve uma pequena auréola de metamorfismo de contacto. É uma rocha de grão grosseiro, porfirítica, melanocrática. Apresenta uma clivagem interna, grosseira. Observam-se cristais máficos de 3x5 mm, provavelmente de anfíbola. Ao microscópio constata-se que os fenocristais máficos, euédricos a subédricos são de hornblenda ligeiramente pleocróica no verde - azeitona claro a incolor. Alguns dos cristais apresentam núcleos, muito alterados e de relevo mais elevado, possivelmente de piroxena (augite). São comuns os cristais paralelos ao alongamento (100) e em secções normais ao alongamento com as características clivagens losângicas. Apesar de raros, observam-se cristais automórficos maclados. O ângulo de extinção medido em cristais paralelos ao alongamento (100) é de 27°. Ocorre ainda uma

outra variedade de anfíbola em finas agulhas (actinolite?). A matriz é constituída fundamentalmente por estas anfíbolos e pelos feldspatos. Estes são de plagioclase (andesina) com macla de albite, embora nos cristais da matriz se tenha encontrado macla de Carlsbad. São raros os fenocristais de andesina. Na matriz, além da plagioclase e da hornblenda, ocorre raro quartzo e feldspato K (?) xenomórfico. Como acessórios epidoto, zircão (?) e apatite. Como secundários clorite, fundamentalmente a definir a clivagem grosseira, calcite e mica branca, principalmente em inclusões nas plagioclases. Os opacos são abundantes. Em suma, trata-se de um espessartito, lamprófito formado fundamentalmente por hornblenda tendo a plagioclase (andesina) com feldspato principal (WILLIAMS *et al.*, 1970). Trata da primeira ocorrência de lamprófito detectada na sinforma de Alcañices. Mais a sul, particularmente na ZCI, quer em Espanha quer em Portugal, são abundantes as manifestações de magmatismo básico desta natureza de idade pérmico - triásica (PORTUGAL FERREIRA & REGÊNCIO MACEDO, 1979; PORTUGAL FERREIRA, 1982; PORTUGAL FERREIRA *et al.*, 1991).

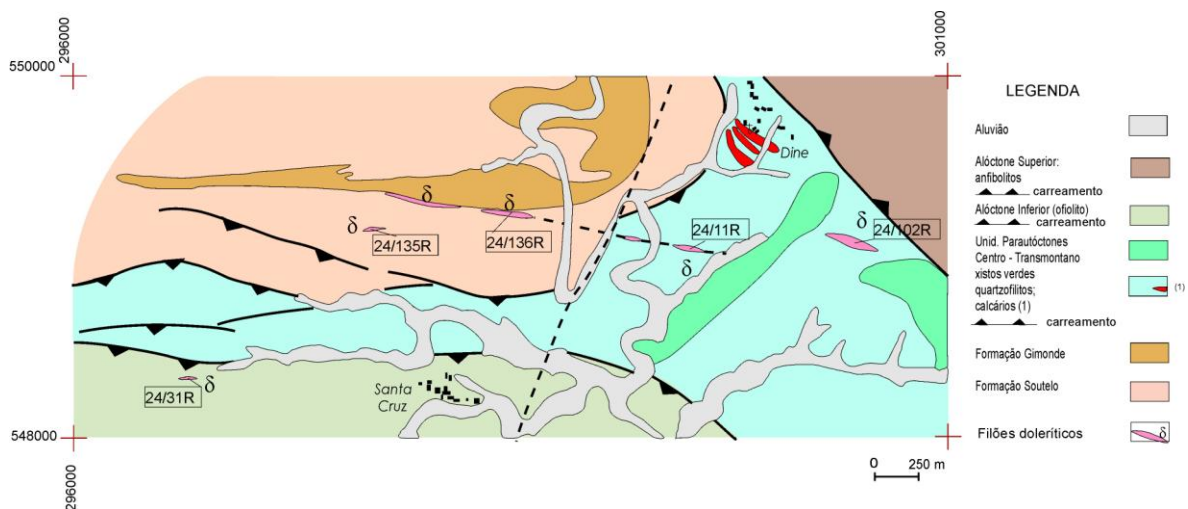


Figura 4. 7 - Localização dos filões básicos de Santa Cruz (adaptado de MEIRELES, 1998).

As relações de campo e os dados petrográficos indicam que há distintas intrusões básicas, variscas precoces, variscas e alpinas, tal como já apontado em MEIRELES (1998). Estão relacionadas com diferentes períodos de distensão do orógeno, ainda não tidos em consideração, até ao presente momento, nos modelos geodinâmicos vigentes.

Os filões do Marinho são pelo menos sin- D_1 varisca, pois estão afectados pelos *reverse kink* associados aos cavalgamentos da D_2 e redobrados pela D_3 . Durante a D_3 varisca, geram-se cisalhamentos conjugados dúcteis por rejogo de cavalgamentos D_2 , como os cisalhamentos direitos, paralelos ao acidente da Costa Grande e com rejogo esquerdo dos cisalhamentos E-W. Os filões do Alto do Colado e do Alto da Malhada estão em fendas de tracção e fendas antitéticas destes cisalhamentos. Os filões N100°E de Santa Cruz instalam-se no decurso do relaxamento tardio de estruturas prévias D_4 com rejogo direito.

4.4.6. METAMORFISMO REGIONAL VARISCO

Como já referido em RIBEIRO, A. (1974), do ponto de vista do metamorfismo regional há um contraste entre o parautóctone e alóctone inferior (Domínio Transmontano) e as unidades subautóctones (Domínio Douro inferior).

No parautóctone o metamorfismo varisco regional apresenta-se fundamentalmente na fácies de xistos verdes. É possível estabelecer a sucessão de três isógradas, de metamorfismo crescente (RIBEIRO, A., *op. cit.*); isógrada da clorite para o parautóctone, com afinidades com

as unidades subautóctones; da biotite, nas unidades Centro Transmontanas, e por fim da granada almandina, no complexo ofiolítico.

Nas unidades subautóctones e autóctones o metamorfismo regional é de baixo grau. No subautóctone, de idade Silúrica e Devónica, é a fácies da clorite que predomina (moscovite, quartzo, clorite). Ocorre por vezes algum cloritóide a sobrepor-se à crenulação S_2 , por retromorfose. No autóctone (Ordovícico), poder-se-á atingir as condições de neoformação da biotite (quartzo, moscovite, biotite).

O metamorfismo de contacto sobrepõe-se, na proximidade dos granitos, a este metamorfismo regional. No caso do granito de Montesinho, sendo a sua instalação definida tardi D_3 varisca, induz a blastese da andalusite e da biotite. No maciço de Moimenta induz a formação da andalusite e da biotite nos filitos carbonosos. Nos calcários "skarnificados" do exocontacto desenvolvem-se fácies com granada. Especialmente relacionada com o granito da Gosta Grande desenvolve-se uma extensa e expressiva auréola de xistos quiastolíticos. O efeito do metamorfismo de contacto do granito de Montesinho sobre os xistos ardosíferos da Formação Moncorvo é distinto. Se nas proximidades do contacto também se desenvolve andalusite, nomeadamente nas intercalações de filitos carbonosos dos quartzitos da Formação Marão, não é tão abundante e expressiva como a que ocorre nos filitos aluminosos e carbonosos da Unidade Coroto.

Esta auréola de metamorfismo com andaluzites sincinemáticas sugere a correlação com o caso recentemente descrito numa unidade de filitos carbonosos com andalusite sin-tectónica relacionada com metamorfismo térmico de baixa pressão e que ocorre na região de Palaçoulo - e Atenor (DIAS DA SILVA & GONZÁLEZ CLAVIJO, 2010).

ESTAMPAS

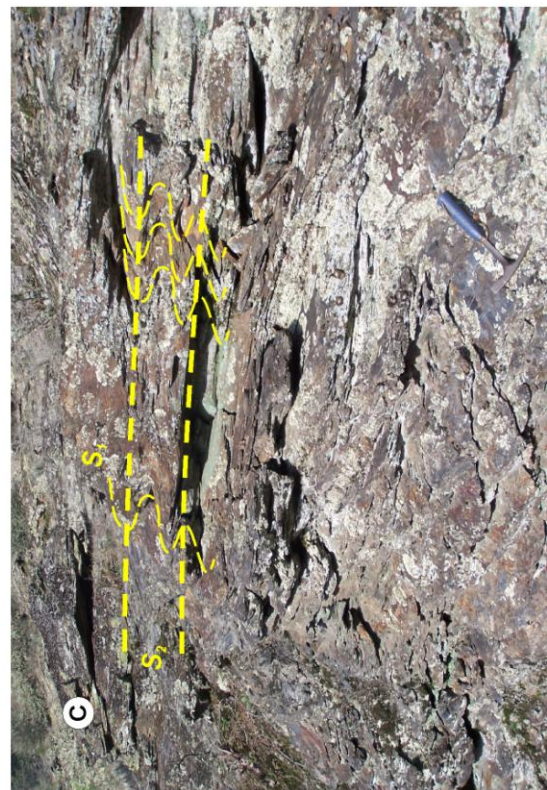
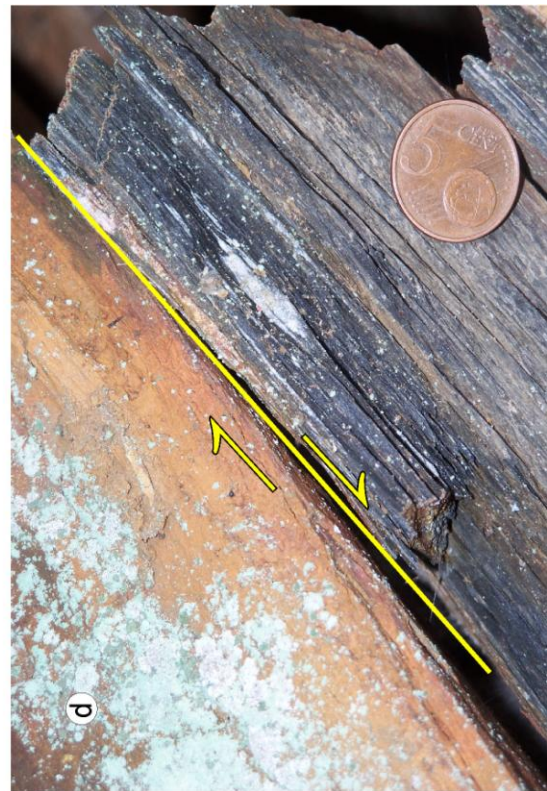
Estampa 4. 1 - a) Encosta do Cabeço do Carvoal (Carta nº 11, Mofreita). Dobra D_1 deitada, Quartzitos da Formação Marão (norte para a direita); b) Dobra (sinforme) D_1 em xistos da Formação Moncorvo (Montesinho).

ESTAMPA 4.1



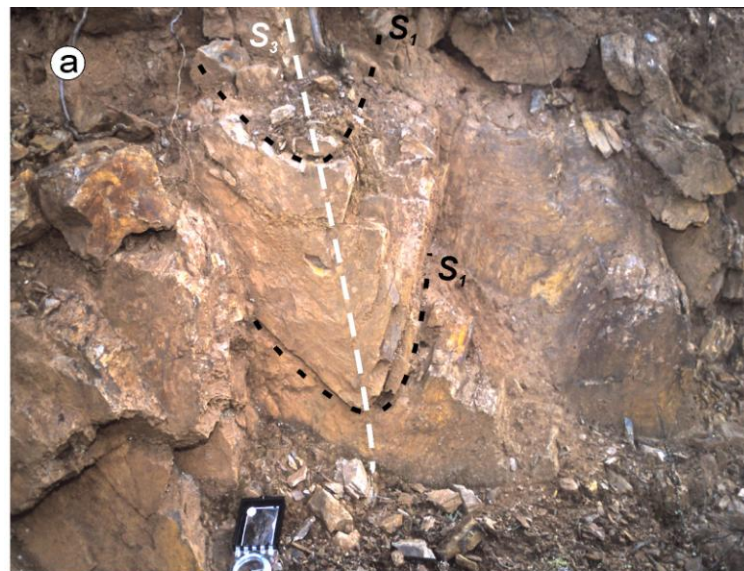
Estampa 4. 2 - Domínio estrutural de imbricação de escamas: a) b) e c) dobras antitéticas D_2 associadas aos respectivos cavalgamentos (a) Formação Soutelo (barreira da estrada Deilão - Guadramil); b) pormenor da foto anterior; c) Unidade Coroto, dobras D_2 a crenular a xistosidade S_1 (estrada florestal França - Montesinho); d) zona próximo de cavalgamento D_2 com foliação D_2 filonítica (Unidade Coroto, estrada florestal França - Montesinho).

ESTAMPA 4.2



Estampa 4. 3 - Aspectos da deformação D_3 varisca: a) dobra D_3 de p.a. = $N100^\circ/80^\circ S$, eixo $20^\circ/280^\circ$, vergência para NE (Formação Soutelo; Carta Militar nº25, vertente oeste das Fragas do Rebal do Cabo); b) cavalgamento D_2 dobrado pela D_3 (estrada Rio de Onor - Guadramil); c) Formação Rio de Onor. Filão de quartzo sin D_3 em cisalhamento D_3 $N60^\circ W/90^\circ$ dextro. A clivagem S_2 é subhorizontal. Notar o *bending* da xistosidade principal S_1 .

ESTAMPA 4.3



Estampa 4. 4 - *klippe* tectónico de v. g. Castro 2° (Carta Militar nº 38) a) liditos, dobra em bainha ("eye structure") da D_2 redobrada pela D_3 ; b); dobras D_2 com planos axiais N114°/26°S, charneira 10°/110°.

ESTAMPA 4.4.



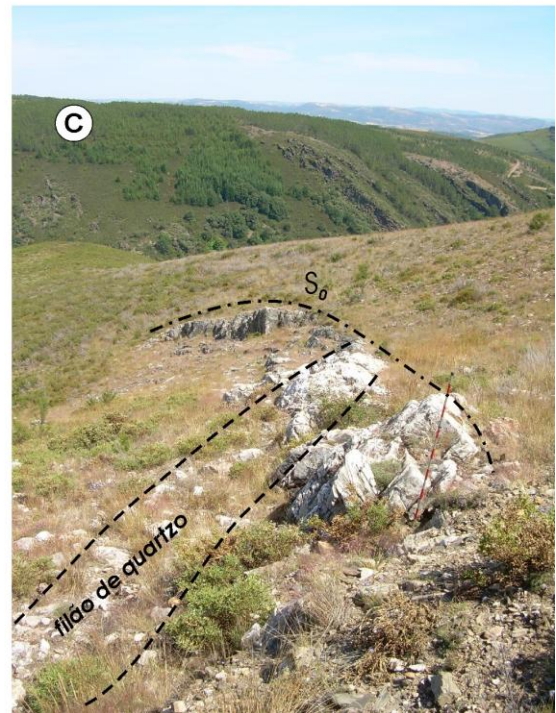
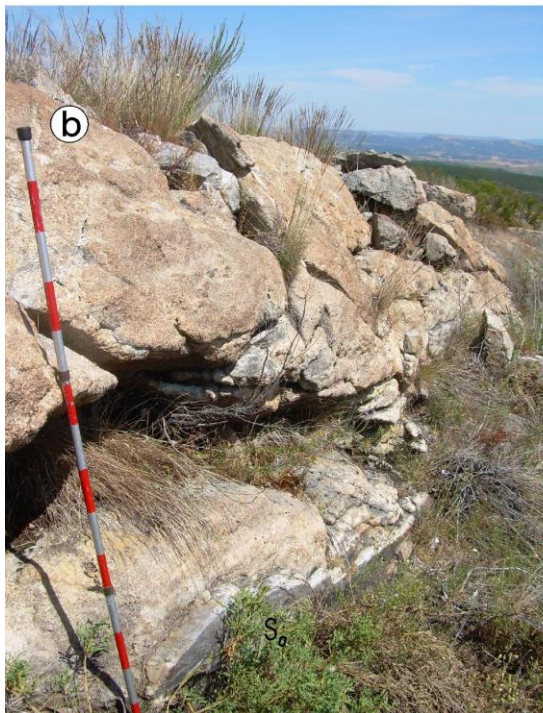
Estampa 4. 5 - Granito de Montesinho: a) Stockscheider de Montesinho; b) aspecto mesoscópico do granito de Montesinho.

ESTAMPA 4.5



Estampa 4. 6 - a) Filões aplíticos graníticos e filões de quartzo instalados segundo as charneiras da D_3 varisca: panorâmica (foto tirada aproximadamente para $N260^\circ$); b) filão aplítico granítico instalado paralelamente à estratificação da Formação Marão; c) filão de quartzo paralelo à charneira da D_3 varisca.

ESTAMPA 4.6



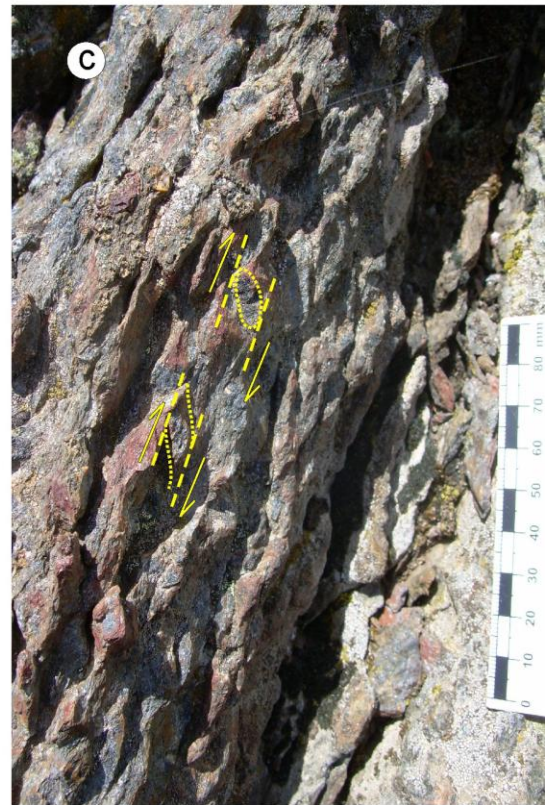
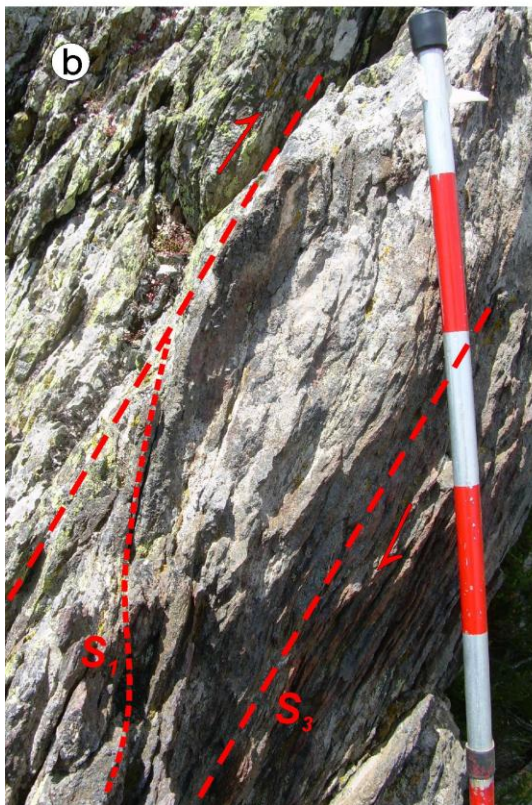
Estampa 4. 7 - Contacto SW do granito de Montesinho; a) Contraste morfológico entre os granitos de Montesinho e Costa Grande (foto tirada do cabeço Malhadicha para N340°); b) e c) fácies gnaissica do Granito da Costa Grande, cisalhamentos dextros N130°/46°S.

ESTAMPA 3.7



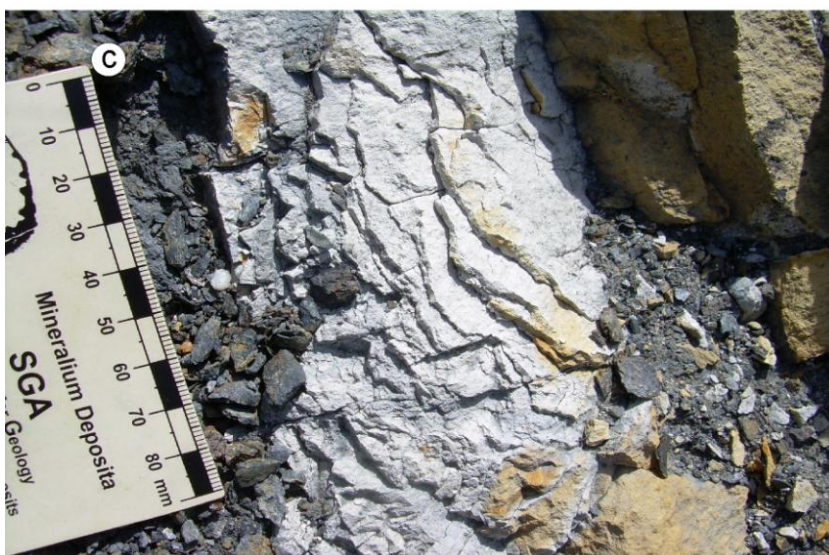
Estampa 4. 8 - Xistos quiastolíticos da Malhadicha (Carta nº 11); a) aspecto dos afloramentos; b) *bending* na S_1 causado pelos cisalhamentos D_3 , componente cavalgante para norte ($S_3 = N140^\circ/70^\circ S$); c) pormenor dos porfiroblastos de quiastolite deformados pelos cisalhamentos dextros D_3 .

ESTAMPA4.8



Estampa 4. 9 - a) Filões básicos do Marinho (Carta nº 11) afectados por dobramentos abertos da D_3 (norte para a esquerda da foto); b) afectados por dobramentos de planos axiais subhorizontais D_2 , com vergência para SW; c) pormenor de filão básico onde se observa a lineação de intersecção L_2 , resultante da intersecção $S_1 \wedge S_2$.

ESTAMPA 4.9



5. RECURSOS MINERAIS E IMPLICAÇÕES METALOGÉNICAS.

5.1 INTRODUÇÃO

A importância económica da Península Ibérica na indústria mineira da Europa não é apenas actual, remonta ao Neolítico, como comprovado pelos diversos e abundantes vestígios arqueológicos de explorações mineiras no seu território. As descobertas arqueológicas efectuadas em Rio Tinto (Faixa Piritosa Ibérica), comprovam tratar-se da mais antiga mina do mundo ainda em exploração, remontando a sua actividade à Idade do Cobre (WILSON, 1983). Existiu assim uma importante exploração mineira indígena, desenvolvida e incrementada com os contactos com Fenícios, Tartessos, Cartagineses e, eventualmente, Gregos. Estas riquezas mineiras tiveram importância capital para despoletar, pelos Romanos, a ocupação da Ibéria. Os seus recursos mineiros foram então intensamente explorados: o estanho, o chumbo, o ouro, a prata, o mercúrio, o ferro e o cobre (ALLAN, 1965).

O noroeste peninsular, onde se integra esta região, com as suas riquezas mineiras, particularmente o ouro e o estanho, conjuntamente com os jazigos da actual Faixa Piritosa Ibérica, teve papel de destaque como área mineira por excelência. Após a queda do Império Romano, a actividade mineira decaiu só começando a ter de novo importância económica significativa, no nosso País, a partir do século XIX até finais da década de oitenta do século XX, nomeadamente nos períodos das duas Grandes Guerras Mundiais.

Em Trás-os-Montes essa actividade assumiu, até aos anos oitenta do séc. XX, um peso económico significativo. Aqui se situaram algumas das principais minas de ferro, estanho, volfrâmio, ouro, prata e crómio do País. Sobre os recursos mineiros que ocorrem na região de estudo e das suas minas mais importantes, como as minas de Portelo, outrora a principal

produtora nacional de estanho, a bibliografia é vasta e diversificada (CASTRO PORTUGAL, 1912; SCHNEIDER, 1947a, 1947b; COTELO NEIVA, 1948; COTELO NEIVA & GOUVEIA 1950; GOUVEIA & FERREIRA, 1950; MEDEIROS, 1950; SANTOS, 1953; GOUVEIA, 1956; CERVEIRA, 1967; FOX, 1970; CONDE *et al.*, 1971; THADEU, D., 1973; CARVALHO, 1979; DERRÉ *et al.*, 1982; PEREIRA, E. *et al.*, 1984).

A partir da década de oitenta do século passado, surgiram diversas propostas de classificação das mineralizações presentes em território nacional, quer abrangendo todo o País (SCHERMERHORN, 1982; GOÍNHAS, 1985, 1987), quer específicos, sobre determinadas mineralizações do norte de Portugal, nomeadamente Sn-W e Au/Ag, com recurso a critérios de classificação morfológicos e/ou genéticos (BRANDÃO *et al.*, 1978; RIBEIRO & PEREIRA, 1982; MEIRELES, 1991; MEIRELES & CARVALHO, 1992; NORONHA & RAMOS, 1993; PEREIRA, E. *et al.*, 1993; PEREIRA & MEIRELES, 1998; NORONHA *et al.*, 2006a).

No presente capítulo propõe-se tão só, para além do enquadramento metalogénico dos diversos depósitos e ocorrências mineiras situadas na área em estudo, à luz dos conhecimentos actuais dos mesmos depósitos e ocorrências, apresentar uma proposta da sua avaliação económica, já esboçada em trabalhos anteriores (MEIRELES *et al.*, 2002a, 2003, 2005). Nestes trabalhos, teve-se como ponto de partida a "Classificação - Quadro Internacional das Nações Unidas para reservas/recursos" (LEMONS DE SOUSA & NORONHA, 1998) para classificar os depósitos minerais do concelho, à luz dos actuais conceitos de classificação dos depósitos e jazigos mineiros. Esta classificação entra em conta com três parâmetros fundamentais: 1) a fase de avaliação geológica; 2) a fase de avaliação de viabilidade; 3) o grau de viabilidade económica. A primeira fase entra em linha de conta com o grau de certeza geológica; a segunda é função do detalhe com que foi efectuada a avaliação geológica. Por último, da conjugação dos dois primeiros parâmetros determina-se o resultado prático da avaliação de viabilidade. Em suma, pode-se agrupar os recursos mineiros em três categorias: reservas, recursos e ocorrências, função dos parâmetros anteriormente definidos.

Esta abordagem, inicialmente aplicada nos recursos geológicos do concelho de Bragança (MEIRELES *et al.*, 2002a), implica: 1) o recurso a toda a informação geológica e mineira disponível em arquivo sobre as minas e ocorrências mineiras, ou seja, a sua inventariação; 2) O conhecimento directo do terreno, i. e., do contexto geológico regional e local das minas e ocorrências, da actividade mineira do passado; 3) enquadrar e organizar os depósitos e ocorrências mineiras em função dos critérios da "Classificação - Quadro Internacional".

A reforçar as suas potencialidades mineiras, foi esta região alvo de vários contratos de prospecção iniciada na década de oitenta do século passado (PROMINAS, 1987-1990) e mais recentemente (MAEPA, contratos de prospecção de 2006 e de 2007). Este ponto da situação sobre as potencialidades mineiras desta região permanece em aberto, dado que só após a conclusão da campanha de prospecção haverá a possibilidade de aceder a toda a demais informação (geoquímica e geofísica) necessária para uma apreciação mais cuidada e avalizada sobre as potencialidades mineiras da região.

Em suma, seguindo esta metodologia de trabalho fica-se com uma melhor e abrangente avaliação geral da região e das suas potencialidades e em condições de planejar futuros trabalhos de prospecção e pesquisa. As potencialidades mineiras do País passam pelo investimento (público ou privado) nos levantamentos geológicos básicos. Estes não podem perder de vista que os complexos processos geológicos da história do nosso Planeta são geradores de recursos úteis para o progresso, conforto e bem-estar da Humanidade. A valorização das potencialidades do nosso País está dependente do conhecimento básico que se tem sobre os recursos geológicos nacionais.

5.2. INVENTARIAÇÃO DOS RECURSOS MINERAIS DA REGIÃO

Na Europa é tradição na geologia económica fazer a distinção entre "minério" e "depósito mineral metálico" dos "depósitos minerais não-metálicos". No entanto esta distinção é irrelevante, pois para todos se fala em reservas mineiras, sejam ou não produzidos metais dos minérios explorados (PETERS, 1987). No entanto, pela importância histórica dos depósitos minerais metálicos na região em estudo, e por a sua tipologia estar particularmente dependente do seu contexto geológico, apenas estes serão abordados no estudo subsequente (Figura 5. 1). Nesta figura são assinaladas todas as antigas concessões mineiras bem como todos os índices mineiros detectados nos levantamentos geológicos. Embora não sendo alvo desta área de trabalho, são referenciadas duas antigas concessões mineiras de cromite relacionadas com as rochas ultramáficas (dunitos e peridotitos) do alóctone superior do maciço de Bragança. Igualmente é representada a actual área de exploração de talco, de momento a única exploração mineira activa na região e que está controlada e condicionada à esteatização e serpentização das rochas ultramáficas do ofiolito, correspondente integralmente à unidade alóctone intermédia.

Em relação às ocorrências mineiras nos metassedimentos paleozóicos das unidades autóctones e parautóctones da região, nomeadamente as mineralizações filonianas hidrotermais em que Cu e Pb predominam, há uma condicionante litológica do encaixante, para além do controle estrutural. De facto, conjugando a sua distribuição com os actuais dados cartográficos, constata-se que as ocorrências de Cu situam-se na Formação Soutelo (parautóctone) e as mineralizações de Pb na Formação Campanhó (autóctone) ou nas suas proximidades, como é o caso de Paradinha. Não será por acaso que a ganga destes filões é essencialmente carbonatada e nesta unidade serem tão abundantes os calcários. Também não será por acaso que as mineralizações de Cu ocorrem numa sequência vulcano-sedimentar como é a Formação Soutelo.

Quanto às ocorrências de Mn, ocorrem sempre nas brechas ferruginosas que materializam muitas das vezes os acidentes da D₂ e D₃ variscos, quer nas Formações Rio de Onor e Soutelo.

Relativamente ao Sn, é notória a relação genética com as intrusões de granitos variscos (Montesinho - Portelo e S. Martinho de Angueira). Contudo, ocorrem apenas no autóctone, em xistos do Ordovícico. No caso de Montesinho foi constatada a relação dos filões mineralizados exclusivamente com os xistos ardosíferos da Formação Moncorvo e destes serem anómalos em Sn enquanto que o mesmo sistema de filões que ocorre nos quartzitos é estéril (PEREIRA *et al.*, 1984). Em contrapartida, nas principais ocorrências de Au (França) é notória a sua localização nos quartzitos ordovícicos da Formação Marão.

Sem querer entrar num modelo-tipo de classificação dos jazigos minerais, pode-se agrupar os depósitos e ocorrências minerais desta região nos seguintes conjuntos:

- Sedimentares;
- Vulcano - sedimentares;
- Filões hidrotermais;
- Metassomáticos;
- Placers.

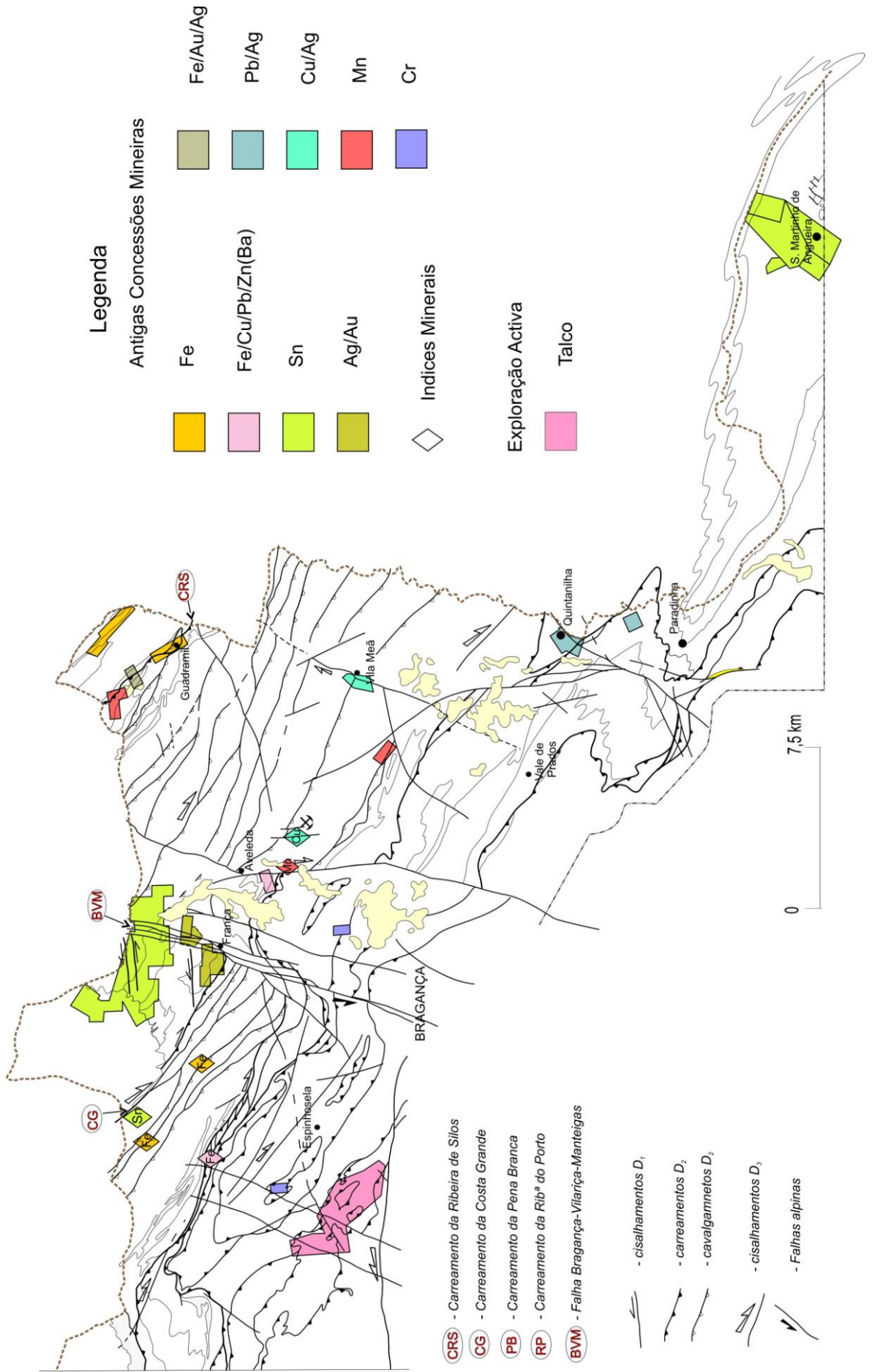


Figura 5. 1 - Principais minas e ocorrências mineiras do Sector de Espinhosela - S. Martinho de Angueira.

5.2.1. JAZIGOS SEDIMENTARES (FERRO)

Minas das Barreiras Brancas, Barreiras Brancas n.º 1 e Monte da Gandaira - A nordeste da aldeia de Quadramil, na encosta SW da serra das Barreiras Brancas encontra-se um depósito de ferro siderítico, intensamente pesquisado pelo Serviço de Fomento Mineiro, de 1943 a 1950. Estes trabalhos de pesquisa detectaram na bancada noroeste do minério, na vertente ocidental das Fragas Negras, antigos trabalhos de exploração mineira, eventualmente romanos. Ainda hoje se observam vestígios das cortas que escaparam à florestação da Serra das Barreiras Brancas encetada no principio da década de oitenta do século passado.

Os níveis de ferro, alvo da pesquisa mineira, ocorrem no Membro Malhada da Formação Marão, interestratificados com os xistos, psamitos e quartzitos desta unidade, aos quais passa lateralmente. Correspondem a um único horizonte estratigráfico dobrado, tal como as rochas encaixantes, pela orogenia varisca. Os eixos dos dobramentos têm uma orientação geral N45°W variando a inclinação entre os 10°-20° para SE. Estende-se por cerca de 4Km apresentando as camadas sideríticas pendores variáveis dependendo do flanco do dobramento: desde 65°SW na formação noroeste; pendor médio de 15°NE, na formação central e 75°SW na formação sudeste (MEDEIROS, 1950). Trata-se de um jazigo de origem sedimentar, de textura oolítica, constituído por siderite com alterações supergénicas para limonite. Ocasionalmente ocorre hematite, por recristalização da limonite (MEDEIROS, 1950). Ao microscópio além dos oólitos de siderite também se observam oólitos de sílex e chamosite. O cimento é formado por siderite e calcite com grânulos de quartzo como acessório; como episódio secundário observa-se cloritização do oólitos de siderite (COTELO NEIVA & GOUVEIA, 1950).

Com uma possança média da principal bancada de minério de 4,6 m, e usando como "cut-off" os valores de Fe <30%, as reservas totais foram calculadas em 5, 5 milhões de toneladas, das quais 1 milhão de minério limonítico e o restante, 4,5 milhões de toneladas de minério siderítico (COTELO NEIVA & GOUVEIA, 1950; GOUVEIA, 1956). O teor médio do minério siderítico é: 40,5% de Fe; 6% de SiO₂; 2,5% de CaO; 0,7% de P e 0,15% de S. O teor médio do minério limonítico oscila entre: Fe, 58,73% - 44%; SiO₂, 15% - 4, 86%; P, 17,1% - 0,10%; S, 0,32% - 0,05% (COTELO NEIVA & GOUVEIA, 1950).

França - como já referido anteriormente (Capítulo 2), na mancha do Membro Malhada próximo desta aldeia foi também detectada a presença deste horizonte ferrífero. Trata-se de um nível de magnetite, relativamente contínuo, de 2,5 m de espessura média e reconhecido numa extensão de 1,5km entre o céu aberto "Boca da Caborca" e as minas de França, onde ocorre este nível de magnetite logo no início da galeria do filão Pingão dos Quintais. É constituído por cristais euédricos, grosseiros, de magnetite martitizada substituída por hematite ao longo de planos de clivagem. A limonite, abundante, pode estar associada quer a matriz quartzosa, de grão fino, rica em clorite, tendo como acessórios, apatite, sericite e zircão, quer a rodear a magnetite. A martite provavelmente estará relacionada com episódios hidrotermais sintectónicos, com a circulação de fluidos ao longo de cisalhamentos. Registe-se também a natureza detrítica siliciosa, dos grãos sub - rolados, irregulares, desta magnetite (FIGUEIREDO *et al.*, 1995).

Outras ocorrências de ferro sedimentar - No mesmo horizonte estratigráfico (Membro Malhada) foi agora reconhecido este nível de ferro, hematítico, no flanco sul, inverso, do anticlinal de S. Martinho de Angueira. No flanco normal desta estrutura a ocorrência deste horizonte de ferro tem maior expressão cartográfica. São principalmente mineralizações constituídas por magnetite, hematite, chamosite, biotite, quartzo e apatite (FERNÁNDEZ & MORO, 1991; FERNÁNDEZ *et al.*, 1995; FERNÁNDEZ & MORO, 1998). Estes trabalhos abrangem estudos detalhados litogeoquímicos e mineralógicos, das rochas encaixantes e das

mineralizações de ferro. Embora se trate de depósitos de plataforma continental superficial, estes estudos avançam quanto às características dos materiais da fonte como o ferro ser de origem vulcanogénica, ou seja, haveria rochas plutónicas ou vulcânicas na área de origem, situada a sul a sudoeste da área actual (FERNÁNDEZ *et al.*, 1995). O que reforça a interpretação paleogeográfica apresentada no capítulo 2 (Figura 2.24).

Em Guadramil, no Membro Fragas da Ermida ocorrem pequenas lentículas limoníticas, descontínuas, raramente ultrapassando a centena de metros de comprimento e com espessuras inferiores a 2m. Ocorrem intercalados nos psamitos e quartzitos desta unidade, fazendo todas parte do mesmo horizonte estratigráfico e já tinham sido assinalados por MEDEIROS (1950). Estes níveis de ferro oolítico tão comuns em toda a plataforma Gondwânica marcam as variações eustáticas do nível do mar e quase sempre ocorrem a topo de disconformidades (YOUNG, 1989, 1992).

5.2.2. JAZIGOS VULCANO - SEDIMENTARES

Na sequência vulcanogénica da Formação Soutelo ocorrem lentículas de barite e de sulfuretos interestratificadas com xistos borra de vinho e tufitos verdes. Estas lentículas de barite foram exploradas nas concessões Alto da Caroeira (1 Km a sul de Aveleda) e Edrosa, próximo desta aldeia. Em Espanha, em ambientes vulcano - sedimentares semelhantes e equivalentes à Formação Soutelo, estão detalhadamente descritas e estudadas mineralizações de barite, de manganês e sulfuretos (MORO BENITO & ARRIBAS, 1980; MORO BENITO, 1981; TURRIÓN PELÁEZ, 1988; TURRIÓN PELÁEZ & MORO BENITO, 1989a, 1989b; MORO BENITO *et al.*, 1994).

Relativamente à concessão Alto da Caroeira, há um primeiro período de exploração que remonta a 1960 e durante o qual as principais lentículas de barite com interesse económico foram exploradas. O segundo período inicia-se em 1998, tendo sido explorada praticamente toda a barite remanescente, cerca de 4.000t (Eng. Nunes, comun. pess.).

Consultando os relatórios dos trabalhos de pesquisa e exploração das décadas de 50 e 60, fica-se com a ideia errónea de que se trataria de filão hipogénico de barite, de orientação E-W. De facto a barite maciça ocorre na sequência vulcano-sedimentar da Formação Soutelo, em bancadas intercaladas com sulfuretos maciços, tufos ácidos com sulfuretos disseminados, xistos cloríticos, xistos borra-de-vinho e gresoxistos fosfatados.

No céu aberto, antes da 2ª fase de exploração desta mina, era possível observar-se, várias lentículas de barite maciça, até 50cm de espessura, de orientação N100°/80°S no flanco de uma macro dobra E-W da D₁/D₃, com mergulho 10° E (Figura 5. 2 e Estampa 5. 1). Os sulfuretos maciços ocorrem na charneira dessa dobra. As lentículas de barite estão interestratificadas com estas lentículas de sulfuretos, especialmente ricas em pirite. Ao microscópio confirma-se a predominância da pirite e a presença de blenda quer em inclusões quer em intercrescimento com a pirite. A ganga é siliciosa (PROMINAS, 1989).

Neste céu aberto, foram colhidas amostras de chapéus de ferro da alteração destes sulfuretos onde foram detectados valores de 0.7 g/t de Au e 19.6 g/t de Ag (análises do Laboratório do L.N.E.G.).

Parâmio - Há referências há existência de uma mina de prata na aldeia de Parâmio, explorada durante o século XVII. Ninguém sabe ao certo onde seriam os trabalhos mineiros e não se encontraram vestígios de actividade mineira. Na aldeia há a convicção de que a entrada de um dos poços se localizava na pequena capela da aldeia. Na primeira década do séc. XX, (1904) chegou mesmo a ser constituída a sociedade "Minas auro - argentíferas de Parâmio", de capitais espanhóis. A fazer fé nos relatórios desta sociedade para a pesquisa de ouro, (arquivos do L.N.E.G., S. Mamede de Infesta), a mineralização ocorre em "*Los afloramientos (...) dicho creadero, aparecen dentro del pueblo de Parâmio y sus alrededores (...) en sentido*

longitudinal de E10°S á O 10° N. (...) três filones de diorita com inclinación á la vertical de 15° á 20° (fim de citação). Estes "filones de diorita" apresentavam-se mineralizados em pirite e arsenopirite. A sua orientação era paralela ao encaixante (micaxistos e gnaisses). Terão sido reconhecidos ao longo de 1.500 m; não é referida a sua espessura. Refere-se um teor (médio?) de 15gr/t de Au(!). Nos arquivos do S.F.M. foi encontrado um boletim de análises relativo a escórias de Parâmio com valor de 1g/t de Au.

Em ALVES (1910 - 1947), é posta em dúvida a existência de tal mina lendária. CASTRO PORTUGAL (1912) refere outras pesquisas mineiras nas redondezas desta aldeia, o que pode levar a que seja plausível a sua existência. Nos levantamentos geológicos foi cartografado mais a norte desta povoação do Parâmio, um nível de anfibolito com 1-2m de possança e 1 km de extensão cartográfica e com abundantes sulfuretos que pode corresponder a algo semelhante aos ditos "filones de diorita". Ocorre intercalado em xistos borra de vinho e cloríticos numa escama tectónica da Formação Soutelo. Trata-se de uma rocha afanítica, melanocrática, de cor verde-garrafa, intensamente fracturada. A mineralização, essencialmente constituída por pirite, ocorre essencialmente em pequenas vénulas (<1mm). A rocha é formada por actinolite, plagioclase e quartzo. A clorite é abundante a preencher muitos dos veionetos e vénulas que atravessam a rocha; a pirite é também abundante e ocorre dispersa na rocha.

Outra hipótese a ser explorada, será investigar se tais "filones de diorita" poderão corresponder aos níveis de anfibolitos com granada que ocorrem, em alternâncias decimétricas com os micaxistos e gnaisses de Espinhosela (MEIRELES, 2000a), particularmente frequentes neste bordo nordeste da sinforma de Espinhosela, entre Parâmio e Cova da Lua.

Penicas de Ferro - este pequeno índice de Mn ocorre a oeste de Varge. Localiza-se no bloco leste da falha do v.g. Campina. O seu interesse reside no facto de poder indicar o mesmo alinhamento vulcanogénico da Aveleda, contando o rejeito horizontal direito que esta falha apresenta. Tal pode significar que o bloco leste abateu em relação ao bloco ocidental, dado que as mineralizações vulcanogénicas de Mn posicionam-se a um nível estratigráfico mais elevado do que as mineralizações de sulfuretos; neste caso de sulfuretos e de barite. A consulta dos dados de prospecção geoquímica confirma esta asserção pois que neste sector de Varge ocorrem anomalias Cu, Ba e Zn de sedimentos e solos idênticas às de Aveleda e do Alto da Caroceira (C.M.P. - PROMINAS, 1989).

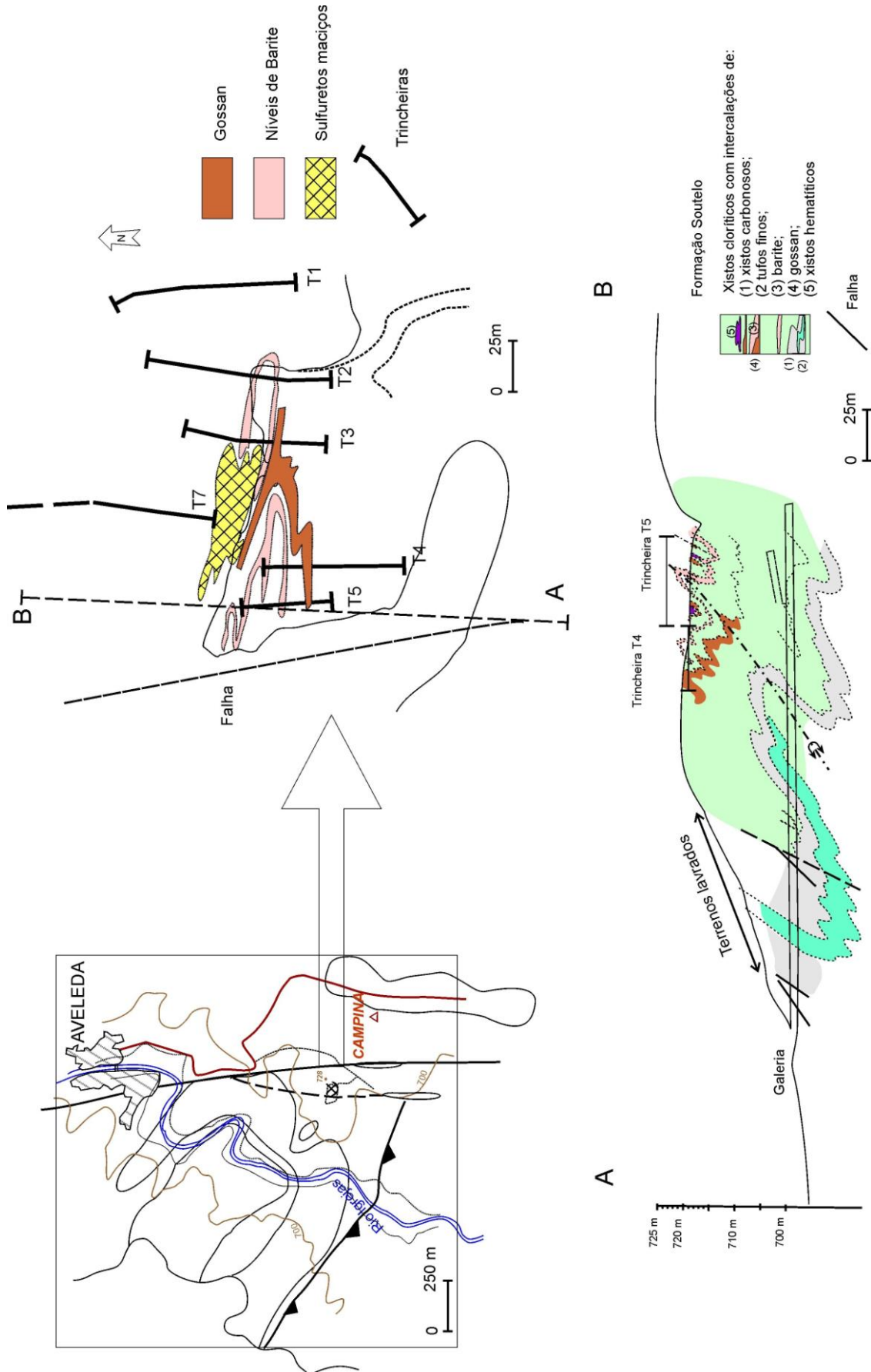


Figura 5. 2 - Exploração de barite do Alto da Caroeira: localização, esboço geológico e corte transversal (dados de campo próprios com adaptação de MAEPA - PROMINAS, 1989).

5.2.3. FILÕES HIDROTERMAIS

Nesta categoria são englobados, quer os filões de quartzo ligados a granitóides quer relacionados com processos metamórficos.

5.2.3.1. - Filões de quartzo com cassiterite

a) Montesinho - Portelo.

Merecem destaque pela sua importância económica no passado, as minas de estanho do Portelo, também conhecidas por campo mineiro de Montesinho. Trata-se um antigo couro mineiro que ocupava uma área de 1.130 ha. A actividade mineira remonta à Antiguidade (CASTRO PORTUGAL, 1912). Durante a II Guerra houve alguns trabalhos de "pilha", que procuravam apenas as "rendas", ou seja, os filonetes, por serem muito ricos em cassiterite.

A exploração regular inicia-se em 1958, com a Sociedade Mineira de França Lda. O método de exploração subterrânea foi por "*shrinkage stopping*", através de galerias abertas a flanco de encosta (CERVEIRA, 1967). O teor de minério era de 2 Kg de cassiterite por tonelada de "tout - venant". Em dez anos, chegou a ser a mina de estanho mais produtiva do País, tendo produzido mais de 3.000 t de concentrados de cassiterite com um teor médio de mais de 70% de Sn metal. O teor médio de minério era de 1,5 a 2 kg/t No princípio da década de oitenta o teor de exploração já era de 1,2 Kg /t.

É o depósito mineral mais bem estudado da região. Nos anos 80 foi objecto de estudo geológico e mineiro resultante da colaboração entre os Serviços Geológicos de Portugal (Direcção-Geral de Geologia e Minas) e a empresa concessionária. Deste trabalho resultou uma definição de reservas e um estudo do controlo da mineralização com grandes implicações para a exploração. Como consequência, resultou a exploração a céu aberto, de 188.610 t de reservas prováveis e a definição de 1.798.175 t de reservas prováveis e potenciais para a lavra subterrânea (PEREIRA, 1981; PEREIRA *et al.*, 1984).

Encerrada desde meados de 1985, em 1990, ao abrigo de protocolo entre o Estado Português e o Agrupamento Complementar de Empresas (ACE), o Serviço de Fomento Mineiro (Direcção-Geral de Geologia e Minas) executou um trabalho de avaliação geológico-mineira de Montesinho que permitiu a avaliação do recurso estanífero. Calcularam-se 302.015 t de minério com o teor em metal contido de 3,77 kg/t em Sn; estes cálculos reportam-se apenas às antigas concessões n.º 590, Vale da Formiga e n.º 3354, Vale da Ossa (PARRA *et al.*, 1990).

Tradicionalmente o jazigo é descrito como sendo constituído por dois sistemas filonianos: (i) filões ENE-WSW com inclinação forte para SSE e encaixados nos xistos da Formação Moncorvo; (ii) filões NW-SE com inclinação para SW e encaixados no granito (CONDE *et al.*, 1971; CERVEIRA, 1967).

Na realidade os únicos filões produtivos são os encaixados nos xistos. A sua possança é variável, sendo de 0,60 m o seu valor médio. Alguns destes filões estão reconhecidos em mais de 300 m de extensão por 100 m de profundidade. São filões quartzosos com uma paragénese muito simples: quartzo, moscovite, cassiterite, berilo e ocorrências esporádicas de arsenopirite e siderite (CONDE *et al.*, 1971; CERVEIRA, 1967). Há ainda a assinalar a presença de feldspato, muito sericitizado e caulinizado. Pelo menos foi explorado um filão de natureza plútica, constituído por uma massa de quartzo, sericite e caulinite (CONDE *et al.*, 1971).

Este extenso campo filoniano, de rumo N70°E, formando uma faixa com cerca de 3 km de extensão por 350 m de largura, estende-se a partir da aldeia de Montesinho até ao território espanhol. O jazigo é aqui cortado pela falha N10°E, Bragança - Vilariça - Manteigas. Do lado espanhol foi também alvo de exploração na mina Casualidad (VILLAR, 1979; SERRANO *et al.*, 1982).

Trata-se de um jazigo mineiro peculiar, com um nítido controlo estrutural da mineralização determinado por uma faixa de cisalhamento senestra, compatível com o campo de tensões da D_1 varisca. Os filões mineralizados ocorrem apenas nos xistos ardosíferos, o que parece indiciar também um marcante controlo litológico (PEREIRA *et al.*, 1984). Como anteriormente referido, não há uma relação directa entre este campo filoniano e o granito de Montesinho. Pelo facto dos filões de quartzo mineralizados se apresentarem afectados pelas crenulações sub-horizontais reportadas à D_2 varisca (Estampa 5. 2) é que este granito de Montesinho foi considerado sin D_2 . A hipótese da relação entre o granito da Costa Grande, estas mineralizações e o *stocksheider*, que aparece curiosamente apenas na área do couto mineiro, no contacto entre o granito de Montesinho e os xistos ardosíferos da Formação Moncorvo, é uma via para investigação futura.

b) Minas de S. Martinho de Angueira

Perto desta povoação situa-se um conjunto de antigas concessões mineiras, como o Cabeço do Codeço e o Cabeço do Raposo. Trata-se de filões quartzosos paralelos $N50^\circ E$ a preencher fendas associadas à charneira do anticlinal da D_3 varisca, Ifanes - S. Martinho de Angueira. No Cabeço do Codeço, relatórios antigos referem a existência de 20 filões em 200 m, verticais (CATÁLOGO DA EXPOSIÇÃO INDUSTRIAL PORTUGUESA, 1888). No Cabeço do Raposo foram reconhecidos 3 conjuntos de filões com a mesma orientação numa faixa de 400 m de largura (CATÁLOGO DA EXPOSIÇÃO INDUSTRIAL, 1888). A sua paragénesese é simples: quartzo, cassiterite, moscovite, arsenopirite e óxidos de ferro (NORONHA *et al.*, 2006a).

Tal como no caso anterior, também aqui a mineralização está litologicamente controlada, pois os filões mineralizados só ocorrem nos pelitos da Formação Angueira. Estas mineralizações fazem parte de um conjunto maior, englobando as minas do lado espanhol da região de Alcañices.

c) Costa Grande

Nesta encosta (carta nº11), a 600 m a oeste do v. g. Costa Grande, foi detectado um pequeno trabalho de "pilha" em filões de quartzo $N30^\circ E$, verticais. Supõem-se que tenha sido uma pesquisa para estanho.

5.2.3.2. Filões de quartzo com arsenopirite predominante, ricos em Ag e Au.

1) Minas de França (concessões Covas Altas, Fonte Cova, Pingão dos Quintais e Vale do Cancelo)

As minas de França, situam-se nas proximidades da aldeia com o mesmo nome (Figura 5. 3). A actividade mineira nesta região remontará à Antiguidade, seguramente à ocupação romana, como comprovam os vários vestígios existentes nas redondezas (trabalhos romanos da "Boca da Caborca" e "Pena de Águia"), não sendo de excluir uma actividade mineira proto - histórica. Esta actividade desenvolveu-se quer em exploração subterrânea quer a céu aberto, como se constata junto desta aldeia (Estampa 5. 3a).

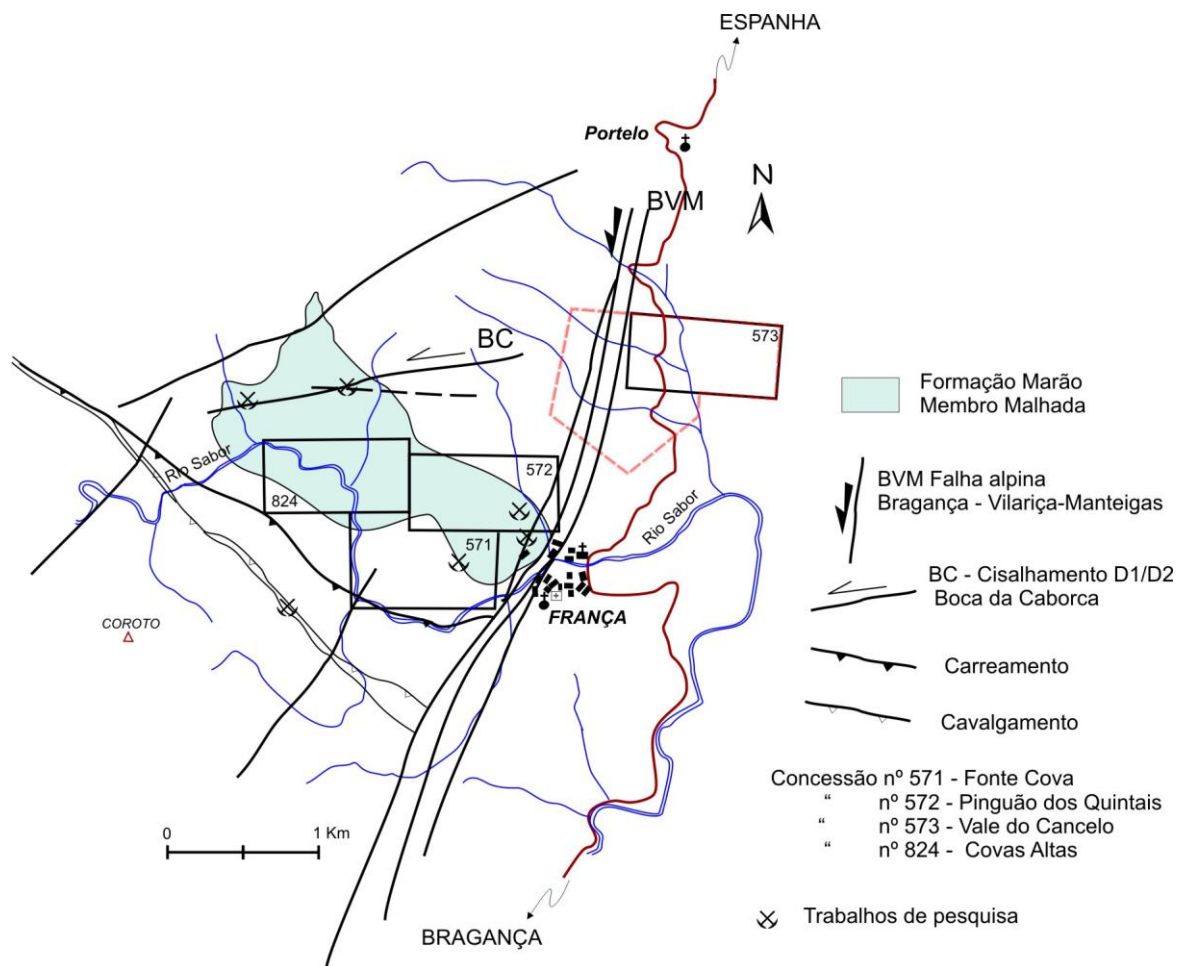


Figura 5. 3 - Localização das Minas de França.

Contudo, o trabalho mineiro mais impressionante é o céu aberto orientado E/W, da "Boca da Caborca" (300 m comprimento por 100 m de largura máxima), a cerca de 2 Km a WNW de França (Estampa 5. 3b). Há também vestígios mineiros e/ou trabalhos de pesquisa muito antigos, encontrados durante os levantamentos de cartografia, na Pena de Águia, nas Covas Altas, na ribeira do Vale do Cubo, no Mata Galão e no Alto da Fonte Junqueira (Figura 5. 4; Estampa 5. 4). Na antiga concessão de "Vale do Cancelo", também pertencente à freguesia de França, há vestígios antigos, eventualmente romanos, de exploração, a céu aberto, de filões auro-argentíferos. Claramente os romanos exploraram o minério em estruturas controladas por cisalhamentos da D_1/D_2 como é o caso da Boca da Caborca e Pena de Águia ou controladas e associadas à falha alpina BVM (Bragança - Vilaríça - Manteigas). A situação mais interessante de pesquisa mineira foi a encontrada nas encostas do Mata Galão e da Fonte Junqueira. Nestes locais foram pesquisadas brechas tectónicas ferruginosas associadas aos cavalgamentos D_2 rejogadas como cisalhamentos dextros da D_3 varisca (Estampa 5. 5). As trincheiras e o pequeno poço atulhado do Alto da Fonte Junqueira foram parcialmente destruídos pela construção da estação elevatória para abastecimento de água a Bragança.

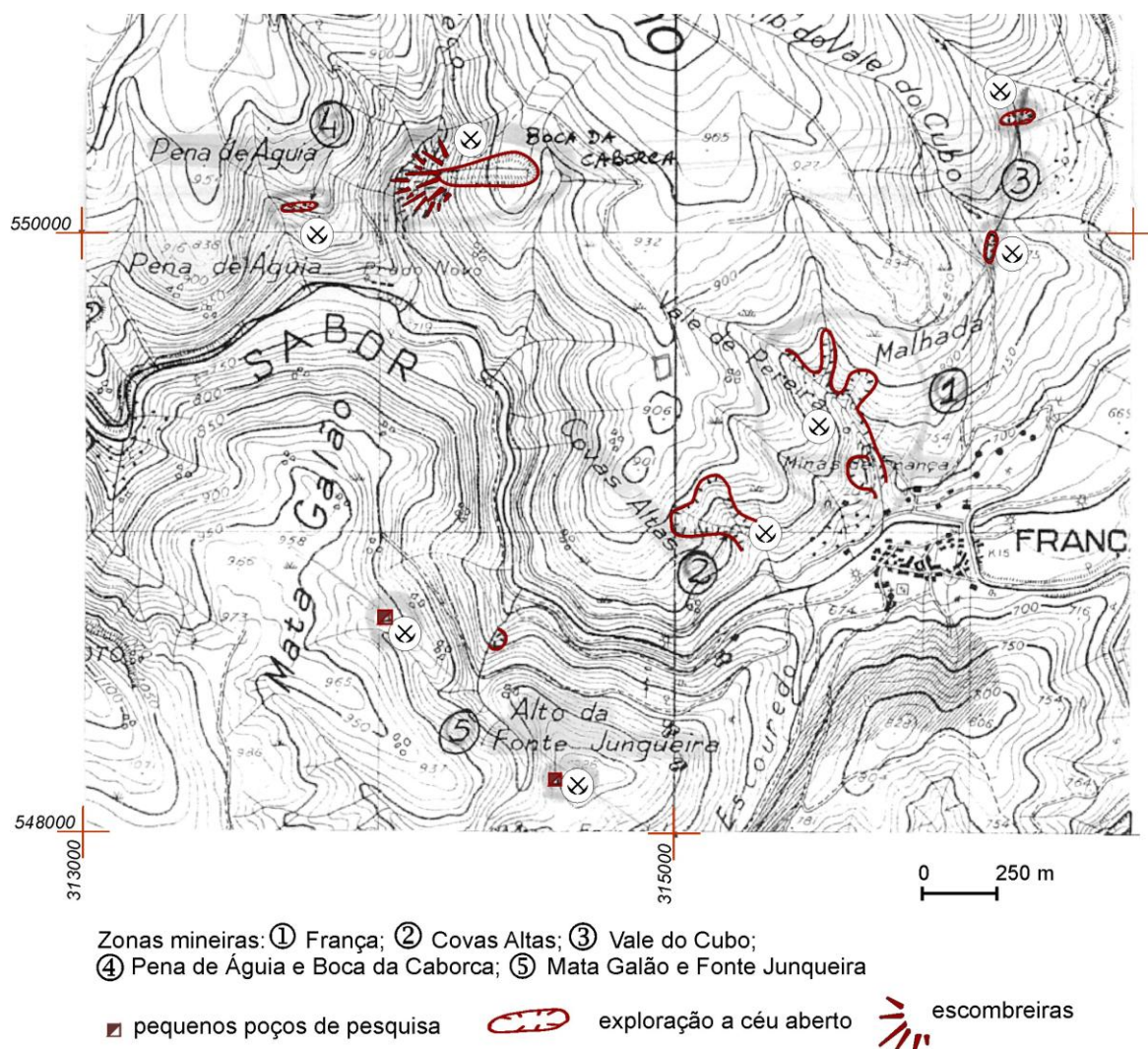


Figura 5. 4 - Localização dos vestígios mineiro e arqueológicos detectados nas proximidades de França. (Base topográfica extraída das Cartas Militares nº 12 e 25, esc 1:25.000).

A actividade mineira moderna centrou-se na exploração subterrânea. Na concessão "Covas Altas", foram referenciados vários filões quartzosos de orientação N70-75°W/80°N ou verticais, com uma espessura média de 0.8 m. Os teores em Au variavam entre 5 a 30 g/t. No período de exploração compreendido entre 1946 - 51 o teor era de 5-10 g/t Au (BURNAY BANK, 1910; 1948).

Na concessão "Pingão dos Quintais" foram reconhecidos dez filões de quartzo de orientação N75°E/60°N. Pelo menos quatro destes filões foram explorados. Cada uma destas estruturas mineralizadas, distantes 100 m umas das outras e com a espessura máxima de 1m, foi reconhecida à superfície, numa extensão de 300 m de comprimento. As análises químicas apresentam uma relação Ag/Au de 5:1 (BURNAY BANK, 1910; 1948). O teor era de cerca de 10 g/ton Au e 50 g/ton Ag (CARVALHO, 1979).

Além destes filões, ocorre outro conjunto, irregular, de quartzo e siderite, brechificados, ricos em óxidos de ferro, em fendas de tracção N15° - N30°W relacionadas com a falha extensional senestra da Vilariga, que também terão sido exploradas na Antiguidade.

Até 1951, ano em que encerrou a actividade mineira, os trabalhos mineiros concentraram-se fundamentalmente em apenas um dos filões da concessão Pingão dos Quintais, designado por filão "Pingão dos Quintais", o qual foi reconhecido ao longo de 350 m de galerias e até uma profundidade de 45 m (três pisos). Este filão com uma espessura média de 1 m, estava

mineralizado em pirite, calcopirite, galena, arsenopirite e siderite. Apresentava teores máximos da ordem de 10 g/t Au e 50 g/t Ag (CARVALHO, 1979).

Entre 1988 e 1992 foram efectuados diversos trabalhos de pesquisa e reconhecimento mineiro pela empresa PROMINAS, ao abrigo de acordo com o então concessionário, a "Empresa Mineira da Serra do Cercal". Deste trabalho de pesquisa, centrado fundamentalmente no filão Pingão dos Quintais, concluiu-se que os filões auríferos com possanças de 0,55 a 1,00 m apresentavam teores máximos de 19 g/t em Au e 50 g/t em Ag. Na época, estas mineralizações não foram consideradas como economicamente viáveis.

A arsenopirite, a pirite e a galena são os sulfuretos mais comuns. A ganga é constituída principalmente por quartzo e carbonatos, ocorrendo ocasionalmente sericite e clorite (MATEUS & BARRIGA, 1990). O ouro e a prata estão associados à arsenopirite e eventualmente à blenda e galena. Os teores eram da ordem dos 10 g/t Au e 50 g/t Ag (CARVALHO, 1979).

Estas estruturas mineralizadas ocorrem no bloco oeste da falha Bragança - Vilariça - Manteigas, fundamentalmente nas alternâncias de quartzitos e xistos negros da Formação Marão, excepto o caso da concessão Vale da Cancela, no bloco oriental e em filitos carbonosos silúricos da Formação Rio de Onor.

A cartografia evidencia o controle das estruturas filonianas N75°E por cisalhamentos N80°E da 1ª fase varisca, tal como sucede no jazigo de estanho de Montesinho. Os antigos trabalhos mineiros da "Boca da Caborca" e "Pena de Águia" estão localizados num destes acidentes senestros variscos, reactivados durante a D₃ também com componente cisalhante. Os filões N65°-80°W também contêm valores anómalos em ouro. A circulação de fluídos e a remobilização de anteriores concentrações de metais terá prosseguido até à orogenia alpina, com particular ênfase para as fases mais frágeis D₄ com o sistema da falha BVM a ter um papel importante na circulação dos fluídos hidrotermais (MATEUS & BARRIGA., 1990; MEIRELES, 1991; MEIRELES & CARVALHO, 1992). Em CATHELINEAU *et al.* (1993), as estruturas mineralizadas são sintetizadas como sendo de três tipos: (1) veios N15°-30°W, de quartzo e siderite relacionados com o relaxe da falha da Vilariça; (2) filões de quartzo N80°-100°E e 40°-50°S descontínuos controlados pelos cisalhamentos N 70°- 80°W e reactivados pela D₄ varisca; (3) brechas quartzosas relacionadas com o relaxe da falha da Vilariça. Além deste controlo estrutural é necessário ter em conta um prévio controlo litológico. Como anteriormente referido no Capítulo 2, no céu aberto romano da Boca da Caborca foram detectados na sequência de quartzitos, psamitos e xistos negros, níveis centimétricos de arenitos impuros ricos em sulfuretos disseminados (pirite e limonite). Como se referiu, também níveis vulcano-sedimentares foram detectados no anticlinal de Valongo, associados a "camadas negras" intercaladas nos quartzitos que contêm as principais mineralizações auríferas (COUTO *et al.*, 2003).

5.2.3.3. Filões de quartzo com calcopirite predominante (Ag)

Mina de Vila Meã - Situa-se a 2 Km da aldeia de S. Julião de Palácios. Relatórios antigos referem a presença de 6 filões de quartzo mineralizado em calcopirite (CATÁLOGO DA EXPOSIÇÃO INDUSTRIAL PORTUGUESA, 1888). Um relatório de 1946 da antiga empresa concessionária, Banco Burnay, refere a presença de um filão de quartzo mineralizado em calcopirite, galena e blenda, onde foram realizados trabalhos de pesquisa, por sanjas, ao longo de 700 metros de extensão do filão. A principal estrutura mineralizada coincide com a falha de Vila Meã, de orientação N10°E/30°W uma estrutura em rampa lateral com componente dextra (Estampa 5. 6).

Varge - Detectaram-se a sul de Varge, vestígios de trabalhos de pesquisa feitos pelo Serviço de Fomento Mineiro durante a década de quarenta e cinquenta num filão de quartzo, com galena e blenda, orientado N10°W/V, paralelo ao desligamento Avelada - Gimonde.

Encontraram-se nos arquivos deste Serviço, 9 boletins de análise para Au e Ag com os dizeres "Varge" que se supõe serem referentes a estas pesquisas. Os valores de Au são nulos mas de Ag têm valor médio de 18,5 gr/t, com valor máximo numa das amostras de 78 gr/t.

5.2.3.4. Filões de quartzo e carbonatos com Pb/Zn(Ag)

Minas de Quintanilha - Conjunto de três concessões mineiras (Carreirão do Ferradal, Quintanilha n.º 10 e n.º 14) próximo da aldeia de Quintanilha. Podem-se estabelecer três períodos de actividade mineira: (1) anterior a 1844; (2) exploração até 1930 e (3) de 1943-54, quando a exploração já estava abandonada e coincidindo com os trabalhos de pesquisa do Serviço de Fomento Mineiro (S.F.M., 1954).

Foram explorados três filões brechóides N40°E, subverticais, com galena, blenda e pirite. Presentemente apenas se consegue observar as entradas das galerias e o que resta da escombreira. Só pela recuperação de mapas antigos do S.F.M. se consegue aperceber da extensão e morfologia do campo filoniano.

Os relatórios das primeiras explorações do S.F.M. referem 112.000 t de minério de galena; há uma análise com 58 - 79% de Pb, 56 - 180 g/t de Ag. Foram definidos três filões de quartzo paralelos, mineralizados em galena, blenda e pirite. A amostragem do SFM apresenta teores muito variáveis de Pb, entre 4% a 34,4 % e teores constantes de 4g/t em Ag. A pequena dimensão do recurso calculado e os problemas causados pelo corte das águas à povoação, impediram o prosseguimento dos trabalhos de reconhecimento. Como nota curiosa, surge a referência em relatório interno do SFM de "... a existência de trabalhos antigos no fundo das duas galerias do Ferradal, a superior e a inferior, que parecem ser romanos".

5.2.3.5. Filão de quartzo e carbonatos com Cu/Pb

Minas de Paradinha - Foi explorado um filão /brecha de quartzo mineralizado em calcopirite e galena com orientação N80°E/70°S. Os trabalhos mineiros constam de duas galerias traçadas segundo a orientação do filão - brecha.

A mineralização, calcopirite, galena, malaquite ocorre em bolsadas ao longo da falha acompanhada de ganga com quartzo, calcite e barite e clastos das rochas encaixantes (PROMINAS, 1989).

5.2.3.6. Brechas ferrugiosas e filões de quartzo associados a cavalgamentos e cisalhamentos

a) Fe e Au

Rio Silos (Guadramil) - Esta antiga concessão mineira de Fe e Au fica situada a cerca de 2,5 Km a NW da aldeia de Guadramil, na ribeira de Silos. Os relatórios e memórias descritivas dos princípios do século XX, encontrados nos arquivos da Circunscrição Mineira do Norte, descrevem galerias e poços romanos e vestígios de actividade mineira entre as rib^{as} de Silos e Lagomar. Haveria dois conjuntos de filões de quartzo: 1) N80°E, subverticais, de possanças entre 30-50 cm; 2) N35°E, subverticais, possanças de 3 a 50 cm (MOURA & CARVALHO, 1948). O Serviço de Fomento Mineiro realizou trabalhos de pesquisa durante os anos quarenta, ao mesmo tempo que decorriam os reconhecimentos no jazigo das Barreiras Brancas. São referidos três filões principais, N70°E, dois de quartzo e um de "ferro", subverticais (S.F.M., 1953). Há referências vagas nestes documentos, a outros filonetes que cortam os anteriores. Nos primeiros reconhecimentos mineiros efectuaram-se colheitas num dos filões com os seguintes resultados:

topo leste do filão - média 56g/t Au e 8,8 g/t Ag;

xistos do muro - 0,5 g/t Au e 0,9g/t Ag;

topo oeste - 11,2g/t Au e 5 g/t Ag

xistos do muro - 3,7g/t Au e 1 g/t Ag.

Infelizmente os levantamentos litológicos das galerias - se os houve - perderam-se. Foi possível apenas recuperar dos arquivos os dados analíticos da amostragem efectuada. Com base nesta amostragem chega-se a valores médios de 7,5 g/t de Au e 3,7 g/t Ag (MEIRELES, 1991; MEIRELES, 2000b). Actualmente a área é de difícil acesso e com grande cobertura vegetal que dificulta bastante os levantamentos. Os trabalhos mineiros são inacessíveis ou estão muito obstruídos pela movimentação de terras devido a tentativas recentes de florestação.

Esta mineralização ocorre em xistos e gresoxistos silúricos carbonosos, ricos em pirite singenética da Formação Campanhó, próximo do carreamento da Rib^a de Silos. São abundantes os acidentes tectónicos secundários, assinalados por "fault gouge" limoníticas, por filões e brechas de quartzo mais tardias, estrutural e espacialmente controlados e enquadrados com este cavalgamento e a sua reactivação em D₃, como cisalhamento dextro (MEIRELES, 1991; MEIRELES & CARVALHO, 1992; PEREIRA *et al.*, 1993; PEREIRA & MEIRELES, 1998).

b) Manganês

Monte Queimado, Monte Queimado n.º 1, Monte Queimado n.º 2 e Babe - estas antigas concessões situam-se próximo das aldeias de Rio de Onor e Babe. Tratam-se de registos mineiros muito antigos, que tiveram alguma actividade durante os anos quarenta do século passado.

Nas proximidades de Rio de Onor e de Babe, há vestígios de actividade mineira que remonta à primeira década do séc. XX e que terá terminado nos finais dos anos quarenta. Estavam registadas como ocorrências de manganês. Em Rio de Onor, os trabalhos mineiros são superficiais, nomeadamente sanjas. Em Babe, há a referência a um plano de lavra subterrânea para exploração de "...filões de manganês de direcção N25 a 30W e quase verticais...". Na realidade as pretensas explorações incidiram em brechas ferruginosas, no preenchimento da caixa de falha de cavalgamentos da D₂, alguns deles reactivados como cisalhamentos na D₃ varisca.

Estas brechas ferruginosas, nalguns locais, pela sua concentração em grande número e pela sua extensão ao longo da direcção das falhas, não terão interesse económico para manganês, mas poderão ter potencialidades para metais nobres (MEIRELES, 1991; MEIRELES & CARVALHO, 1992; PEREIRA *et al.* 1993; PEREIRA & MEIRELES, 1998), particularmente quando ocorrem nas fácies ampelitosas e carbonosas do Silúrico.

5.2.4. OCORRÊNCIAS METASSOMÁTICAS

Há apenas a reportar a ocorrência de *skarns* no exocontacto do granito de Moimenta por metassomatismo de bancadas de calcários. Foi testado, com lâmpada UV em amostras de mão, a possibilidade de ocorrência de scheelite. Os resultados foram negativos.

5.2.5. "PLACERS"

Eluviões de estanho

Nas concessões Cabeço do Codeço e Cabeço do Raposo, em S. Martinho de Angueira, está reportada a exploração em depósitos designados de "aluviões" nos relatórios antigos. Pela descrição corresponde mais a eluvião pois o minério era explorado do solo residual que existia junto dos filões. São depósitos pouco espessos, resultantes do desmantelamento dos jazigos primários das redondezas. Há registo de produções: em 1943 - 5,9 t em 5700 m³; 1982 - 2,4 t; 1983 - 2,1 t (NORONHA *et al.*, 2006a).

Eluviões de ferro

Minas Barranco de Pingemouros e Guadramil - junto à aldeia de Guadramil, existiram estas duas antigas explorações de ferro (Barranco de Pingemouros e Guadramil), o qual foi explorado no século XIX, sendo o tratamento siderúrgico feito na povoação espanhola de RioManzanas (GOUVEIA, 1956). A exploração era a céu aberto, numa formação ferrífera, "brechóide", de orientação N30°W /40°SW. O que foi explorado não foi mais do que um depósito de vertente, do tipo laterítico, consolidado pela limonite, lexiviada do *gossan* do carreamento da Ribeira de Silos (Estampa 5. 7). Estas brechas de talude ferruginosas são muito comuns no norte do País e sempre próximas de cisalhamentos com *fault gouge* limoníticas, resultando como estas da lexiviação das brechas tectónicas por águas meteóricas, em clima subtropical como o que terá existido no Triássico.

5.3. METALOGENIA REGIONAL. ENSAIO DE APLICAÇÃO

Como referido procurou-se enquadrar na "Classificação - Quadro Internacional das Nações Unidas para reservas/recursos" (LEMONS DE SOUSA & NORONHA, 1998) os depósitos minerais da região no seguimento de propostas anteriores (MEIRELES *et al.*, 2002a, 2005).

Segundo essa classificação, os recursos mineiros podem-se agrupar em três categorias:

- reservas;
- recursos;
- ocorrências.

Relativamente à reserva para a indústria extractiva, há no presente momentos apenas dois contratos de exploração: a Concessão Sete Fontes, que aqui não é abordada por se tratar de um depósito mineral não metálico, o talco, e por ser específico do alóctone intermédio (ofiolito) e a Concessão Alto da Caroeira, para exploração de barite.

Quanto aos restantes recursos mineiros, perante as actuais condicionantes económicas do mercado, todos eles estão na categoria dos "recursos", embora haja jazigos mineiros com reservas quantificadas de minério, como é o caso dos jazigos de estanho de Portelo e de ferro das Barreiras Brancas. Tem-se assim as seguintes categorias:

Recurso mineral medido (estimado como sendo de interesse económico intrínseco, com base numa pesquisa pormenorizada, reveladora de todas as características relevantes do depósito com elevados grau de exactidão).

Minas e áreas abrangidas por esta categoria:

Jazigo de estanho de Portelo, onde estão calculadas cerca de 300.000 t de minério por explorar com um teor em metal de 3,77 kg/t em Sn;

Jazigo de Ferro das Barreiras Brancas, Guadramil, onde estão definidas 5,5 Mt de minério de ferro;

Recurso mineral indicado (quando estimado como sendo de interesse económico intrínseco, com base numa pesquisa geral, reveladora das características geológicas gerais e de uma primeira estimativa das dimensões, configuração, estrutura e teor do depósito).

Minas e/ou áreas abrangidas por esta categoria:

Minas de prata e ouro de França - os teores elevados em ouro e prata e o que foi apenas explorado, um a dois filões em dez conhecidos, justificam a necessidade de mais trabalhos de prospecção e pesquisa para uma correcta avaliação da extensão dos filões, dos teores e das reservas;

Minas de S.Martinho de Angueira - extenso campo filonial onde predominam os filões paralelos N40°E, subverticais, como sendo os mais produtivos. Os teores não são conhecidos (1-2Kg/t?). A produção global conhecida foi calculada em 19,3 t (Noronha *et al.*, 2006a). Trata-

se de uma área a necessitar de mais trabalhos de pesquisa para uma correcta avaliação da extensão dos filões, dos teores e das reservas.

Recurso mineral reconhecido (quando baseado num estudo de reconhecimento tendo por objectivo a identificação de áreas de forte potencial de mineralização).

Minas e/ou área abrangidas por esta categoria:

Ribeira de Silos e a área entre Rio de Onor e Guadramil, com potencialidades para ouro e prata;

Ocorrências não económicas e índices mineiros

Chumbo, Zinco, Prata - Minas de Quintanilha, Minas de Paradinha e Varge; Cobre (Vila Meã); Manganês (Rio de Onor e de Babe); sulfuretos (Alto da Caroeira).

A partir desta informação foi possível definir um conjunto de áreas com interesse económico escalonadas em função da avaliação anterior (Figura 5. 5). Assim, conjugando a análise dos dados em arquivo, o actual conhecimento geológico da área do concelho e os conceitos anteriormente definidos, definiram-se numa primeira etapa as seguintes áreas (MEIRELES *et al.*, 2002a):

ÁREAS DE CONCESSÃO OU DE CONTRATO DE EXPLORAÇÃO - são os espaços do território devidamente licenciados, nos termos da legislação vigente, à exploração de recursos geológicos. São espaços cuja capacidade produtiva está evidenciada, abrangendo quer os presentemente licenciados para exploração, quer os destinados ao estabelecimento de instalações industriais anexas devidamente licenciadas que visem a valorização dos recursos explorados (MEIRELES *et al.*, 2002a). Está nesta situação a exploração de Talco.

ÁREAS CONDICIONADAS PARA A INDÚSTRIA EXTRACTIVA - correspondem a espaços compreendidos na classe de solo rural com recursos geológicos já identificados com possível interesse económico, sendo por isso vocacionadas para a prospecção de detalhe e pesquisa com vista à definição de zonas a explorar que permitam assegurar a continuação, reposição ou o estabelecimento de novas capacidades produtivas (MEIRELES *et al.*, 2002a). Nesta situação só foram consideradas o couto mineiro de Montesinho e as Minas de Guadramil, ou seja, apenas a categoria "recurso mineral medido"(Figura 5. 5).

ÁREAS COM POTENCIAL GEOLÓGICO - favoráveis para as actividades de prospecção e pesquisa. Correspondem aos espaços pertencentes à classe de solo rural cujo conhecimento geológico subjacente seja potencial à ocorrência de recursos geológicos com possível interesse económico e por conseguinte com vocação para se evidenciarem novas reservas susceptíveis de assegurar necessidades do concelho, da região ou do país (MEIRELES *et al.*, 2002a). Nesta categoria estão as seguintes áreas potenciais (Figura 5.5):

1) Minas de França e Rib^a de Silos - os teores de ouro e prata e os dez filões (!!) reconhecidos justificam a necessidade de efectuar mais trabalhos de pesquisa para com mais exactidão avaliar as potencialidades e reservas;

2) Minas de S. Martinho de Angueira - área com potencialidades para a prospecção de estanho a necessitar de trabalhos de prospecção e pesquisa que permitam definir reservas;

3) Soutelo/Aveleda - grosso modo coincidente com a Formação Soutelo terá potencialidades em mineralizações de sulfuretos de chumbo e zinco, ricos em prata (e ouro), a que estão associadas as lentículas de barite, como as da concessão Alto da Caroeira. Os trabalhos de prospecção realizados definiram anomalias de Ba, Cu, Pb e Zn fundamentalmente em dois sectores, Alto da Caroeira e Soutelo (Figura 5. 5). As potencialidades para a prospecção de sulfuretos polimetálicos em ambiente vulcano - sedimentar não se limitam apenas a esta área. Como já foi referido a Formação Soutelo também está presente no sector sudoeste do maciço de Bragança. Esta área foi recentemente alvo de prospecção mineira de

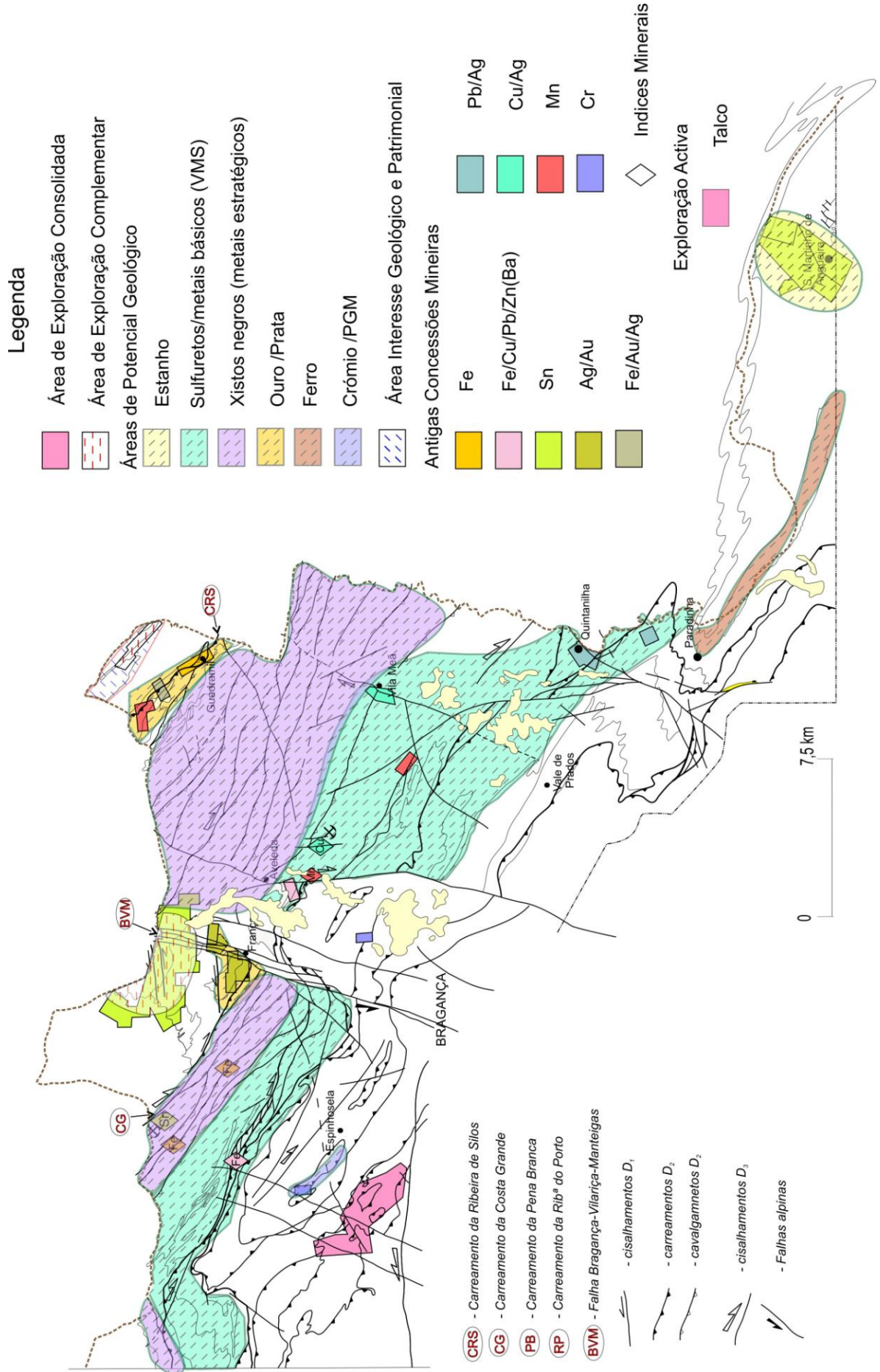
1987 a 1991. Todavia no nordeste transmontano há mais áreas semelhantes a esta, como é o caso de toda a sequência vulcano-sedimentar envolvente do maciço de Morais. Pela experiência pessoal que se tem desta região, constata-se as semelhanças das litologias presentes do "complexo vulcano-sedimentar" do alóctone inferior envolvente do Maciço de Morais com a Formação Soutelo de Bragança; no sector de Morais, os metavulcanitos ácidos e básicos apenas são mais expressivos e apresentam-se estratoconformes com xistos cloriticos e xistos e tufos hematíticos (borra-de-vinho). Neste contexto também ocorrem mineralizações de sulfuretos polimetálicos, como é o caso das lenticulas de Penhas Róias (norte de Mogadouro), detectadas por prospecção geoquímica de sedimentos (BILLITON, 1981, 1982a, 1982b). Estas sequências envolventes dos maciços de Bragança e Morais, apesar da complexidade de deformação e tectónica que dificultam a localização de eventuais mineralizações económicas, continuam a ser áreas com potencial para estas mineralizações do tipo VHMS (*volcanic hosted massive sulphides*).

4) Coroto e Aveleda - áreas que abrangem a Unidade Coroto e a Formação Rio de Onor. A presença de fosfatos nos liditos do Silúrico inferior, a abundância de xistos ampelitosos e carbonosos, a pirite disseminada nestes níveis, a escamação tectónica e os gossans limoníticos realçam as suas potencialidades em metais estratégicos.

5) Paradinha/Vale de Frades - é no Membro Malhada da Formação Marão que ocorre o ferro *stratabound* com interesse económico. A detecção da presença de magnetite, quer neste sector, quer em França justificam mais trabalhos de prospecção para avaliar de eventuais níveis de ferro com interesse económico.

6) Espinhosela - embora fora da área deste trabalho, refere-se aqui a presença de *podcs* de cromite nas rochas ultramáficas das escamas do alóctone superior que ocorrem na sinforma de Espinhosela.

ÁREAS COM INTERESSE GEOLÓGICO E PATRIMONIAL - Além da inventariação dos recursos não renováveis, deu-se ênfase à componente patrimonial da Geologia, assinalando os afloramentos, locais ou áreas com interesse em termos do património geológico natural, como por exemplo o afloramento das *Pedras Escrevidas*, dos mais emblemáticos do Parque Natural de Montesinho (MEIRELES & SÁ, 2001; SÁ *et al.*, 2008). Todas as antigas áreas mineiras foram também consideradas nesta categoria de interesse geológico e patrimonial (MEIRELES *et al.*, 2002a, 2005).



5.4. DEPÓSITOS MINERAIS E O ORDENAMENTO DO TERRITÓRIO

Posteriormente ao trabalho pioneiro elaborado para o Plano Director Municipal do concelho de Bragança (MEIRELES *et al.*, 2002a) sobre as condicionantes geológicas do território deste concelho, em sede do Instituto Geológico e Mineiro de então, foram redefinidas as designações das seguintes áreas de condicionantes.

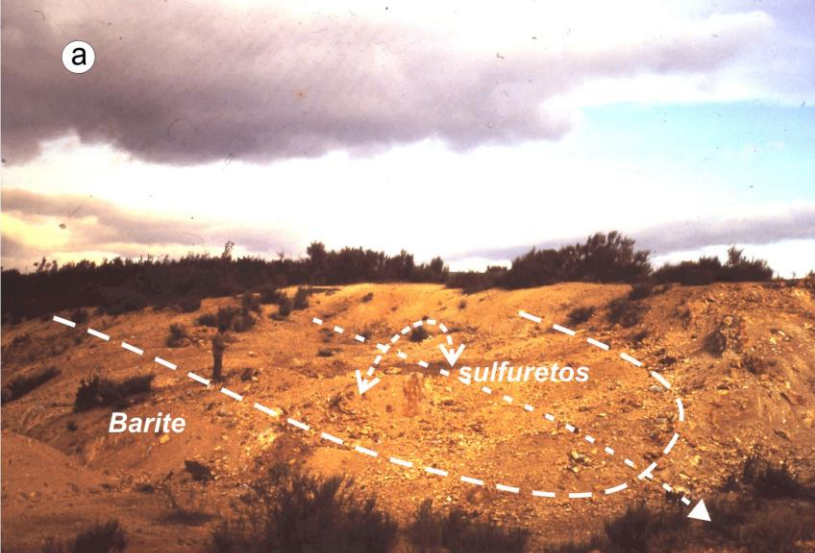
Assim, as "Áreas de Concessão" passaram a ser designadas por "*Área de Exploração Consolidada*" - *área onde ocorre uma actividade produtiva significativa, e cujo desenvolvimento deverá ser objecto de uma abordagem global, tendo em vista o aproveitamento do recurso geológico dentro dos valores de qualidade ambiental. As "Áreas Condicionadas" passaram a ser designadas de "Área de Exploração Complementar" - sendo definida como a área de exploração que poderá, ou não, ser adjacente à "Área de Exploração Consolidada" consigo relacionada. O ritmo e as áreas de exploração serão condicionados pelo nível de esgotamento das reservas disponíveis e/ou pela evolução da recuperação paisagística da(s) respectiva(s) Área(s) de Exploração Consolidada(s)* (MEIRELES *et al.*, 2002a).

A definição destas quatro áreas de condicionantes (Área de Exploração Consolidada; Área de Exploração Complementar; Área com Potencial Geológico e Área com Interesse Geológico Patrimonial) passaram a constar das Normas para o Ordenamento do Território do Ministério do Ambiente (DGOTU, 2005), dado o reconhecido interesse e importância para as políticas de ordenamento do território nacional.

ESTAMPAS

Estampa 5. 1 - Exploração mineira para bário do Alto da Caroeira, Aveleda (Carta Militar nº 25, Aveleda): a) aspecto do céu aberto em 1987; b) afloramento de sulfuretos maciços; c) aspecto do céu aberto depois de explorada a última massa de barite maciça (1991).

ESTAMPA 5.1



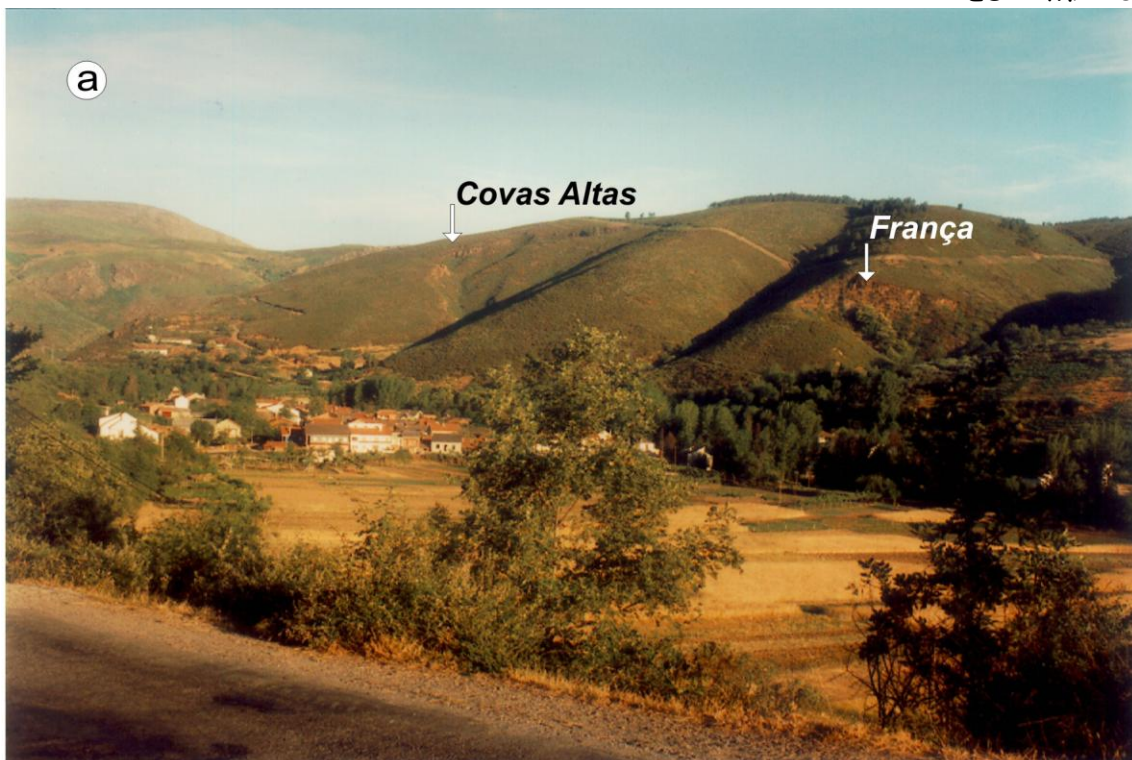
Estampa 5. 2 - Filão de quartzo N70°E intrusivo nos xistos ardosíferos da Formação Moncorvo dobrado pela D₂ varisca (Carta Militar nº 12, Rio de Onor).

ESTAMPA 5.2



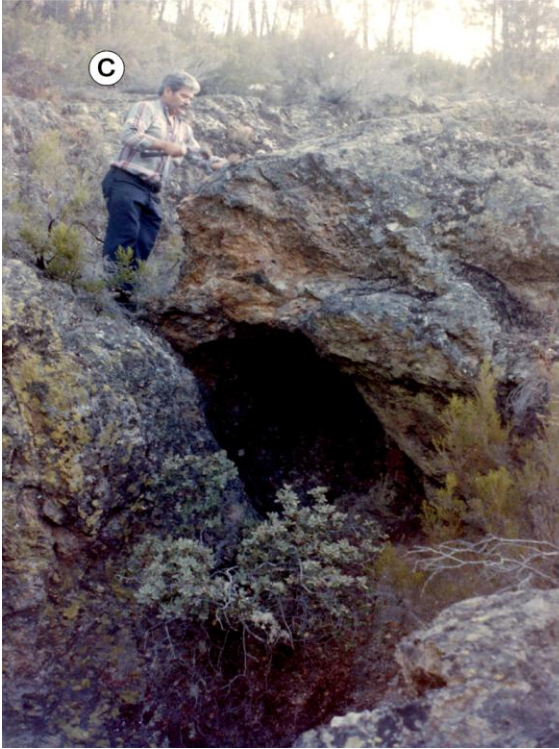
Estampa 5. 3 - Principais explorações romanas na região de França (Cartas Militares nº 12 e 25, Rio de Onor e Aveleda); a) aspecto das cortas mineiras de França; b) Corta romana da Boca da Caborca.

ESTAMPA 5.3



Estampa 5. 4 - Vestígios da actividade mineira romana: a) escombreira da Boca da Caborca; b) brecha de quartzo limonítica da Pena de Águia, N80°E/ 60°N (norte para a direita da fotografia); c), d) vestígios da exploração nesta estrutura (Carta Militar nº 12, Rio de Onor).

ESTAMPA 5.4



Estampa 5. 5 - Trabalhos antigos de pesquisa mineira (romanos?) na encosta do Mata Galão; a) afloramento de liditos com dobramentos da D₂ varisca no Cavalgamento da Costa Grande; b) Brecha ferruginosa no Cavalgamento da Costa Grande; c) poço de pesquisa nesta brecha limonítica (Carta Militar nº 25, Aveleda).

ESTAMPA5.5



Estampa 5. 6 - Falha N10°E da Vila Meã. Carta nº 26, Deilão (oeste para lado esquerdo); a) aspecto do afloramento na estrada Deilão - Guadramil; b) pormenor do filão mineralizado.

ESTAMPA 5.6



Estampa 5. 7 - Brecha limonítica. Depósito de vertente consolidado por cimento ferruginoso. Brecha do Barranco dos Pingemouros (Carta Militar nº 13, Guadramil).

ESTAMPA 5.7



6. CONCLUSÕES

"Penso que só há um caminho para a ciência ou para a filosofia: encontrar um problema, ver a sua beleza e apaixonar-se por ele; casar e ser feliz com ele até que a morte vos separe - a não ser que encontrem um outro problema ainda mais fascinante, ou, evidentemente, a não ser que obtenham uma solução.

Mas, mesmo que obtenham uma solução, poderão então descobrir, para vosso deleite, a existência de toda uma família de problemas - filhos, encantadores ainda que talvez difíceis, para cujo bem-estar poderão trabalhar, com um sentido, até ao fim dos vossos dias"

(Karl Popper, Em Busca de um Mundo melhor)

6.1. INTRODUÇÃO

Com a nova cartografia agora apresentada para o sector português da sinforma de Alcañices, fazendo a ligação entre os sectores de Verín, a noroeste e Alcañices, a leste, intenta-se que a presente proposta para a sequência litoestratigráfica deste sector, permita uma melhor correlação entre as respectivas unidades destes sectores desta estrutura varisca. Consequentemente, espera-se que seja um pequeno contributo para o avanço no seu conhecimento geológico. Por outro lado, as similitudes agora evidenciadas entre estas unidades para autóctones e algumas das unidades do alóctone inferior de parte da ZGTM, baseadas na cartografia e realçadas pela litogeoquímica, vêm alertar para a necessidade de reinterpretação dos modelos estruturais da implantação dos mantos de carreamento.

No modelo aceite para a evolução geodinâmica deste orógeno varisco, estas unidades originar-se-iam numa margem passiva desde o Paleozóico Inferior, afectada por episódios extensionais, responsáveis por vários episódios de vulcanismo, nomeadamente este agora abordado neste estudo, de idade Devónico Inferior - Médio. A transição silúrica - devónica

marcará a passagem de ambiente de margem passiva para margem activa (RIBEIRO, A. *et al.*, 1990). Os dados de geoquímica dos metassedimentos sugerem que essa passagem de margem passiva - margem activa esteja na Formação Rio de Onor, na transição do Membro França (margem passiva) para os Membros Igrejas e Vale Andrês (margem activa).

No início, os objectivos traçados para este estudo foram:

i) Definição e detalhe de novas unidades litoestratigráficas, quer no autóctone, quer no parautóctone;

ii) Enquadramento geológico e estrutural do sector estudado com as regiões transfronteiriças (Alcañices e Verín), bem como outros sectores da ZGTM;

iii) definir e correlacionar as unidades autóctone e sub - autóctone com as unidades parautóctones;

iv) averiguar possíveis correlações das unidades parautóctones com fácies semelhantes consideradas do alóctone inferior do maciço de Bragança, recorrendo à litogeoquímica, quer dos metassedimentos quer das vulcânicas para confirmar os dados de cartografia;

v) dar início, neste sector de estudo, à aplicação da litogeoquímica no estudo dos metassedimentos e das vulcânicas, com vista à caracterização e reconstrução do ambiente geodinâmico e paleogeográfico da bacia paleozóica;

vi) inventariação dos recursos minerais e proposta de enquadramento metalogénico da região;

Ao serem atingidos, deu-se resposta para algumas destas questões e abriu-se caminho para um vasto leque de outros problemas que ficam, por ora, por esclarecer, tal como refere Karl Popper, na citação acima transcrita.

6.2. LITOESTRATIGRAFIA

Perante a diversidade de critérios usados no nosso País na nomenclatura das unidades, pelo uso de designações informais das mesmas, necessário era ensaiar uma proposta baseada nas recomendações dos organismos internacionais. Assim, relativamente ao Sistema Ordovícico foi aplicada e desenvolvida a proposta já apresentada para o Ordovícico da ZCI (SÁ, 2005; SÁ *et al.*, 2005). Com o presente trabalho este esquema estratigráfico é acrescentado de novas unidades para a sequência do Ordovícico Inferior. É feita a proposta formal de uma nova formação do Ordovícico Inferior (Formação Angueira), de natureza gresopélica, subdividida em dois membros: i) Membro Constantim, inferior, onde predominam arenitos e quartzitos finos e ii) Membro Cicouro, superior, predominantemente constituído por pelitos onde ocorrem esporadicamente níveis centiméricos de quartzitos. Para o topo, na transição para os quartzitos maciços da Formação Marão,

É ressaltada a diferença paleogeográfica, particularmente nesta sequência infra Formação Marão, entre o sector sul de Trás-os-Montes (eixo Marão - Eucísia - Moncorvo) e o sector de Alcañices, com este sector a apresentar um carácter de sedimentação mais distal na plataforma, mais pelítico que o sector sul, predominantemente conglomerático, arenoso e vulcanogénico, *i.e.*, mais proximal.

É comprovada a existência da Formação Chão do Amieiral no Ordovícico do anticlinal de S. Martinho de Angueira, bem como comprovada a validade cartográfica dos critérios que levaram à diferenciação dos três Membros da Formação Marão (Ermida, Malhada e Fragas da Ermida).

Ocorrem na área estudada duas das discontinuidades estratigráficas mais importantes do Ordovícico como assinalado em SÁ (2005): na base da Formação Chão do Amieiral (a Discordância Sárdica *s.s.*); e na base da Formação Maceiras, de natureza glacio-eustática. A presença dos níveis de ferro, característicos da formação Marão, assinala também a existência de discontinuidades estratigráficas devidas à variação eustática (YOUNG, 1989, 1992).

Relativamente ao Sistema Silúrico é apresentada a proposta formal para as unidades autóctones da ZCI com uma nova Formação Campanhó (modificada de PEREIRA, E., 1987), essencialmente pelítica, de idade no intervalo Llandovery - Pridoli. É subdividida em três novos membros: i) Membro Ribeira de Silos, inferior, constituído por liditos e xistos carbonosos; ii) Membro Quintanilha, intermédio, com calcários negros e xistos ampelitosos; iii) Membro Fraga dos Corvos, superior, sequência monótona de gresoxistos cinzentos.

É feita a distinção de um subautóctone pelos critérios estruturais, relativamente ao autóctone, embora de fácies semelhante. A presença de acidentes tectónicos importantes, tanto a muro como a tecto destas unidades e por vezes a forte escamação interna, com a presença de níveis filoníticos torna difícil qualquer tentativa de estabelecer uma sequência estratigráfica. Foram definidas duas unidades tectonoestratigráficas: i) Unidade Rio Sabor, fundamentalmente constituída por alternâncias centimétricas de filitos carbonosos e psamitos com escassas lenticulas de liditos, calcários e xistos negros, de fácies semelhante à Formação Campanhó; ii) Unidade Coroto formada por filitos carbonosos, xistos negros, ampelitosos e liditos em complexa repetição de escamas tectónicas.

Quanto às unidades do parautóctone inferior, procurou-se seguir a mesma metodologia sendo apresentadas pela primeira vez, propostas com carácter formal das diversas unidades cartografadas do sector português da estrutura de Alcañices. Propõem-se assim, 4 novas formações formalmente apresentadas. Da base para o topo: i) Formação Rio de Onor, essencialmente greso - pelítica; ii) Formação Valvão, essencialmente gresosa (quartzitos); iii) Formação Soutelo, essencialmente vulcano - sedimentar; iv) Formação Gimonde, greso - pelítica. As três primeiras formações serão essencialmente de idade Silúrico a Devónico Médio (?), enquanto a quarta reporta-se ao flysch sinorogénico do Devónico Médio - Superior.

Quanto à Formação Rio de Onor, é proposta, da base para o topo, a sua divisão formal em três novos Membros: i) Membro França, essencialmente gresoso (arenitos e conglomerados); ii) Membro Igrejas, pelítico, formado por liditos (na base) e filitos carbonosos; iii) Membro Vale Andrês, essencialmente arenítico.

Onde não há interferência de cavalgamentos, os contactos entre estas unidades, são, aparentemente, contactos estratigráficos normais. Pelas relações de campo constata-se que a Formação Valvão será a que apresenta mais variações laterais, quer na espessura da unidade quer na fácies. Nos sectores mais a norte da área de estudo, é assinalada por uma estreita barra de grés quartzítico descontínua, enquanto que para sul, a sequência é mais espessa e mais contínua lateralmente, com gresoxistos claros intercalados com quartzitos e grés. Não é possível, com a deformação existente, detectar de que tipo de inconformidade se tratará (paraconformidade?).

Desde há bastante tempo que se anotavam as semelhanças de fácies, na envolvência do Maciço de Bragança, entre algumas das unidades consideradas alóctones e as unidades parautóctones (MEIRELES *et al.*, 1995; MEIRELES, 2000a). De certo modo, esta correlação já estava implícita em RIBEIRO, A. (1974). Para além da constatação da semelhança de fácies, há a destacar as mesmas mineralizações de sulfuretos polimetálicos e de barite (Aveleda, "parautóctone inferior" e Edrosa, "alóctone inferior") e as mesmas características litogeoquímicas, quer nos metassedimentos, quer nas vulcânicas.

A confirmação pela cartografia e pela litogeoquímica de que se tratam das mesmas unidades levou agora à apresentação de uma nova proposta para a sequência litoestratigráfica do parautóctone da ZGTM, no que respeita ao domínio da sinforma de Alcañices. Na envolvente do maciço de Bragança está-se sempre em presença das mesmas unidades litoestratigráficas, distinguindo-se apenas pelos domínios estruturais. A nova proposta faz prevalecer a abordagem litoestratigráfica sobre a estrutural. Deste modo há uma simplificação da sequência litoestratigráfica. A abordagem estrutural leva a uma extrema "complexidade" da legenda, pelo menos para este sector.

Constata-se da cartografia agora apresentada que há duas situações estruturais distintas, dentro do parautoctone inferior:

(1) Um subdomínio externo, designado por Domínio Estrutural da Lombada (DEL), onde predomina uma forte imbricação tectónica das escamas de carreamento. Trata-se de uma complexa sequência parautoctone, com forte imbricação tectónica e repetição de unidades induzindo uma espessa coluna de metassedimentos (MEIRELES *et al.*, 1995; GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997, 2006).

(2) Um subdomínio interno, designado por Domínio Estrutural de Vale de Prados (DEVP), onde predominam as dobras deitadas ou vergentes para norte.

Estes dois subdomínios são coexistentes com um modelo de bacia sedimentar sin-orogénica (PLATT, 1986, EINSELE, 1992). Pela presente proposta são constituídos pelas mesmas unidades litoestratigráficas: (1) Formação Rio de Onor; (2) Formação Valvão; 3) Formação Soutelo e (4) Formação Gimonde.

Comparando a sequência tectonoestratigráfica entre Alcañices e Espinhosela, em Espanha definiram-se três unidades: Unidade Rio Manzanos considerada como uma unidade alóctone inferior, i.e., seria já da ZGTM; Unidade Rio Aliste e Unidade Baixo Esla consideradas como parautoctones e adstritas à ZCI (GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997; GONZÁLEZ CLAVIJO & MARTÍNEZ CATALÁN, 2002; GONZÁLEZ CLAVIJO, 2006). Contudo, dificilmente se compreende esta distinção tectonoestratigráfica quando há unidades litoestratigráficas comuns a todas elas. A situação só se torna mais clara quando se entra em conta com o sector português desta estrutura de Alcañices. Aqui confirma-se que toda a sequência litoestratigráfica se resume a quatro unidades: Formações Rio de Onor, Valvão, Soutelo e Gimonde. Esta última, equivalente à Formação San Vitero, ocorre em todo o sector de Espinhosela - Quintanilha em áreas equivalentes à pretensa unidade alóctone Rio Manzanos e não apenas na área equivalente à Unidade Rio Aliste. O mesmo sucede com as restantes unidades. Em suma, na sinforma de Alcañices os carreamentos internos não separam unidades com sequências estratigráficas diferentes, pois está-se perante uma complexa imbricação interna de escamas. Toda a Unidade Rio Manzanos pertence ao domínio estrutural mais externo, Domínio Estrutural da Lombada. O domínio das dobras deitadas, Domínio Estrutural de Vale de Prados, praticamente não ocorre; apenas no fecho de um sinclinal da D₃ a sul de S.Martín del Pedroso.

6.3. LITOGEOQUÍMICA

A litogeoquímica agora encetada vem confirmar os dados da cartografia e os critérios para a separação das unidades. Os critérios de campo que levaram à sua definição e subdivisão até à categoria de membros, como no caso da Formação Rio de Onor, estão correctos, pois confirma-se que representam entidades geoquímicas distintas. Indirectamente confirma-se também, por esta geoquímica, os critérios cartográficos de RIBEIRO, A. (1974), para separar as formações "infraquartzítica" (actual Formação Rio de Onor) e "supraquartzítica" (Formação Soutelo) e já utilizados nos primeiros levantamentos na região (MEIRELES, 2000a; 2000b). É reforçada e validada pela geoquímica a distinção cartográfica entre os filitos cinzentos do Membro Igrejas e os xistos cloríticos da Formação Soutelo.

É realçada a distinção cartográfica entre os filitos do MI e os xistos cloríticos da Formação Soutelo, pelo nítido contributo vulcanogénico que estes últimos apresentam.

As sequências gresopélicas e vulcanogénicas que constituem o CFQ e o CVS que bordejam por sudoeste o maciço de Bragança e que são considerados como fazendo parte do alóctone inferior (PEREIRA, E., 2000; PEREIRA, E., 2006; RIBEIRO, A. *et al.*, 2006), são neste trabalho cartograficamente reconhecidos como tendo fácies semelhantes às Formações Rio de Onor e Soutelo, parautoctones, ou seja, farão parte dos mesmos horizontes litoestratigráficos, pois que além da semelhança de fácies, apresentam a mesma assinatura

geoquímica. Confirma-se assim, pela litogeoquímica, que as unidades do parautóctone inferior e as unidades "formação filito - quartzítica" e "complexo vulcano - silicioso" do complexo alóctone inferior do maciço de Bragança sejam as mesmas. O que levanta a dúvida sobre as idades Ordovícico Superior - Silúrico inferior atribuída ao CFQ e Silúrico para o CVS (PEREIRA, E., 2000; PEREIRA, E., 2006). O cenário mais plausível será o intervalo Silúrico - Devónico Inferior tal como atribuída à sequência metassedimentar do sector de Espinhosela - Quintanilha.

Embora não haja amostragem dos pelitos intercalados nos níveis gresosos amostrados, algumas ilações se podem extrair acerca do grau de alterabilidade dos seus protólitos e do grau de alteração química. Os dados actuais realçam a eventualidade de distintas fontes de fornecimento de sedimentos, do grau de alteração dos seus protólitos e dos diferentes tipos de rochas - mãe envolvidas na sua génese, bem como das condicionantes paleoclimáticas para cada unidade. No caso da Formação Rio de Onor, o Membro França será formado por litótipos provenientes de protólitos mais alterados, relativamente aos restantes membros desta formação (MI e MVA). Em relação ao contexto geotectónico, os resultados sugerem que será ainda na Formação Rio de Onor, eventualmente no Membro Vale Andrês que se fará a passagem de uma margem passiva para uma margem activa.

Foi detectada uma anomalia negativa em Ce em algumas das amostras do Membro Vale Andrês. Tal pode significar especificidades locais de deposição pois que os sedimentos são empobrecidos em Ce em ambiente de sedimentação euxínica, com a água do mar a ficar enriquecida em Ce. Este comportamento do Ce tem sido utilizado para inferir as mudanças eustáticas do nível do mar. A utilização dos diagramas discriminantes para caracterizar o contexto geotectónico de deposição dos sedimentos sugerem que, no caso da Formação Rio de Onor, a deposição de MF e MI será em margem passiva, enquanto que a deposição de MVA, será em margem activa.

Quanto à Formação Gimonde, embora haja características geoquímicas comuns, há a clara indicação de que as diferenças entre os diversos sectores definidos no terreno, quer nas fácies e fundamentalmente no que respeita aos dados estruturais, onde é nítido o incremento da deformação de nordeste (sector de Guadramil - Rio de Onor) para sudoeste (sector de Gimonde propriamente dito), tem expressão nos dados litogeoquímicos, particularmente patente nos diagramas sobre o grau de alteração geoquímica, com a individualização clara das amostras do sector Gimonde - Este relativamente aos restantes sectores (Gimonde - Oeste e Guadramil), realçando-se as diferenças protolíticas que contribuíram com sedimentos para a sua constituição. Como foi dito, estes dados reforçam ainda mais o carácter diacrónico da deposição, sinorogénica da Formação Gimonde. Este diacronismo é confirmado pelo incremento geral da deformação de sul para norte (mais deformados a sul, logo mais antigos) do que a norte (menos deformados, mais recentes), compatível com os dados cronoestratigráficos: sector de Gimonde, a sul, do Devónico Médio, enquanto que os sectores mais a norte (Rio de Onor e Guadramil, do Devónico Médio - Superior (PEREIRA *et al.*, 1999) podendo chegar ao Devónico Superior - Carbonífero mais para leste, em S. Vitero (ALDAYA *et al.*, 1976). Neste sector, esta unidade chega a estar discordante sobre a Formação Manzanal del Barco (ANTONA & MARTÍNEZ CATALÁN, 1990; GONZALÉZ CLAVIJO & MARTÍNEZ CATALÁN, 2002). Também, como já referido anteriormente, os dados sobre zircões detríticos nesta unidade (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2004a) confirmam este diacronismo. O facto de haver alguma tendência, particularmente das amostras de Gimonde-Este, em se posicionarem em ambiente de margem continental passiva, pode ser sinal de que estes materiais sejam representativos de uma sedimentação pré-orogénica como sugerido em MARTÍNEZ-CATALÁN *et al.* (2007). Estes autores justificavam a ausência de zircões detríticos, quer de idade Greenville, quer Paleozóicos, na amostra SO-7, colhida neste sector de Gimonde-Este, como evidência de sedimentos pré-

orogénicos. As mesmas ausências de população de zircões foram encontradas em metassedimentos autóctones do NW Peninsular (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2004a).

Relativamente à tentativa de comparação das amostras das Formações Soutelo e de Rio de Onor, com outros estudos litogeoquímicos, nomeadamente com o DEC e DETM do sector SW da ZGTM da região de Vila Pouca de Aguiar, as diferenças são notórias particularmente evidentes nos diagramas multielementares de normalização e nas TR. Tais evidências confirmam as observações de campo pessoais, de que se estaria em presença de unidades litoestratigráficas distintas e que, em consequência, não se podem estabelecer correlações entre elas. Reforça-se assim a interpretação, nomeadamente do DEC, de que sector já pertence ao domínio dos mantos dobra (RODRIGUES, 2008).

No que respeita às vulcânicas, em Trás-os-Montes e na ZGTM, os únicos estudos litogeoquímicos consistentes incidiam apenas nas vulcânicas peralcalinas do Simplex de Macedo de Cavaleiros e nos toleítos da Formação Macedo de Cavaleiros do Centro Transmontano (RIBEIRO, M.L., 1986, 1991 SÁ, 1999; SÁ *et al.*, 2000). As características químicas destes episódios apontam para uma evolução do quimismo peralcalino - alcalino transicional para toleítico, compatível com o modelo de *rift* continental que vai evoluindo para oceano e respectiva crosta (RIBEIRO, M.L., 1991; QUESADA, 1992; DIAS & RIBEIRO, 1995a).

Quanto às vulcânicas da Formação Soutelo, nunca este vulcanismo tinha sido estudado em Portugal. O seu estudo também interessava para reforçar essa semelhança entre as sequências metassedimentares parautóctone e alóctone inferior. Assim sendo foram pela primeira vez realizadas análises no vulcanismo ácido e básico da Formação Soutelo, envolvente do Maciço de Bragança, quer no sector em estudo quer no eventual alóctone inferior. Os dados apresentados comprovam as observações de campo de que o Complexo Vulcano - Sedimentar e a Formação Soutelo de Espinhosela farão parte do mesmo horizonte litoestratigráfico. Idêntica correlação é estabelecida entre a Formação Rio de Onor e o Complexo Filito -Quartzoso.

Há dois episódios de quimismo distinto: uma sequência subalcalina e um episódio alcalino. A sequência subalcalina (calco-alcalina e toleítica) apresenta uma linha evolutiva unimodal de basaltos - andesitos - dacitos - riodacitos e riolitos. Compreende corpos ígneos subvulcânicos e piroclastitos. Os dados geoquímicos sugerem um contexto geológico de uma "suite" magmática toleítica a calco-alcalina de arco insular. As sequências ígneas unimodais são características de placas convergentes enquanto que as sequências bimodais são características de *rift* (MARTIN & PIWINSKII, 1972). A série alcalina revelada pela presença do alinhamento dos traquitos de Sacóias, será mais tardio, dado que associado a este episódio há uma forte alteração hidrotermal, fundamentalmente carbonatada, a afectar os xistos cloríticos e "borra-de-vinho".

É realçada a relação espacial destas vulcânicas, nomeadamente das básicas, no sector de Espinhosela e particularmente dos andesitos de Carragosa com a "*mélange*" tectónica da Mofreita. É unanimemente reconhecido que as "*mélanges*" tectónicas correspondem a antigas zonas de subducção. Como é sabido, os andesitos são característicos de zonas de colisão de placas, distribuindo-se de modo paralelo à subducção (GROVE & KINZLER, 1986). A presença de rochas andesíticas, é significativa para reforçar o facto desta *mélange*, que presentemente se encontra desenraizada, corresponder a uma zona de subducção. Pelo seu posicionamento relativamente à "*mélange*", na actual situação geográfica, o plano da zona de subducção estaria a mergulhar para SW, já que os basaltos e andesitos estão para dentro da "*mélange*".

6.4. IMPLICAÇÕES PARA O ENTENDIMENTO DA INSTALAÇÃO E ORIGEM DOS MANTOS PARAUTÓCTONES E ALÓCTONES.

O facto de grande parte do considerado alóctone inferior que rodeia o maciço de Bragança ter as mesmas afinidades litoestratigráficas e litogeoquímicas das unidades parautóctones da sinforma de Alçañices leva a que tenha de se reconsiderar os modelos de instalação destes

mantos de carreamento da ZGTM, as suas idades e proveniência. Torna-se evidente que as mesmas unidades litoestratigráficas foram sujeitas a taxas de deformação e de deslocamento distintas, havendo uma parte destas unidades que teve deslocação solidária com os mantos alóctones propriamente ditos. Como se fosse o tecto da sequência paraúctone sujeito a um importante corredor de cisalhamento tangencial resultante e induzido pelo deslocamento dos mantos alóctones.

Por um lado é questionável a idade ordovícica atribuída ao "formação filito-quartzítica" do dito alóctone inferior (PEREIRA, E. 2000, 2006), tendo os filitos carbonosos desta unidade, as mesmas características petrográficas e litogeoquímicas da Formação Rio de Onor cuja idade silúrica é inquestionável.

Quanto à relação destas sequências metassedimentares e vulcano-sedimentares do domínio de Alcañices com outros sectores da ZGTM, pela experiência e conhecimento de outras áreas desta zona geotectónica, litologias semelhantes ao sector agora estudado encontram-se nos seguintes sectores: Verín - Vinhais - Torre de D. Chama e principalmente grande parte da sequência envolvente de Morais e Vimioso, do designado Complexo Vulcano - Sedimentar. As litologias são semelhantes à Formação Soutelo, quer nos metassedimentos (xistos cloríticos e xistos borra-de-vinho), quer nas manifestações vulcânicas e mesmo nas suas mineralizações (sulfuretos). Se estudos subsequentes confirmarem esta afinidade então será plausível admitir que não haverá relação desta sequência CVS com as unidades que constituem o Simplex de Macedo de Cavaleiros. Pela experiência pessoal, nunca as fácies descritas para a Formação Soutelo e existentes no CVS que envolve o Maciço de Morais, foram detectadas no sector de Macedo de Cavaleiros. Curiosamente, a orientação este - oeste do Simplex de Macedo de Cavaleiros contrasta com a estruturação do CVS, com orientação aproximadamente norteadada, neste sector de Macedo de Cavaleiros, sugerindo que os contactos sejam tectónicos, como constatado nos levantamentos de campo na Carta Geológica à escala 1:50.000 7C (Mirandela) (J. F. Rodrigues, comunicação pessoal). Este alinhamento E-W, do Simplex de Macedo de Cavaleiros e do duplex de Pombais é paralelo à lineação correspondente à direcção de transporte do complexo ofiolítico sobre o alóctone inferior (Ribeiro, A. *et al.*, 2006).

De Mirandela para oeste, sector de Murça - Vila Pouca de Aguiar, as litologias do paraúctone são distintas. Há na mesma uma unidade subautóctone, essencialmente pelítica, Unidade das Fragas Negras, formada por xistos negros, carbonosos, ampelitos e liditos, correlacionável com a Unidade Coroto, tendo, todavia, as unidades paraúctones predominância de material gresoso. Se se considerar que se está perante a mesma e extensa bacia de sedimentação as unidades de Vila Pouca de Aguiar - Murça, onde predominam as fácies gresosas, terão um carácter de plataforma proximal enquanto que para nordeste, no sentido geral de Alcañices, a predominância de pelitos será indicativo, em traços gerais, de um ambiente mais redutor, mais profundo e distal.

As observações pessoais de campo permitem encontrar mais afinidades de fácies entre o sector de Murça - Vila Pouca (Ribeiro, M.A, 1998; RODRIGUES, 2008), Marão (PEREIRA, E. 1987) e Minho (PEREIRA, E., 1991) do que com as fácies de Alcañices. As revisões de cartografia em progresso no Minho estão a confirmar esta asserção (¹). Aquando da 2ª edição da Carta Geológica de Braga (FERREIRA *et al.*, 2000), início desta revisão da cartografia da Folha 1, já tinha sido detectada a presença da Unidade Vila Nune nesta carta. Além disso algumas das unidades tectonoestratigráficas do Minho (sector da Serra de Arga) apresentam particularidades muito próprias, vulcanogénicas, realçadas pelo seu quimismo exalítico, alcalino típico de ambiente de *rift* (DIAS & LEAL GOMES, 2007, 2008, 2010).

¹ Trabalhos de cartografia em progresso nos metassedimentos das Folhas 1: 50.000 1C (Caminha); 5 -A (V. Castelo); 5- B (Ponte da Barca) e 5C (Barcelos) em parceria com Jorge Pamplona (Universidade do Minho) e Paulo Castro (LNEG).

Tem-se assim que sobre uma unidade constituída por xistos negros, ampelitos e liditos silúricos, claramente com afinidades com o Silúrico autóctone da ZCI, há dois sectores com distintas características litoestratigráficas, paleogeográficas e litogeoquímicas: o sector do Minho Central /DEC e o sector de Alcañices. Para além das diferenças das fácies sedimentares, há também diferenças claras nos episódios vulcânicos. No caso do sector Minho Central - Cabeceiras de Basto, com os episódios de vulcanismo de Vila Nune muito característico, bimodal e de carácter toleítico continental (PEREIRA, E., 1987) e de expressão cartográfica mais extensa; o vulcanismo básico de Mouquim, do tipo alcalino continental e alcalino de margem de placa (PEREIRA, E., 1987). Para este autor, até ao Wenlock, o vulcanismo é intraplaca. As características exalíticas de novas unidades (DIAS & LEAL GOMES, 2007) reforçam o carácter continental destes episódios magmáticos. No domínio de Alcañices está-se em presença de um vulcanismo distinto, com afinidades calco-alcalinas de arco insular, ou seja, já directamente relacionado com a franca abertura do oceano varisco. É no presente trabalho apontada uma idade provável para este episódio próxima do Devónico Inferior que estaria em consonância cronológica com a idade pré-Wenlock superior do vulcanismo de Vila Nune e de Mouquim. A instalação destes dois grandes conjuntos tectonoestratigráficos, Minho Central e Alcañices é facilitada pela característica "lubrificante" da sequência subautóctone (xistos negros, ampelitosos).

6.5. TRABALHOS FUTUROS.

Não é possível, de momento, esclarecer cabalmente o motivo das mesmas fácies sedimentares e vulcânicas estarem presentes em domínios estruturais diferentes. Relativamente aos metassedimentos, é necessário completar a amostragem com as fácies pelíticas intercaladas nos horizontes gresosos agora amostrados e estender esse estudo aos gresosxistos e xistos da Formação Valvão. Em todas as unidades agora estudadas é necessário avançar para estudos sedimentológicos mais detalhados, importantes para melhor definir o contexto paleogeográfico e complementar a informação já disponível.

Relativamente às incertezas sobre as idades, nomeadamente das Formações Valvão e Soutelo, durante este trabalho foram várias as tentativas para encontrar fósseis nos diversos níveis de calcários, particularmente nos que ocorrem na Formação Soutelo. Espera-se que as amostras entretanto colhidas nos calcários de Alfaião (sul de Bragança), intercalados em xistos borra de vinho e xistos cloríticos da Formação Soutelo (CVS do alóctone inferior) dêem resultados positivos. O trabalho ainda em curso será importante para esclarecer de modo mais categórico a idade desta Formação Soutelo. Entretanto novas tentativas também se farão para datar os níveis fosfatados nesta unidade.

Quanto ao vulcanismo, é necessário detalhar e completar o estudo analítico das vulcânicas básicas, particularmente no que respeita aos elementos incompatíveis (LREE, Nb e Th), bem como estudar a composição dos fenocristais máficos (piroxenas e olivinas), pois o seu estudo permitirá determinar com mais certeza sobre as suas origens mantélicas e melhorar o conhecimento da natureza destes basaltos e do seu contexto geodinâmico. Além disso, estudar as fortes alterações secundárias destes basaltos (cloritização e albitização fundamentalmente, mas também anfibolitização). Concomitante desenvolver estudos mais detalhados na *mélange* da Mofreita - Cova da Lua e a sua comparação com os trabalhos realizados na *mélange* Somozas em Cabo Ortegal (ARENAS *et al.* 2007, 2008, 2009).

É necessário avançar com as análises litogeoquímicas do Complexo Vulcano - Sedimentar envolvente do maciço de Morais para confirmar as suspeitas de que são idênticas às unidades envolventes do Maciço de Bragança. Se se confirmar que se tratam das mesmas unidades, com se afigura que sejam, então uma reinterpretção estrutural é necessária, conjugando os dados litoestratigráficos e litogeoquímicos para compreender a evolução das diferentes "nappes"

intervenientes e assim permitir uma reconstituição paleogeográfica mais fidedigna. Na continuação deste trabalho pretende-se dar seguimento à datação deste vulcanismo, iniciado durante este estudo, com a preparação e selecção de zircões e monazites a partir dos concentrados de pesados já extraídos de riólitos e traquitos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABATI, J. (2002) - *Petrologia metamórfica y geocronología de la unidad culminante del Complejo de Órdones en la región de Carballo (Galicia, NW del Macizo Ibérico)*. Ed. do Castro. Lab. Xeol. Laxe (Serie Nova Terra, 20). Tesis Doc., Univ. Complut. Madrid, 269 pp.
- ABBATE, E., BORTOLOTTI, V., PASSERINI, P. & SAGRI, M. (1970) - The geosyncline concept and the northern apennines. *Sed. Geol.*, **4**(3-4), 625-636.
- AERDEN, D. G. A. M. (2004) - Correlating deformation in Variscan NW-Iberia using porphyroblasts: implications for the Ibero-Armorican Arc. *J. Struct. Geol.*, **26**, 177-196.
- ALDAYA, F., CARS, P., MARTINEZ-GARCIA, E & QUIROGA, J.J. (1976) - Nouvelles précisions sur la série de San Vitero (Zamora, nord-ouest de l'Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*, **283**, série D, 881-883.
- ALLAN, J. (1965) - A Mineração em Portugal na Antiguidade. *Bol. Minas*, Lisboa, **2**(3), 139-175.
- ALONSO GAVILÁN, G., SEQUEIRA, A.J.D., RODRÍGUEZ ALONSO, M.D. & MEDINA, J. (2000) - Sedimentación en plataforma somera durante el Neoproterozóico. Formación Boque - Serpins (Grupo das Beiras), en Trevim (Serra da Lousã, Portugal Central). *Geogaceta*, **29**, 11-14.
- ALTE DA VEIGA, N. M. S. (1991) - *Estudo geológico e petrológico na região de Meixedo - Gimonde (Bragança): os gnaisses de Bragança*. Dissertação PAPCC, Museu Lab. Min. Geol., Univ. Coimbra, 123 pp.
- ALVES, F.M. (1910-1947) - *Memórias Arqueológico-Históricas do Distrito de Bragança*, XI Volumes, Bragança.
- ANCOCHEA, A., ARENAS, A., BRABLE, J., L., PEINADO, M. & SAGREDO, J. (1988) - Caracterización de las rocas metavolcanicas siluricas del noroeste del Macizo Iberico. *Geociências*, Aveiro, **3**(1-2), 23-34.
- ANDEWEG, B. (2002) - *Cenozoic tectonic evolution of the Iberian Peninsula. Causes and effects of changing stress fields*. PhD Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam, 178 pp.
- ANTHONIOZ, P.M. (1970) - Etude des complexes polymétamorphiques précambriens de Morais et Bragança (NE du Portugal). *Sci. de la Terre*, **15**(2), 145-166.
- ANTHONIOZ, P.-M. (1972) - Les complexes polymétamorphiques précambriens de Morais et Bragança (NE du Portugal): étude pétrographique et structurale. *Mem. Serv. Geol. Port.*, **20**, 192 pp.
- ANTONA, J.F. & MARTÍNEZ CATALAN, J.R. (1990) - Interpretación de la Formación San Vitero en relación con la orogenia Hercínica. *Cuaderno Lab. Xeol. Laxe*, Coruña, **15**, 257-269.
- ANTUNES, I. M. H. R., NEIVA, A. M. R., SILVA, M.M.V.G. (2006) - Geocronologia e geoquímica de rochas granitóides do plutão de Oledo - Idanha-a-Nova (Centro de Portugal). *In: Mirão, J. & Balbino, A. (Coords.), VII Cong. Nac. Geologia, Livro de Resumos*, **1**, 139-142.
- ARAÚJO, A. (2006) - O Varisco do sector sul de Portugal. *In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. & Kullberg, C. (Eds.), Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Univ. Évora, Évora, 139-143.
- ARCE, J., BOQUERA, J., CHAMON, C., ESTEVEZ, C., FERNADEZ POMPA, F. & PILES, E. (1974) - Mapa y Memória de la Hoja nº 226 (Allariz) del Mapa Geológico de España, esc. 1/50.000 (MAGNA). *Inst. Geol. Min. España, Serv. Publ. Min. Ind.*, 25 pp.
- ARCE DUARTE, J.M., MONTESERÍN LÓPEZ, V., PEINADO MORENO, M., CABRA GIL, P. & FERRAGNE, A. (1981) - Mapa y Memória de la Hoja nº 306 (Villardecervos) del Mapa Geológico de España, esc. 1/50.000, 2ª serie-1ª edición (MAGNA). *Inst. Geol. Min. España, Serv. Publ. Min. Ind.*, 26 pp.
- ARCULUS, R. J. (1987) - The significance of source versus process in the tectonic controls of magma genesis. *J. Vulc. Geoth. Research*, **32**, 1-12 pp.
- ARENAS, R. M. (1988) - Evolucion petrologica y geoquimica de la unidad aloctona inferior del complejo metamórfico básico - ultrabásico de Cabo Ortegal (Unidad de Moeche) y del silurico paraautoctono, cadena hercinica ibérica (NW de España). *Corpus Geologicum Gallaeciae*, Acad. Ciências Gallega, Lab. Geol. Lage, 2º Série, **4**, 543 pp.
- ARENAS, R., FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GIL IBARGUICHI, J.I., GONZÁLEZ LODEIRO, F., KLEIN, E., MARQUÍNEZ, J., MARTÍN PARRA, L.M., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., ORTEGA, E., PABLO MACIÁ, J.G. DE, PEINADO, M. & RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, L.R. (1988) - Características geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia - Tras-os-Montes. II Congr. Geol. España, *Simpósios*, 75-84.
- ARENAS, R., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. & DIAZ GARCIA, F., (coords.) (2004) - Zona de Galicia - Tras-os-Montes. *In: VERA, J.A. (Ed.), Geologia de España (SGE - IGME)*, Madrid, 133-165.
- ARENAS, R., SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S., CASTIÑEIRAS, P., FERNADEZ SUAREZ, J. & JEFFRIES, T.E. (2007) - Geochemistry and geocronology of the ophiolite involved in the Somozas mélange: new insights on the birth of the Rheic Ocean. *In: Arenas, R., Martínez-Catalán, J.R., Abati, J. & Sánchez Martínez, S. (Eds.), The rootless Variscan suture of NW Iberia (Galicia, Spain). The International Geoscience Programme*,

- IGCP 497. Galicia Meeting 2007. Field trip guide & Conference abstracts. *Publ. del Inst. Geol. y Minero de España*, 151-153.
- ARENAS, R., SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S., CASTIÑEIRAS, P., FÉRNADEZ SUAREZ, J., DÍEZ FERNÁNDEZ, R., & JEFFRIES, T.E. (2008) - The basal tectonic mélangé of the Cabo Ortegal Complex (NW Spain): rock assemblages, involved terranes and paleogeographic scenario for the suture of Pangea. *In: Konisgshof, P., Linneman, U. (Eds.). From Gondwana and Laurussia to Pangea: dynamics of oceans and supercontinents. The International Geoscience Programme, IGCP 497 and IGCP 499. 20th International Senckenberg Conference & 2nd Geinitz Conference. Abstracts and Programme*, 19-21.
- ARENAS, R., SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S., CASTIÑEIRAS, P., JEFFRIES, T.E. & ANDONAEGUI, P. (2009) - The basal tectonic mélangé of the Cabo Ortegal Complex (NW Iberian Massif): a key unit in the suture of Pangea. *Journal of Iberian Geology*, **35**(2), 85-125.
- ARMSTRONG-ALTRIN, J.S. & VERMA, S.P. (2005) - Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments from known tectonic settings. *Sed. Geology*, **177**, 115-129.
- AUSICH, W.I., SÁ, A.A. & GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (2007) - New and revised occurrences of ordovician crinoids from southwestern Europe. *J. Paleont.*, **81**(6), 1374-1383.
- AZOR, A., GONZALEZ LODEIRO, F., HACAR RODRÍGUEZ, M., MARTIN PARRA, L.M., MARTINEZ CATALÁN, J.R. & PEREZ ESTAUN, A. (1992) - Estratigrafia y estructura del Paleozoico en el Dominio del Olló de Sapo. *In: Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra, J. & Rábano, I. (Eds.). Paleozoico Inferior de Ibero - América*, Univ. Extremadura, 469-483.
- AZOR, A., GONZALEZ LODEIRO, F., SIMANCAS, J.F. (1994) - Tectonic evolution of the boundary between the Central Iberian and Ossa-Morena zones (Variscan Beltm southwest Spain). *Tectonics*, **13**, 45-61.
- BAHLBURG, H., MARTIN, U., REISCHMANN, TH., SCHATZ, M., BACHTADSE V. & TAIT, J.A. (1997) - Northern Gondwanan origin of an early Ordovician volcanoclastic succession in northeastern Bavaria, Germany. *In: Pires, C.C., Gomes, M.E.P., Coke, C. (Eds.). Comum. XIV Reunião do Oeste Peninsular e Reunião Anual do PICG 376 (Laurentia, Gondwana, Báltica connections)*, UTAD, Vila Real, 309-310.
- BARCA, S., DURAND-DELGA, M., ROSSI, P. & ŠTORCH, P., (1996) - Les micaschistes panafricains de Corse et leur couverture paléozoïque: leur interprétation au sein de l'orogène varisque sud-européen. *Com. R. Ac. Sci. Paris*, [2a], **322**, 981-989.
- BARD, J.P., CAPDEVILA, R. & MATTE, PH., (1971) - La structure de la Chaîne Hercynienne de la Meseta Ibérique: comparaison avec les segments voisins. *Publ. Inst. Franç. Pétrol.*, **22**, 1-68.
- BARRERA, J.L., FARIAS, P., GONZALEZ LODEIRO, F., MARQUINEZ, J., MARTIN PARRA, L.M., MARTINEZ CATALAN, J.R., DEL OLMO SANZ, A., & DE PABLO MACIA, J.G. (1989) - Mapa y memoria de la Hoja nº 17-27 (Ourense/Verin) del Mapa Geológico de España, esc. 1/200.000. *Inst Geol. Min. España, Serv. Publ. Min. Ind.*, 284 pp.
- BATHIA, M.R. (1983) - Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *The Journal of Geology*, **91**(6), 611-627.
- BATHIA, M.R. & CROOK, K.A.W. (1986) - Trace element characteristics of graywackes and tectonic discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Minerol. Petrol.*, **92**, 181-193.
- BELLIDO, F., GALLASTEGUI, G. & DÍEZ MONTES, A. (2002) - Petrologia del macizo granítico de Manzalvos-Castromil (NO de la Zona Centro Ibérica). *GEOGACETA*, **32**, 143-146.
- BERSGSTRÖM, S.M., CHEN, X., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. & DRONOV, A. (2009) - The new chronostratigraphic classification of the Ordovician System and its relations to major regional series and stages and $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy. *Lethaia*, **42**, 97-107.
- BILLITON PORTUGUESA (1981) - Relatório dos trabalhos realizados no 1º semestre de 1981 relativo à área de Macedo de Cavaleiros. *In: Arquivos do L.N.E.G., S. Mamede de Infesta*, Agosto, 8 pp., 149 Anexos.
- BILLITON PORTUGUESA (1982a) - Relatório dos trabalhos realizados no 2º semestre de 1981 relativo à área de Macedo de Cavaleiros (*In: Arquivo Técnico do L.N.E.G., S. Mamede de Infesta*), 15 pp, 205 Anexos.
- BILLITON PORTUGUESA (1982b) - Relatório dos trabalhos realizados no 1º semestre de 1982 relativo à área de Macedo de Cavaleiros (*In: Arquivo Técnico do L.N.E.G., S. Mamede de Infesta*), 9 pp., 177 Anexos.
- BONJOUR, J.L., PEUCAT, J.J., CHAUVEL, J.J., PARIS, F. & CORNICHE, J. (1988) - U-Pb zircon dating of the Early Paleozoic (Arenigian) transgression in Western Brittany (France), a new constrain for the Lower Paleozoic time-scale. *Chem. Geol.*, **72**, 329-336.
- BRANDÃO, J.M., SILVA, A.R. & RIBEIRO, A. (1978) - Controle estrutural da mineralização de estanho e volfrâmio na antifórma Chaves - Mirando do Douro (Trás-os-Montes oriental). *Comum. Serv. Geol. Portugal*. Lisboa, **63**, 171-178.

- BRIDGES, J.C., PRICHARD, H.M. & MEIRELES, C., (1995) - Podiform chromitite-bearing ultrabasic rocks from the Bragança Massif, N Portugal: fragments of island arc mantle? *Geological Magazine*, **132**, 39-49.
- BRUM FERREIRA, D. (1981) - Carte Geomorphologique du Portugal. *Memórias do Centro de Estudos Geográficos*, Univ. Lisboa, **6**, 53 pp. Anexo Mapa Geomorfológico de Portugal, esc. 1:500.000.
- BURNAY BANK (1910) - *Internal Report of Mining Concessions*, Direcção Regional da Economia do Norte - Ministério da Economia e do Emprego, Porto.
- BURNAY BANK (1948) - *Internal Report of Mining Concessions*, Direcção Regional da Economia do Norte - Ministério da Economia e do Emprego, Porto.
- BUSBY, C. (2005) - Possible distinguishing characteristics of very deepwater explosive and effusive silicic volcanism. *Geology*, **33**(11), 845-848.
- CABRAL, J. (1995) - Neotectónica em Portugal Continental. *Mem. Inst. Geol. Mineiro*, Lisboa, **31**, 265 pp.
- CANTO MACHADO, M.J. & SANTOS, R. (2006) - Proficiency testing programs - a tool in the validation process of an analytical methodology for quantification of rare earth elements by ICP-MS. *SPECTRA ANALYSE*, **252**, 28-39.
- CAPDEVILLA, R. & FLOOR, P. (1970) - Les differents types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord-Ouest de l'Espagne. *Boletin Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, **81**, 215-225.
- CARRINGTON DA COSTA, J. S. (1931) - *O Paleozóico Português. Síntese e Critica*. Porto, 143 pp.
- CARRINGTON DA COSTA, J. S. (1950) - Notícia sobre a carta geológica do Buçaco, de Nery Delgado. *Publ. Especial, Serv. Geológicos de Portugal*, Lisboa, 1-27.
- CARVALHOSA, A. (1965) - Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, **11**, 1-130.
- CARVALHO, A. D. (1979) - Breves referências sobre Jazigos Auríferos Portugueses. *Bol. Minas*, Lisboa, **16**(3/4), 139-150.
- CASTRO PORTUGAL, J.M.R. (1912) - *Materiaes para o estudo da Riqueza Mineralógica da Província de Traz-os-Montes*. Oficinas do "Comércio do Porto", Porto, 54 pp.
- CASTRO, P., TASSINARI, C., PEREIRA, E., DIAS, G. & LETERRIER, J. (2003) - Geocronologia do complexo metamórfico de Mirando do Douro (NE Trás-os-Montes, Portugal). Implicações geodinâmicas. *VI Cong. Nac. Geol., Ciências da Terra*, UNL, Lisboa, n° esp., **5**, CD-ROM, D29-D30.
- CATÁLOGO DA EXPOSIÇÃO INDUSTRIAL PORTUGUESA (1888) - Exposição Industrial Portuguesa - Catálogo da Comissão Executiva da Secção de Minas. Neves Cabral, J.A.C. (Editor + vinte outros autores), 499pp.
- CATHELINEAU, M., BOIRON, M.C., GARCIA PALOMERO, F., URBANO, R., FLORIDO, P., PEREIRA, E.S., NORONHA, F., BARRIGA, F., MATEUS, A., YARDLEY, B & BANKS, D. (1993) - *Multidisciplinary studies of Au-vein formation: application to the western part of the Hesperian Massif (Spain - Portugal)*. Project n° MA2M-CT90-0033, Multiannual R&D Programme on "Primary raw materials and recycling of non-ferrous metals". Unpubl. Repport, 389 pp.
- CERVEIRA, A. M. (1967) - As minas de Montesinho. *Bol. Minas*, **4**(4), 211-224.
- CHAMINÉ, H. I. (2000) - *Estratigrafia e Estrutura da Faixa Metamórfica de Espinho - Albergaria-a-Velha (Zona de Ossa Morena): implicações geodinâmicas*. Tese Doutoramento (n/ publ.), *Dep. Geol. Fac. Ciências Univ. Porto*, 497 pp.
- CHAMON COBOS, C. & FERNANDEZ TOMAS, J. (1974) - Mapa y Memória de la Hoja n° 264 (Ginzio de Lima) del Mapa Geológico de España, esc. 1/50.000, 2ª serie - 1ª ed. (MAGNA). *Inst. Geol. Min. España, Serv. Publ. Min. Ind.*, 30 pp.
- CHAUVEL, J.J & PLUSQUELLEC, Y. (1987) - Découverte géologique en presqu'île de Crozon. Editions Ouest-France, 32 pp.
- CHEN, X, RONG, J., FAN, J., ZHAN, R., MITCHELL, C.E., HARPER, D.A.T., MELCHIN, M.J., PENG, P., FINNEY, S.C. & WANG, X. (2006) - The Global Boundary Stratotype section and Point (GSSP) for the base of the Hirnantian Stage (the uppermost of the Ordovician System). *Episodes*, **29**(3), 183-196.
- COCKS, L.R.M. (2000) - The Early Palaeozoic geography of Europe. *J. Geol. Soc. London*, **157**, 1-10.
- COKE, C. (2000a) - *Evolução geodinâmica do ramo sul da Serra do Marão - um caso de deformação progressiva em orógenos transpressivos*. Tese de Doutoramento, Univ. de Trás-os-Montes e Alto Douro, 330 pp.
- COKE, C. (2000b) - Litostratigrafia do Ordovícico inferior do ramo sul da Serra do Marão, Norte de Portugal. *Comun. Inst. Geol. Mineiro*, **87**, 13-34.
- COKE, C. & GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1995) - Novos achados fósseis de obolídeos (braquiópodes inarticulados) na base do Ordovícico da serra do Marão (autóctone da zona Centro Ibérica). *In: Rodriguez Alonso, M.D. y Gonzalo Corral, J.C. (Eds.). Comunicaciones de la XIII Reunión de Geología del Oeste Peninsular -*

- Caracterización y evolución de la cuenca Neoproterozoico - Cámbrica en la Península Ibérica /PICG 319-320. Salamanca, 47-48.*
- COKE, C. & GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (2001) - Braquiópodos Linguliformea del Ordovícico Inferior de la Serra do Marão (Zona Centroibérica, N de Portugal). *Boletín Geol. y Mineiro*, **112**(1), 33-50.
- COKE, C., PIRES, C.A.C. & RIBEIRO, A. (1995a) - Ocorrência de um filão de composição dacítica na Formação Xistenta (Landeiliano) no vale da ribeira do Ramalhão - Serra do Marão, e possível significado geotectónico. *Univ. Porto, Fac. Ciências, Mus. Lab. Min. Geol.*, **4**, 335-339.
- COKE, C., PIRES, C.A. & RIBEIRO, A. (1995b) - Ocorrência de corpos intrusivos de composição ácida na base do Ordovícico da serra do Marão (autóctone da Zona Centro Ibérica). In: Rodriguez Alonso, M.D. y Gonzalo Corral, J.C. (Eds.). *Comunicaciones de la XIII Reunión de Geología del Oeste Peninsular - Caracterización y evolución de la cuenca Neoproterozoico - Cámbrica en la Península Ibérica /PICG 319-320. Salamanca, 49-53.*
- COKE, C., PIRES, C.A. & SOUSA, M.B. (1995c) - A Base do Ordovícico no autóctone da Serra do Marão e a sua relação com o Cámbrico. In: Rodriguez Alonso, M.D. y Gonzalo Corral, J.C. (Eds.). *XIII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular - Caracterización y evolución de la cuenca Neoproterozoico - Cámbrica en la Península Ibérica /PICG 319-320. Salamanca, 54-58.*
- COMBES, A., CASSARD, D., COUTO, H., DAMIÃO, J., FERRAZ, P. & URIEN, P. (1992) - Caractérisation structurale des minéralisations aurifères de l'Arénigien dans la région de Valongo (Baixo Douro, Portugal). *Chron. Rech. Min.*, Paris, **509**, 3-15.
- CONDE, L.E.N. (1966) - Direcções de correntes na base do Ordovícico do afloramento de Amêndoa - Mação e sua importância paleogeográfica. *Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, **61**, 45-55.
- CONDE, L.E.N. (1971) - Existência em Portugal de uma série superior à "Formação Xistosa da Beira" e inferior ao Ordovícico. *Estudos Geológicos*, **36**, 131-138.
- CONDE, L.E.N., (1984) - *Excursão geológica à região de Ferreira do Zêzere - Abrantes*. Roteiro da VI Reunião do Grupo da Ossa - Morena, Coimbra, 7 pp.
- CONDE, L.E.N., (1986) - *Excursão geológica às zonas de Santiago de Montalegre (Sardoal) e Mação*. Acção Integrada Luso - Espanhola "Unificação de critérios para o estudo do Complexo Xisto Grauváquico", Coimbra.
- CONDE, L.N., PEREIRA, V., RIBEIRO, A. & THADEU D. (1971) - Jazigos hipogénicos de estanho e volfrâmio. I CHILAGE, *Livro-Guia da Excursão nº 7*, Direcção-Geral de Minas e Serviços Geológicos, Lisboa, 81 pp.
- CONDIE, K.C. (1991) - Another look at rare earth elements in shales. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 2527-2531.
- CONDIE, K.C. (1993) - Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, **104**, 1-37.
- CONY, P., JONES, D.L., & MONGER, J.W.H. (1980) - Cordilleran Suspect Terranes. *Nature*, **288**, 329-333.
- COOPER, A.H. (1980) - *The stratigraphy and palaeontology of the Ordovician to Devonian rocks of the area north of Dornes (near Figueiró dos Vinhos), Central Portugal*. Unpub. Ph.D. thesis, Univ. of Sheffield, England, 2 vol., 429 pp.
- COOPER, A.H. & ROMANO, M. (1982) - The Lower Ordovician stratigraphy of the Dornes - Figueiró dos Vinhos area, Central Portugal, with descriptions of *Merostomichnites* ichnop. and *Rosselia socialis*, two previously unrecorded trace fossils. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, **68**(1), 73-82.
- COOPER, A.H., ROMANO, M., DORNING, K.J. & EVANS, K.M. (2000) - The Silurian to Devonian sequence in the Dornes área, Central Portugal. In: Oliveira, J.T., Pereira, Z., Piçarra, J.M. & Meireles, C. (Edts.). *Silurian to Carboniferous successions of the SW Iberian Massif (Portugal)*. Field trip of the VIII International Meeting of IGCP 421, Évora, 19-26.
- COSTA, C.E.F.C. (2002) - *Cartografia e Património Geológico na região de "França -Montesinho" (Bragança, Parque Natural de Montesinho)*. Rel. Estágio (inédito), Univ. Minho, 41 pp.
- COTELO NEIVA, J.M. (1948) - *Rochas e minérios da região de Bragança-Vinhais*. *Rel. Serv. Fom. Min.*, **14**, 251 pp.
- COTELO NEIVA, J.M. & GOUVEIA, J. (1950) - Características dos minérios do jazigo de ferro de Guadramil. *Est. Not. Trab. S. F. M.*, Porto, **6**(1-4), 107-115.
- COUTO, H.M. (1993) - *As mineralizações de Sb-Au da região Dúrico - Beirã*. Fac. Ciências, Tese de Doutoramento, n. publ., Univ. Porto, 607 pp (2 vols.).
- COUTO, H. M. & GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1999) - Nota sobre algunos Diploporita (Echinodermata) de las pizarras de la Formación Valongo (Ordovícico Medio, Portugal). *Temas Geológico-Mineros*, ITGE, Madrid, **26**, 541-545.

- COUTO, H. M. & GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (2000) - Alguns fósseis raros ou pouco conhecidos da Formação de Valongo (Ordovícico médio, norte de Portugal). *In: Diez, J.B. & Balbino, A.C. (Eds.). I Congresso Ibérico de Paleontologia / XVI Jornadas de la Sociedad Española de Paleontologia / Simpósio do Grupo Espanhol e Ibérico PICG nº 410*. Évora, 191-192.
- COUTO, H.M., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. & ROGER, G. (1999) - Níveis fosfatados com lingulídeos do Arenigiano (Ordovícico) do Anticlinal de Valongo (Portugal). *Temas Geológico-Mineros*, ITGE, Madrid, **26**, 546-548.
- COUTO, H.M. & LOURENÇO, A. (2008a) - Cambrian - Ordovician transition in Valongo Anticline: evidences of a continental rift in a Gondwana passive margin. *Int. Geol. Congress Oslo, Norway, SES-07 Dynamics of sedimentary basins*, Abstract CD-Rom.
- COUTO, H.M. & LOURENÇO, A. (2008b) - The late Ordovician glaciation in Valongo Anticline: evidences of eustatic sea-level changes. *In: Kröger, B. & Servais, Th. (Eds.). Palaeozoic Climates - Int. Congress, IGCP 503*, Abstracts, August 22-31, Lille, France, p. 26.
- COUTO, H. M., PIÇARRA, J.M. & GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1997) - El Paleozoico del anticlinal de Valongo (Portugal). *In: Grandal d'Anglade, A., Gutiérrez-Marco, J.C. & Santos Fidalgo, L.L. (Eds.). "XIII Jornadas de Paleontología (Fósiles de Galicia) e V Reunión Internacional Proyecto 351 PICG, Paleozoico inferior del Noroeste de Gondwana"*. Coruña, 270-290.
- COUTO, H.M., ROGER, G. & SODRÉ BORGES, (2003) - Minas das Banjas: contributos para o conhecimento do Ordovícico do anticlinal de Valongo. *Ciências da Terra*, UNL, Lisboa, nº esp. V, CD-ROM, C28-C31.
- CRAMEZ, C (1962) - Contribuição para o conhecimento da petrografia de Trás-os-Montes. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, V. XIV, fasc. II-III, 171-178.
- CULLERS, R. (1988) - Mineralogical and chemical changes of soil and stream sediment formed by intense weathering of the Danburg granite, Georgia, U.S.A. *Lithos*, **21**, 301-314.
- CULLERS, R. L. & GRAF, J.L. (1994) - Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks. *In: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry*, 4th edition, 237-274.
- CUNHA, T. (1999) - Normas para a cartografia geológica digital (versão 5.0). *Dep. Geol. Inst. Geol. Min., Rel. Interno*, 14 itens, 114 pp.
- DALLMEYER, R. D. & GIL IBARGUCHI, J. I. (1990) - Age of the amphibolitic metamorphism in the ophiolitic unit of the Morais allochthon (Portugal): implications for early hercynian orogenesis in the Iberian Massif. *Journal of the Geological Society of London*, **147**, 873-878.
- DALLMEYER, R.D., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., ARENAS, R., GIL IBARGUCHI, J.I., GUTIÉRREZ ALONSO, G., FARIAS, P., ALLER, J. & BASTIDA, F. (1997) - Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: evidence from ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of regional fabrics. *Tectonophysics*, **277**, 307-337.
- DALLMEYER, R. D., RIBEIRO, A. & MARQUES, F. (1991) - Polyphase variscan emplacement of exotic terranes (Morais and Bragança Massifs) onto Iberian successions: Evidence from ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral ages. *Lithos*, **27**, 133-144.
- DARBOUX, J.R. (1991) - *Evolution tectonosédimentaire et structuration synmétamorphe des zones externes du segment hercynien ouest-européen: le modèle du domaine centre armoricain occidental*. These Doct. D'Etat, Univ. Bretagne Occidentale, Brest, 264 pp.
- DERRÉ, C., LÉCOLLE, M., NORONHA, F. & ROGER, G. (1982) - Minéralisations à Sn-W liées aux granitoïdes dans le Nord du Portugal, importance des processus magmatiques et métasomatiques hydrothermaux. *Comun. Serv. Geol. Port.*, **68**(2), 191-211.
- DIAS DA SILVA, Í. & GONZÁLEZ CLAVIJO, E. (2010) - New data on tectono-metamorphic evolution of the Peri-Transmontano domain (Schistose Domain) in Northeastern Portugal. *Bol. Geol y Minero*, **121**(1), 45-56.
- DIAS DA SILVA, Í., GONZÁLEZ CLAVIJO, E. & MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (2010a) - Estratigrafia da Zona Centro Ibérica na região de Palaçoulo (leste do Maciço de Morais, NE Portugal). *e-Terra, Revista Electrónica de Ciências da Terra*, ISSN 1645-0388. VIII Congresso Nacional de Geologia, GEOTIC - Sociedade Geológica de Portugal, **21** (12), 1-4.
- DIAS DA SILVA, Í., GONZÁLEZ CLAVIJO, E. & MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (2010b) - Evolução tectono - térmica de um sector da Zona Centro Ibérica na região de Palaçoulo (leste do Maciço de Morais, NE Portugal). *e-Terra, Revista Electrónica de Ciências da Terra*, ISSN 1645-0388. VIII Congresso Nacional de Geologia, GEOTIC - Sociedade Geológica de Portugal, **11** (14), 1-4.
- DIAS, G., BRILHA, J., PEREIRA, D.I., ALVES, M.I.C., PEREIRA, P., PEREIRA, E., FERREIRA, N., MEIRELES, C., CASTRO, P. & PEREIRA, Z. (2006) - *Geologia e Património Geológico dos Parques Naturais de Montesinho e do Douro*

- Internacional (Nordeste de Portugal): Caracterização do Património Geológico*. Relatório Final do Projecto PNAT/CTE/15008/99-FCT/INETI/UM, 60 pp, 5 anexos.
- DIAS, P.A. & LEAL GOMES, C. (2007) - Estudo da natureza protolítica das formações do Serro - Serra de Arga, Minho, Portugal - Contributo para o conhecimento da poligénese vulcano-sedimentar dos terrenos silúricos. *XV Semana e VI Cong. Ibérico de Geoquímica*, 154-157.
- DIAS, P.A. & LEAL GOMES, C. (2008) - Study of the vulcano-sedimentary nature of the Serro formations - Silurian terranes of Serra de Arga - Minho (Northern Portugal). *e- Terra, Rev. Elec. Ciências da Terra*, ISSN 1645-0388. GEOTIC - Sociedade Geológica de Portugal, **5** (9), 1-9.
- DIAS, P.A. & LEAL GOMES, C. (2010) - Anfibolitos e rochas relacionadas do Monteiro e dos verdes - hipótese de correlação riftogénica para alguns terrenos Silúricos da região de Arga (Minho). *e- Terra, Rev. Elec. Ciências da Terra*, ISSN 1645-0388. VIII Congresso Nacional de Geologia, GEOTIC - Sociedade Geológica de Portugal, **16**(7), 1-4.
- DIAS, R. (1986) - Estudo de um sector do autóctone de Trás-os-Montes Oriental a ENE de Moncorvo. Tese de Mestrado, n. publ., Univ. Lisboa, 153 pp.
- DIAS, R. (1994) - Regimes de deformação no autóctone da Zona Centro Ibérica: importância para a compreensão da génese do Arco Ibero - Armoricano. Tese de Doutoramento, Univ. Lisboa.
- DIAS, R., ARAÚJO, A., TERRINHA, P. & KULLBERG, C. (EDITORES) (2006a) - *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, Univ. Évora, Évora, 418 pp.
- DIAS, R., COKE, C. & RIBEIRO, A. (2006b) - Da deformação na serra do Marão ao zonamento do autóctone da Zona Centro Ibérica. *In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. & Kullberg, C., (Eds.). Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, Univ. Évora, Évora, 35-61.
- DIAS, R., MATEUS, A. & RIBEIRO, A. (2003) - Strain partitioning in transpressive shear zones in the southern branch of the Variscan Ibero-Armorican Arc. *Geodinamica Acta*, **16**, 119-129.
- DIAS, R. & RIBEIRO, A. (1993) - Porto - Tomar shear zone, a major structure since the beginning of the variscan orogeny. *Comun. Inst. Geol. Min.*, **79**, 31-40.
- DIAS, R. & RIBEIRO, A. (1994) - Constriction in a transpressive regime: an example in the Iberian branch of the Ibero-Armorican Arc. *J. Struct. Geol.*, **16**(11), 1543-1554.
- DIAS, R. & RIBEIRO, A. (1995a) - The Ibero-Armorican Arc: a collision effect against an irregular continent? *Tectonophysics*, **246**, 113-128.
- DIAS, R. & RIBEIRO, A. (1998) - Interaction between major sinistral wrench faults and coeval folds in a variscan transpressive regime (NE Portugal). *Comunic. Serv. Geol. Port.*, **85**, 19-27.
- DÍAZ GARCIA, F. (1983) - Estratigrafia y estructura del Complejo de Órdones y de la unidad del Olo de Sapo en el sector Pantin - Cabo Prior (La Coruña, Nw de España). *Trabajos de Geología*, **13**, 128-138.
- DÍAZ GARCIA, F. (1992) - Propuesta de una nueva zona en el Hercínico de la Península Ibérica. *Cuad. Labor. Xeol. Laxe*, **17**, 199-207.
- DÍAZ GARCIA, F., ARENAS, R., MARTÍNEZ CATALAN, J. R., GONZÁLEZ DEL TÁNAGO, J. & DUNNING, G. R. (1999) - Tectonic evolution of the Careón ophiolite (northwest Spain): a remnant of the oceanic lithosphere in the Variscan Belt. *Journal of Geology*, **107**, 587-605.
- DÍEZ BALDA, M.A. (1982) - *El Complejo Esquisto-Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca*. Tesis Doctoral (n. publ.). Dep. Geomorfología y Geotectónica. Fac. Ciencias, Univ. Salamanca, 279 pp.
- DÍEZ BALDA, M.A. (1986) - El Complejo Esquisto-Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca. *Acta Salamanicensis*, **52**, 162 pp.
- DÍEZ BALDA, M.A., VEGAS, R. & GONZÁLEZ LODEIRO (1990) - Central Iberian Zone (Autochthonous Sequences) 2.2 Structure, *In: Dallmeyer, R.D. & Martínez-García, E. (Eds.), Pré-Mesozoic Geology of Ibéria*, Springer-Verlag, 172-188.
- DÍEZ MONTES, A. (2006) - *La Geología del Dominio "Olo de Sapo" en las comarcas de Sanabria y Terra do Bolo*. Tesis Doctoral, Universidad Salamanca - IGME, 512 pp.
- DGOTDU (2005) - *Vocabulário de termos e conceitos do Ordenamento do Território. Direcção-Geral do Ordenamento do Território e Desenvolvimento Urbano*. Ministério do Ambiente, do Ordenamento do Território e do Desenvolvimento Regional. Col. Informação, (2ª ed.), **8**, 406 pp.
- DUARTE, M.L., COUTINHO, J., BARROS, R. & RIBEIRO, A. (1966) - Estudos geológicos no sinclinal de Moncorvo. *Bol. Minas, D.G.G.M*, Lisboa, **3**(1), 51-53.
- EINSELE, G. (1992) - *Sedimentary basins: evolution, facies and Sediment Budget*. Springer- Verlag, 628 pp.

- ENGLUND, J-O. & JØRGENSEN, P. (1973) - A chemical classification system for argillaceous sediments and factors affecting their composition. *GFF*, **95**(1), 87-97.
- EVENSEN N.M., HAMILTON, P.J. & O'NIONS, R.K. (1978) - Rare earth abundances in chondrite meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 1199-1212.
- FALKUM, T. & GRUNDTVIG, S. (2006) - Geochemical evidence in support of sedimentary precursors to Proterozoic silimanite-bearing rocks, Vest-Agder, South Norway. *NGU-Bull.*, **446**, 19-34.
- FARIAS, P. (1989) - *La Geología de la Región del Sinforme de Verín (Cordillera Herciniana, NW de España)*, Tesis Doctoral, Univ. Oviedo, 200 pp.
- FARIAS, P. (1990) - *La Geología de la Región del Sinforme de Verín (Cordillera Herciniana, NW de España)*. *Serie Nova Terra*, O Castro, **2**, 201 pp.
- FARIAS, P. & MARCOS, A. (1986) - La sucesión ordovícica en el flanco NE del sinclinal de Verín (Galicia, España). *Trab. Geol. Univ. de Oviedo*, **16**, 15-24.
- FARIAS, P. & MARCOS, A. (2004) - Dominio Esquistoso de Galicia - Trás-os-Montes (Zona de Galicia-Tras-os-Montes). Arenas, R., Martínez-Catalán, J.R. & Díaz Garcia, F. (Coords.). *Irr.* (Vera, J.A., Ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, 135-138.
- FARIAS, P. & MARQUÍNEZ, J. (1986) - Nuevos datos sobre la estructura geológica del area de Verin (Galicia), *Breviora Geol. Astúrica*, Año XXVII, Oviedo, **1**(2), 1-11.
- FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GONZÁLEZ LODEIRO, F., MARQUÍNEZ, J., MARTÍN PARRA, L.M., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., PABLO MACIÁ, J.G. & RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1987) - Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central, *Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências Univ. Porto*, **1**, 411-431.
- FERNÁNDEZ, A. F. (1994) - *Geología y metalogenia de las mineralizaciones sedimentarias de Fe ordovícicas del Sinforme de Alcañices (flanco S, Zamora)*, Tesis Doctoral, Univ. de Salamanca, 340 pp.
- FERNÁNDEZ, A.F., & MORO, M.C. (1991) - Las mineralizaciones sedimentarias de Fe ordovícicas de Latedo (Provincia de Zamora, España). *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol.*, Univ. Coimbra, **112**, 427-446.
- FERNÁNDEZ, A.F., & MORO, M.C. (1993) - Presencia de cloritoide en las pizarras ordovícicas del Sinforme de Alcañices (Zamora). *Geogaceta*, **14**, 140-142.
- FERNÁNDEZ, A.F., & MORO, M.C. (1995a) - Medio paleogeográfico y geotectónico de formación de los metasedimentos ordovícicos del Sinforme de Alcañices (Flanco S, Zamora). *XIII Reunión de Geol. del Oeste Peninsular*, Salamanca, 66-70.
- FERNÁNDEZ, A.F., & MORO, M.C. (1995b) - Presencia de *Girvanella* y trazas fósiles en los ironstones ordovícicos y metasedimentos encajantes de la provincia de Zamora (España). *Geogaceta*, **19**, 89-92.
- FERNÁNDEZ, A.F., & MORO, M.C. (1998) - Origin and depositional environment of Ordovician stratiform iron mineralization from Zamora (NW Iberian Peninsula). *Mineralium Deposita*, **33**, 606-619.
- FERNÁNDEZ, A.F., & MORO, M.C. & CEMBRANOS, M.L. (1992) - Características geoquímicas de los metasedimentos ordovícicos de Latedo y mineralizaciones de hierro asociadas (Zamora). *Actas III Cong. Geol. España y VIII Congr. Latinoamericano de Geol.*, Salamanca, **3**, 100-105.
- FERNÁNDEZ, A.F., & MORO, M.C. & CEMBRANOS, M.L. (2007) - Geoquímica de los cherts silúrico - devónicos de Zamora (España): origen y ambiente de depósito. *Actas da XV Semana / VI Cong. Ibérico de Geoquímica*, UTAD, Vila Real, 158-161.
- FERNÁNDEZ, A. F., MONTERO GOMEZ, J.M & MORO BENITO, M.C. (1995) - Los hierros sedimentarios ordovícicos del sinforme de Alcañices (Prov. De Zamora, España). *Bol. Geol. Y Min.*, **106**(5), 415-428.
- FERNÁNDEZ, F. J. & MARCOS, A. (1997) - Datos geoquímicos de los gneises de Chímparra y consideraciones sobre el origen de los gneises cuartzofeldspáticos del Complejo de Cabo Ortegal (NW de España). *In: Pires, C.C., Gomes, M.E.P., Coke, C. (Eds.). Comum. XIV Reunião do Oeste Peninsular e Reunião Anual do PICG 376 (Laurentia, Gondwana, Báltica connections)*, UTAD, Vila Real, 43-48.
- FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., DUNNING, G., JENNER, J.A. & GUTIÉRREZ ALONSO (2000) - Variscan collisional magmatism and deformation in NW Ibéria: constraints from U-Pb geochronology of the granitoids. *Jour. Geol. Soc.*, London, **157**, 565-576.
- FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., GUTIÉRREZ-ALONSO, G., JENNER, G.A. & TUBRETT, M. (1998) - Edades del basamento pré-varisco en ibéria: herancia icartiense, greenville y cadomiense en rocas del complejo Ollo de Sapo (NW de España). Estudio geocronológico mediante abación láser ICP-MS. *Stvd. Geol. Salamant.*, **34**, 103-121.
- FERNÁNDEZ TOMÁS, J., COORD. (1981) - Mapa y Memória de la Hoja nº 304 (Hermisende) del Mapa Geológico de España, esc. 1/50.000, 2ª serie - 1ª ed. (MAGNA), *Inst. Geol. Min. España, Serv. Publ. Min. Ind.*, 21 pp.

- FERRAGNE, A. (1972) - *Le Précambrien et le Paléozoïque de la province d'Orense (NW de l'Espagne): Stratigraphie - Tectonique - Métamorphisme*. Thèse. Univ. Bordeaux, 249 pp.
- FERREIRA, N., DIAS, G., MEIRELES, C. & SEQUEIRA BRAGA, M.A. (2000) - Carta Geológica de Portugal na Escala 1/50.000 e Notícia Explicativa da folha 5-D (Braga), Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 68 pp.
- FERREIRA, N., IGLÉSIAS, M., NORONHA, F., PEREIRA, E., RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M.L. (1987) - Granitóides da Zona Centro Ibérica e o seu enquadramento geodinâmico. *In: Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J.C., López Plaza, M. & Rodríguez Alonso, M.D. (Eds.) Geología de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hesperico*. Libro homenaje a L.C. Garcia de Figuerola, Dep. Geol. Fac. Cien. Univ. Salamanca, 37-51.
- FIGUEIREDO, M.J., MATEUS, A. & MEIRELES, C. (1995) - Características mineralógicas e geoquímicas do nível magnetítico ordovícico aflorante no sector de França (N de Bragança): Considerações preliminares sobre a sua génese. *Comunic. IV Congr. Nac. Geol.* Universidade do Porto, Fac. Ciências, Mus. Lab. Min. Geol., **4**, 553-557.
- FINNEY, S. (2005) - Global Series and Stages for the Ordovician System: a Progress Report. *Geologica Acta*, **3**(4), 309-316.
- FISHER, R.V. (1961) - Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. **72**, 1409-1414.
- FISHER, R.V. & SMITH, G.A. (1991) - Volcanism, tectonics and sedimentation. *In: Fisher, R. V., & Smith, G. A. (Eds.) Sedimentation in volcanic settings*. SEPM (Soc. for Sed. Geology), *Special Publication*, **45** (257 pp.), 1-5.
- FLOOR, P. (1966) - Petrology of an aegirine - riebeckite gneiss - bearing part of the Hesperian Massif: the Galineiro and surrounding areas, Vigo, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, **36**, 1-203.
- FOLK, R.L. (1965) - *Petrology of sedimentary rocks* (PDF version). Austin: Hemphill's Bookstore. 2nd ed. 1981, ISBN 0-914696-14-9, 190 pp.
- FONSECA, P. (1995) - *Estudo da Sutura Varisca no SW Ibérico nas regiões de Serpa - Beja- Torrão e Alvito - Viana do Alentejo*. PHD Thesis, GeoFCUL, Univ. Lisboa, 325 pp.
- FOX, D. J., (1970) - Tin mining in Spain and Portugal: a paper of information. *In: Fox, W., (Ed.), A Second Technical Conference on Tin, Bangkok, 1969, Conference Report*, Thailand Department of Mineral Resources, **70**(1), 223 - 265.
- FRANKE, W. (2000) - The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. *In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O. & Tanner, D. (Eds.) Orogenic Processes: quantification and modelling in the Variscan Belt*. *Geol. Soc. Special Publ.*, **179**, 35-61.
- FRANKE, W. & ZELAZNIEWICZ, A. (2000) - The eastern termination of the Variscides: terrane correlation and kinematic evolution. *In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O. & Tanner, D. (Eds.) Orogenic Processes: quantification and modelling in the Variscan Belt*. *Geol. Soc. Special Publ.*, **179**, 63-86.
- FROEDE, C.R. & HOWARD, R.O. JR. (2002) - The occurrence of septarian and non-septarian concretions in the Upper Cretaceous Blufftown Formation, Southwestern Georgia, U.S.A., and their relationship to synsedimentary seismicity. *Southeastern Geology*, **41**(1), 63-73.
- GALLASTEGUI, G., MARTIN PARRA, L.M., FARIAS, P., PABLO MACIA, J.G. & RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R. (1988) - Las metavulcanitas del dominio esquistoso de Galicia - Tras-os-Montes: petrografia, geoquímica y ambiente geotectónico (Galicia, NO de España). *Cuaderno Lab. Xeol. Laxe*, **12**, 127-139.
- GAMA PEREIRA, L.C. (1983) - A Formação dos Amarelos. *In: Regêncio Macedo, C.A., Bernardo de Sousa, M. & Gama Pereira L.C. (Eds.) Livro Guia das excursões geológicas realizadas em Portugal, VIII Reunião Geol. Oeste Peninsular*, Coimbra - Salamanca, 27-45.
- GAMA PEREIRA, L.C. & MACEDO, C.A.R. (1983) - Sobre a idade dos granitos de Figueiró dos Vinhos, Pedrogrão Grande e dum pegmatito do Casal do Zote (Dornes) no sector da sutura ZOM - ZCI, a N de Tomar (Portugal Central), implicações geotectónicas. *Comum. Serv. Geol. Portugal*, **69**(2), 265-266.
- GARCIA, D., COELHO, J. & PERRIN, M. (1991) - Fractionation between TiO₂ and Zr as a measure of sorting within shale and sandstone series (Northern Portugal). *European J. Miner.*, **3**, 401-414.
- GARRIDO, F. & BARBERÁ, M. (1980) - *Estúdio sedimentológico y metalogenético en el sector de Nuez de Aliste (Zamora)*. Unpubl. Memoir, Dep. Prospección Geol. y Geofísica, Univ. Barcelona, División de Minería y Geoquímica del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Salamanca, Billiton de España, S.A., Promotora de Recursos Naturales e Instituto Geol. Y Min. De España, Madrid, 111 pp.
- GEBAUER, D. (1993) - Intra-grain zircon dating within the Iberian Massif: "Ollo de Sapo" augengneis, bimodal gnaisses from the Massif de Guilleries (Girona), greywacke of the Tentudia Group (Série Negra, SW

- Spain) and the HP/HT - rock association at Cabo Ortegal (Galicia). *Comun. XII Reun. Geol. Oeste Pen.*, Évora, **5**(2), 41-46.
- GEBAUER, D., MARTÍNEZ-GARCÍA, E & HEPBURN, J.C. (1993) - Geodynamic significance, age and origin of the Ollo de Sapo augengneis (NW Iberian Massif, Spain). *Boston GSA annual meeting, abstracts with programs*, pág. 342.
- GIBBONS, W. & MORENO, M.T. (eds.), (2002) - *The Geology of Spain*, Geological Society, London, 649 pp.
- GIL IBARGUCHI, J.I., ABALOS, B., AZCARRAGA, J. & PUELLES, P., (1999) - Deformation, high-pressure metamorphism and exhumation of ultramafic rocks in a deep subduction / collision setting (Cabo Ortegal, NW Spain). *Journal of Metamorphic Geology*, **17**, 747-764.
- GILLESPIE, M.R. AND STYLES, M.T. (1999) - BGS Rock Classification Scheme, Volume 1. Classification of igneous rocks. *British Geological Survey Research Report*, (2nd edition), 52 pp.
- GIL SERRANO, G., MONTESETÍN LÓPEZ, V., MAURA AMUNATEGUI, C., LÓPEZ GARCIA, M.J. & FERRAGNE, A. (1977) - Mapa y Memória de la Hoja nº 337-338 (Latado - Alcañices) del Mapa Geológico de España, esc. 1/50.000, 2ª serie -1ª edición (MAGNA). *Inst. Geol. Min. España, Serv. Publ. Min. Ind.*, 26 pp.
- GOINHAS, J.A.C. (1985) - Prospecção mineira em Portugal - Áreas potenciais de aplicação dos projectos. *Bol. Minas, D.G.G.M.*, Lisboa, **22**(1), 5-95.
- GOINHAS, J.A.C. (1987) - Cadre Geologique et Metallogénique des Ressources Minerales du Portugal. *Chron. Rech. Min.*, **487**, 25-42.
- GOMES, C.L., MEIRELES, C. & CASTRO, P. (1997) - Estudo preliminar sobre a natureza poligénica de turmalinitos das unidades de Valença - Vila Nune e Minho Central - Ocidental (NW de Portugal) I - Análise estrutural e paragenética. *In: Pires, C.C., Gomes, M.E.P. & Coke, C. (Eds.), Comunic. XIV Reun. Geol. Oeste Penin.*, Vila Real, 85-90.
- GOMES, E.M.C., PEREIRA, L.C.G., MARQUES, R.M.C. & SILVA, M.M.V.G. (2007) - O granito do Coentral no quadro dos granitos ante-hercínicos da Zona Centro Ibérica: mineralogia, petrologia e geoquímica. *XV Semana de Geoquímica, VI Congresso Ibérico*, 113-116.
- GOMES, M., COKE, C., TEIXEIRA, R., AZEVEDO, M. & CORFU, F. (2009) - New insights in the Early Ordovician magmatism from the Marão anticline, Northern Portugal. *Goldschmidt Conference Abstracts, Geochim. Cosmochim. Acta*, **73** (13), Supl. 1, A450.
- GONÇALVES, F. (1971) - Subsídios par ao conhecimento geológico do Nordeste Alentejano. *Mem. Serv. Geol. Port.*, **18** (nova série), 62 pp.
- GONZÁLEZ CLAVIJO, E.J. (1997) - *La geología del informe de Alcañices, Oeste de Zamora*. Tesis Doctoral, Univ. Salamanca, Dep. Geología, 330 pp.
- GONZÁLEZ CLAVIJO, E.J. (2006) - *La geología del informe de Alcañices, Oeste de Zamora*. Série Nova Terra, Coruña, **31**, 238 pp.
- GONZÁLEZ CLAVIJO, E.J. & MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (2002) - Stratigraphic record of pre- to syn-orogenic sedimentation, and tectonic evolution of imbricate units in the Alcañices Sinform (NW Iberian Massif). *In: Martínez Catalán, J.R., Hatcher Jr., R.D., Arenas, R. & Diaz Garcia, F. (Eds.). Variscan - Appalachian dynamics: the building of the late Paleozoic basement*. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Special Paper **364**, 17-35.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981a) - Posición de las series infraordovícicas en el extremo oriental del Sistema Central y su correlación. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, **2**, 125-134.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981b) - La estructura del anticlinorio del "Ollo de Sapo" en la región de Hiendelaencina (extremo oriental del Sistema Central Español). *Cuad. Geol. Ibérica*, **7**, 535-545.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F., DIEZ MONTES, A. & MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (2004) - Domínio do Ollo de Sapo. *In: Vera J.A. (Ed.). Geología de España, SGE-IGME*, Madrid, 69-78.
- GOUVEIA, J.A. C. (1956) - O jazigo de ferro de Guadramil. *Est. Not. Trab. do Serv. Fom. Min.*, **11**(3-4), 119-145.
- GOUVEIA, J. A. C. & FERREIRA, F. M. (1950) - Notícia sobre o valor económico de jazigo de Guadramil. *Est. Not. e Trab. do S. F. M.*, Porto, **6**(1-4), 116-131.
- GOURVENNEC, R., PLUSQUELLEC, Y., PEREIRA, Z., PIÇARRA, J.M., LE MENN, J., OLIVEIRA, J.T., ROMÃO J. & ROBARDET, M. (2008) - A reassessment of the Lochkovian (Lower Devonian) benthic faunas and palynomorphs from the Dornes region (southern Central Iberian Zone, Portugal). *Comunic. Geol.*, **95**, 5-25.
- GROMET, T.L., DYMEK, R.F., HASKIN, L.A. & KOROTEV, R.L. (1984) - The "North American Shale Composite": its compilation, major and trace element characteristics. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, 2469-2482.
- GROVE, T.L. & KINZLER, R.J. (1986) - Petrogenesis of andesites. *Am. Rev. Earth Sci.*, **14**, 417-454.

- GUTIÉRREZ-ALONSO, G., MURPHY, J.B., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J. & HAMILTON, M.A. (2008) - Rifting along the northern Gondwana margin and the evolution of the Rheic Ocean: a Devonian age for the El Castillo volcanic rocks (Salamanca, Central Iberian Zone). *Tectonophysics*, **461**, 157-165.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., ARAMBURU, C., ARBIZU, M., BERNÁRDEZ, E., HACAR RODRÍGUEZ, M.P., MÉNDEZ-BEDIA, I., MONTESINOS LÓPEZ, R., RÁBANO, I., TRUYOLS, J. & VILLAS, E. (1999a) - Revisión bioestratigráfica de las pizarras del Ordovícico Medio en el noroeste de España (zonas Cantábrica, Asturoccidental-leonesa y Centroibérica septentrional). *Acta Geologica Hispanica*, **34**(1), 3-87.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J. C., GHIENNE, J.F., BERNÁRDEZ, E. & HACAR, M.P. (2010) - Did the Late Ordovician African ice sheet reach Europe? *Geology*, Geol. Society of America, **38**(3), 279-282.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., LUNAR, R. & AMOROS, J.L. (1984a) - Los depósitos de hierro oolítico en el Ordovícico de España. Significado paleogeográfico. *I Cong. Español Geol.*, **2**, 501-525.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., RÁBANO, I., COUTO, H. & PIÇARRA, J.M. (2000) - Plumúlídeos (MACHAERIDIA) de la Formación Valongo (Ordovícico médio, Portugal). *In: Diez, J.B. & Balbino, A.C. (Eds). I Congresso Ibérico de Paleontología / XVI Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología / Simpósio do Grupo Espanhol e Ibérico PICG nº 410*. Évora, 193-194.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., RÁBANO, I., PRIETO, M. & MARTÍN, J. (1984b) - Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotiviense) en la parte meridional de la Zona Centroibérica (España). *Cuad. Geol. Ibérica*, **9**, 287-319.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., RÁBANO, I., SARMIENTO, G.N., ACEÑOLAZA, G.F., SAN JOSÉ, M.A., PEREN, A.P., HERRANZ, P., COUTO, H.M. & PIÇARRA, J.M. (1999b) - Faunal dynamics between Ibéria and Bohemia during the Oretanian and Dobrotivian (late Middle-earliest Upper Ordovician), and biogeographic relations with Avalonia and Báltica. *Acta Universitatis Carolinae - Geologica*, **43**(1/2), 487-490.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., REBELO, A., RÁBANO, I. & PIÇARRA, J.M. (1995) - Novas observações bioestratigráficas na Formação Xistenta (Ordovícico Médio) do sinclinal de Moncorvo (Trás-os-Montes, Nordeste de Portugal). *IV Cong. Nac. de Geologia, Univ. Porto, Museu Lab. Min. Geol.*, **4**, 91-95.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., ROBARDET, M. & PIÇARRA, J.M. (1998) - Silurian Stratigraphy and Paleogeography of the Iberian Peninsula (Spain and Portugal). *In: Proceedings 6th Int. Graptolit Conference (GWG-IPA) & 1998 Field Meeting, IUGS Subcommission on Silurian Stratigraphy (J.C. Gutiérrez-Marco & I. Rábano, eds).* *Temas Geológico-Mineros ITGE*, Madrid, **23**, 13-44.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., ROBARDET, M., RÁBANO, I., SARMIENTO, G.N., SAN JOSÉ, M.A., HERRANZ ARAÚJO, P. & PIERENPIDAL, A.P. (2002) - Chapter 4: Ordovician. *In: Gibbons, W. & Moreno, M.T. (Eds.). The Geology of Spain*. The Geological Society of London, 31-47.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., SAN JOSÉ, M.A. & PIEREN, A.P. (1990) - Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy. *In: Dallmeyer, R.D. & Martínez-García, E. (Eds). Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer Verlag, Heidelberg, 160-171.
- HALLSWORTH, C.R. & KNOX, R. W. O'B. (1999) - BGS Rock Classification Scheme (Vol. 3). Classification of sedimentary rocks. *BGS Research Report*, 46 pp.
- HAVLÍČEK, V. & MAREK, L. (1973) - Bohemian Ordovician and its international correlation. *Časopis Pro Mineralogii a Geologii*, **18**(3), 225-232.
- HAYASHI, T., TANIMIZU, M. & TANAKA, T. (2004) - Origin of negative Ce anomalies in Barberton sedimentary rocks, deduced from La-Ce and Sm-Nd isotope systematics. *Precambrian Research*, **135**, 345-357.
- HAMMANN, W., ROBARDET, M., ROMANO, M., GIL CID, M.D., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., HERRANZ, P., MARCOS, A., MARTÍN, J., PELÁEZ, J.R., PÉREZ ESTAÚN, A., PRIETO, M., RÁBANO, I., SAN JOSÉ, M.A. DE, TRUYÓLS, J., VEGAS, R., VILAS, L., VILLAS, E., VILLENA, J. (1982) - The Ordovician System in southwestern Europe (France, Spain and Portugal). *IUGS Publ.* **11**, 1-47.
- HARKER, A. (1909) - *The natural history of igneous rocks*, Methuen & Co., London, 384 pp.
- HASKIN, M.A. & HASKIN, L.A. (1966) - Rare earth in European shales: a redetermination. *Science*, **154**, 507-709.
- HERRON, M. M. (1988) - Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J. Sed. Petrology*, **58**, 820-829.
- HENRY, J.L., NION, J., PARIS, F. & THADEU, D. (1973-1974) - Chitinozoaires, Ostracodes et Trilobites de l'Ordovicien du Portugal Serra do Buçaco et du Massif Armoricaín: essai de comparation et signification paléogéographique. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, **57**, 303-345.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1942) - El Sistema Siluriano. El Siluriano de Zamora. *In: Explicación del nuevo Mapa Geológico de España*. **2**(1), 169-173.

- HUFF, W. D. (2006) - Volcanism and its contribution to mudrock genesis. *Turkish J. Earth Sci.*, **15**, 111-122.
- IGLÉSIAS, M.P.L. & CHOUKROUNE, P. (1980) - Shear Zones in Iberian Arc. *Jour. Struct. Geol.*, **2**, 63-68.
- IGLÉSIAS, M.P.L. & RIBEIRO, A. (1981a) - Zones de cisaillement ductile dans l'Arc Ibéro-Armoricain. *Comun. Serv. Geol. Port.*, **67**(1), 85-87.
- IGLÉSIAS, M.P.L. & RIBEIRO, A. (1981b) - La zone de cisaillement ductile de Juzbado (Salamanca) - Penalva do Castelo (Viseu): un linéament ancien réactivé pendant l'orogénèse hercynienne? *Comun. Serv. Geol. Port.*, **67**(1), 89-93.
- IGLÉSIAS, M.P.L. & RIBEIRO, A. (1981c) - Position stratigraphique de la Formation "Ollo de Sapo" dans la région de Zamora (Espagne) - Miranda do Douro (Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, **67**(2), 141-146.
- IGLÉSIAS, M.P.L., RIBEIRO, M.L. & RIBEIRO, A. (1983) - La interpretation aloctonista de la estructura del Noroeste Peninsular. *In: Comba, J.A (Coord.), Geologia de España. Libro Jubilar J.M. Rios*. Tomo I, Inst. Geol. y Minero España, Madrid, 459-467.
- IGLÉSIAS, M. & ROBARDET, M. (1980) - EL Silúrico de Galicia Média (Central), su importância en la Paleografía varisca. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, **1**, 99-115.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. (1971) - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, **8**, 523-548.
- ISSC (1994) - *International Subcommission on Stratigraphic Classification, International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure*. Amos Salvador (Ed.), 2nd Ed., International Union Geological Sciences, Geological Society of America. Trondheim, Boulder, Colorado, 214 pp.
- JAEGER, H. & ROBARDET, M. (1979) - Le Silurien et le Devonien basal dans le nord de la province de Seville (Espagne). *Géobios*, **12**(5), 687-714.
- JENSEN L.S. & PYKE, D.R. (1982) - Komatiites in the Ontario portion of the Abitibi belt. *In: Arndt, N.T. & Nisbet, E.G. (Eds.), Komatiites*. George Allen & Unwin, London, 147-157.
- JULIVERT, M. (1971) - Décollement tectoniques in the Hercynian Cordillera of NW Spain. *Amer. Jour. Sci.*, **270**, 1-29.
- JULIVERT, M. & MARTÍNEZ, F.J. (1983) - Estructura de conjunto y visión global de la Cordillera Herciniana. *In: Comba, J.A (Coord.), Geologia de España. Libro Jubilar de J. M. Rios*. Tomo I, Inst. Geol. y Minero España, Madrid, 612-630.
- JULIVERT, M. & TRUYOLS, J. (1983) - El Ordovícico en el Macizo Ibérico. *In: Comba, J.A. (Coord.), Geologia de España, Libro Jubilar de J.M.Rios*. Tomo I, Inst. Geol. y Minero España, Madrid, 192-246.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1972) - Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, 1:1.000.000, *Inst. Geol. Min. España*.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1974) - Memória Explicativa del Mapa Tectónico de la Península Iberica y Baleares. *Inst. Geol. Min. España*, 113 p.
- KENT, D.V., DIA, O. & SOUGY, J.M.A. (1984) - Paleomagnetism of Lower-Middle Devonian and Upper Proterozoic-Cambrian (?) rocks from Mejeria (Mauritania, West Africa). *In: Van der Voo, R., Scotese, C.R. & Bonhommet, N. (Eds.), Plate Reconstruction from Paleozoic Paleomagnetism*. Am. Geophys. Union, Geodyn.Ser., **12**, 99-115.
- KEPPIE, J.D. & DALLMEYER, R.D. (1989) - Pre-Mesozoic terranes in circum-Atlantic Phanerozoic orogens. 28th Internat. Geol. Congr., Washington, USA, *Abstracts*, V.2, 176-177.
- KOSSMAT, F. (1927) - Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. *Abhandlungen des Sächsischen Geologischen Landesamtes*, **1**, 1-39.
- LANCELOT, J.R., ALLEGRET, A. & IGLESIAS, M. (1985) - Outline of upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberan Peninsula according to U-Pb dating of zircons. *Earth Planet., Sci. Lett.*, **74**, 325-337.
- LA ROCHE, M.H. (1966) - Sur l'usage du concept d'association minérale dans l'étude chimique des roches: modèles chimiques statistiques, représentations graphiques, classification chimico-minéralogique. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sér. D*, **262**, 1665-1668.
- LA ROCHE, M.H. (1968) - Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires: un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. *C. R. Acad. Sci., Paris, Sér. D*, **267**, 39-42.
- LE BAS, M.J., LE MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A. & ZANETTIN, B. (1986) - A Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali- silica diagram. *J. Petrology*, **27**(3), 745-750.

- LE MAITRE, R.W., BATEMAN, P., DUDEK, A., KELLER, J., LAMEYRE, LE BAS M.J., SABINE, P.A., SCHIMID, R., SORENSEN, H., STRECKEISEN, A., WOOLLEY, A.R. & ZANETTIN, B. (1989) - *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford, 193pp.
- LEMONS DE SOUSA, M.J. & NORONHA, F. (1998) - A Classificação-Quadro Internacional das Nações Unidas para reservas / recursos (versão de 1997). *Bol. Minas*, Lisboa, **35**(3), 259-275.
- LOPES, G., VAZ, N., SEQUEIRA, A.J.D., PIÇARRA, J.M., FERNANDES, P. & PEREIRA, Z. (2011) - New insights on the Hirmantian palynostratigraphy of the Rio Ceira Section, Buçaco, Portugal. *In: Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I. & Garcia-Bellido, D. (Eds.), Ordovician of the World. Cuadernos del Museo Geominero, Inst. Geol. Min. España, Madrid*, **14**, 319-325.
- LOTZE, F. (1945) - Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotkt. Forsch.*, nº 6, 78-92.
- LOTZE, F. (1950) - Observaciones respecto a la division de los variscides de la Meseta Ibérica. *Publ. extrangeras sobre geologia de España*, **5**, 149-166.
- LOTZE, F. (1956) - Über sardischen Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen Faltung. *Geotekt Symp. zu Ehren Hans Stille*, 129-139.
- MANUPPELLA, G. & BALACÓ MOREIRA, J.C. (1990) - Calcários e dolomitos de Trás-os-Montes e Alto Douro. Análise dos graus de explorabilidade e utilização. *Estudos, Notas e Trabalhos, D.G.G.M.*, **32**, 3-35.
- MARCOS, A. & FARIAS, P. (1999) - La estructura de las láminas inferiores del Complejo de Cabo Ortegal y su autóctono en el área de Chantada (Galicia, NO de España). *Trabajos de Geologia*, **21**, Univ. de Oviedo, 201-218.
- MARCOS, A. & LLANA FUÑEZ, S. (2002) - Estratigrafía y estructura de la lámina tectónica del para-autóctono y de su autóctono en el área de Chantada (Galicia, NO de España). *Trabajos de Geologia*, Univ. de Oviedo, **23**, 53-72.
- MARQUES, F. (1989) - *Estudo estrutural das rochas catazonais da sinforma de V. Boa de Ousilhão (Bragança, Trás-os-Montes)*. Dissertação PAPCC, Depart. Geol. Univ. Lisboa, 195 pp.
- MARQUES, F. (1994) - *Estudo tectónico das rochas infracrustais do manto de soco do SW do maciço de Bragança (Trás-os-Montes)*. Tese de Doutoramento, Depart. Geol. Univ. Lisboa, 196 pp.
- MARQUES, F., MUNHÁ, J., RIBEIRO, A., ROGERS, G. & SANTOS, J. (1995) - Lower Palaeozoic metamorphism during extension of Precambrian continental crust in the Bragança CAT: new Nd isotopic data. *Terra Nova*, **7**, abstr. suppl. 1, pág. 106.
- MARQUES, F.G., RIBEIRO, A. & MUNHÁ, J.M. (1996) - Geodynamic evolution of the Continental Allochthonous Terrane (CAT) of the Bragança Nappe Complex, NE Portugal. *Tectonics*, **15**, 747-762.
- MARQUES, F.G., RIBEIRO, A. & PEREIRA, E. (1991-1992) - Tectonic evolution of the deep crust: variscan reactivation by extension and thrusting of Precambrian basement in the Bragança and Morais massifs (Trás-os-Montes, NE Portugal). *Geodinamica Acta* (Paris), **5**(1-2), 135-151.
- MARTIN, R.F. & PIWINSKII, A.J. (1972) - Magmatism and tectonic setting. *J. Geophys. Res.*, **77**, 4966-4975.
- MARTIN-SERRANO, A. (1988) - *El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del macizo Hespérico*. Instituto de Estudios Zamoranos "Florian de Ocampo", Zamora, 311 pp.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1985) - Estratigrafía y estructura del Domo e Lugo (sector oeste de la Zona Asturoccidental-Leonesa), *Corpus Geol. Gallaeciae* (2ª serie), **2**, 291 pp.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1990) - A non-cylindrical model for the northwest Iberian allochthonous terranes and their equivalents in the Hercynian belt of Western Europe. *Tectonophysics*, **179**, 253-272.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., ARENAS, R., DIAZ GARCIA, F. & ABATI, J. (1999) - Allochthonous units in the Variscan belt of NW Iberia. Terranes and accretionary history. *In: Sinha, A.K. (Ed.). Basement Tectonics*, Kluwer Academic Publishers, **13**, 65-84.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., ARENAS, R., DIAZ GARCIA, F., GÓMEZ-BARREIRO, J., GONZÁLEZ CUADRA, P., ABATI, J., CASTIÑEIRAS, P., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S., ANDONAEGUI, P., GÓNZALEZ CLAVIJO, E., Díez MONTES, A., RUBIO PASCUAL, F.J. & VALLE AGUADO, B. (2007) - Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif. Implications for the comprehension of the Variscan Belt. *In: Hatcher, R.D., Jr., Carlson, M.P., McBride, J.H. & Martínez Catalán, J.R. (Eds.). 4-D framework of continental crust*. Geological Society of America, **200**, 403-423.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., JENNER, G.A., BELOUSOVA, E. & Díez MONTES, A. (2004a) - Provenance constraints from detrital zircon U-Pb ages in the NW Iberian Massif: implications for Palaeozoic plate configuration and variscan evolution. *J. Geol. Society of London*, Vol. 161, 463-476.

- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., MEIRELES, C., GONZÁLEZ CLAVIJO, E., BELOUSOVA, E. & SAEED, A. (2008) - U-Pb detrital zircon ages in synorogenic deposits of the NW Iberian Massif: interplay of syntectonic sedimentation and thrust tectonics. *J. Geol. Society of London*, **165**, 687-698.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., MARTÍNEZ POYATOS, D. & BEA, F. (coords.) (2004b) - Zona Centro Ibérica. *In: VERA, J.A. (Ed.), Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 68-133.
- MARTÍNEZ-GARCIA, E. (1971) - Esquema Geológico del Noroeste de la Provincia de Zamora (NW España). *I CHILAGE*, Lisboa - Madrid, **1**(4), 273-286.
- MARTÍNEZ-GARCIA, E. (1972) - El Silurico de San Vitero (Zamora). Comparación con series vecinas e importancia orogénica. *Acta Geol. Hisp.*, **7**(4), 104-108.
- MARTÍNEZ-GARCIA, E. (1973) - Deformacion y metamorfismo en la zona de Sanabria. *Stud. Geol. Salmaticensia*, Salamanca, **5**, 7-106.
- MARTÍNEZ-GARCIA, E. (1981) - El Paleozoico de la Zona Cantábrica Oriental, Nw de España. *Trab. Geol.*, **11**, 95-127.
- MARTÍNEZ-GARCIA, E., QUIROGA DE LA VEGA, J. L. (1993) - Estrutura de la antiforma del Olló de Sapo en el sector de Sanabria-Alcañices (Zamora, Orense, NW de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, Coruña, **18**, 27-35.
- MATEUS, A. & BARRIGA, F. (1990) - Metallogenetic Implications of the Geochemistry of the Vilarica Fault Breccias: a preliminary study. *VIII Semana de Geoquímica, Resumos das Comunic.*, 12-15 Dez., Lisboa.
- MATTE, PH. (1964) - Sur le volcanisme silurien du synclinal de Truchas (Nord-ouest de l'Espagne), *C.R. Som. Soc. Geol. France*, **2**, 243-245.
- MATTE, PH. (1968) - La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Extrait Trav. Lab. Geol. Fac. Sc. Grenoble*, **44**, 128 pp.
- MATTE, PH. (1986a) - La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifères. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), t. II, n°1, 9-24.
- MATTE, PH. (1986b) - Tectonics and plate tectonics model for the variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, **126**, 3329-374.
- MATTE, PH. (1991) - Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*, **196**, 309-337.
- MATTE, PH. (2001) - The variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, **13**(2), 122-128.
- MATTE, PH. & BURG, J.P. (1981) - Sutures, thrusts and nappes in the Variscan Arc of western Europe: plate tectonic implications. *In: Mc Clay, K.R. & Price, N.J. (Eds.). Thrust and Nappes Tectonics*. The Geol. Soc. London, Sp. Publ., 353-358.
- MATTE, PH. & RIBEIRO, A. (1967) - Les rapports tectoniques entre le Précambrien ancien et le Paléozoïque dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique: grandes nappes ou extrusions? *C. R. Ac. Sc. Paris*, **264**, 2268-2271.
- MATTE, PH. & RIBEIRO, A. (1975) - Forme et orientation de l'ellipsoïde de déformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'arc ibéro-armoricain. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **280**, 2825-2828.
- MCDougALL, N., BRENCHLEY, P.J., REBELO, J. & ROMANO, M. (1987) - Fans and fan deltas precursors to the Armorican Quartzite (Ordovician) in western Iberia. *Geol. Mag.*, **124**, 347-359.
- MCLENNAN, S.M. (1989) - Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *In: Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. Rev. Miner.*, **21**, 169-200.
- MCLENNAN, S.M. & TAYLOR, S.R. (1991) - Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. *The Jour. Geol.*, **99**(1), 1-21.
- MEDEIROS, A. C. (1950) - Geologia do jazigo de ferro de Guadramil. *Est. Not. Trab. S. F. M.*, Porto, **6**(1-4), 82-106.
- MEDEIROS, A. C. (1975) - *Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000. Notícia Explicativa da folha 4C (Deilão)*. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 21 pp.
- MEDINA, J., TASSINARI, C.C.G. & PINTO, M.S. (1993) - Idade Rb-Sr no Complexo Xisto-grauváquico na região de Mortágua (Portugal Central). *In: Noronha, F., Marques, M. & Nogueira, P. (Eds.). Memórias n°3, IX Semana de Geoquímica e II Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*, Porto, 309-403.
- MEDINA, J., RODRÍGUEZ ALONSO, M. D. & ALONSO GAVILÁN G. (1998) - Sedimentação em plataforma siliciclástica do Grupo das Beiras na região do Caramulo - Buçaco (Portugal Central). *Com. Inst. Geol. Min. Portugal*, **85**, 39-71.

- MEIRELES, C. (1991) - *Síntese sobre os modelos metalogénicos das ocorrências de ouro em Portugal*, Relat. Interno, D.G.G.M, Porto, 42 pp.
- MEIRELES, C. (1997) - Descoberta de schyphocrinóides em xistos carbonosos de Guadramil (NE Transmontano). In: Pires, C.C., Gomes, M.E.P., Coke, C. (Eds.). *Comum. XIV Reunião do Oeste Peninsular e Reunião Anual do PICG 376 (Laurentia, Gondwana, Báltica connections)*, UTAD, Vila Real, 297 - 300.
- MEIRELES, C. (1998) - Estudo preliminar de filões básicos no Paleozóico a norte de Bragança. *4ª Conferência Annual GGET, Univ. Porto. GEOlogos*, 2, 85-88.
- MEIRELES, C. (2000a) - *Carta Geológica de Portugal na Escala 1/50 000 e notícia explicativa da Folha 3-D (Espinhosela)*, Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 64 pp.
- MEIRELES, C. (2000b) - *Carta Geológica de Portugal na Escala 1/50 000 e notícia explicativa da Folha 4-C (Deilão)*, 2ª Ed., Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 28 pp.
- MEIRELES, C. (2000c) - Espinhosela and Deilão área (Bragança, north Portugal): a geological synthesis. In: Variscan - Apalachian dynamics: the building of the Upper Paleozoic basement. *Basement Tectonics* 15, A Coruña, Spain, Program and Abstracts, 261-263.
- MEIRELES, C. & CARVALHO, J. (1992) - Proposta de enquadramento metalogénico das ocorrências de Au em Portugal. (Painel), *XIV Reunión de Xeoloxia e Minería do NO Peninsular - "Zonas de Cizalla y Mineralizaciones en el Hercínico Peninsular"*, Resumes, Laxe, Corunha, 53-54.
- MEIRELES, C., CASTRO, P. & PEREIRA, E. (1997) - Novos dados litoestratigráficos, estruturais e metamórficos do Paleozóico da região de Braga. *Comunic. XIV Reun. Geol. Oeste Penin.*, Vila Real, 301 - 304.
- MEIRELES, C., DIAS, G., BRILHA, J. & PEREIRA, P. (2005) - *Os recursos geológicos e o património geológico do Parque Natural de Montesinho. Contributo para o seu plano de ordenamento*. Relat. I.N.E.T.I. e Univ. Minho, 46 pp, 5 Mapas anexos.
- MEIRELES, C., FERREIRA, N. & LOURDES REIS, M. (1987) - Variscite Occurrence in Silurian Formations from Northern Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 73(1/2), 21-27.
- MEIRELES, C. & MARQUES, E. (2009) - *O Sistema Ordovícico - Uma proposta de trabalho para as Normas de Cartografia Geológica Digital*. (Relat. Interno). Lab. Nacional de Energia e Geologia, S. Mamede de Infesta, 11 pp.
- MEIRELES, C., MOREIRA, A., PEREIRA, A.P., PARRA, A. & MARTINS, L. P. (2002a) - *Nota Explicativa do Mapa de Condicionantes dos Recursos Geológicos, Plano Director Municipal de Bragança*. Relat. Interno, Instituto Geológico e Mineiro, Porto, 39 pp., VI anexos.
- MEIRELES, C., MOREIRA, A., PEREIRA, A.P., PARRA, A. & MARTINS, L. P. (2003) - Mapa de Recursos Geológicos: exemplo do Plano Director Municipal de Bragança. *Livro de Actas do III Semi. Recur. Geo., Amb. Ordena. Território*. Departamento de Geologia, UTAD, Vila Real, 337-345.
- MEIRELES, C., PEREIRA, D.I., ALVES, I.C. & PEREIRA, P. (2002b) - Interesse patrimonial dos aspectos geológicos e geomorfológicos da região de Aveleda - Baçal (Parque Natural de Montesinho, NE de Portugal). *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, 89, 225-238.
- MEIRELES, C., PEREIRA, E., FERREIRA, N. & CASTRO, P. (2006) - O Ordovícico da Serra da Marofa: novos dados litoestratigráficos e estruturais. In: Mirão, J. & Balbino, A. (Eds.). *VII Cong. Nac. Geologia*, Évora, 2, 641-644.
- MEIRELES, C., RIBEIRO, A. & PEREIRA, E. (1995) - Contribuição para o conhecimento da Litoestratigrafia e Tectónica do Paleozóico a Norte de Bragança. In: Sodrê Borges, F., & Marques, M. (Eds.), *IV Congresso Nacional de Geologia*, Fac. Ciências, Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Porto, 4, 349-353.
- MEIRELES, C., RIBEIRO, M.A., COUTO, M.H. (2007) - The Parautochthonous Thrust Complex in Trás-os-Montes: essay of tectonostratigraphic correlation between Bragança and V. Pouca de Aguiar sectors. (Poster and abstract). *Galicía Meeting 2007, International Geoscience Programme IGCP 497*, 162-163.
- MEIRELES, C. & RIBEIRO, M.L. (1990) - Enquadramento geológico das Unidades alóctones inferiores do Maciço de Bragança. *VIII Semana de Geoquímica*, Lisboa. Resumos das Comunicações.
- MEIRELES, C. & SÁ, A.A. (2001) - *As Pedras Escrevidas do Alto do Martim Preto (Guadramil): mistério esclarecido*. *II Seminário de Recursos Naturais do Nordeste Transmontano*. Comum. Oral, Escola Superior de Educação, Bragança.
- MEIRELES, C., SÁ, A.A., PIÇARRA, J. M. & GONZÁLEZ CLAVIJO, E. (2006) - Novos avanços no conhecimento do limite Ordovícico-Silúrico na região de Trás-os-Montes (NE Portugal). In: Mirão, J. & Balbino, A. (Coord.). *VII Cong. Nac. Geologia*, Vol. II, Évora, 645-648.
- METODIEV, D. & ROMÃO, J. (2008) - Novos dados sobre a estrutura em sinclinal complexo de Vila Velha de Ródão (bordo SW da Zona Centro-Ibérica). *Museu Lab. Minera. e Geol.*, Univ. Porto, 13, 30-34.

- METODIEV, D., ROMÃO, J., DIAS, R. & RIBEIRO, A. (2009) - Sinclinal de Vila Velha de Ródão (Zona Centro-Ibérica, Portugal): litostratigrafia, estrutura e modelo de evolução da tectónica Varisca. *Comun. Geol.*, **96**, 5-17.
- METODIEV, D., ROMÃO, J., DIAS, R. & RIBEIRO, A. (2010) - Sinclinal Varisco de Serra do Moradal-Fajão (Zona Centro-Ibérica, Portugal Central): padrões estratigráficos e estruturais. *e-Terra, Rev. Elec. Ciências da Terra*, ISSN 1645-0388. VIII Congresso Nacional de Geologia, GEOTIC - Sociedade Geológica de Portugal, **11**(19), 1-4.
- MIYASHIRO, A. (1974) - Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, Vol. **274**(4), 321-355.
- MIYASHIRO, A. & SHIDO, F. (1975) - Tholeiitic and calc-alkaline series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium and nickel. *Am. J. Sci.*, **275**, 265-277.
- MITCHELL, W. I. (1974) - An outline of the stratigraphy and palaeontology of the Ordovician rocks of Central Portugal. *Geol. Mag.* 111, Cambridge Univ. Press, 385-396.
- MONTERO, J.M., CEMBRANOS, M.L., FERNANDEZ FERNANDEZ, A., GIL AGERO, M & MORO, M.C. (1992) - Características mineralógicas y geoquímicas de las metavulcanitas silúricas de Figueruela - Riomanzanas en el sinforme de Alcañices (Zamora). *Actas III Congreso Geol. España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, Salamanca, **3**, 195-199.
- MORENO, T., PRICHARD, H.M., LUNAR, R., MONTERRUBIO, S. & FISHER, P. (1999) - Formation of a secondary platinum-group mineral assemblage in chromitites from the Herbeira ultramafic massif in Cabo Ortegal, NW Spain. *European Journal of Mineralogy*, **11**, 363-378.
- MORO BENITO, M.C. (1981) - Las mineralizaciones de barite y sulfuros asociados al sinclinorio de Alcañices - Carbajales de Alba. Real Academia Cien. Exactas, Físicas y Naturales. Curso Conferências sobre el Programa Inter. Correlacion Geol. (P.I.C.G.), Madrid, 281-289.
- MORO BENITO, M.C. (1988) - Las mineralizaciones de variscita en la Provincia de Zamora. *Boletín Informativo*, Diputación de Zamora, **34**, 4 pp.
- MORO BENITO, M.C & ARRIBAS, A. (1980) - Procesos de sedimentación y diagenesis en los yacimientos sedimentarios de barite de la Provincia de Zamora. *Rev. Inst. Investigaciones Geol.*, Univ. Barcelona, **34**, 325-338.
- MORO BENITO, M.C., CEMBRANOS, M.L., GIL ACERO, M., FERNANDEZ, A. & PERZE DEL VILLAR, L. (1994a) - Las aluminofosfatitas silúricas con variscita en el dominio varisco ibérico: caracterización y perspectivas de prospección. *IX Congreso Internacional de Minería y Metalurgia*, León, 63-79.
- MORO BENITO, M.C., GIL AGERO, M., CEMBRANOS, M.L., PEREZ DEL VILLAR GUILLEN, L., MONTERO, J.M., FERNANDEZ, A., & HERNANDEZ, E. (1992) - Aluminofosfatitas silúricas de la Península Ibérica: síntesis preliminar. *Bol. Sociedad Española de Mineralogía*, **15**(1), 227-232.
- MORO BENITO, M.C., GIL, M., CEMBRANOS, M.L., PEREZ DEL VILLAR, L. & FERNANDEZ, A. (1995) - Las mineralizaciones estratiformes de variscita (Aluminofosfatitas) silúricas de los Sinformes de Alcañices (Zamora) y Terena (Huelva) (España). *Boletín Geológico y Minero*, **106**(3), 233-249.
- MORO BENITO, M.C., PÉREZ DEL VILLAR, L. & CEMBRANOS PÉREZ, M.L. (1994b) - Stratiform barite ore deposits in Palaeozoic rocks, province of Zamora (Spain). *In: Seltmann, Kampf & Moller (Eds.). Metallogeny of Collisional Orogens*, 376-382.
- MOURA, J.E.C & CARVALHO, J.L.S. (1948) - *Catálogo das minas de ferro do Continente (Tomo I)*. Dir.-Geral Min. Serv. Geol., Serv. Fomento Mineiro, 467 pp.
- MULLEN, E. D. (1983) - MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **62**, 53-62.
- MUNHÁ, J.M. & RIBEIRO, A. (1986) - Metamorphic evolution of kyanite-eclogites and related high-grade rocks of the Bragança Massif (Trás-os-Montes, NE Portugal). *Maleo*, **2**(13), p. 31.
- MUNHÁ, J., RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M.L. (1984) - Blueschists in the Iberian Variscan Chain, Trás-os-Montes (NE de Portugal). *Comum. Serv. Geol. Portugal*, **70**, 31-53.
- NAKAMURA, N. (1974) - Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **38**, 757-775.
- NASC (2005) - North American Stratigraphic Code. *AAPG Bulletin*, **89**(11), 1547-1591.
- NERY DELGADO, J.F. (1885) - Estudo sobre os bilobites e outros fosseis das quartzites da base do Systema Silúrico de Portugal. *Memória da Secção dos Trabalhos Geológicos de Portugal*, Lisboa, 111 pp.+ 2 p., 43 est.

- NERY DELGADO, J.F. (1887) - Terrains Paléozoïques du Portugal. Étude sur les Bilobites et autres fossiles des quartzites de la base du Système Silurique du Portugal - (supplément). *Memória da Secção dos Trabalhos Geológicos de Portugal*, Lisboa, 76 pp.
- NERY DELGADO, J.F. (1905) - Contribuições para o estudo dos terrenos paleozóicos. I Precâmbrico e Archaico, II Câmbrico. *Com. Serv. Geol. Port.*, Lisboa, **6**, 56-122.
- NERY DELGADO, J.F. (1907) - Contribuição para o estudo dos terrenos paleozóicos. *Com. Serv. Geol. Portugal*, **41**, 817 pp.
- NERY DELGADO, J.F. (1908) - Système Silurique du Portugal. Étude de stratigraphie paléontologique. *Mem. Com. Serv. Geol. Port.*, Lisboa, 245 pp.
- NERY DELGADO, J.F. & CHOFFAT, P. (1899) - Carta Geológica de Portugal, à escala 1:500.000. *Serv. Geol. Portugal*.
- NESBITT, H.W. & YOUNG, G.M. (1982) - Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**, 715-717.
- NESBITT, H.W. & YOUNG, G.M. (1984) - Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based upon thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, 1523-1534.
- NESBITT, H.W. & YOUNG, G.M. (1989) - Formation and diagenesis of weathering profiles. *J. Geol.*, **97**, 129-147.
- NESBITT, H.W., MACRAE, N.D. & KRONBERG, B.I. (1990) - Amazon deep sea fan muds: light REE enriched products of extreme chemical weathering. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **100**, 118-123.
- NESEN, G. (1981) - *Le modèle exogranite - endogranite à stocksheider et la métallogénese Sn - W. Etude des gisements de Fontao et Santa Comba (Galice - Espagne)*. These de 3^{ème} cycle, Univ. Nancy, 326 pp.
- NORONHA, F. (1992) - Carta Geológica de Portugal na Escala 1/50 000 da Folha 6-C (Cabeceiras de Basto), *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa.
- NORONHA, F., FARINHA RAMOS, J.M., MOREIRA, A.D., OLIVEIRA, M.J.C. & MACHADO LEITE, M.R.M. (2006a) - Recurso Geológicos. *In: Pereira, E. (Coord.). Notícia Explicativa da Folha 2, Carta Geológica de Portugal, esc. 1:200.000., I.N.E.T.I., Lisboa, 77-119.*
- NORONHA, F., FERREIRA, N. & MARQUES SÁ, C (2006b) - Rochas Granitóides: caracterização petrológica e geoquímica. *In: Pereira, E. (Coord.). Notícia Explicativa da Folha 2, Carta Geológica de Portugal, esc. 1:200.000., I.N.E.T.I., Lisboa, 49-68.*
- NORONHA, F., RAMOS, J.M. F., REBELO, J.A., RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M.L. (1979) - Essai de correlation des phases de déformation hercynienne dans le Nord-Ouest Péninsulaire. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, **21** (II-III), 227-237.
- NORONHA, F. & RAMOS, J. M. F. (1993) - Mineralizações auríferas primárias do norte de Portugal. Algumas reflexões. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe, Coruña*, **18**, 133-146.
- NORONHA, F., RIBEIRO, M.A. & MARTINS H. C. (1998) - Carta Geológica de Portugal, esc. 1:50.000 (folha 6D, Vila Pouca de Aguiar). *Instituto Geológico e Mineiro*, Lisboa.
- NUÑO ORTEA, C. & LOPEZ GARCIA, M.A. (1981) - Mapa y Memória de la Hoja nº 303 (Verin) del Mapa Geológico de España, esc. 1/50.000, 2ª Serie (MAGNA). *Inst. Geol. Min. España, Serv. Publ. Min. Ind.*
- OLIVEIRA, J.T. (1990) - Stratigraphy and Synsedimentary Tectonism in the South Portuguese Zone. *In: Dallmeyer, R.D. & Martínez, E. (Eds.). Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer Verlag, 334-347.
- OLIVEIRA, J.T., HORN, M. & PAPROTH, E. (1979) - Preliminary note on the stratigraphy of the Baixo Alentejo Flysh Group Carboniferous of Portugal and on the paleogeographic development compared to corresponding units in northwest Germany. *Com. Serv. Geol. Portugal*, **65**, 151-168.
- OLIVEIRA, J.T., OLIVEIRA, V. & PIÇARRA, J. (1991) - Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa-Morena em Portugal. *Cuadernos Lab. Xeol. Laxe*, **16**, 221-250.
- OLIVEIRA, J.T., PEREIRA, E., PIÇARRA, J.M., YOUNG, T. & ROMANO, M. (1992) - O Paleozóico Inferior de Portugal: síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. *In: Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra, J. & Rábano, I. (Eds.). Paleozóico Inferior de Ibero-América*, Univ. Extremadura, 359-375.
- OLIVEIRA, J.T., RELVAS, J.M.R.S., PEREIRA, Z., MATOS, J.X., ROSA, C.J., MUNHÁ, J.M., JORGE, R.C.G.S. & PINTO, A.M.M. (2006) - O complexo vulcano-sedimentar da Faixa Piritosa: estratigrafia, vulcanismo, mineralizações associadas e evolução tectono-estratigráfica no contexto da Zona Sul Portuguesa. *In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P & Kullberg, C., (Eds.). Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, Univ. Évora, Évora, 207-243.
- ONCKEN, O., PLESCH, A., WEBER, J., RICKEN, W. & SCHRADER, S. (2000) - Passive margin detachment during arc-continent collision (Central European Variscides). *In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O. & Tanner, D. (Eds.).*

- Orogenic Processes: quantification and modelling in the Variscan Belt. Geol. Soc. Special Publ.*, **179**, 199-216.
- PABLO MACIÁ, J.G. DE (1981) - Contribución a la correlación y síntesis de los granitos gallegos. *Cuadernos Lab. Xeol. Laxe*, **2**, 51-60.
- PAIS, J. & ROCHA, R. (2007) - Quadro de divisões estratigráficas. Faculdade de Ciências e Tecnologia. Universidade Nova de Lisboa, Dep. Ciências da Terra.
- PAMPLONA, J. (2001) - *Tectónica da antiforma de Viana do Castelo - Caminha (ZCI): regime de deformação e instalação de granitóides*. Tese de Doutoramento, n. publ., Univ. Minho, 191 pp.
- PARGA-PONDAL, I., MATTE, P. & CAPDEVILA, R. (1964) - Introduction a la geologie de l' "Olló de Sapo". Formation porphyroide antesilurienne du nord ouest de l'Espagne. *Notas y Comuns, Inst. Geol. Minero España*, **76**, 119-154.
- PARIS, F. (1998) - Early Palaeozoic palaeogeography of northern Gondwana regions. *Acta Universitatis Carolinae - Geologica*, **42**(3/4), 473-483.
- PARIS, F. & ROBARDET, M. (1990) - Early Palaeozoic palaeobiogeography of the Variscan regions. *Tectonophysics*, **177**, 193-213.
- PARRA, A., BORRALHO, V., NASCIMENTO, J. & MARQUES, A., (1990) - *Minas de Montezinho. Cálculo das Reservas de Estanho*. Rel. Interno, Direcção-Geral de Geologia e Minas, Lisboa, 46 pp, 5 Mapas.
- PEARCE, J.A. (1976) - Statistical analysis of major element patterns in basalts. *J. Petrology*, **17**(1), 15-43.
- PEARCE, J.A. (1982) - Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *In: R.S.Thorpe (Ed.). Andesites: orogenic andesites and related rocks*, Wiley, 525-548.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1971) - Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *J. Volc. Geothermal Res.*, **32**, 51-65.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973) - Tectonic setting of basic volcanics rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **12**, 339-349.
- PEARCE, J.A. & GALE, G.H. (1977) - Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **7**, 14-24.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G. (1984) - Trace element discrimination for the tectonic analyses, *Earth Planet Sci. Lett.*, **19**, 290-300.
- PEARCE, J.A. & NORRY, M.J. (1979) - Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral Petrol.*, **69**, 33-47.
- PEARCE, J.A. & PEATE, D.W. (1995) - Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **23**, 251-285.
- PEARCE, T.H., GORMAN, B.E. & BIRKETT, T.C. (1977) - The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 121-132.
- PECCERILLO, R. & TAYLOR, S.R. (1976) - Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu área, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **58**, 63-81.
- PEDRO, J., ARAÚJO, A., FONSECA, P. & MUNHÁ, J. (2006) - Ofiolitos e metamorfismo de alta pressão. *In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, C. (Eds.). Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, Univ. Évora, Évora, 195-206.
- PEREIRA, A.J.S.C., PEREIRA, L.C.G. & MACEDO, C.A.R. (1986) - Os plutonitos da Zebreia (Castelo-Branco): idade e enquadramento estrutural. *Mem. Not. Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra*, **101**, 21-31.
- PEREIRA, D. I. (1997) - *Sedimentologia e Estratigrafia do Cenozóico de Trás-os-Montes oriental (NE Portugal)*. Tese de Doutoramento, Universidade do Minho, 341 pp.
- PEREIRA, D. I. (1998) - Enquadramento estratigráfico do Cenozóico de Trás-os-Montes Oriental. *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, **84** (I), A-126-129.
- PEREIRA, D. I. (1999a) - Terciário de Trás-os-Montes oriental: evolução geomorfológica e sedimentar. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, Lisboa, **86**, 213-226.
- PEREIRA, D. I. (1999b) - O registo sedimentar em Trás-os-Montes Oriental nas proximidades do limite Neogénico/Quaternário. *Estudos do Quaternário*, APEQ, Lisboa, **2**, 27-40.
- PEREIRA, D. I. & AZEVEDO, T. (1991) - Origem e evolução dos depósitos de cobertura da região de Bragança. *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, **112**, 247-263.
- PEREIRA, E.S. (1981) - *Geologia e potencialidades do jazigo estanífero de Montesinho - Bragança*. Relatório Interno, Serv. Geol. de Portugal, Lisboa, 36 pp, 9 Mapas anexos.
- PEREIRA, E.S. (1987) - *Estudo geológico - estrutural da região de Celorico de Basto e a sua interpretação geodinâmica*. Tese de Doutoramento, Fac. Ciências Univ. Lisboa, 274 pp.

- PEREIRA, E.S. (1989) - Carta Geológica de Portugal à escala 1:50.000. Notícia Explicativa da Folha 10-A (Celorico de Basto). *Serv. Geol. Portugal*, 53 pp.
- PEREIRA, E.S., Coord. (1992) - Carta Geológica de Portugal à escala 1:200.000 e Notícia Explicativa da Folha 1. *Serv. Geol. Portugal*, 83 pp.
- PEREIRA, E.S., Coord., (2000) - Carta Geológica de Portugal à escala 1:200.000, Folha 2, *Inst. Geol. Mineiro*. Lisboa.
- PEREIRA, E.S., Coord., (2006) - Notícia Explicativa da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200.000, Folha 2, *Inst. Nac. Eng. Tec. Inov.*, Lisboa, 119 pp.
- PEREIRA, E.S., IGLÉSIAS, M. & RIBEIRO, A. (1984) - Leucogranitos - "stockscheider" e o controlo estrutural da mineralização na mina de Montesinho - Bragança. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, **70**(1), 11-22.
- PEREIRA, E. & MEIRELES, C. (1998) - Metais preciosos em Portugal: situação da investigação geológica e mineira. *Est. Notas Trab.*, *Inst. Geol. Mineiro*, **40**, 3-34.
- PEREIRA, E.S., REBELO, J., DIAS, R. & RIBEIRO, A. (2009) - Carta Geológica de Portugal à escala 1:50.000, folha 11C (Carviçais).
- PEREIRA, E. S. & RIBEIRO, A (1979) - Tectónica do sector NW da Serra do Marão. *Encontro de Geociências*, Lisboa, p. 45.
- PEREIRA, E. S. & RIBEIRO, A (1983) - Tectónica do sector noroeste da Serra do Marão. *Com. Serv. Geol. Port.*, **69**(2), 283-290.
- PEREIRA, E.S, RIBEIRO, A. & CASTRO, P. (2000) - Carta Geológica de Portugal à escala 1:50.000 e Notícia Explicativa da Folha 7-D (Macedo de Cavaleiros). *Inst. Geol. Mineiro*, 63 pp.
- PEREIRA, E.S., RIBEIRO, A., & MEIRELES, C. (1993) - Cisalhamentos hercínicos e controlo das mineralizações na Zona Centro Ibérica, em Portugal. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, Coruña, **18**, 89-119.
- PEREIRA, E.S., RIBEIRO, A. & REBELO, J. (2003) - Carta Geológica de Portugal à escala 1:50.000, folha 11B (Mogadouro).
- PEREIRA, M.F. & SILVA, J. B. (2006) - Nordeste Alentejano. *In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. & Kullberg, C. (Eds.). Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Univ. Évora, Évora, 145-150.
- PEREIRA, P. (2006) - *Património geomorfológico: conceptualização, avaliação e divulgação. Aplicação ao Parque Natural de Montesinho*. Tese de Doutoramento, Escola de Ciências da Universidade do Minho, Braga, 370 pp (2 mapas e anexos).
- PEREIRA, P., PEREIRA, D.I., CAETANO ALVES, M.I. & MEIRELES, C. (2003) - Geomorfologia do Parque Natural de Montesinho: controlo estrutural e superfícies de aplanamento. VI Cong. Nac. Geol., *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, nº esp. V, CD-ROM, C61-C64.
- PEREIRA, Z. (1998) - *Estudo palinoestratigráfico da região de Trás-os-Montes - resultados preliminares*. Relat. Inédito, *Inst. Geológico e Mineiro*, 12 pp., 11 Estampas.
- PEREIRA, Z., MEIRELES, C. & PEREIRA, E. (1999) - Upper Devonian palynomorphs of NE sector of Trás-os-Montes (Central Iberian Zone). *XV Reunión Geol. del Oeste Peninsular - International Meeting on Cadomian Orogens*, Badajoz, 201-206.
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R. (1972) - *Sand and sandstones*, Springer-Verlag, N.Y., 618 pp.
- PEUCAT, J.J., BERNARD-GRIFFITHS, J., GIL IBARGUCHI, J.I., DALLMEYER, R.D., MENOT, R.P., CORNICHE, J. & IGLÉSIAS PONCE DE LEON, M., (1990) - Geochemical and Geochronological cross section of the deep Variscan crust: The Cabo Ortegal high-pressure nappe (northwestern Spain). *Tectonophysics*, **177**, 263-292.
- PETERS, W.C. (1987) - *Exploration and Mining Geology* (2nd. Edition). John Wiley & Sons, 685 pp.
- PIÇARRA, J.M. (2000) - *Estudo estratigráfico do sector de Estremoz - Barrancos, Zona de Ossa Morena, Portugal (Vol. I - Litoestratigrafia do intervalo Câmbrio médio? - Devónico inferior)*. Tese Doutoramento, Univ. Évora, Dep. Geociências, 95 pp.
- PIÇARRA, J.M. (2007) - Silurian stratigraphy and fauna (Graptolites) of the southern part of the Central Iberian Zone (Portugal). *Acta Palaeontologica Sinica*, **46** (Suppl.), 393-396.
- PIÇARRA, J.M. & MEIRELES, C. (2003) - Identificação de graptólitos do Ludlow (Silúrico superior) na área de Guadramil (Bragança, Zona Centro Ibérica, Portugal): implicações na estratigrafia regional. VI Cong. Nac. Geol., *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, nº esp. V, CD-ROM, A126-A129.
- PIÇARRA, J.M. & REBELO, J.A. (1997) - Novos dados bioestratigráficos para o conhecimento do Silúrico da região de Meirinhos - Lagoaça (Domínio do Douro Inferior, Nordeste de Portugal). *In: Pires, C.C., Gomes, M.E.P., Coke, C. (Eds.). Comun. XIV Reunião do Oeste Peninsular e Reunião Anual do PICG 376 (Laurentia, Gondwana, Báltica connections)*, UTAD, Vila Real, 189-191.

- PIÇARRA, J.M., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., SÁ, A.A., MEIRELES, C. & GONZÁLEZ CLAVIJO, E. (2005) - Silurian graptolite biostratigraphy of the Galicia - Trás-os-Montes Zone (Spain and Portugal). *In: Eriksson, M.S. & Calner, M. (Eds.). The Dynamic Silurian Earth, Subcommission on Silurian Stratigraphy, Field Meeting 2005 - Field Guide and Abstracts*, 85-86.
- PIÇARRA, J.M., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., SÁ, A.A., MEIRELES, C. & GONZÁLEZ CLAVIJO, E. (2006) - Silurian graptolite biostratigraphy of the Galicia - Trás-os-Montes Zone (Spain and Portugal). *GFF*, **128**, 185-188.
- PIÇARRA, J.M., REBELO, J.A., SARMIENTO, G.N., ROBARDET, M., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. & RÁBANO, T. (1995) - Descoberta de conodontes e Scyphocrinóides em calcários Silúricos do sinclinal de Moncorvo e a sua importância biostratigráfica. *IV Congresso Nacional de Geologia, Univ. Porto, Fac. Ciências, Mus. Lab. Min. Geol.* **4**, 117-120.
- PIÇARRA, J.M., ROBARDET, M., BOURAHROUH, A., PARIS, F., PEREIRA, Z., LE MENN, J., GOUVERNNEC, R., OLIVEIRA, T. & LARDEUX, H. (2002) - Le passage Ordovicien-Silurien et la partie inférieure du Silurien (Sud-Est du massif armoricain, France). *C. R. Geoscience*, **334**, 1177-1183.
- PILLOLA, G.L. & GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1988) - Graptolites du Tremadoc du sud-ouest de la Sardaigne (Italia). *Géobios*, **21**(5), 553-565.
- PLATT, J.P. (1986) - Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high - pressure metamorphic rocks. *G.S.Am. Bul.*, **97**, 1037-1053.
- POÇAS, E. (2004) - *Contribuição da Palinologia para a caracterização paleoecológica e paleoclimática do Cenozóico a norte do Douro*. Tese de Mestrado, n. publ., Universidade do Minho, 116 pp.
- POÇAS E., PEREIRA D. & PAIS J. (2003) - Análise palinológica preliminar da Formação de Vale Álvaro (Bragança, NE Portugal). *Ciências da Terra (UNL)*, Vol. Especial V, A130-A133.
- PORTUGAL FERREIRA, M. (1964) - Geologia e petrologia da região de Rebordelo - Vinhais. *Mem. e Notícias Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, **58**, 282 pp.
- PORTUGAL FERREIRA, M. (1972) - Rochas Metamórficas. Gráfica de Coimbra, Coimbra, 203 pp.
- PORTUGAL FERREIRA, M. (1982) - A magmatic arc in the Iberian segment of the Hercynian chain: I - the northwest-southeast lineament between Oporto (Portugal) and Zarza la Mayor (Spain). *Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, **94**, 31-50.
- PORTUGAL FERREIRA, M. & REGÊNCIO MACEDO, C.A. (1979) - Actividade magmática durante o Mesozóico: I - Acheza para a datação K-Ar das rochas filonianas básicas intrusivas na Zona Centro Ibérica (Portugal). *Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, **87**, 29-49.
- PORTUGAL FERREIRA, M., MATOS, A.V. & PIRES, C.A.C. (1991) - Late Permian early Triassic calc-alkaline dyke swarm in Northern Portugal: the initial rifting of Pangea. *Univ. Porto, Fac. Ciências, Mus. Lab. Min. Geol.*, **97**(4), 20 p.
- POTTER, P.E. (1978) - Petrology and chemistry of modern big river sands. *J. Geol.*, **86**, 423-449.
- PRATT, B. R. (2001) - Septarian concretions: internal cracking caused by synsedimentary earthquakes. *Sedimentology*, **48**, 189-213.
- PRICHARD, H.M., BRIDGES, J.C., NEARY, C. R., RIBEIRO, A., MARQUES, F. BARRIGA, F. MUNHÁ, J.M., PEREIRA, E., MEIRELES, C. & RIBEIRO, L. (1991) - "Platinum-group element mineralisation in two basic - ultrabasic complexes in Northern Portugal: a) the platinum-group elements: mineralogy and analysis, b) structural and lithological controls on mineralization". Relatório Final, n. publ., E. C. (MAIM - 0075 - C), 122 pp.
- PRIEM, H.N.A. (1962) - Geological, petrological and mineralogical investigations in the Serra do Marão region, northern Portugal. *N.V. Noord-Hollandsche Uitgevers-Maatschappij, Amsterdam*, 160 pp.
- PROMINAS (1989) - *Relatório de actividades semestral (Set. 1988-Fev. 1989) da área de prospecção e pesquisa Bragança Este*. Dossier 55, Arquivo Técnico do L.N.E.G., S. Mamede de Infesta.
- PUIG Y LARRAZ, G. (1883) - *Descripción física, geológica y minera de la provincia de Zamora*, Mem. Com. Mapa Geol. de España, **1**, 488 pp.
- QUESADA, C. (1989) - Late Proterozoic terranes within the basement of the Paleozoic Iberian Terrane. *In: Conf. Tectonothermal Expression of Terrane Accretion within the Appalachian Orogen. IGCP Project 233, Athens, Georgia, USA, Extended Abstract*, 89-92.
- QUESADA, C. (1990) - Ossa-Morena Zone: 1. Introduction. *In: Dallmeyer, R.D. & Martinez-Garcia, E. (Eds.). PreMesozoic Geology of Iberia*, Springer Verlag, Heidelberg, 249-251.
- QUESADA, C. (1991) - Geological constrains on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian massif. *Tectonophysics*, **185**, 225-245.

- QUESADA, C. (1992) - Evolution Tectónica del Macizo Ibérico (Una Historia de crecimiento por acreencia sucesiva de terrenos durante el Proteozoico superior y el Paleozoico). In: Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra, J. & Rábano, I. (Eds.). *Paleozoico Inferior de Ibero - América*, Univ. Extremadura, 173-190.
- QUESADA, C. (1996) - Evolução geodinâmica de la Zona Ossa-Morena durante el ciclo cadomiense. In: Araújo, A. & Pereira, M.F. (Eds.). *Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico)*, livro de homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves, Univ. Évora, 205-230.
- QUESADA, C., FONSECA, P. E., MUNHÁ, J., OLIVEIRA, J.T. & RIBEIRO, A. (1994) - The Beja - Acebuches Ophiolite (Southern Iberia Variscan Fold Belt): geological characterization and geodynamic significance. *Bol. Geol. Min.*, **105**, 3-49.
- QUESADA, C. & RIBEIRO, A. (1989) - Paleozoic terrane map of the Iberian Peninsula. In: Keppie, J.D. & Dallmeyer, R.D. (Eds.). *Tectonic map of the Pre-Mesozoic terranes in circum-Atlantic Phanerozoic Orogens*, IGCP Project nº233, Terranes in Circum-Atlantic Paleozoic Orogens.
- QUIROGA DE LA VEGA, J.L. (1977) - Sobre el "Olló de Sapo" de Villadepera (Zamora) y su relación con el de Miranda do Douro. *Stud. Geol.*, **12**, 161-167.
- QUIROGA DE LA VEGA, J.L. (1980) - La sucesión silúrica en terras de Aliste y Carbajales (Zamora). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, **1**, 147-156.
- QUIROGA DE LA VEGA, J.L. (1981) - Sobre la deformación hercínica de las series infraordovícicas el W de Zamora. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, **1**(2), 155-168.
- QUIROGA DE LA VEGA, J.L. (1982) - Estudio geológico del paleozoico del W de Zamora. *Trabajos de Geología*, Oviedo, **12**, 205-226.
- RÁBANO, I., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. & ROBARDET, M. (1993) - Upper Silurian trilobites of Bohemian affinities from the West Asturian-Leonese Zone (NW Spain). *Géobios*, **26**(3), 361-376.
- RAMALHAL, F.J.S. (1968) - Estudo geológico e sedimentológico dos depósitos discordantes dos arredores de Bragança. *Inst. de Investigação Científica de Angola*, Luanda, 95 pp. (XIII Estampas, 3 mapas).
- REBELO, J.A. (1983) - Contribuição para o conhecimento da base do Ordovícico em Portugal - Região de Moncorvo. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, **20**, 263-267.
- REBELO, J. A. & ROMANO, M. (1986) - A contribution to the lithostratigraphy and paleontology of the Lower Paleozoic rocks of Moncorvo region, northeast Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, **72**(1/2), 45-57.
- RIBEIRO, A. (1970) - Position structurale des massifs de Morais et Bragança (Trás-os-Montes). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, **104**, 115-138.
- RIBEIRO, A. (1974) - *Contribution à l'étude Tectonique de Trás-os-Montes Oriental*. *Serv. Geol. Portugal*, Mem. nº 24 (Nova Série), Lisboa, 168 pp.
- RIBEIRO, A. (1999) - Geodynamics of variscides: paradigm and paradoxes. In: *Livro de Actas, 5ª Conferência Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica, GGET'99*, UTAD, Vila Real, 2-6.
- RIBEIRO, A. (2006) - A evolução geodinâmica de Portugal. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P & Kullberg, C., (Eds.). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Univ. Évora, Évora, 1-27.
- RIBEIRO, A., ANTUNES, M.T., FERREIRA, M.P., ROCHA, R.B., SOARES, A.F., ZBYSZEWSKI, G., MOITINHO DE ALMEIDA, F., CARVALHO, D. & MONTEIRO, J.H. (1979) - *Introduction à la Géologie Générale du Portugal*. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 114 pp.
- RIBEIRO, A., CRAMEZ, C. & REBELO, J. (1964) - Sur la structure de Trás-os-Montes (Nord-Est du Portugal). *C. R. Ac. Sc. Paris*, **258**, 263-265.
- RIBEIRO, A., CRAMEZ, C., SILVA, L.C. & MACEDO, J. (1962) - Nota sobre a geologia da serra do Marão. *Bol. Soc. Geol. Port.*, **14**(2-3), 151-170.
- RIBEIRO, A., DIAS, R. & BRANDÃO SILVA, J. (1995) - Genesis of the Ibero -Armorican Arc. *Geodinam. Acta*, **8**(4), 173-184.
- RIBEIRO, A., MATA, C., RAMOS, A., REBELO, J & COELHO, F. (1960) - Notas prévias sobre a geologia de Trás-os-Montes Oriental. 1) O Ordovícico de Vila Flor e a linha de fractura da Vilarica. 2) O Ordovícico de Abreiro - Murça e a linha de fractura de D. Chama - Meireles. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências Univ. Lisboa*, **8**, 127-137.
- RIBEIRO, A., MARQUES, M.M. & REBELO, J. A. (1963) - Notas prévias sobre a geologia de Trás-os-Montes Oriental. 3) Alguns aspectos geológicos da região de Mogadouro. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, **15**, 63-74.
- RIBEIRO, A., MEDEIROS, A. & REBELO, J.A. (1966) - Estudo actual dos conhecimentos sobre a geologia de Trás-os-Montes oriental. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, **26**(I-II), 93-110.

- RIBEIRO, A. & PEREIRA, E. (1982) - Controlos pelegrográficos, petrológicos e estruturais na génese dos jazigos portugueses de estanho e volfrâmio. *Geonovas*, Revista da Associação Portuguesa de Geólogos Lisboa, **1**(3), 23-31.
- RIBEIRO, A., PEREIRA, E. & DIAS, R. (1990a) - Structure of the Centro-Iberian Allocthon in the northwest of the Iberian Peninsula. *In: Dallmeyer, R.D. & Martinez-Garcia, E. (Eds). Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer Verlag, Heidelberg, 220-236.
- RIBEIRO, A., PEREIRA, E., RIBEIRO, M.L. & CASTRO, P. (2006) - Unidades alóctones da região de Morais (Trás-os-Montes Oriental). *In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J. C. Kullberg (Eds.). Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, Univ. Évora, 85-105.
- RIBEIRO, A., PEREIRA, E. & SEVERO, L. (1980) - Análise da deformação da zona de cisalhamento Porto - Tomar na transversal de Oliveira de Azeméis. *Comum. Serv. Geol.*, **66**, 3-9.
- RIBEIRO, A., QUESADA, C. & DALLMEYER, R.D. (1987) - Tectonostratigraphic Terranes and the geodynamic evolution of the Iberian Variscan Fold Belt. *Conference on Deformation and Plate Tectonics*, Gijon (Spain), Abstracts, 60-61.
- RIBEIRO, A., QUESADA, C. & DALLMEYER, R.D. (1990b) - Geodynamic evolution of the Iberian Massif. *In: Dallmeyer, R.D. & Martinez-Garcia, E. (Eds.). Pré-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer Verlag, Heidelberg, 399-409.
- RIBEIRO, A. & REBELO, J. (1966) - Stratigraphie et structure de Trás-os-Montes Oriental (Portugal). *Leidse Geol. Meded.*, **36**, 291-298.
- RIBEIRO, A. & REBELO, J. (1971) - Estudo geológico da região de Moncorvo e em especial do seu jazigo de ferro. *I CHILAGE*, sec. 4, **2**, 983-994.
- RIBEIRO, A., RODRIGUES, J.F., PINTO DE JESUS, A., PEREIRA, E. & LEMOS DE SOUSA, M.J. (1997) - Novos dados sobre a estratigrafia e estrutura da Zona de Cisalhamento do Sulco Dúrico-Beirão. *In: Pires, C.C., Gomes, M.E.P., Coke, C. (Eds.). Comum. XIV Reunião do Oeste Peninsular e Reunião Anual do PICG 376 (Laurentia, Gondwana, Báltica connections)*, UTAD, Vila Real, 195-201.
- RIBEIRO, M.A. (1998) - *Estudo litogeoquímico das formações metassedimentares encaixantes de mineralizações em Trás-os-Montes Ocidental. Implicações metalogénicas*. Tese de Doutoramento, n. publ., Departamento de Geologia - Centro de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, Porto, 231pp.
- RIBEIRO, M.A., MARTINS, H.C., ALMEIDA, A. & NORONHA, F. (2000) - Notícia Explicativa da Folha 6-C (Cabeceiras de Basto), *Inst. Geol. Mineiro*, Lisboa, 48pp.
- RIBEIRO, M.A. & NORONHA, F. (1997) - Ensaio de correlação das unidades litoestratigráficas e estruturais definidas na região de Vila Pouca de Aguiar com as dos sectores vizinhos de Trás-os-Montes ocidental e sul da Galiza. *In: Pires, C.C., Gomes, M.E.P., Coke, C. (Eds.). Comum. XIV Reunião do Oeste Peninsular e Reunião Anual do PICG 376 (Laurentia, Gondwana, Báltica connections)*, UTAD, Vila Real, 203-204.
- RIBEIRO, M.A. & NORONHA, F. (2001) - Implicações tectono-estratigráficas do estudo litogeoquímico dos metassedimentos da região da Gralheira - Rio Tinhela (Bordo SW da Carta 6-D - V. Pouca de Aguiar). Livro de resumos da 7ª Conferência Anual do GGET, *Inst. Geol. Mineiro*, Lisboa, 47-50.
- RIBEIRO, M.A. & NORONHA, F., CUNEY, M. (1995) - Unidades litoestratigráficas e estruturais na região de Vila Pouca de Aguiar - sua validação como unidades litogeoquímicas. *IV Congresso Nacional de Geologia, Fac. Ciências, Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Porto*, **4**, 361-366.
- RIBEIRO, M.A. & NORONHA, F., CUNEY, M. (2003) - Importância do estudo litogeoquímico na caracterização das unidades tectono - estratigráficas do parautóctone da Zona de Galiza Média - Trás-os-Montes. *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, nº esp. V, CD-ROM, B89-B92.
- RIBEIRO, M.A.M., SOUSA, M.B. & NORONHA, F. (1991) - A Formação (vulcano-sedimentar) de Envendos e rochas ácidas associadas. *Livro de Resumos do III Congresso Nacional de Geologi. Museu e Lab. Min. e Geol. Fac. Ciências e Tecnologia*, Univ. Coimbra, p. 72.
- RIBEIRO, M.A.M., SOUSA, M.B. & NORONHA, F. (1993) - A Formação de Envendos e rochas ácidas associadas. *Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências (Nova Série)*, Univ. Porto, **7**, 5-20.
- RIBEIRO, M.L. (1976) - Considerações sobre uma ocorrência de crossite em Trás-os-Montes oriental. *Mem. Not. Mus. Lab. Mineral. Geol.*, Univ. Coimbra, **82**, 1-16.
- RIBEIRO, M.L. (1986) - *Geologia e Petrologia da região a SW de Macedo de Cavaleiros (Trás-os-Montes Oriental)*. Tese Doutoramento, (não publ.), Univ. Lisboa, 202 pp.
- RIBEIRO, M.L. (1991) - Contribuição para o conhecimento estratigráfico e petrológico da região a SW de Macedo de Cavaleiros (Trás-os-Montes Oriental). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **30**, 106 pp.

- RIBEIRO, M.L., MATA, J. & MUNHÁ, J. (1992) - Magmatismo do Paleozóico Inferior de Portugal. *In: Gutierrez-Marco, J.C., Saavedra, J. & Rábano, I. (Eds), Paleozóico Inferior de Ibero - América, Univ. de Extremadura, 377-393.*
- RIBEIRO, M.L., MUNHÁ, J., SOLÁ, A.R. & MATA, J. (2010) - Magmatismo do Paleozóico Inferior do sudoeste da Zona Centro Ibérica. *In: Coteló Neiva, J.M., Ribeiro, A., Mendes Victor, L., Noronha, F. & Magalhães Ramalho (Eds.). "Ciências Geológicas - Ensino e Investigação e sua História". Vol. 1 - Geologia Clássica, A.P.G., 249-260.*
- RIBEIRO, M.L., PRIEM, H.N.A., BOELRIJK, N.A.I.M. & SCHERMERHORN, L.J.G. (1985) - Rb-Sr whole-rock age of peralkaline acidic volcanics in the Macedo de Cavaleiros area, Trás-os-Montes (NE Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 76(1), 171-174.*
- RIBEIRO, M.L. & RIBEIRO, A. (1974) - Signification paléogéographique et tectonique de la présence de galets de roches métamorphiques dans un flysch d'âge dévonien supérieur du Trás-os-Montes oriental (Nord-Est du Portugal). *C.R. Acad. Sc. Paris, 278, série D, 3161-3163.*
- RIBEIRO, M.L. & RIBEIRO, A. (2004) - Análise petrográfica e textural dos Gnaisses de Saldanha (Trás-os-Montes oriental): elementos para nova interpretação estratigráfica. *Comunic. Geol., 91, 5-16.*
- RIBEIRO, O., DAVEAU, S. & LAUTENSACH, H. (1987) - *Geografia de Portugal - A posição geográfica e o território.* vol. I, Ed. J. Sá da Costa, Lisboa, 334 pp.
- RICKWOOD, P.C. (1989) - Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos, 22, 247-263.*
- RIEMER, W. (1966) - Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia. *Not. y Com. IGME, 81, 7-20.*
- RIES, A.C. & SHACKLETON, R.M. (1971) - Catazonal complexes of NW Spain and N Portugal, remnants of a Hercynian thrust plate. *Nature, 234, 65-68.*
- ROBARDET, M. (1981) - Late Ordovician tillites in the Iberian Peninsula. *In: Hambrey, M.J. & Harland, W.B. (Eds.), Earth's Pre - Pleistocene Glacial Record. Cambridge Univ. Press, 585-589.*
- ROBARDET, M. (2002) - Alternative approach to the Variscan Belt in southwestern Europe: Pre-orogenic palaeogeographical constraints. *In: Martínez Catálan, J.R., Hatcher, R.D., Arenas, R., Díaz García (Eds.), Variscan Appalachian Dynamics: the Building of the Late Paleozoic basement. Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 364, 1-15.*
- ROBARDET, M. (2003) - The Armorica 'microplate': fact or fiction? Critical review of the concept and contradictory palaeobiogeographical data. *PALAEO, 195, 125-148.*
- ROBARDET, M. & DORÉ, F. (1988) - The Late Ordovician diamictic formations from Southwestern Europe: North-Gondwana glaciomarine deposits. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Elsevier Sci. Publ. B.V., Amsterdam, 66, 19-31.*
- ROBARDET, M. & GUTIÉRREZ-MARCO, J. C. (2002) - Silurian. *In: Gibbons, W. & Moreno, M.T. (eds.), The Geology of Spain. Geological Society, London, 51-66.*
- ROBARDET, M., PARIS, F. & RACHEBOEUF, P.R. (1990) - Palaeogeographic evolution of southwestern Europe during Early Palaeozoic times. *In: McKerrow, W.S & Scotese, C.R. (Eds.), Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography, Geol. Soc. Memoir, 12, 411-419.*
- ROBARDET, M., VEGAS, R. & PARIS, F. (1980) - El techo del Ordovícico en el Centro de la Península Ibérica. *Stud. Geol. Salamaticensis, 16, 103-121.*
- RODRIGUES, J. F. S. (2008) - *Estrutura do Arco da Serra de Santa Comba - Serra da Garraia. Parautóctone de Trás-os-Montes.* Tese de Doutoramento (n. publ.) Univ. Lisboa, 308 pp.
- RODRIGUES, J., COKE, C., DIAS, R., PEREIRA, E. & RIBEIRO, A. (2005) - Transition from autochthonous deformation regimes in Murça - Marão sector (Central Iberian Zone, northern Portugal). *In: R. Carosi, R. Dias, D. Iacopini & G. Rosebaum (Eds.). The southern variscan belt, Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, 19, Paper 8.*
- RODRIGUES, J., RIBEIRO, A. & PEREIRA, E. (2003a) - Macroestrutura varisca do Arco da Garraia - Santa Comba (Murça, NE de Portugal). VI Cong. Nac. Geol. Ciências da Terra (UNL), Lisboa, nº esp. V, CD-ROM, D74-D75.
- RODRIGUES, J., RIBEIRO, A. & PEREIRA, E. (2006a) - Mecânica da instalação de mantos parautóctones do NE de Portugal como critério de divisão tectonoestratigráfica. *In: J. Mirão & A. Balbino (Eds.), VII Congresso Nacional de Geologia, Livro de Resumos, Pólo de Estremoz, Univ. Évora, 119-122.*
- RODRIGUES, J., PEREIRA, E. & RIBEIRO, A. (2006b) - Sucessão Parautóctone da Zona Galiza - Trás-os-Montes: singularidade paleogeográfica versus complexidade tectónica. *In: J. Mirão & A. Balbino (Eds.), VII Congresso Nacional de Geologia, Livro de Resumos, Pólo de Estremoz, Univ. Évora, 115-118.*

- RODRIGUES, J., RIBEIRO, A. & PEREIRA, E. (2006c) - Estrutura interna do Complexo de Mantos Parautóctones, sector de Murça - Mirandela (NE de Portugal). *In*: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J. C. Kullberg (Eds.). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, Univ. Évora, 63-84.
- RODRIGUES, J., RIBEIRO, A., PEREIRA, E. & MEIRELES, C. (2003b) - Organização tectonoestratigráfica do complexo parautóctone do NE de Portugal: uma proposta. VI Cong. Nac. Geol., *Ciências da Terra* (UNL), Lisboa, nº esp. V, CD-ROM, D77-D79.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R., BELLIDO, F., DÍEZ MONTES, A., GALLASTEGUI, G., GONZÁLEZ CLAVIJO, E., LÓPEZ OLMEDO, F., MARÍN, C., MARTÍN PARRA, L.M., MARTÍN SERRANO, A., MONTES, M., MATAS, J., NOZAL, F., ROLDAN, F. & RUBIO, F. (2004) - Mapa Geológico de España, con la inclusión de Portugal continental y Pirineos franceses. *In*: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid.
- RODRÍGUEZ, R., MARCOS, A. & FARIAS, P. (2004) - Palynological data on the age of the metasediments of the Para-autochthonous thrust sheet in the Cabo Ortegal area (Galicia, NW Spain). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **10**, 437-447.
- ROLLINSON, H. (1996) - *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Geochemistry series, Longman Ed., 352 pp.
- ROMANO, M. (1982) - The Ordovician biostratigraphy of Portugal - A review with new data and re-appraisal. *Geol. Journal*, **17**, 89-110.
- ROMANO, M. & DIGGENS, J.N. (1973-74) - The stratigraphy and structure of Ordovician and associated rocks around Valongo, north Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, **57**, 23-50, 2 Estampas.
- ROMÃO, J.M.C. (2000) - *Estudo Tectono-estratigráfico de um segmento do bordo SW da Zona Centro Ibérica, e as suas relações com a Zona Ossa-Morena*. Tese de Doutoramento, n. publ., Fac. Ciências Univ. Lisboa, 322 pp.
- ROMÃO, J.M.C., & OLIVEIRA, J.T. (1995) - Litoestratigrafia do Grupo de Vale do Grou (Série Intercalar) na região de Mação. *In*: Rodriguez Alonso, M.D. y Gonzalo Corral, J.C. (Eds.). *Comun. XIII Reunión de Geología del Oeste Penin.*, Salamanca, 142-143.
- ROMÃO, J.M.C., COKE, C., RIBEIRO, A. & OLIVEIRA, J.T. (1995) - Ensaio de correlação das unidades vulcano-sedimentares posicionadas entre o Super-Grupo Durico - Beirão e a Formação do Quartzito Armoricano (Zona Centro Ibérica, Z.C.I.). *In*: Rodriguez Alonso, M.D. y Gonzalo Corral, J.C. (Eds.). *Comun. XIII Reunión de Geología del Oeste Penin.*, Salamanca, 144-145.
- ROMÃO, J.M.C., DUNNING, G., MARCOS, A., DIAS, R., RIBEIRO, A. (2010) - O lacólito granítico de Mação - Penhascoso: idade e as suas implicações (SW da Zona Centro Ibérica). *e -Terra, Rev. Elec. Ciências da Terra*. ISSN 1645-0388. VIII Congresso Nacional de Geologia, GEOTIC - Sociedade Geológica de Portugal, **16**(13), 1-4.
- ROMARIZ, C. (1962) - Graptólitos do Silúrico Português. *Rev. Fac. Cienc.* Lisboa, 2ª série, **10**(2), 305 pp.
- ROMARIZ, C. (1969) - Graptolitos silúricos do Noroeste Peninsular. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, **53**, 107-155, est.I-V.
- ROSER, B. P. & KORSCH, R. J. (1985) - Plate tectonics and geochemical composition of sandstones: a discussion. *J. Geol.*, **93**, 81-84.
- ROSER, B. P. & KORSCH, R.J. (1986) - Determination of tectonic setting of sandstone - mudstone suites determined using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *J. Geol.*, **94**, 635-650.
- ROSER, B.P. & KORSCH, R.J. (1988) - Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chem. Geol.*, **67**, 119-139.
- SÁ, A.A. (1999) - *Deterioração e Requalificação de taludes em Unidades tipificadas de Metavulcanitos e Metassedimentos (Mirandela - Macedo de cavaleiros, NE Portugal)*. Tese Mestrado (n. publ.), FCTUC, Univ. Coimbra, 241 pp.
- SÁ, A.A. (2003) - A evolução da cronoestratigrafia do Sistema Ordovícico e a sua aplicação a Portugal. *Geonovas, Revista da Assoc. Port. Geólogos*, **17**, 27-34.
- SÁ, A.A. (2005) - *Bioestratigrafia do Ordovícico do nordeste de Portugal*. Tese de Doutoramento, n. publ., Univ. Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real, 571 pp.
- SÁ, A.A., COKE, C., PIÇARRA, J.M. & GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (2003a) - Nova localidade com escifocrinóides no Silúrico do sinclínório de Moncorvo (Zona Centro-Ibérica, Portugal). VI Cong. Nac. Geol., *Ciências da Terra* (UNL), Lisboa, nº esp. V, CD-ROM, A146-A149.
- SÁ, A.A., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. & MEIRELES, C. (2008) - The "written stones" of the Montesinho Natural Park: where palaeontology meets popular legend. (Abstract) *International Geol. Congress, Oslo*.

- SÁ, A.A., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. & MEIRELES, C. (2010) - Cronoestratigrafia do Ordovícico em Portugal: que escala utilizar? *e-Terra, Rev. Elec. Ciências da Terra*, ISSN 1645-0388. VIII Congresso Nacional de Geologia, GEOTIC - Sociedade Geológica de Portugal, **21**(13), 1-4.
- SÁ, A.A., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., PIÇARRA, J.M., GARCIA-BELLIDO, D.C., VAZ, N. & ACENOLAZA, G.F. (2011) - Ordovician vs. "Cambrian" ichnofossils in the armorican quartzite of Central Portugal. *In: Gutierrez-Marco, J.C., Rábano, I. & Garcia-Bellido, D.C. (Eds.). Ordovician of the World, Cuadernos del Museo Geominero, 14, IGME, Madrid, 483-492.*
- SÁ, A.A., MEIRELES, C. & COKE, C. (2002) - Concentração maciça de *Daedalus labechei* (ROUALT) (icnofóssil ordovícico) no Alto do Martim Preto (Guadramil - Bragança): património paleontológico a preservar e divulgar. *XVIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología e II Congreso Ibérico de Paleontología*, Univ. de Salamanca, 138-139.
- SÁ, A.A., MEIRELES, C., COKE, C. & GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (2003b) - Reappraisal of the Ordovician stratigraphy and paleontology of Trás-os-Montes (Central-Iberian Zone, NE Portugal). *In: Albanesi G.L., Beresi M.S. and Peralta, S.H. (Eds.), Ordovician from the Andes, INSUGEO, Serie Correlación Geológica, 17, 131-136.*
- SÁ, A. A., MEIRELES, C., COKE, C. GUTIÉRREZ-MARCO, J. C. (2005) - Unidades litoestratigráficas do Ordovícico da região de Trás-os-Montes (Zona Centro-Ibérica, Portugal). *Comunicações Geológicas, I.N.E.T.I., 92, 31-74.*
- SÁ, A. A., MEIRELES, C., GUTIÉRREZ-MARCO, J. C., COKE, C. (2006) - A sucessão do Ordovícico Superior de Trás-os-Montes (Zona Centro-Ibérica, Portugal) e a sua correlação com Valongo e Buçaco. *In: Mirão, J. & Balbino, A. (Eds.), VII Cong. Nac. Geologia, Vol. II, Évora, 621-624.*
- SÁ, A. A., MEIRELES, C., PIÇARRA, J., VAZ, N. & GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (2009) - The Hirnantian stratigraphy of Portugal, with notes on the Trás-os-Montes and Valongo - Arouca areas. *In: Harper, D.A.T. & McCorry, M. (Eds.). Absolutely final meeting of IGCP 503: Ordovician palaeogeography and palaeoclimate, Copenhagen 2009, Abstracts, p. 16.*
- SÁ, A.A., PIRES, C.A.C. & PORTUGAL FERREIRA, M.R. (2000) - Refined lithostratigraphy from the Lower Allochthonous Unit Westwards of Morais Massif (NE Portugal). *In: Variscan - Apalachian dynamics: the building of the Upper Paleozoic basement. Basement Tectonics 15. Program and Abstracts, A Coruña, Spain, 275-277.*
- SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S., JEFFRIES, T., ARENAS, R., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J. & GARCÍA-SÁNCHEZ, R. (2006) - A pre-Rodinian ophiolite involved in the Variscan suture of Galicia (Cabo Ortegal Complex, NW Spain). *Journal of the Geol. Society, 163*(5), 737-740.
- SAN JOSÉ, M.A., PELÁEZ PRUNEDA, J.R., VILAS MINONDO, L. & HARRANZ ARAÚJO, P. (1974) - Las séries ordovícicas y preordovícicas del sector central de los Montes de Toledo. *Bol. Geol. Minero, 85, 21-31.*
- SAN JOSÉ, M.A., PIEREN, A.P., GARCIA-HIDALGO, J.F., VILAS, L., HERRANZ, P., PALAEZ, J.R. & PEREJON, A. (1990) - Ante - Ordovician Stratigraphy. *In: Dallmeyer, R.D. & Martínez-García, E. (Eds.). Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag, 147-159.*
- SAN JOSÉ, M.A., RÁBANO, I., HERRANZ, P. & GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1992) - El Paleozóico Inferior de la Zona Centroibérica meridional. *In: Gutierrez-Marco, J. C., Saavedra, J. & Rábano, I. (Eds.). Paleozóico Inferior de Ibero - América, Univ. Extremadura, 505-521.*
- SANTOS, J. (1998) - *Geoquímica de litologias básicas e ultrabásicas da Unidade Alóctone Superior do maciço de Bragança*. Dissertação de Doutoramento, não publ., 2 vol., Univ. Aveiro, 402 pp.
- SANTOS, J. L. G. (1953) - Le gisement de fer de Guadramil. *Est. Not. Trab. S. F. M., Porto, 8*(3-4), 287-296.
- SANTOS, J., MARQUES, F., MUNHÁ, J., RIBEIRO, A. & TASSINARI, C. (1997) - First dating of a Precambrian (1.0 to 1.1 Ga) HP/PT metamorphic event in the uppermost allochthonous unit of the Bragança Massif (Iberian Variscan Chain, northern Portugal). *EUG 9, Strasbourg, Abstract Suppl. 1, Terra Nova, 9, p. 497.*
- SANTOS ZALDUEGUI, J.F., SCHÄERER, U., GIL IBARGUCHI, J.I. & GIRARDEAU, J., (1996) - Origin and evolution of the Palaeozoic Cabo Ortegal ultramafic-mafic complex (NW Spain): U-Pb, Rb-Sr and Pb-Pb isotope data. *Chemical Geology, 129, 281-304.*
- SANT'OVAIA, H., RIBEIRO, M.A., MARTINS, H. & NORONHA, F. (2011) - Notícia Explicativa da Folha 6-D, Vila Pouca de Aguiar. *Lab. Nac. Eng. Geol. - Unidade de Geol. Cart. Geológica, Lisboa, 37 pp.*
- SARMIENTO, G.N., CALVO, A. & GONZÁLEZ CLAVIJO, E. (1997) - Conodontos paleozoicos (Ashgill - Emsiense) del sinforme de Alcañices (oeste de Zamora, España). *In: Grandal d'Anglade, A., Gutierrez-Marco, J.C. & Santos Hidalgo, L. (Eds.). XIII Jornadas de Paleontología y V Reunión Internacional del Proyecto 351 PICG, Libro de Resúmenes y Excursiones, A Coruña, 108-111.*

- SARMIENTO, G.N., PIÇARRA, J.M., REBELO, J. A., ROBARDET, M., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., STORCH, P. & RÁBANO, I. (1999) - Le Silurien du synclinorium de Moncorvo (NE du Portugal): biostratigraphie et importance paléogeographique. *Geobios*, **32**(5), 749-767.
- SCHAFER, H.-J., GEBAUER, D., GIL IBARGUCHI, J.I. & PEUCAT, J.J. (1993) - Ion-microprobe U-Pb circón dating on the HP/HT Cabo Ortegal Complex (Galicia, NW Spain). *Terra Abstracts*, supplement n° 4 to *Terra Nova*, **5**, p. 22.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1982) - Framework and evolution of Hercynian mineralization in the Iberia Meseta. *Comun. Serv. Geol. Port.*, **68**(1), 91-140.
- SCHERMERHORN, L.J.G. & KOTSCH, S. (1984) - First occurrence of lawsonite in Portugal and tectonic implications. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, **70**(1), 23-29.
- SCHNEIDER, A. (1947a) - Prospeção mineira. Zonas geotectónicas na metalogénese ibérica. I Parte: Introdução. *Técnica*, n° 171 (Fev. 1947), 199-218.
- SCHNEIDER, A. (1947b) - Prospeção mineira. Zonas geotectónicas na metalogénese ibérica. II Parte: As zonas geotectónicas da Península Ibérica. *Técnica*, n° 176 (Jul. 1947), 522-540.
- SCHMID, R. (1981) - Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geol. Rundschau*, **70**, 749-799.
- SEILACHER, A. (2000) - Ordovician and Silurian Arthropycid Ichnostratigraphy. *In: Sola, M.A. & Worsley, D. (Eds.). Geological Exploration in Murzuq Basin*. Elsevier Science B.V., Amsterdam, 237-258.
- SEILACHER, A. (2001) - Concretions morphologies reflecting diagenetic and epigenetic pathways. *Sedimentary Geology*, **143**, 41-57.
- SELLÉS-MARTÍNEZ, J. (2000) - Las septarias como indicadores de paleo-campos de esfuerzos e presiones de fluidos en el médio diagenético. *Bol. Informaciones Petroleras, Repsol-YPF*, [3], **17**(64), 65-75.
- SEQUEIRA, A. J. (1993) - A Formação da Serra Gorda (Tremadociano?) do Sinclinal de Penha Garcia. *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, **79**, 15-29.
- SERRANO, G. G., MATEO, E. P., TOMÁS, J. F. & MORENO, M. P. (1982) - Memoria do Mapa Geologico de España. Calabor, folha 305, esc. 1:50.000, 21 pp.
- S.F.M. (1953) - *Jazigo de ouro de Rio Silos. Projecto de trabalhos*. Rel. Interno, Serv. Fom. Mineiro, Brigada Norte, 6pp.
- S.F.M. (1954) - *Relatório Final sobre o jazigo de chumbo de Quintanilha (Bragança)*. Serv. Fom. Min., Brigada Norte, 10 pp, 1 mapa.
- SHERVAIS, J.W. (1982) - Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci., Lett.*, **59**, 101-118.
- SILVA, A.F. & RIBEIRO, M.L. (1991) - Carta geológica de Portugal na escala 1:50.000. Notícia explicativa da folha 15-A, Vila Nova de Foz Côa, *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 52 pp.
- SILVA, A.F., ROMÃO, J.M.C. & SEQUEIRA, A.J.D. (1988) - Geotransversal no Grupo das Beiras (Complexo Xisto - Grauváquico) entre os sinclínios de Mação e Penha Garcia (Centro Leste de Portugal). X Reunião sobre a Geologia do Oeste Peninsular, *Livro de Resumos*, Coimbra - Salamanca.
- SILVA, A.F., ROMÃO, J.M.C., SEQUEIRA, A.J. & OLIVEIRA, J.T. (1995) - A sucessão litostratigráfica ante-ordovícica na Zona Centro Ibérica (ZCI), em Portugal: ensaio de interpretação com base nos dados actuais. *Comun. XIII RGOP/PIGC 319-920*, Salamanca, 71-72.
- SILVA, J. B., OLIVEIRA, J. T. & RIBEIRO, A. (1990) - The Southern Portuguese Zone. Structural Outline. *In: Dallmeyer, R.D. & Martínez-García, E. (Eds.). Pre-Mesozoic Geology of Ibéria*, Springer-Verlag, Berlin, 334-362.
- SIMANCAS, J.F. (2004) - Zona Sudportuguesa. *In: Vera, J.A. (Ed.). Geologia de España*, SGE-IGME, Madrid, 199-222.
- SOLÁ, A.R., PEREIRA, M.F., RIBEIRO, M.L., NEIVA, A.M.R., WILLIAMS, I.S., MONTERO, P., BEA, F. & ZINGER, T. (2006) - A "Formação de Urra": idade e herança Precâmbrica. VII Cong. Nac. Geologia, *Livro de Resumos*, Vol. I, Univ. Évora, 29-32.
- SOUSA, B. (1981) - Complexo Xisto-grauváquico do Douro: a Formação de Bateiras - fácies, ocorrência e significado litoestratigráfico. *Cuad. Geol. Ibérica*, Madrid, **7**, 645-651.
- SOUSA, B. (1982) - Litostratigrafia e estrutura do "Complexo Xisto-Grauváquico ante-ordovícico" - Grupo do Douro. *Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol.*, Univ. Coimbra, 223 pp.
- SOUSA, B. (1984) - Considerações sobre a estratigrafia do Compleo Xisto-Grauváquico (CXG) e a sua relação com o Paleozóico Inferior. *Cuad. Geol. Ibérica*, Madrid, **9**, 9-36.

- STAUB, R. (1926) - Gedanken zur Tectonik Spaniens, Zurich (Traduzido em castelhano por A. Carbonell: *Ideias sobre la tectónica de España*, R. Ac. de Cien., Bel. Let. Y Nob. Artes de Córdoba, Córdoba, 1927).
- STILLE, H. (1924) - Grundfragen der vergleichenden tektonik, Brontraeger, 443 pp.
- TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M. (1981) - The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Phil. Trans. R. Soc.*, A301, 381-399.
- TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M. (1985) - *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford, 312 pp.
- TASSINARI, C.C.G., MEDINA, J. & PINTO, M.S. (1996) - Rb-Sr and SM-Nd geochronology and isotope geochemistry of Central Iberian metasedimentary rocks (Portugal). *Geol. Mijnb.*, **75**, 69-79.
- THADEU, D. (1951) - Geologia, jazigos de chumbo e zinco da Beira Baixa. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, **9**, 1-144.
- THADEU, D. (1973) - Les gisements stannio-wolframitiques du Portugal. *Annales Soc. Géol. Belgique*, **96**(1), 5-30.
- TEIXEIRA, C. (1942) - Os movimentos hercínicos na tectónica portuguesa. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, **1**(2), 101-117.
- TEIXEIRA, C. (1955) - *Notas sobre a Geologia de Portugal: o Complexo xisto-grauváquico anteordoviciano*, Lisboa, 50 pp.
- TEIXEIRA, C. (1960) - L'évolution du territoire portugais pendant les temps ante-mésozoïques. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, **12**(3), 229-256.
- TEIXEIRA, C. (1970) - Notícias Geológicas e paleontológicas, XXVI - Restos de vegetais em fânitos silúricos de Guadramil. *Naturália*, Lisboa, Vol. X (II), pág. 135.
- TEIXEIRA, C. (1981) - *Geologia de Portugal. Vol. I - Precâmbrico, Paleozóico*. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 629 pp.
- TEIXEIRA, C., FERNANDES, A. P. & PERES, A. (1967) - Carta geológica de Portugal na escala 1:50.000. Notícia explicativa da folha 10-C, Peso da Régua. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 60 pp.
- TEIXEIRA, C. & GONÇALVES, F. (1980) - *Introdução à Geologia de Portugal*. Inst. Nac. Investigação Científica, Lisboa, 478 pp.
- TEIXEIRA, C. & PAIS, J. (1973) - Sobre a presença de Devónico na região da Bragança (Guadramil e Mofreita) e de Alcañices (Zamora). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, **18**(2-3), 199-202.
- TEIXEIRA, C., PAIS, J. & ROCHA, R. (1979) - Quadros de Unidades Estratigráficas e da Estratigrafia Portuguesa. *Inst. Nac. Inv. Científica (I.N.I.C.)*, Lisboa.
- TEIXEIRA, C. & REBELO, J.A. (1976) - Contribuição para o conhecimento da Paleontologia do Ordovício de Moncorvo. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, **20**, 25-28.
- TEIXEIRA, C., RIBEIRO, A. & SILVA, L.C. (1964a) - La faune de *Lingulelinae* des formations anté-ordoviciennes de Marão. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, **15**(2), 117-122.
- TEIXEIRA, C., RIBEIRO, A. & SILVA, L.C. (1964b) - The Linguleline fauna from the Marão Ante - Ordovician Formations. *22nd International Geological Congress*, New Delhi, **8**(3), 16-19.
- TERRY, R.D. & CHILINGAR, G. V. (1955) - Summary of "Concerning some additional aids in studying sedimentary formations", by M.S. Shvetsov. *J. Sed. Petrol.*, **25**(3), 229-234.
- TOYOS, J.M. (2003) - Litoestratigrafía de la banda esquistosa de Monteferro - El Rosal (Macizo Ibérico, provincia de Pontevedra). *Revista de la Soc. Geol. de España*, **16**(3), 213-226.
- TRUYOLS, J. & JULIVERT, M. (1983) - El Silúrico en el Macizo Ibérico. In: Comba, J.A. (Ed.). *Libro Jubilar J.M. Rios, Geologia de España, 1*, IGME, Madrid, 246-265.
- TURRIÓN PELÁEZ, L. F. (1988) - *Estúdio geológico y metalogenico de las mineralizaciones de manganeso asociadas al sinforme de Alcañices (Zamora)*. Tesis Licen., Univ. Salamanca, 144 pp.
- TURRIÓN PELÁEZ, L.F. & MORO BENITO, M.C. (1989a) - Aspectos mineralógicos y genéticos de las mineralizaciones de manganeso volcánico - sedimentarias de Manzanal del Barco. *Studia Geol. Salmanticensis*, Vol. Esp. 4, 217-228.
- TURRIÓN PELÁEZ, L.F. & MORO BENITO, M.C. (1989b) - Las mineralizaciones de Mn volcánico - sedimentarias de S Vicente de La Cabeza (Zamora). *Bol. Soc. Esp. Mineralogia*, **12**, 303-313.
- VACAS, J. M. & MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1987) - El Sinforme de Alcañices en la transversal de Manzanal del Barco. *Stvd. Geol. Salaman.*, **34**, 151-175.
- VALVERDE-VAQUERO, P. & DUNNING, G.R. (1997) - Magmatismo "Sárdico" Arenig en el Dominio del Olla de Sapo de la Zona Centro Ibérica: nuevas evidencias U-Pb en la Sierra de Guadarrama. In: Pires, C.C., Gomes, M.E.P., Coke, C. (Eds.). *Comum. XIV Reunião do Oeste Peninsular e Reunião Anual do PICG 376 (Laurentia, Gondwana, Báltica connections)*, UTAD, Vila Real, 265-270.

- VALVERDE-VAQUERO, P. & DUNNING, G.R. (2000) - New U-Pb ages for Early Ordovician magmatism in Central Spain. *Journal of the Geological Society*, London, **157**, 15-26.
- VALVERDE-VAQUERO, P., MARCOS, A., FARIAS, P. & GALLASTEGUI, G. (2005) - U-Pb dating of Ordovician felsic volcanism in the Schistose Domain of the Galicia - Trás-os-Montes Zone near Cabo Ortegal (NW Spain). *Geologica Acta*, **3**(1), 27-37.
- VALVERDE-VAQUERO, P., FARIAS, P., MARCOS, A. & GALLASTEGUI, G. (2007) - U-Pb dating of Siluro - Ordovician volcanism in the Verín Synform (Orense, Schistose Domain, Galicia - Trás-os-Montes Zone). *Geogaceta*, **41**, 247-250.
- VAN DER VOO, R. (1979) - Palaeozoic assembly of Pangea: a new plate tectonic model for the Taconic, Caledonian and Hercynian orogenies (abstract). *EOS Trans. Amer. Geophys. Union*, **60**, 241.
- VAN DER VOO, R. (1982) - Pre-Mesozoic paleomagnetism and Plate Tectonics. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, **10**, 191-220.
- VAN WEES, J.D., ARCHE, A., BEIJDRORFF, C.G., LÓPEZ-GÓMEZ, J., CLOETINGH, S.A.P.L. (1998) - Temporal and spatial variations in tectonic subsidence in the Iberian Basin (eastern Spain): inferences from automated forward modelling of high-resolution stratigraphy (Permian- Mesozoic). *Tectonophysics*, **300**, 285-310.
- VAZ, N. (2010) - *Palinoestratigrafia da sequência Ordovícico - Silúrica do sinclinal Amêndoa - Mação*. Tese Doutoramento (n. publ.). UTAD, Esc. Ciências da Vida e Ambiente, Dep. Geologia. Vol. I, 132 pp. (11 estampas).
- VAZ, N., PARIS, F. & OLIVEIRA, J.T. (2011) - Chitinozoans of Ribeira da Laje Formation, Amêndoa - Mação syncline (Upper Ordovician Portugal). *In: Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I. & Garcia-Bellido, D. (Eds.), Ordovician of the World. Cuadernos del Museo Geominero*, Inst. Geol. Min. España, Madrid, **14**, 609-610.
- VERA, J. A., (editor) (2004) - *Geología de España*, SGE - IGME, Madrid, 890 pp.
- VILLAR, J. R. C. (1979) - Características del campo filoniano de Calabor (Zamora, España). *Bol. Geol. Min.*, **99**(2), 34-47.
- VILLAR ALONSO, P. M. (1990) - *Estructura del antiformal de Villadepera (Zamora)*. Tese de Lic., Univ. Salamanca, 66 pp.
- VOGEL, D.E. (1967) - Petrology of an eclogite- and pyrigarnite-bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal, NW Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, **40**, 121-213.
- WENTWORTH, C.K. (1922) - A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, **30**, 377-392.
- WILDE, P., QUINBY-HUNT, M.S. & ERDTMANN, B.-D. (1996) - The whole-rock cerium anomaly: a potential indicator of eustatic sea-level changes in shales of the anoxic facies. *Sed. Geol.*, **101**, 43-53.
- WILLIAMS, H., TURNER, F.J. GILBERT, C.M. (1970) - *Petrografia: uma introdução ao estudo das rochas em secções delgadas*. Tradução de Ruy Ribeiro Franco, S. Paulo, Polígono e Editora Univ. S. Paulo, 424 pp.
- WILSON, A.J. (1983) - New Light on Mining's Ancient History. *Mining Magazine*, May, 372-375.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1976) - Geochemical magma type discrimination, application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **28**, 459-469.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1977) - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**, 325-343.
- WINCHESTER, J.A., PHARAOH, T.C. Y VERNIERS, J. (2002): Palaeozoic amalgamation of Central Europe: an introduction and synthesis of new results from recent geological and geophysical investigations. *In: Winchester, J.A., Pharaoh, T.C. Y Verniers, J. (Eds.). Palaeozoic amalgamation of Central Europe. Geological Society, London, Special Publications*, **201**, 1-18.
- WOOD, D.A. (1980) - The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **50**, 11-30.
- WOOD, D.A., TARNEY, J., VARET, J., SAUNDERS, A.D., BOUGAULT, H., JORON, J.L., TREUIL, M. & CANN, J.R. (1979) - Geochemistry of basalts drilled in the North Atlantic by IPOD Leg 49: implications for mantle heterogeneity. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **42**, 77-97.
- WOOD D.A., TARNEY, J. & WEAVER, B.L. (1981) - Trace element variations in Atlantic ocean basalts and Proterozoic dykes from Northwest Scotland: their bearing upon the nature and geochemical evolution of the upper mantle. *Tectonophysics*, **75**, 91-112.
- YOUNG, T.P. (1985) - *The stratigraphy of the Upper Ordovician of Portugal*. PhD thesis, Univ. Sheffield, 394 pp.

-
- YOUNG, T.P. (1988) - The lithostratigraphy of the Upper Ordovician of Central Portugal. *Journ. Geol. Soc. London*, **145**, 377-392.
- YOUNG, T.P. (1989) - Eustatically controlled ooidal ironstone deposition: facies relationships of the Ordovician open-shelf ironstones of Western Europe. *In: Young, T.P. & Taylor, W.E.G. (Eds.), Phanerozoic Ironstones, Geol. Society Special Publ.*, **46**, 51-63.
- YOUNG, T.P. (1992) - Ooidal ironstones from Ordovician Gondwana: a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **99**, *Elsevier Science Publ.*, B.V., Amsterdam, 321-347.

Anexos

Anexo I - Carta Geológica

Anexo II - Tabelas de Cores das unidades

Tabelas de cores padrão da IUGS de acordo com a Comissão do Mapa Geológico do Mundo (CGMW). Tabela Estratigráfica Internacional.

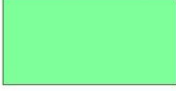
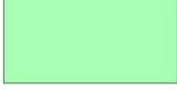



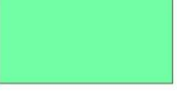




Relativamente à cartografia geológica, cabe ao actual L.N.E.G., herdeiro dos antigos Serviços Geológicos, a responsabilidade da execução e publicação das cartas geológica nacionais. Observando as sucessivas edições, constata-se que as actuais "normas" para a publicação de cartas geológicas, particularmente no que concerne às cores das diversas unidades e litologias, não são mais do que um mero depósito do que ao longo dos anos foi sendo feito nas diversas cartas geológicas à escala 1:50.000. Além disso não há uma procura de correlação das unidades com a mesma idade, e que ocorrem em distintas unidades (Zona Centro Ibérica, Ossa-Morena, por exemplo). Tal é notório a nível do Sistema Ordovícico: o quartzito armoricano está presentemente assinalado por três cores - padrão distintas. Além disso, falta uma tabela de padrões de cores que abranja todas as unidades ordovícicas representadas em Trás-os-Montes, bem como as unidades equivalentes nas restantes províncias paleogeográficas ordovícicas (Valongo-Marofa e Beiras). Em consequência disso, foram apresentadas sob a forma de relatório interno (MEIRELES & MARQUES, 2009) propostas de tabelas que constituirão o ponto de partida para que se crie no actual L.N.E.G. definitivamente uma base de dados que englobe as colunas litoestratigráficas da geologia do nosso país, com as unidades formalmente definidas e com as cores - padrão uniformizadas.

Anexo II-A

Tabela de cores CMYK para as escalas do Silúrico e Devónico

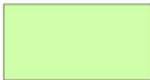
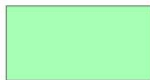

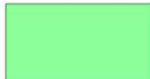
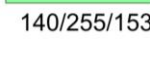



Devónico (20/40/75/0)	Superior (5/10/35/0)	Famenniano (5/5/20/0)
		Frasniano (5/5/30/0)
	Médio (5/20/55/0)	Givetiano (5/10/45/0)
		Eifeliano (5/15/50/0)
	Inferior (10/30/65/0)	Emsiano (10/15/50/0)
		Pragian (10/20/55/0)
Lochkoviano (10/25/60/0)		
Silúrico (30/0/25/0)	Pridoli	(10/0/10/0)
	Ludlow (25/0/15/0)	Ludfordiano (15/0/10/0)
		Gorstiano (20/0/10/0)
	Wenlock (30/0/20/0)	Homeriano (20/0/15/0)
		Sheinwoodiano (25/0/20/0)
	Llandovery (40/0/25/0)	Telychiano (25/0/15/0)
Aeroniano (30/0/20/0)		
Rhuddaniano (35/0/25/0)		

Anexo II-B**Tabela de cores CMYK para a escala global do Ordovícico.****Para utilização nas Cartas Geológicas Nacionais à escala 1:500.000 e 1:1.000.000**

Ordovícico Sup. O3- 50/0/40/0 	{		Hirnantiano 35/0/30/0
			Katiano 40/0/35/0
			Sandbiano 45/0/40/0
Ordovícico Médio O2- 70/0/50/0 	{		Darriwiliano 55/0/35/0
			Dapingiano 60/0/40/0
Ordovícico Inferior O1- 90/0/60/0 	{		Floiano 75/0/45/0
			Tremadociano 80/0/50/0

Anexo II-C

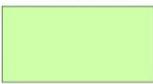
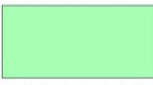



Proposta da tabela de cores (MEIRELES & MARQUES, 2009), para a sequência ordovícica da província paleogeográfica das Beiras, com base no uso da escala mediterrânica. Coluna - tipo: Buçaco - Dornes (COOPER & ROMANO, 1982; YOUNG, 1988). Para aplicação na cartografia 1:25.000 e 1:50.000.

Hirnantiano	Form. Casal Carvalho	Grupo Rio Ceira	19/0/34/0	
			207/255/168	
	Form. Rib ^a Cimeira Form. Rib ^a Braçal		35/0/30/0	
			166/255/178	
Kralodvoriano	Form. Porto Santa Ana /Ferradosa	(Grupo Venda Nova)	23/051/12	
Berouniano	Form. Louredo Form. Carregueira	Grupo Sanguinheira	165/224/94	
			45/0/40/0	
Dobrotiviano	Form. Cabril Form. Fonte da Horta	Grupo de Cákemes	140/255/153	
			9/0/40/30	
Oretaniano	Form. Monte da Sombadeira		155/178/76	
Oretaniano	Formação Brejo Fundeiro			
Arenigiano	Arenigiano médio - superior	Formação Serra do Brejo ^(*)	43/0/100/23	
			86/196/0 (IGM, 1999)	
	Arenigiano inferior- médio (Floiano CGMW)	Formação Sarnelha	75/0/45/0	

^(*) (Designação formal apresentada por Cooper & Romano, 1982, na região de Dornes)

Anexo II-D

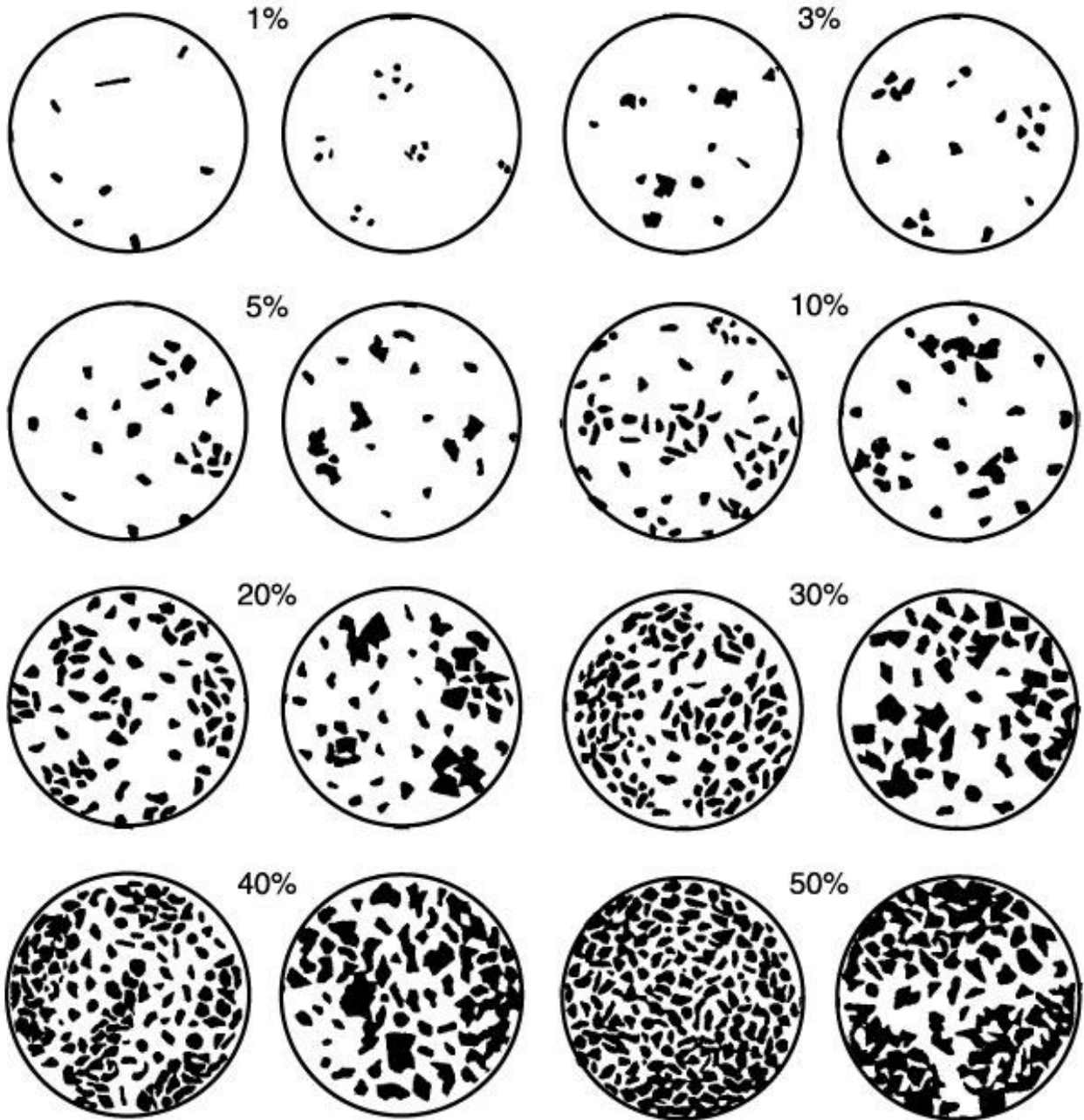
Proposta da tabela de cores (MEIRELES & MARQUES, 2009), para a sequência ordovícica da província paleogeográfica de Valongo - Marofa, com base no uso da escala mediterrânica. Coluna - tipo: Valongo (ROMANO & DIGGINS, 1974; COUTO, 1993). Aplicação na cartografia 1:25.000 e 1:50.000.

Hirnantiano	Formação Sobrido	19/0/34/0	
		207/255/168	
Dobrotiviano	Formação Valongo	35/0/30/0	
Oretaniano		9/0/40/30	
		155/178/76	
Arenigiano médio - superior	Formação Santa Justa	17/0/44/41	
		107/150/38	
Arenigiano inferior	Unidade Montalto	75/0/45/0	
		64/255/140	

Anexo III - Diagramas Sedimentares

Anexo III-A

Diagramas de estimação visual de percentagens em rochas e sedimentos (adaptado de TERRY & CHILINGAR, 1955).



Anexo III-B.

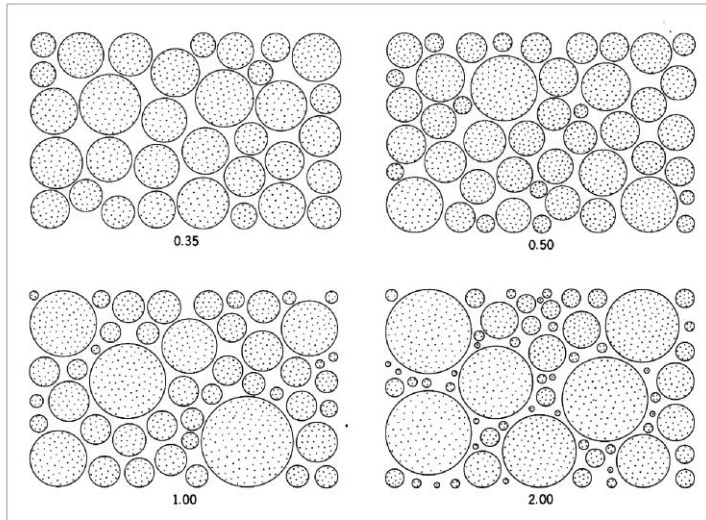
Escala granulométrica de Udden-Wentworth (adaptada de HALLSWORTH & KNOX, 1999, Fig. 13).

Classe de Tamanhos de Wentworth (1922)

Tamanhos mm - Escala log	μm	Phi (ϕ)	Classes de Tamanhos	
4096		-20	Blocos	Cascalho
1024		-12		
256		-10		
64		-8	Calhau	
16		-6	Seixo	
4		-4		
3.36		-2	Granulo	
2.83		-1.75		
2.38		-1.50		
2.00		-1.25		
1.68		-1.00		
1.41		-0.75	Areia muito grosseira	
1.19		-0.50		
1.00		-0.25		
0.84		0.00	Areia grosseira	
0.71		0.25		
0.59		0.50		
1/2	500	0.75	Areia média	Areia
0.42	420	1.00		
0.35	350	1.25		
0.30	300	1.50		
1/4	250	1.75	Areia fina	
0.210	210	2.00		
0.177	177	2.25		
0.149	149	2.50	Areia muito fina	
1/8	125	2.75		
0.105	105	3.00		
0.088	88	3.25		
0.074	74	3.50	Silt grosseiro	
1/16	63	3.75		
0.0625	63	4.00		
0.0530	53	4.25		
0.0440	44	4.50		
0.0370	37	4.75	Silt médio Silt fino Silt muito fino	Lama
1/32	31	5		
0.0310	31	5		
1/64	15.6	6	Argila	
0.0156	15.6	6		
1/128	7.8	7		
0.0078	7.8	7		
1/256	3.9	8		
0.0039	3.9	8		
0.0020	2.0	9		
0.00098	0.98	10		
0.00049	0.49	11		
0.00024	0.24	12		
0.00012	0.12	13		
0.00006	0.06	14		

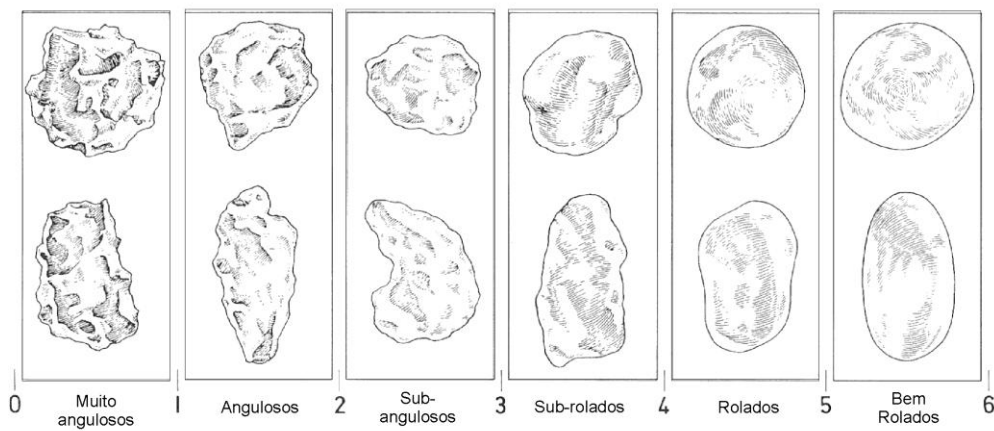
Anexo III - C

Ábaco de Calibres e Classes de Calibres
(extraído e adaptado de Pettijohn *et al.*, 1972)



Relação entre diâmetros (mm)	Desvio Padrão Phi	Descrição Verbal	
1,0	0,0	muito bem calibrados	MADURO
1,6	0,35		
2,0	0,50	bem calibrados	SUBMADURO
4,0	1,00		
15,0	2,00	mal calibrados	
		muito mal calibrados	

Graus de arredondamento e de esfericidade (extraído e adaptado de Pettijohn *et al.*, 1972)



Anexo IV - Análises químicas de rocha.
Resultados analíticos

Todas as análises químicas de rocha total foram efectuadas no Laboratório do L.N.E.G. (ex. Instituto Geológico e Mineiro), fundamentalmente pelo método FRX. Este Laboratório possui o Certificado do Sistema Português de Qualidade NP EN 45001, N.96/L:194. Os elementos maiores e menores de metavulcanitos foram efectuadas por FRX (Espectrómetro de Fluorescência de Raios-X, dispersão de λ , PW2404 - PANalytical). Pelo método interno PA 002 (menores e Sn, Nb, W, Ta) e PA003 (maiores). Segundo informação da responsável (Eng^a Maria Eugénia Moreira), as especificações são as seguintes:

1) Preparação das amostras - para a análise de elementos maiores, as amostras são calcinadas a 1050° e fundidas a 1150°(pérola) utilizando um forno de fusão programável Perl' X3 da PANalytical; para a análise de elementos traço, as amostras são prensadas (pastilha) utilizando uma prensa Herzog HTP 40.

2) Condições instrumentais:

Elementos maiores - elementos Na e Mg: cristal PX1, colimador 700, detector FI; elementos Al e Si: cristal PE, colimador 700, detector FI; elemento P: cristal Ge, colimador 700, detector FI; elementos K, Ca, Ti, Mn, Fe: cristal LiF200, colimador 300, detector FS.

Elementos traço - Sb, Sn, Cd, Mo, Nb, Th, Zr, Y, Sr, U, Rb, Pb, Br, As, Ge, Ga, Zn: cristal LiF 200, colimador 150, detector S; W, Ta, Cu, Hf, Ni, Co: cristal LiF 200, colimador 150, detector duplex. Sm, Cr, Ce, Nd, V: cristal LiF 220, colimador 300, detector duplex. La: cristal LiF 200, colimador 150, detector FI. Ba, Sc: cristal LiF 200, colimador 300, detector FI.

3) Padrões utilizados - são na sua quase totalidade Mrcs. As rectas de calibração de alguns elementos comportam ainda alguns padrões preparados no laboratório e controlados por Mrcs.

Correcções de matriz são efectuadas utilizando factores alfa na análise de elementos maiores e correcções Compton na análise de elementos traço. Correcções específicas de interferência e sobreposição são também utilizadas nos programas de análise de traços.

4) Controlo de *drift* é feito com monitores; controlo de precisão e reprodutibilidade são efectuados diariamente com padrões de qualidade; exactidão é testada através dos ensaios internacionais de eficiência e intercomparação.

Precisão de 1% para todos os elementos em geral. Em termos de exactidão pode-se dizer que é melhor que 5% para os maiores e melhor que 10% para os traços.

Terras Raras

O doseamento de Terras Raras foi feito por ICP-MS (Método Interno PA030H). Os dados analíticos do ICP-MS são representados em **bold**. Nos casos em que existem análises dos mesmos elementos menores e/ou terras raras, quer por FRX quer por ICP-MS, optou-se por seleccionar os valores de ICP-MS, pelo mais baixo limite de detecção e pela maior precisão do método. O procedimento analítico encontra-se descrito em CANTO MACHADO & SANTOS (2006).

Os valores de FeO que foram calculados por AAS são representados em *itálico (azul)*. No caso das amostras 25-119A; 36-2A;36-3A 36-4A; 37-94A; 37-95A; 39-5DF; 50-15A; 50-16A e 50-17A, os valores de FeO foram calculados por Espectrofotometria de Absorção Molecular no Visível (EAM-VIS).

Não foram considerados os elementos menores em que a maior parte dos resultados eram inferiores ao limite mínimo de detecção. É o caso do Ta, Sn, W e Sb, analisados por FRX.

Tabela IV-A 1 - Grauaques e arenitos
Formação Rio de Onor

Amostra	Membro França					Vale Andrês					
	25-96A	25-96B	25-104A	25-105A	39-12A	25-107A	25-109A	26-31A	26-32A	39-8A	39-9A
SiO ₂	79,61	71,35	79,7	92,37	90,56	70,97	70,22	72,3	67,58	74,8	70,66
Al ₂ O ₃	8,57	15,6	12,25	4,15	4,14	13,69	14,42	12,55	13,92	10,93	11,87
Fe ₂ O ₃ (t)	5,16	2,68	0,7	0,37	1,71	6,62	6,04	6,52	6,49	6,95	9,59
MnO	0,04	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,02	0,05	<0,02	0,04	0,04	0,04
MgO	0,95	1,07	0,39	0,12	0,09	1,18	1,27	0,79	1,15	0,79	0,82
CaO	0,17	0,18	0,11	0,08	<0,04	0,04	<0,04	<0,04	0,14	0,08	0,08
Na ₂ O	0,80	0,31	<0,20	<0,20	<0,20	0,29	0,3	0,23	1,69	1,77	1,12
K ₂ O	1,79	4,66	3,45	1,22	1,19	2,21	2,53	2,22	2,34	1,86	3,01
TiO ₂	0,81	0,75	0,54	0,28	0,7	0,86	0,84	0,83	1,83	0,7	0,55
P ₂ O ₅	0,11	0,18	0,11	0,18	0,06	0,09	0,07	0,07	0,1	0,07	0,06
P.R.	1,93	3,06	2,56	1,07	1,36	3,94	3,99	4,25	4,22	1,87	2,04
Total	99,94	99,84	99,81	99,84	99,81	99,91	99,73	99,76	99,5	99,86	99,84
FeO	1,6	1,6	0,41	0,25	0,41	2,78	2,76	1,5	1,31	3,11	2,49
Fe ₂ O ₃	2,38	2,68	0,7	0,37	1,71	6,62	6,04	6,52	6,49	6,95	9,59
FeO(t)	2,14	2,41	0,63	0,33	1,54	5,96	5,43	5,87	5,84	6,25	8,63
Ba	226	442	327	126	289	426	495	402	3888	554	633
Co	<5	5	<5	<5	<5	16	20	15	17	13	15
Cr	187	151	38	31	24	60	65	98	79	40	40
Cu	13	23	6		6	17	15	18	23	11	13
Ga	11	19	12	5	5	17	18	17	18	16	18
Nb	6	12	9	3	9	14	14	15	23	13	12
Ni	16	23	9	11	13	41	44	45	43	19	20
Rb	127	209	143	53	37	104	114	102	92	91	136
Sr	14	21	23	25	10	45	29	22	42	43	34
V	30	73	41	15	63	72	78	72	158	60	66
Y	22	40	29	184	29	29	31	46	28	27	32
Zn	15	35	10		13	103	102	116	89	54	69
Zr	226	227	242	184	581	281	233	300	305	247	243
Hf	5,6	5,5	6,8	2,2	10	6,7	2,7	7,1	7,2	5,1	7,8
Ta	0,7	1	0,9	0,2	0,6	1,2	1	1,2	1,4	0,8	1
U	2,4	3,9	2,8	2	3,5	2,7	2,5	3,1	3	2,3	2,5
Th	10,2	14	11,7	4,8	18,7	15,5	3,9	15,7	12	13,7	13,4
La	27	40	38	18	33	43	43	89	41	43	39
Ce	58	85	82	45	74	84	25	97	84	93	85
Pr	6,7	9,9	10	5	7,6	9,4	8,8	20,6	9,9	10,3	9,5
Nd	26,1	38,4	39,3	20,1	27,8	34,1	32,6	77,9	37,4	38,6	37
Sm	5,8	8,8	10,3	4,6	5,2	6,6	6,4	16,1	7,8	7,7	8,2
Eu	1,08	1,75	2,11	1,01	0,81	1,24	1,21	3,02	1,53	1,69	1,96
Gd	5,3	8,8	9,3	4,6	4,1	5,6	5,7	12,5	6,8	6,5	7,7
Tb	0,82	1,32	1,38	0,74	0,62	0,91	0,9	1,78	1,04	0,97	1,22
Dy	4,8	7,6	7,9	4,7	3,8	5,7	5,6	9,5	6,4	5,7	7,3
Ho	0,92	1,49	1,37	0,89	0,77	1,15	1,09	1,86	1,21	1,08	1,39
Er	2,7	4,3	3,6	2,5	2,4	3,4	3,2	5,3	3,4	3	4
Tm	0,38	0,58	0,49	0,34	0,37	0,5	0,44	0,7	0,49	0,43	0,57
Yb	2,4	3,8	3,1	2,1	2,6	3,3	2,8	4,8	3,2	2,8	3,7
Lu	0,36	0,57	0,45	0,32	0,42	0,51	0,41	0,72	0,49	0,42	0,55

Tabela IV-A 2 - Grauaques e arenitos
Formação Gimonde - Sector Gimonde Oeste

Amostra	11-36A	11-37A	11-38A	24-141A	24-142A	24-143A	24-144A	25-44A
SiO2	76,93	73,36	74,13	73,22	70,34	76,21	70,66	80,21
Al2O3	10,62	12,46	12,11	12,47	14,08	11,49	14,43	8,69
Fe2O3T	4,36	5,22	4,63	5	5,64	4,47	4,91	4,78
MnO	0,04	0,03	0,05	0,04	0,03	0,02	0,03	0,04
MgO	1,2	1,46	1,34	1,45	1,72	0,69	1,18	0,71
CaO	0,05	0,04	0,06	0,07	0,04	<0,04	<0,04	0,06
Na2O	1,73	0,81	2,13	0,49	1,09	0,15	0,25	1,07
K2O	1,23	1,5	1,63	1,62	1,75	1,56	1,82	1,51
TiO2	0,62	0,8	0,68	0,79	0,88	0,72	0,93	0,54
P2O5	0,09	0,09	0,09	0,08	0,05	0,08	0,08	0,07
P.R.	3,02	4,3	2,94	4,66	4,23	4,54	5,33	2,36
Total	99,89	100,07	99,79	99,89	99,85	99,93	99,62	100,04
FeO	2,8	1,2	2,8	1,7	3,4	0,7	2,4	2,6
Fe2O3	1,25	3,89	1,52	3,11	1,86	3,70	2,24	1,90
FeOT	3,92	4,70	4,17	4,50	5,07	4,02	4,42	4,30
As	10	7	6	7	<6	9	12	<6
Ba	278	316	326	292	341	242	331	205
Co	9	7	9	9	13	6	7	8
Cr	148	129	143	121	123	146	117	155
Cu	18	26	17	22	20	25	45	11
Ga	11	14	13	14	16	12	15	10
Hf	3,2	5,2	5,9	5,4	3,8	4,5	5,8	4,8
Nb	4,2	8,8	9,6	9,3	9	9,5	10,5	6,6
Ni	25	41	25	36	38	56	57	25
Rb	44	55	55	61	64	62	69	63
Sr	31	21	41	16	28	8	13	35
Th	6,5	6,9	8,1	6,8	7	6,2	8,1	11,3
U	1,7	2,4	2,2	2,3	2,2	1,9	2,4	2,5
V	71	90	70	89	97	71	99	40
Y	34	37	25	23	24	19	21	21
Zn	67	126	50	76	74	94	83	49
Zr	198	200	212	186	210	196	343	301
La	26	30	30	25	28	22	44	27
Ce	47	50	55	50	55	45	72	57
Pr	6,3	7,7	7,2	6	6,8	4,9	10,1	6,6
Nd	24	30,9	27,5	23	26	18,4	37,5	24,7
Sm	5,2	7,5	5,9	4,9	5,5	3,9	7	5,3
Eu	1,1	1,78	1,31	1,07	1,22	0,83	1,37	0,9
Gd	4,5	7,5	5,5	4,4	4,8	3,6	5,1	4,7
Tb	0,7	1,08	0,83	0,71	0,76	0,6	0,73	0,74
Dy	4,2	6,3	5	4,5	4,8	4,1	4,5	4,4
Ho	0,83	1,24	1,01	0,92	0,96	0,8	0,88	0,87
Er	2,3	3,5	2,9	2,8	2,8	2,4	2,6	2,5
Tm	0,34	0,5	0,41	0,4	0,41	0,33	0,39	0,37
Yb	2,2	3,3	2,7	2,6	2,7	2,2	2,7	2,4
Lu	0,34	0,52	0,4	0,4	0,41	0,33	0,4	0,37
Ta	0,5	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,7	0,7

Tabela IV-A 3 - Grauaques e arenitos
Formação Gimonde - Sectores Guadramil, Labiados e Aveleda

Amostra	12-60A	12-61A	13-34A	25-93A	25-95A
SiO ₂	73,39	69,1	72,78	67,66	79,61
Al ₂ O ₃	11,82	13,82	11,06	15,31	8,57
Fe ₂ O ₃ T	5,5	6,2	6,02	5,92	5,16
MnO	0,06	0,04	0,16	0,06	0,04
MgO	2,13	2,16	1,62	1,83	0,95
CaO	0,14	0,14	0,57	0,22	0,17
Na ₂ O	2,78	1,96	2,06	2,81	0,8
K ₂ O	1	2,1	1,14	2,43	1,79
TiO ₂	0,63	0,84	0,71	0,83	0,81
P ₂ O ₅	0,12	0,13	0,12	0,13	0,11
P.R.	2,29	3,48	3,62	2,84	1,93
Total	99,86	99,97	99,86	100,04	99,94
FeO	3,7	4	3,8	4	3,4
Fe ₂ O ₃	1,39	1,75	1,80	1,47	1,38
FeOT	4,95	5,56	5,42	5,33	4,64
As	11	13	11	7	<6
Ba	184	405	220	513	190
Co	7	10	12	11	11
Cr	178	152	160	108	157
Cu	15	31	17	33	12
Ga	12	16	13	18	10
Hf	5,7	3,1	4,4	6,1	23,3
Nb	7,7	7,4	9,8	12	20,8
Ni	40	35	32	29	23
Rb	36	80	43	88	70
Sr	65	42	117	77	25
Th	7	7,3	6,8	8,7	23
U	2,8	3,2	3,3	3	4
V	67	112	73	98	51
Y	23	24	21	28	37
Zn	58	69	58	79	48
Zr	165	162	181	208	859
La	18	27	24	33	65
Ce	35	52	51	68	137
Pr	4,8	6,5	5,7	8,1	15,2
Nd	18,6	25,2	22	30,4	56,2
Sm	4,5	5,4	4,4	6,6	11
Eu	0,78	1,26	0,92	1,33	1,15
Gd	4,1	5	3,9	5,9	9,2
Tb	0,68	0,79	0,62	1	1,38
Dy	4,2	5	3,7	5,7	8,2
Ho	0,83	1	0,73	1,17	1,58
Er	2,3	2,9	2,1	3,3	4,5
Tm	0,33	0,42	0,29	0,47	0,66
Yb	2,2	2,7	2	3,1	4,4
Lu	0,33	0,4	0,29	0,47	0,66
Ta	0,6	0,7	0,7	0,9	1,4

Tabela IV-A 4 - Grauaques e arenitos

Gimonde Este

Amostra	38-12A	38-13A	38-14A	38-15A	38-16A	38-17A
SiO ₂	72,8	70,42	70,85	83,61	73,01	70,96
Al ₂ O ₃	12,76	13,92	13,54	8,58	12,12	13,62
Fe ₂ O ₃ T	4,55	4,65	4,85	2,13	4,43	4,43
MnO	0,07	0,05	0,05	0,02	0,05	0,03
MgO	1,23	1,55	1,44	0,55	1,27	1,65
CaO	0,21	0,22	0,45	0,07	0,74	0,23
Na ₂ O	3,19	2,87	3,39	0,44	3,29	3,51
K ₂ O	1,93	2,46	2,11	2,25	1,94	1,93
TiO ₂	0,63	0,6	0,65	0,54	0,64	0,64
P ₂ O ₅	0,15	0,13	0,16	0,04	0,16	0,16
P.R.	2,24	3,19	2,18	1,83	2,21	2,91
Total	99,76	100,06	99,67	100,06	99,86	100,07
FeO	2,3	1,6	3	1,1	2,8	1,8
Fe ₂ O ₃	1,99	2,87	1,52	0,91	1,32	2,43
Ba	290	439	376	280	434	482
Co	7	8	11	<5	9	9
Cr	132	121	121	149	138	137
Cu	18	18	21	6	16	20
Ga	15	17	16	10	14	16
Nb	11	11	11	11	11	10
Ni	30	25	28	15	25	27
Rb	72	94	86	88	70	69
Sr	61	58	66	26	101	83
V	54	56	57	35	56	61
Y	23	28	23	18	21	22
Zn	65	53	55	27	47	59
Zr	268	215	239	326	302	224
As	8	<6	<6	8	<6	<6
Hf	7,1	3,1	7,3	6,3	6,4	6,1
Ta	1	0,8	1	1	1	1
U	2,5	2,5	2,5	2,9	2,7	2,8
Th	12,5	10,2	13,7	13,9	13,6	11,1
La	41	41	43	33	44	39
Ce	78	68	85	68	85	75
Pr	9,2	9,1	9,6	7,3	9,6	8,7
Nd	33,3	33,5	34,8	25,7	34,4	32
Sm	6,3	6,7	6,5	4,5	6,3	6,3
Eu	1,27	1,23	1,23	0,82	1,21	1,22
Gd	5,3	5,7	5,2	3,4	5,3	5
Tb	0,82	0,92	0,82	0,56	0,85	0,79
Dy	4,6	5,5	4,9	3,6	4,6	4,7
Ho	0,93	1,17	0,98	0,78	0,93	0,94
Er	2,6	3,2	2,8	2,3	2,8	2,7
Tm	0,37	0,44	0,41	0,35	0,38	0,39
Yb	2,5	3	2,8	2,3	2,7	2,5
Lu	0,39	0,46	0,42	0,37	0,4	0,39

Tabela IV-B 1 - Pelitos (Formação Rio de Onor - Membro Igrejas)

Amostra	filitos	quartzofilitos	filitos	filitos	filitos	filitos	filitos
	12-67A	12-68A	12-69A	25-106A	26-33A	50-17A	ME-3B20
SiO2	58,08	78,94	62,18	59,61	64,2	63,6	59,99
Al2O3	21,21	10,8	19,16	20,59	18,52	17,94	18,04
Fe2O3†	7,92	2,57	6,45	7,33	6,21	5,95	6,4
MnO	0,29	0,03	0,08	0,12	0,04	0,1	0,11
MgO	1,81	1,89	2,07	1,62	1,35	1,83	2,46
CaO	0,13	0,04	0,15	0,07	0,04	0,01	0,29
Na2O	0,65	0,48	0,69	0,52	0,4	0,69	1,81
K2O	4,42	1,99	3,89	3,92	3,72	4,52	4,55
TiO2	0,86	0,49	0,75	0,97	0,92	0,76	0,76
P2O5	0,1	0,04	0,13	0,09	0,07	0,1	0,16
P.R.	4,28	2,56	4,15	4,92	4,38	4,25	5,39
Total	99,75	99,83	99,7	99,76	99,85	99,75	99,96
Fe2O3	7,52	2,78	6,32	7,17	6,33	3,40	6,4
FeO	<i>5,5</i>	<i>1,82</i>	<i>4,11</i>	<i>3,8</i>	<i>3,73</i>	2,3	<i>4,74</i>
FeO (T)	7,13	2,31	5,80	6,60	5,60	5,35	5,76
Ba	747	636	805	662	720	659	716
Co	23	6	16	16	12	15	18
Cr	92	44	60	88	72	92	79
Cu	23	18	25	25	27	30	39
Nb	17,1	8,7	15,9	19,1	17,2	15	13,8
Ni	49	14	29	44	33	40	45
Rb	206	84	146	184	158	176	168
Sr	68	42	45	60	26	25	43
V	106	54	80	108	95	88	92
Y	17	14	32	25	24	31	19
Zn	101	4	99	104	74	106	86
Zr	137	87	187	177	239	197	153
As	20	12	14	22	20	n.det.	15
Hf	4,6	2,9	5,4	5,3	8,1	<7	5,5
Ta	1,4	0,68	1,3	1,2	1,3	<6	1
U	2,5	2	4,2	5,5	5,2	<6	2,9
Th	18,1	9,4	18	18,8	17	15	13,7
La	49,9	36,4	62,6	63,3	52,7	38	49,6
Ce	98,2	65,9	117,5	117,6	101,3	74	96,2
Pr	11,4	8,5	15	15,1	11,8	n.det..	11,5
Nd	39,7	30,9	53,5	53,6	42,6	32	42,6
Sm	6,7	6,3	10,8	9,2	8,1	n. det.	8,1
Eu	1,6	1,5	2,1	3,1	2	n. det.	1,9
Gd	5,7	4	9	9	5,5	n. det	6,6
Tb	0,86	0,66	1,4	1,2	1,1	n. det	0,96
Dy	5,2	3,6	7,8	7,7	6,2	n. det	5,4
Ho	1,2	0,79	1,3	1,4	1,3	n. det	1
Er	3,4	2,2	4,4	3,8	3,8	n. det	3,3
Tm	0,59	0,35	0,64	0,57	0,6	n. det	0,57
Yb	2,9	2,3	3,9	3,8	4	n. det	3,3
Lu	0,51	0,42	0,61	0,58	0,6	n. det	0,5

Tabela IV-B 2 - Pelitos (Formação Soutelo)

	x. clorítico	x. clorítico	x. clorítico	x. clorítico	x. clorítico	x. clorítico	x. clorítico	x. clorítico
Amostra	11-39A	11-55A	25-108A	25-116A	26-30A	37-95A	ME-3A17	39-16A
SiO ₂	65,28	72,01	62,16	63,21	74,81	76	58,17	59,69
Al ₂ O ₃	18,15	15,13	19,8	19,3	13,15	11,98	19,65	20,55
Fe ₂ O ₃ (T)	5,59	4,13	6,67	6,16	3,61	4,05	7,54	7,06
MnO	0,04	0,02	0,06	0,05	0,05	0,06	0,07	0,09
MgO	1,31	0,81	1,39	1,38	1,1	0,85	3,01	1,92
CaO	<0,04	0,05	<0,04	0,13	0,05	0,15	0,23	0,21
Na ₂ O	<0,2	<0,2	0,29	0,69	<0,2	1,1	3,08	1,66
K ₂ O	4,33	4,01	3,82	4,26	2,84	2,85	3,64	3,75
TiO ₂	0,81	0,76	0,86	0,87	0,66	0,61	0,84	0,86
P ₂ O ₅	0,07	0,08	0,07	0,08	0,08	0,09	0,16	0,11
P.R.	4,22	2,82	4,61	3,61	3,29	2,08	3,47	4,02
Total	99,8	99,82	99,73	99,74	99,64	99,82	99,86	99,92
FeO	<i>2,82</i>	<i>2,67</i>	<i>3,87</i>	<i>4,34</i>	<i>2,19</i>	2	<i>5,4</i>	<i>4,95</i>
Fe ₂ O ₃	2,77	1,46	2,8	1,82	1,42	2,05	2,14	1,5588
FeO(T)	5,03	3,72	6,00	5,54	3,258	3,64	6,78	6,35
Ba	506	537	597	698	836	510	583	633
Co	11	11	12	17	11	9	22	16
Cr	91	73	82	84	63	59	88	86
Cu	18	10	24	18	26	8	41	33
Nb	18	17	19	19	16	12	18	20
Ni	33	28	41	37	34	23	45	39
Rb	182	191	169	168	115	112	145	173
Sr	43	33	71	58	33	37	34	85
V	85	77	91	93	91	50	104	93
Y	20	24	21	20	16	16	21	21
Zn	75	44	105	70	38	57	104	92
Zr	224	263	163	220	103	221	158	166
As	15	8	18	12	16	n. det.	14	11
Hf	6,3	8,5	5,8	6,4	3,2	7	5,5	5,3
Ta	1,2	1,3	1,5	1,2	0,93	<6	1,3	1,5
U	3,2	2,8	3,8	3,4	2,8	<6	3,1	4,6
Th	15,5	15,3	18,7	17,9	14,8	11	15,2	19,5
La	64,5	65,1	68,6	55,2	43	18	52,4	61,1
Ce	113,8	124,7	122	106,1	86	50	97,3	116
Pr	14,3	15,7	14,8	12,6	8,9	n. det.	11,7	13,4
Nd	52,8	63,3	51,8	42,9	33,3	17	41	50,4
Sm	9,4	14,9	9,8	9,3	6,5	n. det.	9,5	9
Eu	2,1	3,2	2,1	1,6	1,3	n. det.	2,5	2
Gd	6,7	13	7,1	6,3	4,8	n. det.	7,7	7,7
Tb	0,99	1,8	1,1	0,94	0,68	n. det.	1	1,1
Dy	5,7	8,6	6	5,9	4,1	n. det.	5,5	6,1
Ho	1,1	1,4	1,2	1	0,78	n. det.	1,2	1,3
Er	3,5	4,1	3,5	3,6	2,2	n. det.	3,5	3,6
Tm	0,47	0,55	0,48	0,48	0,32	n. det.	0,45	0,46
Yb	3,3	3,6	3,3	3,1	2,5	n. det.	3,3	3,4
Lu	0,43	0,49	0,54	0,41	0,32	n. det.	0,55	0,57

Tabela IV-C 1 - Metavulcanitos da Formação Soutelo

Amostra	traquito	traquito	traquito	traquito	traquito	traquito
	F11/10R	F25/51AR	F25/69AR	F25/69BR	F25/69R	F25/86R
SiO2	63,85	62,48	63,95	61,2	61,45	64,55
Al2O3	18,64	17,99	19,11	18,28	18,42	18,68
Fe2O3T	4,4	5,26	3,3	5,8	4,38	1,78
MnO	0,05	0,07	0,09	0,13	0,18	0,06
CaO	0,14	0,13	0,12	0,17	1,42	0,41
MgO	0,14	0,36	0,14	0,66	0,69	Vest.
Na2O	4,83	5,32	4,49	3,46	4,38	4,49
K2O	6,1	6,44	6,98	7,88	5,96	8,42
TiO2	0,4	0,35	0,35	0,36	0,35	0,52
P2O5	0,04	0,07	0,07	0,05	0,06	0,06
P. Rubro	0,92	0,89	0,76	1,59	2,19	0,44
Total	99,51	99,36	99,36	99,58	99,48	99,41
FeO	<i>1,8</i>	<i>0,36</i>	<i>0,51</i>	<i>2,48</i>	<i>1,38</i>	<i>0,7</i>
Fe2O3	2,40	4,86	2,73	3,04	2,85	1,00
FeOt	3,96	4,73	2,97	5,22	3,94	1,60
Rb	81	94	90	92	87	104
Sr	55	59	39	44	87	37
Y	60	43	46	44	43	38
Zr	849	584	473	563	541	459
Nb	128	111	112	133	126	88
Ba	336	293	129	153	157	314
Sn	7	6	6	9	6	7
W	<6	7	4	4	<4	8
Ta	8,64	6,96	<10	7,82	7,92	<10
Th	19,2	10,4	10	11,6	12,4	9
Hf	19,5	11,1	n. det.	12,7	11,3	13
U	2,23	2,87	<6	2,84	4,31	<6
Ni	10	<7	<7	<7	<7	<7
Cu	7	6	<6	<6	6	<6
Zn	81	23	n. det.	65	57	7
Pb	27	7	n. det.	14	9	8
Sc	<7	<7	n. det.	<7	<7	<7
V	<5	14	n. det.	<5	<5	<5
Cr	44	21	n. det.	17	19	22
Co	<5	0	n. det.	<5	<5	<5
Ga	31	26	n. det.	27	26	23
La	134	84,3	n. det.	92,4	92,6	80
Ce	275	168	n. det.	184	187	160
Pr	31,9	18,6	n. det.	20,5	20,8	18,5
Nd	118	68,4	n. det.	76,1	76,7	69
Sm	21,2	12,1	n. det.	13,5	13,9	12,6
Eu	1,60	1,85	n. det.	2,06	2,12	2,44
Gd	17,7	10,1	n. det.	11,2	11,3	10,2
Tb	2,65	1,53	n. det.	1,66	1,66	1,51
Dy	15,0	9,10	n. det.	9,46	9,59	8,53
Ho	2,79	1,78	n. det.	1,82	1,86	1,63
Er	7,46	4,95	n. det.	4,95	4,98	4,27
Tm	1,06	0,69	n. det.	0,70	0,69	0,64
Yb	6,91	4,58	n. det.	4,63	4,70	4,02
Lu	1,05	0,67	n. det.	0,67	0,69	0,64

Tabela IV-C 2 - Metavulcanitos da Formação Soutelo

Amostra	riolito F11/8R	riolito F25/81R	riolito F25/89A	riolito F26/20R	riolito F26/23A	riolito F26/24R	riolito 36-2A	riolito 50-16A	riolito 51/9A
SiO ₂	82,2	74,17	77,31	78,8	74,22	73,31	76,04	75,51	76,98
Al ₂ O ₃	9,4	12,79	14,39	10,96	12,95	13,56	12,3	12,94	11,97
Fe ₂ O ₃ T	1,6	2,14	2,68	2,08	1,41	1,59	1,88	1,22	1,48
MnO	0,01	0,03	0,14	0,12	<0,02	0,02	0,02	<0,02	<0,02
CaO	0,08	0,16	0,09	0,1	<0,04	0,12	0,3	0,04	0,04
MgO	Vest.	0,88	0,2	0,24	0,21	0,39	0,23	0,14	0,12
Na ₂ O	2,28	1,03	6,51	0,5	0,92	0,68	5,73	7,1	5,31
K ₂ O	2,93	6,43	0,05	6,14	8,64	4,03	1,72	2,04	2,55
TiO ₂	0,12	0,32	0,19	0,09	0,09	0,1	0,22	0,08	0,1
P ₂ O ₅	0,02	0,08	0,03	0,03	0,06	0,09	0,05	<0,03	<0,03
P. Rubro	0,55	1,75	1,18	0,64	1,13	5,86	1,33	0,74	0,89
Total	99,19	99,78	102,77	99,7	99,63	99,75	99,82	99,81	99,44
FeO	0,95	0,8	0,1	1,42	0,23	0,27	0,48	0,31	0,19
Fe ₂ O ₃	0,54	1,25	2,57	0,50	1,15	1,29	1,35	0,88	1,27
FeOt	1,44	1,93	2,41	1,87	1,27	1,43	1,69	1,10	1,33
Rb	78	145	<3	109	142	105	198	106	183
Sr	13	50	43	36	21	16	19	16	15
Y	67	24	20	32	38	43	41	34	51
Zr	761	111	82	85	108	117	191	84	186
Nb	178	11,2	1,34	7,63	9,65	9,34	21	7	47,3
Ba	328	557	25	590	701	364	218	848	70
Sn	7	6	<4	6	6	8	9	<6	7
W	<6	<6	9	<6	36	25	<6	<6	<6
Ta	6,27	0,96	0,11	0,62	0,88	0,98	<6	<6	4,3
Th	14,2	9,92	1,04	8,04	12,0	11,9	23	12	23,5
Hf	8,77	2,20	2,14	2,99	4,32	4,92	<7	<7	7,9
U	3,58	2,90	1,09	1,40	3,12	2,64	<6	<6	2,6
Ni	19	7	<7	<7	23	<7	<7	<7	19
Cu	7	13	<6	8	<6	<6	<6	<6	44
Zn	18	24	10	22	34	23	31	13	38
Pb	11	19	37	18	32	60	22	8	22
Sc	<7	8	10	8	10	13	<6	6	<7
V	<5	24	10	<5	<5	<5	7	<5	<5
Cr	110	34	<5	72	6	<5	41	53	22
Co	<5	<5	6	<5	11	8	<5	<5	<5
Ga	22	14	7	13	16	19	19	11	24
La	57,0	23,0	4,37	23,1	34,8	33,9	49	n. det.	16,1
Ce	123	46,3	10,6	49,4	72,8	72,2	95	n. det.	86,5
Pr	14,7	5,36	1,54	5,99	8,66	8,76	n. det.	n. det.	4,7
Nd	56,4	19,7	6,90	23,5	33,1	34,7	40	n. det.	17,0
Sm	13,4	4,26	2,04	5,59	7,25	8,18	n. det.	n. det.	7,0
Eu	0,41	0,40	0,50	0,43	0,49	0,75	n. det.	n. det.	<0,92
Gd	13,1	3,94	2,69	5,76	7,31	8,42	n. det.	n. det.	6,6
Tb	2,10	0,74	0,49	0,96	1,23	1,40	n. det.	n. det.	1,4
Dy	12,5	4,76	3,22	6,11	7,71	8,80	n. det.	n. det.	9,9
Ho	2,45	1,00	0,74	1,23	1,57	1,78	n. det.	n. det.	2,5
Er	6,69	2,96	2,29	3,51	4,50	5,00	n. det.	n. det.	6,8
Tm	0,93	0,45	0,35	0,50	0,65	0,70	n. det.	n. det.	1,3
Yb	5,62	2,71	2,57	3,27	4,23	4,80	n. det.	n. det.	7,7
Lu	0,82	0,41	0,36	0,42	0,58	0,66	n. det.	n. det.	1,2

Tabela IV-C 3- Metavulcanitos da Formação Soutelo

Amostra	tufo felsico	tufo felsico porfirítico	tufo felsico porfirítico	tufo cristal	tufo cristal	tufo cristal	tufo porf.
	F11/11R	F24/122R	F24/122A	F26/23B	F11/3R	F11/7R	F25/54A
SiO ₂	72,68	81,09	82,5	74,66	73,1	70,86	72,3
Al ₂ O ₃	14,66	8,86	9,59	12,35	14,84	15,24	13,64
Fe ₂ O ₃ T	2,6	2,75	0,68	1,28	1,35	2,93	2,05
MnO	0,02	0,12	<0,02	<0,02	0,01	0,02	<0,02
CaO	0,18	0,08	<0,04	<0,04	0,14	0,15	0,32
MgO	0,8	0,06	0,04	0,3	0,6	1,18	0,94
Na ₂ O	1,25	Vest.	0,17	0,52	0,02	0,68	1,86
K ₂ O	4,9	5,78	4,41	9,31	6,81	5,18	6,2
TiO ₂	0,36	0,14	0,16	0,09	0,36	0,36	0,33
P ₂ O ₅	0,09	Vest.	<0,03	0,04	0,08	0,12	0,16
P. Rubro	2,13	0,72	2,24	1,11	2,24	2,72	2
Total	99,67	99,6	99,79	99,66	99,55	99,44	99,8
FeO	1,22	1,43	0,1	0,27	0,6	1,21	0,47
Fe ₂ O ₃	1,24	1,16	0,57	0,98	0,68	1,59	1,53
FeOt	2,34	2,47	0,61	1,15	1,21	2,64	1,84
Rb	183	135	129	146	213	207	155
Sr	59	12	13	34	32	45	64
Y	37	73	103	43	44	40	37
Zr	119	880	1082	96	123	119	103
Nb	12	152	153	9	12	12	11
Ba	389	216	387	996	325	283	557
Sn	5	5	9	<4	5	5	5
W	<4	6	<6	49	5	<4	14
Th	n.det.	n.det.	17	9	n.det.	n.det.	8
Hf	n.det.	n.det.	19	n.det.	n.det.	n.det.	n.det.
U	n.det.	n.det.	4	n.det.	n.det.	n.det.	n.det.
Ni	n.det.	n.det.	7	n.det.	n.det.	n.det.	n.det.
Cu	n.det.	n.det.	<6	n.det.	n.det.	n.det.	n.det.
Zn	n.det.	n.det.	25	n.det.	n.det.	n.det.	n.det.
Pb	n.det.	n.det.	6	n.det.	n.det.	n.det.	n.det.
Sc	n.det.	n.det.	<7	n.det.	n.det.	n.det.	n.det.
V	n.det.	n.det.	<5	n.det.	n.det.	n.det.	n.det.
Cr	n.det.	n.det.	15	n.det.	n.det.	n.det.	n.det.
Co	n.det.	n.det.	<5	n.det.	n.det.	n.det.	n.det.
Ga	n.det.	n.det.	25	n.det.	n.det.	n.det.	n.det.

Tabela IV-C 4 - Metavulcanitos da Formação Soutelo

Amostra	tufo	riodacitos	riodacitos	riodacitos	riodacitos	filão	tufo	tufito
	dacítico					riodacito	riodacitos	
	F12/26R	F25/32R	F25/41R	F25/63R	F26/17R	F26/27R	F24/138R	F12/49R
SiO ₂	63,6	69,98	70,57	70,45	69,85	72,43	71,76	60,66
Al ₂ O ₃	17,38	14,71	14,56	14,04	15,56	14,06	14,81	18,36
Fe ₂ O ₃ T	4,61	2,74	3,33	2,91	2,97	3,61	1,26	7,78
MnO	0,13	0,02	0,02	<0,02	0,04	0,06	<0,02	0,14
CaO	1,92	0,14	0,1	0,38	0,71	0,41	0,05	0,12
MgO	1,5	0,95	1,36	1,06	1,11	1,35	0,58	2,16
Na ₂ O	5,32	1	2,01	1,16	2,57	2,17	0,76	2,26
K ₂ O	1,4	6,8	3,1	6,73	3,57	2,48	6,76	1,6
TiO ₂	0,69	0,37	0,5	0,39	0,42	0,38	0,39	1,08
P ₂ O ₅	0,19	0,14	0,07	0,16	0,12	0,13	0,17	0,06
P. Rubro	2,92	2,96	4,15	2,42	2,9	2,68	3,11	5,3
Total	99,66	99,81	99,77	99,7	99,82	99,76	99,65	99,52
FeO	3,13	0,58	0,38	1,25	0,89	1,93	0,34	2,78
Fe ₂ O ₃	1,13	2,10	2,91	1,52	1,98	1,47	0,88	4,69
FeOt	4,15	2,47	3,00	2,62	2,67	3,25	1,13	7,00
Rb	64	187	95	193	102	102	193	83
Sr	110	32	72	39	64	75	42	51
Y	28	34	19	28	34	26	27	32
Zr	154	131	135	124	118	114	136	340
Nb	13	12,3	13,6	11,8	10,7	11,3	10,2	22
Ba	309	510	347	528	513	481	478	324
Sn	4.	6	5	6	<4	<4	6	<4
W	<4	19	9	29	29	29	22	<6
Ta	n.det	1,08	0,93	1,05	0,76	0,82	1,07	n.det
Th	n.det	12	8,86	11,5	11,0	9,74	9,64	n.det
Hf	n.det	4,05	4,23	3,73	3,42	3,81	2,78	n.det
U	n.det	3,36	2,81	3,19	1,84	2,64	3,99	n.det
Ni	n.det	10	14	8	9	22	<7	n.det
Cu	n.det	8	9	8	11	6	<6	n.det
Zn	n.det	34	50	79	44	77	17	n.det
Pb	n.det	40	13	20	38	45	20	n.det
Sc	n.det	7	9	8	9	8	7	n.det
V	n.det	23	42	33	37	31	28	n.det
Cr	n.det	18	27	22	21	18	18	n.det
Co	n.det	9	9	11	12	14	7	n.det
Ga	n.det	16	16	16	18	17	18	n.det
La	n.det	29,1	29,1	27,3	30,7	24	25,3	n.det
Ce	n.det	60,2	58,0	56,6	56,5	48,4	51,5	n.det
Pr	n.det	7,30	6,49	6,62	7,02	5,92	6,33	n.det
Nd	n.det	27,4	23,7	24,7	26,4	22,7	23,9	n.det
Sm	n.det	6,11	4,61	5,51	5,58	5,07	5,31	n.det
Eu	n.det	1,00	0,87	0,77	1,42	0,81	0,64	n.det
Gd	n.det	6,11	3,93	5,26	5,85	5,24	4,76	n.det
Tb	n.det	1,06	0,64	0,90	0,95	0,85	0,78	n.det
Dy	n.det	6,74	3,89	5,74	5,60	5,04	4,94	n.det
Ho	n.det	1,36	0,78	1,16	1,17	0,99	0,97	n.det
Er	n.det	3,79	2,25	3,30	3,05	2,78	2,75	n.det
Tm	n.det	0,51	0,31	0,51	0,43	0,37	0,37	n.det
Yb	n.det	3,27	2,18	2,95	2,45	2,44	2,53	n.det
Lu	n.det	0,42	0,28	0,43	0,37	0,32	0,32	n.det

Tabela IV-C 5 - Metavulcanitos da Formação Soutelo

Amostra	andesito	andesito	andesito	tufo	tufo	andesito
	F24/85R	F24/90AR	F25/48R	andesito	andesito	
				F25/8R	F25/8AR	37-94A
SiO ₂	53,55	55,11	53,89	60,4	63	57,41
Al ₂ O ₃	15,82	10,5	14,33	16,96	17,47	20,54
Fe ₂ O ₃ T	10,08	8,68	11,26	6,69	6,08	1,96
MnO	0,16	0,14	0,15	0,1	0,07	0,03
CaO	5,6	6,65	5,61	1,66	0,43	0,24
MgO	5,91	11,86	4,27	2,91	2,68	0,44
Na ₂ O	4,99	3,02	4,41	3,76	3,53	13,15
K ₂ O	0,03	Vest.	0,08	2,1	2,26	<0,20
TiO ₂	0,68	0,15	1,45	0,96	0,88	3,32
P ₂ O ₅	0,03	Vest.	0,2	0,29	0,25	0,38
P. Rubro	2,67	3,42	4,09	3,57	3,02	2,2
Total	99,52	99,53	99,74	99,4	99,67	99,67
FeO	7,14	6,64	5,1	4,67	3,69	0,43
Fe ₂ O ₃	2,14	1,30	5,59	1,50	1,98	1,48
FeOt	9,07	7,81	10,13	6,02	5,47	1,76
Rb	<3	<4	<3	105	99	298
Sr	112	38	133	132	62	43
Y	17	5	65	41	40	18
Zr	33	13	229	314	242	210
Nb	0,27	0,23	3,01	20,4	18,6	34
Ba	62	39	134	627	563	3318
Sn	<6	<6	<6	6	4	<6
W	<6	<6	9	<6	<6	<6
Ta	0,05	0,05	0,26	1,42	1,23	<6
Th	<0,23	<0,23	0,65	20,5	16,8	6
Hf	1,06	<0,26	6,31	8,95	7,02	<7
U	<0,31	<0,31	0,61	3,96	2,72	6
Ni	48	273	35	18	23	22
Cu	75	69	56	20	22	8
Zn	73	55	63	89	82	12
Pb	<6	<6	14	23	20	13
Sc	32	30	31	18	16	30
V	238	146	197	100	88	379
Cr	66	114	85	58	54	221
Co	30	43	30	11	12	5
Ga	13	8	17	20	21	22
La	1,82	0,41	8,37	67,1	62,6	n.det
Ce	4,95	1,61	25,4	124	127	n.det
Pr	0,81	0,22	4,44	16,5	15,0	n.det
Nd	4,51	1,25	22,9	65,1	58,5	n.det
Sm	1,62	0,39	7,61	13,2	11,9	n.det
Eu	0,59	0,13	2,14	1,72	1,82	n.det
Gd	2,42	0,55	10,4	12,0	11,5	n.det
Tb	0,42	0,12	1,81	1,69	1,68	n.det
Dy	3,11	0,75	12,2	9,36	9,31	n.det
Ho	0,69	0,17	2,69	1,71	1,68	n.det
Er	2,11	0,51	7,74	4,34	4,24	n.det
Tm	0,29	0,10	1,17	0,57	0,52	n.det
Yb	2,13	0,62	7,59	3,40	3,15	n.det
Lu	0,31	0,12	1,15	0,48	0,40	n.det

Tabela IV-C 6 - Metavulcanitos da Formação Soutelo

Amostra	v. basica	v. basica	v. basica	v. basica	v. basica	v. basica	v. basica	basalto	basalto	basalto
	F24/108A	F24/108C	F24/108G	F24/110R	F24/139R	F24/140R	F25/89R	36-3A	36-4A	38/19A
SiO ₂	46,97	50,87	47,63	48,68	50,52	47,19	49,03	49,5	49,74	43,85
Al ₂ O ₃	14,47	13,28	14,62	16,38	14,69	14,71	15,67	16,7	15,48	21,03
Fe ₂ O ₃ T	12,62	12,92	8,57	9,27	10,41	11,25	11,22	13,37	10,92	16,31
MnO	0,2	0,49	0,13	0,14	0,15	0,18	0,28	0,15	0,14	0,09
CaO	9,98	3,36	10,31	8,52	7,45	10,59	4,45	4,4	4,69	0,78
MgO	6,32	7,26	4,86	7,85	7,02	6,73	3,83	1,53	5,72	4,31
Na ₂ O	2,69	3,04	5,28	3,29	4,65	2,78	6,51	1,71	1,57	0,92
K ₂ O	0,14	<0,03	0,04	0,76	0,19	0,26	0,07	5,8	4,22	1,44
TiO ₂	1,48	1,22	0,76	1,29	1,35	1,14	1,14	2,82	2,79	4,33
P ₂ O ₅	0,14	0,09	0,07	0,16	0,14	0,08	0,1	0,99	0,61	0,63
P. Rubro	4,7	7,15	7,47	3,05	3,22	4,85	7,43	2,89	3,95	6,17
Total	99,71	99,68	99,74	99,39	99,79	99,76	99,73	99,86	99,83	99,86
FeO	7,77	7,95	5,19	6,6	6,22	6,73	5,79	1,2	5,8	10,4
Fe ₂ O ₃	3,98	4,08	2,80	1,94	3,50	3,77	4,79	12,04	4,47	4,75
FeOt	11,36	11,63	7,71	8,34	9,37	10,12	10,10	12,03	9,83	14,68
Rb	3	<3	<3	10	3	5	<3	46	27	34
Sr	58	107	134	333	227	53	91	281	360	107
Y	39	27	16	26	35	25	30	29	29	55
Zr	103	57	33	104	90	50	53	193	297	298
Nb	0,90	0,35	0,53	4,75	1,98	0,24	0,62	33	47	42
Ba	23	27	97	166	97	86	31	315	576	75
W	33	33	35	<4	35	33	7	<6	<6	12
Ta	0,11	0,07	0,10	0,43	1,07	<0,05	0,07	<6	<6	2,9
Th	<0,23	<0,23	<0,23	0,52	0,50	<0,23	<0,23	6	7	3,5
Hf	2,92	1,85	0,82	2,70	2,90	1,36	1,38	7	8	8,7
U	<0,31	<0,31	<0,31	<0,31	<0,31	<0,31	2,24	0,61	1,33	2
Ni	59	37	71	99	85	49	27	48	61	127
Cu	59	89	101	51	55	58	60	<6	24	46
Zn	107	538	79	60	80	86	95	128	107	176
Pb	17	13	<6	<6	<6	10	44	6	<6	26
Sc	39	41	35	31	28	39	38	32	24	34
V	269	347	192	199	231	263	367	132	198	377
Cr	158	79	226	227	186	91	26	112	140	170
Co	36	26	35	35	35	39	37	35	27	58
Ga	17	15	11	14	14	14	16	21	18	26
La	3,28	1,72	1,70	7,71	5,63	1,23	2,78	49	24	45,6
Ce	11,3	6,78	2,75	8,85	15,1	5,29	8,31	95	73	73,2
Pr	2,03	1,29	0,91	2,67	2,35	1,06	1,41	n.det	n.det	13,4
Nd	11,9	7,62	5,44	12,8	11,9	6,66	8,10	40	35	57,1
Sm	4,28	2,90	1,92	3,55	3,94	2,62	2,88	n.det	n.det	14,1
Eu	1,51	1,12	0,75	1,24	1,28	0,89	0,98	n.det	n.det	3,4
Gd	6,34	4,29	2,90	4,58	5,36	3,87	4,41	n.det	n.det	14,0
Tb	1,13	0,75	0,53	0,80	0,93	0,72	0,78	n.det	n.det	2,1
Dy	7,53	5,31	3,46	5,17	6,42	4,84	5,43	n.det	n.det	11,2
Ho	1,64	1,12	0,77	1,12	1,41	1,07	1,22	n.det	n.det	2,2
Er	4,82	3,46	2,22	3,18	4,11	3,07	3,63	n.det	n.det	5,9
Tm	0,72	0,17	0,35	0,49	0,58	0,46	0,55	n.det	n.det	0,82
Yb	4,68	3,25	2,10	2,96	3,99	2,89	3,64	n.det	n.det	5,4
Lu	0,72	0,45	0,33	0,44	0,57	0,46	0,58	n.det	n.det	0,68

ANEXO V - Tabelas de Valores Normalizados

Tabela de valores normalizados (em ppm) usados no cálculo dos "spider diagrams" dos metassedimentos. Composições padrão usados para normalizar as concentrações de REE em sedimentos.

	PAAS (McLENNAN 1989).	NASC (GROMET <i>et al.</i> 1984)	Grv Paleo (CONDIE, 1993)
SiO ₂	62,8	64,8	66,1
TiO ₂	1	0,7	0,77
Al ₂ O ₃	18,9	16,9	15,5
FeO _t	6,5	5,67	6,2
MgO	2,2	2,86	2,1
CaO	1,3	3,63	2,6
Na ₂ O	1,2	1,14	2,8
K ₂ O	3,7	3,97	2,3
P ₂ O ₅	0,16	0,13	0,14
Rb	160	125	80
Sr	200	142	280
Ba	650	636	600
Pb	20	20	10
Th	14,6	12,3	9
U	3,1	2,7	1,7
Zr	210	210	148
Hf	5	6,3	3,7
Nb	19	13	10
Ta	1,2	1,1	0,8
Y	27	35	28
La	38	31	28
Ce	80	67	62
Nd	32	27,4	26
Sm	5,6	5,6	4,9
Eu	1,1	1,2	0,93
Gd	4,7	5,2	4,34
Tb	0,77	0,85	0,66
Yb	2,8	3,1	2,2
Lu	0,43	0,46	0,38
Sc	16	15	14
V	150	130	140
Cr	110	125	80
Co	23	26	20
Ni	55	58	45

Tabela de Valores normalizados (em ppm) usados no cálculo dos "Spider diagrams" das rochas vulcânicas. Rocha/Manto Primitivo (WOOD *et al.*, 1979; valor de Ti extraído de WOOD *et al.*, 1981, *in* ROLLINSON, 1996)

Cs	0,019
Rb	0,860
Ba	7,560
Th	0,096
U	0,027
K	252,0
Ta	0,043
Nb	0,620
La	0,710
Ce	1,900
Sr	23,000
Nd	1,290
P	90,400
Hf	0,350
Zr	11,000
Sm	0,385
Ti	1200
Tb	0,099
Y	4,870

Valores de Condrito C1 usados na normalização de REE (a)

Elemento	C1
La	0,3290
Ce	0,8650
Pr	0,112
Nd	0,6300
Sm	0,2030
Eu	0,0770
Gd	0,2760
Tb	0,047
Dy	0,343
Ho	0,070
Er	0,2250
Tm	0,030
Yb	0,220
Lu	0,0339

(a) - Nakamura (1974), *in* Rollinson (1996).