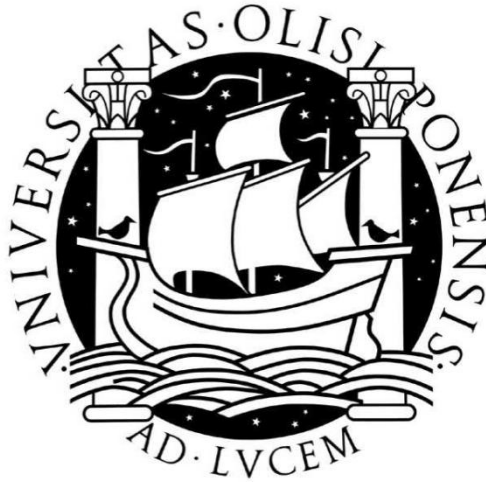


UNIVERSIDADE DE LISBOA  
FACULDADE DE CIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



**CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA, RADIOMÉTRICA E  
MINERALÓGICA DE ALGUMAS MINERALIZAÇÕES DE URÂNIO DA  
REGIÃO DE NISA**

CÁTIA MARQUES PRAZERES

MESTRADO EM GEOLOGIA ECONÓMICA  
(Especialização em Prospecção Mineral)

2011

UNIVERSIDADE DE LISBOA  
FACULDADE DE CIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



**CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA, RADIOMÉTRICA E  
MINERALÓGICA DE ALGUMAS MINERALIZAÇÕES DE URÂNIO DA  
REGIÃO DE NISA**

Dissertação orientada pelo Prof. Doutor Mário Abel Carreira Gonçalves e pela  
Doutora Maria João de Almeida Farinha Batista

CÁTIA MARQUES PRAZERES

MESTRADO EM GEOLOGIA ECONÓMICA  
(Especialização em Prospecção Mineral)

2011

# ÍNDICE

Agradecimentos	I
Resumo	II
Abstract	III
Índice de figuras	IV
Índice de tabelas	IX
<b>1. Introdução</b>	
1.1 O urânio na Terra	12
1.2 Mineralogia do urânio	15
1.3 Urânio: jazigos, exploração e mercado	16
1.4 Enquadramento dos problemas e objectivos do trabalho	18
<b>2. Descrição da área em estudo</b>	
2.1 Evolução geomorfológica regional	21
2.2 Enquadramento geológico	22
2.2.1 Maciço de Nisa	24
2.2.2 Enquadramento tectónico regional	26
2.3 Classificação das tipologias de jazigos da região	27
2.4 Enquadramento local das zonas mineralizadas	29
2.4.1 Prospecção geológica e geofísica no jazigo de Nisa	29
2.4.2 Prospecção geológica e geofísica na mineralização do Tarabau	32
2.4.3 Prospecção geológica e geofísica na mineralização da Melriça	34
<b>3. Descrição das metodologias utilizadas</b>	
3.1 Levantamentos de campo	36
3.1.1 Cintilometria - SPP2	37
3.1.2 Espectrometria - GR-256	38
3.2 Amostragem	39
3.3 Tratamento das amostras	41
3.4 Métodos laboratoriais	41
3.4.1 Lâminas delgadas e polidas	41

3.4.2	Difracção de raios-X	42
3.4.3	Extracção de óxidos de Fe	42
3.4.4	Microssonda electrónica	43
3.5	Análise de dados	43
<b>4.</b>	<b>Resultados do estudo e caracterização das mineralizações</b>	
4.1	Jazigo de Nisa	45
4.1.1	Radiometria da superfície	47
4.1.2	Caracterização mineralógica	49
4.2	Tarabau	56
4.2.1	Radiometria da superfície	56
4.2.2	Caracterização mineralógica	62
4.3	Merliça	70
4.3.1	Radiometria da superfície	72
4.3.2	Caracterização mineralógica	77
<b>5.</b>	<b>Discussão</b>	85
<b>6.</b>	<b>Conclusões</b>	99
	<b>Referências bibliográficas</b>	102
	<b><u>ANEXOS</u></b>	
<b>ANEXO 1</b>	Radiometria – Dados de campo	109
<b>ANEXO 2</b>	Estatística univariada dos dados de radiometria	130
<b>ANEXO 3</b>	Variogramas experimentais para as variáveis SPP2, U, Th, K	132
<b>ANEXO 4</b>	Difractogramas	138
<b>ANEXO 5</b>	Levantamento cartográfico e radiométrico da corta experimental de Nisa	140

## **Agradecimentos**

Ao coordenador do mestrado, Prof. Doutor António Mateus, agradeço a oportunidade de trabalhar neste tema.

Agradeço fundamentalmente aos meus orientadores, Prof. Doutor Mário Gonçalves e Doutora Maria João Batista, pelos ensinamentos e apoio no rumo a seguir ao longo de todos os trabalhos.

Ao LNEG, por me permitir a oportunidade de colaboração e formação contínua.

Agradeço ainda ao André Pinto, que participou em algumas fases do trabalho.

Por fim, mas não menos importantes, a todos os que tiveram uma participação neste mestrado: aos meus colegas pelas informações sempre actuais, e a todas as pessoas que me motivaram, transmitiram os seus conhecimentos contribuindo para enriquecer o trabalho na Faculdade ao longo de quase dois anos. Obrigada.

## Resumo

Na região do Alto Alentejo, foram identificadas várias mineralizações de urânio durante a prospecção sistemática que teve início já antes dos anos 50. Nesta região nenhuma ocorrência foi alvo de exploração, tendo havido todavia, um desmorte experimental no jazigo de Nisa e de terem sido empregues esforços na caracterização da viabilidade económica de cada ocorrência.

No presente trabalho foram estudadas em pormenor três ocorrências uraníferas nesta zona: o jazigo disseminado de Nisa, em contexto metassedimentar, encaixado em xistos mosqueados do Grupo das Beiras, junto ao contacto com o granito do Maciço de Nisa; Tarabau, do tipo filoniano, encaixado no granito, também próximo do contacto; e Melriça, outra ocorrência do tipo filoniano, na proximidade de uma fácies pegmatítica do granito, a Norte de Castelo de Vide.

As técnicas radiométricas comprovaram-se fiáveis, por comparação com os mapeamentos que estiveram na origem da descoberta destas ocorrências. Os levantamentos radiométricos no campo com recurso a espectrómetro multi-canal mostram o carácter mais imóvel do tório, restringido às zonas de mineralização, enquanto o U e K apresentam halos de dispersão em redor das mesmas.

A mineralização uranífera à superfície é constituída somente por fosfatos de U, com preponderância para a torbernite. Em Nisa, foi identificada saleíte, com ocorrência da mineralização nos planos de xistosidade, em filonetes de quartzo e em domínios de alteração, segundo uma direcção geral N60-80°W. Na ocorrência do Tarabau, foi identificada meta-torbernite com meta-uranocircite associada, especialmente nas zonas de esmagamento adjacentes aos filões. Esta associação resulta de processos de substituição e precipitação tardia com troca do catião na camada hidratada levando à transformação da meta-torbernite em meta-uranocircite.

Os óxidos/hidróxidos de ferro surgem associados aos fosfatos de U em alguns domínios, evidenciando relações texturais resultantes da substituição dos fosfatos com a presença de quantidades residuais de P e U na sua composição.

Palavras-chave: Urânio; Nisa; Tarabau; Melriça; radiometria; fosfatos de urânio

## Abstract

Several uranium mineralizations were identified in the Alto Alentejo region during the exploration works that started before 1950. None of the identified occurrences has been exploited to this day. However, an experimental open pit in the Nisa deposit was developed as well as some efforts to characterize the economic feasibility of the occurrences.

In this work, three occurrences were studied: the Nisa disseminated deposit hosted by metasediments, constituted by cordierite schists of the Beiras Group nearby the contact with the Nisa Granitic Massif; Tarabau, hosted by quartz veins, nearby the granite border a crossing its contact; and Melriça, hosted by quartz veins, in the vicinity of a pegmatitic phase of the granite north of Castelo de Vide.

The radiometric techniques proved to be reliable, when compared to the maps produced in the exploration of these occurrences. The radiometric surveys on the field used a multichannel spectrometer and showed the immobile character of thorium, which is restricted to the mineralized areas, while both U and K are spread forming halos around the same areas.

The U mineralization is exclusively formed by uranyl phosphates. Saleeite was identified in Nisa where the mineralization occurs along the schistosity planes, quartz veinlets and alteration zones, along a general trend N60-80°W. Meta-torbernite and associated meta-uranocircite were identified in the Tarabau and Melriça occurrences along the brecciated domains of the veins. This association results from cation exchange within the hydrated layer, driving the transformation of meta-torbernite to meta-uranocircite.

Iron oxides/hydroxides also occur associated with uranyl phosphates in some domains, with textural relationships resulting from the uranyl phosphate substitution and hosting residual amounts of P and U in its composition.

Key words – Uranium; Nisa; Tarabau; Melriça; radiometry; uranyl phosphates.

## Índice de figuras

**Fig. 1.1** Representação esquemática simplificada da paragénese de vários grupos de minerais de urânio (modificado de Garrels e Christ, 1959, em Finch e Murakami, 1999)

**Fig. 1.2** Mapa de taxa de exposição para a região uranífera do Alto Alentejo, obtido por krigagem ordinária de medições de radiação gama, mostrando os contornos do Maciço granítico de Nisa, concordantes com as classes mais elevadas da taxa de exposição (Batista, M. 2008)

**Fig. 2.1** Enquadramento geográfico das três áreas em estudo

**Fig.2.2** Representação dos granitóides variscos na Europa Ocidental (segundo Franke, 1989, adaptado de Vignerresse 1999); e da divisão em zonas tectono-estratigráficas de Portugal e parte de Espanha. ACI: Zona Centro-Ibérica; ZGTOM: Zona da Galiza-Trás-Os-Montes; ZOM: Zona de Ossa-Morena; ZOAL: Zona Oeste-Asturico-Leonesa; ZC: Zona Cantábrica; ZSP: Zona Sul-Portuguesa

**Fig. 2.3** Enquadramento geológico simplificado e mineralizações da região de Nisa

**Fig. 2.4** Enquadramento do jazigo de Nisa com a localização dos trabalhos de prospeção

**Fig. 2.5** Enquadramento da mineralização do Tarabau com a localização dos trabalhos de prospeção

**Fig. 2.6** Enquadramento da mineralização da Melriça com a localização dos trabalhos de prospeção

**Fig. 3.1** SPP2 no campo

**Fig. 3.2** Localização dos pontos de amostragem em cada uma das três áreas em estudo, com a identificação das amostras mais representativas para cada um: A: Nisa; B: Tarabau; C: Melriça. A malha de leituras radiométricas usada está também representada

**Fig. 4.1** Vista geral da corta experimental de Nisa

**Fig. 4.2** Exemplo de zona de blastese intensa (A) e da ferruginização que afecta os planos de xistosidade e fracturas que cortam a rocha (B)

**Fig. 4.3** Alguns aspectos estruturais na zona da corta experimental. Exemplo de veios de quartzo ramificados (à esquerda); dobramento da xistosidade (à direita, em cima); veio de quartzo paralelo à xistosidade (à direita, em baixo)

**Fig. 4.4** Mapa de distribuição dos dados de SPP2 na área de Nisa e cartografia das escombrelas e antigas estruturas projectadas para apoio à mina

**Fig. 4.5** Amostras de mão depois de cortadas na serra. (A): NS-1, NS-2; (B): NS-OX

**Fig. 4.6** Microfotografias à lupa binocular do modo de cristalização dos minerais de U em Nisa A: Exemplo de cristal lamelar depositado num plano de xistosidade na amostra NS-5. Amp. 9x;

B: Cristais euédricos sobre uma cobertura de óxidos vermelho-escura na amostra NS-2, com ocorrência de uma capa ferruginosa sobre os cristais. Ampliação 6x

**Fig. 4.7** Aspectos da cristalização de minerais de U e associação com os espaços dos porfiroblastos:

A: Amostra NS-3 a mostrar a patine de oxidação nos espaços deixados pelos porfiroblastos com cristalização de minerais de U. Ampliação 12x;

B: Amostra NS-1 com sombras dos porfiroblastos na superfície da rocha e cristalização de minerais de U nesses locais. Ampliação 6x;

C: Preferência na deposição dos minerais uraníferos pelos espaços dos porfiroblastos. Exemplo da amostra NS-5, ampliação 6x

**Fig. 4.8** Microfotografias em microscópio. A: Grão de quartzo partido com clorite nos interstícios, da amostra NS-1; B: Amostra NS-XC em luz polarizada, evidenciando um local de porfiroblasto e a deformação em seu redor

**Fig. 4.9** Microfotografias em luz polarizada da amostra NS-OX mostrando aspectos estruturais da rocha.

A: Cores da moscovite a evidenciar a orientação da xistosidade e um veio de quartzo afectado pelos óxidos de Fe; B: xisto crenulado em pequenas dobras ritmadas.

**Fig. 4.10** Mapa composicional para Fe, Mg, P e U na amostra NS OX e microfotografia obtida por SEM da zona a maior escala onde foi efectuado o mapeamento

**Fig. 4.11** Perfil composicional de Fe, P, Cu e U na amostra NS OX e microfotografia obtida por SEM com a marcação da zona onde foi efectuado o perfil

**Fig. 4.12** Sanja 1, onde se fizeram a grande parte das observações e colheita de amostras A: Vista geral, com o martelo no fundo da sanja a servir de escala; B: Filão E desta sanja e o esmagamento lateral ao mesmo

**Fig. 4.13** Corte esquemático num perfil de estrada imediatamente a Norte da área estudada

**Fig. 4.14** Exemplos da ocorrência de minerais de U bem visíveis na sanja 1

**Fig. 4.15** Mapa de distribuição das medições de SPP2 por krigagem, na área do Tarabau

**Fig. 4.16** Mapa de distribuição das medições de U por krigagem, na área do Tarabau

**Fig. 4.17** Mapa de distribuição das medições de Th por krigagem, na área do Tarabau

**Fig. 4.18** Mapa de distribuição das medições de K por krigagem, na área do Tarabau

**Fig. 4.19** Mapa de distribuição das medições de U/K por krigagem, na área do Tarabau

**Fig. 4.20** Mapa de distribuição das medições de Th/K por krigagem, na área do Tarabau

**Fig. 4.21** Mapa de distribuição das medições de U/Th por krigagem, na área do Tarabau

**Fig. 4.22** Amostras colhidas na zona do Tarabau

A: Amostra TB S1 D de quartzo com uma textura em pequenos feixes desorganizados e intercruzados;

B: Amostra TB-10 de quartzo com crescimento polifásico;

C: Amostra TB S1 E de quartzo exibindo a mistura de texturas presentes na amostra;

D: Pormenor da amostra anterior mostrando o veio preenchido por óxidos de ferro impregnado de meta-torbernite, que a atravessa

E: Zona de contacto entre metassedimentos e granito, na zona Norte do filão do Tarabau.

F: Amostra TB CONT 1 colhida no contacto entre granito e metassedimentos

**Fig. 4.23** Microfotografias da amostra TB S1E

A: Meta-torbernite no seio de um veio preenchido por óxidos de Ferro que atravessa o quartzo. Em nicois paralelos, ampliação 5x;

B: Mesmo aspecto que A, em nicois cruzados, ampliação 5x;

C: Fluxo de deposição de meta-torbernite dentro de outro cristal anterior, com as orlas de mistura com óxidos na fronteira entre as duas gerações. Luz reflectida em nicois paralelos;

D: Mesmo aspecto que C, em nicos cruzados;

E: Comunicação entre cristais de meta-torbernite por canais do mesmo material. Em luz reflectida, ampliação 20x

F: Mesmo aspecto que E, em luz transmitida polarizada, ampliação 20x

**Fig. 4.24** Microfotografia obtida por SEM da amostra TBS1E com a localização dos pontos analisados dentro de uma massa de meta-torbernite e localização do local onde foi efectuado o perfil composicional para Fe, P, Cu e U (à esquerda)

**Fig. 4.25** Microfotografia obtida por SEM da amostra TBS1E com a localização das respectivas análises químicas no bordo de um grão de meta-torbernite e nos óxidos/hidróxidos envolventes

**Fig. 4.26** Microfotografia obtida por SEM da amostra TBS1E com localização das respectivas análises químicas numa zona de mistura de componentes

**Fig. 4.27** Microfotografia obtida por SEM da amostra TBS1E com localização das respectivas análises obtidas em EMP e marcação do local onde foi efectuado o mapa composicional

**Fig. 4.28** Mapa composicional de uma zona de um grão de meta-torbernite e óxidos/hidróxidos de Fe envolventes da amostra TBS1E para o Fe, P, U e Cu

**Fig. 4.29** Vista da antiga exploração de P e alguns dos locais de colheita de amostras, de S para N em relação à área de estudo

**Fig. 4.30** Localização das estações de observações com representação de medições obtidas (e=espessura do filão de quartzo)

**Fig. 4.31** Mapa de distribuição por krigagem dos dados de SPP2 da área da Melriça

**Fig. 4.32** Mapa de distribuição por krigagem dos dados de U da área da Melriça

**Fig. 4.33** Mapa de distribuição por krigagem dos dados de Th da área da Melriça

**Fig. 4.34** Mapa de distribuição por krigagem dos dados de K da área da Melriça

**Fig. 4.35** Mapa de distribuição por krigagem dos dados da razão U/K da área da Melriça

**Fig. 4.35** Mapa de distribuição por krigagem dos dados da razão Th/K da área da Melriça

**Fig. 4.36** Mapa de distribuição por krigagem dos dados da razão U/Th da área da Melriça

**Fig. 4.37** Exemplo de amostra de mão colhida para a separação dos minerais de urânio que se encontram na sua superfície. O quartzo está completamente revestido por óxidos/hidróxidos de ferro

**Fig. 4.38** Microfotografias obtidas à lupa binocular com exemplos de mineralização na superfície de quartzo coberto por óxidos de Fe. A: em cristais colados à superfície, na amostra MR-5. Ampliação 6x. B: em agregados cristalinos bem desenvolvidos, na amostra MR-3. Ampliação 9x

**Fig. 4.39** Amostra MR-FQ do filão quartzo da sanja aberta, depois do corte em serra

**Fig. 4.40** A: Amostra MR-LN da brecha hematítica, depois de corte com serra; B: Amostra MR-LS da zona sericítica, depois de cortada em serra

**Fig. 4.41** Microfotografias de amostras da Melriça apresentando vários aspectos

A: Amostra MR-2, de quartzo com diferentes partições e um cristal de moscovite sobre o quartzo; B: óxidos de ferro a ocupar os interstícios dos grãos de quartzo na mesma amostra que A; C: Grãos de quartzo de grandes dimensões atravessados por veios de óxidos com moscovites tardias, na amostra MR-FQ. Ampliação 5x; D: Pormenor das moscovites com crescimento radial, da mesma amostra que C

**Fig. 4.42** A: óxidos/hidróxidos de Fe nos interstícios dos grãos de quartzo na amostra MR-LN. Ampliação 20x; B: zona de contacto entre o quartzo e o cimento de óxidos/hidróxidos de ferro, em que se observa um grão de pirite nessa zona

**Fig. 4.43** Microfotografias da amostra MR-LS A: Veios de quartzo a atravessar a matriz moscovítica microgranular e a romper cristais maiores de moscovite B: Pormenor da matriz com micas em crescimento radial, da mesma amostra

**Fig. 4.44** Microfotografia obtida por SEM da amostra MR2 com a localização das análises químicas e do perfil composicional efectuados para Fe, P, Cu e U (ao lado)

**Fig. 4.45** Microfotografias obtida por SEM da amostra MR2 A: geral e respectivas análises químicas, e a marcação da zona a que se refere a foto da Fig. 4.45B

B: pormenor da foto anterior, com o aspecto de escorrência no veio

**Fig. 4.46** Microfotografia obtida por SEM da amostra MR-LN com as texturas dos oxi-hidróxidos de Fe e respectivas análises químicas, e a sua localização na amostra

## Índice de tabelas

**Tab. 1.1** Principais minerais do grupo da autunite

**Tab. 3.1** Referências das lâminas produzidas para cada ocorrência. A negrito: Lâminas Polidas

**Tab. 4.1** Síntese das condições de modelação do variograma utilizadas para os dados do SPP2

**Tab. 4.2** Síntese das condições de modelação dos variogramas utilizadas para a área do Tarabau, para as variáveis SPP2, U, Th, K, U/K, Th/K e U/Th

**Tab. 4.3** Composições químicas em percentagem de óxidos na amostra TBS1E

**Tab. 4.4** Composições químicas em percentagem de óxidos para a amostra TBS1E

**Tab. 4.5** Composições químicas em percentagem de óxidos dos pontos analisados para a amostra TBS1E

**Tab. 4.6** Composições químicas em percentagem de óxidos dos pontos analisados para a amostra TBS1E

**Tab. 4.7** Condições utilizadas na modelação dos variogramas para a área da Melriça

**Tab. 4.8** Composições químicas em percentagem de óxidos dos pontos analisados para a amostra MR2

**Tab. 4.9** Composições químicas em percentagem de óxidos dos pontos analisados no material de um veio da amostra MR2

**Tab. 4.10** Composições químicas em percentagem de óxidos dos pontos analisados da amostra MR-LN

# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1 O Urânio na Terra

O urânio, de símbolo químico U, é um metal branco-prateado de densidade muito elevada (18,95 Kg/dm<sup>3</sup>). É um elemento do grupo dos actínídeos, de número atómico 92 e massa atómica 238,0289. Os actínídeos caracterizam-se por serem radioactivos, e só os 4 primeiros membros ocorrerem naturalmente (Actínio, Tório, Protactínio e Urânio). De entre estes elementos, o Th e o U são os mais abundantes, resultado do longo período de semi-vida dos seus isótopos mais estáveis. O U ocorre naturalmente com valores médios de abundância crustal na ordem de 1,7ppm. Kyser e Cuney (2008) apontam para concentrações médias de 0,3 ppm em rochas basálticas, de 3,8 ppm nos granitos, de 3,7 ppm em xistos, 2,2 ppm em carbonatos e pode ir até 300 ppm em rochas fosfatadas.

O U existe na Natureza sob a forma de 3 isótopos, em quantidades relativas diferentes: <sup>238</sup>U (99,28%), <sup>235</sup>U (0,71%) e <sup>234</sup>U (0,0055%). Os isótopos <sup>238</sup>U e <sup>235</sup>U são os pais de duas cadeias de decaimento, em que os produtos finais estáveis produzidos são o <sup>206</sup>Pb e <sup>207</sup>Pb, respectivamente. Já o <sup>234</sup>U integra a cadeia de decaimento do <sup>238</sup>U. Assim, o urânio, como elemento radioactivo, possui um núcleo instável e tende a progredir naturalmente para uma situação de maior estabilidade ao longo da cadeia de decaimento. A radiação é o processo pelo qual se dá a emissão de partículas ou energia que acompanha a desintegração do núcleo dos isótopos radioactivos.

A desintegração radioactiva do urânio faz-se por dois tipos de emissão de partículas: as partículas alfa ( $\alpha$ ) e beta ( $\beta$ ), que originam uma série de isótopos radiogénicos ao longo da cadeia de decaimento. As partículas alfa consistem em 2 protões e 2 neutrões e são idênticas a um núcleo de He, exibindo elevada ionização e baixo poder penetrativo (IAEA, 2003). O decaimento beta caracteriza-se pela emissão de um electrão ou um positrão, com energia e velocidade mais elevadas, dependentes do radionuclido.

Os núcleos dos isótopos podem, contudo, permanecer no estado excitado após a emissão destas partículas, pelo que, para libertar o excesso de energia, e retornar ao estado fundamental, os núcleos possam emitir radiação gama ( $\gamma$ ), que faz parte do espectro electromagnético. Um dado núcleo radioactivo desintegra-se a uma taxa que segue a equação de decaimento exponencial:

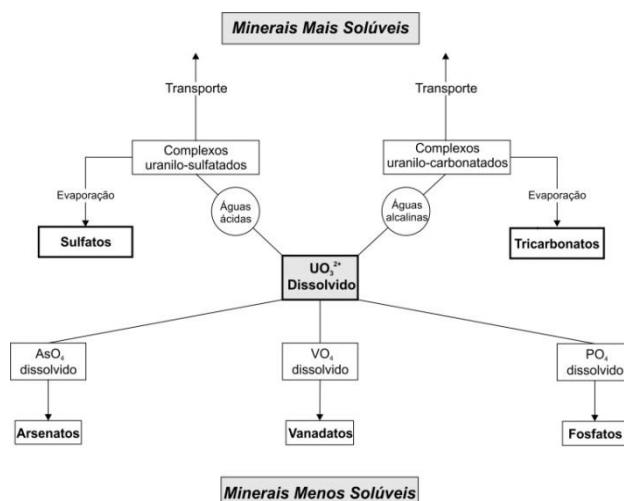
$$N(t) = N_0 e^{-\lambda t}$$

A constante de decaimento,  $\lambda$ , representa a probabilidade de decaimento de um número de  $N$  nuclídeos, por unidade de tempo ( $t$ ), sendo  $N_0$  o número inicial de nuclídeos.

O facto ser um elemento radioactivo faz com que a medição e cartografia da radioactividade natural, em particular a radiação gama, seja o principal método geofísico na prospecção de minérios radioactivos (Killeen, 1997).

Os dois estados de oxidação mais comuns para o urânio são o U(VI) ou U(IV) (apesar da existência das valências U(III) e U(V)), quer em solução aquosa, quer na estrutura dos minerais de U mais comuns. O U(IV) ocorre tipicamente em meio redutor e o U(VI) em meio oxidante, sendo que o transporte do urânio é fortemente condicionado pelo estado de oxidação. Em solução, e em ambiente de baixa temperatura, o U(IV) é altamente imóvel, precipitando e encontrando-se geralmente em minerais insolúveis sob condições redutoras; porém, a oxidação para U(VI), resulta na formação do ião uranilo ( $UO_2^{2+}$ ), altamente móvel. Adicionalmente, o ião uranilo forma complexos com aniões como  $CO_3^{2-}$ ,  $SO_4^{2-}$  e  $PO_4^{3-}$  para formar várias espécies solúveis e mover-se em solução (Langmuir, 1978). Assim, dependendo do pH e da composição da solução, pode formar-se uma vasta variedade de complexos de uranilo que podem ser particularmente importantes na determinação da especiação e concentração em solução.

Entre os oxianíons que formam complexos com o  $UO_2^{2+}$ , estão os silicatos, fosfatos, vanadatos, arsenatos e molibdenatos (Fig. 1.1). A complexação do U(IV) com matéria orgânica é um processo comum, que conduz à formação de complexos orgânicos estáveis, aumentando assim a sua solubilidade.



**Fig 1.1** Representação esquemática simplificada da paragénesis de vários grupos de minerais de urânio (modificado de Garrels e Christ, 1959, em Finch e Murakami, 1999)

A crosta continental representa uma massa e um volume muito pequenos em comparação com a restante constituição do planeta (<1%), mas concentra o essencial do U existente na Terra, ou seja 46 a 77%. Pensa-se que será a fusão parcial o principal mecanismo de transferência de U para a crosta terrestre, e que conduziu à individualização do manto e da crosta (Cuney, 2010).

O urânio, como vários outros elementos de grande raio iónico (LILE), dificilmente encaixa na estrutura dos silicatos mais comuns das rochas (elementos incompatíveis), e desta forma tende a ser fortemente enriquecido nos líquidos magmáticos. De facto, a abundância em U no manto empobrecido abaixo da crosta oceânica é cerca de 0,05 ppm, o que, quando comparado com os teores na crosta, mostra que o U perdido pelo manto infra-oceânico empobrecido é maioritariamente transferido para a crosta oceânica e desta para a continental nas zonas de subducção (Plant *et al.*, 1999).

O U aumenta a sua solubilidade nos magmas em condições oxidantes e com o aumento da temperatura, bem como com o excesso de álcalis e cálcio em relação ao alumínio. Assim, os magmas peralcalinos, de alta temperatura, apresentam as solubilidades de urânio mais elevadas, enquanto a solubilidade é mais baixa nos magmas paraluminosos resultantes de fusão crustal, logo, a mais baixa temperatura (Cuney, 2010). Contudo, para gerar granitos peraluminosos ricos em urânio é necessário que a fonte do melt seja enriquecida em urânio, ou este tenderá a ficar nos minerais acessórios, e não no melt. Podem então dar-se enriquecimentos importantes nas fases finais da cristalização fraccionada, em pegmatitos ou por fusão parcial de rochas sedimentares ou ígneas ácidas da crosta, já por si comparativamente ricas em U, originando por exemplo os leucogranitos peraluminosos ricos em mineralizações de U da cadeia varisca médio-europeia (Cuney, 2010).

Às rochas magmáticas estão associados alguns depósitos do tipo filoniano formados como resultado da redistribuição do U de minerais acessórios. Isto acontece como resultado de processos de interacção fluido-rocha de alta para baixa temperatura na crosta envolvendo fluidos que equilibraram com magma, fluidos aquosos metamórficos, formacionais, hidrotermais e/ou meteóricos (Plant *et al.*, 1999). Os minerais primários de U formados a alta temperatura (e pressão) em sistemas silicatados são substituídos por fases estáveis e condições aquosas a baixa pressão e temperatura progressivamente mais baixa.

As rochas sedimentares mais enriquecidas em urânio são as que possuem maior conteúdo em matéria orgânica ou fosfatos, como nalgumas bacias de sedimentação, dependendo sempre da rocha que deu origem aos sedimentos e respectiva remobilização.

No caso das rochas metamórficas, a concentração de U está dependente da localização na rocha original, já que consoante as condições impostas e do tipo de ligação que tem, permanecerá nas espécies minerais mais resistentes ou será lixiviado. Os fluidos enriquecidos em U formados por processos metamórficos, incluindo desidratação e fusão parcial, são gerados em condições de baixas razões água:rocha. Nestes depósitos as mineralizações apresentam-se de formas muito variáveis englobando os sin-metamórficos e os filonianos encaixados nas rochas metamórficas, quer em disseminações, *stockworks* ou lenticulas (Cuney, 2010).

## 1.2 Mineralogia do urânio

O urânio encontra-se nos minerais sob a forma tetravalente ou hexavalente. Os minerais formados por  $U^{4+}$  são geralmente de cor negra, sendo a uraninite ( $UO_{2+x}$ ) - um óxido de urânio pertencente ao sistema cúbico - o principal mineral deste grupo. A pecheblenda corresponde à variedade colomórfica da uraninite e é o principal mineral de U explorado (Cuney, 2010). Ainda nesta configuração, os óxidos de U podem sofrer alguma hidratação e passar à forma  $UO_3 \cdot nH_2O$ , adquirindo tonalidades desde o negro ao amarelo e sendo assim apelidados de gumites. Outros exemplos de minerais de U tetravalente são a uranotorianite ( $(U,Th)O_2$ ), a coffinite ( $U(SiO_4)$ ), a ningyoite ( $U_{1-x}Ca_{1-x}TR_{2x}(PO_4)$ ), branerite ( $UTiO_6$ ), e outros, com diferentes incorporações de diversos elementos.

A oxidação leva à passagem do U ao estado hexavalente, no qual forma a grande maioria das 150 espécies minerais conhecidas com U na estrutura (Dill *et al.*, 2010), formadas a partir do radical uranilo ( $UO_2^{2+}$ ). Este pode ligar-se a vários grupos aniónicos, tais como vanadatos, carbonatos, fosfatos e arsenatos, apresentando normalmente cores vivas. Os minerais formados por  $U^{6+}$  resultam geralmente da alteração dos minerais primários pela acção das águas meteóricas de superfície, pelo que, em prospecção, a sua presença pode sugerir a existência de mineralização primária (de óxidos de urânio) em profundidade (Cuney, 2010). Contudo, os depósitos em calcretos representam uma excepção já que a mineralogia primária neste tipo de depósito é constituída por carnotite.

Entre os principais exemplos de minerais hexavalentes de U encontram-se os minerais do grupo da autunite, de fórmula geral  $A(UO_2)_2(XO_4)_2 \cdot nH_2O$  em que  $A = Cu, Ca, Ba,$  ou  $Mg$  e  $X = P$  ou  $As$ , que é um conjunto de fosfatos e arsenatos de estrutura em camada. Podem ocorrer trocas entre catiões na posição A. São os fosfatos de U deste grupo os que mais interessam ao

presente estudo (Tab. 1.1). Estes minerais têm uma dureza entre 2 e 3, e hábito lamelar caracteristicamente micáceo. Apresentam cores vivas, do amarelo claro ao verde na maioria dos casos, e facilmente desidratam em contacto com o ar, sofrendo alterações na tonalidade consoante a incorporação de água. Além de toda esta mineralogia, o urânio tem tendência a ser adsorvido nas superfícies de alguns minerais, sobretudo óxidos e hidróxidos de Ferro e Ti mal cristalizados, e argilas de grande superfície específica, como as esmectites, a pH próximo do neutro (Finch e Murakami, 1999).

**Tab. 1.1** Principais minerais do grupo da autunite

Mineral	Fórmula
Autunite	$\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 10\text{-}12\text{H}_2\text{O}$
Meta-autunite	$\text{Ca}(\text{UO}_2)_2[(\text{PO}_4)_2 \cdot 6\text{-}8\text{H}_2\text{O}]$
Torbernite	$\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{-}12\text{H}_2\text{O}$
Meta-torbernite	$\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Uranocircite	$\text{Ba}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 12(\text{H}_2\text{O})$
Meta-uranocircite	$\text{Ba}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Saleite	$\text{Mg}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
Bassetite	$\text{Fe}^{2+}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

A radioactividade do U influencia os minerais à sua volta, podendo mudar-lhes a organização da rede cristalina o que, consoante o tipo de outros elementos presentes se reflecte na tonalidade. Por exemplo, a cor do quartzo fumado é atribuída à substituição de algum  $\text{Al}^{3+}$  por  $\text{Si}^{4+}$  na rede cristalina, com transferência dos electrões extra para os centros de cor produzidos pela exposição a radiação X ou gama intensa (Klein, 2001), a temperaturas abaixo dos 50°C.

### 1.3 Urânio: jazigos, exploração e mercado

A Agência Internacional de Energia Atómica (IAEA, em inglês, conforme a bibliografia) divide actualmente em 13 classes os depósitos de urânio conhecidos, consoante o contexto geológico em que se encontram. As ocorrências do Tarabau e Melriça inserem-se, segundo esta classificação, no tipo filoniano, que se caracteriza por estarem essencialmente associados a granitos, e em que a mineralização ocorre preenchendo fracturas, de espessura variável, desde muito espessos com pecheblenda massiva até *stockworks*. O jazigo de Nisa encontra-se como

uma disseminação em metassedimentos como vários outros importantes jazigos de U da Península Ibérica.

Existem, contudo, variadas classificações estabelecidas por diversos autores que enfatizam outros aspectos, como o genético, estrutural, ou outros mais específicos, ao invés do contexto geológico no qual está inserido. Porém, permanecem questões em aberto em muitos casos e nomeadamente no que respeita às soluções geradoras do minério, condições de mobilização, transporte, redeposição do urânio e redistribuição repetitiva (Dahlkamp, 2009). Em qualquer caso, os critérios usados podem servir para determinar tipos de alvos em prospecção, e comparar com distritos já conhecidos.

O urânio pode ser explorado, tal como outras matérias-primas em minas a céu aberto, quando os corpos mineralizados estão próximos da superfície; em minas subterrâneas, quando a mineralização se encontra mais profunda (colocando, porém, este método um risco adicional devido ao radão e particularmente em minério de elevado teor, pelo que se utilizam técnicas de extracção controlados remotamente para diminuir a exposição, como é o caso da mina de McArthur River, no Canadá, a maior a nível mundial); ou ainda por recuperação *in situ*, em que o minério é lixiviado no próprio local onde ocorre. Em termos globais, a produção do minério de urânio distribui-se por 23,7% por exploração a céu aberto convencional, 37,7% subterrânea, 27,7% extracção de urânio por lixiviação *in situ* e 2,5% por outros métodos, cenário de 2007 (IEA; IAEA, 2009). O produto final do processamento do minério de U é um concentrado de  $U_3O_8$ , um material de cor geralmente amarela, conhecido como *yellowcake*.

O mercado do urânio tem conhecido constantes variações, já que o quadro de oferta/procura de urânio está dependente de uma série de factores. Na Europa, onde existe um défice de oferta relativamente à procura de minérios, entre os quais o urânio, estão presentes as preocupações recentes na segurança do abastecimento que provocaram, por volta de 2003, um aumento do preço do urânio. Nos anos de 2005/06 as reservas mundiais de U conhecidas aumentaram em 15%, como consequência do aumento nas actividades de prospecção, o que poderia indicar o início de um segundo ciclo na economia do urânio. Com a presente conjuntura económica global, a situação encontra-se em aberto.

Estes ciclos de prospecção/exploração começaram em Portugal com a actividade nas minas da Urgeiriça, em 1913, exclusivamente para a produção de rádio. A partir de 1954, com a criação da Junta de Energia Nuclear (JEN), passou a fazer-se prospecção sistemática para urânio e descoberta de diversas jazidas, em particular na Beira Alta e Alto Alentejo. Dos três distritos uraníferos que normalmente se consideram em Portugal (Trás-os-Montes, Beiras e Alto Alentejo), apenas na região das Beiras houve exploração, em cerca de 60 minas. Em Portugal, o

tratamento de minério de urânio era realizado na Urgeiriça, na “Oficina de Tratamento Químico”, embora houvesse planos concretos, à época, para a instalação de infra-estruturas de apoio à indústria do urânio do Alto Alentejo, em Nisa. O estudo do processamento do minério de Nisa começou em 1967 e um primeiro período de desenvolvimento foi alcançado em 1973. Os testes foram efectuados no Laboratório de Física e Engenharia Nucleares (LFEN), em Lisboa, e pelo National Institute for Metallurgy (NIM) na África do Sul (J.N, 1977).

#### **1.4 Enquadramento dos problemas e objectivos do trabalho**

O urânio é um constituinte menor da crosta da Terra (~ 3ppm) ligando-se a uma grande variedade de compostos, e possibilitando, dados os mecanismos favoráveis, a sua acumulação (económica ou não) em numerosos contextos geológicos. Na região do Alto Alentejo há 32 mineralizações de urânio reconhecidas pela Junta de Energia Nuclear (JEN), com um teor médio de 0,12%  $U_3O_8$ , num total de  $3.450 \times 10^3$  t de minério, contendo 3.820 t de  $U_3O_8$ . Os oito depósitos mais importantes contêm 88% deste total, sendo que só a ocorrência de Nisa possui 2.712,2 t  $U_3O_8$ , o que representa aproximadamente 60% do total (JEN, 1977). Os depósitos desta região dividem-se nas tipologias gerais de disseminação (em metassedimentos ou nos granitos), depósitos filonianos, e um tipo que foi designado por “venular”, que consiste em séries de pequenas falhas e fracturas com mineralização no granito.

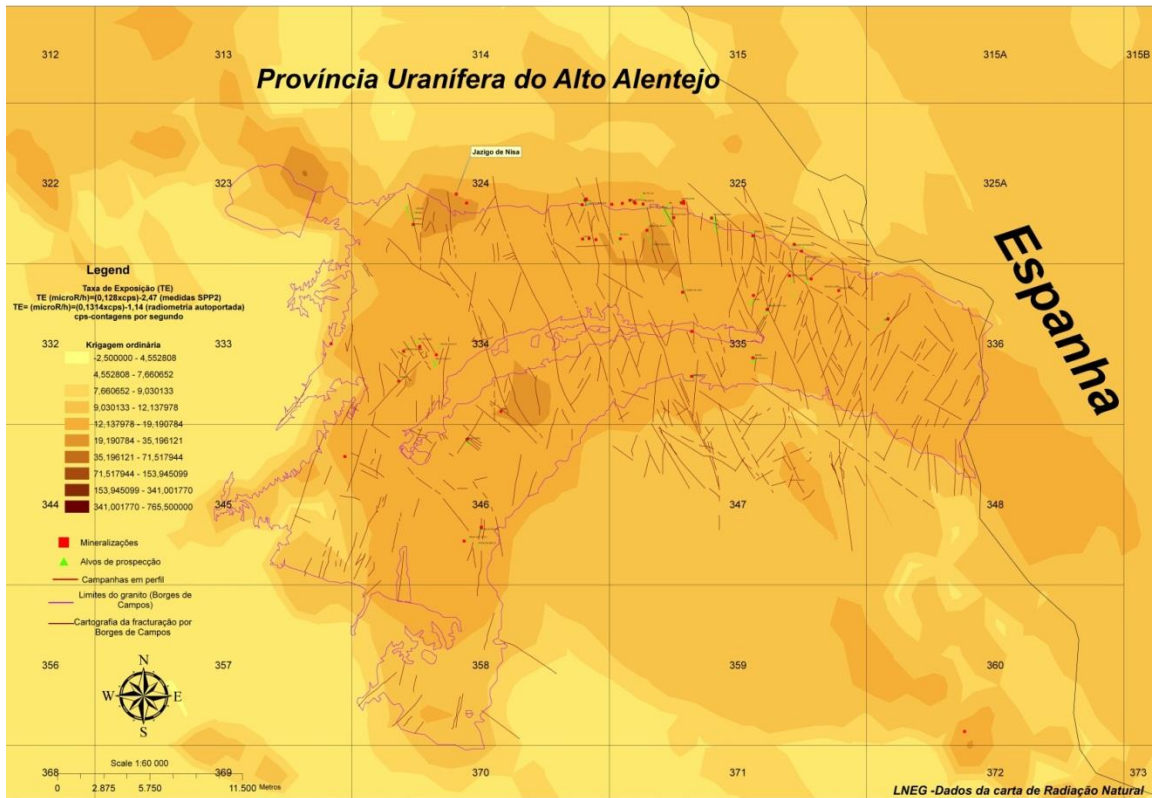
O contexto geológico e estrutural do Nordeste Alentejano é bastante diversificado, favorecido pela transição entre duas zonas constituintes do Maciço Ibérico: A Zona Centro-Ibérica (ZCI) e a Zona de Ossa Morena (ZOM). As unidades presentes foram afectadas pela orogénia varisca, responsável pela génese de estruturas regionais, de orientação geral NW-SE, que resultaram de várias fases de deformação. As mineralizações de U encontram-se no Maciço granítico de Nisa, tardi-varisco, ou nos metassedimentos do Grupo das Beiras, em especial na sua faixa de metamorfismo de contacto com o granito (Fig. 1.2).

O Maciço de Nisa encontra-se associado a várias ocorrências minerais, para além das de urânio, tais como fósforo e tungsténio, e ainda rochas ornamentais e industriais que têm sido exploradas e objecto de prospecção. Este corpo granítico já foi sujeito a cartografia detalhada, inicialmente à época da prospecção para urânio, tendo-se procurado depois uma interpretação, por um lado, para a sua fracturação (Campos e Pereira, 1991), e por outro, num maior detalhe na cartografia dos granitos do alinhamento interno, com vista à caracterização da sua aptidão industrial (Moreira, 1994), ou ainda da sua petrologia e do seu modelo de implantação (e.g. Solá,

2007). Estes estudos apontam para uma diferenciação magmática de mais do que um líquido (Ribeiro *et al*, 1995, Solá *et al*, 1997, Solá *et al*, 1998a, Ferreira *et al*, 1999), assim como a cartografia geoquímica mostrou um progressivo aumento da diferenciação do Maciço para E (Solá *et al*, 1998; Luis *et al*, 1998; Menéndez, 1998).

O processo de deposição da mineralização nesta região, mas sobretudo a ocorrência nos metassedimentos, é controverso, existindo vários modelos para a sua génese. Os depósitos uraníferos desta região foram identificados e inventariados nos anos 50/60 por levantamentos geofísicos, nomeadamente radiometria, que serviram de base à elaboração de cartas radiométricas à escala regional e da ocorrência, com os métodos disponíveis na época, e caracterizações geológicas de pormenor. Com as constantes oscilações no preço do urânio nos mercados, estas operações entraram em declínio. Contudo, as necessidades actuais de recursos energéticos e a obrigação de um conhecimento aprofundado das matérias-primas numa perspectiva da sua rentabilização, leva a que hoje em dia se volte a olhar para as reservas de urânio com interesse.

O objectivo deste estudo é reconhecer e organizar a informação existente sobre o conhecimento de duas das mais importantes mineralizações da região uranífera de Nisa, nomeadamente os jazigos de Nisa e Tarabau e ainda a mineralização de Melriça dada a sua proximidade a uma mineralização de fósforo como também pelo interesse geológico despertado. Pretende-se ainda melhorar se possível o conhecimento geoquímico, mineralógico e radiométrico das mineralizações seleccionadas, com recurso a técnicas não disponíveis nos primeiros reconhecimentos e assim apoiar a sua protecção por se reconhecer nelas um interesse estratégico. O trabalho conhece essencialmente duas componentes de caracterização dos locais seleccionados: uma radiométrica, através do tratamento de dados recolhidos no terreno; e uma mineralógica, pela caracterização das amostras colhidas. Pretende-se integrar todos os elementos disponíveis de modo a fornecer uma caracterização o mais completa possível de cada área com os recursos disponíveis.



**Fig. 1.2** Mapa de taxa de exposição para a região uranífera do Alto Alentejo, obtido por krigagem ordinária de medições de radiação gama, mostrando os contornos do Maciço granítico de Nisa, concordantes com as classes mais elevadas da taxa de exposição (Batista, M. 2009)

## 2. DESCRIÇÃO DA ÁREA EM ESTUDO

As três áreas em estudo inserem-se nas Folhas 28-B – Nisa (Ribeiro *et al.*, 1965) e 28-D - Castelo de Vide (Fernandes *et al.*, 1973), da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50.000, cuja elaboração tem por base os levantamentos geológicos a 1:25.000 da Carta Militar de Portugal, efectuados pela JEN, e pelos Serviços Geológicos de Portugal. Estas áreas são: a zona envolvente do jazigo de Nisa na área onde se efectuou um desmonte a céu aberto experimental; a área envolvente da mineralização do Tarabau nomeadamente a sua extensão a sul, onde se encontram algumas sanjas ainda preservadas; e a zona envolvente da mineralização da Melriça localizada próximo da vila de Castelo de Vide (Fig. 2.1).

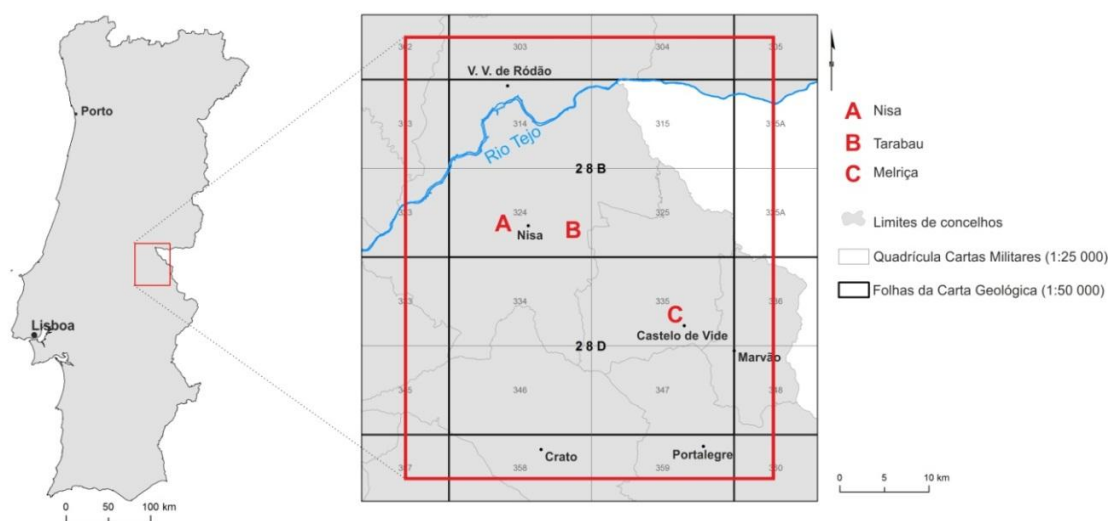


Fig. 2.1 Enquadramento geográfico das três áreas em estudo

### 2.1 Evolução geomorfológica regional

A região em causa faz parte de uma peneplanície limitada pelas elevações da Serra de S. Mamede a Sul e a Este, a serra de S. Miguel a Norte e pelas vertentes dos vales dos rios Tejo, Sever, ribeira de S. João e seus afluentes entalhados na paisagem para Norte (Fernandes, 1971; Campos e Pereira, 1991). Para Oeste, a paisagem geomorfológica mantém-se, alternando ribeiras e vales largos até ao Tejo. A peneplanície foi coberta por depósitos detríticos por vezes grosseiros formados provavelmente nos fins do Paleogénico (Fernandes, 1971). O encaixe do Tejo é, de resto, da maior importância na definição do relevo da zona, sendo que corre sobre o soco Paleozóico num vale incisivo NE-SW por cerca de 30 Km e em que os terraços estão largamente ausentes (Cunha *et al.*, 2005) na região em estudo.

As condições climáticas sentidas durante o Cenozóico condicionaram de forma importante os eventos erosivos e subsequentes depósitos sedimentares. Até ao Miocénico superior (Tortoniano), há 11,6 Ma aquando do auge da orogenia Bética, sob um clima semi-árido a subtropical com longa estação seca, a erosão do Maciço Hespérico deu-se de forma lenta, favorecendo o aplanamento do soco e acarreios de areias feldspáticas (Cunha *et al.*, 2009). A partir do Miocénico superior, o clima era temperado quente, favorecendo uma sedimentação endorreica. Contudo, no Pliocénico superior, a partir dos 3,6 Ma, o clima tornou-se muito húmido e desenvolveu-se uma rede hidrográfica exorreica, precursora da actual (Cunha *et al.*, 2009). Após este período, deu-se o desenvolvimento de capturas do sistema de drenagem que ocupava toda a Bacia Terciária do Alto Tejo (Espanha) (Cunha *et al.*, 2005) e o progressivo encaixe da rede hidrográfica. As características climáticas mediterrânicas provocaram profunda meteorização química no Maciço Ibérico (Carvalho *et al.*, 2009).

O início do Quaternário marcou o desenvolvimento de importantes modificações climáticas que levaram à última glaciação, que durou até ao final do Plistocénico, com um aumento dos valores de pluviosidade e a existência de glaciares de montanha em degelo no Verão levaram ao encaixe rápido pelo Rio Tejo (Carvalho *et al.*, 2009) e maior acarreio sedimentar.

## 2.2 Enquadramento geológico

As formações aflorantes na região envolvente de Nisa vão desde o Câmbrico (formações metassedimentares) até ao Pliocénico (depósitos de cobertura) e ainda depósitos modernos de vertente. Duas das áreas em estudo situam-se em contexto granítico, no Maciço de Nisa, tardi-Varisco, e a terceira (jazigo de Nisa) em metassedimentos do Grupo das Beiras (GB) do Neoproterozóico superior – Câmbrico inferior (e.g. Menéndez, 2010), na orla de metamorfismo de contacto com o granito referido. Grupo das Beiras é a designação actualmente mais corrente do também conhecido por Complexo Xisto-Grauváquico (CXG), coberto ao longo do Tejo por depósitos Cenozóicos.

Na área de Nisa, o GB compreende uma sequência de filitos micáceos e quartzomícáceos, xistos micáceos, grauvaques e metagrauvaques, xistos quartzocalcossilicatados e ainda filitos e metassiltitos negros, grafitosos e fosfatados (Solá, 2007). Os filitos micáceos são constituídos por sericite e clorite, ou sericite, biotite e clorite. Os grauvaques mostram-se, em geral, acentuadamente metamorfizados, de composição mineralógica essencial de quartzo,

moscovite, sericite, clorite e biotite, este último mineral aumentando na mesma proporção do metamorfismo (Ribeiro *et al.*, 1965).

O complexo xistento é acompanhado por numerosos filões. Os filões de quartzo são quase sempre pouco desenvolvidos e na maioria dos casos lenticulares. Pelo contrário, os filões de rochas ácidas são muito extensos e numerosos, surgindo em algumas zonas junto ao contacto massas ou apófises de rochas graníticas (Ribeiro *et al.*, 1965).

A intrusão do maciço granítico de Nisa, a Sul, imprimiu uma orla de metamorfismo de contacto de 1 a 1,5 Km de largura, variável ao longo da zona de contacto. A esta orla corresponde uma faixa externa em relação ao batólito de xistos mosqueados, reconhecendo-se o desenvolvimento de uma paragénese típica de metamorfismo de baixo grau, com biotite + moscovite + clorite + quartzo + albite, que corresponde à zona da clorite-biotite (López-Munguira *et al.*, 1991; Menéndez, 2010). Os porfiroblastos de cordierite conferem o aspecto mosqueado aos xistos. Estes porfiroblastos desenvolveram-se em resposta ao incremento térmico proporcionado pela intrusão sendo, assim, pós-tectónicos em relação à deformação varisca, sobrepondo-se à foliação. Contudo, apresentam na maioria dos casos uma forma elíptica, que Menéndez *et al.* (2010) atribui a um achatamento posterior relacionado com impulsos magmáticos tardios. Este autor acrescenta, em relação à composição, que esta é sericítica, ou clorítica podendo conter turmalina, correspondendo a pseudomorfismo da cordierite. Circundando os porfiroblastos encontram-se normalmente cristais de biotite. Os minerais acessórios mais comuns descritos nos metassedimentos são a apatite, zircão, turmalina e óxidos/hidróxidos de ferro. Ribeiro (1965) descreve ainda a ocorrência de grafite e piritite abundantes.

As corneanas da zona de metamorfismo de contacto interna ao batólito granítico correspondem a rochas negras, com variações de zonas mais pelíticas, quartzo-pelíticas, calcossilicatadas e com porfiroblastos. A composição mineralógica é essencialmente de biotite, cordierite, moscovite, sericite e quartzo, com os minerais acessórios grafite, óxidos e hidróxidos de ferro, feldspatos, turmalina, zircão e apatite, estando a cordierite presente tanto como porfiroblasto (por vezes sericitizados e cloritizados pseudomorfizando a cordierite), como na matriz (Ribeiro, 1965).

Os depósitos mais recentes associam-se à Bacia do Tejo, ocupando uma vasta área de aluviões, cascalheiras e depósitos de vertente, que assentam principalmente sobre os metassedimentos do Grupo das Beiras em discordância angular (Cunha, 1996). Os depósitos aflorantes são originários da erosão das cristas quartzíticas que se encontram a Norte, na proximidade destas, constituídos por fragmentos maioritariamente angulosos, envolvidos por

materiais finos; extensos mantos de cascalheiras de elementos siliciosos, mal calibrados; e depósitos predominantemente arcósicos, mais recentes, pertencentes ao Grupo da Beira Baixa (anteriormente designados por Arcoses da Beira Baixa) do Paleogénico a Miocénico superior, que foram depositados por alimentação a partir dos granitóides de Nisa e Castelo Branco (Cunha, 1996).

### 2.2.1 Maciço de Nisa

O Maciço granítico de Nisa constitui um importante alinhamento em forma de arco de granitóides tardi-variscos que se prolonga até Espanha (Nisa - Albuquerque – Los Pedroches), situado em parte paralelamente ao limite entre a ZCI e a ZOM, apesar de, no extremo Oeste, atravessar a zona de cisalhamento que separa estas zonas tectono-estratigráficas, intruindo rochas da ZOM.

A Oeste, o maciço contacta bruscamente com o granodiorito da Amieira do Tejo, desaparecendo sob os depósitos terciários da Bacia do Tejo. A Sudeste, contacta com metassedimentos do Paleozóico de Castelo de Vide e ante-Paleozóicos da região de Marvão-Galegos, originando também aí uma orla de corneanas pelíticas e xistos mosqueados. A Sul, entre Castelo de Vide e Vale do Peso, corta os granitos tectonizados de Portalegre (de idade Ordovícica).

O facto de ocupar terrenos e estruturas tanto da ZCI como da ZOM, cortando e selando os corredores de cisalhamento, incluindo a zona de sutura, e de não se observar deformação no Maciço à excepção da fracturação tardi-Varisca, levou a enquadrá-la no grupo dos granitos tardi-pós orogénicos (Ferreira *et al.*, 1987). As datações Rb/Sr e K/Ar para o granito dominante, o granito de Nisa, deram idades em torno dos 286-312 Ma (Mendes, 1967-68; Penha e Arribas, 1974; Roberts *et al.*, 1991; Menéndez, 1998; Eguíluz *et al.*, 2000). Mais recentemente, no trabalho de Solá (2007), foram obtidas idades de instalação de  $306 \pm 3$  e  $309 \pm 5$  Ma (U/Pb zircão SHRIMP) para esta intrusão, pelo que se incluem no Carbónico superior (Pensilvânico).

O granito de Nisa ocupa a grande maioria do Maciço, definindo-se como um granito monzonítico, de granularidade grosseira, porfiróide, com megacristais de feldspato potássico, biotítico-moscovítico, com predominância da biotite. Estas características sofrem por vezes pequenas variações espaciais de fácies. Ribeiro *et al.* (1965) descreve como mineralogia essencial para este granito o quartzo, oligoclase, albite-oligoclase, microclina-perthite, micropertite, microclina, biotite e moscovite, e como acessórios apatite, zircão, andaluzite,

silimanite, cordierite e turmalina. São ainda referidos como minerais secundários a caulinite, sericite, clorite, rútilo acicular, esfena, pirite, óxidos e hidróxidos de ferro.

Este Maciço apresenta um zonamento interno, acompanhando a forma geral do Maciço, preenchido por quatro granitóides envolvidos pelo granito monzonítico dominante de Nisa: o tonalito a granodiorito de Aldeia da Mata, que ocorre a Oeste no Maciço, em pequenas manchas descontínuas, de cor escura, granularidade fina a média, por vezes com tendência porfiróide (megacristais de plagioclase) com anfíbola e biotite (Solá, 2007); o sienogranito de grão médio a fino moscovítico-biotítico de Gáfete, com uma tonalidade amarelada, em que a biotite manifesta alguma ferruginização e cloritização. Nas imediações do contacto com o granito de Nisa surgem alguns megacristais de feldspato potássico (Solá, 2007). Este granito encontra-se fracturado e moderadamente alterado e por sua vez, envolve o granodiorito a monzogranito de Alpalhão (tradicionalmente explorado para rocha ornamental, dadas as suas características de reduzida deformação) e o monzogranito a sienogranito de Quareleiros.

Estudos geoquímicos e de susceptibilidade magnética dos vários granitóides indicaram padrões geoquímicos distintos, não compatíveis com a expressão de estádios de diferenciação magmática de um único líquido (Ribeiro *et al.*, 1995; Solá *et al.*, 1997; Solá *et al.*, 1998a; Ferreira *et al.*, 1999). A cartografia geoquímica mostrou também um progressivo aumento da diferenciação do Maciço para E (Solá *et al.*, 1998a; Luís *et al.*, 1998; Menéndez, 1998). São observáveis alguns xenólitos de metassedimentos assimilados pelo corpo granítico, sem expressão cartográfica.

A implantação do maciço granítico de Nisa é interpretada por Campos e Pereira (1991), como tendo sido facilitada pela fracturação existente no soco e que tipifica a 3ª fase de deformação Varisca, e assim, após a fase intrusiva, ter-se-á seguido uma deformação posterior que parece acomodar as deformações induzidas pela movimentação esquerda das grandes fracturas NE-SW que estão enraizadas no soco Varisco. A fracturação que atinge posteriormente o granito parece estar relacionada com a reactivação de algumas dessas fracturas. Deste modo, grande parte da fracturação que o plutonito granítico de Nisa apresenta é tardi-varisca e pós-tectónica. Os autores referidos acrescentam ainda que, associada à movimentação esquerda NE-SW dá-se progressiva movimentação direita, conjugada, N55°W, que origina novo sistema de fendas de tracção *en échelon*. Observa-se em algumas fracturas no seio do granito a intrusão de rochas básicas.

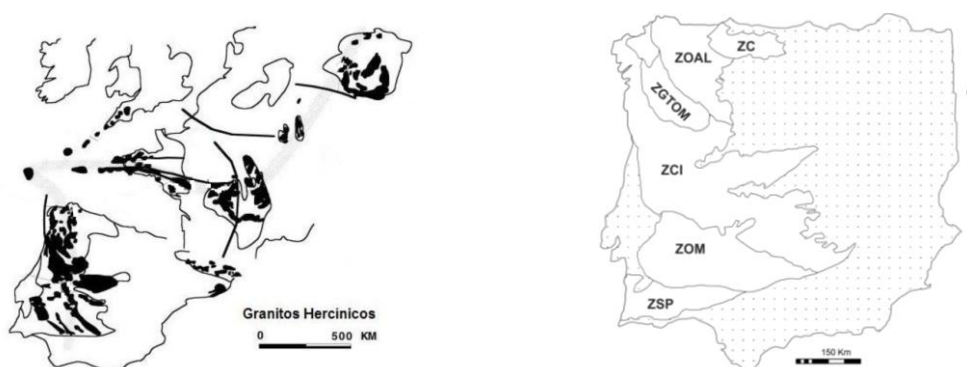
De referir que em Ribeiro *et al.* (1995) e em alguns trabalhos subsequentes, o Maciço de Nisa foi designado por Complexo Eruptivo de Nisa (CEN).

## 2.2.2 Enquadramento tectónico regional

Esta região encontra-se no centro do Maciço Ibérico, também designado Hespérico ou Maciço Antigo. O Maciço Ibérico representa o ramo SW da cadeia Varisca (anteriormente designada Hercínica) da Europa ocidental, corresponde a um fragmento do substrato pré-Mesozóico bem preservado (Ribeiro e Sanderson, 1996), tendo sofrido várias transformações consequentes da orogenia varisca. Além desta orogenia, outras ficaram registadas no Maciço Ibérico: a orogenia Cadomiana (Neoproterozóico) e a orogenia Alpina (Meso-Cenozóico), esta última de forma mais atenuada (Solá, 2007).

A sub-divisão do Maciço Ibérico em várias zonas com distintas características estratigráficas, paleogeográficas, magmáticas, metamórficas e tectónicas, segue a classificação de 1974 por Julivert *et al.*, a mais largamente utilizada (Fig.2.2). Na Zona Centro-Ibérica, onde se encontram os jazigos em estudo, a deformação inicia-se com a destruição da Cadeia Cadomiana, pela abertura, a partir do Câmbrio inferior, de uma bacia por estiramento do soco Pré-Câmbrico e subsidiência da zona estirada, onde se depositaram sedimentos que chegaram a atingir alguns milhares de metros de espessura (Ferreira *et al.*, 1987), que constituem o actualmente designado Grupo das Beiras e séries afins.

O ciclo Varisco foi responsável, no Maciço Ibérico, pela génese de estruturas regionais, de orientação geral NW-SE, que resultaram de várias fases de deformação, sendo que são geralmente referidas três fases principais. A primeira fase corresponde ao final do Devónico médio, com inversão do regime tectónico de extensivo a compressivo, e início do fecho da bacia sedimentar; a segunda fase tem início no final do Devónico superior, existindo um período distensivo entre a 2ª e a 3ª fase, esta última com início no Carbónico inferior.



**Fig.2.2** Representação dos granitóides variscos na Europa Ocidental (adaptado de Vignerresse, 1999); e da divisão em zonas tectono-estratigráficas de Portugal e parte de Espanha. ACI: Zona Centro-Ibérica; ZGTOM: Zona da Galiza-Trás-Os-Montes; ZOM: Zona de Ossa-Morena; ZOAL: Zona Oeste-Asturico-Leonesa; ZC: Zona Cantábrica; ZSP: Zona Sul-Portuguesa

## 2.3 Classificação das tipologias de jazigos da região

As ocorrências de urânio identificadas pela JEN no Alto Alentejo, à época dos trabalhos sistemáticos de prospecção, foram agrupadas por este organismo nos tipos filoniano, venular e de disseminação:

1) Filonianos, constituídos por filões de quartzo brechóide, com óxidos de ferro, quartzo fumado, calcedónia, jaspe e pirite. Representa a maior parte dos jazigos da região. Dentro desta categoria encontram-se as ocorrências do Tarabau e da Melriça.

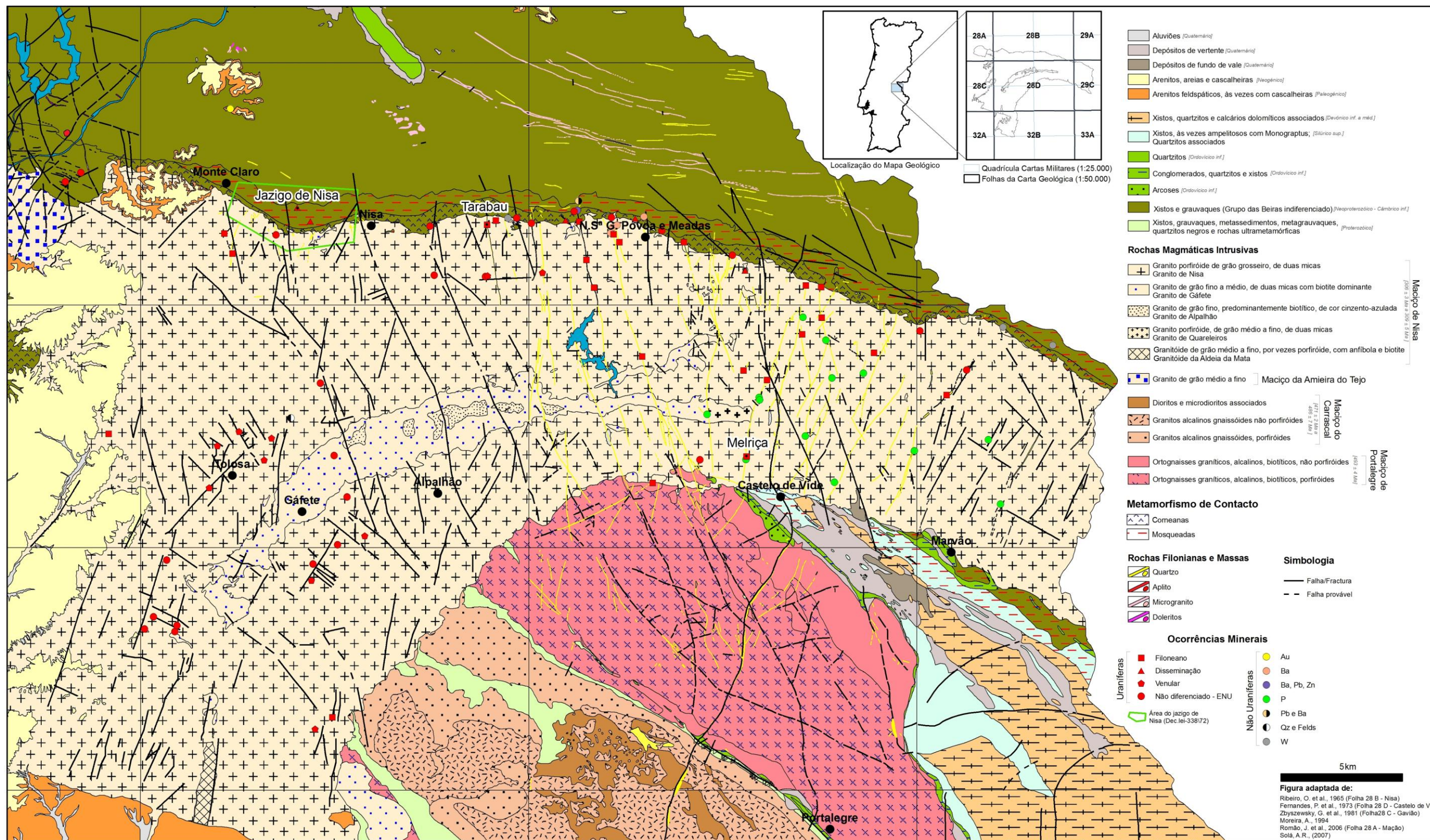
2) Venulares, constituídos por séries de pequenos veios em zonas de cisalhamento, com enchimento argiloso e ferruginoso formando uma brecha.

3) Disseminações em xisto, constituídos por faixas de esmagamento do xisto mosqueado ou impregnações ao longo dos planos de xistosidade. A mineralização uranífera inclui, além dos minerais uraníferos comuns às outras tipologias, saleíte. É o caso da ocorrência de Nisa.

4) Disseminações em granito, em que a mineralização uranífera aparece ligada a largas zonas de esmagamento do tipo cisalhamento e impregna intensamente diques de granito fino alcalino.

Após os trabalhos da JEN, a prospecção na região continuou com a Empresa Nacional de Urânio (ENU), que identificou mais ocorrências de U, utilizando outros métodos e sem as classificar deste modo. Estas novas ocorrências caracterizam-se, no geral, por teores mais baixos e encontram-se também aqui representados esquematicamente na figura 2.3.

Além dos jazigos de urânio, ocorrem nesta zona mineralizações de outras substâncias, nomeadamente de apatite, volframite, barite, galena e ouro (Fig.2.3). O fósforo é abundante, também em associação com o urânio. Foi explorado a partir de apatite sobretudo na parte E do granito varisco, filões em de direcção preferencial N5-35°E (assim como na continuação deste complexo filoniano, geoquimicamente similar, em Cáceres) com as maiores produções a ser extraídas nos anos 20 (Fernandes, 1971). A volframite ocorre geralmente em filões com quartzo de direcção NNW no granito e WNW na orla de metamorfismo de contacto com o GB, que contém por vezes cassiterite. Foi explorada em diques aplito-pegmatíticos biotíticos e turmalínicos, nos xistos ao longo da zona Este do contacto, preferencialmente segundo a direcção média N80°W (Mesquita, 1959). As mineralizações de barite e galena concentram-se no bordo N do granito de Nisa e na orla de contacto em filões de quartzo zonados e com calcedónia. Estes filões têm direcção predominante NNW a NNE e por vezes contém também associações de esfalerite, pirite, calcopirite e minerais secundários de urânio.



## **2.4 Enquadramento local das zonas mineralizadas**

A descrição local de cada uma das três ocorrências em estudo é feita, neste capítulo, maioritariamente pela recuperação de relatórios de prospecção e avaliação realizados pela JEN das zonas mineralizadas.

### **2.4.1 Prospecção geológica e geofísica no jazigo de Nisa**

O jazigo de Nisa encontra-se a cerca de 3 Km a Oeste da vila com o mesmo nome. Este depósito uranífero está instalado em metassedimentos no bordo sul do Grupo das Beiras junto ao contacto com o Maciço granítico de Nisa, com o qual forma uma orla de metamorfismo de contacto. A mineralização encontra-se disseminada nos xistos mosqueados, tendo sido já objecto de um desmonte experimental na zona mais rica do jazigo, deixando junto desta área várias infra-estruturas pensadas inicialmente para apoio a uma futura exploração, e que se encontram hoje degradadas, assim como algumas pilhas de escombreciras de material extraído desse mesmo desmonte (Fig.2.4).

Uma porção de terreno que compreende o jazigo de Nisa e se estende até Maria Dias, a Sul, está protegida pelo Decreto de Lei 338/72 de 25 de Agosto classificada como Área de Reserva, pelo que fica salvaguardada de outros usos, mantendo a área para a exploração de urânio como recurso estratégico.

São numerosos os trabalhos efectuados na região da mineralização de Nisa desde a descrição da sua descoberta, em 1957 por cintilometria auto-transportada. A prospecção de urânio nesta zona foi levada a cabo no seguimento dos estudos das regiões onde afloram granitos de idade varisca pelos Serviços de Prospecção da JEN, e após várias publicações sobre as jazidas de apatite da região de Castelo de Vide referirem a existência de minerais de urânio.

Nos terrenos metassedimentares onde se encontra esta mineralização existem alternâncias entre xistos negros, mais ou menos grafitosos, com grauvaques, com termos de transição progressivos entre eles. A xistosidade é descrita como sobrepondo-se e mascarando a estratificação, com direcção média N60°-80°W com inclinações próximas da vertical. Uma cartografia do complexo xistento na área do jazigo de Nisa pode ser encontrada em Campos (2002), que o divide em três unidades que diferem no tipo de alternância entre grauvaques, xistos, siltitos e rochas calcossilicatadas.

As rochas básicas também ocorrem embora com pouca expressão. Já os diques aplito-pegmatíticos são bastante frequentes, encaixados tanto no xisto do GB mais próximo do contacto com o granito, como no próprio granito.

O contacto do maciço granítico com o xisto apresenta um limite bastante irregular, sendo que, em profundidade, as sondagens eléctricas realizadas pela Brigada de Prospecção Eléctrica revelaram que se situa a partir dos 150 metros, mergulhando gradualmente para N cerca de 30% (Ferrão, 1960). O mesmo autor elaborou um plano radiométrico regional em malha quadrada de 20 metros de lado ou localmente mais apertada. Após a radiometria, foram efectuadas sondagens mecânicas verticais, um plano de prospecção eléctrica. Assim, seleccionou-se a área mais fortemente mineralizada (Zona A), considerando-a o núcleo da mineralização.

Os resultados da Carta de Resistividades, Carta de Potenciais Espontâneos a 1:1.000, Plano Radiométrico, Resistividades com dispositivo de Wenner e Schlumberger à escala 1:2.000 juntamente com os dados das sondagens, levaram a que Limpo de Faria (1965) delimitasse as largas zonas de impregnação superficial no xisto e definisse o alinhamento das bolsadas, impondo a implementação de sanjas com direcção N-S normal àqueles alinhamentos. Os métodos de resistividade mostraram a existência de anomalias que levariam a concluir que as falhas fecham em profundidade ou a admitir que nas mesmas falhas se tenha introduzido quartzo, dando origem a máximos de resistividade, sendo opinião de Limpo de Faria (1965) que a xistosidade tenha mascarado possíveis estruturas de raízes profundas.

Na fase de avaliação das reservas, foi efectuado um desmante experimental numa área de 14.600m<sup>3</sup> para confirmar a validade do método de estimação de reservas, o efeito de diluição no desmante em degraus no teor prático do minério e para amostragem para estudos de laboratório (JEN, 1977). A mineralização uranífera é composta por minerais hexavalentes à superfície e nas sanjas, cristalizados em faixas de maior esmagamento dos xistos, tanto micáceos como grafitosos, e de grauvaque. Peinador Fernandes (1979) descreve como mineralização de urânio em Nisa a autunite, fosforalinite, autunite-uranocircite, torbernite, sabugalite, saleíte, raros óxidos negros de urânio e pechblenda.

Conclui-se nesta época que o método de extracção do minério do jazigo de Nisa deveria ser a céu aberto, dado que a mineralização é superficial, raramente ultrapassando os 30 m de profundidade com recursos razoavelmente assegurados de cerca de 2.200 t U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> em minério com média de 0,10% U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> (Fernandes, 1979).

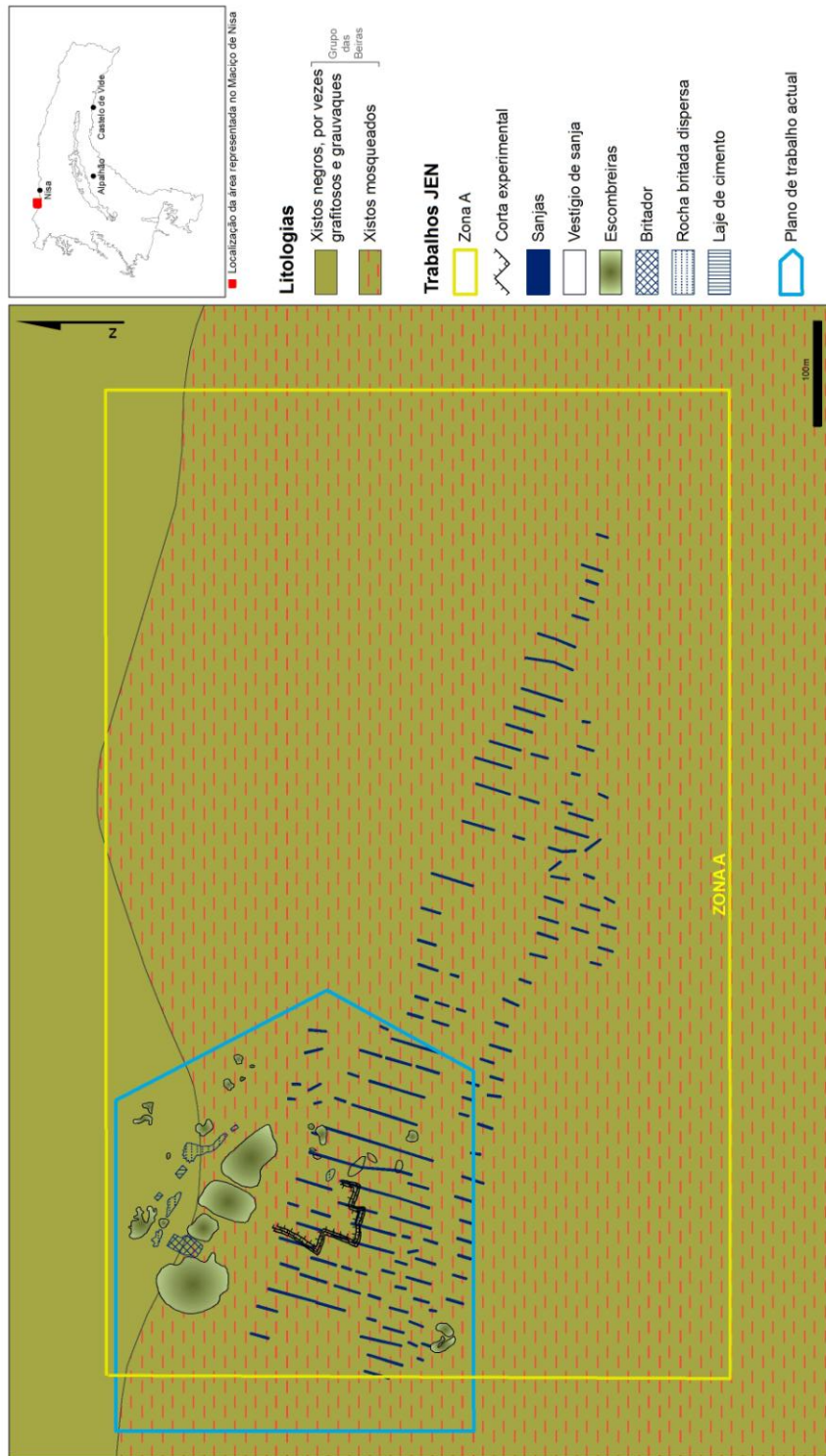


Fig. 2.4 Enquadramento do jazigo de Nisa com a localização dos trabalhos de prospeção

## 2.4.2 Prospecção geológica e geofísica na mineralização do Tarabau

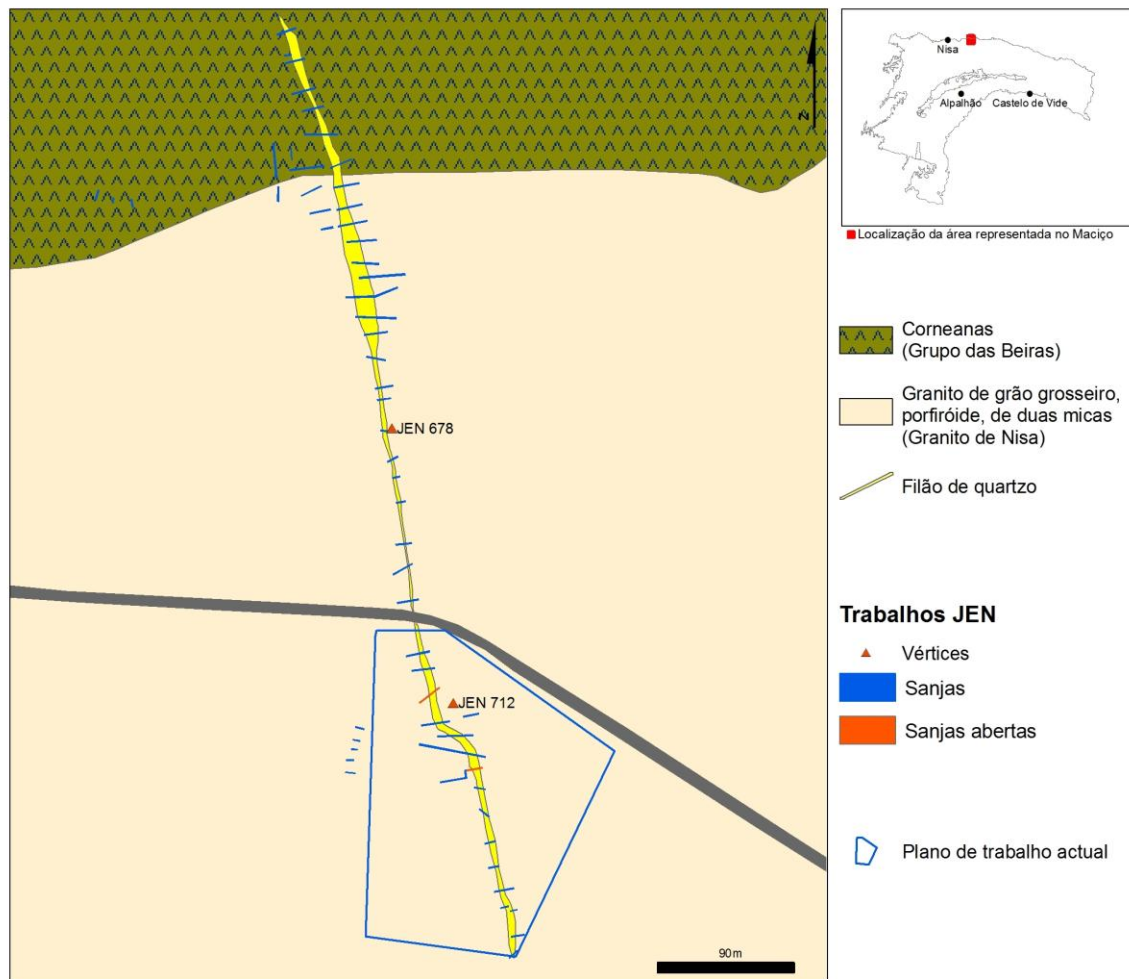
A ocorrência uranífera do Tarabau é do tipo filoniano, encontrando-se encaixada na sua maior parte em granito, e uma pequena parte disseminada em xistos mosqueados, a Norte. Foi descoberta em 1958 na prospecção emanométrica regional, em que é medido o radão nos solos, com o intuito de se revelarem as respectivas fontes. Esta mineralização é constituída, segundo Mesquita (1959), por um sistema de filões de quartzo branco, brechificado e ferruginoso, mineralizado com pirite, arsenopirite, calcopirite, e provável esfalerite, que se apresentaria à superfície meteorizado e lixiviado. É nesta brecha quartzo-ferruginosa muito rica em argila que surge a mineralização uranífera juntamente com quartzo fumado, calcedónia e jaspe vermelho e, em alguns sítios, uma forte silicificação de granito brechificado e argilizado do encosto. Nos filões, são abundantes as porções constituídas por agregados de feixes de quartzo criptocristalino branco com algumas cavidades.

A direcção média do filão principal do Tarabau é N10°W, numa extensão de cerca de 5 Km, que inclui também a mineralização Cantos, mais a Sul. A N, este filão atravessa a orla de metamorfismo de contacto, com uma orientação geral dos filões de quartzo é de N60°-80°W no seio do xisto mosqueado. A mudança de orientação descrita dos eixos de mineralização, do granito para os xistos, é justificada aqui pelas diferenças de comportamento mecânico destas formações, passando a acompanhar a direcção da xistosidade. A área do Tarabau revelou ainda várias bolsadas uraníferas de pequena extensão na direcção média E-W.

A prospecção eléctrica permitiu a elaboração de uma carta de resistividades correspondente a uma área de 97 ha. Esta carta possibilita uma caracterização nítida da estrutura do Tarabau, assim como de uma estrutura a Oeste do filão principal, que revelou uma pequena anomalia sem continuidade (Fig.2.5). Foram realizadas em toda esta área mais de 50 sanjas e as sondagens aqui planeadas foram executadas até aos 120m de profundidade.

Limpo de Faria (1961) resume que a mineralização é supergénica, constituída por torbernite, autunite, uranocircite, sabugalite e nos xistos provável fosforalinite. Segundo o autor, a presença de quartzo fumado e ametista, calcedónia, jaspe vermelho e sulfuretos, pode ser considerada um bom índice para a pesquisa de mineralização uranífera primária em profundidade. Foram reveladas, pelas cartas de isorádicas de teores do fundo das sanjas quatro bolsadas mineralizadas totalizando a extensão de 537 m com teor ponderado de 0,22%  $U_3O_8$  e a largura média de 4,5 m. Foram ainda identificados em sanjas isoladas teores superiores a 0,10%  $U_3O_8$ . Acrescenta ainda que a continuação a Norte nos metassedimentos não apresenta interesse sob o ponto de vista das mineralizações.

Os recursos razoavelmente assegurados são cerca de 230 t  $U_3O_8$  de minério em média 0,18%  $U_3O_8$  (Fernandes, 1979).



**Fig. 2.5** Enquadramento da mineralização do Tarabau com a localização dos trabalhos de prospecção

### 2.4.3 Prospecção geológica e geofísica na mineralização da Melriça

A ocorrência uranífera da Melriça, a N de Castelo de Vide, foi descoberta na prospecção semi-regional em 1959. A mineralização encontra-se associada a uma estrutura filoniana, estudada por sanjas e sondagens numa extensão de 170m. No passado, foi explorado fósforo nesta zona (Limpo de Faria, 1960). Aparentemente, mais a N da zona de trabalho, existiria uma concessão onde a apatite seria, aí sim, muito abundante.

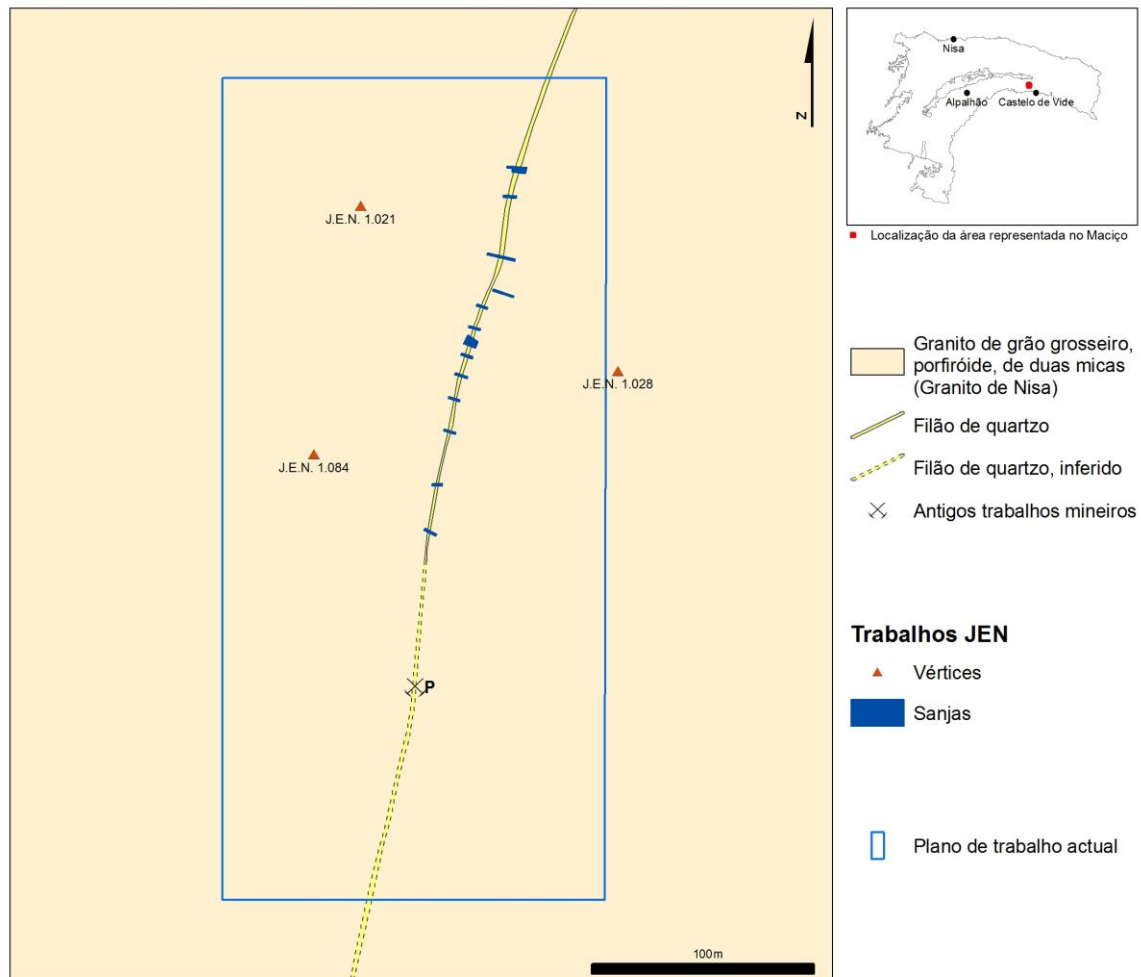
Limpo de Faria (1960), descreve este jazigo como uma brecha quartzo-limonítica essencialmente constituída por quartzo branco fenocristalino, quartzo ferruginoso, quartzo criptocristalino, limonite e produtos argilosos. A limonite constitui uma mistura de minerais amorfos consistindo principalmente em goethite e/ou lepidocrocite criptocristalina, onde pode também existir alguma hematite, com um teor em água variável e em que podem ocorrer outros elementos (Deer *et al.* 1992), muito comum neste estudo.

Esta estrutura desenvolve-se segundo uma atitude média de N12°E, 70°E e possança média de 1 metro. O granito encaixante é porfiróide de grão grosseiro a médio, de duas micas, com biotite predominante, caulinizado e ligeiramente ferruginoso, aumentando a intensidade de ferruginização junto à estrutura filoniana de quartzo. De forma diferente da maioria das ocorrências desta região, a mineralização está situada na vizinhança do contacto dos granitos do Varisco, em que encaixa, com as formações Silúrico-Devónicas de Castelo de Vide, a Sul (Fig.2.6).

Para a caracterização deste jazigo, foi efectuado um plano radiométrico de superfície cobrindo uma área de 18.000 m<sup>2</sup>, com a descoberta de uma mancha e um troço anómalos e dois picos isoladas de contagens elevadas. Foram abertas sanjas com 2 m de profundidade, inicialmente aproveitando poços antigos de pesquisa para fósforo, mas com a mineralização uranífera a manifestar-se apenas no centro do plano de trabalhos e novamente no final do mesmo plano, a Norte. O fundo das sanjas foi também sujeito a radiometria, cuja análise permitiu definir duas bolsadas, uma das quais com cerca de 35 m de extensão e outra, mal definida devido à dificuldade encontrada em abrir sanjas a Norte.

Posteriormente foram realizadas 9 sondagens sem recuperação de testemunho até aos 15 metros de profundidade, projectadas nas zonas das bolsadas, tendo-se obtido mineralização apenas na segunda bolsada descrita. Após a execução das sondagens, foi possível calcular que a bolsada principal definida tem um teor ponderado de 0,26% de U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> e largura média de 1,25 m. Pelos estudos micrográficos concluiu-se que a mineralização uranífera seria formada por torbernite e uranocircite.

É concluído tratar-se de um pequeno jazigo, de fracas reservas, cuja exploração seria de encarar quando fosse efectuada a dos jazigos do mesmo tipo da região, numa exploração a céu aberto. As reservas estão estimadas nas 3,6 t  $U_3O_8$  (J.E.N., 1977)



**Fig. 2.6** Enquadramento da mineralização da Melriça com a localização dos trabalhos de prospecção

### **3. DESCRIÇÃO DAS METODOLOGIAS UTILIZADAS**

Neste trabalho, foram efectuados levantamentos geológicos gerais e radiométricos de campo, e respectivo tratamento dos dados adquiridos. Foi igualmente efectuada amostragem de material rochoso e seu tratamento laboratorial de acordo com os objectivos propostos, recorrendo a um pequeno número de metodologias diferentes, de modo a efectuar uma caracterização fundamentada de cada área.

#### **3.1 Levantamentos de campo**

Os levantamentos de campo efectuados incidiram nas áreas de Nisa, Tarabau e Melriça, com o objectivo de se estudarem as mineralizações, as estruturas e a radiometria das zonas seleccionadas. O trabalho iniciou-se com o reconhecimento dos trabalhos de prospecção e mineiros antigos, evidenciados sobretudo pela existência de sanjas abertas e que se encontram algumas ainda preservadas. Estas sanjas mostram-se de grande utilidade na caracterização das estruturas mineralizadas, constituindo verdadeiros afloramentos das zonas de interesse. No jazigo de Nisa, foi adicionalmente feita a cartografia geológica na escala 1:100 das paredes expostas, isto é, dos degraus do desmonte experimental, acompanhado de radiometria de detalhe nessas mesmas frentes (Anexo 5). Procedeu-se igualmente à cartografia das escombreliras que se encontram na zona envolvente, à escala 1:300, sendo estes mapeamentos apresentados oportunamente no capítulo dedicado à descrição de cada zona em estudo, expondo-se para já as metodologias conducentes à elaboração dos mesmos.

Assim, no presente estudo, foi retomada a radiometria de radiação gama de superfície em malhas regulares. A disposição dos pontos medidos foi planeada por forma a evidenciar contrastes suficientemente altos do sinal devido aos radionuclídeos de modo a garantir um mapeamento útil das variáveis. Esta orientação foi previamente decidida pelo conhecimento do substrato e de forma a constringer a morfologia das bolsadas de mineralização e possíveis relações entre rocha sã e alterada, evitando ao mesmo tempo medições excessivas ou desnecessárias. Foi utilizada a técnica de cintilometria apeada com o cintilómetro SPP2 e simultaneamente, foram feitas medições espectrométricas de contagem total, K, U e Th, através do espectrómetro de radiação gama de campo Exporanium GR-256.

Os pontos de leitura foram gravados em GPS. A utilização do GPS permitiu também planejar as malhas de medição previamente, com um erro que é o intrínseco ao aparelho, e que no campo se tentou fixar entre 1 e 5 m.

### 3.1.1 Cintilometria -SPP2

O aparelho usado neste estudo foi um cintilómetro portátil de contagem total SPP2 com um detector NaI(Tl) de 3,7 x 2,5 cm, da *Saphymo - SRAT*, devidamente calibrado. Estes aparelhos apresentam grande robustez e daí serem largamente utilizados em campanhas de campo (Fig. 3.1). O cintilómetro é constituído por dois componentes principais: um detector, que absorve radiação incidente e converte a energia recebida em fótons por ionização; e um fotomultiplicador, que converte o impulso luminoso num impulso de electrões por forma a amplificar o sinal.

Para o primeiro componente são usados cristais cilíndricos, comumente de iodeto de sódio activado a tálio (NaI(Tl)), como é o caso. A detecção de raios gama por meio de um espectrómetro de cintilação consiste numa sequência de processos: uma partícula ionizante ao perder energia no detector excita os electrões da camada de valência para a banda condutora. Estes electrões rapidamente regressam à camada de valência, e ao fazê-lo emitem quanta de luz na região ultra-violeta do espectro. Para gerar luz visível (400-700 nm), de modo a que esta possa alcançar o fotocátodo com perdas mínimas, é incluído Tl na solução que origina o cristal, para que as impurezas do Tl criem níveis intermédios de energia (Siegrahn, 1968).

O tubo fotomultiplicador é constituído por um cátodo fotoemissor, que converte a luz vinda do detector numa chuva de electrões num dínodo, que vão embater no ânodo. Este ânodo recolhe os electrões induzindo um impulso de voltagem negativa como *output*, resultando uma amplitude proporcional à energia do fóton incidente.

A unidade de medida do SPP2 é contagem por segundo (cps), apresentando seis opções de escala de medida, até à leitura máxima de 15.000 cps. As leituras são efectuadas analogicamente através de um ponteiro móvel. Possui um alarme sonoro que responde a partir de um nível mínimo de contagens que é seleccionado pelo utilizador.

As leituras foram realizadas em malhas de 10 x 15 m na zona do jazigo de Nisa e 2 x 2 m na corta experimental; 5 x 5 m no Tarabau, junto ao filão e 5 x 10 m nas zonas mais afastadas; e 15 x 15 m na Melriça. As leituras foram efectuadas com o aparelho directamente em contacto com o substrato a medir, tentando obter uma medição o mais pontual possível. O valor

e, simultaneamente, observações que complementem os dados obtidos e que podem ser úteis à interpretação dos dados de radiometria (por exemplo, elevado grau de alteração ou proximidade de possível condicionante artificial da radiação), foram anotados.



**Fig. 3.1** SPP2 no campo

### **3.1.2 Espectrometria - GR-256**

O espectrómetro usado nestas campanhas foi um GR-256 com um detector modelo GPS-21 da *Exploranium*, Canadá, com 256 canais distribuídos igualmente pelo espectro de radiação gama. A parte da detecção é composta por um detector cintilométrico com cristal de NaI(Tl) de 350 cm<sup>3</sup> encerrado numa unidade única com um tubo fotomultiplicador e um pré-amplificador de sinal. Esta unidade está coberta por um cilindro de alumínio e ligada através de um cabo ao espectrómetro, a outra parte do aparelho. Possui ainda uma fonte interna de <sup>137</sup>Cs para referência na base do detector.

A unidade do espectrómetro tem a função de processar e analisar o sinal medido. Inclui um amplificador de sinal, um conversor de analógico para digital, um microprocessador, um estabilizador digital do espectro (com referência ao <sup>137</sup>Cs), e uma memória interna. As janelas de energia para as leituras no campo estão centradas nas energias de 1461 keV (<sup>40</sup>K), 1765 keV (<sup>214</sup>Bi) e 2615 keV (<sup>208</sup>Tl) para a estimação das concentrações de K, U e Th, respectivamente. Assim, as taxas de contagem acumuladas são determinadas indirectamente dos seus produtos filhos <sup>214</sup>Bi e <sup>208</sup>Tl, respectivamente, assumindo-se o seu equilíbrio com o isótopo pai. As concentrações de potássio são determinadas directamente do <sup>40</sup>K (IAEA, 2003). As medições foram executadas neste estudo em contagens por segundo (cps), por programação prévia do espectrómetro utilizado.

As medições foram efectuadas em superfícies o mais planas possível, tal como as condições da calibração (geometria 2 $\pi$ ), apesar de alguns desvios em relação a esta situação

ideal sejam admitidos pelo aparelho. Ainda assim, foram evitados afloramentos muito irregulares ou com cavidades (geometrias >>  $2\pi$  ou << $2\pi$ ).

As leituras seguiram malhas regulares de 2 x 2 m em Nisa apenas na zona da corta, em cada degrau do desmonte; 5 x 5 m no Tarabau, junto ao filão e 5 x 10 m, nas zonas mais afastadas; e ainda de 15 x 15 m na Melriça. O detector é colocado no substrato enquanto é efectuada a mediação pontual. Com os dados recolhidos foram depois estabelecidas relações radioelementares entre os elementos lidos.

As medições espectrométricas têm uma penetrabilidade de cerca de 50 cm no solo ou rocha, havendo igualmente influências externas, como da radiação cósmica, de que resulta uma variabilidade natural do fundo. Esta mesma fonte de influências é a responsável pela não estabilização da agulha do cintilómetro.

### **3.2 Amostragem**

A amostragem de rocha teve por base um levantamento preliminar de campo tendo em conta aspectos tais como proximidade da mineralização, rocha encaixante alterada na vizinhança da mineralização, outras alterações no encaixante, rocha sã como comparação, ou zonas mais ricas em minerais de urânio visíveis. Assim, no terreno foram colhidas amostras que auxiliassem na compreensão destas anomalias, e que foram levadas para tratamento posterior em laboratório. As amostras colhidas foram acondicionadas em sacos de plástico devidamente identificados e fechados.

Em Nisa seleccionaram-se as amostras de xisto com mineralização de U, que foram encontradas com o auxílio do cintilómetro. Foram também colhidas algumas amostras de xisto com maior intensidade de porfiroblastos, comparativamente a outras com menos marcas de blastese, e ainda amostras de xisto filítico ou mais grauvacóide (Fig. 3.2A).

No Tarabau colheram-se amostras impregnadas de minerais de urânio, que se dividiram por coloração, já que alguns apresentavam tons mais amarelados e outros mais esverdeados. Também o filão de quartzo onde se encontram estes minerais de urânio na sua superfície ou encosto foi amostrado, com exemplares de quartzo branco maciço, quartzo com textura bandada, e quartzo com bandas de quartzo fumado com cristais bem formados. Esta amostragem foi bastante facilitada neste local devido à existência de duas sanjas antigas ainda abertas e em muito boas condições, numa zona rica desta ocorrência (Fig. 3.2B). Já a

amostragem de rocha encaixante aqui é praticamente impossível amostrar visto tratar-se de um terreno com o solo lavrado e cultivado, em que o granito está completamente desagregado.

Na Melriça procedeu-se a amostragem do filão de quartzo ao qual a mineralização está associada. Os minerais de U são muito abundantes nesta zona e foram colhidas várias amostras contendo meta-torbernite na superfície, ao longo da zona mais rica em mineralização, na sua maioria blocos soltos no chão, já que as sanjas correspondentes estão actualmente cobertas. Nesta ocorrência foi ainda amostrada a zona Sul da área de trabalho, em que ocorrem variações bruscas na litologia, na zona anteriormente mencionada como tendo sofrido uma exploração de fósforo (Fig. 3.2C). Aqui, colheram-se amostras de um afloramento denominado neste trabalho de brecha de cimento hematítico; e de uma outra parede sericítica ligeiramente mais a Sul, fortemente atravessada por filonetes de quartzo de várias direcções.

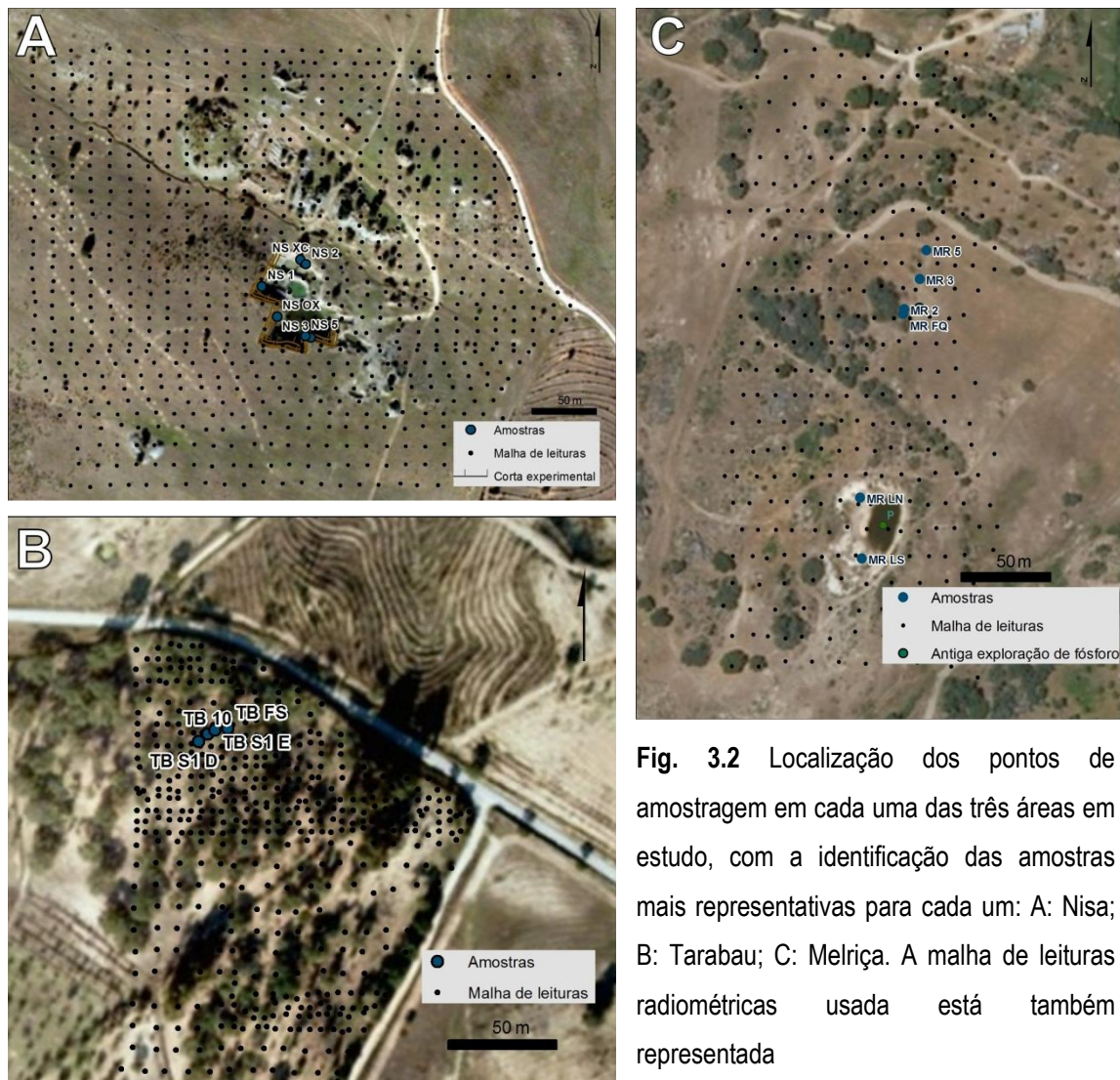


Fig. 3.2 Localização dos pontos de amostragem em cada uma das três áreas em estudo, com a identificação das amostras mais representativas para cada um: A: Nisa; B: Tarabau; C: Melriça. A malha de leituras radiométricas usada está também representada

### **3.3 Tratamento das amostras**

As amostras colhidas durante as campanhas de campo foram tratadas nos laboratórios do Departamento de Geologia da FCUL, sendo que as várias amostras foram seleccionadas para diferentes análises. Segue-se uma descrição da metodologia adoptada na sua caracterização:

1) Descrição das amostras de mão representativas dos locais em estudo à vista desarmada. Foram reconhecidas algumas texturas e identificada a mineralogia principal.

2) Observação das amostras à lupa binocular com o objectivo de descrever em pormenor texturas das rochas encaixantes e o modo de ocorrência de minerais de urânio presentes nessas amostras. Esta fase mostrou-se de grande importância para a percepção de características que a olho nu não são claras, como mudanças de tonalidades dentro do mesmo cristal, intercrescimentos de dois minerais à partida diferentes, e a forma como estes minerais cristalizam nas litologias presentes.

3) Separação exaustiva dos minerais de urânio para análises posteriores de identificação. Esta separação foi efectuada com uma agulha e uma espátula de metal, tendo sempre a precaução de usar luvas e máscara durante o procedimento para evitar a dispersão e fixação de poeiras destes materiais. Foram retirados minerais de várias amostras de rocha colhidas em cada um dos três locais em estudo.

4) Selecção das amostras de rocha mais representativas dos depósitos para se fazerem lâminas delgadas e superfícies polidas para uma descrição microscópica das texturas, identificação ou confirmação das espécies minerais presentes e auxílio na compreensão dos fenómenos que estiveram na origem da formação destas estruturas.

### **3.4 Métodos laboratoriais**

#### **3.4.1 Lâminas delgadas e polidas**

A preparação das lâminas foi efectuada no laboratório de polimentos da FCUL. Estas foram cortadas em serra diamantada, consoante o *fabric* mais favorável à observação, de modo a obterem-se taliscas para a produção de lâminas. Após o corte, as amostras foram de novo descritas e fotografadas.

A série de lâminas obtidas do conjunto de amostras tratadas dos diferentes locais estudados, encontra-se listada na tabela seguinte:

**Tab. 3.1** Referências das lâminas produzidas para cada ocorrência. A negrito: Lâminas Polidas

Nisa	Tarabau	Merliça
NS 1	TB N CONT 1	<b>MR 2</b>
NS2	TB N CONT 2	MR 8
<b>NS OX</b>	TB S1 D1	<b>MR LN</b>
<b>NS XC</b>	TB S1 D2	MR LS 1
	<b>TB S1 E</b>	MR LS 2
	TB 10	<b>MR FQ</b>
	TB FS	<b>MR LN3</b>
		<b>MR QZ</b>

### 3.4.2 Difraccção de raios-X

A difraccção de raios-X (DRX) foi a técnica analítica utilizada para identificação grosseira das espécies minerais isoladas das amostras, especialmente minerais de urânio. A DRX incluiu também amostras de material de rocha da Merliça, nomeadamente as amostras MR-LS e MR-LN, do lado Sul da área.

As amostras foram moídas em almofarizes de ágata, até serem reduzidas a pó fino. Foram depois montadas em porta-amostras de plástico a colocar no difractómetro tendo o cuidado de não interferir na aleatoriedade da orientação dos grãos. Os difractogramas foram obtidos no difractómetro Philips-PW3710BASED do Departamento de Geologia da FCUL com uma voltagem de 40 kV e corrente de 30 mA. A radiação usada é de Cu K $\alpha$  ( $\lambda=1.54\text{\AA}$ ), e o varrimento  $2\theta$  entre 5-80°, com um step de 0,02°.

### 3.4.3 Extracção de óxidos de Fe

A amostra MR-LN, da brecha de cimento hematítico da Merliça foi sujeita a uma extracção dos óxidos de Fe e Mn amorfos desta amostra através da utilização do reagente de Tamm para reconhecimento apenas dos óxidos cristalinos. O Reagente de Tamm preparou-se juntando a 250ml de água destilada, 3,15 g de ácido oxálico [C<sub>2</sub>H<sub>2</sub>O<sub>4</sub>.2H<sub>2</sub>O; M = 126,07 g/mol] e 6,23 g de oxalato de amónia [(NH<sub>4</sub>)<sub>2</sub>C<sub>2</sub>O<sub>4</sub>.H<sub>2</sub>O; 142,11 g/mol].

Depois de moída em almofariz de ágata uma porção dos óxidos da amostra pesou-se 1g do pó obtido e adicionaram-se 80 ml de Reagente de Tamm num copo. A mistura foi agitada continuamente durante 8h, protegida da luz. Após a agitação, procedeu-se à centrifugação a

4000 rpm durante de 30 min por cinco turnos, visto este material continuar em suspensão após o ciclo de centrifugação normalmente prevista. Extraiu-se depois o sobrenadante enquanto o resíduo sólido após diversas lavagens com água destilada foi deixado a secar. Este material sólido foi posteriormente analisado por raios-X.

### **3.4.4 Microsonda electrónica**

Alguns locais de superfícies polidas foram marcados para análise por microsonda electrónica. Por comodidade de escrita e de bibliografia, as siglas utilizadas nesta exposição serão as do inglês (EMP - Electron Micro Probe). As análises de EMP foram efectuadas num aparelho JEOL JXA-8200, com um feixe de 5  $\mu\text{m}$  de diâmetro, voltagem de 15 kV e corrente de  $2,5 \times 10^{-8}$  A. Em alguns minerais, especialmente a meta-torbernite, as condições analíticas utilizadas foram de um feixe de 20  $\mu\text{m}$  de diâmetro e uma corrente de  $10^{-9}$  A devido a serem facilmente danificados pelo feixe de electrões o que prejudica fortemente a qualidade das análises efectuadas. Estas foram análises quantitativas, através de 4 espectrómetros WDS (Wavelength-Dispersive Spectroscopy) e qualitativas usando um espectrómetro EDS (Energy-Dispersive Spectroscopy). Os resultados analíticos incluem a composição em óxidos das fases minerais, bem como mapas e perfis elementares por forma a ilustrar as variações químicas das amostras. As análises quantitativas efectuadas não podem ser devidamente consideradas por ausência de um padrão de urânio, pelo que as concentrações apresentadas admitem condições óptimas de análise segundo os parâmetros de calibração internos da microsonda.

### **3.5 Análise de dados**

Os dados radiométricos foram sujeitos a tratamento estatístico univariado (mínimo, máximo, média, desvio padrão, mediana e coeficiente de variação) para permitir um estudo das variáveis em cada ocorrência e comparação das características entre as zonas em estudo. Os dados numéricos foram igualmente sujeitos a tratamento geoestatístico da distribuição espacial das variáveis radiométricas (contagem total SPP2, U, Th, K e relações radioelementares) para cada área em ambiente ArcGis 9.3 (ESRI 2008). A geoestatística é, pois, uma ferramenta que permite caracterizar fenómenos espaciais naturais e de quantificar a incerteza associada a essa

descrição com base num modelo de variabilidade espacial suportado pelos dados experimentais obtidos.

Neste contexto, um ponto no espaço não apresenta, em teoria, um único valor, mas sim uma distribuição de probabilidades de ocorrência de valores, num ponto  $x$ , o domínio  $Z(x)$  é uma variável aleatória com características e funções de distribuição próprias. O conjunto de valores reais de  $Z$  é designado variável regionalizada. As técnicas geoestatísticas aplicam-se, assim, a variáveis regionalizadas, dependentes de uma localização espacial.

O variograma é uma função que relaciona a variável nos vários pontos amostrados, distribuídos por uma região, através da distância entre eles, e calculada pela média aritmética do quadrado das diferenças de todos os pares de pontos que estão separados de um vector  $h$ :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i) - Z(x_i + h)]^2$$

Sendo que  $h$  é o passo (distância a partir do ponto inicial);  $Z$  a variável em estudo; e  $N(h)$  o número de pares de pontos para cada valor de  $h$ .

Após a construção do variograma experimental procede-se ao ajustamento do modelo teórico que melhor interpole o comportamento dos dados, sendo esta fase decisiva no resultado final. O variograma assim modelado exhibe uma amplitude,  $a$ , que é a distância a partir da qual os valores da variável deixam de estar correlacionados, e um patamar ( $C$ ), a ordenada correspondente à estabilização do variograma, correspondendo à variância *à priori* da variável. Surge por vezes um efeito de pepita ( $C_0$ ), expresso pela ordenada na origem, causada pela variabilidade à pequena escala, obrigando a que  $\gamma(h)$  não tenda para zero quando  $h$  tende para zero. A estimação por krigagem é então realizada, por ponderação das amostras mais próximas, utilizando informações a partir do variograma. As classes utilizadas são desiguais e criadas segundo o método dos intervalos geométricos do próprio *software*, já que os dados em questão não apresentam uma distribuição normal e possuem grande número de valores repetidos. Assim, cada classe comporta-se como uma série geométrica.

Deste modo, a informação estrutural será evidenciada, o que representa uma das características mais determinantes do estudo de um recurso mineral. Este tratamento dos dados permitirá apresentá-los sob a forma de cartas interpoladas por krigagem com variograma, permitindo uma representação da distribuição espacial das anomalias e o grau de anisotropia das suas orientações.

## 4. RESULTADOS DO ESTUDO E CARACTERIZAÇÃO DAS MINERALIZAÇÕES

Para cada um dos três locais em estudo foi efectuada uma caracterização radiométrica com os dados obtidos no terreno, caracterização macroscópica, petrográfica e da química mineral das amostras colhidas. Apresentam-se os resultados obtidos com todas as técnicas utilizadas.

### 4.1 Jazigo de Nisa

O jazigo de Nisa estende-se por cerca de 4 Km por 800 m, na auréola de contacto entre granito e metassedimentos, numa forma aproximadamente elíptica até à povoação de Monte Claro, a W de Nisa. A área é pouco acidentada, mostrando essencialmente o encaixe de linhas de água. A zona da corta experimental fica parcialmente alagada no Inverno (Fig. 4.1).



Fig. 4.1 Vista geral da corta experimental de Nisa

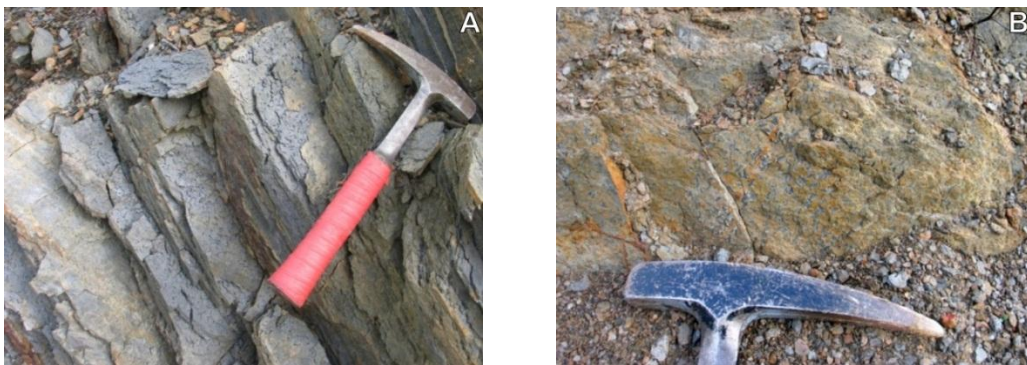
A corta experimental ocupa uma área de aproximadamente 3.250 m<sup>2</sup>, exibindo grande variabilidade de estruturas ao longo da mesma. Foram cartografados com detalhe filonetes de quartzo, zonas de movimentação, zonas de blastese mais intensa (Fig. 4.2 A), contrastando com outras em que os porfiroblastos estão praticamente ausentes, e porções mais pelíticas alternando com outras mais grauvacóides. Estas observações estão em grande parte registadas na cartografia das frentes de desmonte à escala 1:100, em anexo.

Os porfiroblastos no xisto encontram-se marcados apenas pelas cavidades com óxidos/hidróxidos de ferro resultantes da meteorização a que foram sujeitos. Os óxidos de ferro são frequentes e encontram-se também a sublinhar os planos de xistosidade (Fig 4.2 B). A estratificação e a xistosidade são paralelas e têm direcção predominante de N60-80°W, sub-

vertical. O lado SE da corta está mais alterado e deformado, com filões de quartzo. Verifica-se que a xistosidade se encontra dobrada em alguns locais, normalmente junto à superfície topográfica (Fig. 4.3), facto que se observa também à escala microscópica através da crenulação dessa xistosidade.

A mineralização é composta por minerais hexavalentes de U distribuídos de forma heterogénea próximo da superfície, concentrados sobretudo em pequenas fracturas, cruzamentos de fracturas, zonas esmagadas ou nos planos de xistosidade.

Dado o grande valor desta ocorrência, muitos foram os esforços de prospecção dedicados ao jazigo à época da sua descoberta, conforme já foi descrito, e ainda, mais recentemente, numa tentativa de laboração deste jazigo, no final dos anos 90.



**Fig. 4.2** Exemplo de zona de blastese intensa (A) e da ferruginização que afecta os planos de xistosidade e fracturas que cortam a rocha (B)



**Fig. 4.3** Alguns aspectos estruturais na zona da corta experimental. Exemplo de veios de quartzo ramificados (à esquerda); dobramento da xistosidade (à direita, em cima); veio de quartzo paralelo à xistosidade (à direita, em baixo)

### 4.1.1 Radiometria da superfície

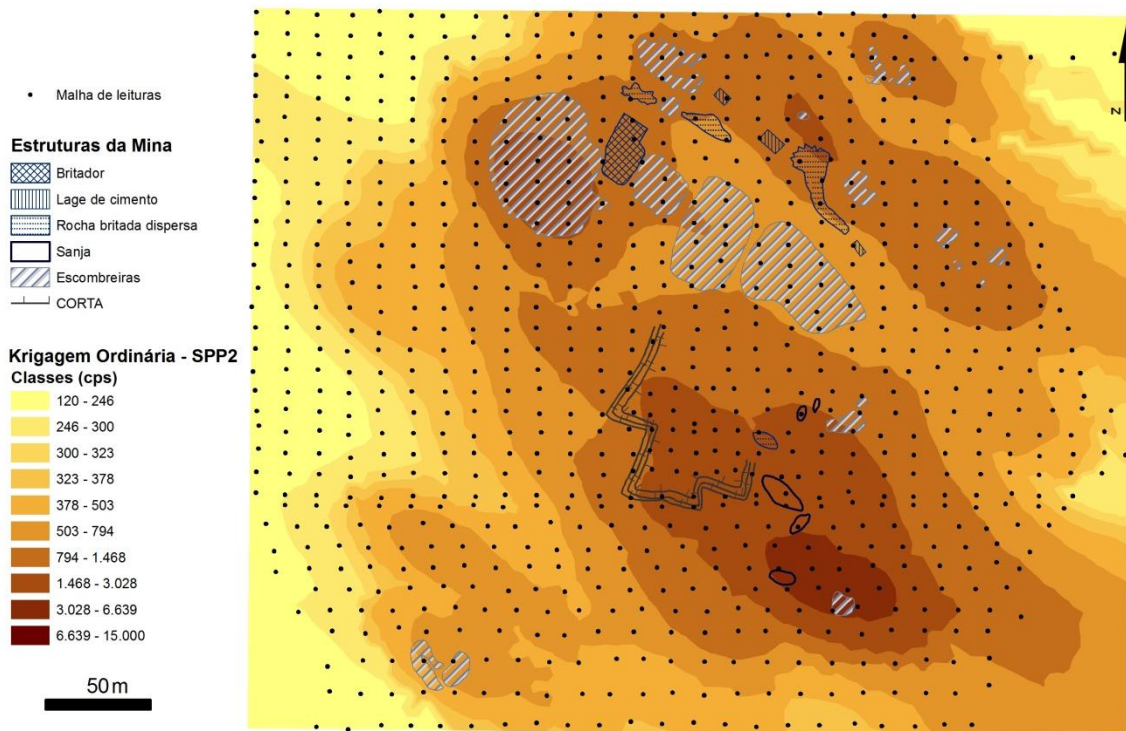
O levantamento radiométrico foi efectuado em Nisa com recurso ao cintilómetro SPP2 sobre a zona do desmonte experimental e na sua envolvente, cobrindo uma área de 121.500 m<sup>2</sup> em malhas de 10 x 15 m numa extensão de terreno de 250 por 300 metros aproximadamente. Os resultados obtidos foram tratados por krigagem ordinária e a sua distribuição apresentam-se na Fig. 4.4. Na estimação dos pontos, detectou-se uma maior estrutura espacial na direcção NW-SE, tendo-se ajustado um modelo esférico ao variograma experimental, anisótropo, utilizando as seguintes condições:

**Tab. 4.1** Síntese das condições de modelação do variograma utilizadas para os dados do SPP2

SPP2	Lagsize	Lags	C <sub>0</sub>	C	Direcção	Tol. Angular	Modelo	Razão Anisotropia
	20	10	695000	1208500	310	46,4	Esférico	1,99

O mapa radiométrico da zona de Nisa apresenta o que se pode considerar como valores de fundo as contagens de 600 cps, a que corresponde a mediana das leituras, indo aos 6000 cps na zona da corta, não sendo contudo aqui que se registam as medições mais elevadas. Na zona do desmonte experimental, composta por sete frentes de desmonte com 4 degraus em cinco das paredes, procedeu-se a leituras a cada 2 metros com recurso ao cintilómetro e ao espectrómetro de radiação gama GR256, sobre os pisos formados pelos degraus. Estes dados encontram-se juntamente com a cartografia efectuada destas paredes, no anexo 5.

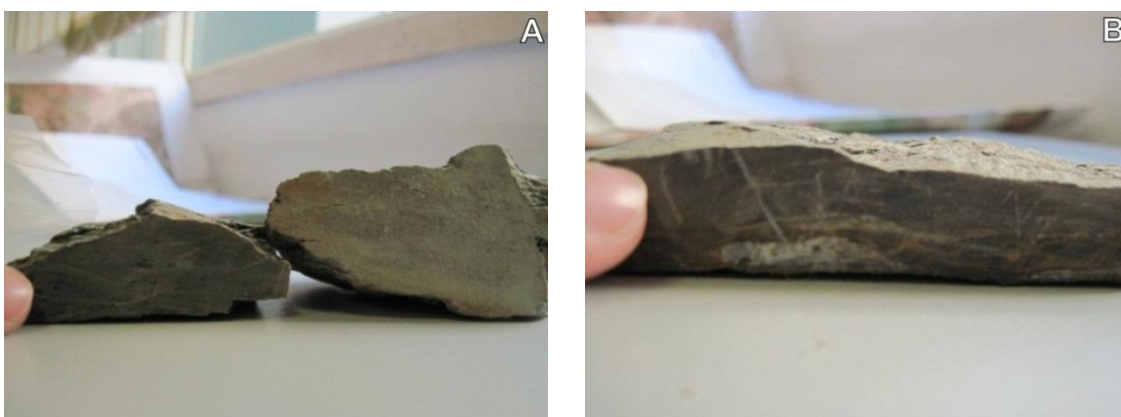
O reconhecimento cartográfico incluiu as escombrelas na área do jazigo, sendo concordante com as medições radiométricas, que mostram um aumento muito significativo na proximidade dessas acumulações de rocha. Contudo, este facto não é observado em todas as escombrelas e a própria mineralização não é facilmente observável nos fragmentos de rochas. De facto, a mineralização disseminada nos metassedimentos da área de Nisa não é facilmente visível a olho nu, sem recurso a equipamento de medição da radiação ou recorrendo a técnicas de microscopia electrónica, como se demonstrará adiante, salvo quando se observam acumulações de minerais de urânio em alguns corredores na zona da corta e/ou evidenciados em fracturas e planos de xistosidade na rocha usando o martelo.



**Fig. 4.4** Mapa de distribuição dos dados de SPP2 na área de Nisa e cartografia das escombreiras e antigas estruturas projectadas para apoio à mina

### 4.1.2 Caracterização mineralógica

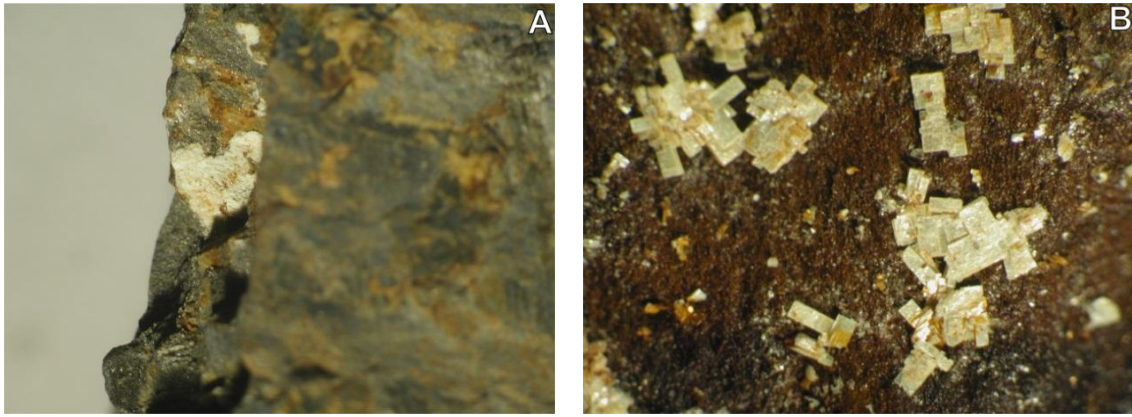
As amostras de xisto mosqueado colhidas têm uma tonalidade que varia do cinzento claro ao cinzento-escuro, com os planos de xistosidade por vezes bem marcados e alternando com bandas oxidadas de cor vermelho escuro. Os locais dos porfiroblastos estão substituídos por material ferruginoso. Após o corte, nota-se que os planos de xistosidade e demais estruturas orientadas não são perfeitamente planares, e observam-se alguns cruzamentos de filonetes quartzosos (Fig. 4.5).



**Fig. 4.5** Amostras de mão depois de cortadas na serra. (A): NS-1, NS-2; (B): NS-OX

Os minerais de U nestas amostras pertencem fundamentalmente ao grupo dos fosfatos e encontram-se dispostos sob várias formas: em cristais lamelares, paralelamente aos planos de xistosidade (Fig. 4.6 A) tanto nas zonas menos alteradas como nas zonas ferruginosas ou associados a bandas avermelhadas nas amostras. Com alguma frequência, ocorrem como cristais euédricos, nas cavidades deixadas pelos porfiroblastos (Fig. 4.6 B e 4.7). Nota-se uma maior ocorrência destes minerais nas cavidades e espaços no encosto dos filonetes de quartzo bem como nos espaços resultantes da meteorização dos porfiroblastos. É frequente também a associação com as zonas ferruginosas (Fig. 4.7 A).

Verifica-se que alguns dos minerais de U observados mudam de tonalidade e adquirem uma capa ferruginosa (Fig. 4.6B) na superfície denotando possivelmente um processo de alteração e/ou substituição. Os minerais uraníferos desta zona revelam à lupa binocular uma cor verde muito esbatida, apesar de a olho nu parecerem amarelos. Estas características não são tão evidentes nos minerais encontrados nas amostras dos leitos grauvacóides.



**Fig. 4.6** Microfotografias à lupa binocular do modo de cristalização dos minerais de U em Nisa A: Exemplo de cristal lamelar depositado num plano de xistosidade na amostra NS-5. Amp. 9x; B: Cristais euédricos sobre uma cobertura de óxidos vermelho-escura na amostra NS-2, com ocorrência de uma capa ferruginosa sobre os cristais. Ampliação 6x.



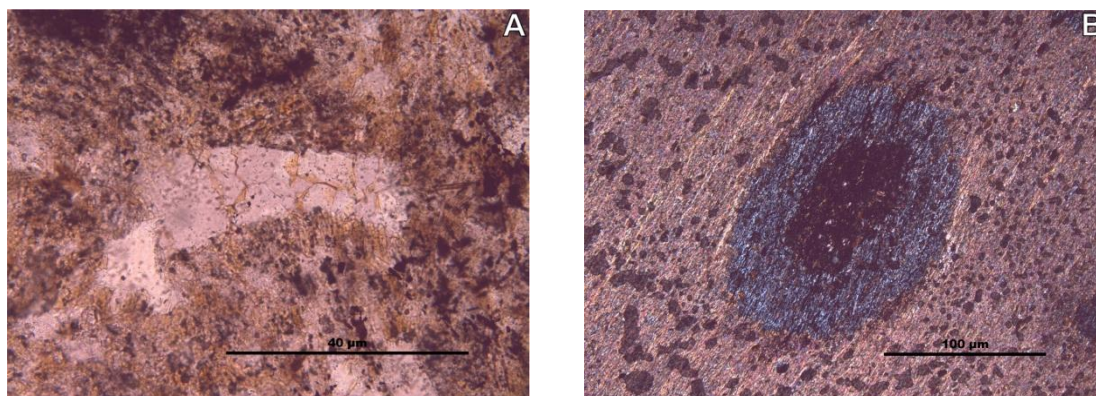
**Fig. 4.7** Aspectos da cristalização de minerais de U e associação com os espaços dos porfiroblastos: A: Amostra NS-3 a mostrar a patine de oxidação nos espaços deixados pelos porfiroblastos com cristalização de minerais de U. Ampliação 12x; B: Amostra NS-1 com sombras dos porfiroblastos na superfície da rocha e cristalização de minerais de U nesses locais. Ampliação 6x; C: Preferência na deposição dos minerais uraníferos pelos espaços dos porfiroblastos. Exemplo da amostra NS-5, ampliação 6x

Em lâmina delgada, observa-se que os xistos são constituídos essencialmente por clorite, moscovite e biotite, com quartzo, óxidos de ferro e alguns minerais acessórios. A maioria das amostras de rocha é pelítica, atravessada por pequenos veios de quartzo e de óxidos/hidróxidos de ferro, que também ocupam os interstícios entre grãos de minerais fracturados. É frequente verificar-se a esmectitização da matriz filítica, tendo a mesma sido confirmada por difractometria de raios-X (difractogramas por André Pinto, FCUL, em anexo 4), afectando a matriz clorítica.

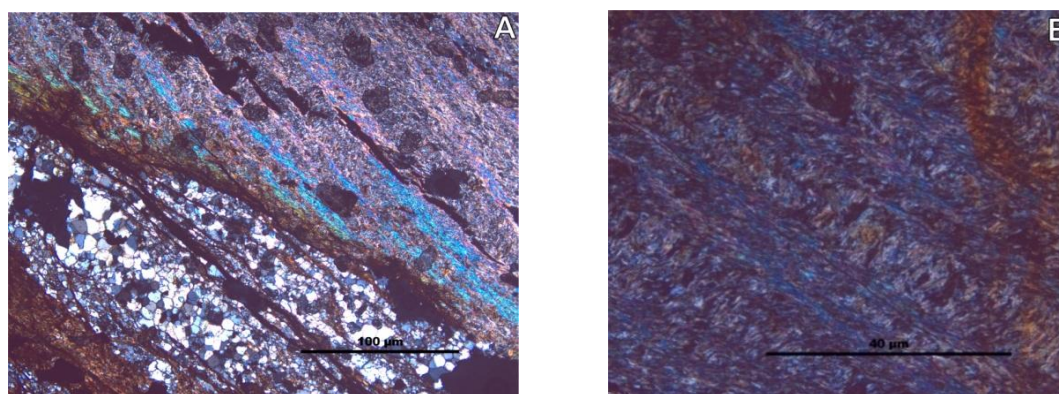
O quartzo ocorre frequentemente fracturado, com óxidos de ferro ou outros minerais a preencher essas fracturas (Fig. 4.8A). Nas zonas dos porfiroblastos observa-se actualmente a paragénese quartzo + biotite resultante da retrogradação da cordierite. As marcas dos porfiroblastos, no entanto, estão bem evidentes na matriz de algumas amostras, como um núcleo de material escuro, de difícil identificação (Fig. 4.8B). No interior destas zonas encontram-se grãos de moscovite, biotite, alguns destes filossilicatos já alterados para clorite. Os veios muito finos, negros, que atravessam não apenas a amostra, mas sobretudo os porfiroblastos, correspondem a óxidos/hidróxidos de ferro.

A moscovite marca a xistosidade da rocha (Fig. 4.9A), a qual se encontra afectada por mais do que uma fase de deformação, visível na micro-crenulação da mesma (Fig. 4.9B). A componente ferruginosa, que aproveita essencialmente espaços entre os veios de quartzo e a matriz da rocha, chega a impregnar a matriz, como se observa na Fig. 4.9A.

A identificação dos minerais de urânio apenas foi possível através de difracção de raios-X, e após uma separação cuidada dos minerais, ainda que não tenha sido possível individualizar espécimes com as diferentes tonalidades de forma a detalhar as possíveis transformações mineralógicas. Os resultados, contudo, apontam para que os minerais sejam relativamente homogéneos ou pelo menos a variabilidade macroscópica não se reflecte a nível estrutural de forma detectável, e correspondendo essencialmente a saleíte ( $\text{Mg}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ) (difractograma anexo 4).



**Fig. 4.8** Microfotografias em microscópio. A: Grão de quartzo partido com clorite nos interstícios, da amostra NS-1; B: Amostra NS-XC em luz polarizada, evidenciando um local de porfiroblasto e a deformação em seu redor



**Fig. 4.9** Microfotografias em luz polarizada da amostra NS-OX mostrando aspectos estruturais da rocha. A: Cores da moscovite a evidenciar a orientação da xistosidade e um veio de quartzo afectado pelos óxidos de Fe; B: xisto crenulado em pequenas dobras ritmadas

A análise por microsonda electrónica incidiu somente na amostra NS-OX. Apesar de o tamanho dos cristais ter impossibilitado a análise elementar, foi possível mapear algumas zonas e efectuar perfis de variação dos elementos de áreas seleccionadas da lâmina. O mapa composicional para Fe, Mg, P e U mostra uma forte correlação entre o Fe e o U, assim como com o P. A variabilidade do Mg não é correlacionável com os restantes elementos analisados, à escala da análise em rocha (Fig. 4.10).

Um perfil composicional atravessando um veio ramificado de óxidos na amostra (Fig. 4.11) para Fe, P, Cu e U, foi revelador de que o padrão de teores mais elevados se encontra nos veios contendo os óxidos/hidróxidos de Fe, diminuindo as suas concentrações fora destes. As variações ao longo do perfil sublinham sobretudo os planos de xistosidade denotando assim o carácter não só tardio da mineralização como o facto de a mesma ser dificilmente observável macroscopicamente. O Cu foi pesquisado por ser um constituinte da meta-torbernite, a qual havia sido amplamente identificada nas outras ocorrências da região de Nisa.



## 4.2 Tarabau

A mineralização do Tarabau localiza-se a Este da vila de Nisa, associada a uma importante estrutura filoniana. Observou-se pelo reconhecimento geológico local que a estrutura filoniana se decompõe em sub-estruturas com mais do que uma direcção, que por vezes se cruzam, no intervalo N5-15°W, inclinando aproximadamente 80°W, numa espessura total de cerca de 2m. Encontram-se texturas que vão desde o quartzo maciço leitoso até zonamentos resultantes de feixes entrecruzados de quartzo microcristalino, cristais euédricos de quartzo hialino ou branco, quartzo negro zonado, e algum quartzo com óxidos de ferro. Estas características apontam para que a deposição de material silicatado não se tenha feito de forma simples ao longo do tempo neste plano de fractura.

Além destas variações dentro do próprio filão, todo o conjunto parece apresentar-se estruturado segundo fendas *en echelon*, bem marcadas nas zonas onde se efectuaram as sanjas de prospecção. O filão de quartzo representado nos mapas seguintes foi obtido a partir da cartografia à escala 1:500 efectuada pela JEN para esta área aquando da abertura das sanjas (Fig. 4.12).



**Fig. 4.12** Sanja 1, onde se fizeram a grande parte das observações e colheita de amostras A: Vista geral, com o martelo no fundo da sanja a servir de escala; B: Filão E desta sanja e o esmagamento lateral ao mesmo

No corte de talude da estrada no extremo Norte da área de trabalho, verifica-se o estreitamento e a subsequente ramificação dos veios de quartzo (Fig. 4.13). Este perfil mostra como a estrutura filoniana de quartzo constitui já uma rede de filonetes com direcções ligeiramente discrepantes entre si, mas no geral orientadas segundo a direcção global do filão. A radiometria medida em cada veio mostra um aumento com a aproximação da zona central do sistema filoniano. O granito encaixante é o granito porfíróide, de duas micas, com biotite predominante (granito de Nisa), o qual se apresenta bastante alterado na proximidade do contacto com o filão.

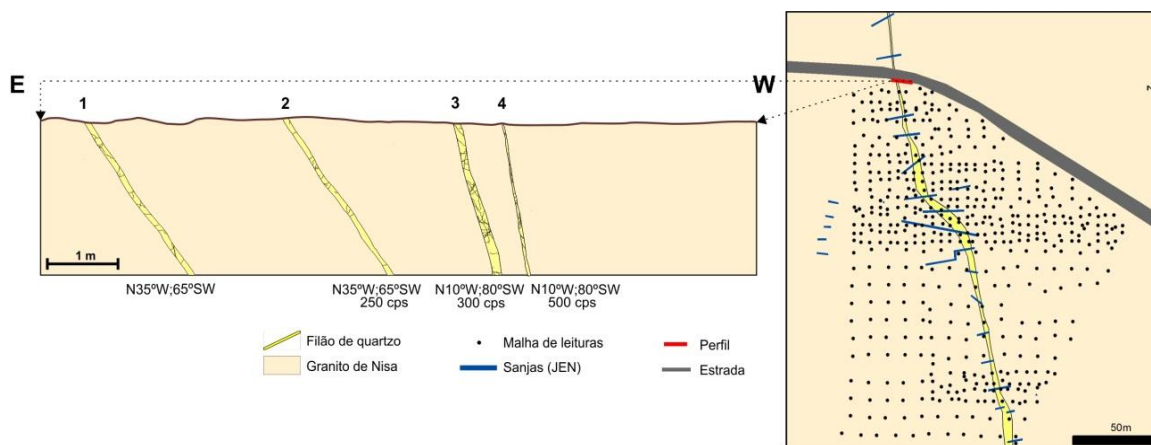


Fig. 4.13 Corte esquemático num perfil de estrada imediatamente a Norte da área estudada

A mineralização de U surge ao longo de ambos os contactos da estrutura filoniana principal e ao longo de descontinuidades internas, algumas delas zonas de esmagamento de falhas (Fig. 4.14). Devido à partição e alteração que se observa em toda a ocorrência, esta foi apelidada de brecha quártzica na prospecção antiga.

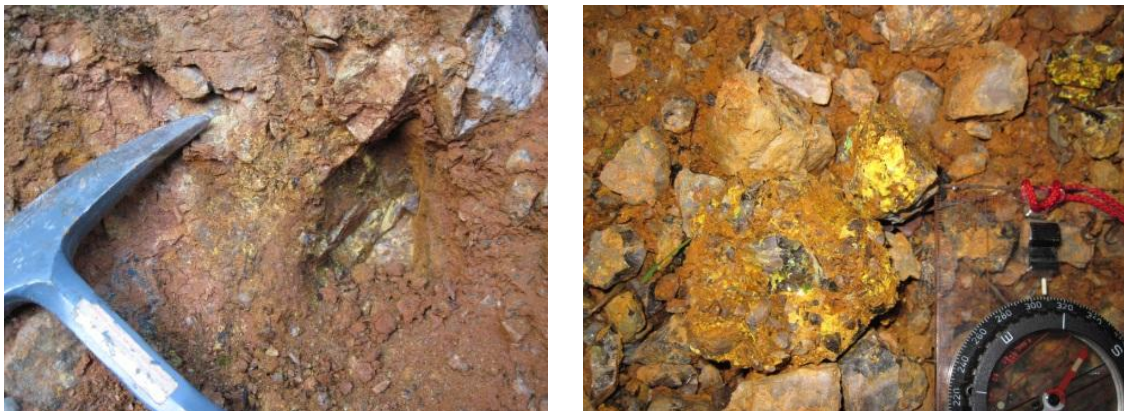


Fig. 4.14 Exemplos da ocorrência de minerais de U bem visíveis na sanja 1

## 4.2.1 Radiometria da superfície

As medições radiométricas foram efectuadas com o cintilómetro SPP2 e espectrómetro de radiação gama (contagem total, U, Th, K) segundo uma malha de 5 x 5m nas zonas mais anómalas, optando-se por uma rede mais larga, de 10 x 10m nas zonas com níveis de radiação mais baixos. A cobertura fez-se numa área irregular de cerca de 22.350 m<sup>2</sup> dentro da propriedade onde se encontra a mineralização, com um total de 507 pontos medidos. Os dados adquiridos apresentam uma forte assimetria, tendo-se elaborado os mapas de distribuição por krigagem admitido anisotropia para todas as variáveis e utilizando krigagem ordinária. (Figs. 4.15 a 4.22). Os parâmetros de modelação dos variogramas experimentais foram os seguintes:

**Tab. 4.2** Síntese das condições de modelação dos variogramas utilizadas para a área do Tarabau, para as variáveis SPP2, U, Th, K, U/K, Th/K e U/Th

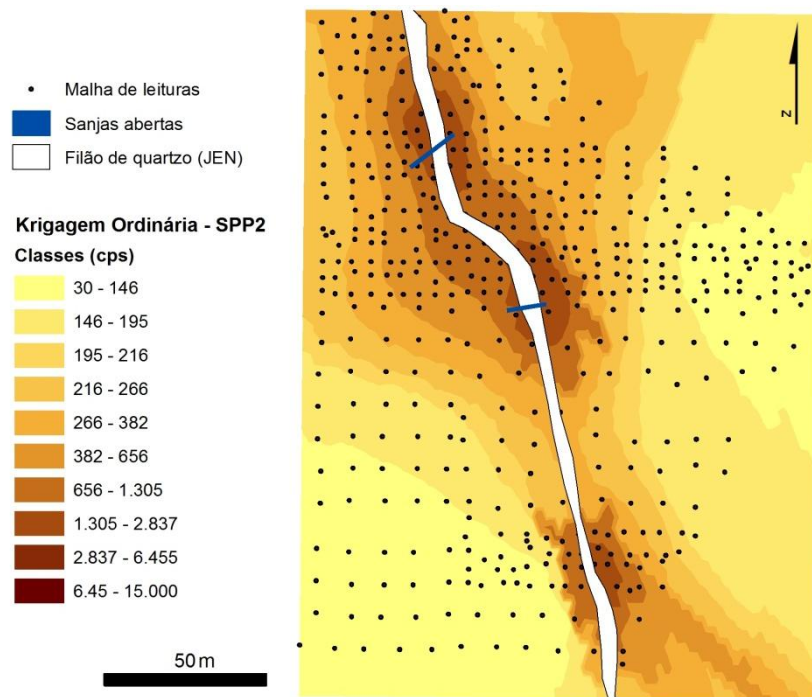
	SPP2	U	Th	K	U/K	Th/K	U/Th
Lagsize	20	20	20	20	10	20	15
Lags	8	10	8	10	7	10	7
C <sub>0</sub>	1000900	76504	3266,8	97750	0,18575	0,0003866	240,92
C	1628540	130506	5328,1	256000	0,325	0,001515	418,04
Direcção	340	340	340	340	0	310	310
Tol. Angular	34,2	26,6	47,4	35,1	56,9	45	51,5
Modelo	Esférico	Esférico	Esférico	Esférico	Esférico	Esférico	Esférico
Razão Anisotropia	1,75	4	1,67	4	1,4	3,52	1,25

A distribuição da assinatura da radiação lida pelo cintilómetro SPP2 e das contagens individuais de cada radionulido medidas pelo espectrómetro GR 256 é claramente marcada pela estrutura filoniana e aumenta de forma significativa nos locais onde as sanjas se encontram ainda abertas. Como foi referido, nestas sanjas ocorre mineralização visível em quantidade apreciável, não sujeita a cobertura de solo, o que pode contribuir para as diferenças observadas em relação à restante extensão. Contudo, a anomalia definida a Sul na área, apesar de poder corresponder a uma acumulação de mineralização uranífera, não corresponde à existência de minerais observáveis no terreno que justifiquem a anomalia. Poderá corresponder a uma bolsada, como normalmente ocorrem estas mineralizações na região.

O tório distingue-se das demais variáveis por apresentar aumentos muito localizados nessas zonas anómalas, não evidenciando dispersão, ao contrário do U que mostra um acompanhamento mais estreito de toda a estrutura filoniana. O tipo de distribuição do K mostra a

particularidade de se dividir em classes de concentração muito alta junto ao filão, e muito baixa, quando nos afastamos dele, restringindo-se os intervalos intermédios a pequenas áreas de transição. De notar a dificuldade encontrada na modelação do respectivo variograma, que pode estar relacionada com esta ausência dos valores intermédios. O potássio é um elemento muito abundante neste estudo devido à sua ocorrência nos minerais deste contexto geológico granítico.

De referir igualmente o empolamento na distribuição para Oeste do filão, na zona onde toda esta estrutura sofre um desvio na direcção. O desvio aqui representado poderá corresponder a uma falha que provocou um deslocamento no filão principal, ou resultar do escalonamento de fendas de tracção onde a mineralização uranífera se acumula, num sistema *en echelon*.



**Fig. 4.15** Mapa de distribuição das medições de SPP2 por krigagem, na área do Tarabau

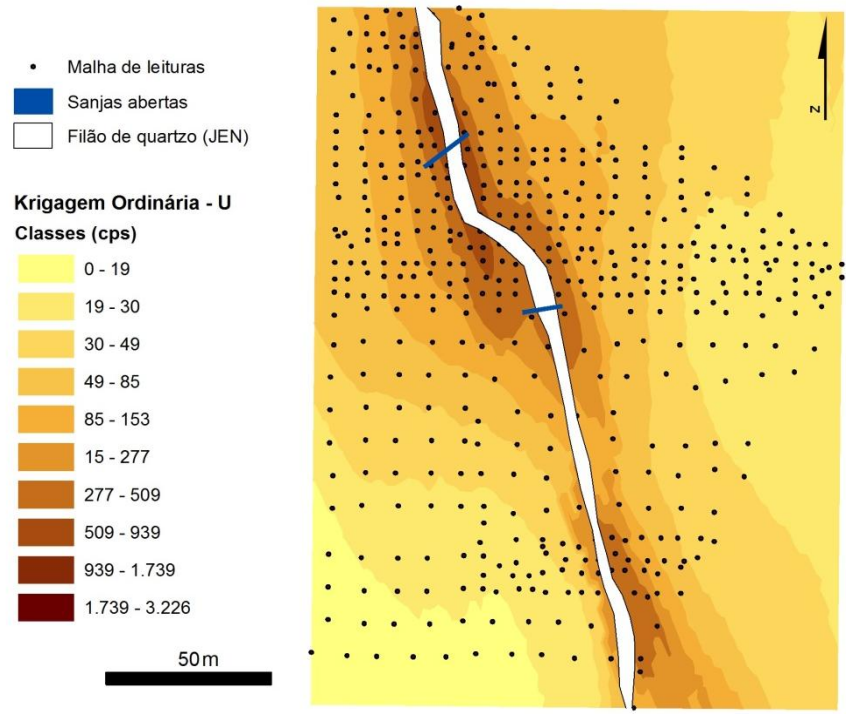


Fig. 4.16 Mapa de distribuição das medições de U por krigagem, na área do Tarabau

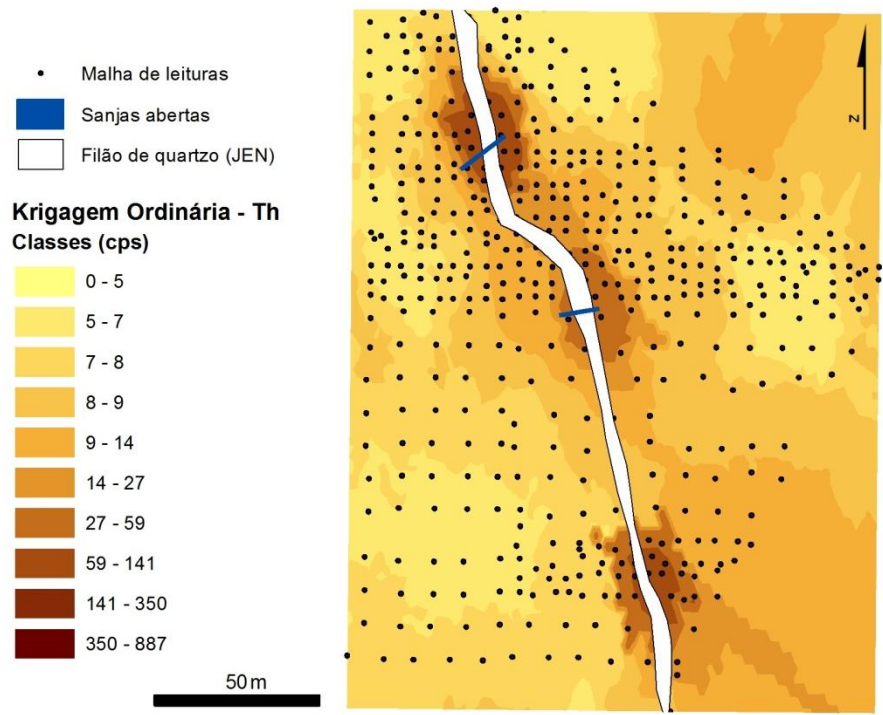
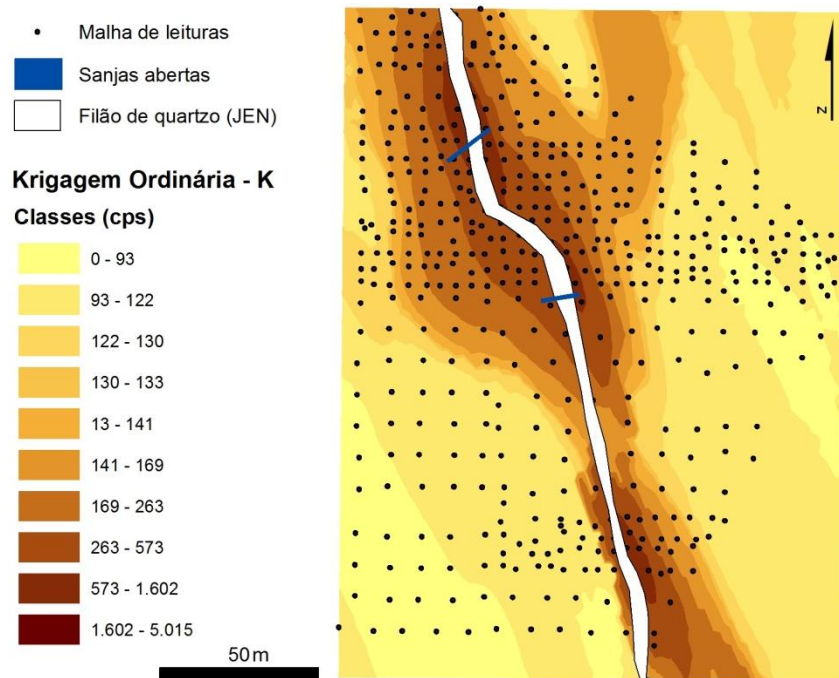


Fig. 4.17 Mapa de distribuição das medições de Th por krigagem, na área do Tarabau



**Fig. 4.18** Mapa de distribuição das medições de K por krigagem, na área do Tarabau

As distribuições das razões entre elementos radioactivos não são tão uniformes como os mapas individuais, reflectindo as respectivas diferenças de comportamento. Porém, continua a existir uma associação entre o rumo do sistema filoniano e as relações U/K e U/Th, sendo que a distribuição do Th/K é algo discrepante.

A grande concordância entre os teores de U e de K fica evidente pelo mapeamento da razão entre estes dois elementos. As duas zonas onde esta razão é mais elevada, justificam-se, de uma maneira geral, pelos incrementos nos valores em U mas não tanto em K, verificados nos respectivos mapas de distribuição individuais.

A distribuição da razão Th/K mostra uma grande distinção entre a zona NW e SE da área, apesar de se dever notar o número muito menor de medições nesta última. A direcção da distribuição não é, assim, coincidente com a do filão. Este padrão reflecte o que se observa nos mapas individuais de cada elemento, já que na zona NW as concentrações em K são muito elevadas e menos as do Th (que são restritas a certos locais), enquanto na zona SE, as concentrações de K não são expressivas com excepção da zona anómala a Sul, ao passo que o Th aumenta ligeiramente.

A razão U/Th apresenta uma distribuição muito variável na zona, com os valores mais elevados na região NNW, justificáveis pelos elevados teores de U na parte Norte da área, e pelas baixas concentrações em Th, com excepção de zonas pontuais, fazendo nesses casos diminuir esta razão. De registar também o desvio na zona Oeste já referido, na zona onde o filão

tem um desvio acentuado, bem marcado nestes mapeamentos, que reflecte as mudanças nos fenómenos que podem condicionar a distribuição radioelementar.

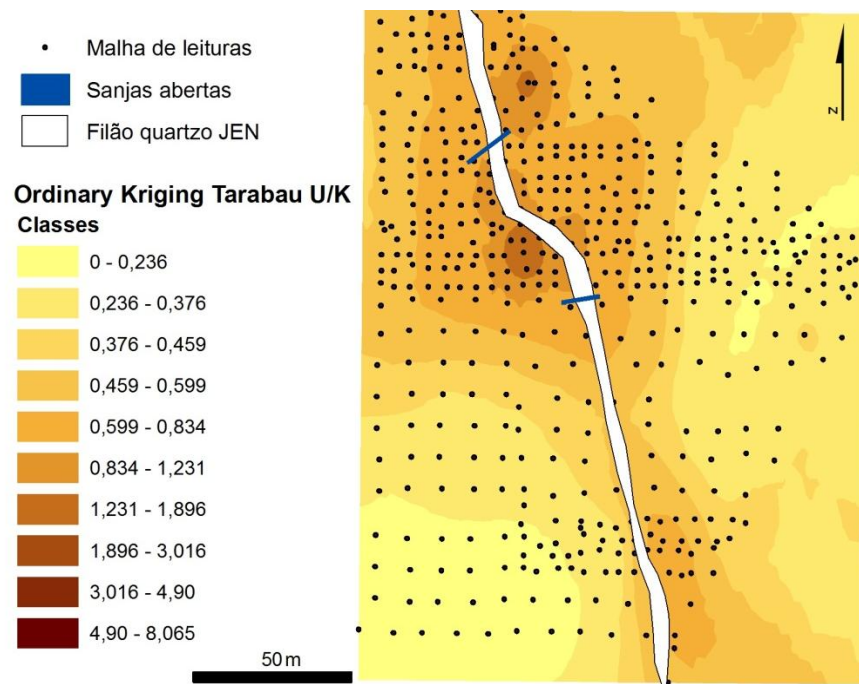


Fig. 4.19 Mapa de distribuição das medições de U/K por krigagem, na área do Tarabau

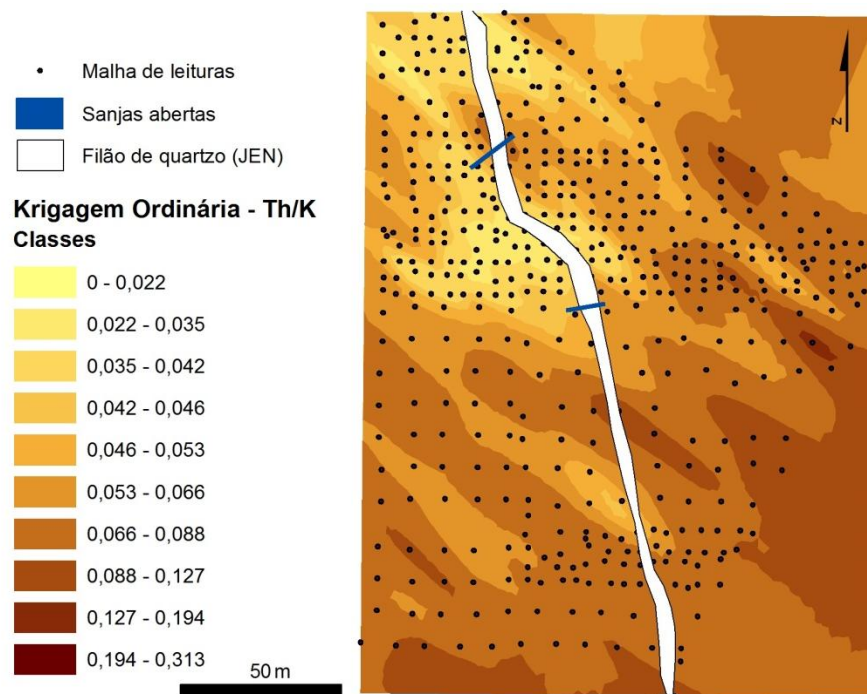
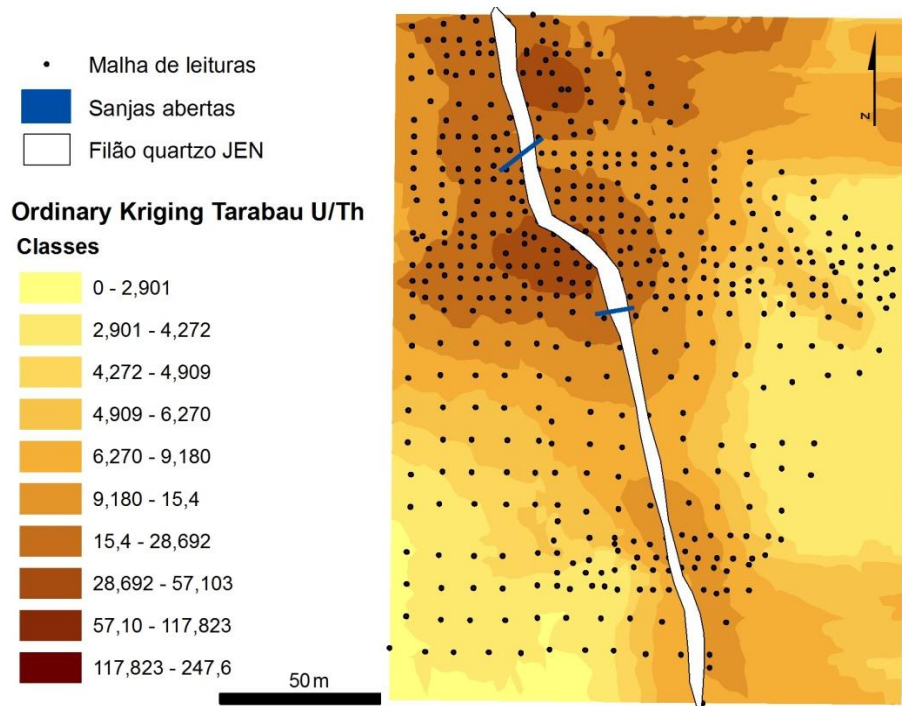


Fig. 4.20 Mapa de distribuição das medições de Th/K por krigagem, na área do Tarabau



**Fig. 4.21** Mapa de distribuição das medições de U/Th por krigagem, na área do Tarabau

## 4.2.2 Caracterização mineralógica

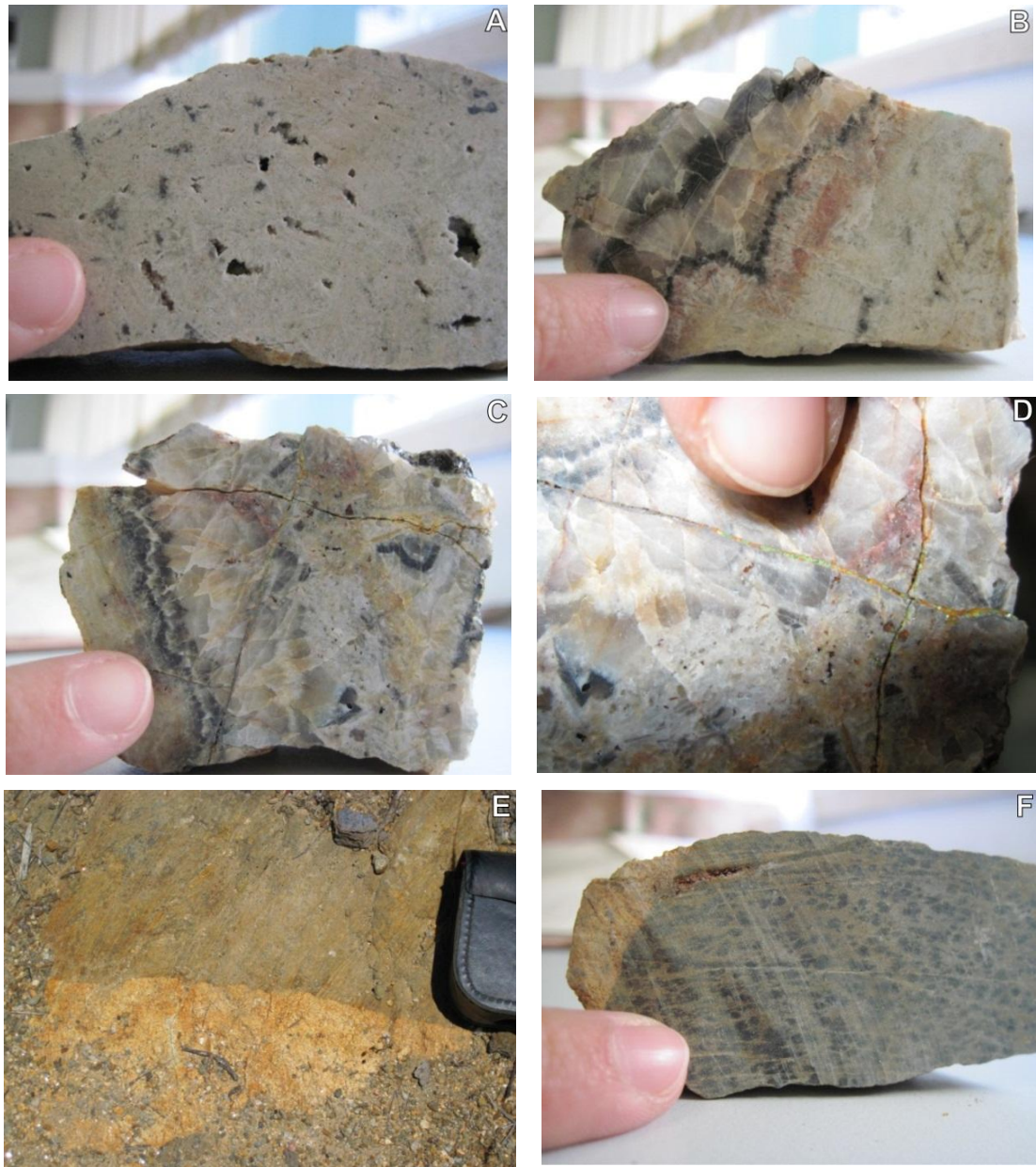
As amostras colhidas do Tarabau são fundamentalmente do filão de quartzo. Mesmo as amostras colhidas para a separação dos minerais de urânio mostram tratar-se de quartzo coberto por uma capa limonítica com a mineralização impregnada nesta superfície.

Os minerais de urânio são lamelares, formando agregados e acumulações de tamanho bastante significativo (Fig. 4.12, acima) com cores variáveis entre o verde-escuro e o amarelo ou o verde vivo. O difractograma de raios-X obtido indicam tratar-se de meta-torbernite ( $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ ) (difractograma no anexo 4). As variações de tonalidade entre a cor amarela no exterior do cristal e verde no centro, correspondem a uma substituição da meta-torbernite por meta-uranocircite, embora o mecanismo seja desconhecido. Na realidade, o alargamento de alguns picos dos difractogramas e a presença de picos menores apontam para que o registo difractométrico na realidade seja resultado de uma mistura de ambos os minerais nestas amostras. Existem igualmente fosfatos de U disseminados numa rede fina de fracturas associadas a óxidos de ferro.

A variabilidade no quartzo está bem patente nas texturas observadas, como em feixes desorganizados e intercruzados, com abertura de pequenos geodes com cristais de quartzo fumado no interior a crescer perpendicularmente às paredes, algumas contendo agregados de minerais de urânio (Fig.4.22A). Estas características não são de todo observáveis na superfície exterior, que está coberta por uma camada argilosa e sobre a qual cristalizaram os minerais de U. Outras amostras denotam uma alternância rítmica de bandas de diferentes tipos de quartzo, que contornam a forma dos cristais originados na fase anterior (Fig. 4.22B). Na parte exterior do filão, os cristais tornam-se progressivamente mais grosseiros.

Outro tipo de textura observada é a provocada por uma mistura heterogénea de vários tipos de crescimento e de variedades de quartzo na mesma amostra (Fig. 4.22C). A meta-torbernite ocorre em fracturas que atravessam as diferentes gerações de quartzo encontrando-se igualmente preenchidas por óxidos/hidróxidos de ferro (Fig. 4.22D).

A zona Norte do filão, embora fora do plano de contagens radiométricas, também foi alvo de amostragem, imediatamente no contacto com o xisto mosqueado. As amostras foram colhidas num local onde se observa uma apófise do granito, a qual mostra que o contacto entre as litologias se faz de forma brusca (Fig. 4.22E e F). Uma medição pontual de espectrómetro neste local mostrou os seguintes valores: Contagem total - 339 cps; K - 92 cps; U - 18 cps; Th - 7cps. A blastese do xisto é, neste local, muito intensa.



**Fig. 4.22** Amostras colhidas na zona do Tarabau.

A: Amostra TB S1 D de quartzo com uma textura em pequenos feixes desorganizados e intercruzados;

B: Amostra TB-10 de quartzo com crescimento polifásico;

C: Amostra TB S1 E de quartzo exibindo a mistura de texturas presentes na amostra;

D: Pormenor da amostra anterior mostrando o veio preenchido por óxidos de ferro impregnado de meta-torbernite, que a atravessa;

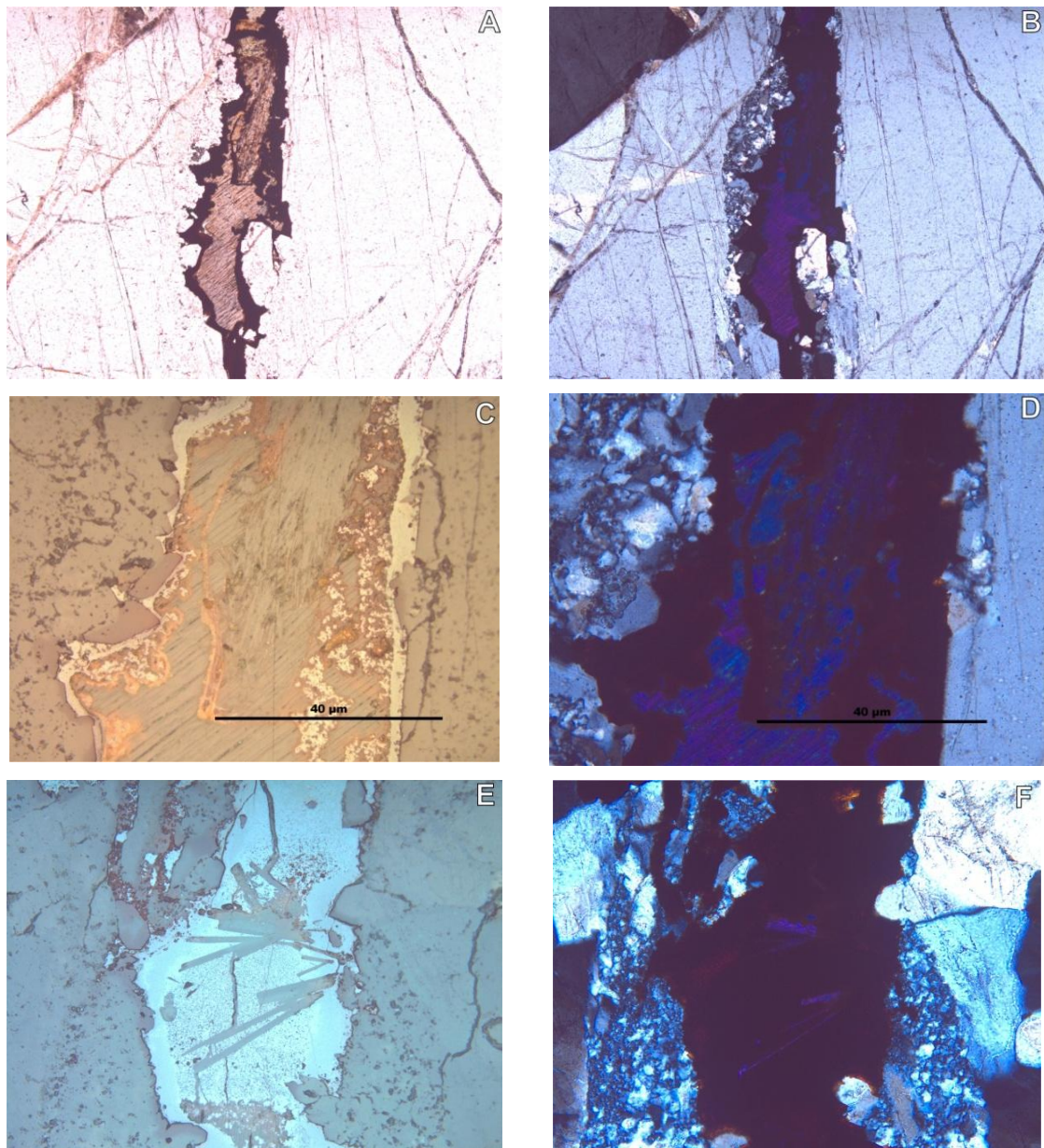
E: Zona de contacto entre metassedimentos e granito, na zona Norte do filão do Tarabau;

F: Amostra TB CONT 1 colhida no contacto entre granito e metassedimentos

Em lâmina delgada, as amostras do Tarabau mostram que o quartzo se apresenta deformado, crescendo em várias gerações que se entrecruzam e sobrepõem. Na maior parte das amostras o quartzo apresenta extinção ondulante nas zonas dos cristais fracturados, e grande número de inclusões fluídas de tamanho muito reduzido. A fracturação é mais intensa junto aos veios de óxidos/hidróxidos de Fe que atravessam o quartzo, o que pode ser devido a pequenas movimentações nessas fracturas.

A meta-torbernite que ficou preservada na amostra aparece em cristais de dimensão apreciável no seio dos óxidos de Fe. Este mineral apresenta a característica cor verde em nícois paralelos, tem um relevo muito alto, revelando tintas roxas em luz polarizada (Fig. 4.23A e B). É possível observarem-se com nitidez as direcções de clivagem.

As amostras da zona de contacto mostram o xisto granoblástico com predominância de quartzo + moscovite + biotite, com zonas microgranulares e orientadas sensivelmente de forma perpendicular ao contacto, incluindo pequenos veios de quartzo com a mesma direcção. Observam-se moscovites secundárias, de maior dimensão, a crescer à volta de outros minerais.



**Fig. 4.23** Microfotografias da amostra TB S1E

A: Meta-torbernite no seio de um veio preenchido por óxidos de ferro que atravessa o quartzo. Em nícois paralelos, ampliação 5x;

B: Mesmo aspecto que A, em nícois cruzados, ampliação 5x;

C: Fluxo de deposição de meta-torbernite dentro de outro cristal anterior, com as orlas de mistura com óxidos na fronteira entre as duas gerações. Luz reflectida em nícois paralelos;

D: Mesmo aspecto que C, em nícois cruzados;

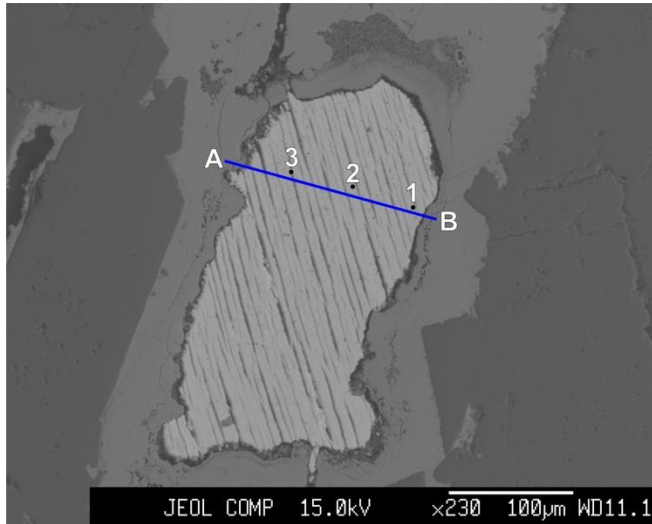
E: Comunicação entre cristais de meta-torbernite por canais do mesmo material. Em luz reflectida, ampliação 20x;

F: Mesmo aspecto que E, em luz transmitida polarizada, ampliação 20x

As análises em Microsonda Electrónica centraram-se na amostra TB S1E. Foram efectuadas análises fundamentalmente nos grãos de meta-torbernite (Fig. 4.24), nos bordos de transição entre esta e os minerais envolventes (Fig. 4.25 e 4.26), bem como nos próprios domínios de óxidos/hidróxidos de Fe. As análises obtidas na zona exterior aos bordos e onde se desenvolvem os óxidos/hidróxidos de ferro, mostram um aumento no teor em Al, Si e P, e uma diminuição em Cu em percentagem de peso. Contudo, o teor em Fe mantém-se aproximadamente constante e, assim, a orla de transição aparenta ser de facto uma mistura entre as componentes de óxidos/hidróxidos de Fe e de meta-torbernite. O ferro encontra-se bem patente tanto como constituinte principal do preenchimento deste veio, como na zona de transição entre as duas componentes referidas.

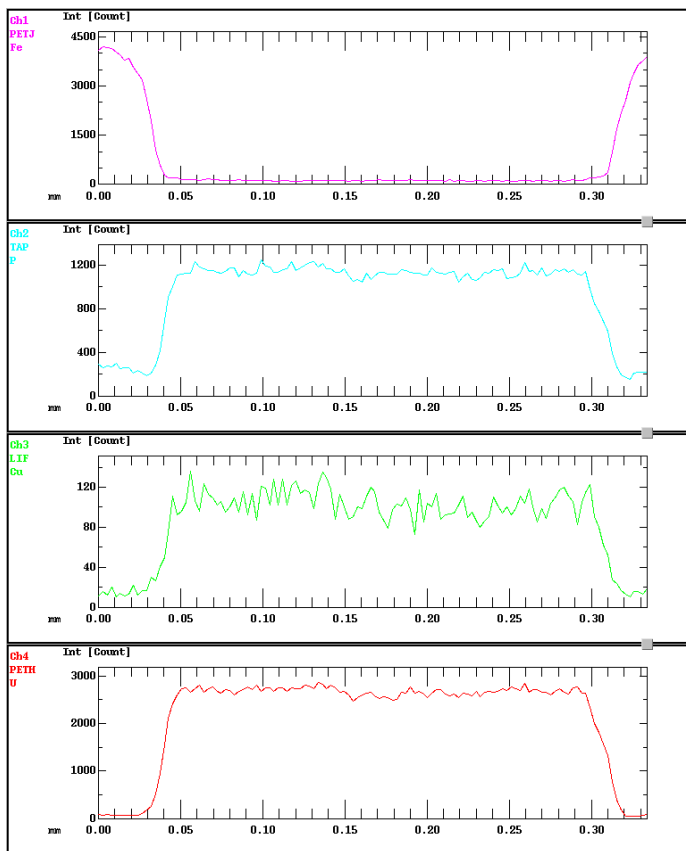
As análises efectuadas não foram tratadas para cálculo de fórmulas estruturais de minerais nas análises referidas por se tratar de misturas minerais e para o caso das torbernites, pelo facto de ainda não se encontrar disponível um padrão de U, o que resulta em análises de U com erros da ordem de 10%, francamente superior aos típicos 1 a 2% obtidos nos restantes elementos, acrescido ainda do facto de se desconhecer o sentido do desvio analítico. As análises obtidas servem contudo para uma apreciação das quantidades relativas de cada catião nos minerais analisados. Esta situação repete-se nas restantes amostras.

Foi também efectuado um perfil composicional para Fe, P, Cu e U, transversal ao grão de meta-torbernite que expõe claramente a constituição do mineral, assim como a associação muito próxima entre o P e o U e o contraste entre os dois meios: a meta-torbernite e os óxidos de Fe (Fig.4.24). O mapa multielementar para Fe, P, U e Cu que se observa na Fig. 4.28 mostra que o grão de meta-torbernite está a ser substituído pelos óxidos/hidróxidos de Fe constituintes do veio, e que se observa na extremidade do lado direito do cristal lamelar central de meta-torbernite. Este facto encontra-se ainda evidenciado pela textura esquelética de cristais de meta-torbernite no seio do veio rico em óxidos/hidróxidos de Fe. Tal como seria expectável, o fósforo e o urânio relacionam-se co-variantemente sendo acompanhados pelo Cu. Este último, estando em menor quantidade na constituição da meta-torbernite, apresenta um sinal global mais fraco. Demonstra-se que o Fe se encontra ausente no seio da meta-torbernite mas constitui, ainda que por vezes de forma incipiente, uma zona de alteração em torno dos cristais de meta-torbernite e que no limite transicional resulta numa mistura entre os componentes.

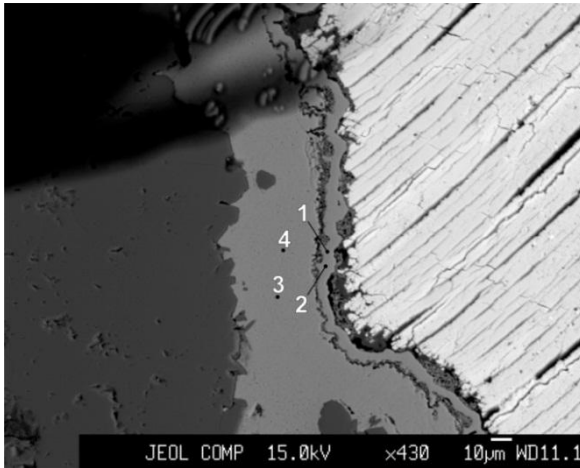


**Tab. 4.3** Composições químicas em percentagem de óxidos na amostra TBS1E

	1	2	3
Na <sub>2</sub> O	-	0.186	0.119
BaO	-	0.407	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.2	0.194	0.194
SiO <sub>2</sub>	0.191	0.105	0.572
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.473	0.354	0.31
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0.593	0.087
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0.12	0.168
SO <sub>3</sub>	0.27	0.157	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	17.401	16.62	16.589
CuO	8.079	7.481	6.895
UO <sub>2</sub>	66.526	65.608	65.385
H <sub>2</sub> O	6.859	8.017	9.638
Total	99.999	100	100



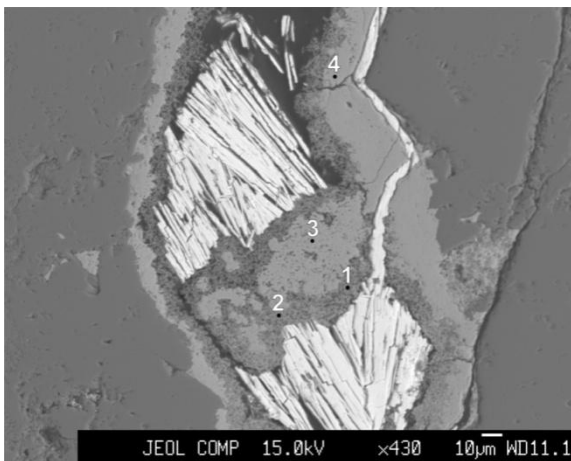
**Fig. 4.24** Microfotografia obtida por SEM da amostra TBS1E com a localização dos pontos analisados dentro de uma massa de meta-torbernite e localização do local onde foi efectuado o perfil composicional A-B para Fe, P, Cu e U (à esquerda)



**Fig. 4.25** Microfotografia obtida por SEM da amostra TBS1E com a localização das respectivas análises químicas no bordo de um grão de meta-torbernite e nos óxidos/hidróxidos envolventes

**Tab. 4.4** Composições químicas em percentagem de óxidos para a amostra TBS1E

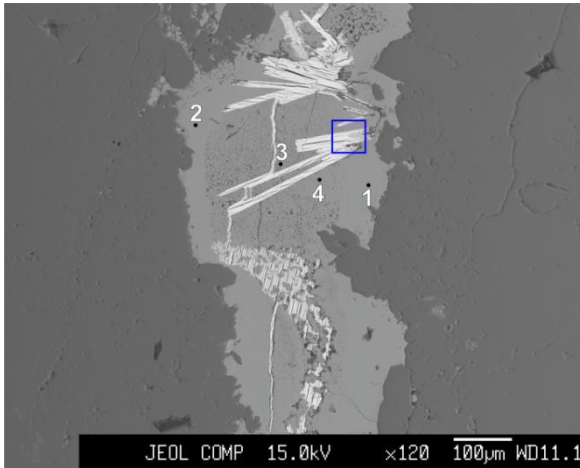
	1	2	3	4
CaO	0.07	0.116	0.108	0.094
Na <sub>2</sub> O	0.039	0.032	0.01	0.032
BaO	0.061	-	-	0.062
MnO	0.122	0.029	0.048	0.023
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.996	2.036	3.25	3.318
SiO <sub>2</sub>	0.595	0.626	1.428	1.467
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	74.165	75.195	75.163	74.142
ZnO	0.036	0.138	0.098	0.155
MgO	-	0.009	0.034	0.046
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.104	0.07	0.094	0.044
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.028	0.033	0.008	0.073
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	3.899	3.933	4.263	4.273
CuO	1.111	1.115	0.602	0.638
UO <sub>2</sub>	1.253	1.158	1.882	1.675
H <sub>2</sub> O	16.521	15.511	12.946	13.94
Total	100	100.004	99.999	99.999



**Fig. 4.26** Microfotografia obtida por SEM da amostra TBS1E com localização das respectivas análises químicas numa zona de mistura de componentes

**Tab. 4.5** Composições químicas em percentagem de óxidos dos pontos analisados para a amostra TBS1E

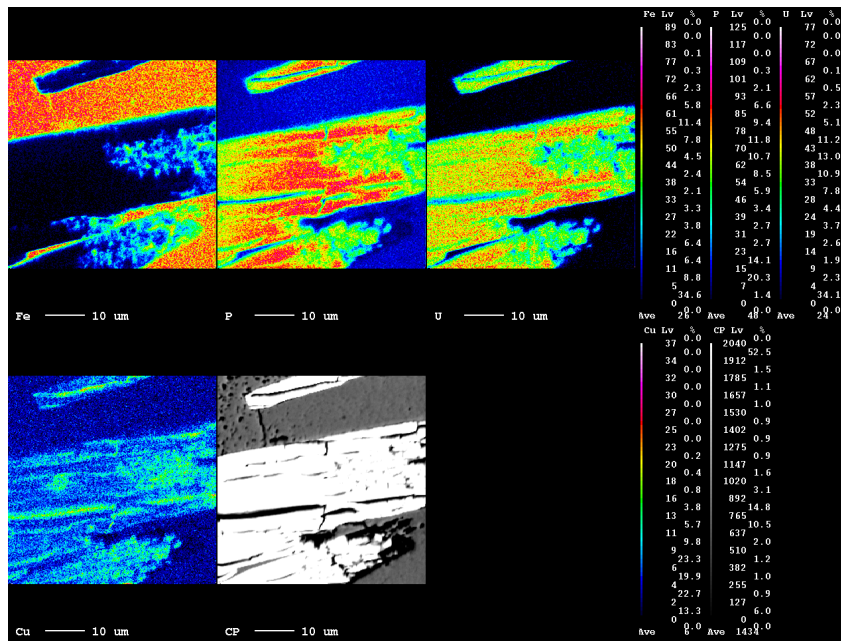
	1	2	3	4
CaO	0,072	0,09	0,082	0,056
BaO	0,066	0,005	0,07	0,087
MnO	-	0,037	0,047	0,113
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,904	2,65	2,89	3,087
SiO <sub>2</sub>	0,644	0,42	1,631	1,892
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	52,911	58,318	72,464	72,689
ZnO	0,087	0,098	0,203	0,063
MgO	0,029	0,009	0,031	0,048
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,149	0,075	0,097	0,092
SO <sub>3</sub>	0,085	0,088	0,057	0,048
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	3,942	3,262	4,158	4,057
CuO	1,238	1,036	1,009	0,635
UO <sub>2</sub>	5,81	1,804	1,843	1,728
H <sub>2</sub> O	32,042	32,1	15,353	15,361
Total	99,999	100,003	99,998	100



**Fig. 4.27** Microfotografia obtida por SEM da amostra TBS1E com localização das respectivas análises obtidas em EMP e marcação do local onde foi efectuado o mapa composicional

**Tab. 4.6** Composições químicas em percentagem de óxidos dos pontos analisados para a amostra TBS1E

	1	2	3	4
CaO	0,089	0,094	0,085	0,121
Na <sub>2</sub> O	0,006	0,055	0,03	0,049
BaO	0,009	0,014	0,045	-
MnO	0,064	0,012	0,044	0,122
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,25	2,974	2,25	2,52
SiO <sub>2</sub>	1,804	1,562	0,849	0,937
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	74,514	74,243	71,87	73,837
ZnO	0,091	0,081	0,113	-
MgO	0,013	0,015	0,016	0,017
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,09	0,113	0,111	0,076
SO <sub>3</sub>	0,04	0,034	0,002	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	4,049	4,133	4,078	4,197
CuO	0,597	0,646	0,811	0,655
UO <sub>2</sub>	1,614	1,59	1,516	1,689
H <sub>2</sub> O	13,73	14,424	18,18	15,748
Total	99,999	100,001	100	99,998



**Fig. 4.28** Mapa composicional de uma zona de um grão de meta-torbernite e óxidos/hidróxidos de Fe envolventes da amostra TBS1E para o Fe, P, U e Cu

### 4.3 Merliça

Esta mineralização ocorre a cerca de 2,5 Km da vila de castelo de Vide e é do tipo filoniano. Os minerais portadores de U encontram-se associados a um filão de quartzo encaixado no granito porfiróide, de grão grosseiro, de duas micas. A zona mineralizada tem uma extensão de aproximadamente 200 m segundo a direcção principal do filão, NNE. Nesta direcção, a sul da zona mais fortemente mineralizada em U, encontra-se uma fase pegmatítica no seio do granito, junto a um lago resultante de uma antiga exploração de fósforo na zona, e já referida anteriormente. Observam-se as ocorrências de uma brecha de cimento hematítico e de uma área de forte sericitização atravessada por filonetes de quartzo, as quais serão descritas mais adiante. Esta zona não foi descrita em trabalhos de prospecção antigos, por não se encontrar inserida na zona com valores radiometricamente interessantes para a prospecção de U. Nas imediações do filão principal encontra-se turmalina associada ao quartzo, que apenas se observou em amostras soltas.



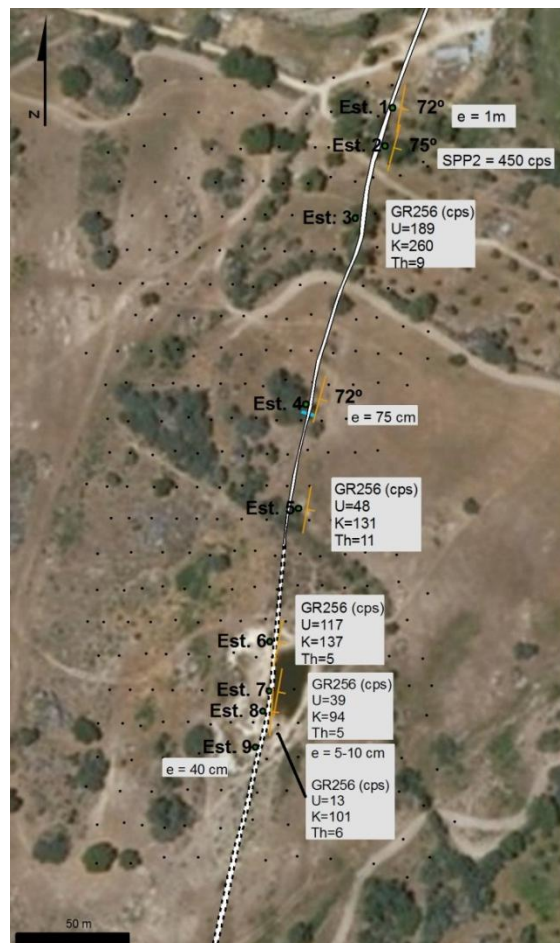
**Fig. 4.29** Vista da antiga exploração de P e alguns dos locais de colheita de amostras, de S para N em relação à área de estudo

Nesta zona, observam-se ainda os locais de antigas sanjas de prospecção onde se podem observar as relações entre o filão e o encaixante granítico, verificando-se que correspondem a zonas de esmagamento associadas a movimentação, com cerca de 20 cm em cada lado. Ainda que haja rocha aflorante nem sempre se pode observar mineralização visível. Porém, em alguns dos locais, diversas rochas soltas mostram quer o filão de quartzo, quer o granito, com abundante meta-torbernite disseminada, num modo de ocorrência similar ao que se tem verificado nas restantes áreas estudadas.

Na zona da brecha de cimento hematítico, o filão apresenta-se frequentemente fracturado e dobrado, ramificando-se embora seguindo a direcção geral da estrutura identificada. Reconhece-se mais do que uma geração de quartzo. No mesmo afloramento foi identificado um nódulo com relíquias de sulfuretos já muito alterados e inúmeras cavidades, sendo até ao momento, o único registo da presença de uma mineralização sulfuretada associada a estas ocorrências, algo que só havia sido descrito nos relatórios de prospecção antigos.

O local sujeito a exploração para fósforo apresenta um granito fortemente sericitizado, de cor verde-claro, bastante friável e intensamente cruzada por filonetes de quartzo com várias direcções, com uma direcção geral entre os N5°W e N12°E. O filão principal de quartzo volta a espessar nesta zona e a sua continuidade para Sul está patente nos pedaços soltos que se encontram nessa direcção, já fora da área da malha de estudo, apesar de não existirem afloramentos.

A descrição da estrutura filoniana apresenta-se na Fig. 4.30 acompanhada do registo de observações de campo e leituras radiométricas pontuais em alguns locais de observação.



**Fig. 4.30** Localização das estações de observações com representação de medições obtidas (e=espessura do filão de quartzo)

### 4.3.1 Radiometria da superfície

As medições de radiação foram efectuadas com cintilómetro SPP2 e espectrómetro GR256 segundo uma malha de 15 x 15 m, cobrindo uma área aproximadamente rectangular de 52.500 m<sup>2</sup> perfazendo um total de 318 pontos medidos. A estrutura filoniana representada tem por base as observações de campo e os dados da prospecção antiga. As condições utilizadas na modelação dos variogramas apresentam-se de seguida, bem como os respectivos mapas de distribuição espacial das variáveis medidas (Figs. 4.31 a 4.38).

**Tab. 4.7** Condições utilizadas na modelação dos variogramas para a área da Melriça

	SPP2	U	Th	K	U/K	Th/K	U/Th
<b>Lagsize</b>	20	20	20	20	20	20	20
<b>Lags</b>	10	10	10	10	10	10	10
<b>C0</b>	9582	252	50	280	0,00764	0,0017	10,678
<b>C</b>	18600	554	82	630	0,01412	0,00253	17,54
<b>Direcção</b>	15	25,8	25	25	25	25	25
<b>Tol. Angular</b>	51,2	41,4	41,8	36	43,7	44,3	39,5
<b>Modelo</b>	Esférico	Esférico	Esférico	Esférico	Esférico	Esférico	Esférico
<b>Razão Anisotropia</b>	1,67	2,54	2,86	2,5	2,5	2,5	2,25

A distribuição da radiação total medida pelo SPP2, assim como as distribuições individuais de U, Th e K lidas pelo espectrómetro GR 256 mostram claramente a região onde se encontra a concentração de mineralização de urânio. Esta demarcação está de acordo com o descrito nos anteriores trabalhos de prospecção. Porém, é também de alguma importância radiométrica a anomalia detectada na zona Sul, na zona da antiga exploração de fósforo, não estudada por sanjas pela JEN. Em qualquer dos casos, o aumento nas contagens está associado espacialmente ao filão de quartzo também representado. Verifica-se ainda a existência de uma zona em que a concentração em U e K é mais elevada, a Oeste da anomalia principal, e outra na continuação da anomalia Sul, para o seu lado Este. O Th distingue-se dos outros elementos em estudo por não apresentar um aumento na concentração delimitado pela zona anómala Sul, não estando, assim, a contribuir para o aumento verificado pelo SPP2.

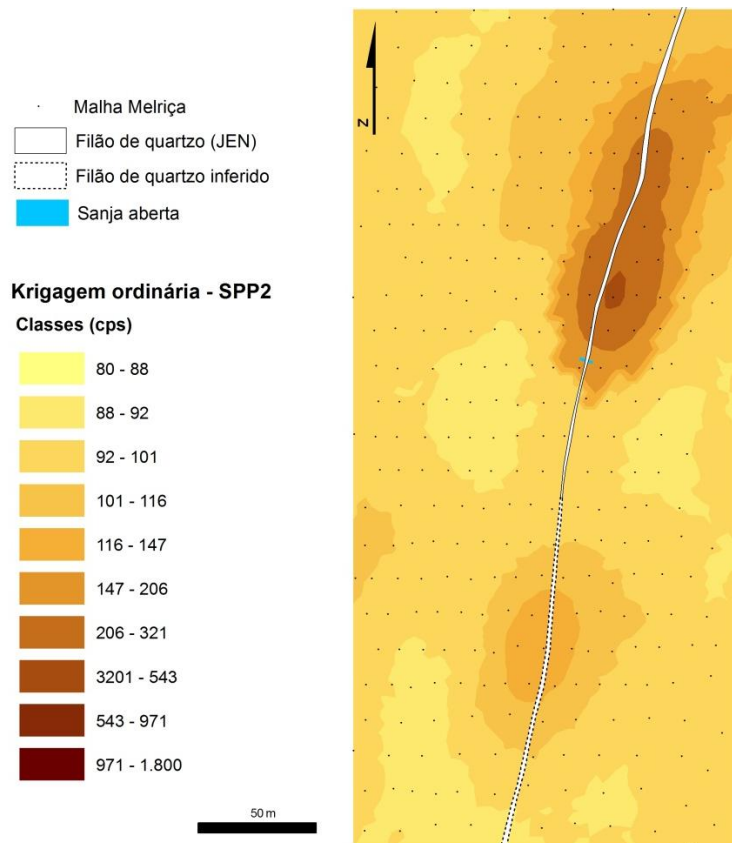


Fig. 4.31 Mapa de distribuição por krigagem dos dados de SPP2 da área da Melriça

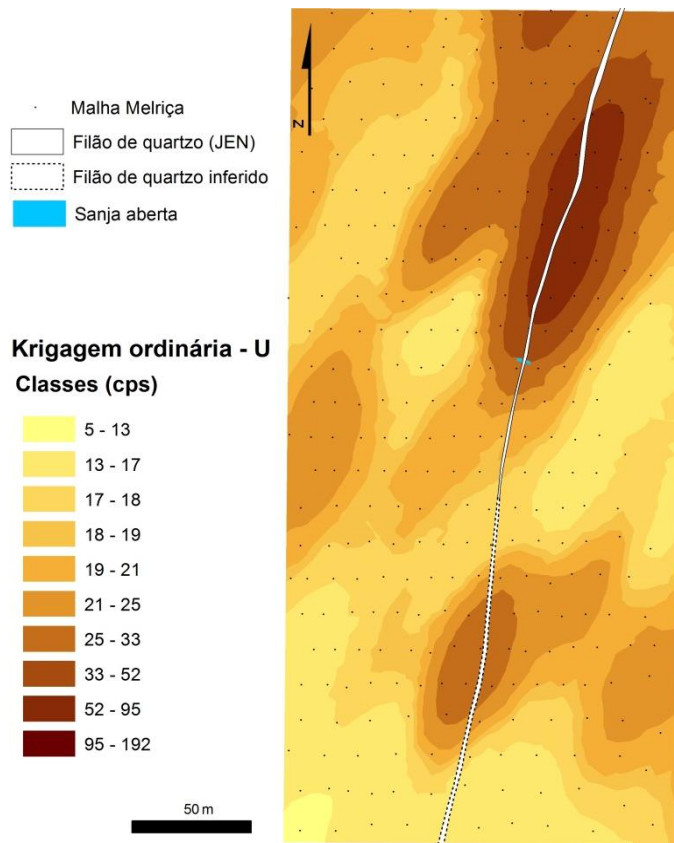


Fig. 4.32 Mapa de distribuição por krigagem dos dados de U da área da Melriça

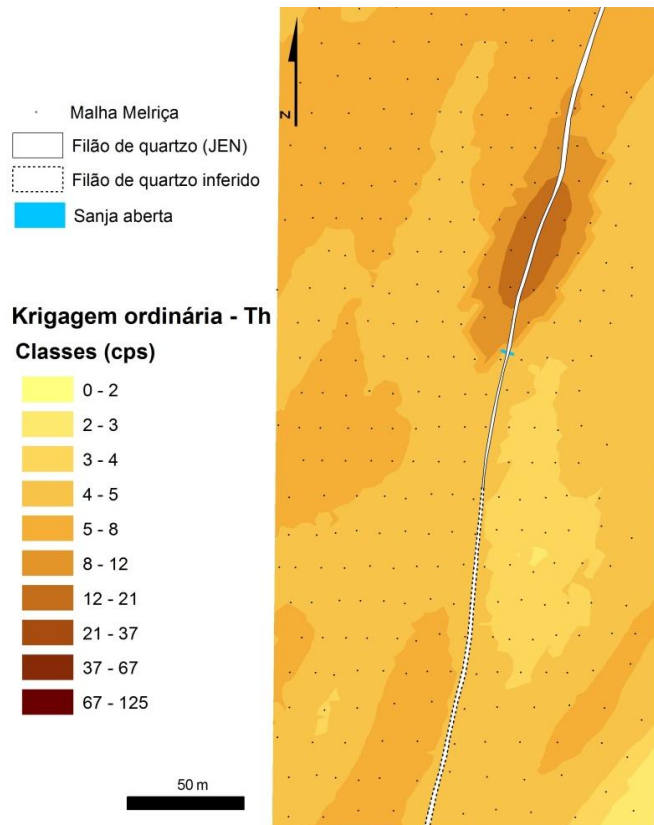


Fig. 4.33 Mapa de distribuição por krigagem dos dados de Th da área da Melriça

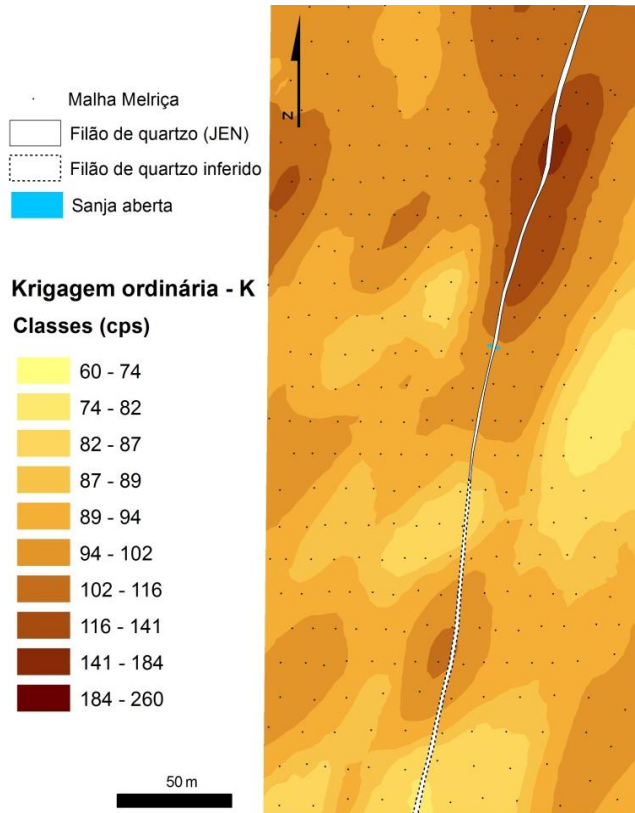


Fig. 4.34 Mapa de distribuição por krigagem dos dados de K da área da Melriça

As distribuições exibidas pelas razões entre os elementos medidos reflectem o seu comportamento no contexto da área de trabalho. Assim, visto o urânio e o potássio apresentarem padrões de distribuição algo semelhantes entre si ao longo da área, leva a que a razão entre os dois elementos mostre valores elevados nas zonas anómalas, enquanto nas zonas de onde as distribuições entre os dois se verificam mais discordantes, designadamente o canto SW da área, a razão diminui devido a uma subida na concentração de K, mas não de U.

A distribuição da razão Th/K também reflecte bastante as variações da distribuição do K, já que o Th é muito pouco oscilante, e restringe-se somente à zona mineralizada, sendo esta razão especialmente baixa na faixa adjacente ao filão, a Este. A distribuição da razão U/Th mostra duas grandes zonas de valores elevados, relacionadas, a Norte, com o facto de o U apresentar uma larga zona de aumento, e a sul devido a um incremento da concentração de U associado a uma diminuição de Th.

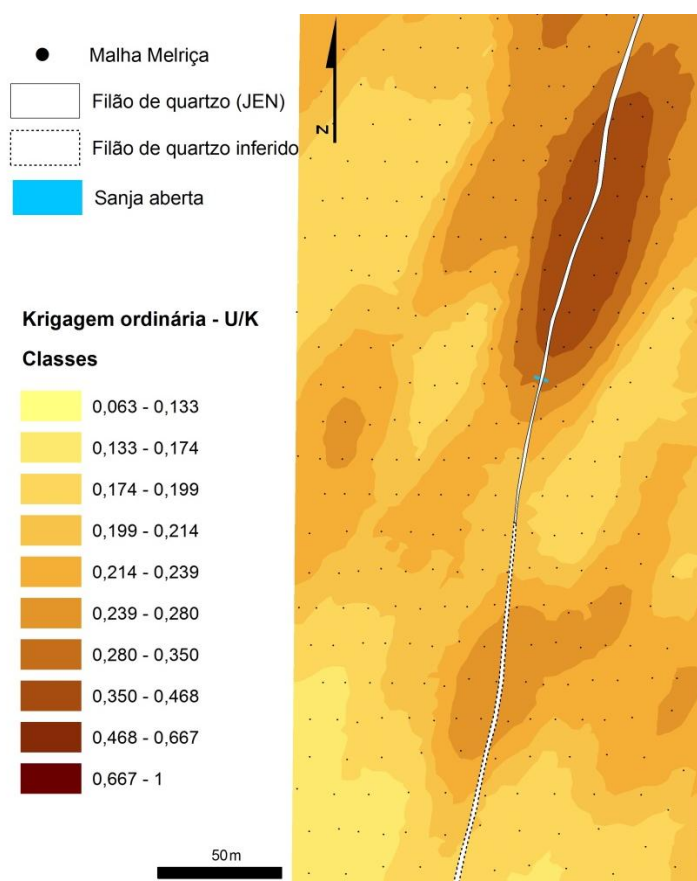


Fig. 4.35 Mapa de distribuição por krigagem dos dados da razão U/K da área da Melriça

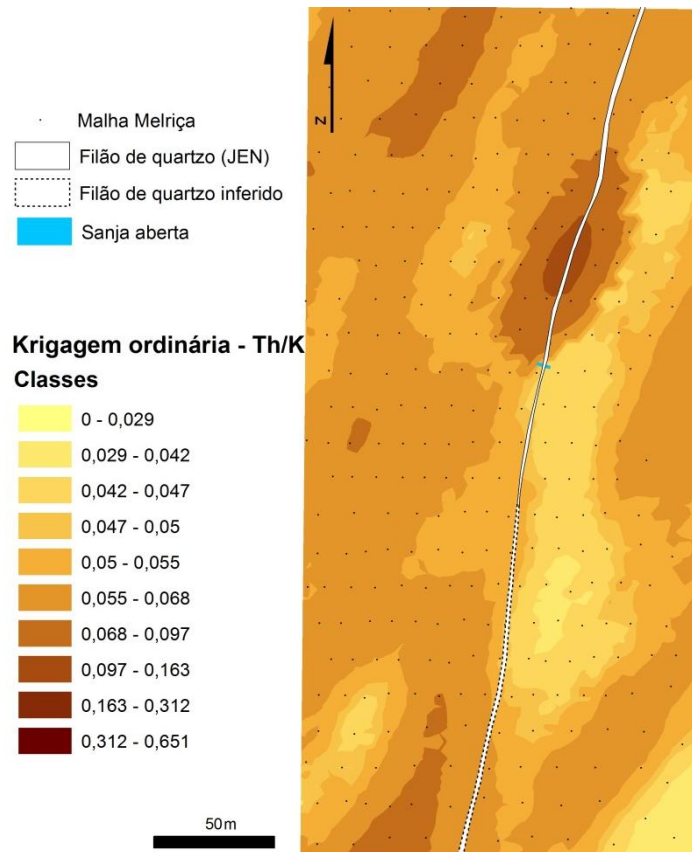


Fig. 4.35 Mapa de distribuição por krigagem dos dados da razão Th/K da área da Melriça

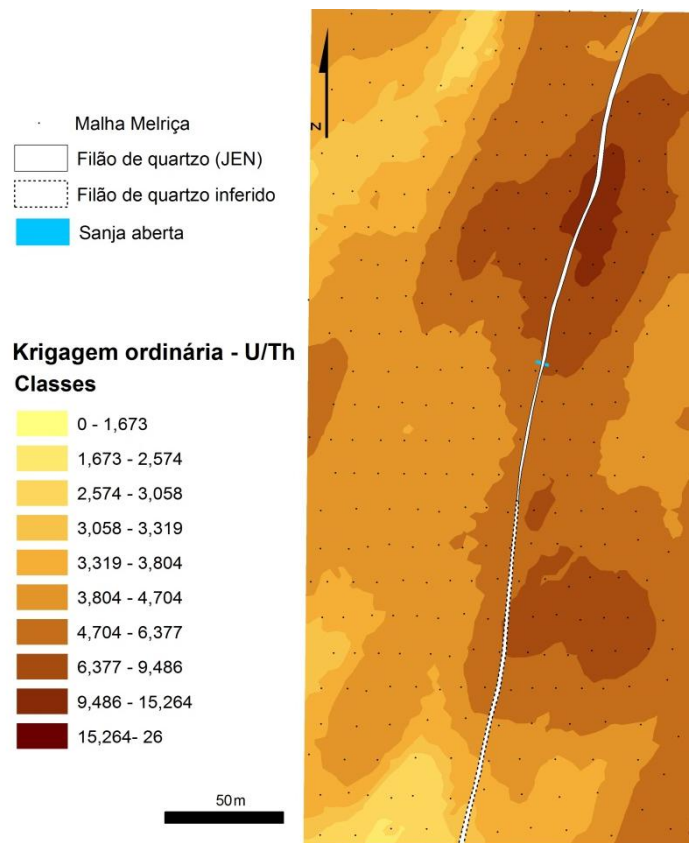


Fig. 4.36 Mapa de distribuição por krigagem dos dados da razão U/Th da área da Melriça

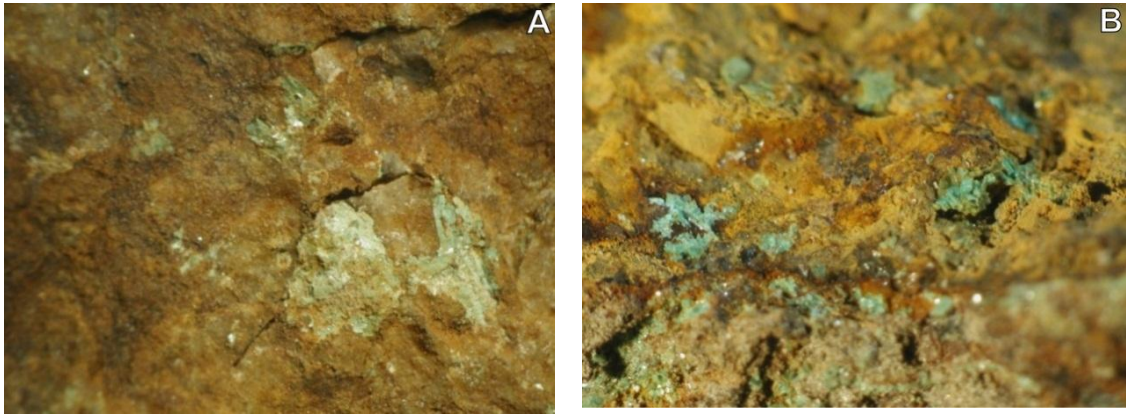
### 4.3.2 Caracterização mineralógica

As amostras colhidas da zona mineralizada da Melriça, que correspondem ao filão de quartzo ao qual está associada a anomalia, mostram um elevado grau de impregnação de minerais de urânio na superfície (Fig. 4.37). O difractograma obtido para estes minerais depois de separados das amostras indica tratar-se de meta-torbernite ( $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ ), tal como já observado no Tarabau. Os picos que não são atribuíveis ao padrão de difracção da meta-torbernite são de fraca intensidade, impedindo uma classificação da fase a que pertencem (difractograma no anexo 4).



**Fig. 4.37** Exemplo de amostra de mão colhida para a separação dos minerais de urânio que se encontram na sua superfície. O quartzo está completamente revestido por óxidos/hidróxidos de ferro

O quartzo da estrutura filoniana encontra-se frequentemente coberto por material ferruginoso de cor sobretudo alaranjada, mas também variando em zonas de tons que vão desde o amarelo ao preto. É fundamentalmente sobre esta cobertura que se desenvolvem os cristais de meta-torbernite, por vezes formando uma capa lamelar na superfície (Fig. 4.38A), outras vezes como agregados anédricos de dimensão considerável, e outras ainda em cristais perfeitamente euédricos (Fig. 6.38B). Existem ainda ocasiões mais raras em que os minerais estão pulverulentos e de cor muito mais clara nestas mesmas superfícies. De facto, a tonalidade destes minerais na Melriça é, no geral, de um verde mais esbatido que no Tarabau, contudo, não se registam disparidades composicionais detectáveis que justifiquem esta diferença na tonalidade. Por vezes encontram-se cavidades no quartzo que estão frequentemente preenchidas por óxidos/hidróxidos de Fe, por vezes misturados com os minerais uraníferos.



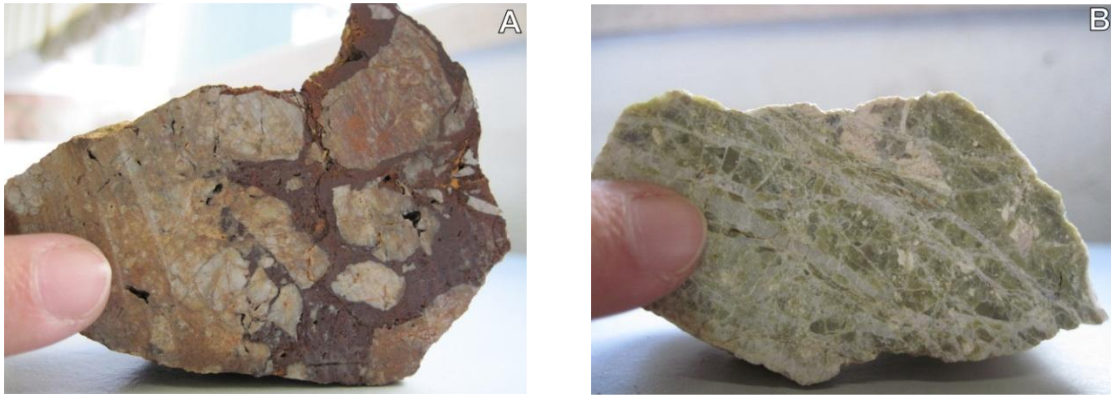
**Fig. 4.38** Microfotografias obtidas à lupa binocular com exemplos de mineralização na superfície de quartzo coberto por óxidos de Fe. A: em cristais colados à superfície, na amostra MR-5. Ampliação 6x. B: em agregados cristalinos bem desenvolvidos, na amostra MR-3. Ampliação 9x

Na única sanja que se encontra aberta, observa-se que o preenchimento do filão principal corresponde a uma brecha de quartzo. Apresenta uma mistura de texturas formadas por quartzo leitoso ou hialino, por vezes róseo ou ligeiramente fumado, entrecruzado por finos veios preenchidos por óxidos/hidróxidos de Fe. Foi também possível observar quartzo com hábito radial com crescimento de cristais euédricos (Fig. 4.39).

Na zona Sul do plano de trabalho, a brecha de cimento hematítico estudada, adjacente ao filão principal, caracteriza-se por um cimento de óxidos de Fe vermelho forte e grãos de quartzo brechóide, que também se encontra atravessado por veios de óxidos/hidróxidos de ferro (Fig. 4.40A). Já a amostra de granito sericitizado consiste numa rocha verde intensamente cruzada por veios de quartzo de várias espessuras (Fig. 4.40B).



**Fig. 4.39** Amostra MR-FQ do filão quartzo da sanja aberta, depois do corte em serra



**Fig. 4.40** A: Amostra MR-LN da brecha hematítica, depois de corte com serra; B: Amostra MR-LS da zona sericítica, depois de cortada em serra

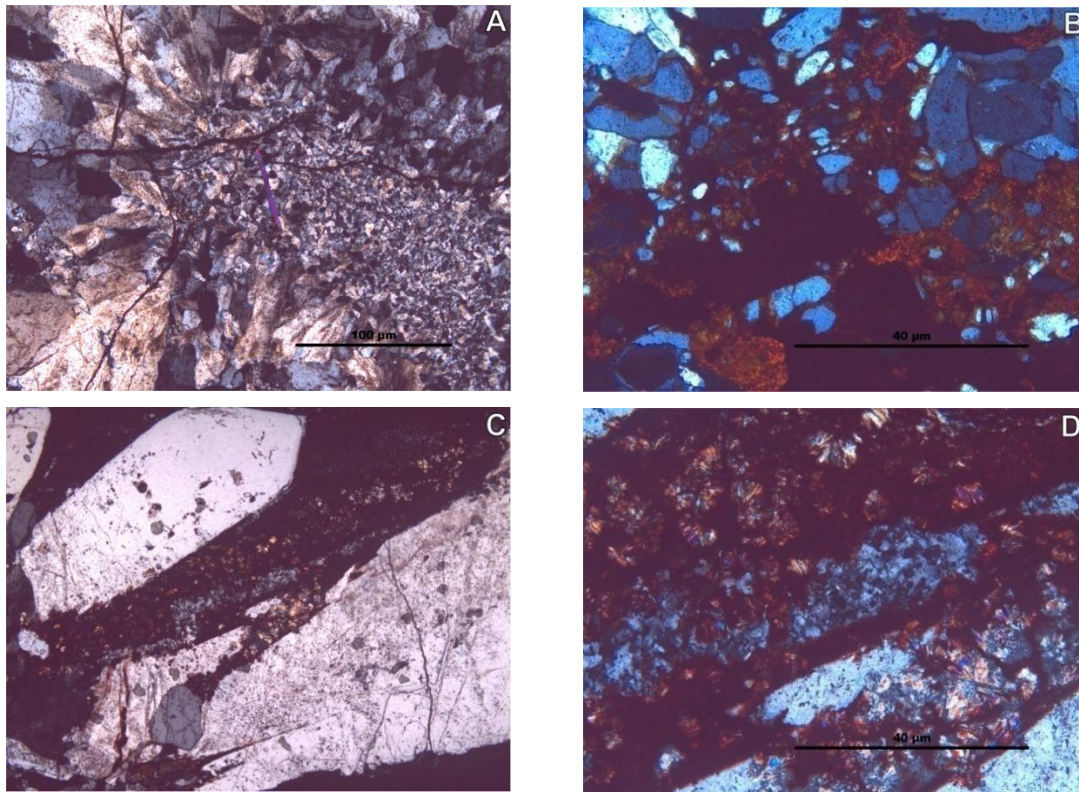
A observação em lâmina delgada mostra que o quartzo do filão se encontra deformado e fracturado, entrecruzado por veios de óxidos/hidróxidos e de outras gerações de quartzo (Fig. 4.41A e B). Em alguns destes veios ocorrem moscovites tardias, de hábito radial (Fig. 4.41C e D), ou em cristais de hábito lamelar pouco deformados.

A zona de brecha de cimento hematítico consiste numa matriz rica em óxidos/hidróxidos de ferro e grãos de quartzo polvilhados de óxidos nos interstícios e cavidades da sua estrutura (Fig. 4.42A). Foi ainda observada pirite em muito pequena quantidade (Fig. 4.42B).

A zona sericitizada, constituída por uma matriz de moscovite microcristalina é cortada por filonetes de quartzo, o qual se apresenta fracturado e com extinção ondulante resultante da sua deformação. Os espaços entre a moscovite e os veios de quartzo encontram-se preenchidos por óxidos/hidróxidos de ferro. Existem, todavia, grãos de tamanho maior e sem deformação aparente, provavelmente de uma geração de quartzo posterior àquela que está deformada, passando-se o mesmo com a moscovite (Fig. 4.43A).

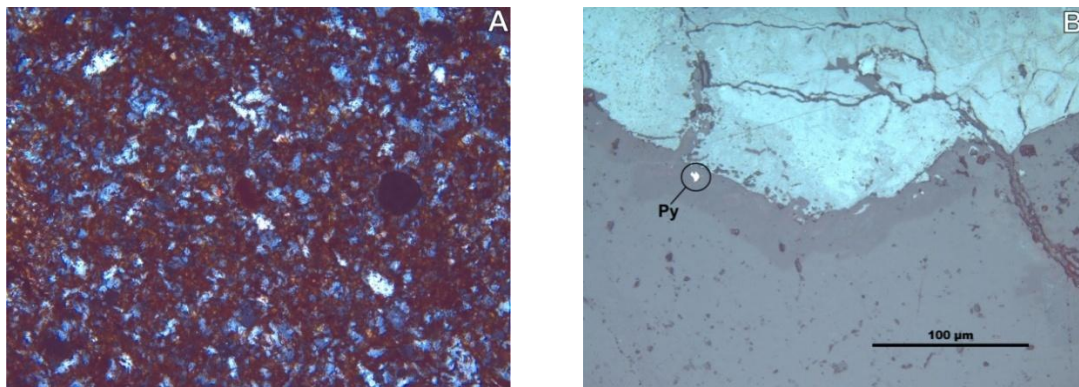
Alguns cristais de feldspato alcalino ainda são discerníveis mas encontram-se muito alterados restando apenas o contorno original dos grãos. Em casos extremos trata-se já de um processo de argilização para ilite, apesar de conterem relíquias do feldspato original.

As micas tardias apresentam o crescimento radial, e testemunham certamente um episódio hidrotermal tardio (Fig. 4.43B).

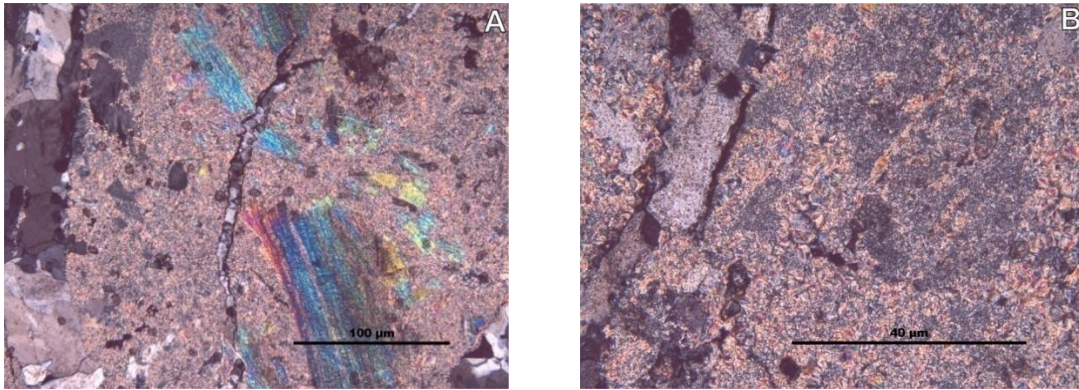


**Fig. 4.41** Microfotografias de amostras da Melriça apresentando vários aspectos

A: Amostra MR-2, de quartzo com diferentes partições e um cristal de moscovite sobre o quartzo; B: óxidos de ferro a ocupar os interstícios dos grãos de quartzo na mesma amostra que A; C: Grãos de quartzo de grandes dimensões atravessados por veios de óxidos com moscovites tardias, na amostra MR-FQ. Ampliação 5x; D: Pormenor das moscovites com crescimento radial, da mesma amostra que C



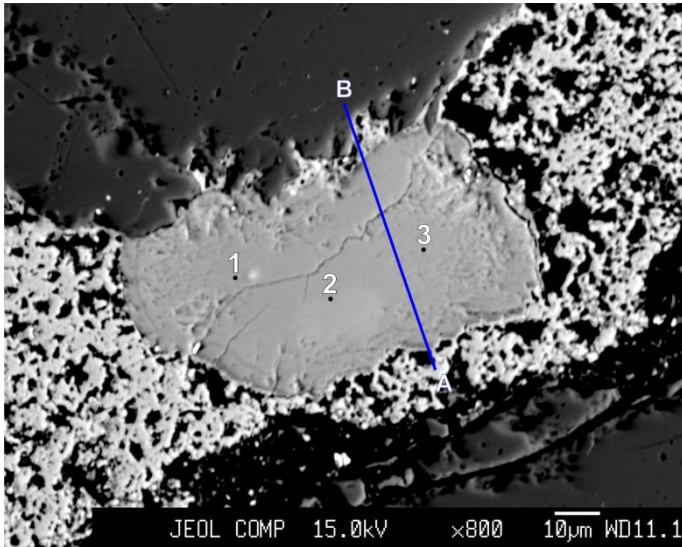
**Fig. 4.42** A: óxidos/hidróxidos de Fe nos interstícios dos grãos de quartzo na amostra MR-LN. Ampliação 20x; B: zona de contacto entre o quartzo e o cimento de óxidos/hidróxidos de ferro, em que se observa um grão de pirite nessa zona



**Fig. 4.43** Microfotografias da amostra MR-LS A: Veios de quartzo a atravessar a matriz moscovítica microgranular e a romper cristais maiores de moscovite B: Pormenor da matriz com micas em crescimento radial, da mesma amostra

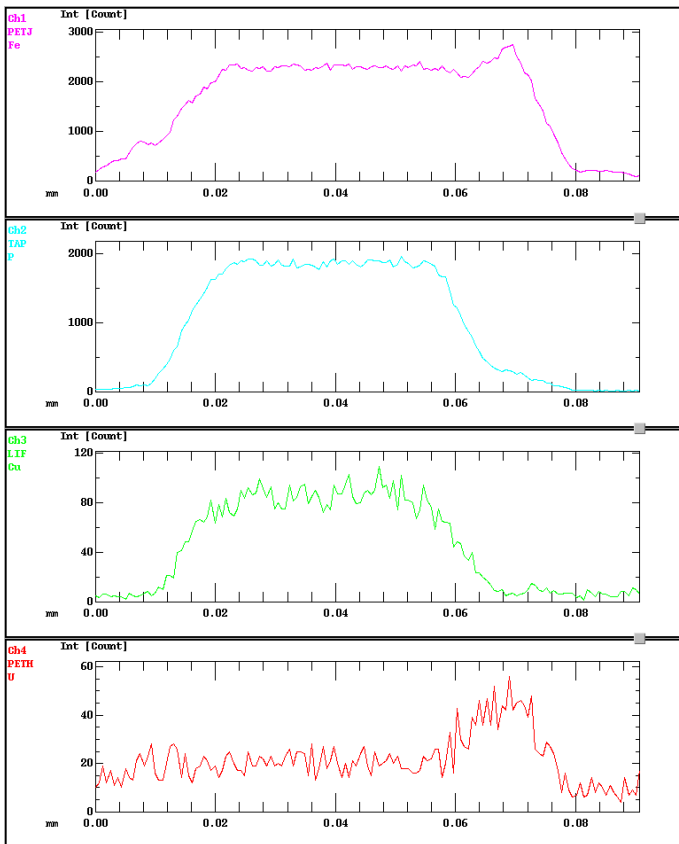
As análises de Microsonda Electrónica foram efectuadas numa amostra de filão de quartzo mineralizado (MR-2) e na brecha de cimento hematítico (amostra MR-LN). A esta escala, no interior de fracturas preenchidas por óxidos/hidróxidos de Fe, alguns cristais analisados denotam uma composição intermédia entre um mineral fosfatado com uma presença significativa de Cu, e o envolvente composto por hidróxidos de Fe. O urânio não tem expressão analítica, mostrando apenas um ligeiro sinal no bordo do grão em contacto com os óxidos/hidróxidos de Fe (Fig.4.44). Foram ainda obtidos perfis composicionais para Fe, P, Cu e U nesta zona da amostra, que evidencia estes aspectos.

Obtiveram-se análises da mistura de óxidos e hidróxidos que preenchem o veio que atravessa a amostra (Tab. 4.9). A composição deste material é variada, e como se mostra na Fig. 4.45A, surge no seguimento de uma zona com um padrão textural de escorrência, com constituição similar (obtida por EDS), que parece encontrar-se em processo de alteração (Fig. 4.45B). Pese embora as características ópticas observadas serem similares às das micas, a presença de P e de urânio, em associação com o ferro (como tem sido sempre observado), pode indicar que se está provavelmente na presença de um estágio intermédio da alteração dos fosfatos hidratados de urânio.

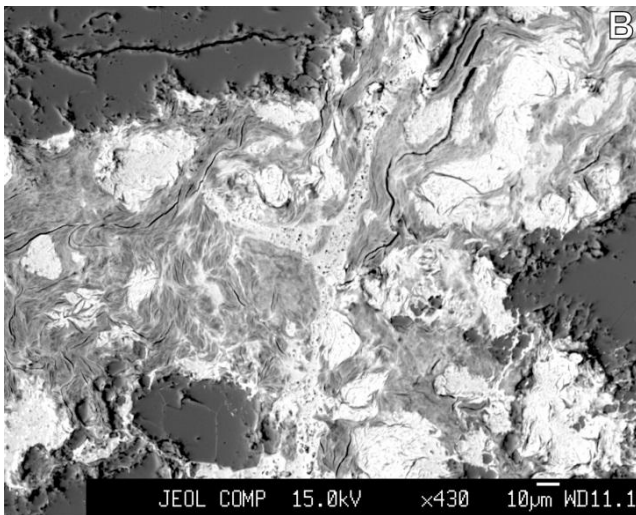
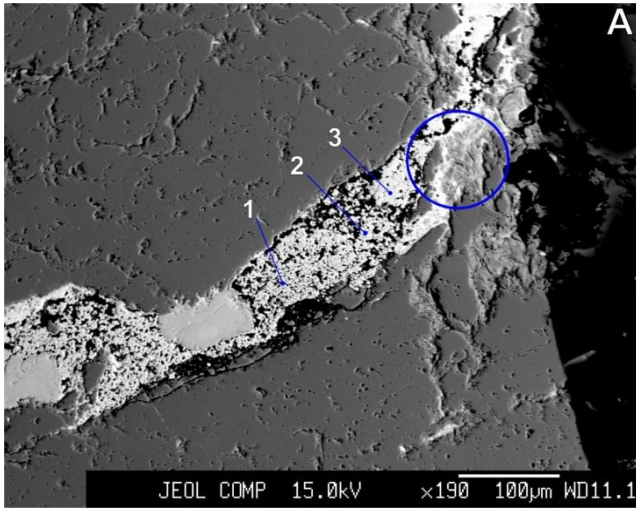


**Tab. 4.8** Composições químicas em percentagem de óxidos dos pontos analisados para a amostra MR2

	1	2	3
CaO	0,063	0,062	0,053
Na <sub>2</sub> O	0,024	0,056	0,034
BaO	-	0,048	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,092	1,104	1,2
SiO <sub>2</sub>	0,111	0,078	0,091
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	41,933	41,649	41,51
ZnO	0,068	0,008	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,109	0,09	0,117
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0,054	0,021
SO <sub>3</sub>	0,034	0,022	0,051
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	32,905	32,357	32,765
CuO	7,017	6,845	7,413
UO <sub>2</sub>	0,113	0,127	0,138
H <sub>2</sub> O	16,529	17,502	16,543
<b>Total</b>	<b>99,998</b>	<b>100,002</b>	<b>100</b>



**Fig. 4.44** Microfotografia obtida por SEM da amostra MR2 com a localização das análises químicas e do perfil composicional B-A efectuado para Fe, P, Cu e U (ao lado)



**Tab. 4.9** Composições químicas em percentagem de óxidos dos pontos analisados no material de um veio da amostra MR2

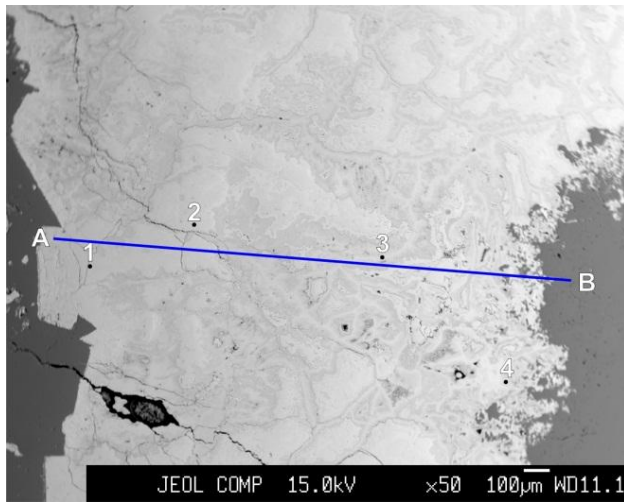
	1	2	3
CaO	0,081	0,089	0,115
Na <sub>2</sub> O	0,007	0,058	0,02
BaO	0,051	-	0,04
MnO	0,06	0,089	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,896	1,927	1,783
SiO <sub>2</sub>	0,665	0,674	1,351
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	73,026	71,747	71,899
ZnO	0,006	-	0,11
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,1	0,11	0,076
SO <sub>3</sub>	0,005	0,047	0,006
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	6,055	5,867	5,56
CuO	0,806	0,872	0,952
UO <sub>2</sub>	0,966	0,888	0,66
H <sub>2</sub> O	16,243	17,633	17,422
Total	100,003	100,001	100

**Fig. 4.45** Microfotografias obtida por SEM da amostra MR2

**A:** geral e respectivas análises químicas, e a marcação da zona a que se refere a foto da Fig.4.45B.

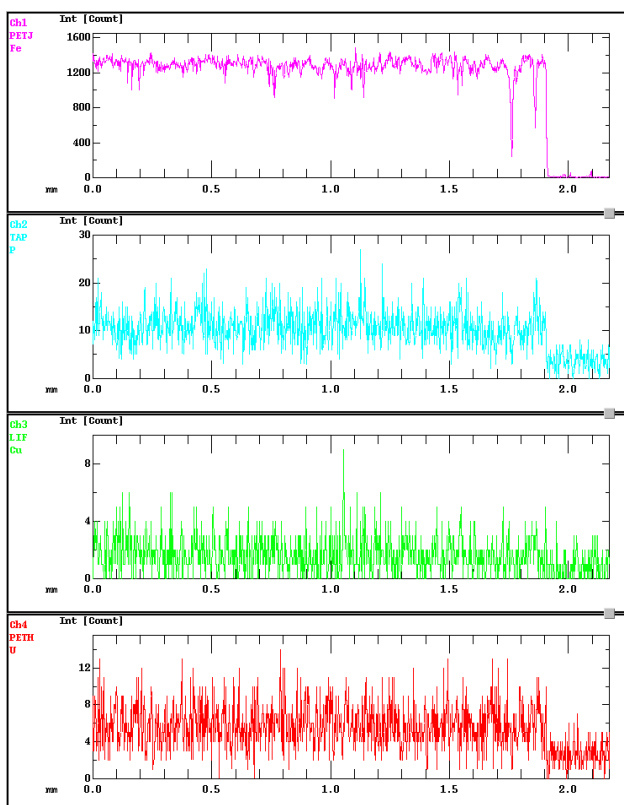
**B:** pormenor da foto anterior, com o aspecto de escorrência no veio

A amostra da brecha revela vastas áreas de óxidos/hidróxidos de Fe, com texturas irregulares, semelhantes às que se observavam em microscópio, típicas da cristalização deste género de minerais (Fig. 4.46). As análises pontuais mostram uma composição quase exclusivamente de Fe e água, com outros elementos incorporados em pequena quantidade, tais como Si, Al, Zn, típicas de hidróxidos (goethite; lepidocrocite). Já o perfil efectuado, pese embora o ruído do sinal, demonstra claramente a existência, ainda que de forma vestigial, de P e U. A queda abrupta do sinal dos perfis, ao entrar na zona do quartzo reforça esta observação.



**Tab. 4.10** Composições químicas em percentagem de óxidos dos pontos analisados da amostra MR-LN

	1	2	3	4
CaO	0,085	0,094	0,068	0,053
Na <sub>2</sub> O	0,058	0,033	-	0,018
BaO	0,001	0,043	0,011	0,024
MnO	0,026	0,039	0,079	0,052
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,189	0,185	0,521	0,645
SiO <sub>2</sub>	3,141	2,284	3,257	3,525
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	88,071	88,166	88,905	87,611
ZnO	0,853	0,79	0,082	0,289
MgO	0,109	0,214	0,021	0,021
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,1	0,086	0,047	0,071
SO <sub>3</sub>	0,014	0,087	0,032	0,044
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,065	0,067	0,091	0,112
CuO	0,178	0,403	-	0,024
UO <sub>2</sub>	0,09	0,049	0,084	0,07
H <sub>2</sub> O	7,013	7,425	6,801	7,413
Total	100	99,999	99,999	99,996



**Fig. 4.46** Microfotografia obtida por SEM da amostra MR-LN com as texturas dos oxihidróxidos de Fe e respectivas análises químicas, e a sua localização na amostra, bem como o perfil composicional A-B para Fe, P, Cu e U

## 5. DISCUSSÃO

Atendendo aos objectivos propostos, a discussão deste trabalho far-se-á com base nos resultados obtidos para cada uma das três mineralizações e numa perspectiva de ligação entre as três ocorrências uraníferas. Será igualmente apresentado um enquadramento geral das hipóteses sugeridas para a origem destes depósitos minerais.

A adequação das técnicas de prospecção radiométrica utilizadas é verificada para cada ocorrência pela comparação com os levantamentos antigos, que deram origem aos trabalhos mineiros subsequentes, e como exercício de comparação para uma extensão maior. A radiometria antiga aqui apresentada foi efectuada pela JEN nos anos 60 nas áreas em estudo, recorria ao cintilómetro SPP2, tal como o utilizado neste trabalho, ou a detectores idênticos, produzindo mapas de isolinhas pelos valores radiométricos medidos. O interesse dos levantamentos dos espectros individuais de U, Th, K, bem como das razões entre eles, não pode ser comparado, visto ser uma técnica mais recente, mas será também abordado.

Assim, a discussão dividir-se-á em cinco pontos:

- I. Geologia e radiometria no jazigo de Nisa*
- II. Geologia e radiometria na ocorrência do Tarabau*
- III. Geologia e radiometria na ocorrência da Melriça*
- IV. Assinatura geoquímica e radiométrica regional*
- V. Guias para prospecção destes tipos de jazigo*

### ***I. Geologia e radiometria no jazigo de Nisa***

Através das observações de campo no jazigo e das amostras colhidas, verifica-se que a cor negra dos xistos, atribuída ao conteúdo em matéria orgânica na prospecção antiga, alterna localmente camadas mais escuras, com lenticulas com fracções argilosas predominantes. Estas fracções, menos ricas em matéria orgânica, são constituídas por filossilicatos resultantes de cloritização, sericitização, e provável esmectização dos constituintes iniciais da rocha.

O quartzo é muito frequente nos metassedimentos na área estudada de Nisa, ocorrendo sobretudo ao longo de filonetes de espessura e direcções variáveis, mas predominantemente paralelos à xistosidade. Campos (1991) classifica os filões de quartzo nos metassedimentos do GB da zona de contacto como de exsudação preenchendo as numerosas falhas desta zona

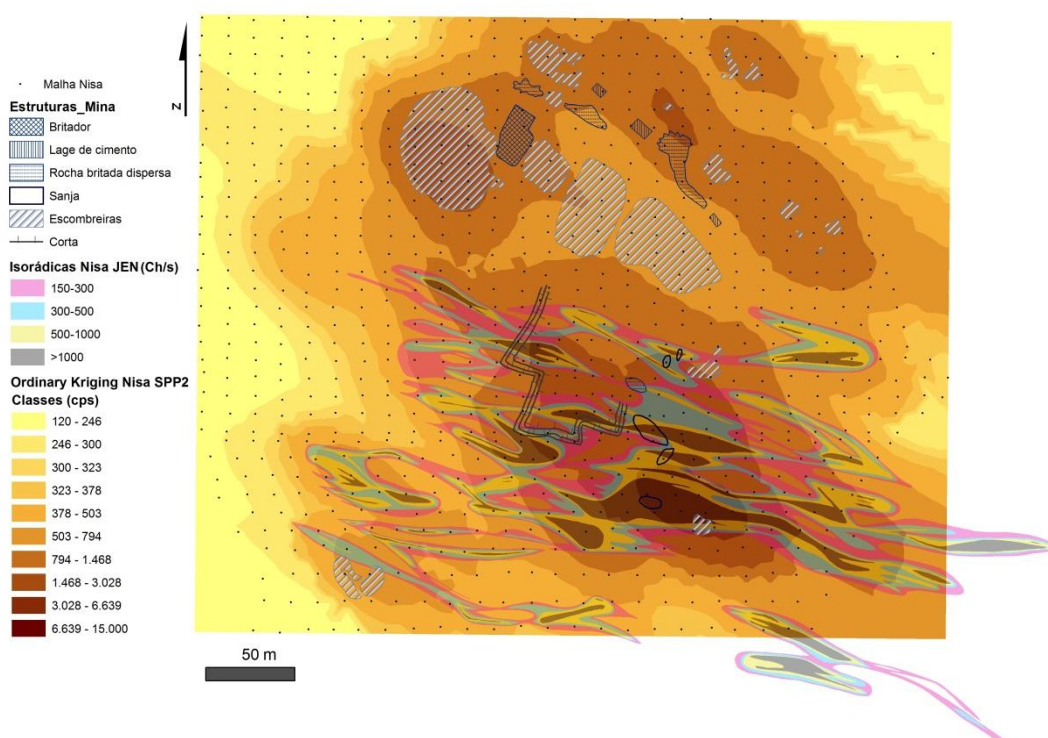
(numa frequência de 3-4 falhas por 100 m, segundo o autor), com uma direcção predominante N55-60°W e N75-80°W. Esta orientação segue, grosso modo a orientação de  $S_0$ . Já Carvalho *et al* (2009) descrevia pequenos filões de quartzo de exsudação na Formação de Perais, pertencente ao GB. De facto, os filitos e xistos micáceos, como é o caso, possuem grandes quantidades de quartzo na sua constituição, que pode ser remobilizado por *stress* tectónico. O quartzo pode assim, nestas rochas metamórficas, formar veios ou lenticulas paralelas à xistosidade.

As lenticulas de quartzo, presumivelmente remobilizadas da rocha circundante, podem ver a sua estrutura em camadas perturbada por processos resultantes da deformação da rocha, que incluem a recristalização mineral em certos domínios. Os processos de deformação são também responsáveis por estiramentos, fissuramentos e reaberturas de planos. Os porfiroblastos de cordierite respondem ainda de forma incipiente, a uma última fase de deformação, apresentando por vezes alongamento dos grãos. Já o facto dos filonetes de quartzo se encontrarem por vezes fracturados ou deslocados, levaram Peres (1959) a afirmar dever-se a uma disposição anterior à instalação do Maciço de Nisa.

A grande importância destas estruturas prende-se com o facto de poderem estar relacionadas com a instalação da mineralização de urânio. Os trabalhos de prospecção geofísica antigos e os agora efectuados na área evidenciaram os níveis mais altos de radioactividade associados às pequenas fissuras nos planos de xistosidade, onde foram também colhidas amostras com fosfatos de urânio. Estes constituem locais preferenciais de deposição, juntamente com as zonas de alteração com preenchimento argiloso e limonítico. Assim, além de atestar a importância da direcção do  $S_0$  no controlo dos eventos mineralizantes, pode indicar, como sugerido por Ferrão (1960) que algumas fissuras são o resultado da abertura dos planos de xistosidade e conseqüente alteração da rocha e serem simultaneamente locais que facilitam a passagem de fluidos. Apesar de os filonetes observados apresentarem pequena possança, conforme observado na amostra NS OX, a dispersão verificada da mineralização pode ser atribuída em parte ao entre cruzamento dos feixes de litoclasses que cruzam os xistos e estão preenchidos por minerais uraníferos.

Os resultados do perfil composicional na Microsonda Electrónica revelaram a associação entre ferro, fósforo e urânio principalmente ao longo dos planos de xistosidade e fracturas, denotando assim o modo de disseminação dos minerais uraníferos nos metassedimentos de Nisa. O facto de a saleíte, um fosfato de uranilo com Mg, ser o mineral identificado em Nisa, será objecto de discussão mais à frente.

Em Nisa, o padrão radiométrico local é comparado com os resultados da JEN na Fig. 5.1, sendo de salientar que a radiometria efectuada pela JEN foi obtida em condições de terreno anteriores à abertura da corta experimental, mas após a abertura das sanjas, enquanto a radiometria actual se encontra mascarada pela presença de estruturas de apoio à mina e das pilhas de escombrelas acumuladas e consequente redistribuição de massas rochosas à superfície. A malha utilizada pela JEN foi de 20 x 10 m, e de 10 x 10 m nas zonas de valores mais elevados.



**Fig. 5.1** Sobreposição da distribuição da radiometria antiga (JEN) sobre a actual, na área de Nisa

A radiometria da JEN apresenta-se algo mais enviesada e concordante com a orientação da xistosidade. A distribuição radiométrica da parte Norte do plano de trabalho actual recebe a influência das escombrelas e vestígios das estruturas de apoio à mina, que resultam em algumas manchas de valores mais elevados ou ligeiramente deslocadas em relação a esses locais, o que indicia alguma dispersão de material para NE. Curiosamente, a zona com valores mais elevados, em ambas as campanhas, não corresponde ao local onde se encontra a corta experimental.

O plano de contagens radiométricas fornece uma imagem muito aproximada da distribuição da mineralização uranífera dos depósitos superficiais, mostrando que deverão ser numerosas as faixas de mineralização. Perante o carácter disseminado do U, deve-se ponderar

a utilização de malhas de leitura apertadas, chegando aos 5 x 5 m. Já Limpo de Faria (1965) sugeria uma rede dessa ordem para este tipo de jazigos, após as observações efectuadas. De facto, nas zonas mais ricas a malha deve permitir a delimitação das estruturas mineralizadas e/ou condutoras de mineralização, de modo a demarcar subseqüentes trabalhos mineiros, sobretudo em ocorrências disseminadas.

Verifica-se, pelo variograma, que nesta área os pares de pontos deixam de estar espacialmente correlacionados quando a distância entre eles é de 175 m. Este valor de distância, algo elevado, é comum para uma área analisada de pequena extensão, com grande parte dos pontos associados ao fenómeno mineralizante, como é o caso.

## **II. Geologia e radiometria na ocorrência do Tarabau**

A mineralização uranífera do Tarabau, do tipo filoniano, está associada a um filão de quartzo, cuja instalação numa fractura com movimentação que corta o Granito de Nisa, provocou o esmagamento no encosto com a rocha encaixante alimentando assim a percolação de fluidos meteóricos e oxidantes, e que está bem patente no processo de alteração e no enchimento limonítico dos encostos. Fernandes (1979) descreve que a parte N do veio, mineralizada no encaixante granítico, resulta numa mineralização disseminada na transição para o xisto. Porém, através de uma primeira pesquisa geral por cintilometria, essa continuidade não foi detectada.

As texturas descritas nas amostras de mão colhidas revelam a precipitação de várias gerações de quartzo. Já Mesquita (1959) sugeria uma primeira fase de instalação de quartzo branco maciço intensamente brechificado, possivelmente com sucessivas fases de esmagamento e reabertura, com recristalização e silicificação intensas nas quais se depositaram cristais zonados de quartzo fumado, ametista, opala e calcedónia, indo ao encontro do que foi observado.

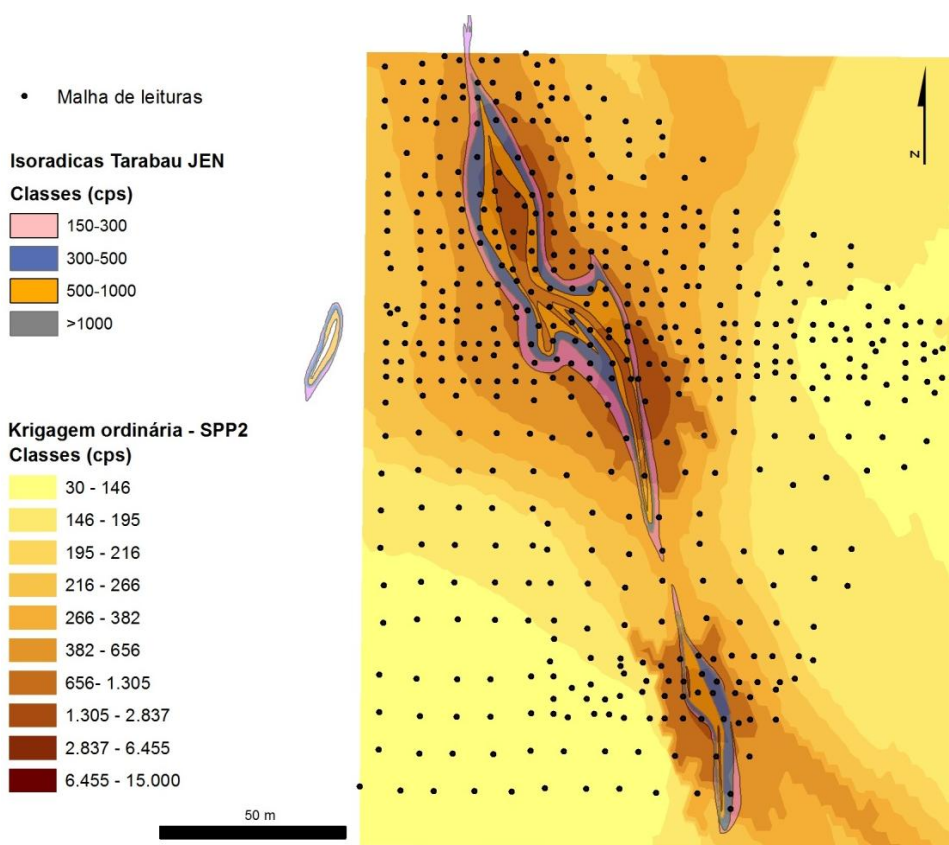
As amostras com textura em feixes entrecruzados e preenchimentos de algumas cavidades poderão resultar de fenómenos de recristalização da rocha envolvente ou mesmo do quartzo do filão, já que apresentam uma textura microgranular. As inclusões fluidas sobre o quartzo fumado, observadas com frequência nas lâminas delgadas, tendem a desaparecer sobre o domínio leitoso.

O mapeamento dos elementos radioactivos na área de trabalho do Tarabau, representados pelos mapas de krigagem, evidencia uma distribuição das zonas anómalas em bolsadas. As classes de valores elevados de Th restringem-se a pequenas áreas, quando comparados com as restantes variáveis, o que se deverá ao facto de o Th se encontrar

preferencialmente na forma de ião Th(IV), mais imóvel, o que pode explicar que as suas concentrações sejam mais localizadas nos pontos das sanjas abertas onde indubitavelmente ocorre a mineralização, não sofrendo contudo dispersão a partir destes pontos.

O K é um bom indicador de alteração em granitos (IAEA, 2003), pelo que a sua importante assinatura junto ao filão será indicativa do elevado grau de alteração que se verifica nos encostos desta estrutura. Simultaneamente, o facto de se ter identificado na sanja mais do que uma estrutura filoniana de quartzo com direcções diferentes e da existência de mineralização, é possível que a movimentação associada a este sistema de fracturas tenha dado origem a alteração a este nível. Já a razão U/K mostra que estes elementos têm padrões de distribuição semelhantes ou estão associados aos mesmos padrões de alteração.

A sobreposição de mapeamentos radiométricos do Tarabau é apresentada na Fig. 5.2, em que ambas as campanhas mostram três zonas de maior interesse na área de trabalho, e uma pequena área fora desse plano, na radiometria antiga.



**Fig. 5.2** Sobreposição da distribuição da radiometria antiga (JEN) sobre a actual, na área do Tarabau

As duas campanhas de radiometria obtêm, grosso modo, resultados semelhantes, com as zonas de radiometria total mais elevada a definir a zona do filão e encostos mineralizados, enquanto os valores mais baixos correspondem à rocha encaixante. Apesar do mapeamento antigo ser restrito às zonas de interesse, e com menos classes de leituras, a radiometria actual, por interpolação, alarga a zona de interesse, e especialmente a W, provocada pela pequena mancha anómala limitada pela JEN. Os intervalos acima dos 500 cps no mapa actual que acompanham o filão, mas que não atingem as contagens máximas, podem corresponder igualmente à existência de mineralização, porém mascarada pela cobertura do terreno.

A inflexão sofrida pelo filão, bem como o empolamento observado na distribuição radiométrica, conjuntamente com observações de campo, sugerem que o sistema filoniano pode resultar do preenchimento de fracturas *en échelon*, de direcção próxima de NE-SW segundo uma distribuição global das mesmas segundo NNW-SSE.

Os variogramas que estiveram na origem dos mapeamentos actuais mostram que os pares de pontos de medições deixam de estar correlacionados entre os 140 m e os 175 m para as variáveis medidas, com excepção da distribuição do U/K, em que este valor desce até aos 60 m. Estes dados encontram-se relacionados com o carácter filoniano destas mineralizações, com correlações mais elevadas segundo a direcção do filão.

### **III. Geologia e radiometria na ocorrência da Melriça**

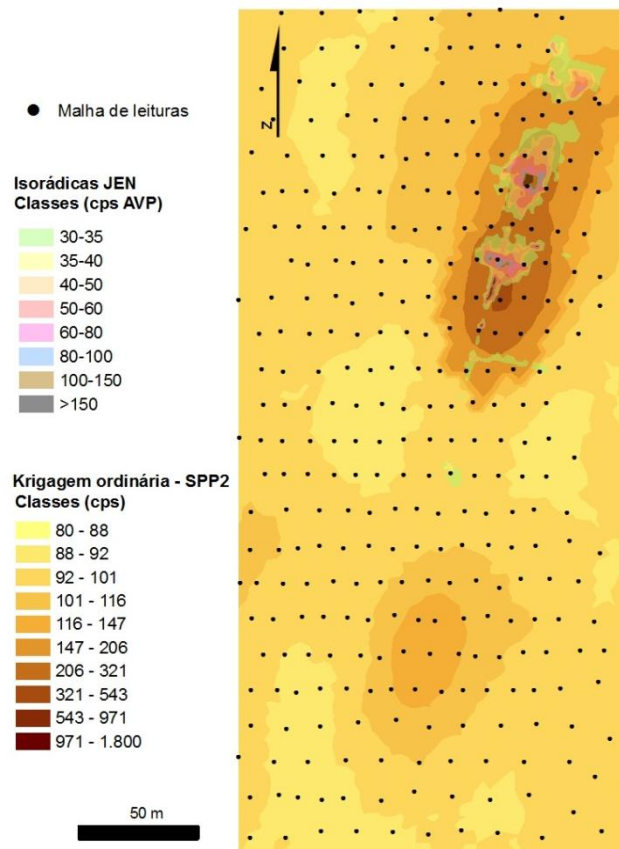
A mineralização da área da Melriça também é do tipo filoniano, associada a uma estrutura de quartzo brechificada, pouco espessa. A zona Sul da área estudada não tem mineralização visível mas apresenta um aumento nas leituras radiométricas. Esta zona da área corresponde a uma fase próxima de pegmatítica do granito, em virtude das dimensões dos cristais e mineralogia apresentada. De facto, são raros em Portugal os afloramentos graníticos que não revelem a presença de filões e massas de material pegmatítico ou aplitopegmatítico de dimensões variáveis (Ramos, 2010), assim como é comum que estas fases pegmatíticas tardias provoquem alterações devido à introdução de fluidos que não estão em equilíbrio com parte da mineralogia do material envolvente.

A chamada brecha de cimento hematítico é constituída por grãos, por vezes euédricos, de quartzo com deformação. Os óxidos de ferro amorfos presentes na matriz foram extraídos de uma das amostras deste local, pelo método do reagente de *Tamm*, na tentativa de identificar os óxidos e hidróxidos cristalinos constituintes da amostra. Este método promove a dissolução do Fe, por redução das fases amorfas, diminuindo o ruído nos difractogramas, deixando os óxidos

cristalinos, como a hematite ( $\text{Fe}^{3+}$ ) na amostra, para identificação. Este processo mostrou-se ineficiente, apesar das várias repetições do processo de separação do sobrenadante, devido à presença abundante dos referidos óxidos amorfos, inviabilizando assim a diferenciação e identificação mineralógica destas fases. Esta matriz terá sido formada pela oxidação de sulfuretos, dos quais restam agregados muito alterados, ou de possível magnetite, frequente como mineralização secundária nos depósitos de P da região.

Nesta mesma zona, a intensa seritização de feldspatos dá origem a agregados de moscovite fina. O desenvolvimento da sericite bem como o facto de se terem observado cristais de moscovite radial são um indicador de fenómenos hidrotermais nesta área. Visto a moscovitização e a cloritização poderem ser reacções que dependem da evolução secundária do maciço em eventos de hidratação (Cathelineau, 1983), esta área estará relacionada com esta fase pegmatítica tardia da evolução do granito.

A sobreposição radiométrica no caso da Melriça só é válida para a zona Norte da área de trabalho, já que é a que se sobrepõe à prospecção de urânio efectuada pela JEN (Fig. 5.3). A metade Sul, mostrando uma delimitação de interesse em termos radiométricos, além de litológicos, só foi estudada no levantamento actual. O detector usado pela JEN foi um AVP 400, em que 1 cps AVP é grosseiramente equivalente a 10 cps SPP2 (Palmer, 2010), facto que se deverá ter em consideração de modo a comparar as campanhas.



**Fig. 5.3** Sobreposição da distribuição da radiometria antiga (JEN) sobre a actual, na área da Melriça

A radiometria da JEN mostra ser mais refinada localmente e um bom auxiliar para a zona mais a Norte da área, que é actualmente de difícil acesso. As zonas caracterizadas por valores radiométricos mais elevados coincidem grosso modo. O facto de a anomalia mais forte nas leituras actuais fechar antes da antiga pode dever-se ao facto de não se ter amostrado todo o canto NE da área que, ainda assim, ficou interpolada como uma zona de altos valores radiométricos.

O patamar nos varigramas é atingido aos cerca de 175 m para todas as variáveis, excepto para o U/Th, em que ocorre pelos 155 m. Estes valores são comparáveis aos obtidos nas distribuições da área do Tarabau, uma mineralização com a mesma tipologia.

#### **IV. Assinatura geoquímica e radiométrica regional**

Ao nível da radiometria, a Melriça é a ocorrência que apresenta os valores mais baixos, no geral, não chegando ao máximo de contagens do aparelho SPP2, ao contrário do que acontece nas zonas mais ricas das outras duas áreas em estudo (Anexo 2). Uma breve análise ao comportamento estatístico univariado das medições mostra que aquela que apresenta a

mediana mais elevada, ou seja o fundo local, é o jazigo de Nisa. A distribuição estatística destas variáveis é típica de uma distribuição assimétrica, com leituras que distam bastante do fundo local e que correspondem às anomalias. De notar que os máximos atingidos em Nisa e Tarabau para o SPP2 correspondem à contagem máxima do aparelho e não necessariamente ao valor máximo real. No granito, a razão U/Th é sempre maior que 1, pelo que o enriquecimento do U em relação a Th é uma constante.

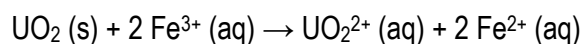
O U e o K apresentam uma co-variação proporcional, facto que associado ao que é sugerido por Cathelineau (1983), segundo o qual os fluidos ricos em potássio seriam favoráveis ao transporte e deposição do U, pode justificar a distribuição dos mesmos halos de dispersão, pese embora o fenómeno mineralizante observado ser supergénico. Adicionalmente, os processos de alteração que conduzem à libertação do K dos feldspatos potássicos ( $KAlSi_3O_8$ ) e a formação de moscovites ( $K_2Al_4(Si_6Al_2O_{20})(OH,F)_4$ ), bem como os fenómenos de oxidação posterior que podem mobilizar o urânio, podem ocorrer espacialmente associados.

A própria moscovitização das biotites, observada por Solá (2007) no Granito de Nisa, poderia ser um fenómeno mobilizador do urânio nestas condições. O Granito de Nisa possui uma abundância relativa de minerais acessórios tais como zircão, apatite, monazite, ilmenite e rútilo, que ocorrem preferencialmente no interior da biotite (Solá, 2007) e que podem servir de hospedeiros ao U. São igualmente descritos raros óxidos de urânio, ficando em aberto a presença destes óxidos em profundidade visto não existirem meios de observação directa da mesma. A ocorrência de urânio em sedimentos de corrente em toda a região envolvente foi verificada por Inverno *et al.* (2007), mostrando que o elemento tem uma associação espacial muito forte com o maciço granítico de Nisa. O mesmo se verifica relativamente à assinatura radiométrica de fundo, que no Maciço de Nisa é muito mais elevada do que nas formações de metassedimentos e zona de contacto (Fig 1.3). Assim, o urânio tem um sinal forte no fundo regional em toda a região estudada.

A ocorrência dos minerais hexavalentes à superfície pressupõe o transporte do U da fonte, quer esta seja em grande ou pequena profundidade, a partir dos minerais onde se encontra (por comparação com os restantes jazigos de U em Portugal, pode corresponder a uraninite e/ou pechblenda quando temos uma mistura de óxidos de U(IV) e U(VI), Th, Pb e elementos das terras raras). Os modelos tendem a apontar para que o urânio possa ser dissolvido e adsorvido em óxidos/hidróxidos de Fe e Ti, hematite, zircão alterado e minerais de argila e transportado por águas superficiais e subterrâneas. O grau de alteração a que as rochas podem estar sujeitas produz uma maior permeabilidade (e vice-versa), facto que pode justificar a maior facilidade de mobilização do U do substrato rochoso, tal como sugerido por Jefferson *et al*

(2007), que dá como exemplo a dissolução incongruente da monazite com lixiviação de U-Th-LREE.

A oxidação dos minerais de U(IV) pode também obter-se por intermédio do  $\text{Fe}^{3+}$  produzido através da oxidação indirecta de sulfuretos de ferro (Oliveira, 2010), num processo de acidificação do meio que pode conduzir à oxidação, além da pirite, de outros minerais, como os óxidos de U. Apresentando apenas a equação de geração de iões uranilo em solução:



O  $\text{Fe}^{2+}$  poderá voltar a ser oxidado, num ciclo de oxidação e produção de uranilo, desde que haja exposição destes minerais a um meio oxigenado. A percolação de águas pelas zonas de fraqueza estrutural da rocha pode ter sido um impulsionador deste fenómeno, disponibilizando as condições oxidantes e já que a presença de sulfuretos é mencionada nos relatórios de prospecção antiga. Murakami (1997) aponta também as clorites como fonte primária de minerais de  $\text{Fe}^{3+}$  como ferrihidrite, goethite e hematite, por alteração. As várias reacções necessárias a este processo podem ser também auxiliadas por outros factores tais como bactérias específicas que incluem as redutoras do sulfato mas, mais uma vez, em ambiente superficial.

Os óxidos-hidróxidos de Fe são abundantes nos filões mineralizados preenchendo zonas de esmagamento, ou fracturas e microfracturas, sendo inequívoca a relação espacial entre estes e os minerais de U. Contudo, as relações texturais apontam para que uma parte destes óxidos e hidróxidos de Fe sejam efectivamente posteriores à formação dos fosfatos de uranilo, em alguns casos essas relações texturais apontam mesmo para a substituição dos fosfatos.

Alguma da literatura dedicada a este assunto sugere que os óxidos-hidróxidos de Fe desempenham um papel fundamental na formação dos minerais de U, nomeadamente devido à facilidade com que o U forma complexos na superfície destes e de outros minerais. O U (VI) é adsorvido por uma grande variedade de minerais e fases relacionadas, onde se incluem argilas, óxidos, silicatos e material orgânico natural. Giammar (2001), num trabalho de sorção de U em sistemas mono-minerálicos de goethite, hematite e ferrihidrite verificou que a sorção do urânio ocorre através da formação de complexos na superfície. A precipitação na superfície acontece em condições próximas ou excedendo a solubilidade dos minerais de uranilo (sobressaturação), enquanto no caso de o sistema se encontrar subsaturado, é a adsorção que domina a mobilidade do U (Giammar, 2001). Já Ilton *et. al* (2010) referem a possibilidade de a dissolução da meta-torbernite e demais fases minerais de U precipitadas estar relacionada com eventos de

recarga de água subterrânea, seguido de transporte e adsorção do urânio a *coatings* minerais a diferentes profundidades.

Embora o fósforo se encontre disponível em minerais como a apatite, monazite e outros fosfatos, inclusive em acumulações outrora exploradas, a sua baixa solubilidade limita enormemente a possibilidade de constituírem a principal fonte de fósforo. Neste aspecto, a componente orgânica presente nos xistos encaixantes ao granito pode constituir uma possibilidade. A identidade dos fosfatos de urânio resulta do catião na camada hidratada e de uma forma geral, parece ser um indicador do ambiente geoquímico local. Assim, o facto de a torbernite ser o fosfato mais comum nestas mineralizações pode encontrar na alteração de sulfuretos primários a fonte de Cu necessária à sua formação. Já a incorporação de Ba no sistema é sempre posterior, o que é visível pelas relações texturais entre a torbernite e uranocircite, e pode facilmente provir da alteração dos feldspatos no encaixante granítico, já que as acumulações de barite, embora existentes na região, são raras e não se encontram próximas das mineralizações uraníferas (essas, sim, abundantes). O facto de apenas na área de Nisa, em pleno encaixante de xisto e com disponibilidade de Mg, ter sido identificada a saleíte, aponta mais uma vez para a sensibilidade ao ambiente geoquímico local no processo de formação destes minerais. Os veios de óxihidróxidos de Fe na área em estudo mostraram, nas análises obtidas por EDS, conteúdos em P, mesmo quando o U ou os minerais de fosfatos de U estão ausentes, o que pode ser devido novamente a fenómenos de adsorção, embora aqui resultantes não de um processo precursor à formação dos fosfatos de urânio, mas antes num processo posterior à sua dissolução/alteração

O facto de não se verificar a presença abundante de autunite, sendo inclusive rara a sua ocorrência nas áreas estudadas, é um facto observado igualmente noutras mineralizações deste tipo. Por exemplo, em Koongarra, na Austrália, um depósito em xistos, onde a água subterrânea é rica em Mg devido à meteorização de clorite, o que permite a formação de saleíte em vez de autunite na superfície da apatite (Ohnuki, 2004), que pode ser algo surpreendente devido à ocorrência desde logo de Ca na apatite. O que este resultado sugere é que o patamar de sobressaturação (ou relação entre produtos de solubilidade) da autunite e saleíte seja fundamentalmente diferente formando-se o mineral que mais rapidamente atinge o patamar de sobressaturação local.

A substituição de meta-torbernite por meta-uranocircite foi observada e caracterizada por Pinto *et al.* (2011) em amostras do Tarabau. Os detalhes do mecanismo são ainda desconhecidos, mas parece ser resultado de uma frente de substituição em ambiente supergénico à medida que o jazigo vai sendo alterado e exposto à superfície.

A mobilidade do U é pois controlada pela solubilidade com formação ou não de cristais de fosfatos de urânio em superfícies minerais e pela adsorção noutras fases, em especial óxidos-hidróxidos de Fe. Este processo tem sido verificado noutros jazigos, mesmo em condições de baixa concentração em U nas águas subterrâneas (e. g. Murakami, 1997), e terá sido o maior responsável pela fixação do U.

A intensa fracturação que corta as formações e estruturas locais, serve de condutas de fluidos, constituindo locais de alteração, com abundantes minerais de argila, silicificação e dissolução de fases pré-existentes. O controlo estrutural das mineralizações nestes granitos variscos é de extrema importância, sendo que grande parte dos desligamentos tardi-variscos está localizada no contacto de plutões graníticos e metassedimentos e apresenta associados abundantes precipitados minerais neo-formados (Mateus, 2001). As falhas variscas profundas de orientação NW-SE no Maciço de Nisa terão sido reactivadas durante a tectónica Alpina e assim deram azo a circulação profunda de águas meteóricas dentro do granito e ao longo das fracturas preenchidas por quartzo, que terão enriquecido em U por solubilização, sendo responsáveis localmente pela completa remobilização dos minerais portadores de U (Cotelo Neiva, 2003; Cabral Pinto, 2009).

Este fenómeno de preenchimento de antigas falhas NW-SE por quartzo nas mineralizações uraníferas em granitos variscos foi já observado por Cabral Pinto (2009), no Norte de Portugal. As observações das amostras mostram que o quartzo apresenta distintas fases de cristalização em virtude das diferentes características texturais ao microscópio. Porém, descortinar e individualizar os diferentes eventos de preenchimento das estruturas com quartzo requereria um trabalho mais detalhado e amostragem mais sistemática, quando por vezes tal se mostra bastante difícil de atingir.

O modo de formação destes jazigos continua questionável, assente em várias hipóteses, especialmente para o depósito de Nisa: uma génese baseada em fluidos hidrotermais dos granitos Variscos de origem profunda (e.g. Arribas, 1960; Pilar, 1966; Cotelo Neiva, 2003) devido à associação paragenética pecheblenda-calcopirite; mineralizações supergénicas formadas por alteração das mineralizações filonianas ou por lixiviação do urânio intragranítico, em condições climáticas favoráveis, verificado em Ciudad Rodrigo (Alia, 1962). Este autor propõe que as condições vividas no Pliocénico, com períodos de chuvas torrenciais, fariam o U contido no granito, nas biotites ou em mineralizações ou jazigos anteriores, ser mobilizado por lixiviação. As águas com U em dissolução na superfície pouco acidentada penetrariam em fracturas e zonas de discontinuidades mecânicas dos granitos ou dos xistos, fixando-se por adsorção em argilas ou limonites. O mecanismo descrito por Polo (1964) supõe a existência de soluções pouco

concentradas a partir dos produtos detríticos do granito, e assim, os xistos desempenhariam o papel de filtros receptores. Haveria neste caso uma componente vertical que faria com que o U hexavalente contido nas águas pudesse ficar retido na zona superficial sob a forma de fosfatos ou prosseguir o caminho e alcançar a zona de redução originando mineralização do tipo pecheblenda.

Através dos dados adquiridos no campo e em laboratório, parece lícito considerar uma fonte de mineralização primária em profundidade, sujeita a meteorização à medida que vai sendo erodida e exposta à superfície. Apesar de não se ter acesso a esta mineralização primária, existem vestígios de minerais tetravalentes de U descritos em Nisa. A alteração dos fosfatos de urânio pelos óxidos de ferro evidencia processos algo recentes, pertencentes ao Quaternário. De facto, as condições climáticas ocorridas durante no Pliocénico superior e Plistocénico, com fortes chuvas torrenciais e o período de glaciação e conseqüente degelo a partir do final do Plistocénico, podem ter fornecido as condições para a percolação intensa de águas meteóricas e a meteorização necessária à oxidação do urânio dos minerais, num perfil de alteração.

## **V. Guias para prospecção destes tipos de jazigo**

Os minérios de U têm sido intensamente prospectados (Mercandier *et al.*, 2011), sendo que, ao contrário da maioria dos metais, o urânio pode ocorrer numa grande diversidade de ambientes. A fase de prospecção deste tipo de depósitos segue estratégias semelhantes às demais substâncias, mas enfatizando, claro, as propriedades características destes minérios, nomeadamente a radioactividade. Assim, a Geofísica tem um papel fundamental, sendo a base na prospecção para U a espectrometria de radiação gama usada em levantamentos aéreos regionais, numa primeira abordagem, e depois localmente, em afloramento ou em sondagem utilizando equipamentos portáteis. O primeiro procedimento é normalmente recolhido como parte de levantamentos aéreos magnéticos para revelar a geologia geral (Cuney, 2008). De facto, como se constata nestas áreas estudadas, um conhecimento prévio das estruturas geológicas é essencial.

Deve-se pois, integrar as técnicas espectrométricas com conjuntos de dados complementares: dados magnéticos, electromagnéticos, geoquímica, imagem de satélite e fotografias aéreas, imagens multiespectrais, modelos de elevação digitais, modelos metalogenéticos.

Nos presentes casos, prestou-se especial atenção às alterações e estruturas de interesse tectónico, focalizando a radiometria nas zonas de maior interesse. Matos Dias (1980) chamava já a atenção para a utilização de malhas apertadas para que seja possível evidenciar concentrações uraníferas de reduzidas dimensões. Nestes casos, o autor aponta também para a valorização de índices radiométricos considerados anteriormente como pouco significativos. Como a radiação gama é atenuada a cerca de 50 cm de rocha ou solo, é um método de superfície, o que deve ser sempre tido em conta. Como guias de campo surgem também a ocorrência dos efeitos provocados pela radiação, como a ocorrência de quartzo fumado como um importante indicador de proximidade de mineralização, assim como fracturas radiais produzidas pelos minerais radioactivos nos minerais encaixantes ou na rocha, que facilitam a alteração da rocha, apesar de não terem sido observadas neste trabalho. Tanto no granito como nos metassedimentos, as estruturas filonianas evidenciam uma grande associação espacial com a mineralização.

A prospecção eléctrica pode ser de grande importância na definição de estruturas condutoras, apesar de a realização de sondagens ser, sem dúvida, a melhor forma de conhecer as formações internamente e possibilitar a medição de radioactividade em perfil de profundidade. Na região estudada, permitiria a delimitação das bolsadas mineralizadas em profundidade, uma melhor percepção do modo de formação dos depósitos e a sua possível continuidade.

## 6. Conclusões

No presente trabalho foram caracterizadas três mineralizações de urânio na região de Nisa. Os levantamentos radiométricos com recurso a discriminação das quantidades relativas de U, Th e K, permitiram melhorar a delimitação dos halos de dispersão destes elementos, facto que se relaciona com os processos de meteorização observados. Ficou igualmente demonstrada a validade deste método na delimitação das áreas mineralizadas dentro das zonas de trabalho por comparação com os trabalhos antigos de prospecção. Visto que foi com base nesses levantamentos que foram efectuados todos os trabalhos subsequentes de prospecção e avaliação da área mineralizada, pode afirmar-se que a radiometria actual, conforme foi utilizada, é eficaz na delimitação das bolsadas de mineralização. As malhas de leituras planeadas mostraram-se adequadas, embora se tenha verificado a necessidade de malhas mais apertadas para uma melhor avaliação das estruturas mineralizantes.

A espectrometria de raios gama no terreno permite mapear os elementos radioactivos e conjugar essa informação com a geologia e a alteração das ocorrências minerais. Nos locais onde a assinatura do elemento radioactivo numa rocha é resultante de um sistema mineralizante, a anomalia serve de guia de prospecção directo. Os mapas de distribuição das razões entre elementos radioactivos revestem-se de grande utilidade dado que permitem visualizar as mineralizações e respectivos padrões de alteração e dispersão quando no terreno faltam meios de observação directa por falta de afloramentos, cobertura de solo apreciável ou disseminação fina da mineralização impossível de avaliar correctamente em amostra de mão.

O facto de a mineralização se encontrar dispersa e disseminada no nível topográfico onde foram registadas as observações requereu a utilização de metodologias pouco usuais nestas abordagens. A caracterização da mineralização foi efectuada com recurso a vários métodos, embora a utilização de Microsonda Electrónica tenha sido o mais esclarecedor em termos da heterogeneidade química dos fosfatos de urânio presentes e de alguns aspectos morfológicos, permitindo esclarecer as relações de intercrescimento de minerais de urânio. Constatou-se que a identidade das diferentes fases minerais dentro do grupo da autunite, por troca do catião na camada hidratada, é um indicador do ambiente geoquímico local. Em virtude do estudo se restringir ao nível superficial da mineralização, apenas foram encontrados minerais de urânio hexavalente, sob a forma de fosfatos de urânio, nomeadamente as parcialmente desidratadas como a meta-torbernite e meta-uranocicite.

Texturalmente observa-se uma relação entre os minerais de urânio e os óxidos/hidróxidos de ferro. Estes últimos são apontados como essenciais no processo de

precipitação de minerais de U. Perto da superfície, onde o ambiente é francamente oxidante, os veios de quartzo brechificados agem como armadilhas estruturais onde o ferro é imobilizado sob a forma de óxidos/hidróxidos de Fe, e em cuja superfície ocorre igualmente a precipitação de fosfatos de U. No entanto, as observações texturais demonstram que os fosfatos apresentam texturas de corrosão preenchidas com óxidos/hidróxidos de Fe, contrariando assim a visão de que estes são forçosamente fases precursoras dos fosfatos de urânio. Os óxidos/hidróxidos de Fe também adsorvem algum fósforo e urânio, provenientes da dissolução de fosfatos de urânio pré-existentes em alguns domínios. Este facto é igualmente realçado pela presença de orlas de reacção nos bordos de alguns fosfatos de urânio onde os óxidos/hidróxidos de Fe presentes contém P e U por contraste com as restantes fases de Fe que preenchem as fracturas e que não contém qualquer traço destes elementos. A proveniência destes elementos de minerais acessórios do granito, e que se encontram inclusos maioritariamente em biotites, não foi verificada.

A lixiviação e transporte de U e a formação dos halos de dispersão são influenciados por vários processos, entre os quais fluxo de água subterrânea de proveniência meteórica, desencadeando mecanismos de meteorização e dissolução de minerais portadores dos elementos que constituem os fosfatos de urânio, incluindo fenómenos de adsorção posterior, resultantes da alteração subsequente das fases minerais de U formadas. Os processos e mecanismos que antecedem a formação da mineralogia uranífera observada são de momento desconhecidos, pese embora seja provável a oxidação da mineralização em profundidade (maioritariamente de uraninite com sulfuretos), criando assim as condições de pH e disponibilidade catiónica adequadas à formação dos fosfatos de urânio observados.

A génese destas mineralizações poderá estar relacionada com fenómenos deste tipo, pois existe uma associação entre as mineralizações de U de toda a região e a fracturação do Maciço granítico de Nisa. Esta fracturação permite a percolação dos fluidos lixiviantes. Contudo, deve dar-se especial atenção à fracturação NW-SE, varisca, formada por falhas profundas, possivelmente reactivadas na orogenia alpina.

Especificando a cada área em estudo, ficou manifesto que, na zona do jazigo de Nisa, a mineralização tem um carácter disperso, em numerosas faixas. A xistosidade parece ser um condutor da mineralização, que está associada à direcção principal N60-80°W, embora se encontre também associada aos filonetes de quartzo e a zonas de alteração. A saleíte é o principal mineral de urânio encontrado muito por virtude da assinatura geoquímica local. Nesta zona, a radiometria natural não pode ser medida com precisão devido à grande área ocupada por escombros de material britado e vestígios de estruturas de apoio ao desmonte.

As outras duas zonas correspondem a mineralizações do tipo filoniano, associadas a filões de quartzo com deposição polifásica, preenchendo fracturas no Granito de Nisa. Estas fracturas apresentam áreas de intenso esmagamento e alteração nos bordos do filão. Aparentemente estão inseridas em sistemas de fracturas no seio de uma estrutura principal, em sistemas de fendas *en échelon*. As zonas de alteração são evidenciadas pela distribuição radiométrica do U e K. Para ambas as zonas, a distribuição do Th confirma o seu carácter mais imóvel.

No Tarabau, as transformações entre fases minerais mostram estar em curso em ambiente supergénico. Foram identificadas meta-torbernite (principal) e meta-uranocircite. A mineralização desenvolve-se em bolsadas controladas pelas fendas *en échelon*. Já na Melriça, o limite da zona da mineralização de urânio é marcado por uma fase pegmatítica, fracamente mineralizada e relacionada com a porção descrita como de alto conteúdo em óxidos e hidróxidos de Fe, uma zona sericítica e uma antiga exploração de P. Esta porção corresponde a uma das fendas transversais ao sistema filoniano principal. Nesta ocorrência, identificou-se apenas meta-torbernite.

Os fenómenos a decorrer em ambiente supergénico mostraram-se fulcrais nesta região uranífera extensa, pelo que um aumento do conhecimento do comportamento destas mineralizações e das associações minerais com outros recursos, traria novos dados a este campo de interesse, de um ponto de vista científico, económico e social, já que se trata de uma matéria sensível a este último nível. A existência de mineralização a grande profundidade fica em aberto, pelo que a aplicação conjugada de métodos geofísicos e geoquímicos aliados ao conhecimento geológico deve prosseguir. A utilização de métodos de datação nestes depósitos, assim como a continuação de análises da morfologia de transformações que foram observadas e que ocorrem em ambiente supergénico, trariam novas elucidacões ao modo como se terão formado.

Assim, na sequência deste estudo, é de considerar neste momento, um aprofundar das análises químicas com recurso a Microsonda Electrónica e outras técnicas (em curso), uma nova campanha mais densa de amostragem, uma separação exaustiva de todo o material que apresente diversidades e um aprofundar do estudo químico e petrográfico dos encaixantes da mineralização.

## Referências Bibliográficas

Batista, M. J.; M. O. Figueiredo; T. Silva; A. Costa; C. Lourenço; C. Midões; E. Ramalho; R. Solá; C. Prazeres; J. Fernandes; M. L. Ferreira; J. Leote; L. Ribeiro L. Martins. 2009, Caracterização geoambiental do depósito uranífero de Nisa, Relatório técnico para a empresa EDM. 28p

Cabral Pinto, M. M.S.; Silva, M. M.V. G.; Neiva, A. M. R.; Guimarães, F. M.; Silva, P. B. 2009, Uranium minerals from a portuguese variscan peraluminous granite, its alteration, and related uranium-quartz veins, in Uranium: compounds, isotopes and applications, Cap. 9, Nova Science Publishers

Campos, A. B. A. 2002, Impactes Radiológicos Associados a Depósitos Minerais de Urânio: O caso de jazigo de Nisa (Nisa – Portugal central), Dissertação de Mestrado, Universidade de Coimbra, 114p.

Campos, A. B. A., Pereira, L. C. G. 1991, A arquitectura e a fracturação no granito de Nisa (Alto Alentejo – Portugal), Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra, nº112, pp. 121-133

Carvalho, C. N., Rodrigues, J., Metodiev, D. 2009, Inventário do património geológico do concelho de Vila Velha de Ródão: contributo para a caracterização do Geopark Naturtejo da Meseta Meridional, AÇAFA nº2

Cathelineau, M. 1983, Potassic alteration in French hydrothermal uranium deposits, Mineral. Deposita 18, pp. 89-97

Cotelo Neiva, J. M. 2003, Jazigos portugueses de urânio e sua génese, Livro de resumos do IV Congresso Ibérico de Geoquímica/XIII Semana da Geoquímica, 14-18 Julho 2003, Coimbra

Cuney, M., Kyser, K. 2008, Recent and not so Recent developments in uranium deposits and implications for exploration, Short Course Series, Vol. 39, Mineralogical Association of Canada

Cuney, M. 2010, Géochronique nº113, pp 14-47

Cunha, P. P. 1996 Unidades litostratigráficas do Terciário da Beira Baixa (Portugal). *Comum. Inst. Geol. e Mineiro, Lisboa, T. 82, pp. 87-130.*

Cunha, P. P.; Martins, A. A.; Daveau, S.; Friend, P. F., 2005, Tectonic control of the Tejo river fluvial incision during the late Cenozoic, in Ródão-central Portugal (Atlantic Iberian border) *Geomorphology vol. 64, pp. 271-298*

Cunha, P. P.; Pais, J.; Legoinha, P., 2009, Evolução geológica de Portugal continental durante o Cenozóico – sedimentação aluvial e marinha numa margem continental passiva (Ibéria ocidental), 6º Simpósio sobre el Margem Ibérico Atlântico, 1-5 de Dezembro de 2009 Oviedo

Dahlkamp, F. J., 2009, *Uranium Deposits of the World - Asia*, Springer

Decreto de Lei 338/72 de 25 de Agosto. *Diário da República nº 198/72 série I, Presidência do Concelho, Lisboa*

Deer, W. A., Howie R. A., Zussman, J., 1992, *Minerais Constituintes das Rochas*, Fundação Calouste Gulbenkian, 2ª Edição

Dill H. G.; Gerdes A.; Weber B. 2010, Age and mineralogy of supergene uranium minerals – Tools to unravel geomorphological and palaeohydrological processes in granitic terrains (Bohemian Massif, SE Germany), *Geomorphology 117 pp. 44-65*

*Exploranium GR-256 Manual*

Fernandes, A. P.; Perdigão, J. C.; Carvalho, H. F.; Peres, A. M. 1973, *Carta geológica de Portugal na escala 1/50 000 Folha 28-D (Castelo de Vide)*, Serv. Geol. Portugal, Lisboa

Fernandes, P. 1971. *A Geologia da Província Uranífera do Alto Alentejo*, comunicação ao I congresso Hispano-Luso-Americano de Geologia Económica. Tomo II secção I - Geologia. Lisboa-Madrid. pp 491-504.

Fernandes P. (1979) *Alto Alentejo Uranium District: Field Excursion*, Technical Committee Meeting on the Geology of Vein and Similar Type Uranium Deposits, Direcção Geral de Geologia e Minas

Ferrão, C. A. N. (1960) *Plano de Prospeção Eléctrica nº4 – Nisa*, Junta de Energia Nuclear

Ferreira, N.; Iglesias, M., Noronha, F., Pereira, E., Ribeiro, A.; Ribeiro M. L. 1987, Granitóides da Zona Centro Ibérica e Seu Enquadramento Geodinâmico, Geologia de Los Granitoides y Rocas del Macizo Hesperico, Universidade de Salamanca, Editorial Rueda

Finch, R.; Murakami, T. 1999, Systematics and paragenesis of uranium minerals in Burns, P. & Finch R. Uranium: Mineralogy, Geochemistry and the Environment, Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, Vol. 38, pp 91-179

Giammar D. E.; Hering J. G. 2001, Time scales for sorption-desorption and surface precipitation of uranyl on goethite, Environmental Science & Technology, Vol. 35, pp. 3332-3337

IAEA 2003, Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data, IAEA-TECDOC-1363

IAEA 2009, World Distribution of Uranium Deposits (UDEPO) with Uranium Deposit Classification, IAEA TECDOC-1629

Ilton E. S.; Zachara J. M.; Moore D. A.; Mckinley J. P.; Eckberg A. D.; Cahill C. L.; Felmy A. R. 2010, Dissolution of metatorbernite: thermodynamic properties and the effect of pH and phosphate, Environmental Science & Technology, Vol. 44, pp. 7521-7526

Inverno, C.; Oliveira, D.; Rodrigues, L. 2007, Estudo e inventariação do potencial em recursos de terras raras e caracterização dos seus metalotectos - Inventariação e prospecção de Terras Raras nas regiões fronteiriças da Beira Baixa e do Norte Alentejo, Instituto Geológico e Mineiro

Jefferson, C.W., Thomas, D.J., Gandhi, S.S., Ramaekers, P., Delaney, G., Brisbin, D., Cutts, C., Quirt, D., Portella, P., and Olson, R.A., 2007, Unconformity associated uranium deposits of the Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta, in Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 273-305.

J.E.N, 1977, Present facts and problems concerning the Nisa mining complex Project, Direcção Geral dos Serviços de Prospecção e Exploração Mineira

Julivert, M.; Fontboté, J.; Ribeiro, A.; Conde, L. 1974 Memória explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1/ 1000000. Inst. Geol. Min. España, Madrid. 133 pp.

- Killeen, P.G., 1997. Nuclear techniques for ore grade estimation. In "Proceedings of Exploration 97: Fourth Decennial Conference on Mineral Exploration", 677-684
- Klein, C. 2001, Manual of Mineral Science, 22<sup>nd</sup> edition, John Wiley & Sons Inc., New York
- Langmuir, D., 1978, Uranium solution-mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol.42, pp 547-569
- Limpo de Faria F. 1961, Proposta para a execução de 8 sondagens de 3ª fase (nível -120m) no jazigo de "Tarabau" – Troço Norte (Plano de sondagens nº33)
- Limpo de Faria F. 1960, Relatório de execução dos planos de sanjas nº265, 3ª Brigada de Prospecção, Junta de Energia Nuclear
- Limpo de Faria F. 1965, Relatório de execução dos planos de sondagens nº28 Nisa I – Zona A, Junta de Energia Nuclear
- Mateus, A., 2001 Dinâmica de fluidos tardi-varisca; constrangimentos geodinâmicos e implicações metalogenéticas. 7ª Conferência Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica, 20-22 Setembro 2001, Alfragide
- Matos Dias, J. M. e Machado da Costa, A. M. 1980, Aspectos geológico-mineiros dos jazigos uraníferos em exploração pela Empresa Nacional de Urânio, *Comum. Serv. Geol. Portugal*, t. 66, p.167-175
- Menéndez, L. G. 1998, Petrologia y geoquímica del batolito granítico de Nisa- Albuquerque (Alto Alentejo, Portugal; Extremadura, España), Tese de Doutoramento, Universidade de Granada, 223 p.
- Menéndez, L. G., Azor, A., Ordóñez, A. R., Sanchez-Almazo, I. 2010, The metamorphic aureole of the Nisa-Albuquerque batholith (SW Iberia): implications for deep structure and emplacement mode, *International Journal of Earth Sciences*, *publicado online*
- Mercandier, J.; Cuney, M.; Lach, P.; Boiron, M.; Bonhoure, J.; Richard, A.; Leisen, M.; Kister, P., 2011, Origin of uranium deposits revealed by their rare element signature, *Terra Nova*, V. 00, pp 1-6

Mesquita L. P. 1959, Plano de sondagens nº33 – “Tarabau” - 1ª fase

Moreira, A. 1994, Reconhecimento geológico, estrutural, petrográfico e geoquímico dos granitos de Alpalhão, Gáfete e Quareleiros (Alto Alentejo), Estudos, Notas e Trabalhos, Instituto Geológico e Mineiro, t. 36, pp 103-117

Murakami T.; Ohnuki T.; Isobe H.; Sato T. 1997, Mobility of uranium during weathering, American Mineralogist, Vol. 82, pp. 888-899

Ohnuki T.; Kozai N.; Samadfam M.; Yasuda R.; Yamamoto S.; Narumi K.; Naramoto H.; Murakami T. 2004, The formation of autunite  $(Ca(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot nH_2O)$  within the leached layer of dissolving apatite: incorporation mechanism of uranium by apatite

Oliveira V. M. G. 2010, Modelação hidrogeológica da área mineira abandonada de Castelejo (Guarda), Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa, 211p.

Palmer, K. 2010 Technical report on Shea Creek Property Saskatchewan, Canada, Including Mineral Resource Estimates for the Kianna, Anne and Colette Deposits, Golder Associates

Peres A. M., 1959 Not. Explicativa do levantamento geológico da folha 324 (Niza) na escala 1:25.000, JEN, Direcção Geral dos Serviços de Prospeccção e Exploração de minas

Pinto, A.; Gonçalves, M.; Prazeres, C.; Batista, M. 2011,  $(Ba,Cu)(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot nH_2O$  solid solution occurrences from an uranyl-phosphate deposit in Portugal, Goldschmidt 2011 Conference Abstracts, August 14-19, Prague, Czech Republic

Plant, J.A.; Simpson, P. R.; Smith, B.; Windley, B. F. 1999, Uranium ore deposits – products of the radioactive Earth in Burns, P. & Finch R. Uranium: Mineralogy, Geochemistry and the Environment, Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, Vol. 38, pp 255-319

Ramos, F., 2010, Aplitopegmatitos com mineralizações de metais raros de Seixo Amarelo-Gonçalo. O recurso geológico. Geologia e Recursos geológicos, Vol. II, Cap.I, pp 121-130

Ribeiro, A., Sanderson, D. 1996 SW-Iberia: Transpressional Orogeny in the Variscides, D. G. and Z. Gee, H.J., ed, EUROPROBE 1996 – Lithosphere Dynamics: Origin and Evolution of Continents, EUROPROBE Secretarie, Uppsala University, 138 pp., p. 91-95

Ribeiro, O.; Teixeira, C.; Carvalho, H., Peres, A.; Fernandes, A. P. 1965, Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000 Folha 28-B (Nisa), Serv. Geol. Portugal, Lisboa

Romão, J. 2006, Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000 Folha 28-A (Mação), Inst. Geol. Min., Lisboa

Solá, A. R. 2007, Relações Petrogeoquímicas dos Maciços Graníticos do NE Alentejano, Tese de Doutoramento, Universidade de Coimbra, 367p.

Siegbahn, K., 1968, Alpha-, Beta- and Gamma-Ray Spectroscopy, Vol. 1, North-Holland Publishing Company

Vignerresse, J.L. 1999, Intrusion level of granitic massifs along the Hercynian belt: balancing the eroded crust. Tectonophysics vol. 307, pp. 277-295.

Zbyszewski G.; Carvalhosa A.; Gonçalves F. 1981, Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000 Folha 28-C (Gavião), Serv. Geol. Portugal, Lisboa

[www.saphymo.com](http://www.saphymo.com)

<http://www.iea.org/>