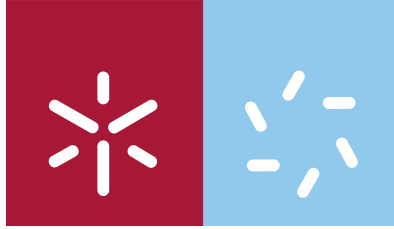


Universidade do Minho
Escola de Ciências

Alejandra Margarita da Silva Ferreira

**Radioactividade das águas subterrâneas
da região do Minho**



Universidade do Minho
Escola de Ciências

Alejandra Margarita da Silva Ferreira

Radioactividade das águas subterrâneas da região do Minho

Mestrado em Ciências do Ambiente
Ramo de especialização em Qualidade Ambiental

Trabalho efectuado sob a orientação do
Prof. Doutor Alberto da Silva Lima
e do
Prof. Doutor Alcides José S. Castilho Pereira

DECLARAÇÃO

Nome: Alejandra Margarita da Silva Ferreira

Endereço electrónico: ams_ferreira@sapo.pt

Telefone: 965740662

Número do Bilhete de Identidade: 12325682 de 23 de Janeiro de 2007 do Arquivo de Identificação de Aveiro.

Título dissertação: **Radioactividade das águas subterrâneas da região do Minho**

Orientadores:

Prof. Doutor Alberto da Silva Lima

Prof. Doutor Alcides José S. Castilho Pereira

Ano de conclusão: 2009

Designação do Mestrado:

Mestrado em Ciências do Ambiente (Ramo de especialização em Qualidade Ambiental)

É AUTORIZADA A REPRODUÇÃO INTEGRAL DESTA TESE/TRABALHO APENAS PARA EFEITOS DE INVESTIGAÇÃO, MEDIANTE DECLARAÇÃO ESCRITA DO INTERESSADO, QUE A TAL SE COMPROMETE.

Universidade do Minho, 14/09/2009

Assinatura: _____

O presente trabalho é o resultado de um processo que exigiu alguns sacrifícios, muita força de vontade e perseverança. A sua concretização não teria sido possível sem a colaboração de muitas pessoas e instituições, às quais desejo e devo apresentar os meus mais sinceros agradecimentos por terem tornado este caminho sinuoso num percurso mais rectilíneo.

A minha primeira palavra de gratidão é dirigida aos meus orientadores: Prof. Doutor Alberto da Silva Lima e Prof. Doutor Alcides José S. Castilho Pereira. A ambos quero agradecer a disponibilidade manifestada, a confiança em mim depositada e o permanente incentivo ao longo do desenvolvimento deste projecto. Devo-lhes, também, a leitura atenta e as múltiplas sugestões.

Ao Prof. Doutor Alberto da Silva Lima quero, ainda, agradecer a sugestão do tema e subsequente orientação, o apoio prestado durante as saídas de campo, a discussão e esclarecimentos prestados na área da hidrogeologia, em geral e da região do Minho em particular.

Ao Prof. Doutor Alcides José Sousa Castilho Pereira agradeço por ter aceite o desafio de orientar este trabalho, por todos os seus ensinamentos, pelo apoio e acompanhamento na área da radioactividade, nomeadamente na detecção de radão nas águas, a qual só foi concretizada graças à utilização dos meios e equipamentos específicos existentes no Laboratório de Radioactividade Natural do Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra.

À Prof. Doutora Helena Maria Leite Pato Granja Wahnnon Araújo, na qualidade de directora do Departamento de Ciências da Terra da Universidade do Minho, pela cedência de instalações e de materiais necessários à execução deste estudo.

À Dra. Lúcia Guise, técnica do Laboratório de Águas do Departamento de Ciências da Terra da Universidade do Minho quero agradecer todo o apoio técnico e não só.

Ao Dr. Luís Gonçalves quero agradecer ter disponibilizado a Carta Geológica de Portugal, à escala 1/200 000, em formato digital. Foi uma preciosa ajuda.

À Dra. Cátia Gonçalves pela ajuda inestimável na aplicação do equipamento e técnica para avaliação do radão nas águas e pela cedência de bibliografia essencial.

Quero também exprimir o meu agradecimento aos responsáveis pelos Concessionários das Termas do Gerês, de Vizela, de Caldas da Saúde, de Caldelas, das Taipas e de Monção por terem permitido a colheita de amostras de água, sem a qual este estudo não teria sido possível.

Da mesma forma, quero também agradecer a todos os particulares por terem possibilitado a colheita de águas das suas propriedades.

À minha família, em especial à minha mãe e ao Freddy pelo exemplo de luta que são, sem eles nada disto teria sido possível, e aos manos pelo carinho e ajuda. Ao Daniel pelas dicas em Photoshop e à Yaneth por me ter substituído em muitas ocasiões. A todos, por me terem incentivado neste percurso e terem compreendido todas as minhas ausências e falta de dedicação, por estarem sempre presentes, principalmente, nos momentos mais complicados.

Ao Galvão, sem ele teria sido diferente.

À Carla, colega e amiga, agradeço a pronta disponibilidade na elaboração da versão inglesa do resumo

Aos meus amigos, em especial ao Zé Luís, pela partilha incondicional, pelas críticas construtivas e pelas sugestões.

Um obrigado também muito especial, a ti, Sónia, por teres sido muitas vezes o meu salva-vidas neste mar tão agitado.

Não podia esquecer a Dulce, a Mila, a Cristiana e a Sara pelo carinho demonstrado e motivação constante e pelo interesse em ver concluído este projecto. Obrigada amigas!

E por último, a todas aquelas pessoas e entidades, que não tendo sido nomeadas, identificam nesta frase o meu reconhecimento pela colaboração prestada na concretização deste trabalho.

“RADIOACTIVIDADE DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DA REGIÃO DO MINHO”

Investigações desenvolvidas nos últimos anos revelaram que o radão (Rn), gás radioactivo de difícil detecção por ser incolor, inodoro e insípido, pode constituir-se como um factor de risco ambiental. Os diferentes isótopos de radão formam-se por decaimento radioactivo do urânio (U) e do tório (Th). Estes dois elementos podem ser encontrados em pequenas quantidades nas rochas e solos, mas em proporções que variam de local para local, sendo mais abundantes nas rochas granitóides e nos solos que delas se derivam. Consequentemente, o contexto geológico será o principal factor a condicionar a distribuição de radão numa determinada região.

As águas subterrâneas, de mineralização variável, circulam em profundidade em contacto com as rochas e, durante o seu percurso pelo substrato geológico e em determinadas condições, podem ficar naturalmente também enriquecidas naquele gás radioactivo.

Este estudo pretende dar um primeiro passo na avaliação dos níveis de radão em águas subterrâneas da região do Minho e a partir dos valores obtidos e por comparação com os restantes parâmetros físico-químicos analisados dar um contributo no sentido de compreender melhor a dinâmica dos circuitos nos aquíferos da região, onde abundam as rochas granitóides.

Investigações que têm sido desenvolvidas na região central do país no sentido de avaliar o potencial de radão nas rochas, nos solos e nas águas subterrâneas revelaram que existem zonas com elevado risco, à semelhança do que acontece em outras partes do globo. No caso da região minhota, as concentrações médias de radão encontradas nas águas distribuem-se pelo intervalo de variação de 40 a 1 421 Bq/L, tendo as águas não minerais concentrações mais elevadas do que as águas minerais. Os teores médios de radão determinados nas águas raramente ultrapassaram os 1 000 Bq/L, limite fixado pela Comissão Europeia. Dada a diversidade e complexidade dos processos envolvidos nas mineralizações das águas, não se identificaram correlações significativas entre os níveis de radão e os restantes parâmetros físico-químicos analisados.

O risco do radão está associado à sua concentração elevada em ambientes confinados, para a qual pode também contribuir o gás transferido para o ar através da água; a sua inalação pelos utilizadores daqueles espaços pode incrementar o risco de cancro do pulmão, como resultado da radiação α emitida pelo radão e seus descendentes alojados naquele órgão. Este facto obrigou a que fosse criada legislação e tomadas medidas preventivas e minimizadoras deste factor de risco para a saúde humana.

RADIOACTIVITY IN GROUND WATERS OF THE MINHO REGION

Investigations developed in the last years have shown that radon (Rn), a radioactive gas difficult to detect because it is colourless, odourless and tasteless, may be a factor of environmental hazard. The different isotopes of radon are formed by radioactive decay of uranium (U) and thorium (Th). These two elements may be found in small quantities in rocks and soils, but in amounts that vary from place to place, being more abundant in the granitoid rocks and in the soils derived from them. Consequently, the geologic context will be the main factor to regulate the distribution of radon in a given region.

Ground waters, of variable mineralization, flow in depth in contact with the rocks, during its path in the geological substratum and in certain conditions may also be naturally enriched in that radioactive gas.

This study aims to give a first step in the evaluation of the radon levels in the ground waters of the “Minho” region as well as to contribute to better understand the dynamic of the ground water pathways in the aquifers of the region, where the granitoid rocks are abundant.

Investigations held in the central region of Portugal mainland aiming to evaluate the potential of radon in rocks, soils and ground waters have shown that there are high risk areas, as it happens in other areas around the world. In the Minho region, the average concentrations of radon found in ground waters range from 40 to 1 421 Bq/L, having the non-mineral waters higher concentrations than the mineral ones. The average contents of radon found in ground waters seldom exceed 1 000 Bq/L, the limit established by the European Commission. Given the diversity and complexity of the mineralization processes of ground waters, it wasn't possible to identify significant correlations between radon levels of and other physical and chemical parameters.

The risk of the radon is connected to its high concentration in confined environments, to which it may also contribute the gas transported dissolved in the water; its inhalation by the users of those spaces may increase the risk of lung cancer, as result of the α radiation released by radon and its descendants lodged in that organ. This fact led to the creation of legislation and preventive and minimizing measures of this risk factor to the human health.

AGRADECIMENTOS.....	iii
RESUMO.....	v
ABSTRACT.....	vii
ÍNDICE.....	ix
ÍNDICE DE FIGURAS.....	xiii
ÍNDICE DE QUADROS	xvii
I. INTRODUÇÃO.....	1
I.1. Antecedentes.....	5
I.2. Objectivos.....	10
I.3. Estrutura da tese.....	11
II. RADIOACTIVIDADE NATURAL.....	13
II.1. Radioactividade e tipos de radiação.....	15
II.2. Decaimento radioactivo.....	16
II.3. Fontes de radiação.....	21
II.4. O radão nos materiais geológicos e factores condicionantes.....	22
II.4.1. O radão nas rochas e nos solos.....	22
II.4.2. O radão nas águas subterrâneas.....	29
II.5. O radão no interior das edificações.....	34
II.6. Efeitos do radão na saúde humana.....	39
II.7. Prevenção e controlo dos níveis de radão.....	45
II.7.1. Níveis de actuação, medidas preventivas e mitigadoras e legislação.....	45
II.7.2. Mapas de risco.....	48

III. CARACTERIZAÇÃO GERAL DA ÁREA EM ESTUDO.....	53
III.1. Localização da área de trabalho.....	55
III.2. Geomorfologia regional.....	56
III.3. Caracterização geológica e o seu contexto tectónico.....	60
III.3.1. Metassedimentos.....	61
III.3.2. Granitóides.....	64
III.3.2.1. Granitóides pré-orogénicos.....	67
III.3.2.2. Granitóides sinorogénicos.....	67
III.3.3. Filões e massas.....	72
III.3.4. Depósitos plioquaternários.....	74
III.4. Caracterização geoquímica dos granitóides.....	75
III.4.1. Elementos maiores.....	76
III.4.2. Elementos menores e traço.....	79
III.5. Hidroclimatologia.....	82
III.5.1. Precipitação.....	82
III.5.2. Temperatura.....	85
III.5.3. Evapotranspiração.....	86
III.5.4. Balanço hídrico.....	88
III.5.5. Águas subterrâneas.....	88
IV. METODOLOGIA.....	93
IV.1. Contextualização dos pontos de amostragem.....	95
IV.2. Parâmetros analisados e técnicas utilizadas.....	97
V – RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	101
V.1. Parâmetros físico-químicos.....	103
V.1.1. Condutividade.....	103
V.1.2. pH.....	105
V.1.3. Potencial redox.....	106
V.1.4. Temperatura.....	107
V.1.5. Alcalinidade.....	109
V.1.6. Sílica.....	111

V.1.7. Catiões.....	112
V.1.8. Aniões.....	114
V.2. Concentração de radão nas águas.....	116
V.3. Origem das mineralizações.....	120
V.4. Relação entre as mineralizações e a concentração de radão.....	126
V.5. Ensaio de caudal/Concentração de radão.....	134
V.6. Concentração de radão nas águas/Contexto geológico.....	135
VI – CONCLUSÕES E SUGESTÕES.....	141
BIBLIOGRAFIA.....	145

Figura II.1 – Série de decaimento do $^{235}\text{Urânio}$	18
Figura II.2 – Série de decaimento do $^{232}\text{Tório}$	19
Figura II.3 – Série de decaimento do $^{238}\text{Urânio}$	20
Figura II.4 – Modelo de dissolução de radão na água acumulada em caixas de falhas.....	31
Figura II.5 – Principais vias de entrada do radão no interior das habitações.....	34
Figura II.6 – Concentrações médias de radão no interior das habitações, por distrito em Portugal.....	36
Figura III.1 – Localização da área de trabalho.....	55
Figura III.2 – Unidades morfo–estruturais da Península Ibérica.....	56
Figura III.3 – Representação tridimensional da morfologia do Minho.....	57
Figura III.4 – Zonas paleogeográficas e unidades tectónicas do Maciço Ibérico.....	60
Figura III.5 – Distribuição das principais manchas metassedimentares na região do Minho, com indicação dos principais minerais indicativos do grau de metamorfismo.....	62
Figura III.6 – Distribuição das unidades autóctone, parautóctone e alóctone na região do Minho.....	64
Figura III.7 – Carta geologia da região do Minho à escala 1/400 000.....	66
Figura III.8 – Mapa de isoietas da região do Minho.....	83
Figura III.9 – Distribuição da temperatura média mensal ao longo do ano nas diferentes estações.....	85
Figura III.10 – Evapotranspiração real média anual na região do Minho.....	87

Figura III.11 – Província hidrogeoquímica do oeste peninsular.....	89
Figura IV.1 – Localização dos pontos (⊙) de amostragem de águas e seu enquadramento geológico.....	96
Figura IV.2 – Esquema do equipamento utilizado na medição da concentração de gás radão na água.....	98
Figura V.1 – Gráfico de colunas com as medidas estatísticas para a concentração média de gás radão nas pontos de amostragem da região do Minho.....	119
Figura V.2 – Diagrama de dispersão dos valores de sílica e de condutividade em águas minerais.....	121
Figura V.3 – Diagrama de dispersão dos valores de cloreto e de condutividade em águas minerais.....	121
Figura V.4 – Diagrama de dispersão dos valores de cloreto e de condutividade em águas não minerais.....	122
Figura V.5 – Diagrama de dispersão dos valores de nitrato e de cloreto em águas não minerais.....	123
Figura V.6 – Diagrama de dispersão dos valores de condutividade e de nitrato em águas não minerais.....	123
Figura V.7 – Diagrama de dispersão dos valores de condutividade e de sódio em águas não minerais.....	124
Figura V.8 – Diagrama de dispersão dos valores de cloreto e de sódio em águas não minerais.....	125
Figura V.9 – Diagrama de dispersão dos valores de nitrato e de sódio em águas não minerais.....	125
Figura V.10 – Diagrama de dispersão dos valores de radão e de potencial redox em águas minerais.....	126
Figura V.11 – Diagrama de dispersão dos valores de radão e de temperatura em águas minerais.....	127

Figura V.12 – Diagrama de dispersão dos valores de radão e de potencial redox em águas não minerais.....	128
Figura V.13 – Diagrama de dispersão dos valores de radão e de fluoreto em águas não minerais.....	129
Figura V.14 – Diagrama de dispersão dos valores de cloreto e de urânio em águas não minerais.....	129
Figura V.15 – Diagrama de dispersão dos valores de sílica e de urânio em águas não minerais.....	130
Figura V.16 – Diagrama de dispersão dos valores de potássio e de urânio em águas não minerais.....	131
Figura V.17 – Diagrama de dispersão dos valores de radão e de temperatura em águas minerais e em águas não minerais.....	131
Figura V.18 – Diagrama de dispersão dos valores de radão e de condutividade em águas minerais e em águas não minerais.....	132
Figura V.19 – Diagrama de dispersão dos valores de radão e de sílica em águas minerais e em águas não minerais.....	133
Figura V.20 – Diagrama de dispersão dos valores de radão e de cloreto em águas minerais e em águas não minerais.....	133
Figura V.21 – Diagrama de dispersão dos valores de radão e de urânio em águas minerais e em águas não minerais.....	134
Figura V.22 – Localização das amostras de águas minerais em função da sua concentração de radão (●), em Bq/L.....	136
Figura V.23 – Localização das amostras de águas não minerais em função da sua concentração de radão (○), em Bq/L.....	137

Quadro II.1 – Concentrações médias de urânio e tório nas rochas da crosta terrestre.....	23
Quadro II. 2 – Teores médios de U e Th estimados para diversos tipos de rochas granitóides portuguesas.....	24
Quadro II. 3 – Concentração de radão em diferentes tipos de aquíferos.....	31
Quadro II.4 – Intervalo de variação estimado para o risco relativo, ao longo da vida, de contrair cancro do pulmão devido a exposições ao radão no interior das habitações.....	44
Quadro II.5 – Classes de potencial de radão estabelecidas pelo GBS para a região de Somerset.....	49
Quadro II.6 – Classes de risco de radão, definidas em função da geologia, permeabilidade e concentrações de radão no solo.....	50
Quadro III.1 – Domínios metamórficos definidos para a região do Minho.....	63
Quadro III.2 – Sinopse das principais características dos Granitóides pré-orogénicos e Granitos de duas micas (Sinorogénicos de F2 e Sinorogénicos de F3) da região do Minho.....	69
Quadro III.3 – Sinopse das principais características dos Granitóides biotíticos (Sinorogénicos de F3 e Pós orogénicos) da região do Minho.....	72
Quadro III.4 – Sinopse das principais manchas filonianas localizadas na região do Minho.....	73
Quadro III.5 – Sinopse dos principais depósitos sedimentares localizados na região do Minho.....	75
Quadro III.6 – Teores (%) dos elementos maiores em granitóides pré-orogénicos e em granitos de duas micas.....	76

Quadro III.7 – Teores (%) dos elementos maiores em granitos biotíticos com plagioclase cálcica.....	77
Quadro III.8 – Teores (ppm) dos elementos menores e traço em granitóides pré-orogénicos e em granitos de duas micas.....	79
Quadro III.9 – Teores (ppm) dos elementos menores e traço em granitos biotíticos com plagioclase cálcica.....	80
Quadro V.1 – Valores de condutividade eléctrica das amostras de águas subterrâneas colhidas na região do Minho.....	104
Quadro V.2 – Valores de pH das amostras de águas subterrâneas colhidas na região do Minho obtidos em campo e no laboratório.....	105
Quadro V.3 – Valores médios de Eh medidos “ <i>in loco</i> ” nos pontos de amostragem seleccionados na região do Minho.....	107
Quadro V.4 – Valores médios de temperatura medidos “ <i>in loco</i> ” nos pontos de amostragem seleccionados na região do Minho.....	108
Quadro V.5 – Valores de alcalinidade, obtidos por análise em laboratório, das amostras de águas subterrâneas colhidas na região do Minho.....	110
Quadro V.6 – Valores de sílica, obtidos por análise em laboratório, das amostras de águas subterrâneas colhidas na região do Minho.....	111
Quadro V.7 – Composição catiónica das ocorrências da região do Minho seleccionadas para este estudo.....	113
Quadro V.8 – Composição aniónica principal das ocorrências da região do Minho seleccionadas para este estudo.....	114
Quadro V.9A – Concentração de gás radão determinada a partir das amostras de água colhidas nos pontos de amostragem da região em estudo.....	116
Quadro V.9B – Concentração de gás radão determinada a partir das amostras de água colhidas nos pontos de amostragem da região em estudo.....	117

Quadro V.10 – Valores estatísticos básicos calculados para a concentração média de gás radão (Bq/L) nos pontos de amostragem da região em estudo.....	119
Quadro V.11 – Concentração de gás radão determinada a partir das amostras de água colhidas em Caldas da Saúde, no ponto CS1, durante um ensaio de caudal.....	135
Quadro V.12 – Concentrações médias de gás radão determinadas nas amostras de água colhidas e teores de urânio das litologias que suportam as captações de água.....	138

§

Introdução

A problemática ambiental tem constituído, nas últimas décadas, uma preocupação crescente quer para as instituições quer para a sociedade em geral. As questões relacionadas com os problemas ambientais atravessam diversas áreas do saber, tendo a geologia um papel relevante na investigação mais recente. Do ponto de vista geológico, destacam-se os solos e as rochas como principal fonte de radiação natural no planeta e dos seus efeitos sobre a saúde humana, principalmente quando o principal responsável pelas doses a que a população está exposta é o radão (^{222}Rn). Longe vai o tempo em que este gás radioactivo, incolor e inodoro, era considerado inofensivo ou até mesmo benigno. A inalação de radão em ambientes confinados contribui para cerca de 20 000 mortes por ano devido a cancro do pulmão nos Estados Unidos e entre 2 000 e 3 000 no Reino Unido. Estes dados sobre a morte por cancro do pulmão só são superados pelo número de mortes causadas pelo tabaco (APPLETON, 2005).

Em 1984, um trabalhador numa central nuclear no estado da Pennsylvania (EUA) fazia accionar repetidamente os alarmes usados para detectar exposições anómalas dos trabalhadores à radiação produzida no interior da central. Investigações posteriores vieram comprovar que a exposição à radiação não tinha origem no seu posto de trabalho, mas sim no interior da sua residência, assente sobre um milonito rico em urânio (GERUSKY, 2003). Desde então, estudos de carácter físico, químico, geológico e médico não pararam. Países como a Suécia, a Grã-bretanha e os Estados Unidos têm desenvolvido trabalhos sem conta nesta área, atestando o interesse crescente pela temática do radão.

Os dados disponíveis sobre esta temática, em Portugal, são escassos quando comparados com estudos realizados em outros países e a grande maioria debruça-se sobre a região centro do país, embora esta situação tenha vindo a melhorar nos últimos anos.

Sabendo que o radão surge principalmente a partir da série de decaimento do urânio e que Portugal é um país rico em jazigos uraníferos, é de esperar que existam no nosso país regiões com condições para ocorrerem elevadas concentrações de radão nos substratos geológicos, nas águas que

neles circulam e nos ambientes confinados das edificações. É nestes espaços que reside o problema: o radão e os seus descendentes podem acumular-se em elevadas concentrações, potenciando a sua inalação e, conseqüentemente, incrementando o risco de desenvolver cancro do pulmão. Mais recentemente, o risco provocado pela inalação do radão tem constituído uma preocupação nos países da Europa, onde já foram emitidas várias recomendações e directivas no sentido de monitorizar e diminuir esse risco.

A área que serviu de base a este estudo sobre a radioactividade natural em águas subterrâneas corresponde, de um modo geral, à região do Minho.

As rochas granitóides e metassedimentares constituem o substrato geológico predominante na região, tornando-a, em termos hidrogeológicos, uma área com características muito particulares, uma vez que devido a ausência de porosidade e permeabilidade primárias, a circulação das águas subterrâneas está dependente do grau de fracturação e alteração das rochas.

No terreno, abundam os pontos de descarga natural dos reservatórios subterrâneos, de circulação mais ou menos profunda.

Existe na região uma forte dependência dos recursos hidrogeológicos. Tanto no sector público como no privado, a sua utilização é muito vasta e vai desde o consumo doméstico e regadio até ao uso para tratamentos termais e engarrafamento.

LIMA (2001) desenvolveu um estudo na área da hidrogeologia em terrenos graníticos que serviu de suporte ao enquadramento hidrogeológico da região apresentado neste trabalho.

A pertinência do presente estudo justifica-se pela ausência de informação relativa aos níveis de radioactividade na região do Minho, em particular nas águas subterrâneas. É de esperar, por confrontação com outras investigações realizadas no nosso território, que possam ser obtidos níveis significativos.

I.1. ANTECEDENTES

Como já foi referido, não existe na região de trabalho qualquer estudo deste género. A maioria das avaliações dos níveis de radioactividade natural efectuada em rochas, solos e águas do território português concentram-se na região central de Portugal.

NEVES *et al.* (1995) efectuaram um estudo sobre a heterogeneidade do fundo radioactivo natural como um factor de risco ambiental em S. Pedro do Sul. Nesta localidade, o substrato geológico é um granito hercínico, moscovítico-biotítico, de grão médio e tendência porfiróide, que revelou elevados teores em elementos radiogénicos, nomeadamente, o tório (120 ppm). Os teores referidos traduzem-se numa radiação γ que pode atingir os 398 mrem/ano, contribuindo de forma significativa para a dose total absorvida anualmente. Acresce ainda a este valor a actividade do radão resultante dos elevados teores de urânio (9,5 ppm). Tendo em conta que, tradicionalmente, as construções utilizam o granito da região, aqueles autores estimaram que a exposição anual da população poderá atingir os 730 mrem/ano, valor que ultrapassa, claramente, o limite fixado pelo Decreto Regulamentar n.º 9/90 (500 mrem/ano). A radiação γ constitui por isso um factor de risco ambiental que exige a criação de restrições ao nível da utilização da rocha regional para efeitos de construção.

A região de Seia foi alvo de um estudo, cujo objectivo principal consistia em obter informação sobre os elementos radiogénicos urânio e tório nas rochas que cobrem uma área de 9 km² regionais. Nesta região ocorrem maioritariamente granitóides hercínicos implantados em rochas metassedimentares do complexo xisto-grauváquico ante-ordovícico. Condicionado por um sistema de fracturas, existe também um depósito sedimentar. Os teores de urânio mais elevados (média igual a 9 ppm) foram encontrados nas rochas granitóides, embora não tenham sido muito diferentes

dos analisados em litologias afins. O tório revelou uma variabilidade muito maior do que o urânio (COSTA *et al.*, 1997).

Os níveis de urânio e tório também foram avaliados na região de Oliveira de Hospital. Nesta localidade observaram-se concentrações de urânio nas rochas mais elevadas que em regiões vizinhas e de contexto geológico análogo. Em caixas de falha o fundo radiométrico eleva-se substancialmente. As concentrações mais elevadas de urânio aparecem associadas a certos alinhamentos estruturais. No que concerne ao tório, as concentrações não diferem significativamente, nem nas rochas nem nas caixas de falha, das que têm sido encontradas em contextos geológicos semelhantes (PEREIRA *et al.*, 1999d).

SALGADO *et al.* (1998) já tinham determinado os níveis de urânio e tório em rochas da região de Tondela. A projecção dos valores obtidos resultou numa correlação positiva entre o urânio e o tório, o que sugere que, pelo menos em parte, estes dois elementos partilham os mesmos suportes mineralógicos.

COSTA *et al.* (1998) constataram que o potencial de radão nos solos da região urbana de Seia é moderado, contudo mais elevado nas áreas graníticas do que nos depósitos arcósico-argilosos, e mais nestes do que nas áreas xistentas. Este potencial pode ainda ser mais elevado na proximidade de algumas falhas.

Ainda na década de 90, foi apresentado um trabalho, menos regional e mais globalizante sobre o território nacional. NEVES *et al.* (1996) fizeram uma síntese sobre a radioactividade das rochas como um factor de risco ambiental no território continental português. A partir da integração de informação de natureza geológica, geoquímica e radiométrica existente sobre as rochas que constituem o território português concluíram que o risco de dose máxima de radiação ser ultrapassada é maior em regiões de natureza granítica (como a região do Minho) e argilosa ou argilo-gresosa, principalmente quando rica em matéria carbonosa. Uma vez que as rochas graníticas em Portugal apresentam teores médios de urânio que são o dobro ou o triplo dos teores médios da

crusta, constituem quanto ao radão um substrato geológico de elevado potencial. Este é mais acentuado nos granitóides de duas micas e nos moscovíticos, onde se observam os teores médios mais elevados. Na maior parte dos casos, o radão é o principal responsável de serem excedidas as doses máximas de radiação recomendadas. Localmente, a radiação γ assume particular importância como acontece em S. Pedro do Sul. Com base nos resultados obtidos, os autores acima referenciados consideraram a ocorrência de três situações de risco associada à radiação natural no nosso país:

- a) Fortes anomalias locais
- b) Anomalias regionais
- c) Regiões extensas que apresentam concentrações de urânio significativamente superiores à média crustal de 2,8 ppm.

Esta classificação distingue-se, essencialmente, pela dimensão da área abrangida, pelas rochas constituintes e pelas concentrações de urânio e de tório, responsáveis pelo tipo de radioactividade dominante.

Entre as medidas sugeridas destacam-se que nas políticas de ordenamento do território seja considerada a radiação natural como um factor de risco elevado, assim como a selecção de locais de extracção de materiais geológicos de forma a evitar a disseminação de materiais radioactivos.

A emanometria é uma técnica que tem sido utilizada para determinar, de forma muito precisa, a tendência de determinadas áreas para o radão na região Central de Portugal e na elaboração de mapas de risco (PEREIRA *et al.*, 1999c).

O risco de radão avaliado em habitações da região de Coimbra foi considerado relativamente baixo (7-304 Bq/m³), atendendo às expectativas baseadas na informação geológica disponível (NEVES *et al.*, 1999b).

Em contrapartida, na região de Tondela, a concentração de radão nas habitações revela situações de risco elevado, nomeadamente quando as construções assentam em fracturas enriquecidas em urânio que intersectam o granito de Tábua e as rochas do complexo xisto-grauváquico, quando estas ocorrem como encraves ou na vizinhança do contacto com rochas graníticas.

As concentrações obtidas oscilaram ente 40 e 2 050 Bq/m³ (PEREIRA *et al.*, 2001a).

COSTA *et al.* (2001) encontraram valores de radão superiores a 400 Bq/m³ em habitações de Seia. Os valores observados estão de acordo com a litologia da região e também com a presença de falhas uraníferas.

As concentrações de radão e os factores que as condicionam também foram avaliadas em habitações da região da Sertã, Figueiró dos Vinhos. Neste caso, os resultados obtidos permitiram concluir que o risco é reduzido, apesar da existência de rochas granitóides na região, que constitui o principal factor condicionante. No substrato granítico, as concentrações obtidas distribuíram-se pelo intervalo de 25 a 320 Bq/m³, com uma média de 92 Bq/m³. Factores como a permeabilidade e o suporte mineralógico de urânio tiveram uma menor contribuição (NEVES *et al.*, 2003a).

Um estudo semelhante em habitações da região uranífera de Canas de Senhorim concluiu que o potencial de radão na região é moderado a elevado, devendo-se principalmente à presença de fracturas enriquecidas em urânio, que intersectam um fundo granítico com potencial moderado a elevado na produção de radão (NEVES *et al.*, 2003b).

Resultados obtidos sugerem que na área urbana de Vila Real, o principal factor geológico que condiciona as concentrações de radão em habitações é de carácter geológico, dado que existe uma boa correlação entre o urânio e as concentrações de radão determinadas (COELHO *et al.*, 2007).

Estudos efectuados na região de Castelo Branco mostram que as concentrações de radão nos solos dependem essencialmente de factores geológicos, tais como a natureza das rochas e a fracturação (FIGUEIREDO *et al.*, 1998).

Em solos na região de Coimbra foram encontradas zonas com potencial de radão baixo a moderado, e outras com potencial moderado a elevado, facto que revela a variabilidade lítica da região (PEREIRA *et al.*, 1998).

PEREIRA *et al.* (1999b) ao estudarem a distribuição do radão em solos da região de Tondela, concluíram que a concentração avaliada depende da natureza das rochas, mas está sobretudo condicionada pela fracturação.

PEREIRA *et al.* (1999e) demonstraram que a média geométrica do radão nos solos das rochas dominantes na região central pode ser muito inferior ao avaliado nas caixas de falha. Veja-se, por exemplo, o caso do granito de Tábua cujo potencial de fundo é 42 kBq/m³, enquanto que nas caixas de falha o valor obtido foi 310 kBq/m³.

É ainda mais escassa a informação sobre as concentrações de radão em águas no território continental português, embora nos últimos anos, vários investigadores tenham contribuído para que esta situação se alterasse.

PEREIRA *et al.* (2001b) apresentaram um estudo sobre o gás radão em águas minerais naturais que consistiu na avaliação do risco de radiação no balneário das Caldas da Felgueira. Este estudo permitiu concluir que a concentração de radão na água mineral depende do local de captação, uma vez que captações diferentes em contexto geológico análogo podem ter concentrações de radão com diferenças que rondam os 600 Bq/L, resultantes dos teores de urânio nos materiais geológicos que podem ser muito variáveis mesmo à escala local, ocorrendo os mais elevados em falhas cujo enchimento é propício à precipitação de urânio, o qual pode incrementar variabilidade tanto na horizontal como na vertical. O processamento e a distribuição da água podem fazer com que a concentração diminua substancialmente em relação à concentração avaliada à saída da captação. O gás radão contido na água passa para o ar, colocando em risco a vida dos curistas mas principalmente dos trabalhadores que ficam sujeitos a sua inalação todo o ano. A remoção do radão acumulado na atmosfera dos compartimentos pode ser conseguida através de um sistema de ventilação eficiente.

Na região de Oliveira de Hospital, a concentração de radão investigada em águas de nascentes e minas, poços e furos mostra um amplo intervalo de variação que vai desde os 4 até aos 4 851 Bq/L, pertencendo os mais baixos aos poços e às nascentes que são utilizadas para aproveitamento público

devido ao tratamento prévio que sofrem. Além disso, o contacto mais ou menos prolongado entre a água e o ar, favorece a libertação do radão para o exterior. As concentrações mais elevadas de radão foram detectadas nos furos (PEREIRA *et al.*, 2003b). A distribuição deste gás na água acompanha a distribuição, para a mesma área, do radão nos solos (PEREIRA *et al.*, 2003c), sugerindo que os factores geológicos que condicionam a concentração de radão em ambas as situações são os mesmos, nomeadamente falhas mineralizadas em urânio.

Vários parâmetros radiológicos (radiação α , radiação β e os radionuclídeos ^{238}U , ^{234}U e ^{226}Ra) foram alvo de pesquisa nas águas subterrâneas da serra do Buçaco e os resultados obtidos estão de acordo com a litologia da região. As águas com concentrações mais elevadas circulam em rochas do ante-ordovícico e do carbonífero (GONÇALVES e PEREIRA, 2007).

Concentrações de radão na ordem dos 10 000 Bq/L foram estimadas em águas subterrâneas que circulam na área da mina de urânio da Urgeiriça (NEVES *et al.*, 2007).

I.2. OBJECTIVOS

O desenvolvimento deste trabalho visa, essencialmente, concretizar os seguintes objectivos:

- a) Estimar os níveis de radão nas águas subterrâneas;
- b) Identificar os factores geológicos condicionantes da variabilidade dos níveis de radioactividade determinados;
- c) Correlacionar as litologias dominantes na região e os níveis de radão determinados nas águas subterrâneas;
- d) Estabelecer correlações entre as concentrações de gás radão e os restantes parâmetros físico-químicos.

- e) Aprofundar o conhecimento relativo aos recursos hídricos subterrâneos nos terrenos graníticos da região do Minho;

Constituem, por isso, objecto de estudo, não só as águas subterrâneas de circulação menos profunda e fracamente mineralizadas, mas também as emergências hidrominerais, relacionadas com circuitos mais profundos.

I.3. ESTRUTURA DA TESE

A presente tese encontra-se organizada em seis capítulos. Assim, para além deste capítulo introdutório, onde se apresenta uma breve exposição sobre a radioactividade natural nos substratos geológicos, os objectivos e a importância deste estudo, contempla mais cinco capítulos.

No **Capítulo II – Radioactividade Natural** – faz-se uma descrição da problemática associada à radioactividade ambiental, enfatizando os aspectos mais importantes relacionados com o gás radão, a sua origem, os principais factores que condicionam a sua distribuição no terreno, as implicações que tem para a saúde humana e algumas medidas minimizadoras dos seus efeitos.

O **Capítulo III – Caracterização Geral da Área em Estudo** – proporciona um enquadramento geral e caracterização geológica, geomorfológica, geotectónica e hidroclimatológica, com particular destaque para a caracterização litológica predominante na região e para os principais factores que influenciam a dinâmica dos recursos hídricos.

As etapas efectuadas com vista a avaliar os níveis de radioactividade e outros parâmetros físico-químicos nas águas subterrâneas, assim como a descrição das técnicas utilizadas constam do **capítulo IV – Metodologia**.

No **capítulo V – Resultados e Discussão** – apresentam-se e analisam-se os resultados de acordo com determinados pontos fundamentais para dar

resposta aos objectivos deste estudo, correlacionando os parâmetros analisados.

O **capítulo VI – Conclusões e Sugestões** - revela as principais conclusões do trabalho, discute algumas das suas implicações na problemática em estudo e apresenta algumas sugestões para futuras investigações.

§§

Radioactividade Natural

Este capítulo pretende apresentar uma abordagem geral sobre a problemática da radioactividade ambiental, em especial do gás radão, e os factores geológicos que condicionam a sua distribuição espacial. Por razões à frente descritas, o gás radão constitui um factor de risco ambiental com graves implicações para a saúde humana, pelo que, sempre que se justifique, exige o desenvolvimento de determinadas medidas minimizadoras dos seus efeitos.

II.1. RADIOACTIVIDADE E TIPOS DE RADIAÇÃO

A propriedade de alguns elementos químicos emitirem radiação de forma natural e espontânea é conhecida desde o final do século XIX. Entende-se por radiação toda a energia em trânsito sob a forma de partículas de alta velocidade ou sob a forma de ondas electromagnéticas (NSC, 2002). Sabe-se hoje, que a radioactividade é responsável por grande parte da radiação detectada à superfície da Terra. A maioria desta radioactividade está, directa ou indirectamente, ligada a elementos químicos como o urânio (U), o tório (Th) e o potássio (K), que podem ocorrer nos materiais geológicos sob a forma de diferentes isótopos.

Muitos dos isótopos existentes na natureza mostram-se instáveis, sofrendo um processo de decaimento radioactivo, em que os núcleos se desintegram espontaneamente para gerar núcleos de outros elementos químicos. Este processo é acompanhado por emissão de radiação ionizante, ou seja, radiação de elevada energia, que ao interagir com átomos do meio envolvente, tem a capacidade de remover electrões das suas órbitas, transformando-os em iões. A esses isótopos instáveis dá-se a designação de radioisótopos.

A radioactividade surge quando um átomo instável de um elemento decai ou se desintegra, formando um outro elemento através da perda de partículas atómicas (protões, electrões ou neutrões), acompanhado pela libertação de radiação, que pode ser de três tipos: α , β e γ .

Os três tipos de radiação apresentam velocidades de emissão bastante elevadas e não interagem com a matéria da mesma forma (LAO,1990).

Quando ocorre um decaimento do tipo α , o núcleo atómico liberta partículas α , de alta velocidade, compostas por dois protões e dois neutrões. São partículas electrizadas positivamente e emitidas com velocidades que podem variar entre 1 e 10% da velocidade da luz. Constituem uma radiação pouco penetrativa, capaz de percorrer apenas alguns centímetros através do ar.

O decaimento β consiste na produção de partículas β , electrões de alta velocidade, que podem atingir 99% da velocidade da luz. Trata-se de uma radiação medianamente penetrativa, podendo ser travada por uma lâmina de alumínio com 5 mm de espessura ou por uma lâmina de chumbo com espessura de 1 mm.

A radiação γ consiste na emissão de fotões, sendo por isso uma radiação electromagnética, emitida à velocidade da luz, de natureza ondulatória, com comprimento de onda muito curto e, conseqüentemente, altamente penetrativa, o que lhe permite atravessar lâminas de chumbo até 15 cm de espessura.

II.2. DECAIMENTO RADIOACTIVO

Cada substância radioactiva tem uma taxa de desintegração específica, a qual pode ser definida pelo termo semi-vida que consiste no tempo necessário para que uma determinada quantidade de isótopo seja reduzida para metade. O decaimento radioactivo traduz-se matematicamente pela seguinte expressão matemática:

$$N = N_0 \exp(-0,693t/T_{1/2}),$$

em que N_0 é a quantidade inicial de radionuclídeo, N é a quantidade ao fim de um determinado período, e $T_{1/2}$ é a semi-vida do isótopo. O factor 0,693 é o logaritmo neperiano de 2.

A actividade de um radioisótopo ou radioactividade (A) é definida como sendo a taxa de decaimento de uma determinada quantidade desse mesmo radioisótopo, a qual, tendo em conta a expressão anterior, pode ser definida da seguinte forma:

$$A = dN/dt = 0,693N/T_{1/2}$$

A partir da análise desta expressão pode verificar-se que a actividade é directamente proporcional à quantidade do isótopo e inversamente proporcional à sua meia vida.

A actividade pode ser quantificada em termos de número de desintegrações por unidade de tempo, podendo ter diferentes expressões. No Sistema Internacional, uma desintegração por segundo designa-se por becquerel (Bq). São frequentemente utilizados múltiplos desta unidade, sendo os mais comuns: o kilobecquerel (kBq), o megabecquerel, (MBq) e o gigabecquerel (GBq). Já no Sistema Americano, a unidade utilizada é o Curie (Ci), sendo o picocurie (pCi) o mais utilizado. Um Ci corresponde a 37×10^9 decaimentos por segundo. Naturalmente, um pCi corresponderá a 0,037 decaimentos por segundo, sendo fácil de estabelecer a correspondência entre as unidades dos dois sistemas:

$$1 \text{ pCi/L} = 37 \text{ Bq/m}^3$$

Como já foi referido, a desintegração de um isótopo instável resulta na criação de um outro que, por sua vez, também pode ser radioactivo. Desta forma, o decaimento de um radionuclídeo ocorre em cadeia ou em série, ao longo da qual vão surgindo vários isótopos instáveis até se atingir o isótopo estável.

O radão é o único radioisótopo gasoso conhecido na natureza e faz parte das séries de decaimento do urânio (^{235}U e ^{238}U) e do tório (^{232}Th), sendo

descendente directo do rádio (^{223}Ra , ^{226}Ra e ^{224}Ra). O radão pode ser encontrado sob três formas isotópicas naturais, consoante a série de decaimento que lhe dá origem. Assim, convencionou-se chamar actínio ao radioisótopo ^{219}Rn , descendente directo do ^{223}Ra na série de decaimento do ^{235}U ; radão ao ^{222}Rn , descendente do ^{226}Ra , na série de decaimento do ^{238}U ; e torão ao que descende do ^{224}Ra , por decaimento do ^{232}Th .

O radão tem origem nas rochas e nos solos, pertencendo ao grupo dos gases raros, pouco reactivo com outros elementos químicos, pelo que uma parte do radão gerado nas camadas mais superficiais da crosta migra para a atmosfera. Dada a sua mobilidade enquanto gás, facilmente poderá penetrar no interior das residências.

Do decaimento do ^{235}U resulta, como se observa na figura II.1, o actínio (^{219}Rn), que tem um período de semi-vida de 3,96 segundos. A sua curta semi-vida aliada à fraca ocorrência do ^{235}U na natureza (cerca de 0,7% da totalidade de isótopos de urânio) torna o ^{219}Rn pouco significativo na concentração total dos isótopos de radão na natureza.

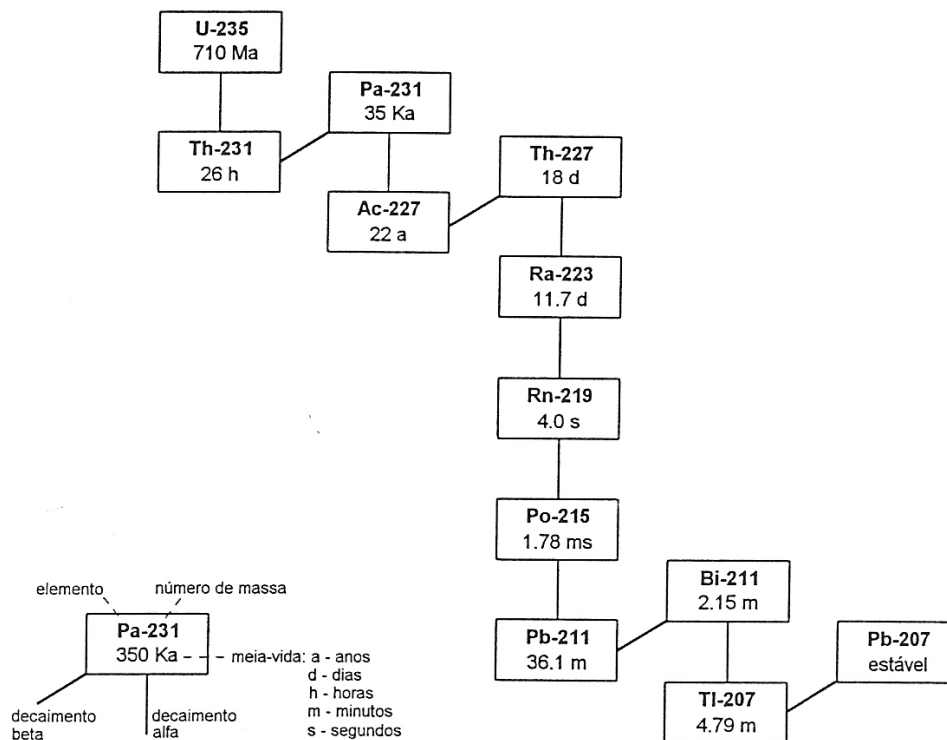


Figura II.1 – Série de decaimento do ^{235}U (adaptado de LAO, 1990).

A partir do decaimento do ^{232}Th resulta o ^{220}Rn (torão) com uma semi-vida de 55,6 segundos. Tendo em conta a sua curta meia-vida, também ele não atinge a superfície em quantidades significativas, decaindo maioritariamente no substrato para ^{216}Po , a não ser que o substrato apresente concentrações anormais de tório. A série de decaimento do ^{232}Th está representada na figura II.2.

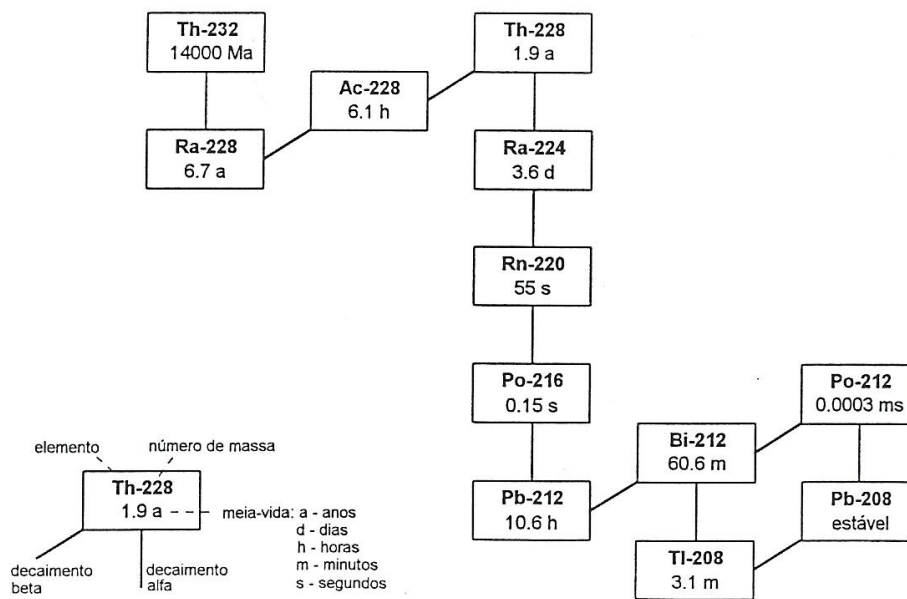


Figura II.2 – Série de decaimento do $^{232}\text{Tório}$ (adaptado de LAO, 1990).

Existe ainda um terceiro isótopo de radão, certamente o mais importante, o ^{222}Rn , que tem origem na série de decaimento do ^{238}U , representada na figura II.3.

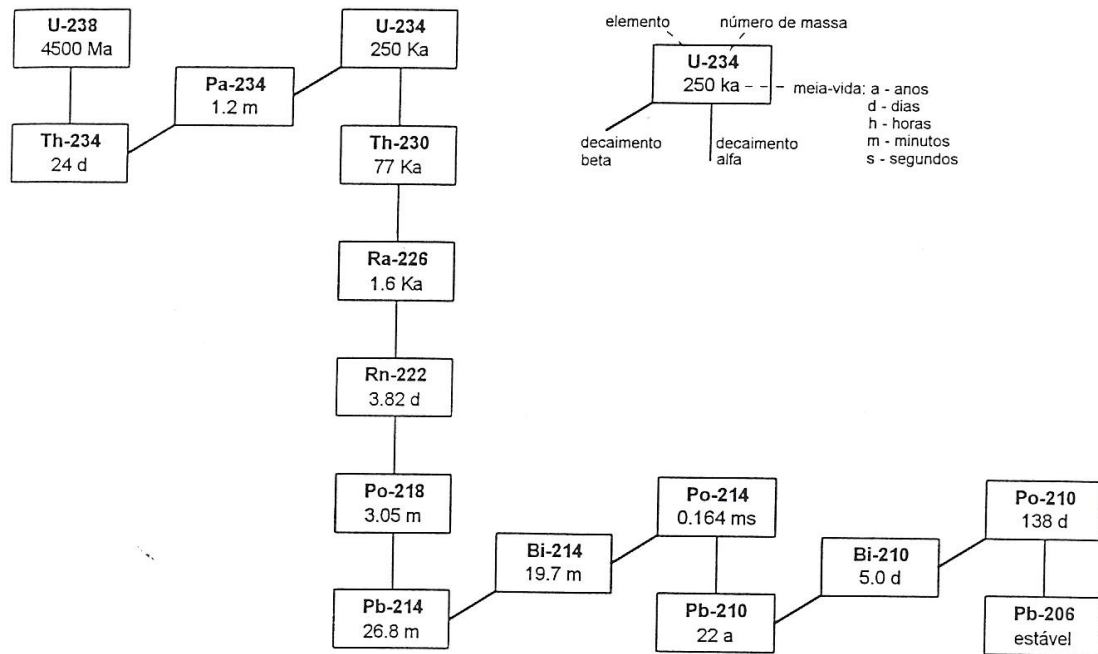


Figura II.3 – Série de decaimento do ^{238}U (adaptado de LAO, 1990).

Este radioisótopo tem uma semi-vida de 3,82 dias, o que lhe permite uma maior mobilidade dentro dos materiais geológicos. A fracção que passa para a atmosfera decai para ^{218}Po , emitindo radiação α , a mesma que se liberta no caso dos outros radioisótopos de radão. Por ser o radionuclídeo mais importante, a partir daqui, sempre que for referido o termo radão, tratar-se-á do isótopo ^{222}Rn .

A detecção do radão apenas pode ser feita indirectamente, na medida em que se trata de um gás inodoro, insípido e incolor e, por isso, não perceptível pelos sentidos. No entanto, se detectarmos radiação α emitida a partir de um determinado volume de ar, poderemos ter a certeza de que essa radiação é libertada pelo radão ou pelos seus descendentes mais próximos que tenham permanecido em suspensão.

A inalação do radão e dos seus descendentes directos faz com que o decaimento se processe no interior dos pulmões, resultando no bombardeamento das células dos tecidos epiteliais das vias respiratórias com partículas α , potenciando o risco de cancro do pulmão.

II.3. FONTES DE RADIAÇÃO

Em termos gerais, as fontes de radiação podem ser classificadas de dois tipos: as fontes naturais e as fontes artificiais. As primeiras têm uma contribuição mais significativa para a radiação total (COCH, 1995; APPLETON e BALL, 1995).

A radiação natural à superfície da Terra, com excepção de uma parte correspondente à radiação cósmica, resulta fundamentalmente do decaimento dos diferentes radioisótopos presentes nos materiais geológicos mais superficiais da crosta, cuja distribuição é bastante heterogénea e, conseqüentemente, os níveis de radiação natural tendem a variar. São exemplo disso os seguintes radioisótopos: ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th e ^{40}K .

Aproximadamente 10% da radiação à superfície vem do espaço exterior à atmosfera e pode ser subdividida em radiação cósmica primária e radiação cósmica secundária. A primária provém maioritariamente do espaço para além do sistema solar, embora alguma provenha do sol, principalmente durante as erupções solares (NSC, 2002). Esta radiação é fundamentalmente constituída por partículas de elevada energia, essencialmente prótons com propriedades fortemente ionizantes. Este tipo de radiação raramente atinge a superfície terrestre, dado que ela interage com a atmosfera para produzir isótopos radioactivos que, por sua vez, quando decaem, emitem radiação de mais baixa energia, atingindo, esta sim, a superfície terrestre, e sendo por isso designada radiação cósmica secundária. Entre os radioisótopos gerados na alta atmosfera destacam-se o ^3H , o ^7Be , o ^{10}Be , o ^{14}C , o ^{18}F , o ^{22}Na , o ^{26}Na , o ^{26}Al , o ^{31}Si , o ^{32}P , o ^{33}P , o ^{35}S , o ^{36}Cl , o ^{37}Ar , o ^{38}Cl , o ^{38}Mg , o ^{38}S , o ^{39}Ar , o ^{39}Cl e o ^{80}Kr . A intensidade da radiação cósmica que atinge a superfície varia de acordo com alguns factores, nomeadamente a altitude e a latitude. As variações com a latitude são interpretadas como sendo o resultado dos efeitos conjuntos dos campos magnéticos solar e terrestre sobre os raios cósmicos primários. Variações de cerca de 10% são também observáveis, acompanhando o ciclo solar de onze anos (IAEA, 1979).

A radiação γ que resulta do decaimento do urânio, do tório e do potássio presentes nos materiais geológicos, naturalmente também é emitida pelos materiais de construção, dado que muitos deles se produzem a partir desses materiais (ÅKERBLOM, 1994).

A radiação também pode ter origem em determinadas áreas da medicina, em actividades laborais como a de mineiros ou em descargas nucleares (COCH, 1995; APPLETON e BALL, 1995).

O organismo pode também ser considerado uma fonte de radiação interna em virtude de ser constituído por átomos, alguns dos quais são isótopos radioactivos, os quais são, segundo dados da National Radiological Protection Board (NRPB), inseridos através da alimentação (APPLETON, 2005).

II.4. O RADÃO NOS MATERIAIS GEOLÓGICOS E FACTORES CONDICIONANTES

II.4.1. O RADÃO NAS ROCHAS E NOS SOLOS

Sabendo que o urânio e o tório são os progenitores do radão, a sua presença nas rochas e nos solos da crosta terrestre (Quadro II.1) constitui o principal factor na produção deste gás; quanto mais enriquecidas forem as rochas naqueles elementos, maior será a quantidade de radão por elas produzida.

Quadro II.1 – Concentrações médias de urânio e tório nas rochas da crosta terrestre (adaptado de IAEA, 1979 e BOYLE, 1982).

LITOLOGIA	Urânio (ppm)	Tório (ppm)
Média crustal	2	8
Rochas ígneas máficas	1	3
Rochas ígneas intermédias	2,3	9
Rochas ígneas ácidas	4,5	18
Sedimentos arenosos	1	3
Sedimentos argilosos	4	16
Calcários	2	2
Xistos negros	8	16
Carapaças lateríticas	10	50
Quartzitos, metagrauvaques e metaconglomerados	1,5	5
Mármore e dolomias	0,5	1
Filitos, metargilitos, ardósia	2,5	10
Xistos de origem ígnea	2	6
Xistos de origem sedimentar	2	10
Anfibolitos	0,5	2
Gneisses	3	10
Corneanas pelíticas	2	10

As concentrações de radão nos solos dependem essencialmente da natureza das rochas, da fracturação e desta poder ou não estar enriquecida por urânio secundário (PEREIRA *et al.*, 1999d).

Numa investigação sobre a influência do processo de meteorização do granito no equilíbrio secular das cadeias de decaimento de urânio e tório foi demonstrado que o processo de meteorização, no essencial, não alterou esse equilíbrio, nem houve uma mobilização drástica do radão e do tório, podendo as concentrações de urânio e tório nestas rochas constituírem bons indicadores da produção daqueles gases (NEVES *et al.*, 1999a).

Com base em mais de 200 amostras, os teores médios de urânio, tório e potássio nos granitos do território português podem ser tipificados (Quadro II.2).

Quadro II. 2 – Teores médios de U e Th estimados para diversos tipos de rochas granitoides portuguesas (adaptado de Neves, 1996).

Tipos de rochas	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)
Granitoides biotíticos	6,7	16,6	4,18
Granitoides de duas micas	8,9	11,8	3,93
Granitoides moscovíticos	8,2	4,3	3,58

Dos dados apresentados constata-se que as rochas graníticas de Portugal apresentam teores médios duplos ou triplos em relação à média crustal (Quadro II.1), o que faz delas substratos geológicos de elevado potencial de risco relativamente ao radão. Este será mais acentuado nos granitoides de duas micas e moscovíticos, onde se observam os teores médios mais elevados. O radão será, em geral, o principal responsável por serem excedidas as doses máximas de radiação recomendadas. Contudo, localmente poderá também ser atribuída à radiação γ alguma dessa responsabilidade nas regiões graníticas.

Em algumas falhas que intersectam as diversas regiões do Maciço foram encontradas concentrações de radão mais elevadas (superiores a 100 kBq/m³), principalmente quando intersectam granitos. No que respeita às rochas metassedimentares, os valores anómalos só se encontram na proximidade do contacto com os corpos graníticos ou nos encraves que se dispõem no interior destas, tendo-se observado, em alguns destes casos, concentrações excepcionalmente elevadas, superiores 1 000 kBq/m³. O valor máximo encontrado até ao momento em Portugal (68 000 kBq/m³) foi obtido sobre uma falha que intersecta metassedimentos (PEREIRA, A., informação oral).

As concentrações de urânio e de tório nas rochas magmáticas, que são as rochas predominantes na região em estudo, parecem aumentar na proporção directa com o conteúdo em sílica (IAEA, 1979). No entanto, o tório decresce em granitos muito evoluídos. Quando estão presentes na crosta, sob a forma tetravalente, tanto o urânio como o tório tendem a formar séries

minerais isomórficas, podendo ocorrer nas rochas granitóides geralmente em minerais acessórios. O urânio pode também existir num estado hexavalente, sob a forma de UO_2^{++} , altamente solúvel e portanto bastante móvel. Em ambiente redutor, UO_2^{++} pode precipitar sob a forma de hidróxidos de ferro ou manganês. Se as condições forem oxidantes pode precipitar a partir da evaporação de soluções ricas em urânio, na presença de cobre, cálcio, potássio, ou outros metais e formar fosfatos, arsenatos, vanadatos ou silicatos (BOYLE, 1982).

Estudos realizados em Portugal Central parecem apontar que o urânio e o tório partilham, pelo menos em parte, suportes mineralógicos comuns (SALGADO *et al.*, 1998).

De acordo com BOYLE (1982), o tório pode existir na crosta sob a forma de minerais primários (torianite, torouraninite e torite) ou como constituinte menor em vários minerais de terras raras (brannerite, absite, zircão, monazite e alanite). Nas rochas magmáticas mais comuns, a maior parte do tório está presente em minerais acessórios como a torite, monazite, alanite, zircão, esfena, anatase, rútilo e perovskite. O tório pode aparecer também em menor quantidade em minerais como a fluorite, apatite, epídoto, hematite, quartzo, feldspatos e micas, ou ainda adsorvido sob a forma de minúsculas partículas de torite ao longo dos bordos dos outros minerais ou em microfracturas. Quanto às rochas metamórficas e sedimentares, para além destes suportes mineralógicos, pode haver grandes quantidades de tório em complexos de minerais argilosos ou em limonite. Nas rochas magmáticas, o tório tende a exibir concentrações mais elevadas nas fácies com maior índice de diferenciação, embora possam ocorrer inversões nesta tendência para as fácies mais diferenciadas. Nas rochas metamórficas, as concentrações de tório decrescem com o aumento do grau de metamorfismo.

O urânio, por sua vez, pode surgir na crosta em minerais primários como a uraninite (pechblenda), coffinite, brannerite e davidite, ou ainda em vários minerais secundários, dos quais os mais comuns são a gummite, schroekingerite, zippeite, autunite, torbernite, carnotite e tyuyamunite. Nas rochas mais comuns, o urânio surge frequentemente como constituinte de

minerais acessórios como a alanite, uraninite, zircão, monazite, xenótima, esfena, anatase, rútilo, hematite e pirocloro. Em substituição do cálcio, pode também ocorrer em associação com feldspatos, clorite, biotite, anfíbolos, piroxenas, epídoto, fluorite e apatite. Pode ainda aparecer associado a várias substâncias coloidais e carbonáceas nos sedimentos, ou em pequenos grãos de uraninite nos espaços intersticiais, em pequenas fracturas ou em fissuras (BOYLE, 1982).

Tal como acontece com o tório, parece existir uma relação directa entre a concentração de urânio e o grau de diferenciação das rochas ígneas (BOYLE, 1982). Esta relação observa-se em Portugal, onde os granitos biotíticos possuem em média 6,7 ppm de urânio, verificando-se um aumento dos teores para 8,9 e 8,2 ppm, respectivamente para os granitos de duas micas e para os granitos moscovíticos (NEVES *et al.*, 1996). Segundo BOYLE (1982), nos arenitos e noutras rochas psamíticas, os teores de urânio crescem com o aumento do quantitativo modal de minerais resistentes como a biotite, monazite, alanite e zircão.

Como o urânio e o tório não apresentam uma distribuição uniforme nas rochas, é necessário saber de que forma o suporte mineralógico influencia a produção e exalação do radão. Assim, dever-se-á ter em conta a que distância dos bordos dos minerais, o átomo de radão será emitido, assim como o tamanho do grão, o tamanho e as imperfeições da malha cristalina e também a direcção com que o átomo de radão vai ser emitido a partir do átomo de rádio. Se, aquando da sua desintegração, o átomo de radão for enviado em direcção ao centro do grão a partir do qual foi emitido, então ficará alojado no interior da estrutura cristalina. Se, por outro lado, o átomo de radão pronto a ser emitido estiver próximo das margens do grão e se dirigir para o seu exterior, duas situações podem ocorrer: ou fica retido num grão adjacente ou se aloja no espaço intergranular. É nestas últimas situações que os átomos de radão poderão posteriormente migrar para o exterior da rocha (OTTON, 1992). De acordo com o mesmo autor, apenas 10 a 50% do radão produzido por um determinado grão escapa para os poros intergranulares. A água nos poros

constitui um dos factores que dificulta a passagem do radão para os grãos adjacentes.

A quantidade de radão que pode chegar à superfície depende em grande escala da existência de espaços vazios no substrato rochoso ou no solo, que permitem a ascensão do gás, podendo a sua movimentação ocorrer por dois processos distintos: difusão e/ou convecção. Por difusão, e segundo ÅKERBLOM (1994), as distâncias médias percorridas pelo radão são cerca de 5 cm na água, 5 m no ar e 2 m no solo. Quanto ao deslocamento por convecção, as distâncias poderão ser bastante mais elevadas. O movimento convectivo do radão transportado por fluidos ao longo de falhas, zonas de cisalhamento e cavernas pode exceder os 100 m de distância (APPLETON e BALL, 1995). Quando dissolvido na água, o radão pode ser transportado até distâncias consideráveis, principalmente quando se trata de águas subterrâneas. No caso de correntes subterrâneas em ambientes cársicos, o radão pode ser transportado até distâncias de 5 km (APPLETON e BALL, 1995). No entanto, no caso de águas superficiais, as distâncias de transporte são significativamente mais reduzidas, dado que o aquecimento e a agitação permitem a libertação do gás para a atmosfera (APPLETON e BALL, 1995). Para além de aumentarem a permeabilidade, as fracturas podem ainda servir como locais para a deposição de minerais de urânio. A difusão parece predominar nas situações em que a permeabilidade é baixa, enquanto que o movimento por convecção é mais frequente nos casos de permeabilidade mais elevada. Ressalta daqui que a permeabilidade do meio será um dos principais factores que condicionam a mobilidade do radão, movimentando-se de forma mais eficaz em solos e rochas de elevada permeabilidade, quer seja por difusão, quer seja por convecção.

A velocidade de deslocamento do radão nas rochas e nos solos está dependente principalmente da quantidade de água presente. Se por um lado, a quantidade de água diminui a velocidade de propagação do gás, por outro, reduz a quantidade de ar presente nos poros, o que faz com que o radão seja emanado para um menor volume de ar, levando a um aumento da sua concentração. Além disso, uma parte do radão libertado dissolver-se-á na

água. É em torno deste balanço que vão variar as concentrações de radão no ar. Estima-se que quando 90% do espaço de um poro está preenchido por água, a concentração no ar é três vezes maior do que quando o poro está completamente preenchido por ar (ÅKERBLOM, 1994). Deve ainda levar-se em linha de conta que a solubilidade do radão na água varia com a temperatura: quanto mais baixa esta for, maior é a capacidade da água para dissolver gases (LAO, 1990). Assim, a relação entre o radão do ar do solo e o radão dissolvido na água dos poros é incrementada com o aumento da temperatura. Por exemplo, para teores de humidade superiores a 90%, aquela relação é cerca de 2, para temperaturas próximas de 0 °C, e cerca de 3 a 10 °C (ÅKERBLOM, 1994). No entanto, seja qual for a temperatura em causa, verifica-se que o coeficiente de partilha é sempre favorável ao ar, relativamente à água, pelo que o radão tem mais facilidade em concentrar-se no ar.

A precipitação e a humidade são outros dois factores que influenciam a concentração de radão no solo, uma vez que condicionam a sua permeabilidade nesse meio. Teores de humidade do solo entre 15 e 17% aumentam as taxas de emissão do radão (ASHER-BOLINDER *et al.*, 1991). Este aumento deverá estar relacionado com a maior concentração de radão no solo, provocada pela diminuição do volume de ar nos poros. Para valores mais elevados de humidade, a emissão diminui, visto que a difusão do radão na água é menor do que no ar. GAN *et al.* (1986) sugerem, nesta situação, que o radão poderá ser arrastado pela água para níveis mais profundos do solo, causando, assim, uma redução da concentração de radão nas camadas mais superficiais.

A concentração de radão na parte superficial do solo acompanha as variações ao nível das pressões barométricas registadas à superfície. Quando o ar atmosférico tende a penetrar no solo, provoca a diluição do radão. Na situação oposta, com a diminuição das pressões barométricas, o radão existente a maiores profundidades, normalmente mais concentrado, tende a ascender às camadas mais superficiais do solo. De acordo com ASHER-BOLINDER (1991), as variações causadas pelas modificações da pressão barométrica, podem fazer-se sentir até profundidades que rondam os 2 m.

A taxa de exalação de radão também vai ser influenciada pelas temperaturas do solo e da atmosfera, dado que movimentações verticais do ar atmosférico resultantes das variações de temperatura, podem provocar transferências gasosas entre a fracção gasosa do solo e a atmosfera. Outro factor a ter em linha de conta é o vento ao ventilar o solo.

Com tantos factores a influenciar, de forma conjugada, os níveis de radão no solo é natural que possam ser encontradas variações sazonais. Logo, como no Inverno se registam maiores índices de precipitação, é previsível que as concentrações de radão no ar do solo sejam superiores àquelas que se possam registar no decorrer do Verão. Pequenas variações também poderão ser observadas ao longo do mesmo dia, ou até em poucas horas, ainda que só se possam observar nas zonas de menor profundidade no solo.

II.4.2. O RADÃO NAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

As águas subterrâneas são águas que circulam em profundidade entre os poros e fissuras existentes nas rochas, mais ou menos produtoras de radão. Este gás é muito solúvel em água, especialmente em água fria, pelo que as águas subterrâneas contêm sempre algum radão.

Os principais factores responsáveis pela determinação da concentração de radão nas águas subterrâneas são a concentração de radão nas rochas e solos por onde circula, o coeficiente de emanação do gás radão, ou seja, a quantidade de radão que é libertada para a água que se encontra nos poros das rochas, e a porosidade das rochas. A expressão que permite determinar a concentração de radão existente na água dos poros do solo é a seguinte (ÅKERBLOM *et al.*, 1997):

$$A = A_{ra} e \bar{\delta} (1-p) / \rho,$$

onde:

- A = Concentração de radão na água (Bq/L);
A_{ra} = Actividade do ²²⁶Ra na rocha (Bq/kg);
e = Coeficiente de emanação do gás radão;
δ = Densidade (kg/m³) da rocha;
ρ = Porosidade (volume de poros/volume total).

Se considerarmos um coeficiente de emanação entre 0,2 e 0,4, uma porosidade entre 0,25 e 0,45 e actividade do ²²⁶Ra entre em 5 e 25 Bq/kg, estima-se que a concentração de radão na água possa variar entre 5 e 100 Bq/L (ÅKERBLOM *et al.*, 1997). Como vimos, o radão tem um período de meia vida de 3,82 dias e a sua concentração vai diminuindo com o tempo. Assim, logo que a água deixa o substrato produtor de radão e à medida que se torna mais superficial passa a ter menos radão, diminuindo numa taxa de 50%, a cada 3,82 dias. Esta é uma das razões pelas quais, a água superficial contém uma quantidade reduzida de radão, inferior a 2 Bq/L (LAO, 1990).

A concentração de radão encontrada em águas subterrâneas é muitas vezes superior ao valor máximo estimado a partir da equação inicialmente apresentada, podendo por vezes conter concentrações próximas de 60 000Bq/L (ÅKERBLOM *et al.*, 1997). Estas concentrações podem ser explicadas pela elevada solubilidade do U⁶⁺ na água. Este urânio bem como os seus descendentes por decaimento de via longa podem precipitar posteriormente nas superfícies das fracturas. O radão que resulta por decaimento do ²²⁶Ra presente nos produtos de precipitação pode então libertar-se e dissolver-se facilmente na água de circulação, como se pode observar na figura II.4 (ÅKERBLOM *et al.*, 1990).

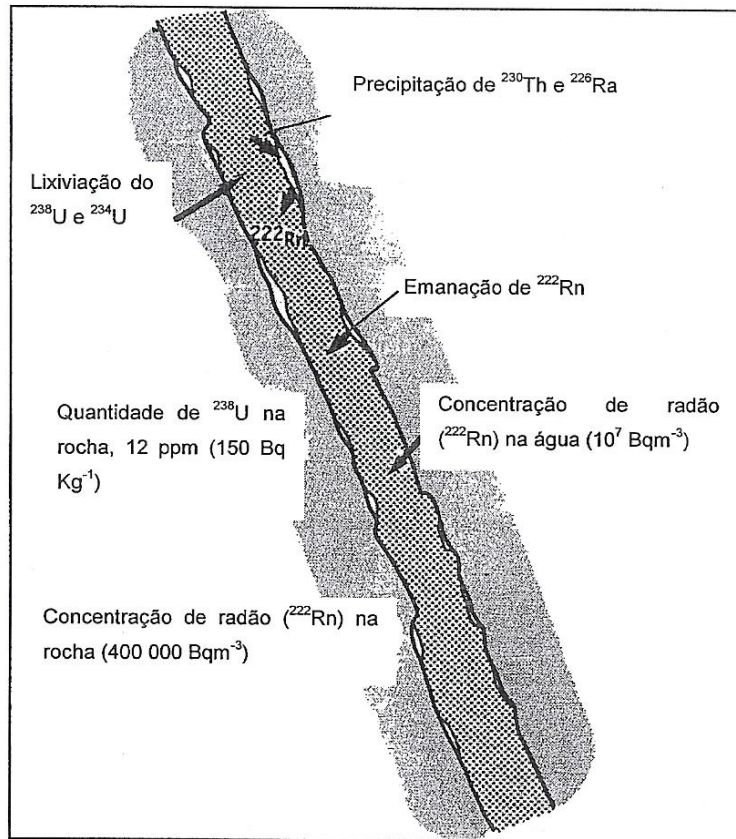


Figura II.4 – Modelo de dissolução de radão na água acumulada em caixas de falhas (adaptado de ÅKERBLOM *et al.*, 1990).

Os níveis de radão nas águas estão dependentes do contexto geológico, ou seja, das características geológicas, geoquímicas e litológicas do aquífero. O quadro II. 3 apresenta a concentração de radão em águas subterrâneas, a qual está dependente do rádio dissolvido, por um factor de 10^2 a 10^4 .

Quadro II. 3 – Concentração de radão em diferentes tipos de aquíferos (adaptado de SABROUX, 2000)

TIPO DE AQUÍFERO	²²² Rn (Bq/l)
Granítico	500
Metamórfico	150
Basáltico	15
Arenoso	10
Calcário	1

Os níveis de radão dentro dos aquíferos são altamente variáveis. Alguns estudos demonstraram que os níveis de radão são afectados apenas por processos físicos e não por processos químicos, como acontece em águas com características químicas semelhantes (SABROUX, 2000).

Foi verificada a existência de correlação positiva entre a concentração de radão e o flúor (VEEGER e RUDERMAN, 1998). Para concentrações de flúor superiores a 1 mg/L, são associadas concentrações de radão superiores a 10 000 pCi/L. Esta relação é, em parte, associada à geoquímica da rocha do maciço. O flúor aumenta a solubilidade dos minerais de urânio, aumentando a probabilidade de formar complexos de urânio. Os mesmos autores defendem que a presença de oxigénio dissolvido indica que as condições de oxidação são favoráveis à mobilização do urânio. A destruição da estrutura mineral por acção da radiação também influencia a mobilidade do urânio. Em alguns aquíferos foram encontradas relações positivas entre o radão, a alcalinidade e o flúor. A elevada alcalinidade (superior a 15 mg/L para rochas graníticas) dá uma indicação do grau de meteorização ao qual estão expostas as superfícies uraníferas. O flúor e o urânio aparecem associados em determinados tipos de granitos. Complexos de urânio e de flúor e de urânio e carbonato aumentam a solubilidade de minerais de urânio ao longo das superfícies de fractura no aquífero. Assim, o flúor é considerado um bom marcador geoquímico das condições favoráveis para a elevada produção de radão em rochas graníticas ou de sedimentos delas derivadas.

O grau de porosidade das rochas é um factor que pode também influenciar a concentração de radão nas águas. A lixiviação do urânio dos materiais mais superficiais do aquífero e a sua deposição ao longo das fracturas também o são (VEEGER e RUDERMAN, 1998).

Os estudos sobre os níveis de radão em águas no nosso território são escassos e remetem-se à região central do país (PEREIRA *et al.*, 2001b; PEREIRA *et al.*, 2003a; PEREIRA *et al.*, 2003b; PEREIRA *et al.*, 2005a, GONÇALVES, 2006; GONÇALVES e PEREIRA *et al.*, 2007 e NEVES *et al.*, 2007).

Foram analisadas algumas centenas de amostras de águas colhidas em rochas graníticas e sedimentares, cujos resultados oscilaram entre 19 e 8 830 Bq/L. É nas águas associadas a rochas graníticas que se encontram as médias mais elevadas, entre 104 e 373 Bq/L. Os valores mais elevados foram observados no granito das Beiras, substrato da maioria das mineralizações de urânio conhecidas em Portugal. Já nas águas que circulam em rochas metassedimentares, exteriores às auréolas de metamorfismo de contacto, as concentrações médias de radão são bastante mais baixas (35 Bq/L). As concentrações de radão mais elevadas encontradas nas águas estão associadas a falhas enriquecidas com urânio secundário e que se integram nos sistemas N30-35°E, N50-60°E e N70-80°E. As concentrações de radão dependem também de outros factores, nomeadamente do processamento da água até aos pontos de captação, do tipo de captação e da localização da mesma (PEREIRA *et al.*, 2005a).

As concentrações obtidas em estudos efectuados na região do Buçaco oscilam entre os 17 Bq/L e os 4 109 Bq/L, os quais reflectem a variabilidade lítica observada na região (GONÇALVES, 2006). Nesta investigação, a correspondência entre as concentrações médias de gás radão e os litótipos dos diferentes períodos geológicos permitiu constatar que a concentração média de radão é mais elevada (770 Bq/L) em águas que circulam em litologias do Permo-Carbónico. No Triássico-Jurássico e no Ordovícico também são encontrados alguns valores superiores a 1 000 Bq/L. As amostras de água colhidas a partir de formações do Complexo Xisto-Grauváquico têm, em média, concentrações de radão iguais a 241 Bq/L, portanto inferiores a 1 000 Bq/L, valor de referência da recomendação europeia (2001/928/Euratom), acima do qual devem ser tomadas medidas que minimizem as concentrações de radão elevadas (GONÇALVES, 2006).

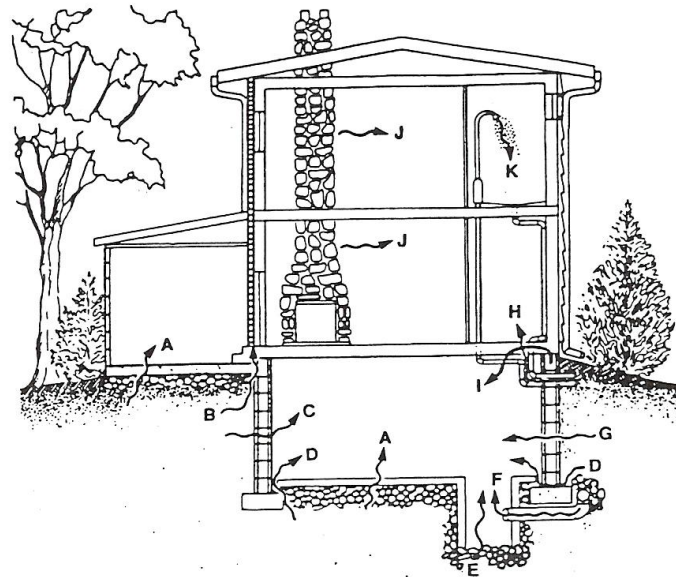
Apesar da concentração de radão nas águas minerais à boca dum furo de captação depender da sua localização precisa e do seu contexto geológico, até chegar às habitações ou às estâncias termais, parte do gás vai se perdendo. Nesses locais, mais radão se escapa para o ar interior dos compartimentos, em tanto maior quantidade quanto maior for o volume de água

utilizado e o seu grau de dispersão, podendo atingir-se, em ambientes confinados, concentrações de radão no ar muito elevadas.

II.5. O RADÃO NO INTERIOR DAS EDIFICAÇÕES

Tendo em conta tudo aquilo que foi referido, facilmente se depreende que o radão dentro das habitações provém de três fontes principais: as rochas e o solo sobre os quais está construída, os materiais de construção e a água.

A maior fonte de radiação nas habitações é, sem dúvida, o solo ou o substrato rochoso sobre o qual assentam as fundações do edifício. Estima-se que a concentração de radão no interior das habitações varia entre 0,6 e 10% (média de 1%) do radão existente no solo envolvente (GUNDERSEN, 1989). Na figura II.5 ilustram-se as várias vias de penetração do radão nas habitações.



- | | |
|---|---|
| A - Fracturas nas lajes de assentamento | G - Juntas de argamassa |
| B - Espaços entre os tijolos das paredes e blocos das fundações | H - Entradas de canos mal ajustadas |
| C - Poros e fendas nos blocos das fundações | I - Blocos das fundações com topos abertos |
| D - Juntas entre paredes e lajes | J - Materiais de construção, por exemplo rochas ornamentais |
| E - Solo exposto, por exemplo em fossas | K - Água proveniente de furos ou poços |
| F - Drenos | |

Figura II.5 – Principais vias de entrada do radão no interior das habitações (adaptado de LAO, 1990).

Pela figura pode ver-se que, para o mesmo solo, a quantidade de radão que entra numa habitação vai depender fundamentalmente do tipo e da qualidade de construção. Quanto maior for o número de vias abertas para o solo, maior será a concentração de radão no interior. O principal mecanismo que leva à entrada do radão nas habitações está relacionado com o transporte por convecção, que resulta das diferenças de pressão entre o interior da habitação e a atmosfera do solo. Estas diferenças de pressão devem-se, na sua maioria, a fenómenos relacionados com diferenças térmicas entre o interior e o exterior. O ar interior, quente, tem tendência a subir provocando pressões negativas nas partes inferiores dos edifícios, o que origina a movimentação do radão desde o solo até ao interior da habitação. O vento também pode provocar diferenças de pressão entre o interior e o exterior dos edifícios. O lado da habitação exposto ao vento tem pressões mais elevadas no exterior, pelo que o gás tende a movimentar-se desde o solo para o interior das habitações. No lado oposto da habitação tende a ocorrer o inverso.

As concentrações de radão no interior das habitações são, pelas causas já referidas, tendencialmente mais elevadas no Inverno do que no Verão. Segundo TEIXEIRA e FAÍSCA (1992), para a mesma habitação, as concentrações de radão no Inverno podem duplicar as observadas no Verão. Dentro da habitação, o radão tende a acumular-se nos níveis inferiores, pelo que as concentrações mais elevadas serão registadas nas caves ou nos pisos térreos (LAO, 1990; TEIXEIRA e FAÍSCA, 1992). BRILL *et al.* (1994) adianta que nos pisos inferiores as concentrações serão 2 a 3 vezes mais elevadas do que nos pisos superiores. O facto de existirem espaços vazios entre o solo e as partes habitadas do edifício podem ser um factor de redução das concentrações no interior das habitações, visto poderem actuar como uma zona tampão entre o solo e as partes habitadas, principalmente se forem ventiladas.

A ventilação e a climatização das habitações assumem um papel fundamental no controlo das concentrações de radão no interior das habitações. Se a climatização for assegurada pela extracção de ar para o exterior, geram-se pressões negativas no interior, provocando um acréscimo no volume de radão proveniente do subsolo. Pelo contrário, se a climatização for

feita através da injeção de ar do exterior, serão geradas pressões positivas no interior que podem bloquear a entrada de radão do subsolo, ao mesmo tempo que se provoca uma diluição nas suas concentrações pela mistura com o ar exterior. Ao calafetar as habitações reduzem-se as trocas de ar com o exterior, pelo que as habitações mais eficientes do ponto de vista energético tendem a exhibir concentrações de radão 5 vezes mais elevadas do que as menos eficientes (LAO, 1990). Assim, os hábitos e modos de vida daqueles que ocupam as habitações constituem um factor importante, pois para reduzir as concentrações de radão no interior poderá ser, em alguns casos, suficiente a abertura de portas e janelas.

As medições feitas em Portugal, desde 1986, revelam que as concentrações de radão variam desde 6 Bq/m^3 a 6 kBq/m^3 . Estes resultados publicados por FAÍSCA *et al.* (1992) e TEIXEIRA e FAÍSCA (1992), têm origem em avaliações efectuadas por todo o território português, o que permitiu aos autores referidos estimarem a média geométrica de radão a nível nacional em 37 Bq/m^3 . Ainda, segundo os mesmos autores, é evidente a relação entre as elevadas concentrações de radão nas habitações e a presença de substrato de natureza granítica. A distribuição espacial das médias geométricas distritais das concentrações encontra-se expressa na figura II.6.

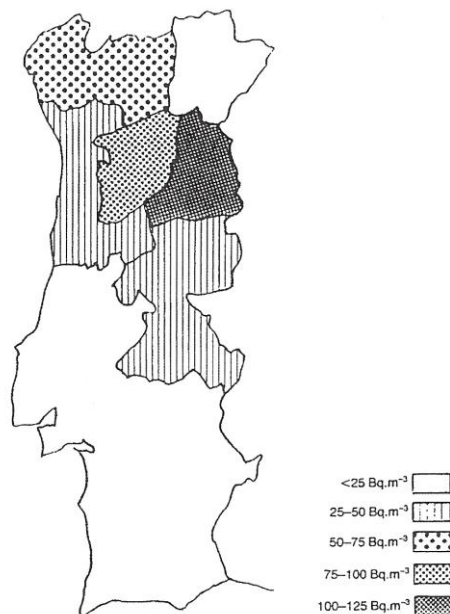


Figura II.6 – Concentrações médias de radão no interior das habitações, por distrito em Portugal (FAÍSCA *et al.*, 1992).

A partir da figura observa-se que as zonas sul e litoral e o distrito de Bragança são as zonas do país com os valores médios mais baixos. No distrito do Porto, a concentração média é de 41 Bq/m³ e no de Braga atinge 57 Bq/m³. Os valores mais elevados são encontrados nas regiões predominantemente graníticas, atingindo concentrações médias de 100 Bq/m³ para o distrito de Viseu, e de 120 Bq/m³ no distrito da Guarda, enquanto que nos distritos da orla, onde dominam as rochas sedimentares, tendem a ser mais baixos. A nível concelhio também foram publicados alguns resultados, destacando-se os concelhos da Guarda, com concentrações médias de 507 Bq/m³, de Nelas, com 408 Bq/m³ e de Arcos de Valdevez, com 243 Bq/m³. Trabalhos mais recentes têm vindo de algum modo a corroborar os dados já referidos (v.g. NEVES e PEREIRA, 2004); os valores mais elevados associam-se a substrato geológico composto pelos granitóides hercínicos tardi-orogénicos, em especial quando este é intersectado por fracturas com mineralização secundária de urânio.

A contribuição dos materiais de construção para o total de radão no interior das habitações é, na maior parte das vezes, diminuto, a não ser em casas construídas a partir de materiais muito radioactivos, como materiais de escombreliras de minas de urânio ou rádio, ou rochas muito enriquecidas em urânio ou rádio. No entanto, em determinadas situações, os materiais de construção podem ter uma contribuição não desprezável.

O transporte de radão para o interior das habitações através da água de consumo doméstico só tem relevância se a habitação for abastecida por água proveniente de furos próprios e localizados em rochas ou solos produtores de radão. Ao ser aquecida ou agitada, a água pode libertar o radão dissolvido estimando-se que se tiver 370 kBq/m³ de radão fará aumentar a concentração de radão no interior da habitação em aproximadamente 37 Bq/m³ (LAO, 1990). Esta libertação pode ocorrer durante as mais banais actividades domésticas que envolvam a agitação da água, como as lavagens ou os banhos. Segundo o mesmo autor, a lavagem de louça é a actividade doméstica que mais radão liberta. No caso da habitação ser fornecida pelo sistema público de

abastecimento, a contribuição da água para a concentração interior de radão será quase nula, visto que um dos processos usuais no tratamento de água pelas entidades fornecedoras é a sua agitação, libertando no momento a quase totalidade do radão eventualmente dissolvido.

De acordo com PEREIRA *et al* (2001b), no caso específico das estâncias termais, onde seja previsível que a água tenha concentração elevada de radão, recomenda-se que os compartimentos onde são utilizadas maiores quantidades de água sejam monitorizados, de forma a verificar a eficiência da ventilação, dado que quando o radão ocorre em concentrações elevadas no ar de espaços confinados, constitui um factor de risco ambiental, uma vez que por inalação, em especial dos seus descendentes, pode conduzir a graves perturbações no organismo humano, como o desenvolvimento de cancro. A libertação do radão da água para o ambiente ocorre quando entra em contacto com o ar, uma vez que é mais solúvel no ar. A proporção de radão transferido da água para o interior dos edifícios depende fundamentalmente da sua concentração nas águas subterrâneas, do volume e do grau de arejamento da água consumida e do processamento a que a água é sujeita durante o circuito e nos locais de utilização. Nos balneários termais são consumidas grandes massas de água mineral de circulação profunda, que em função das características hidrogeológicas e das captações, podem conter concentrações elevadas de radão, constituindo, por isso, um factor de risco para os termalistas, mas principalmente para os trabalhadores que permanecem no interior das instituições durante longos períodos de tempo.

No estudo já atrás referido (PEREIRA *et al*, 2001b), no sentido de avaliar o risco de radiação no balneário das Caldas de Felgueira, localizado num contexto geológico favorável à ocorrência de elevada concentração de radão, foram obtidos valores de concentração de radão que não são muito diferentes dos que têm sido observados em águas subterrâneas que circulam em substratos semelhantes. Este estudo demonstrou que furos localizados no mesmo contexto geológico e hidrogeológico podem apresentar valores muito díspares, os quais resultam de precipitações de minerais de urânio secundários em fracturas que funcionam como condutas de água. Assim, numa falha

mineralizada de urânio este metal pode ter teores muito variáveis, quer na horizontal quer na vertical. As diferenças estão também dependentes das características das captações e dos níveis hidrodinâmicos. O processamento e sistema de distribuição da água fazem diminuir a concentração de radão comparativamente com a que apresentava à saída da captação. Durante os tratamentos, ocorre transferência de radão da água para o ar, a qual será mais intensa quanto mais rica em radão for a água na captação, quanto maior for o volume de água utilizado e quanto maior for a sua agitação, podendo atingir valores muito elevados, que podem ser reduzidos através de um sistema de ventilação eficiente e, conseqüentemente, diminuir o risco potencial para a saúde dos curistas e dos trabalhadores.

II.6. EFEITOS DO RADÃO NA SAÚDE HUMANA

É hoje aceite que o radão é um factor de risco ambiental, ao qual as pessoas estão mais ou menos expostas e com conseqüências para a sua saúde.

Quando se trata de avaliar os efeitos das emissões radioactivas sobre a matéria utiliza-se o termo dose. Entende-se por dose absorvida a quantidade de energia efectivamente absorvida por qualquer material, sujeito ao efeito da radiação ionizante. As unidades de medida para a dose absorvida são, no Sistema Americano, o rad (radiation absorbed dose) e, no Sistema Internacional, o gray (Gy), que corresponde à absorção de um joule de energia por quilograma de qualquer material. Normalmente, neste último sistema, a dose absorvida é expressa em centigrays (cGy) e a equivalência entre as unidades dos dois sistemas é a seguinte:

$$1 \text{ Gy} = 100 \text{ Rad}$$

Usando o gray para medir a dose absorvida não é possível descrever os efeitos biológicos dos vários tipos de radiação. Para relacionar a dose

absorvida por um tecido humano com os reais danos biológicos causados, é necessário considerar uma outra quantidade, a chamada dose equivalente, que é expressa em Sieverts (Sv), milisieverts (mSv) ou microsieverts (μ Sv) no Sistema Internacional, ou em rem (roentgen equivalente man) nos E.U.A., sendo:

$$1 \text{ Sv} = 100 \text{ rem}$$

Como os vários tipos de radiação podem gerar efeitos biológicos diferentes para a mesma dose absorvida, para determinar a dose equivalente é necessário multiplicar a dose absorvida (Gy) por um factor de qualidade (Q) específico para cada tipo de radiação. Para a radiação β e γ , o factor de qualidade é igual a 1, enquanto que para a radiação α , o factor é igual a 20 (APPLETON e BALL, 1995). Este enorme factor para a radiação α tem a ver com o seu baixo poder penetrativo na matéria, isto é, com o facto de toda a energia ser dissipada muito rapidamente num reduzido volume de tecidos humanos. Assim, um pequeno volume de tecidos recebe uma grande quantidade de energia.

Os órgãos humanos e os tecidos que os constituem não reagem da mesma forma à radiação recebida. As radiações β e γ provocam menores danos por serem mais penetrativas no organismo, dissipando a sua energia num maior volume de tecidos. A radiação α por ser travada pela roupa ou pela pele, pode provocar danos consideráveis na pele. Mas, se a emissão de partículas se processar no interior dos pulmões acarreta danos maiores nos tecidos do epitélio pulmonar. Este efeito no tecido pulmonar é potenciado pela acção dos isótopos descendentes do radão. Apesar do radão ser um gás inerte e sem carga eléctrica, os seus descendentes na cadeia de decaimento possuem carga eléctrica e podem associar-se a pequenas partículas de poeira existentes no ar e ser inalados. Uma vez no interior dos pulmões, estas partículas podem aderir ao revestimento do pulmão e continuar a emitir partículas α no interior do próprio epitélio pulmonar.

Para além dos pulmões, a medula óssea e as gónadas são dos órgãos que exibem maior sensibilidade aos efeitos da radiação. Tendo em conta esta

diferença de comportamento entre os tecidos humanos, foi definida uma nova quantidade, a dose equivalente efectiva, que consiste em calcular para cada tecido o produto da sua dose equivalente por um factor de risco ponderado, que é específico para cada tecido. A dose equivalente efectiva será a soma de todas as parcelas assim obtidas.

Os mecanismos através dos quais a radiação afecta os tecidos humanos não são hoje ainda totalmente compreendidos. Pensa-se que os danos biológicos resultam, essencialmente, da destruição das ligações químicas nas moléculas celulares por ionização. À medida que as ondas electromagnéticas de alta energia (radiação γ e raios-X) ou as partículas de alta velocidade (partículas α e partículas β) atravessam as células, vão arrancando electrões às moléculas e átomos ao longo da seu percurso. Estes átomos e moléculas ficam carregados positivamente, enquanto que os electrões libertados se podem ligar a outros átomos ou moléculas carregando-os negativamente, formando pares de iões positivos e negativos. Estima-se que de cada vez que é formado um par iónico, as partículas ou ondas electromagnéticas que constituem a radiação perdem em média 34 eV de energia. Ao perder energia, as partículas são desaceleradas, enquanto que a radiação γ e os raios-X sofrem um aumento do comprimento de onda. Quanto maior o número de pares iónicos formados, menor será a distância percorrida pela radiação.

Os raios-X e a radiação γ podem passar através de uma pessoa sem perder muita energia. Uma partícula β com 2 MeV de energia média é capaz de penetrar 1 cm em tecidos humanos, gerando ao longo da trajectória 60 000 pares iónicos, ou seja cerca de 60 pares por célula. No entanto, uma partícula α típica, com 5,5 MeV pode atravessar 40 μm , o correspondente à espessura aproximada de quatro células, e nesse trajecto 160 000 pares iónicos, isto é, 40 000 pares por célula.

Como o nosso organismo é maioritariamente constituído por água, serão as moléculas deste constituinte as mais afectadas pelo fenómeno de ionização. Desta forma, as moléculas de água originarão um radical livre (OH) e um átomo de hidrogénio (H). Estas substâncias são muito reactivas e podem quebrar as cadeias proteicas e as cadeias de ADN, para além de afectarem o

equilíbrio químico da célula (LAO, 1990). Quando as perturbações nas ligações químicas das moléculas de ADN são muito grandes, ou muito numerosas, podem resultar em aberrações cromossómicas. Os danos nos cromossomas podem causar a morte da célula ou suprimir a capacidade de se dividir normalmente. Neste caso, a célula pode crescer anormalmente e tornar-se cancerosa. O período de tempo entre a indução do cancro de pulmão e o aparecimento da doença, o chamado período de latência, pode variar de 5 a 50 anos (LAO, 1990).

Os efeitos resultantes da exposição à radiação podem ser nefastos para os seres vivos. A dose de radiação absorvida pode ser imediatamente fatal se for intensa e atingir a maioria do corpo humano. No entanto, a exposição do organismo a doses mais reduzidas, mas prolongadas no tempo, também poderão ser igualmente fatais a longo prazo.

No caso específico de exposição ao radão, a possibilidade de existir relação entre o cancro do pulmão e o radão começou a ser discutida nos anos 50 quando se realizaram vários estudos em mineiros. DONALDSON (1969) concluiu que 50% das mortes dos mineiros nas minas de urânio em Schneeberg, na Alemanha e Joachimsthal, na República Checa, se deviam a cancro do pulmão, cuja principal causa seria a grande quantidade de radão inalada (197 kBq/m³ em média). Mais tarde, outros estudos em vários países (HORNUNG e MEINHARDT, 1987; KUSIAK *et al.*, 1993; LUBIN *et al.*, 1995) vieram confirmar a relação causa-efeito entre os casos de cancro de pulmão em mineiros e a sua exposição a elevadas concentrações de radão. Estes estudos apontam para que a percentagem de cancros de pulmão provocados pelo radão seja próxima dos 40%.

Se parece clara a relação entre o radão e o cancro do pulmão, quando se consideram altas concentrações, o mesmo já não acontece quando se analisa a relação com concentrações de radão mais baixas, por exemplo aquelas a que as pessoas estão expostas no interior das suas habitações (AUVINEN *et al.*, 1996). Actualmente, a discussão passa por determinar a existência ou não de risco quando as concentrações de radão são baixas. Se por um lado, a maioria dos autores considera que bastará uma partícula α para

desencadear o processo que conduz à formação do cancro (NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES, 1998), por outro, alguns investigadores (COHEN, 1995) consideram que existe um limite nas concentrações, abaixo do qual não existe risco.

Contudo, em outras investigações, a partir de dados fornecidos pelos estudos epidemiológicos em mineiros e na população em geral, foi possível estabelecer a relação entre o cancro do pulmão e as concentrações de radão nas habitações. Assim, LUBIN *et al.* (1995) estimam que entre a generalidade da população norte-americana, 10% das mortes por cancro do pulmão são devidas à exposição do radão no interior das habitações, o que corresponde a cerca de 15 000 mortes/ano. Na Grã-Bretanha, METTERS (1992) considera que, para uma concentração média de 20 Bq/m³, o risco de contrair cancro do pulmão durante a vida é de 3 em 1 000, aumentando para 30 em 1 000, se a concentração média for de 200 Bq/m³. Dado que existe uma relação de sinergia entre o radão e o consumo de tabaco na geração do cancro (TAYLOR, 1997; APPLETON e BALL, 1995), o risco de contrair cancro de pulmão por fumadores sobe de 10 em 1 000 e 100 em 1 000, para concentrações médias de 20 e 200 Bq/m³, respectivamente (METTERS, 1992).

As estimativas mais recentes do risco devido ao radão foram publicadas no relatório final “BIological Effects of Ionizing Radiation – BEIR VI”, desenvolvido por um comité de especialistas designado pela Academia de Ciências dos E.U.A. (NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES, 1998). Este comité concluiu que 1 em 10 ou 1 em 7 mortes por cancro de pulmão podem ser atribuídas ao radão, tanto para fumadores como para não fumadores. Esta estimativa equivale a 15 400 a 21 800 mortes anuais nos E.U.A. provocadas por radão. O aumento do risco de cancro de pulmão em resultado da exposição ao radão no interior das habitações, relativamente à exposição às concentrações normais no exterior, é apresentado no quadro II.4.

Quadro II.4. – Intervalo de variação estimado para o risco relativo, ao longo da vida, de contrair cancro do pulmão devido a exposições ao radão no interior das habitações (adaptado de NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES, 1998).

Concentrações de exposição ao radão (Bq/m ³)	Homens		Mulheres	
	Fumadores	Não fumadores	Fumadoras	Não fumadoras
25	1 054 – 1 081	1 130 – 1 194	1 059 – 1 089	1 137 – 1 206
50	1 180 – 1 161	1 259 – 1 388	1 118 – 1 177	1 274 – 1 411
100	1 214 – 1 318	1 518 – 1 775	1 235 – 1 352	1 547 – 1 821
150	1 318 – 1 471	1 776 – 2 159	1 352 – 1 525	1 819 – 2 229
200	1 420 – 1 619	2 033 – 2 542	1 466 – 1 694	2 091 – 2 637
400	1 809 – 2 174	3 053 – 4 057	1 915 – 2 349	3 174 – 4 255
800	2 507 – 3 120	5 058 – 7 008	2 760 – 3 549	5 317 – 7 440

Da análise dos dados do quadro, pode concluir-se que o risco relativo é maior para as mulheres e cresce à medida que aumentam as concentrações de radão. Quando exposto a concentrações de radão de 400 Bq/m³ no interior da habitação, um indivíduo não fumador terá um risco de contrair cancro, aproximadamente, 5 a 7 vezes maior do que se estivesse exposto apenas às concentrações médias atmosféricas de radão.

O comité responsável pelo relatório BEIR VI defende que o risco atribuído ao tabaco é muito maior do que aquele que advém da presença de radão no interior das habitações. APPLETON e BALL (1995), a este respeito, mostram que, enquanto o número de mortes atribuídas ao tabaco na Grã-Bretanha é de 40 000 mortes/ano, ao radão são apenas atribuídas 2 000. Estudos epidemiológicos mais recentes têm vindo a confirmar que o radão é um factor de risco ambiental significativo, com incidência especial no cancro do pulmão (v.g. DARBY *et al.*, 2004).

II.7. PREVENÇÃO E CONTROLO DOS NÍVEIS DE RADÃO

II.7.1. NÍVEIS DE ACTUAÇÃO, MEDIDAS PREVENTIVAS E MITIGADORAS E LEGISLAÇÃO

Face aos riscos atrás expostos, relacionados com a exposição ao radão no interior das habitações, vários países têm proposto valores limite para essas concentrações. São denominados níveis de actuação (“action levels”), pois, para concentrações de radão superiores aos valores recomendados, aconselha-se intervir no sentido de reduzir os valores de radão no interior das habitações. Nos E.U.A., a Environmental Protection Agency (EPA) definiu como valor limite recomendado 4 pCi/L (148 Bq/m³). Este valor foi estabelecido com base no entendimento de que a partir destas concentrações os riscos de contrair cancro são já merecedores de atenção, ao ponto de se justificarem iniciativas para a redução das concentrações de radão. No Canadá, por exemplo, o valor limite é menos restritivo 800 Bq/m³.

Na Europa existe uma Recomendação da Comissão das Comunidades Europeias (90/143/EURATOM; COMISSÃO DAS COMUNIDADES EUROPEIAS, 1990) que define o nível de actuação em 400 Bq/m³ para os edifícios existentes, embora recomende um valor mais restritivo de 200 Bq/m³ para novas construções. Esta diferenciação tem a ver com os custos inerentes à redução das concentrações para valores inferiores, pois nas casas antigas será mais dispendiosa a realização de obras para reduzir as concentrações, enquanto que nas novas construções é mais fácil introduzir de raiz as necessárias alterações ao projecto para que as concentrações de radão sejam menores. Na maioria dos países europeus são seguidos estes valores de referência.

Na Suécia, para emissão da licença de construção de uma habitação, é necessária a demonstração de que o local de construção e/ou as medidas de redução previstas no projecto, garantam concentrações no interior inferiores a 70 Bq/m³ (SNIHS, 1992). Ao contrário dos outros países referidos, os limites definidos pela Suécia e República Checa (400 Bq/m³) têm carácter obrigatório.

Não se pense, no entanto, que concentrações inferiores ao nível de actuação representam uma total ausência de risco.

Apesar de ser impossível a eliminação completa do radão no interior das habitações, segundo relatório BEIR VI, a redução das concentrações de radão para valores abaixo do nível de actuação (148 Bq/m^3) poderia evitar cerca de um terço das mortes atribuíveis ao radão nos E.U.A.

Existem medidas muito simples e pouco onerosas que permitem reduzir significativamente as concentrações de radão no interior das habitações. A mais simples de todas consiste no aumento de trocas de ar com o exterior, através da abertura frequente das janelas e portas da habitação. A ventilação interior nas casas com cave ou caixa-de-ar entre a zona habitada e o substrato pode também ser conseguida abrindo frestas ou janelas na cave ou caixa-de-ar. Se for necessária uma maior redução nas concentrações de radão, poderá recorrer-se à instalação de extractores de ar nos pisos inferiores, com capacidade de extracção suficiente para remover o radão antes que este possa migrar para os pisos superiores em quantidade apreciável.

Outra medida consiste em reduzir os fluxos de radão provenientes do substrato, selando as vias de entrada do radão para as partes habitáveis do edifício, nomeadamente actuando ao nível de fracturas e juntas das fundações. Têm sido também desenvolvidas tintas especiais à base de polímeros orgânicos, que quando aplicadas em paredes e pavimentos evitam a entrada de radão.

Outros processos de minimização das concentrações de radão, com custos mais elevados, passam pela colocação de aparelhos de injeção de ar atmosférico para o interior da habitação, provocando um aumento da pressão interior que impede a ascensão do radão por convecção a partir do substrato, ou a instalação de equipamento que permita a extracção do radão directamente do subsolo para o exterior da habitação.

Existem, actualmente, resinas apropriadas para o isolamento das juntas das lajes de assentamento. A utilização destes materiais e a adopção de

técnicas de construção adequadas podem garantir, à partida, concentrações de radão reduzidas no interior das construções.

Para além da legislação emitida que regulamenta os níveis de radão no interior das habitações, existe a DIRECTIVA 96/29/EURATOM DO CONSELHO DA UNIÃO EUROPEIA, que fixa as normas de segurança de base relativas à protecção sanitária da população e dos trabalhadores contra os perigos resultantes das radiações ionizantes, que passam por definir as doses máximas permitidas que sejam compatíveis com uma margem de segurança suficiente, os níveis máximos permitidos de exposição e contaminação e os princípios fundamentais de vigilância médica dos trabalhadores. Assim, destaca-se o número 1 do artigo 9º que fixa o limite de dose efectiva para os trabalhadores expostos em 100 mSv por um período de cinco anos consecutivos, na condição de esse valor não ultrapassar uma dose efectiva máxima de 50 mSv em cada ano.

Existe ainda uma RECOMENDAÇÃO DA COMISSÃO (2001/928/EURATOM) relativa à protecção da população contra a exposição ao radão no abastecimento de água potável, a qual estabelece que para águas com concentrações acima dos 1 000 Bq/L, deverá ser efectuada uma acção de correcção justificada com base na protecção radiológica.

No que se refere à legislação nacional, o DECRETO-LEI N.º 306/2007 DE 27 DE AGOSTO, estabelece entre os valores paramétricos para efeitos de controlo da água destinada ao consumo humano fornecida por redes de distribuição, por fontanários não ligados à rede de distribuição, por pontos de entrega, por camiões ou navios-cisterna, por reservatórios não ligados à rede de distribuição, utilizada numa empresa da indústria alimentar ou posta à venda em garrafas ou outros recipientes, a actividade α até ao limite 0,5 Bq/L e a actividade β até ao limite de 1 Bq/L.

II.7.2. MAPAS DE RISCO

Na sequência de tudo o que até agora foi apresentado pode concluir-se facilmente a importância do radão para a saúde pública e o interesse de identificar locais com maior susceptibilidade para elevadas concentrações de radão, uma vez que a maior fonte de introdução de radão nos edifícios é o substrato geológico. A localização exacta ou a previsão de áreas onde exista o risco para a saúde pública reveste-se de especial importância no fornecimento de dados às entidades responsáveis pelo ordenamento do território que possibilitem um melhor planeamento urbano. Esta avaliação do risco de radiação de uma dada região deverá conduzir à aprovação de mapas de risco. Nestes mapas serão claramente identificadas as zonas que deverão sofrer restrições de edificação ou onde a construção deverá obedecer a requisitos prévios que permitam evitar a ocorrência de concentrações de radão elevadas.

Os mapas de risco poderão ser construídos segundo dois tipos de abordagens distintas. A primeira tem em conta a recolha de dados sobre as concentrações de radão no interior das habitações. Após a realização das medições, num número de casas adequado, serão representadas sob a forma de mapa, as proporções das habitações numa determinada área que registem valores acima do nível de actuação (APPLETON e BALL, 1995). Os mapas produzidos de acordo com esta abordagem poderão ainda mostrar as concentrações médias para cada área considerada, que poderá ser um distrito ou um concelho. A selecção das habitações poderá ser feita aleatoriamente ou com base em critérios geológicos, devendo neste último caso ser assegurada a representatividade das diversas unidades geológicas da região. A segunda abordagem para a elaboração de mapas de risco implica a elaboração de mapas de potencial de radão, na tentativa de prever o risco de se registarem valores elevados de radão no interior das habitações. Neste caso, cada unidade geológica é classificada quanto ao potencial de radão com base numa avaliação de factores geológicos e pedológicos que influenciam a emissão de radão para a superfície, assumindo o princípio que a geologia é o principal factor que condiciona a existência de radão nas habitações (APPLETON e BALL, 1995). Esta avaliação poderá ser complementada por medições de radão a

efectuar no interior das casas. O tipo de dados a recolher deverá incidir sobre as concentrações de urânio nas diversas rochas presentes, sobre a densidade e localização da fracturação, a permeabilidade das rochas e solos, e a concentração de radão nos solos (OTTON, 1992).

De acordo com estudos realizados na Grã-Bretanha sob a alçada do British Geological Survey (BGS), APPLETON e BALL (1995) referem uma classificação em três classes de risco de potencial de radão, relacionando as concentrações de radão e a permeabilidade do solo com a proporção de habitações onde existem valores acima do nível de actuação (Quadro II.5).

Quadro II.5 – Classes de potencial de radão estabelecidas pelo GBS para a região de Somerset, nd – não determinado (adaptado de APPLETON e BALL, 1995).

Habitações com [Rn]>200 Bq/m ³ (%)	Classe de potencial de radão	Permeabilidade dos solos e das rochas		
		Elevada	Moderada	Baixa
		Media geométrica da concentração de radão no solo (kBq/m ³)		
> 10	Elevada	> 19	> 26	nd
3 – 10	Moderada	9 – 19	19 – 26	nd
< 3	Baixa	< 9	< 19	< 26

A validade desta classificação foi confirmada pela análise da relação entre a fracção de casas acima do nível de actuação e a classe de potencial de radão das unidades geológicas da região de Somerset (Grã-Bretanha). A aplicação desta classificação a outras áreas é possível se for adaptada às permeabilidades e aos climas locais, e desde que seja feito o mesmo tipo de validação, isto é, se também forem conhecidas as concentrações no interior das residências.

Nos E.U.A., o United States Geological Survey (USGS) tem levado a cabo a avaliação do potencial de radão usando um sistema de pontuações baseado numa matriz de índices de radão usando cinco itens: radão no interior das habitações, radiometria, geologia, permeabilidade e arquitectura das construções. Esta matriz é combinada com uma matriz de índices de confiança

(GUNDERSEN *et al.*, 1992). Para cada uma das áreas a ser avaliada, preferencialmente áreas definidas pela mesma unidade geológica, a cada item é atribuído uma pontuação de acordo com o seu potencial de risco. A soma das pontuações de cada item calibradas pelos coeficientes de confiança origina uma pontuação final que define o potencial de radão dessa área.

Na Suécia consideram-se três classes de risco em função das características geológicas, permeabilidade do solo e concentrações de radão no solo (ÅKERBLOM, 1994). A classificação proposta é apresentada no quadro II.6.

Quadro II.6 – Classes de risco de radão, definidas em função da geologia, permeabilidade e concentrações de radão no solo (adaptado de ÅKERBLOM, 1994).

Risco de radão	Tipos de substrato
Elevado	Granitos ricos em urânio, pegmatitos e xistos aluminosos. Solos muito permeáveis. Radão no solo > 50 kBq/m ³ .
Moderado	Rochas ou solos com teores baixos a moderados de urânio. Permeabilidade média. Radão no solo entre 10 e 50 kBq/m ³ .
Baixo	Rochas pobres em urânio, como calcários, arenitos e rochas ígneas básicas e vulcânicas. Solos com baixa permeabilidade, como argilas siltes. Radão no solo < 10 kBq/m ³ .

Como já foi referido, na Suécia, um risco de radão elevado é factor impeditivo de construção. No caso de risco normal, só após a tomada de medidas que garantam uma concentração máxima de 70 Bq/m³ no ar do interior das residências, é emitida licença de construção (SNIHS, 1992).

Em Portugal, PEREIRA e NEVES (2005b) definiram uma metodologia para avaliação do potencial de radão a escala fina (1: 5 000) tendo efectuado uma aplicação às áreas urbanas do concelho de Oliveira do Hospital. Na avaliação

do potencial de risco usaram-se técnicas para a medição da radiação emanada das rochas, dos solos e das águas subterrâneas, bem como as concentrações de radão em solos. O objectivo a atingir era o de detectar a presença de mineralizações secundárias de urânio, geralmente associadas a fracturas dos sistemas N20-40°E e N50-70°E.

§§§

Caracterização Geral da Área em Estudo

Este capítulo inicia-se com a localização da área em estudo no território nacional. De seguida, apresenta-se uma caracterização geral do ponto de vista geológico, geomorfológico e geotectónico. Por último, porque a água, ao longo do seu percurso, obedece a um determinado padrão geral, condicionado por diversos factores, faz-se uma caracterização regional e sumária dos principais parâmetros climatológicos, hidrodinâmicos e hidroquímicos.

III.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE TRABALHO

A área de estudo do presente trabalho abrange uma vasta região que, de um modo geral, corresponde à divisão administrativa da província do Minho, NW de Portugal (Figura III.1).

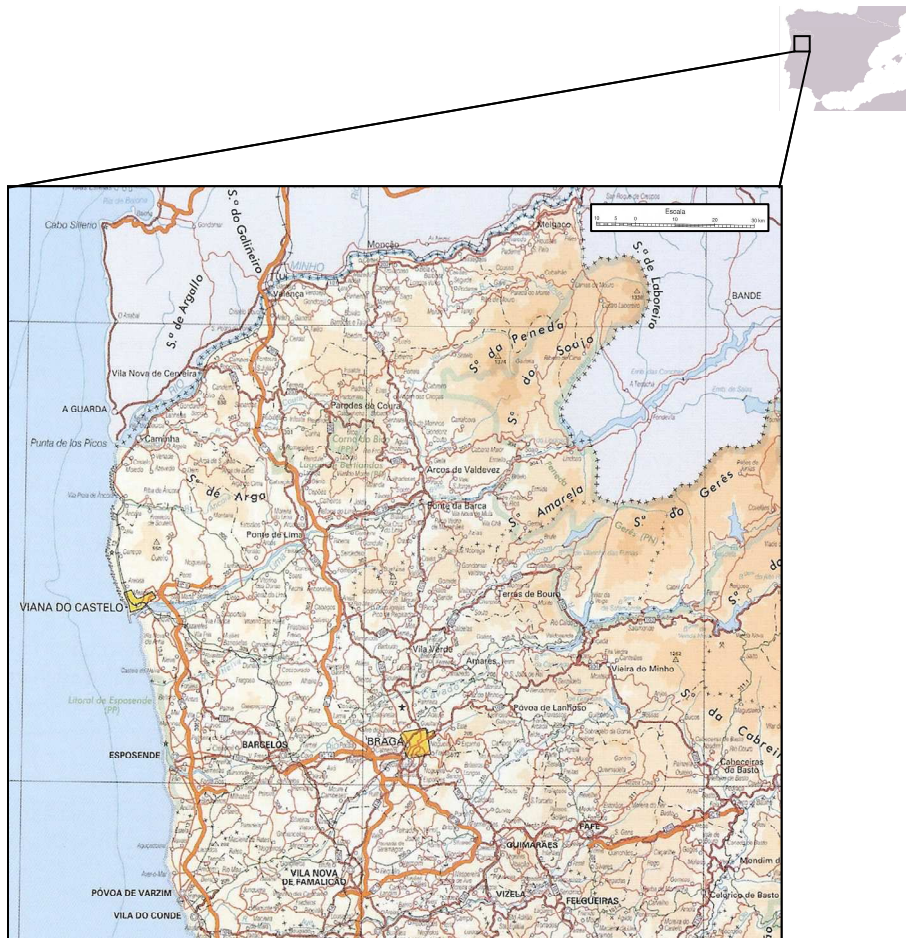


Figura III.1 – Localização da área de trabalho (adaptado de INSTITUTO GEOGRÁFICO PORTUGUÊS, 2005).

Em termos gerais, a área seleccionada é delimitada, a norte, pelo rio Minho e, a sul, pelo rio Ave. O limite oeste coincide com o oceano Atlântico e o sistema montanhoso Peneda–Gerês constitui o limite este.

III.2. GEOMORFOLOGIA REGIONAL

A região do Minho enquadra-se naquela que é considerada a maior unidade geomorfológica da Península Ibérica: o Maciço Ibérico (Figura III.2). Este corresponde a terrenos formados durante o Pré-Câmbrico e o Paleozóico, que culminaram com a formação da grande Cadeia Hercínica, onde predominam granitóides, xistos metamórficos, gnaisses e quartzitos. (CARVALHO, 1984).

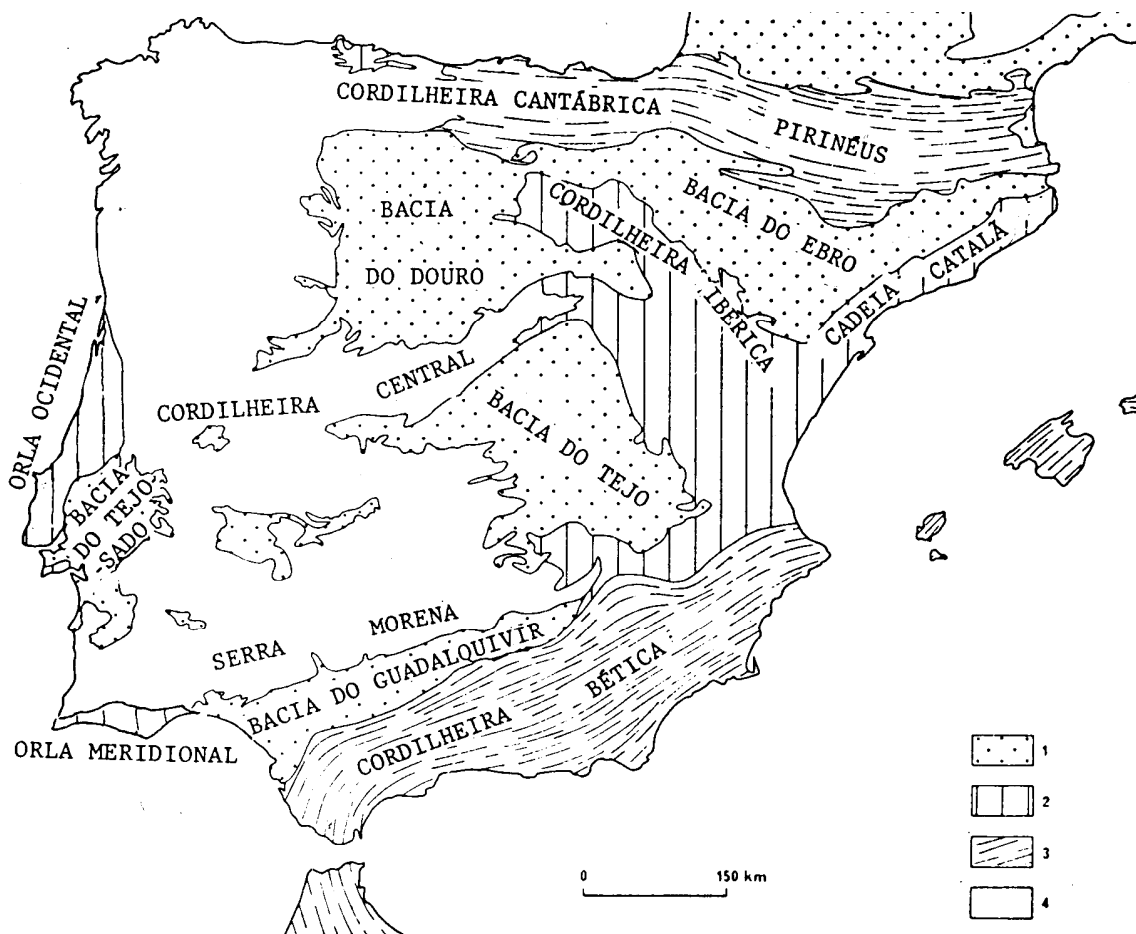


Figura III.2 – Unidades morfo-estruturais da Península Ibérica: 1 – Bacias cenozóicas; 2 – Bordaduras e cadeias meso-cenozóicas moderadamente enrugadas; 3 – Cadeias alpinas; 4 – Soco hercínico - Maciço ibérico (adaptado de CARVALHO, 1984).

Do ponto de vista geomorfológico, a região do Minho caracteriza-se pelo forte contraste entre relevos elevados que terminam em planaltos descontínuos, e vales profundos, mas largos e de fundo aplanado, seguindo regionalmente orientações preferenciais, mas apresentando contornos sinuosos. Estas duas formas dominantes relacionam-se entre si, desenhando um reticulado de tal forma rigoroso, que sugere ser controlado por meio de fracturas (CABRAL, 1992). Relativamente às formas elevadas, destacam-se as serras da Peneda, do Soajo, Amarela e do Gerês (Figura III.1).

A rede hidrográfica aparece paralela às estruturas hercínicas ou então corta-as perpendicularmente, tal como acontece com as principais linhas de água (Figura III.3).

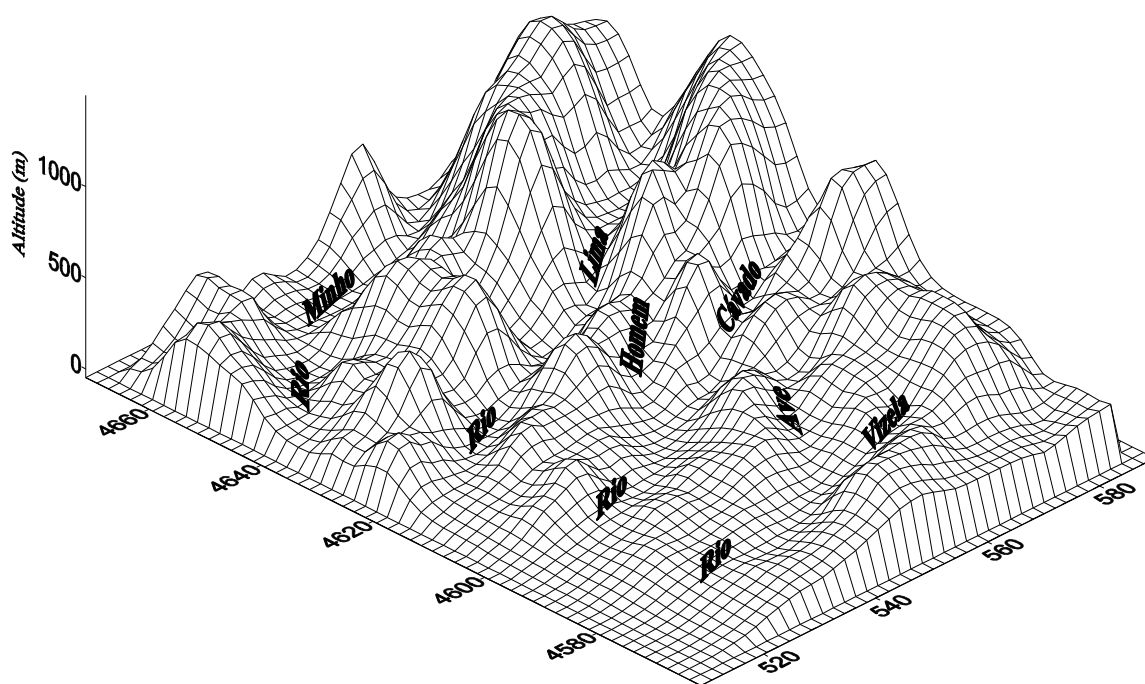


Figura III.3 – Representação tridimensional da morfologia do Minho (projecção ortográfica com rotação de 45° e inclinação de 30°). Indicam-se os principais vales por onde correm os mais importantes cursos de água. Por se tratar de uma representação de base rectangular, estão também incluídas regiões da Galiza nas partes norte e nordeste do bloco diagrama - referência quilométrica UTM, fuso 29, datum europeu (adaptado de LIMA, 2001).

Surgem assim depressões alinhadas, ocupadas pela drenagem fluvial, orientadas preferencialmente segundo alinhamentos ENE-WSW e N-S, seguidos por alinhamentos NE-SW a NNE-SSW e NW-SE. As principais linhas de água, de orientação ENE-WSW, com oscilações mais próximas de E-W ou NE-SW, apresentam-se aparentemente inadaptadas à estrutura geológica regional, disposta segundo a orientação varisca NW-SE a NNW-SSE, interceptando-a perpendicularmente. Contudo, estas mesmas linhas de água parecem estar adaptadas a fracturas na crosta à escala regional, com orientação ENE-WSW (CABRAL, 1992).

A norte do rio Leça abundam os vales largos de fundo aplanado, com terraços a vários níveis (CABRAL, 1992). A montante, os vales apresentam-se com leitos cada vez mais profundos e vertentes mais apertadas.

Segundo FERREIRA (1986) *in* CABRAL (1992), a originalidade do relevo minhoto ocidental resulta das características litológicas em que predominam as rochas cristalinas, das condições climáticas húmidas e da tectónica complexa. Esta é responsável pelos desníveis e também pelos fenómenos de erosão diferencial observados na região. Trata-se de um relevo difícil de interpretar, devido à descontinuidade e má conservação dos níveis de aplanção e à singularidade das vertentes graníticas, cuja origem pode ser tectónica ou erosiva.

São todas estas particularidades em conjunto que fazem do Minho um amplo anfiteatro natural cujo pano de fundo é o mar (FEIO, 1951).

O desenvolvimento das formas elevadas, acima do nível do mar, do Minho Ocidental, é anterior ao Pliocénico. Resultaram de movimentos de levantamento importantes, associados a episódios tectónicos terciários, responsáveis pelo escalonamento de três ou quatro níveis de aplanção acima dos quais se elevam as superfícies culminantes das serras de Peneda-Gerês e da Cabreira. Foram estes movimentos, principalmente de origem epirogénica, do Miocénico, que provocaram uma intensa erosão vertical, responsável pelo desenvolvimento de um paleo-relevo de amplitude altimétrica elevada, em que a erosão sobre rochas profundamente alteradas pelo clima do Cenozóico, terá

tido um papel importante no desenvolvimento de paleovales com orientações preferenciais, nomeadamente de direcção ENE-WSW, por onde correm os principais rios. Foi no Pliocénico, com a subida do nível do mar associada a movimentos de subsidência e/ou eustáticos, e consequente intensificação lateral da erosão que as depressões sofreram alargamento, sendo posteriormente preenchidas por sedimentos que originaram importantes depósitos como os de Prado e Alvarães. O retomar dos levantamentos no fim do Pliocénico ou início do Quaternário terá gerado o encaixe da rede fluvial nos vales pliocénicos, rejuvenescendo a topografia, embora com fraca intensidade na parte ocidental da região devido à fraca amplitude do movimento (CABRAL, 1992).

Devido à má exposição dos seus afloramentos, à elevada alterabilidade das litologias predominantes e ao clima húmido que favorece a meteorização, torna-se difícil identificar os acidentes tectónicos na região, mesmo que a actividade tectónica seja recente, dado que a erosão destrói as suas evidências morfológicas. Assim, admite-se que o relevo minhoto é influenciado, principalmente, pela tectónica plio-quaternária, cujos movimentos verticais diferenciais, entre blocos separados por falhas, formam um reticulado disposto em direcções estruturais NE-SW a E-W e N-S a NW-SE (CABRAL, 1992).

Importa ainda destacar a presença de alvéolos que são pequenas bacias, por vezes quase fechadas, de dimensões variadas, recobertas frequentemente por mantos de alteração mais ou menos espessos (FERREIRA, 1979). Estes resultam da desagregação do material e da sua remoção (GODARD, 1977). Na região do Minho, os alvéolos de maiores dimensões estão na bacia do rio Coura, afluente do rio Minho, e estão sempre associados a granitos ou a rochas xisto-migmatíticas (FERREIRA, 1979). LIMA (2001) considera estas formas de relevo hidrogeologicamente importantes ao nível da recarga aquífera, uma vez que constituem locais privilegiados de retenção do escoamento superficial, assim como das águas de infiltração.

LIMA (2001) verificou que, de um modo geral, os declives aumentam do litoral para o interior. No entanto, também constatou a existência de algumas

excepções: a presença de zonas abruptas em terrenos pouco declivosos e o contrário, ou seja, a presença de zonas mais ou menos aplanadas no seio de terrenos com inclinação acentuada.

III.3. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E O SEU CONTEXTO TECTÓNICO

A parte ocidental da Península Ibérica, onde se insere o Minho, é essencialmente constituída por unidades geológicas do Maciço Ibérico. Neste, consideram-se pelo menos cinco zonas principais diferenciáveis do ponto de vista paleogeográfico, tectónico, metamórfico e magmático (JULIVERT *et al.*, 1977), as quais podem ser observadas na Figura III.4.

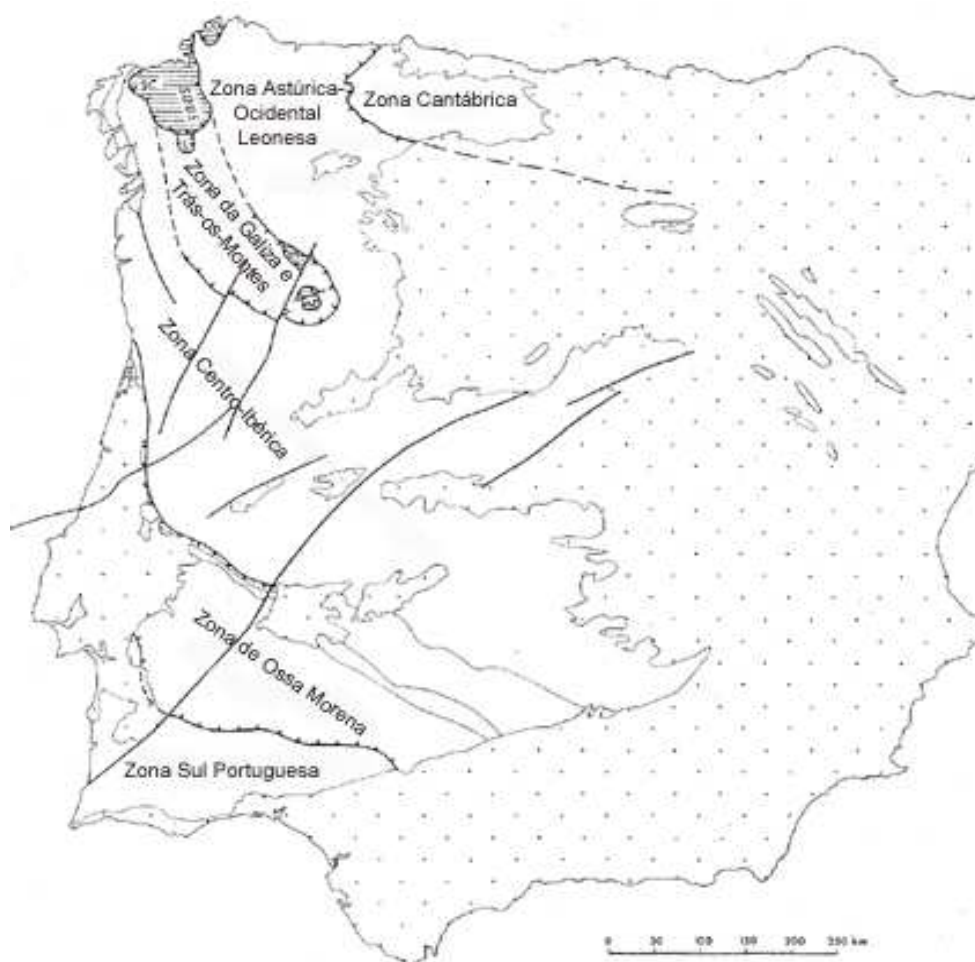


Figura III.4 – Zonas paleogeográficas e unidades tectónicas do Maciço Ibérico (adaptado de RIBEIRO *et al.*, 1979).

A área de estudo está inserida na Zona Centro-Ibérica (ZCI) da Cadeia Hercínica definida por JULIVERT *et al.* (1972, 1977). Uma das principais características desta zona é a abundância de afloramentos graníticos que se dispõem segundo orientações em torno da direcção NW-SE e que parecem estar controladas pelo extenso cisalhamento dúctil Vigo-Régua e pelo cisalhamento do Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão.

Na ZCI distinguem-se essencialmente dois domínios: o Domínio Olho-de-sapo e o Domínio do Complexo Xisto-Grauváquico. O primeiro, situado mais a N, caracteriza-se pela existência de afloramentos de gnaisses, de granitos sin-tectónicos e de áreas com metamorfismo regional de grau elevado, assim como pela presença de dobras deitadas. O segundo domínio, localizado a S, destaca-se pela ocorrência de xistos e grauvaques, anteriores ao Ordovícico Inferior, pela abundância de granitóides tardi-orogénicos e por um metamorfismo de baixo a médio grau (BEA *et al.*, 2003). Esta zona é cavalgada pela Zona da Galiza – Trás-os-Montes, onde afloram terrenos com diversas procedências e evoluções tectónicas e metamórficas diferentes, que lhe conferem uma certa originalidade (PÉREZ-ESTAÚN *et al.*, 2004).

De seguida apresenta-se uma caracterização breve dos principais grupos rochosos e do contexto tectónico em que se inserem, dando realce aos granitóides pelo facto de dominarem na região em estudo.

III.3.1. METASSEDIMENTOS

A ZCI engloba unidades autóctones, para autóctones e alóctones, cada uma das quais apresentando uma evolução estrutural peculiar e distinta e que, devido à tectónica varisca, se encontram empilhadas e separadas por carreamentos (RIBEIRO e PEREIRA, 1992). Os terrenos abrangidos por aquelas unidades têm sido afectados por metamorfismo com diferentes gradientes. Foi com base nesses gradientes que se estabeleceram diferentes terrenos

metamórficos que se orientam de acordo com as principais estruturas da Cadeia Hercínica (Figura III.5).

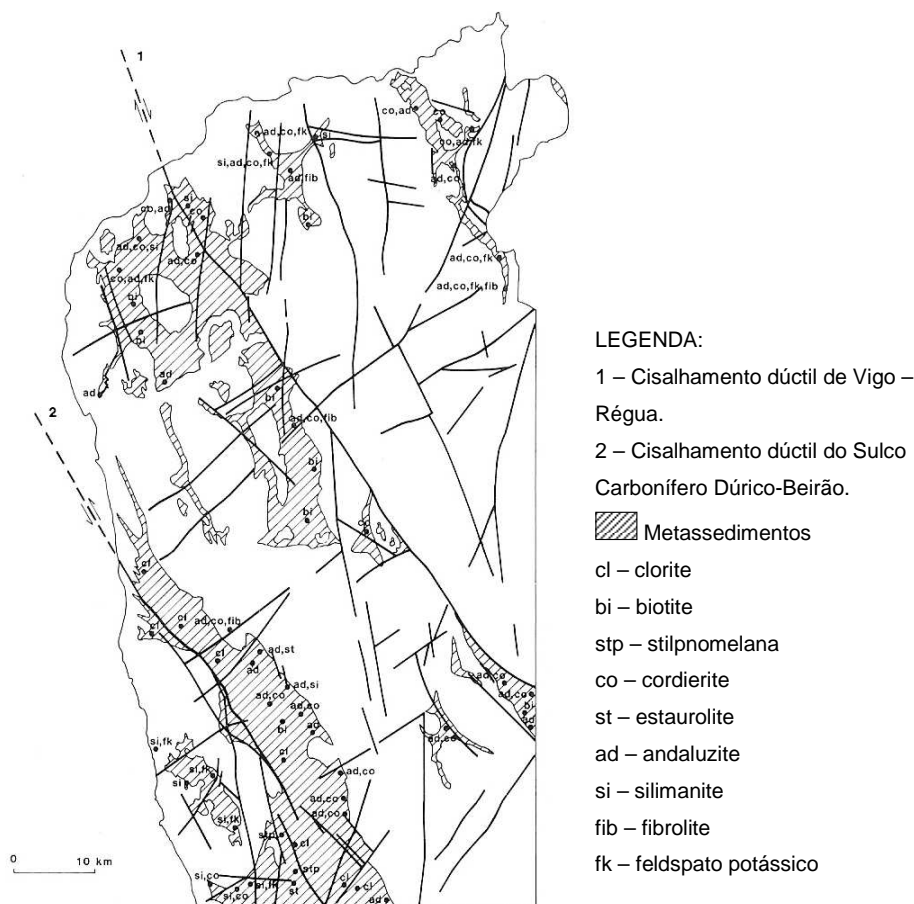


Figura III.5 – Distribuição das principais manchas metassedimentares na região do Minho, com indicação dos principais minerais indicativos do grau de metamorfismo (adaptado de RIBEIRO, 1992).

Assim, de acordo com RIBEIRO (1992), foram definidos, na área, três domínios principais de metamorfismo:

- a) Domínio do antiforma de Valongo (AV);
- b) Domínio entre os cisalhamentos dúcteis do Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão e de Vigo-Régua (IC);
- c) Domínio exterior aos cisalhamentos dúcteis (EC).

O Quadro III.1 apresenta uma caracterização sumária dos domínios metamórficos definidos para a região.

Quadro III.1 – Domínios metamórficos definidos para a região do Minho (adaptado de RIBEIRO, 1992).

Domínio metamórfico	Extensão	Fase de deformação predominante	Grau de metamorfismo predominante
AV	Fão-Aguiar de Sousa	F1	Baixo ou inexistente
IC	Entre os cisalhamentos dúcteis do Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão e de Vigo-Régua	F3	Médio-alto. Raramente, muito elevado
EC	Exterior aos cisalhamentos.	F3	Alto-muito alto

A estrutura da unidade autóctone foi gerada essencialmente durante a primeira fase de deformação hercínica (F1) e encontra-se profundamente marcada e delimitada pela presença dos seguintes acidentes: a Faixa de Cisalhamento Porto-Tomar, que afecta apenas a zona oeste da ZCI; o Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão, que a divide em dois compartimentos estrutural e metamorficamente distintos, e o Carreamento de Vila Verde (RIBEIRO e PEREIRA, 1992). Encontra-se representada pelas formações do Complexo Xisto-Grauváquico e pelas formações do Ordovícico, do Silúrico, do Devónico e do Carbónico.

A estrutura parautoctone é delimitada pelos terrenos alóctones e pelo Carreamento de Vila Verde, onde se destaca a mancha de metassedimentos que se estende desde Braga até ao rio Minho, a leste de Caminha, a qual aparece recortada por granitóides que interferem com a sua estrutura geral. A norte do maciço de Arga, a estrutura prevalecte foi gerada na terceira fase (F3) de deformação hercínica. Esta unidade é a mais importante, uma vez que abrange praticamente todos os metassedimentos da região. Nesta unidade figuram os metassedimentos da Unidade do Minho Central e Ocidental (UMC) do Silúrico indiferenciado (RIBEIRO e PEREIRA, 1992).

Os terrenos alóctones confinam-se à Unidade de Valença e ao prolongamento NW da Unidade de Vila Nune, na região de Celorico de Basto. A estrutura destas unidades foi essencialmente desenvolvida em F1/F2, sendo F1 dominante na unidade de Vila Nune, enquanto que em Valença dominou a F2. O cisalhamento Vigo-Régua delimita a SE a Unidade de Vila Nune e corta a unidade paraúctone (RIBEIRO e PEREIRA, 1992).

Na figura III.6 encontra-se representada a distribuição na região do Minho das unidades autóctone, paraúctone e paraúctone.

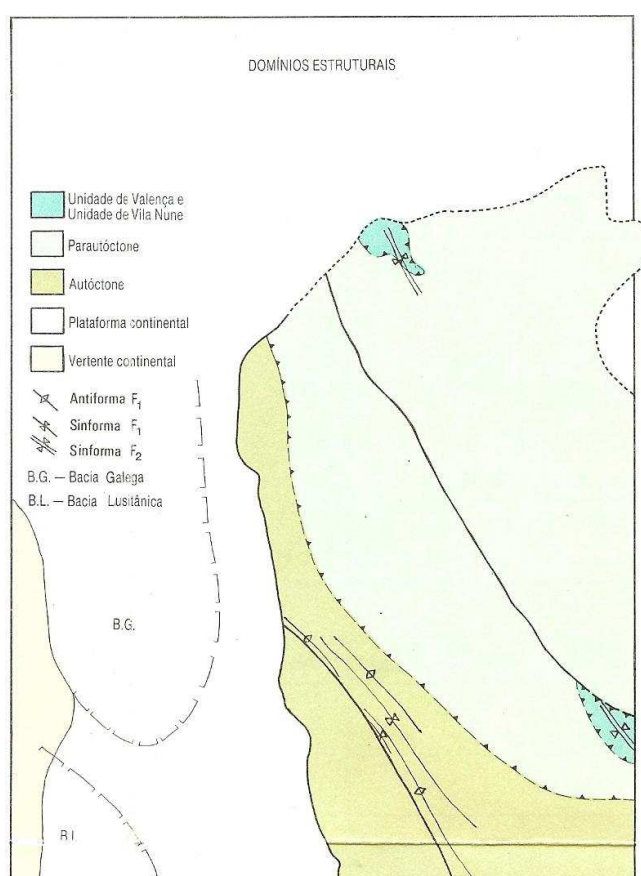


Figura III.6 – Distribuição das unidades autóctone, paraúctone e alóctone na região do Minho (adaptado de PEREIRA, Coord., 1989; RIBEIRO e PEREIRA, 1992).

III.3.2. GRANITÓIDES

Na área em estudo, os granitóides assumem uma ampla distribuição e apresentam grande diversidade composicional e textural, como se pode

observar através da análise do excerto da folha 1 da Carta Geológica de Portugal à escala 1/200 000 (Figura III.7).

Com excepção dos ortognaisses biotíticos da Foz do Douro e o maciço da Gandra, todos os granitóides aflorantes na região poderão incluir-se no ciclo hercínico.

Apesar da complexidade do processo de geração dos granitóides, considera-se a existência de dois grandes grupos: os granitóides de duas micas e os granitóides biotíticos com plagioclase cálcica e seus diferenciados. Contudo, não deixamos de encontrar, em qualquer um dos agrupamentos, uma grande diversidade de litologias, tanto ao nível da composição mineralógica e quimismo, como também ao nível da textura (RIBEIRO e PEREIRA, 1992).

Os granitóides de duas micas começaram a formar-se no início da colisão das margens continentais e instalaram-se próximos da divisória da ZOM-ZCI, mas são maioritariamente contemporâneos ou posteriores a F3. (PINTO *et al.*, 1987). Por sua vez, os granitóides biotíticos com plagioclase cálcica e seus derivados foram gerados em fases mais precoces e estão associados aos cisalhamentos de Vigo-Régua e do Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão (RIBEIRO, Coord., 1983 *in* RIBEIRO e PEREIRA, 1992).

Os granitos do ciclo hercínico da ZCI têm sido classificados de acordo com vários critérios, destacando-se neste trabalho a proposta de FERREIRA *et al.* (1987) que tem por base o seu tempo de instalação face às três principais fases de deformação. Assim, os granitóides da região do Minho dividem-se em: granitóides pré-orogénicos (540-490 Ma), granitóides sin a tardi-orogénicos (380-290 Ma) e granitóides pós-orogénicos (<290 Ma), consoante a implantação foi, respectivamente, anterior, contemporânea ou posterior à orogenia hercínica.

Seguidamente, apresentar-se-á uma caracterização concisa das diferentes fácies graníticas encontradas na região, por ordem cronológica.

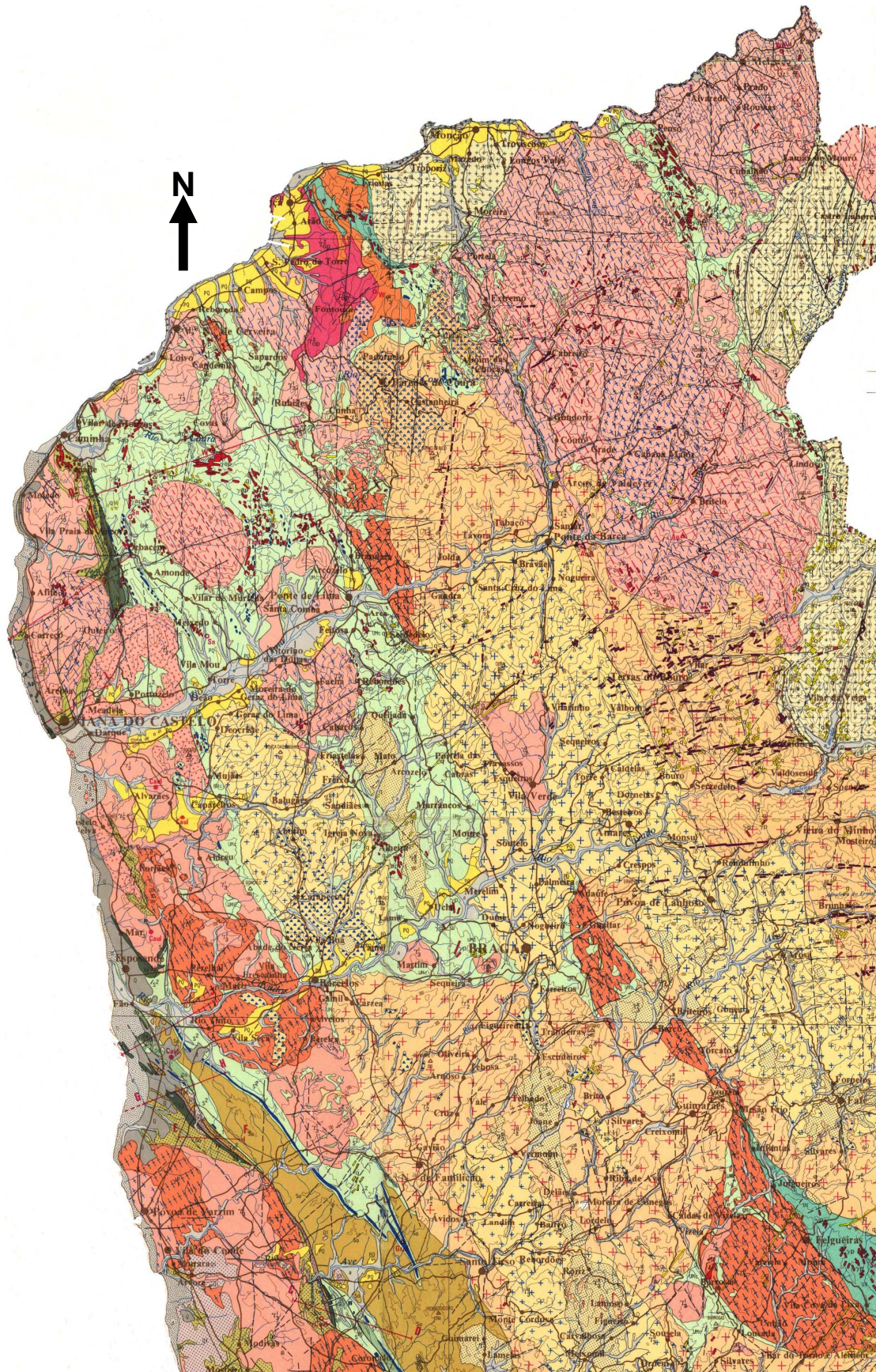


Figura III.7 – Carta geologica da região do Minho à escala 1/400 000. A legenda aparecerá ao longo do texto (adaptado de PEREIRA, Coord., 1989).

III.3.2.1. GRANITÓIDES PRÉ-OROGÉNICOS

Os granitóides pré-orogénicos estão representados pelos ortognaisses biotíticos (γ_{op}^z) que integram o maciço da Gandra e que, por constituírem as rochas mais antigas, apresentam todas as fases de deformação hercínica. De acordo com SIMÕES (1992) são rochas que exibem textura orientada, por vezes com aspectos porfiróides, devido à presença de fenoblastos.

III.3.2.2. GRANITÓIDES SINOROGÉNICOS

O grupo dos granitóides sinorogénicos compreende todos os granitóides relacionados com as três fases de deformação hercínica. Contudo, na região do Minho não afloram granitos sin-tectónicos relativamente a F1, sendo os mais antigos contemporâneos com a segunda fase de deformação hercínica. Os granitóides sinorogénicos, como já foi referido, podem ser divididos em dois subgrupos:

- a) Granitóides de duas micas ou biotíticos com restitos;
- b) Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica e seus diferenciados.

A maioria dos granitóides de duas micas formou-se durante a terceira fase de deformação hercínica. Estes granitóides estão estreitamente relacionados com fenómenos de metamorfismo regional e com o calor desenvolvido ao longo dos cisalhamentos dúcteis, segundo os quais prosseguiu a deformação intracontinental (RIBEIRO e PEREIRA, 1992). De acordo com RIBEIRO (1974), a autoctonia ou aloctonia dos maciços relaciona-se directamente com o carácter precoce ou tardio da sua instalação relativamente a F3, sendo por isso classificados em autóctones, subautóctones e alóctones.

Os granitóides autóctones (γ_{3z}') correspondem a migmatitos, gnaisses e granitos nodulares, localizados, essencialmente, no sector NE da região.

Os granitóides subautóctones (γ_3') representam a principal mancha da área. Este grupo é constituído por litologias muito diversificadas. Ocorrem segundo alinhamentos bem definidos, paralelos aos grandes cisalhamentos dúcteis que atravessam a região do Minho. Aparecem algumas manchas, mais pequenas, correspondentes a granitóides alóctones (γ_3'), com litologias também muito variadas.

Relativamente aos granitóides mais tardios (γ_4'), também alóctones, aparecem na região mal representados. No entanto, destaca-se, no sector NW, o maciço de Arga, constituído por um granito de duas micas, de grão grosseiro e com raros megacristais (SIMÕES, 1992).

O Quadro III.2 apresenta uma síntese das principais características dos granitóides de duas micas da região do Minho.

Quadro III.2 – Sinopse das principais características dos Granitóides pré-orogénicos e Granitos de duas micas (Sinorogénicos de F2 e Sinorogénicos de F3) da região do Minho (adaptado de PEREIRA, Coord., 1989; SIMÕES, 1992).

Símbolo	Litologia	Texturas dominantes	Instalação	Domínios estruturais	Exemplos		
	Granito de duas micas	Grão grosso com raros megacrístais	SIN a TARDI – F3	Alóctones	Serra de Arga		
		Porfíroide de grão fino			Bouça do frade		
		Porfíroide de grão médio	Mezio				
		Grão grosso	Covas, Sta. Luzia, Castelo de Neiva				
		Grão médio ou grosso	Gondifelos, Pousa, Serra Amarela				
	Granito de duas micas com esparsos megacrístais	Grão médio e grão médio a grosso	SIN – F3		Sub – autóctones	V. Nova de Cerveira, Soajo	
	Granito de duas micas	Grão médio, às vezes fino				Lanhelas, Gondarém, Vila Praia de Âncora.	
	Restitos granodioríticos Restitos tonalíticos	Hipidiomórfica granular				Bretiandos	
	Granito de duas micas	Grão médio e grão fino a médio				Moledo, Extremo, Sra. Da Graça, S. Gregório	
		Grão médio				Longos Vales e Couço	
	Granito inomogéneo	Grão médio a fino		Fontoura, Vale do rio Vez e do rio Mouro, Melgaço.			
	Granito biotítico	Grão fino		Alvaredo			
	Migmatitos, Gnaisses e granitos nodulares	Gnaissica e foliada		Autóctones		Castro Laboreiro, Picos, Vinhas e Facho	
	Granito de duas micas	Grão fino		SIN – F2		Sub – autóctones	Taião, Monte Faro
	Ortogneisse	Orientada, por vezes porfíroide.		Precâmbrico a Ordovícico		Parautóctone	Gandra

Os granitóides biotíticos com plagioclase cálcica e seus diferenciados estão associados aos cisalhamentos dúcteis e às fracturas frágeis tardi-hercínicas. De acordo com RIBEIRO e PEREIRA (1992), este conjunto de granitóides ter-se-á formado nas fases mais precoces da terceira fase de deformação, originando os granitóides de uma série precoce, os granitóides de

uma série intermédia, os granitóides de uma série tardia e os granitóides associados às fracturas frágeis.

Constata-se que as rochas mais antigas e mais deformadas se localizam junto das principais zonas de cisalhamento, enquanto que as menos deformadas se afastam, mas mantendo alinhamentos sub-paralelos às anteriores.

Constituem a série precoce (γ''_1) os granitóides sin-F3, os quais se localizam junto das zonas de cisalhamento de Vigo-Régua e do Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão. Fazem parte deste conjunto granodioritos biotíticos, porfiróides, com megacristais desenvolvidos e granitos e granodioritos, de grão médio, porfiróides, com duas micas.

Na série intermédia (γ''_2) consideram-se os granitóides sin a tardi-F3. Estes granitóides ocupam uma zona extensa, mais ou menos contínua, com orientação NW–SE. As litologias aqui encontradas são granodioritos e quartzodioritos biotíticos, porfiróides ou com esparsos megacristais e granitos porfiróides, de grão grosseiro, essencialmente biotíticos.

Os granitóides da série tardia (γ''_3) são granitóides tardi a pós-F3. Constituem um grupo muito diversificado, do qual fazem parte, particularmente, as seguintes litologias: granodioritos e quartzodioritos biotíticos com rochas básicas associadas; granitos monzoníticos de grão médio, porfiróides, com duas micas, essencialmente biotíticos; granitos de grão fino a médio, com esparsos megacristais, de duas micas, essencialmente biotíticos e granitos de grão fino, de duas micas, também essencialmente biotíticos.

Das litologias da série tardia, aquela que tem maior representatividade na região é o granito monzonítico de duas micas, essencialmente biotítico, porfiróide, de grão médio. Este tipo de rochas distribui-se basicamente por duas manchas: a primeira, mais oriental, estende-se desde Ponte da Barca até Fafe e a segunda, mais ocidental, vai desde Geraz do Lima em direcção a sul, sendo interrompida pela mancha de granitos porfiróides, de grão grosseiro, da série intermédia, a sul de Braga.

Outra importante mancha desta série, adjacente ao cisalhamento Vigo-Régua, é constituída por granito de grão fino a médio, com esparsos megacristais, de duas micas, essencialmente biotítico. Esta litologia alastra-se de Vila Verde até Braga, ramificando-se em direcção à Póvoa de Lanhoso.

Ainda dentro desta série ocorrem granitóides associados a rochas básicas, embora com menor expressividade. Este conjunto litológico encontra-se, principalmente, a norte de Barcelos. Outras manchas muito mais pequenas encontram-se espalhadas pela região. Também com menor representatividade aparece um granito de grão fino, distribuído por várias manchas, destacando-se os afloramentos de Parada de Gatim, Briteiros, Fafe, Joane e Carvalhosa. Os microgranitos de grão fino, às vezes turmalínicos, aparecem em manchas muito pequenas.

Quanto aos granitóides tardi a pós-orogénicos, associados a fracturas frágeis, destaca-se o facto de as principais manchas aparecerem condicionadas pelos acidentes com direcção NNE-SSW. Nos granitóides pós-tectónicos distinguem-se três fácies: o granito, às vezes porfiróide, de grão fino, biotítico; o granito porfiróide, de grão médio, biotítico; e o granito porfiróide de grão grosseiro a médio, biotítico, sendo a primeira a menos representativa na região. Assim, sobressaem na região as manchas de Monção, Gerês e Paufito, constituídas por granito de grão médio ou grosseiro, biotítico.

No quadro III.3 apresenta-se uma síntese das principais características dos granitóides biotíticos da região do Minho.

Quadro III.3 – Sinopse das principais características dos Granitóides biotíticos (sinorogénicos de F3 e Pós orogénicos) da região do Minho (ZVCR – Zona de Cisalhamento de Vigo-Régua; ZCSCDB – Zona de Cisalhamento do Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão) (adaptado de PEREIRA, Coord., 1989; SIMÕES, 1992).

Símbolo	Litologia	Texturas dominantes	Instalação	Domínios estruturais	Exemplos
	Granito biotítico	Porfíroide de grão grosseiro a médio	Pós hercínicos	Fracturação frágil	Gerês e Monção
		Porfíroide de grão médio		Fracturação frágil	Paufito
	Granito com duas micas essencialmente biotítico	Grão fino	TARDI a PÓS – F3	ZCVR	Parada de Gatim, Fafe e Briteiros.
	Granito com duas micas essencialmente biotítico	Grão fino a médio com esparsos megacristais		ZCVR	Braga e Bustelo.
	Granito monzonítico com duas micas essencialmente biotítico	Porfíroide de grão médio		ZCVR	Ponte da Barca, Póvoa de Lanhoso, Monte Córdova, Cossourado.
	Granodioritos e Quartzodioritos, biotíticos com rochas básicas associadas (Vaugneritos e noritos)			ZCVR	Arcoselo, Franqueira (Barcelos), Penso (Braga).
	Granito essencialmente biotítico	Porfíroide de grão grosseiro		SIN a TARDI – F3	ZCVR
	Granodioritos e Quartzodioritos biotíticos	Porfíroides ou com esparsos megacristais	ZCVR		Insalde, Paredes de Coura, Serra da Boalhosa.
	Granitos e granodioritos com duas micas	Porfíroide de grão médio	ANTE a SIN – F3	ZCSCDB	Barcelinhos, Pousada, S. André.
	Granodiorito biotítico	Porfíroide com megacristais muito desenvolvidos		ZCVR	Refoios do Lima, Bom Jesus e Sameiro

III.3.3. FILÕES E MASSAS

Como se pode constatar a partir da análise da Carta de Portugal à escala 1/200 000 (PEREIRA, Coord., 1989), destacam-se, na área em estudo, três conjuntos filonianos que se distribuem pelas seguintes zonas: a primeira e mais desenvolvida, que se estende de Terras do Bouro até Vieira do Minho, é

constituída predominantemente por filões de rochas básicas e quartzosos; a segunda abrange a extensão entre Melgaço e Arcos de Valdevez e é constituída basicamente por pegmatitos e aplito-pegmatitos e poucos quartzosos; por último, a região em torno da serra de Arga, onde aparecem, essencialmente, filões pegmatíticos e aplito-pegmatíticos e alguns de quartzo (Quadro III.4).

Quadro III.4 – Sinopse das principais manchas filonianas localizadas na região do Minho (adaptado de PEREIRA, Coord., 1989; SIMÕES, 1992).

Principais manchas filonianas	Litologia	Símbolo	Instalação	Orientação geral
Terras de Bouro-Vieira do Minho	Rochas básicas		Intragránítica	ENE-WSW a E-W
	Quartzo			Caótica com tendência para NE-SW
Melgaço-Arcos de Valdevez	Pegmatito e aplito-pegmatito		Intragránítica e Exogránítica	NW-SE
	Quartzo			
Serra de Arga	Pegmatito e aplito-pegmatito		Exogránítica	Condiccionada pelo diapiro de Arga
	Quartzo			

O primeiro conjunto de filões referido afecta principalmente granitos, granodioritos e quartzodioritos da série intermédia e granitos monzoníticos da série tardia, com uma orientação definida. Os filões de quartzo dispõem-se de uma forma bastante desorganizada, tomando várias direcções.

O segundo cortejo de filões afecta particularmente os granitos inhomogéneos de duas micas e metassedimentos do Silúrico.

Quanto ao terceiro enxame filoniano, os seus elementos aparecem em terrenos silúricos, contornando o Maciço de Arga.

Os filões de rochas básicas encontram-se, em geral, muito alterados e os de quartzo, bastante fracturados. Nos filões pegmatíticos e aplito-

pegmatíticos destaca-se o facto de apresentarem uma textura xenomórfica granular com tendência a sacaróide (SIMÕES, 1992).

III.3.4. DEPÓSITOS PLIO-QUATERNÁRIOS

Ao analisarmos a figura III.7, verificamos que as rochas sedimentares, comparativamente com outras litologias, aparecem na área com menor expressividade. Apresentam também uma distribuição discreta, aparecendo normalmente associados às principais linhas de água e/ou acompanhando a faixa litoral.

Do ponto de vista cronostratigráfico, CARVALHO (1992) considera a divisão dos depósitos em quatro unidades:

- a) Cenozóico indiferenciado – (Ct);
- b) Quaternário antigo e Pliocénico recente – (PQ);
- c) Quaternário antigo – (Q);
- d) Actual e Holocénico – (d) e (a).






Os depósitos do Quaternário antigo e Pliocénico incluem todos os depósitos fluviais e lacustres cobertos ou não por depósitos de solifluxão periglacial.

O Quaternário antigo abrange os depósitos fluviais das zonas vestibulares dos rios e os depósitos marinhos da faixa litoral.

Para além das unidades antes referidas, existe uma outra (Qi) constituída por depósitos indiferenciados, que podem estar associados ou não a depósitos de solifluxão periglacial. Esta unidade encontra-se principalmente na foz do rio Ave.

No Quadro III.5 apresenta-se uma síntese das principais características das unidades acima referenciadas.

Quadro III.5 – Sinopse dos principais depósitos sedimentares localizados na região do Minho (adaptado de RIBEIRO e MOREIRA, 1986; PEREIRA, Coord., 1989; CARVALHO, 1992).

Unidade	Símbolo	Tipo de depósito	Exemplo
Actual e Holocénico		Depósitos fluviais e estuarinos, não actuais, que acompanham o canal dos rios, associados a depósitos actuais	Rios Lima e Cávado
		Dunas fósseis ou actuais, depósitos de praias actuais, ou de areia ou de cascalho	Foz dos rios Lima e Cávado
Quaternário antigo		Areias com seixos	Foz dos rios Lima e Cávado
Quaternário antigo e Pliocénico recente		Areias grosseiras, cascalhos e limos	Ao longo dos rios Minho, Lima e Cávado.
Cenozóico indiferenciado		Conglomerado e arenito silicioso	A Oeste de Monção

III.4. CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DOS GRANITÓIDES

Sabemos hoje que, ao analisar a constituição química de uma qualquer litologia, podemos estar a olhar para o seu processo de génese e respectivo ambiente geotectónico. Determinados elementos químicos funcionam como uma marca, a qual não deixa de estar presente nos granitóides.

Neste ponto apresentar-se-á a caracterização química apenas dos granitóides, em virtude da sua abundância na região e também pela sua relevância para esta investigação. Neste contexto, serão analisados os granitóides pré-orogénicos e sinorogénicos e, dentro destes, os granitóides de duas micas ou biotíticos com restitos e os granitóides biotíticos com plagioclase cálcica. Os dados utilizados nesta análise foram extraídos de OLIVEIRA e CRAMEZ (1992). A maioria dos dados corresponde a valores médios dentro de cada grupo de granitóides, embora algumas litologias estejam representadas apenas por uma amostra.

Para cada grupo de granitóides, examinar-se-ão os elementos maiores e os elementos menores e traço.

III.4.1. ELEMENTOS MAIORES

A caracterização geoquímica de elementos maiores dos granitóides pré-orogénicos e dos granitóides de duas micas ou biotíticos com restitos foi feita com base na análise de 38 amostras, cuja relação aparece no Quadro III.6.

Quadro III.6 – Teores (%) dos elementos maiores em granitóides pré-orogénicos e em granitos de duas micas (adaptado de OLIVEIRA e CRAMEZ (1992)).

LITOLOGIA	Ortognaisse	Granitos de duas micas								
		G. gnaissico	G. grão fino	G. grão médio a fino com restitos	G. grão fino (a médio)	G. grão médio duas micas	G. grão médio a grosseiro	G. grão médio porfiróide	G. grão fino porfiróide	G. grão grosseiro porfiróide
SÍMBOLO	γ_{op}^z	γ^1	γ^2	γ^3					γ^4	
FASE DE INSTALAÇÃO	Pré-orogénicos	Ante e/ou sin F_1	Sin F_2	Sin F_3					Sin a tardi F_3	
N.º DE AMOSTRAS	2	4	1	2	1	14	9	2	1	2
SiO₂	72,59	72,88	68,30	69,33	72,60	71,93	71,76	70,91	67,82	71,19
Al₂O₃	13,86	15,08	15,85	15,43	15,20	14,73	14,92	15,36	16,37	15,76
Fe₂O₃	0,66	0,26	0,69	0,68	0,01	0,52	0,46	0,33	0,76	0,30
FeO	1,60	1,49	2,06	1,72	0,92	1,41	1,39	1,61	2,16	1,60
MnO	0,04	0,04	0,03	0,04	0,02	0,04	0,03	0,04	0,04	0,01
CaO	0,59	0,62	0,84	0,59	0,45	0,58	0,45	0,43	0,63	0,59
MgO	0,35	0,32	0,73	0,47	0,21	0,34	0,36	0,35	0,83	0,40
Na₂O	2,74	2,54	2,71	3,18	4,11	3,41	3,50	3,59	3,99	3,83
K₂O	6,06	5,30	5,69	5,66	4,48	5,12	5,01	4,87	4,68	4,72
TiO₂	0,16	0,12	0,27	0,21	0,10	0,16	0,16	0,22	0,28	0,11
P₂O₅	0,24	0,35	0,17	0,26	0,33	0,34	0,28	0,15	0,19	0,41
H₂O⁺	0,88	1,04	1,73	1,47	1,07	1,04	1,27	1,50	1,84	1,10
H₂O⁻	0,16	0,24	0,75	0,80	0,44	0,21	0,26	0,42	0,20	0,09

No quadro estão incluídos, praticamente, todos os granitóides de duas micas, embora com uma representatividade diferente, uma vez que foram analisadas 14 amostras de granito grão médio de duas micas e 9 de granito grão médio a grosseiro, contrastando com as outras que aparecem em número inferior. Esta diferença está, muito provavelmente, relacionada com a distribuição destas litologias na região, já que o maior número de amostras refere-se às litologias mais abundantes.

Quanto aos granitóides biotíticos com plagioclase cálcica, a sua descrição geoquímica assenta na análise de 48 amostras, das quais as mais abundantes correspondem ao granito porfiróide biotítico, ao granito monzonítico grão médio a porfiróide e ao granito grão fino (Quadro III.7).

Quadro III.7 – Teores (%) dos elementos maiores em granitos biotíticos com plagioclase cálcica (adaptado de OLIVEIRA e CRAMEZ (1992)).

LITOLOGIA	Granitos biotíticos com plagioclase cálcica								
	Granodiorito e G. de grão médio	Granodiorito biotítico	Granodiotio e quartzodiorit o biotítico	G. porfiróide biotítico	Granodiotio e quartzodiorit o com rocha básica	G. grão fino e médio com fenocristais	G. monzoní otico grão médio a porfiróide	G. grão fino	G. porfiróide grão grosseiro biotítico
SÍMBOLO	$\gamma''1$	$\gamma''1$	$\gamma''2$	$\gamma''2$	$\gamma''3$	$\gamma''3$	$\gamma''3$	$\gamma''3$	$\gamma''3$
FASE DE INSTALAÇÃO	Ante a sin F ₃		Sin a tardi F ₃		Tardi a pós F ₃				Pós F ₃
N.º DE AMOSTRAS	6	5	3	10	2	1	9	8	4
SiO ₂	69,50	58,13	61,90	68,01	64,45	65,77	68,25	68,45	72,15
Al ₂ O ₃	15,66	16,88	17,75	14,84	16,10	14,99	14,95	15,31	13,25
Fe ₂ O ₃	0,73	1,13	1,80	1,00	0,97	0,79	0,86	0,94	0,64
FeO	2,06	4,16	4,04	2,94	3,73	0,39	2,73	2,30	2,34
MnO	0,04	0,09	0,10	0,06	0,07	0,09	0,05	0,04	0,06
CaO	0,86	4,05	2,38	1,50	1,84	2,48	1,61	1,28	1,21
MgO	0,57	2,27	1,24	0,89	1,29	1,52	1,00	0,90	0,39
Na ₂ O	3,35	5,95	3,49	3,37	3,09	3,22	3,13	3,49	3,83
K ₂ O	5,05	5,60	4,90	5,25	4,91	4,84	5,19	5,01	4,83
TiO ₂	0,32	0,61	0,76	0,66	0,84	0,62	0,60	0,47	0,21
P ₂ O ₅	0,40	0,37	0,47	0,38	0,51	0,40	0,42	0,37	0,15
H ₂ O ⁺	1,13	1,04	0,78	0,89	1,48	0,68	1,12	1,19	0,59
H ₂ O ⁻	0,26	0,24	0,19	0,22	0,54	0,11	0,21	0,25	0,12

Da análise dos dados apresentados nos Quadros III.6 e III.7 constata-se que:

- a) A sílica (SiO_2) é mais abundante nos granitos de duas micas, concentrando-se nas rochas gnaissicas pré-orogénicas e hercínicas precoces, decrescendo depois um pouco nos restantes granitos de duas micas, temporalmente subsequentes, mas raramente com teores um pouco abaixo dos 70%. Nos granitóides biotíticos com plagioclase cálcica, os valores de SiO_2 são normalmente inferiores a 69%, à excepção dos granitos pós-orogénicos, que sofrem um enriquecimento em sílica, na ordem dos 3%, e dos granodioritos biotíticos com um empobrecimento em sílica à volta dos 11%;
- b) O alumínio (Al_2O_3), em termos gerais, aparece ligeiramente mais enriquecido nos granitos de duas micas do que nos granitos biotíticos. Destacam-se os granitóides pré-orogénicos e os pós-orogénicos com os teores mais baixos;
- c) O sódio (Na_2O) e o potássio (K_2O) exibem grande variabilidade de concentrações. Contudo, relativamente ao sódio, as diferenças são maiores entre os granitos biotíticos com plagioclase cálcica, enquanto que os granitos de duas micas apresentam diferenças mais significativas no que diz respeito ao potássio. Destacam-se os teores potássicos mais elevados exibidos pelos ortognaisses pré-orogénicos;
- d) O cálcio (CaO), o magnésio (MgO), o titânio (TiO_2) e o fósforo (P_2O_5) apresentam valores significativamente superiores nos granitóides biotíticos, embora esta tendência seja mais notória no cálcio e no magnésio;
- e) O comportamento expresso pelos óxidos anteriores repete-se com o ferro (Fe_2O_3 e FeO);
- f) Os granitóides de duas micas são tendencialmente mais hidratados do que os granitóides biotíticos. Destaca-se o facto de os granitos pós-orogénicos apresentarem teores de água (H_2O^+) excessivamente baixos;
- g) No grupo dos granitóides biotíticos, os granitos pós-orogénicos distinguem-se dos restantes por uma diminuição em Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , e H_2O^+ e um enriquecimento em SiO_2 .

III.4.2. ELEMENTOS MENORES E TRAÇO

A caracterização geoquímica dos granitóides em elementos menores e traço baseou-se em 122 amostras de granitos de duas micas e em 137 amostras de granitos biotíticos com plagioclase cálcica. Como se referiu oportunamente, os dados foram obtidos em OLIVEIRA e CRAMEZ (1992) e estão sintetizados nos Quadros III.8. e III.9.

Quadro III.8 – Teores (ppm) dos elementos menores e traço em granitóides pré-origénicos e em granitos de duas micas (adaptado de OLIVEIRA e CRAMEZ (1992)).

LITOLOGIA	Ortognaisse	Granitos de duas micas								
		G. gnaissico	G. grão fino	G. grão médio a fino com restitos	G. grão fino (a médio)	G. grão médio duas micas	G. grão médio a grosseiro	G. grão médio porfíroide	G. grão fino porfíroide	G. grão grosseiro porfíroide
SÍMBOLO	γ_{op}^2	γ^1	γ^2	γ^3					γ^4	
FASE DE INSTALAÇÃO	Pré-origénicos	Ante e/ou sin F_1	Sin F_2	Sin F_3					Sin a tardi F_3	
N.º DE AMOSTRAS	3	7	6	12	11	54	21	2	2	4
Sn	2	2	3,1	2	2	2	2	2	2	2
W	5,5	2	7	2,7	4,9	5,9	3,6	5,5	10	15,3
Nb	13,5	11,7	16	14,9	14,7	14,3	16,9	19	13	20,1
Ta	0,5	1,3	0,8	1,3	1,8	1,2	2,1	3,2	0,7	0,9
F	532	459	907	688	1284	1058	1017	877	1515	1086
Mo	1	2,7	2,3	1,9	2	1,8	1,7	2,5	1	1,2
Be	2	4,1	4,3	2,3	4,4	6,2	6,4	6,0	7,5	5,2
B	5	9,1	9,1	7,6	9,3	15,4	11,6	12,5	11,5	13,2
Li	35	66	98	65	128	165	180	125	335	176
Rb	333	243	344	260	380	347	317	370	340	388
Ut	7,0	4,7	10,3	8,1	9,5	9,6	9,1	13,5	7,1	13,2
UI	2,1	3,0	3,5	4,7	5,7	5,1	5,3	7,1	4,6	6,3
Y	33,0	19,4	21,3	25,1	18	19,4	18,5	17,0	23,0	22,0
Ba	295	297	350	437	287	239	218	185	331	216
Sr	59	68	95	99	62	75	57	51	80	49
Zr	121	95	164	164	180	109	109	112	166	120
Cu	5	7	6,1	7,7	7,1	5,5	5,5	18	9	7,5
Pb	33	29	27	32	26	32	30	32	24	28
Zn	50	47	74	58	85	68	76	80	107	81
V	9	7,3	19	19	11,8	10	8,2	8,5	29	16
Ni	5	5,8	6,1	7	5	5,4	5	5	7	6,5
Co	5	5	6	5	5	5,2	5	5	5	5

Quadro III.9 – Teores (ppm) dos elementos menores e traço em granitos biotíticos com plagioclase cálcica (adaptado de OLIVEIRA e CRAMEZ (1992)).

LITOLÓGIAS	Granitos biotíticos com plagioclase cálcica								
	Granodiorito e G. de grão médio	Granodiorito biotítico	Granodiorito e quartzodiorito biotítico	G. porfiróide biotítico	Granodiorito e quartzodiorito com rocha básica	G. grão fino e médio com fenocristais	G. monzonítico grão médio a porfiróide	G. grão fino	G. porfiróide grão grosseiro biotítico
SÍMBOLO	$\gamma''1$	$\gamma''1$	$\gamma''2$	$\gamma''2$	$\gamma''3$	$\gamma''3$	$\gamma''3$	$\gamma''3$	$\gamma''3$
FASE DE INSTALAÇÃO	Ante a sin F ₃		Sin a tardi F ₃		Tardi a pós F ₃				Pós F ₃
N.º DE AMOSTRAS	17	11	7	30	14	5	22	20	11
Sn	2	4,5	3,6	2	3,4	2	2	2	2
W	9,4	14	24,4	6,1	10	5	5,4	5,2	2,9
Nb	12,8	17,8	21,4	21	21,8	18,6	20	16,5	20,3
Ta	0,5	0,7	1,1	0,7	0,5	1,5	0,8	1,2	1,7
F	1001	1200	1495	1570	1790	1700	1712	1367	1044
Mo	1,8	1,2	1,6	1,8	1,1	1,4	1,6	1,7	2,2
Be	6	7,2	2,8	5,2	4	4,2	4,8	4,3	6,5
B	12,4	6,5	5	9,4	7,9	5	9,2	8,6	10,7
Li	152	76	66	116	94	72	120	80	96
Rb	267	187	216	305	245	259	309	264	262
Ut	6,9	8	5,5	9,5	7,9	11,8	11,2	9,8	14
U1	3,8	3,3	2,4	6,1	3,6	8,6	6,8	6	10,1
Y	19	32	38	34	33	32	31	24,1	63
Ba	400	1363	859	538	815	822	566	601	239
Sr	149	525	254	154	333	302	193	274	45
Zr	171	258	313	251	320	237	240	205	187
Cu	6,3	11	12,1	8,1	11	6,4	7,8	9,3	5,5
Pb	26	42	18	25	21	27	22	24	29
Zn	78	73	86	76	95	72	82	77	60
V	20,8	72	61	43	55	47	34	30	16,3
Ni	5	11,7	5,7	5,3	9,4	6,2	5	5,8	5
Co	5	11,4	10,7	6	7,3	5	5	5	5

Comparando os teores dos elementos menores e traço nas diferentes fácies graníticas que fazem parte dos Quadros III.8 e III.9 verifica-se que:

- a) Em ambos os grupos de granitóides, os elementos Sn (estanho), Mo (molibdénio), Be (berílio) e B (boro) sofrem variações pouco significativas, com destaque para os valores extremamente baixos em Be e B dos ortognaisses comparativamente com os restantes;

- b) Quanto ao nióbio (Nb), os granitos biotíticos apresentam valores ligeiramente mais elevados, enquanto que o tântalo (Ta) aparece com valores mais elevados nos granitos de duas micas;
- c) Relativamente aos valores de urânio total (Ut), ambos os grupos de granitóides não manifestam grandes alterações, contudo destacam-se por apresentar as concentrações mais elevadas o granito de grão médio e o granito de grão grosseiro, ambos porfiróides, entre os granitos de duas micas, e o granito pós-orogénicos. Quanto ao urânio lixiviável (Ul), o valor mais alto pertence ao granito de grão médio porfiróide nos granitos de duas micas. O mesmo não se verificando no outro grupo de granitóides. Nestes, os teores mais elevados aparecem nos granitóides pós-orogénicos;
- d) No que respeita ao cobre (Cu) e ao zinco (Zn), as diferenças são pouco significativas entre os dois conjuntos de granitóides, embora no primeiro grupo se note um maior distanciamento entre os valores mínimo e o máximo;
- e) Relativamente ao chumbo (Pb), ao níquel (Ni) e ao cobalto (Co), em termos de média são muito próximos, embora se notem diferenças mais significativas entre os granitos biotíticos com plagioclase cálcica;
- f) O tungsténio (W) e o flúor (F) atingem valores mais elevados no segundo conjunto de granitóides;
- g) O lítio (Li) e o rubídio (Rb) aparecem em teores mais elevados nos granitóides de duas micas;
- h) Os teores mais elevados de ítrio (Y) aparecem nos granitóides pré-orogénicos enquanto que nos granitóides biotíticos com plagioclase cálcica observam-se nos mais tardios;
- i) O bário (Ba) varia pouco no primeiro grupo de granitóides, enquanto que no segundo grupo oscila entre os 400 e os 1 363 ppm;
- j) Relativamente ao estrôncio (Sr), ao zircónio (Zr) e ao vanádio (V), é nos granitóides biotíticos com plagioclase cálcica que se verificam os teores mais elevados e a maior variabilidade.

III.5. HIDROCLIMATOLOGIA

A circulação da água obedece a um determinado modelo, condicionado por diversos factores, como a densidade da rede hidrográfica e a sua distribuição, os níveis e a composição da precipitação, a densidade da cobertura vegetal, entre outros, que, por sua vez, condicionam as principais fases pelas quais a água passa ao longo do seu ciclo. Esta dinâmica influenciará a forma como se processa a circulação das águas no meio subterrâneo e influenciará também a composição química das mesmas.

III.5.1. PRECIPITAÇÃO

Na região do Minho, a precipitação está condicionada principalmente pela altitude e pela exposição das estações às massas de ar húmidas, tal como se observa no mapa de isoietas da figura III.8.

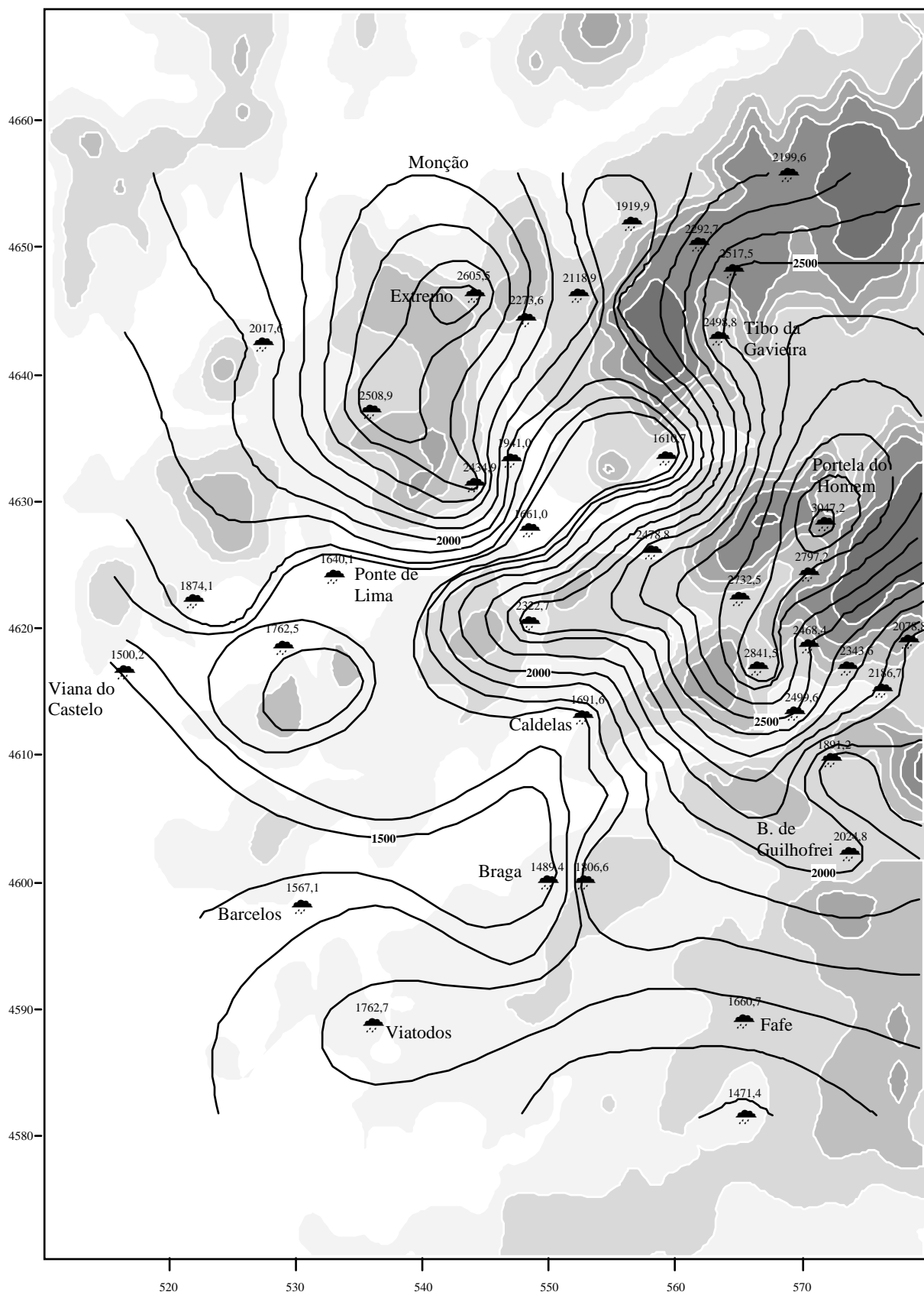


Figura III.8 – Mapa de isoietas da região do Minho (equidistância de 100 mm; coordenadas quilométricas UTM, fuso 29, datum europeu). Extraído de LIMA (2001).

Da análise do mapa destaca-se que:

- a) A precipitação aumenta tendencialmente de SW para NE. Esta orientação está relacionada com a movimentação das massas de ar húmidas provenientes de Sul e SW em direcção a Leste ou NE;
- b) A existência de corredores pouco pluviosos, uns mais discretos do que outros, seguem os principais vales;
- c) Há influência do relevo na variação do gradiente pluviométrico. De facto, do litoral para o interior e de Sul para Norte, verifica-se um aumento do gradiente pluviométrico paralelamente ao gradiente altimétrico.

A região do Minho caracteriza-se também, por uma certa irregularidade inter-anual da precipitação. LIMA (2001) verificou a ocorrência de uma diferença maior ao nível das estações situadas a cotas mais elevadas, onde anos secos ou muito secos contrastam com anos muito húmidos. As maiores frequências de anos secos e muito secos, salvo raras excepções, ocorrem nas áreas montanhosas. Nestas áreas, as estações que não reflectem esta tendência localizam-se ao longo de vales, onde o efeito orográfico sobre a precipitação se faz sentir com menor intensidade.

A distribuição intra-anual da precipitação regional não é homogénea, embora apresente um padrão aproximadamente normal, com o centro localizado entre os meses de Dezembro e Fevereiro. Em média, este trimestre concentra mais de 40% da precipitação anual, contrastando com os meses de verão que, no conjunto, apresentam fracções pluviométricas anuais inferiores a 4%. Entre os períodos húmido e seco, a precipitação varia de forma gradual, embora o início do verão seja normalmente precedido por um incremento pluviométrico nos meses de Abril e de Maio, que quebra aquela tendência (LIMA, 1994). Esta situação estará relacionada com a instalação de pequenas depressões locais, devido ao aquecimento desigual do solo, originando perturbações atmosféricas responsáveis por fortes trovoadas, acompanhadas de abundantes aguaceiros (RIBEIRO *et al*, 1988).

III.5.2. TEMPERATURA

Ao contrário da precipitação, a temperatura do ar na região em estudo apresenta uma distribuição espacial relativamente uniforme e um padrão temporal bastante regular. De facto, à excepção das áreas montanhosas mais interiores, onde as temperaturas médias mensais são claramente mais baixas, as variações térmicas são normalmente inferiores a 2° C. Ao longo do ano, a temperatura segue invariavelmente um modelo normal, independentemente dos seus valores absolutos. Na figura III. 9 ilustra-se a situação descrita, com base nos dados de 10 estações climatológicas distribuídas pela região (LIMA, 2001). Como se observa, o mês mais frio é Janeiro, enquanto Julho e, em alguns casos, Agosto, surgem como os meses mais quentes do ano. Excluindo as estações de montanha (Lamas de Mouro e Montalegre), poderia dizer-se que, em termos gerais, as temperaturas mínima e máxima da região são de 10 °C e 20 °C, respectivamente (Figura III.9).

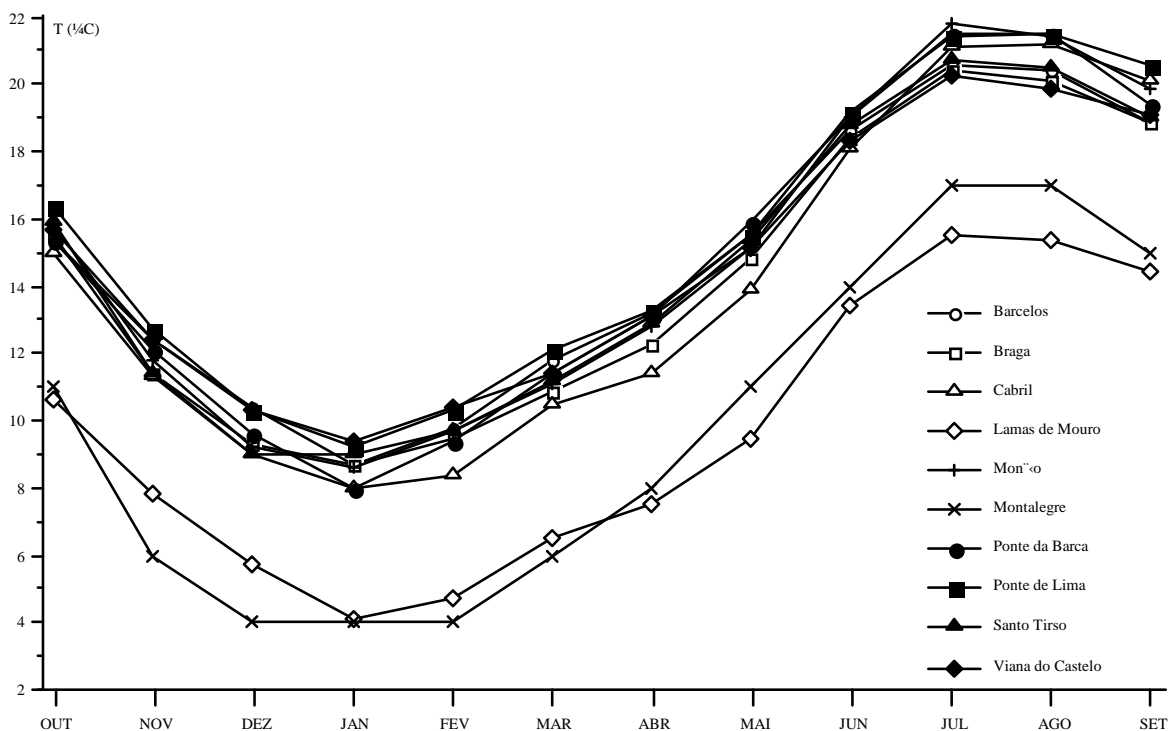


Figura III.9 – Distribuição da temperatura média mensal ao longo do ano nas diferentes estações (LIMA, 2001).

III.5.3. EVAPOTRANSPIRAÇÃO

A evapotranspiração potencial na região do Minho segue de perto a distribuição da temperatura, já que é este o principal parâmetro climático que a condiciona. Assim, a evapotranspiração potencial anual varia entre 760 mm e 940 mm, situando-se os valores mais baixos nas áreas montanhosas. Exceptuando estas áreas, os valores são sempre superiores a 900 mm (LIMA, 2001).

Conjugando os valores de precipitação e de evapotranspiração potencial, verifica-se que a evapotranspiração real anual assume a distribuição espacial representada na figura III.10, segundo a qual ocorre uma diminuição no sentido SW-NE, seguindo um paralelismo com a evapotranspiração potencial. No entanto, as diferenças são menos pronunciadas, devido à compensação da precipitação, que apresenta uma tendência inversa à da evapotranspiração potencial.

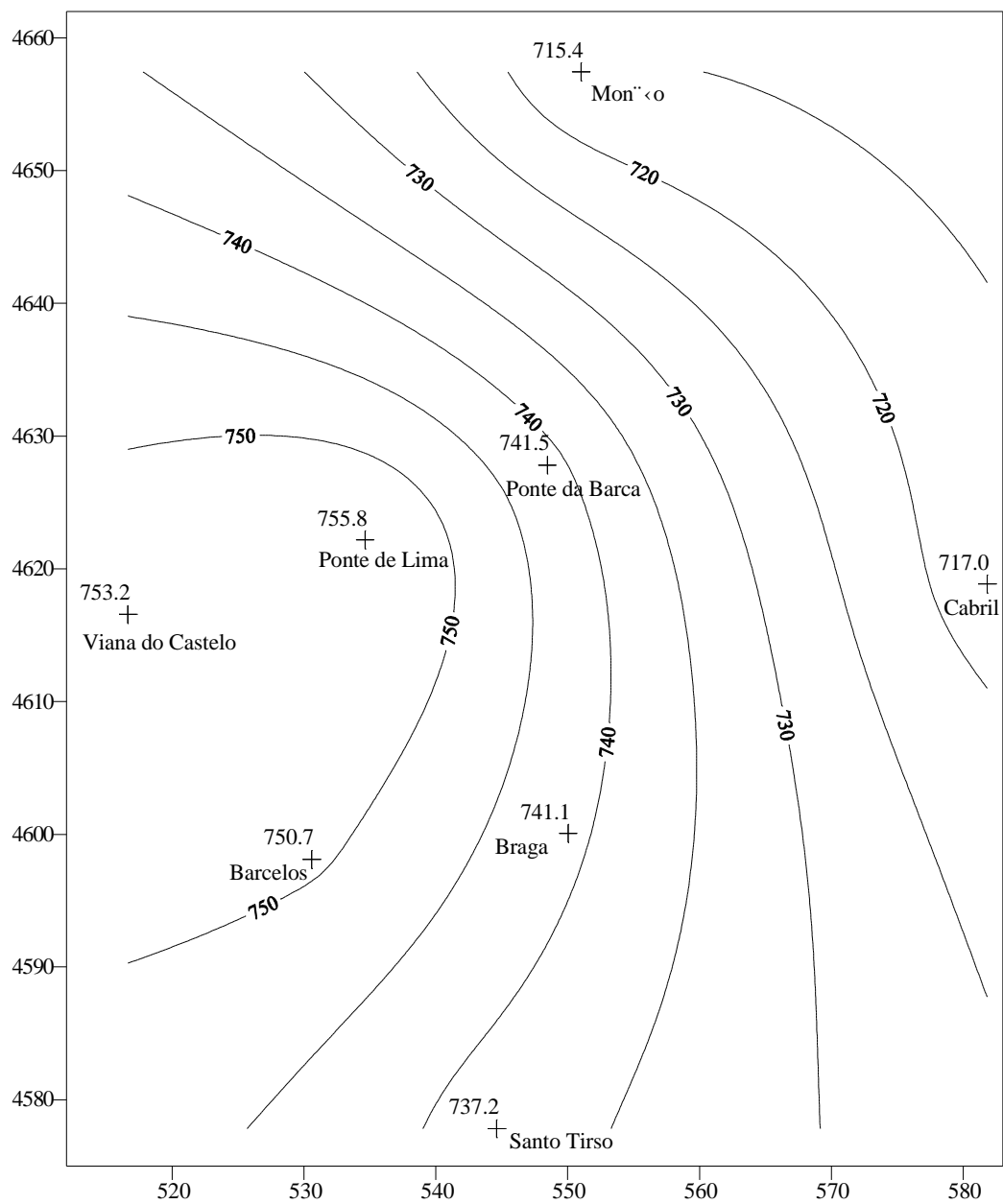


Figura III.10 – Evapotranspiração real média anual na região do Minho (valores em mm; referência quilométrica UTM, fuso 29, datum europeu). Extraído de LIMA (2001).

III.5.4. BALANÇO HÍDRICO

A nível regional, o balanço entre as entradas de água a partir da precipitação e as perdas por evapotranspiração é francamente positivo, ocorrendo excedentes na maior parte do ano. Apenas os meses de verão registam deficit hídrico. De um modo geral, o escoamento total é superior a 50% da precipitação, repartindo-se de forma mais ou menos equitativa entre os escoamentos superficial e subterrâneo (LIMA, 2001).

Desta forma, pode dizer-se que a região em estudo apresenta duas situações extremas. Por um lado, ocorrem excedentes hídricos durante grande parte do ano hidrológico; por outro lado, as elevadas taxas de evapotranspiração e a diminuição acentuada da precipitação no Verão, criam condições para a ocorrência de deficit hídrico neste período. Esta situação tem repercussões nas águas subterrâneas, sobretudo a nível das disponibilidades hídricas. Assim, enquanto nos meses do período húmido são abundantes os caudais de descarga dos aquíferos, no período seco ocorre uma diminuição muito significativa da produtividade dos pontos de descarga e um acentuado rebaixamento do nível freático.

III.5.5. ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

A nível regional podem considerar-se dois tipos de águas subterrâneas: águas minerais e águas não minerais (águas comuns). As primeiras apresentam características físico-químicas relativamente atípicas em termos regionais, possuindo frequentemente mineralizações muito superiores às das águas comuns. Aquele tipo de águas é reconhecido desde tempos históricos, sobretudo pela sua utilização a nível terapêutico. As águas consideradas não minerais correspondem a águas com circulações pouco profundas e tempos de permanência no meio subterrâneo relativamente curtos. Como tal, apresentam,

na maioria dos casos, mineralizações incipientes, o que se justifica pela fraca alterabilidade das rochas regionais (essencialmente granitos).

O Minho é uma das regiões mais ricas em águas minerais naturais. Estas ocorrências hidrominerais fazem parte de uma vasta província hidrogeoquímica que corresponde, em termos gerais, à Zona Centro-Ibérica (Figura III.11). Tendo em conta a classificação adoptada na Carta das Nascentes Minerais (CALADO, 1992), a maioria das ocorrências da região é do tipo sulfúreo, com excepção das águas gasocarbónicas de Monção – Melgaço, localizadas na subzona de Galiza - Trás-os-Montes (RIBEIRO, 1974).

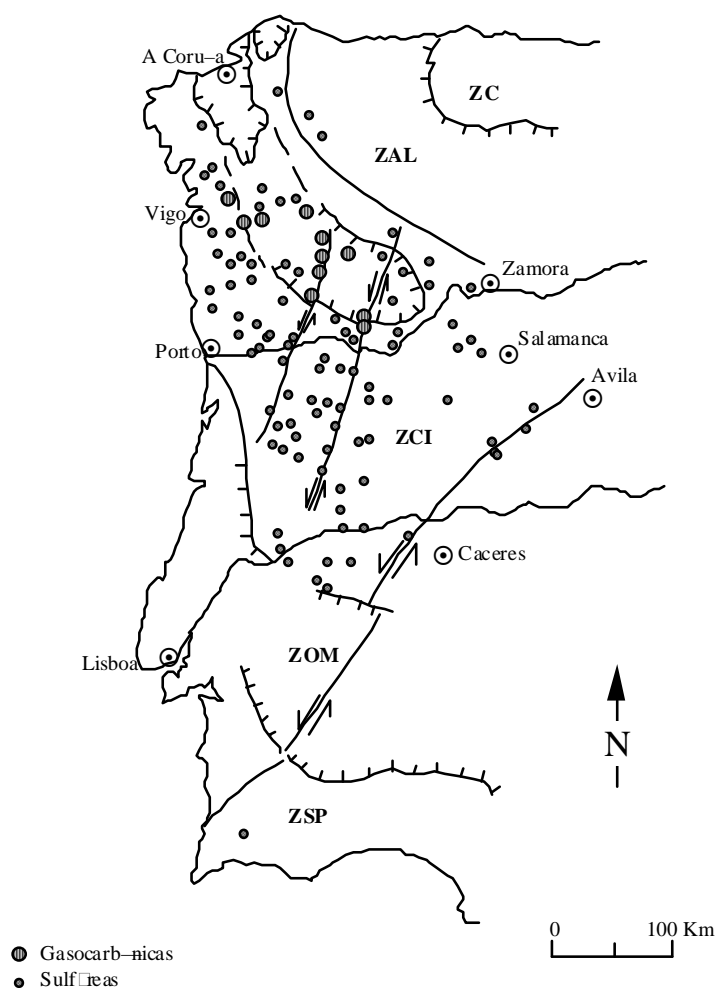


Figura III.11 – Província hidrogeoquímica do oeste peninsular (adaptado de CALADO, 1993).

LIMA (2001) apresenta uma síntese do enquadramento geológico-estrutural das ocorrências hidrominerais da região do Minho. De acordo com este autor, a maioria das emergências está associada a rochas granitóides tardias relativamente a F3 da orogenia hercínica. Apenas as ocorrências de Messegães e Melgaço ocupam litologias complexas, sin F3, como migmatitos, gnaisses e granitos nodulares. A emergência de S. Pedro da Torre encontra-se associada a um granito de duas micas. As restantes encontram-se em granitóides biotíticos com plagioclase cálcica. Algumas das ocorrências situam-se nos contactos entre litologias, a saber: Messegães e Bemposta, no limite entre litologias ígneas e metamórficas; Caldelas, Caldas da Saúde, Amieiro Galego e Eirogo, no contacto entre diferentes fácies graníticas. As emergências que ocorrem no seio de um maciço granítico, como é o caso do Gerês, estão associadas a vales de fractura, alguns muito encaixados, revelando uma certa dependência do quadro estrutural. Todas as ocorrências localizam-se sobre ou na proximidade de grandes alinhamentos regionais, maioritariamente reconhecidos como falhas activas por CABRAL e RIBEIRO (1988).

Não obstante o seu carácter atípico em termos regionais, todas as águas minerais estudadas são de origem meteórica. Aliás, as suas assinaturas isotópicas permitiram verificar que as altitudes médias de recarga oscilam entre 300 m e 1300 m, o que está de acordo com a altimetria dos relevos envolventes às diferentes emergências (LIMA, 2001).

As características composicionais específicas das diferentes águas minerais estudadas não serão discutidas neste ponto, remetendo-se para capítulo próprio uma caracterização físico-química completa das mesmas.

Em relação às águas não minerais, os seus circuitos são relativamente pouco profundos, quando comparados com os das águas minerais. Este carácter cortical é atestado, não só pela baixa mineralização das águas, mas também por aspectos hidrodinâmicos. Assim, paralelamente à grande variação sazonal dos caudais, os coeficientes de esgotamento dos aquíferos são relativamente elevados, característicos de circulações em fracturas bastante permeáveis. No entanto, como salienta LIMA (2001), a transmissividade dos aquíferos não minerais é, de um modo geral, inferior à dos aquíferos minerais,

realçando o carácter cortical dos circuitos subterrâneos daquelas águas. Ainda neste tipo de águas, o mesmo autor conclui que a produtividade instantânea das captações instaladas em granitos é inferior à das captações que atravessam formações xistentas.

Oportunamente será efectuada uma caracterização físico-química das águas não minerais da região, com base em dados obtidos no âmbito do presente estudo.

30

Metodologia

O presente capítulo tem como principal propósito mostrar os pontos de amostragem seleccionados, as técnicas utilizadas, o tipo de análises efectuadas, assim como as metodologias seguidas. Alguns dos parâmetros analisados, utilizados na caracterização geoquímica das águas, foram medidos no campo enquanto outros foram obtidos a partir de análises efectuadas em laboratório. Posteriormente, em capítulo próprio, serão apresentados e interpretados os resultados obtidos.

IV.1. CONTEXTUALIZAÇÃO DOS PONTOS DE AMOSTRAGEM

Os pontos de amostragem seleccionados compreendem águas subterrâneas, umas com circulação mais profunda do que outras, com composições químicas diferentes e com diferenças também ao nível da temperatura.

A rede escolhida contempla 30 pontos, localizados em 11 localidades distintas, a saber: Messegães, Gerês, Eirôgo, Vizela, Caldas da Saúde, Amieiro Galego, Caldelas, Taipas, Monção, São Pedro da Torre e Terras de Bouro. Estes pontos distribuem-se por uma extensa área onde existem diferentes litologias, mas com predomínio das rochas granitóides.

As amostras de água foram colhidas em diversos tipos de captação, 17 das quais em furos, 11 foram efectuadas em nascentes e minas e 2 em poços.

Em cada um dos pontos foram realizadas medições de parâmetros de campo, foram efectuadas colheitas, sempre que necessário, para análises físico-químicas em laboratório e colheitas para a determinação da concentração de radão nas águas. Foi ainda executado um ensaio de caudal no furo AC1A, correspondente ao ponto CS1.

Tendo em linha de conta os factores que condicionam a concentração do radão nas águas, houve o cuidado de realizar, para cada ponto de amostragem, mais do que uma campanha, em diferentes alturas do ano, o que nem sempre foi possível por limitações de ordem técnica e humana.

Na figura IV.1 esta representada a rede de amostragem seleccionada, a qual abrange diferentes fácies graníticas da região.

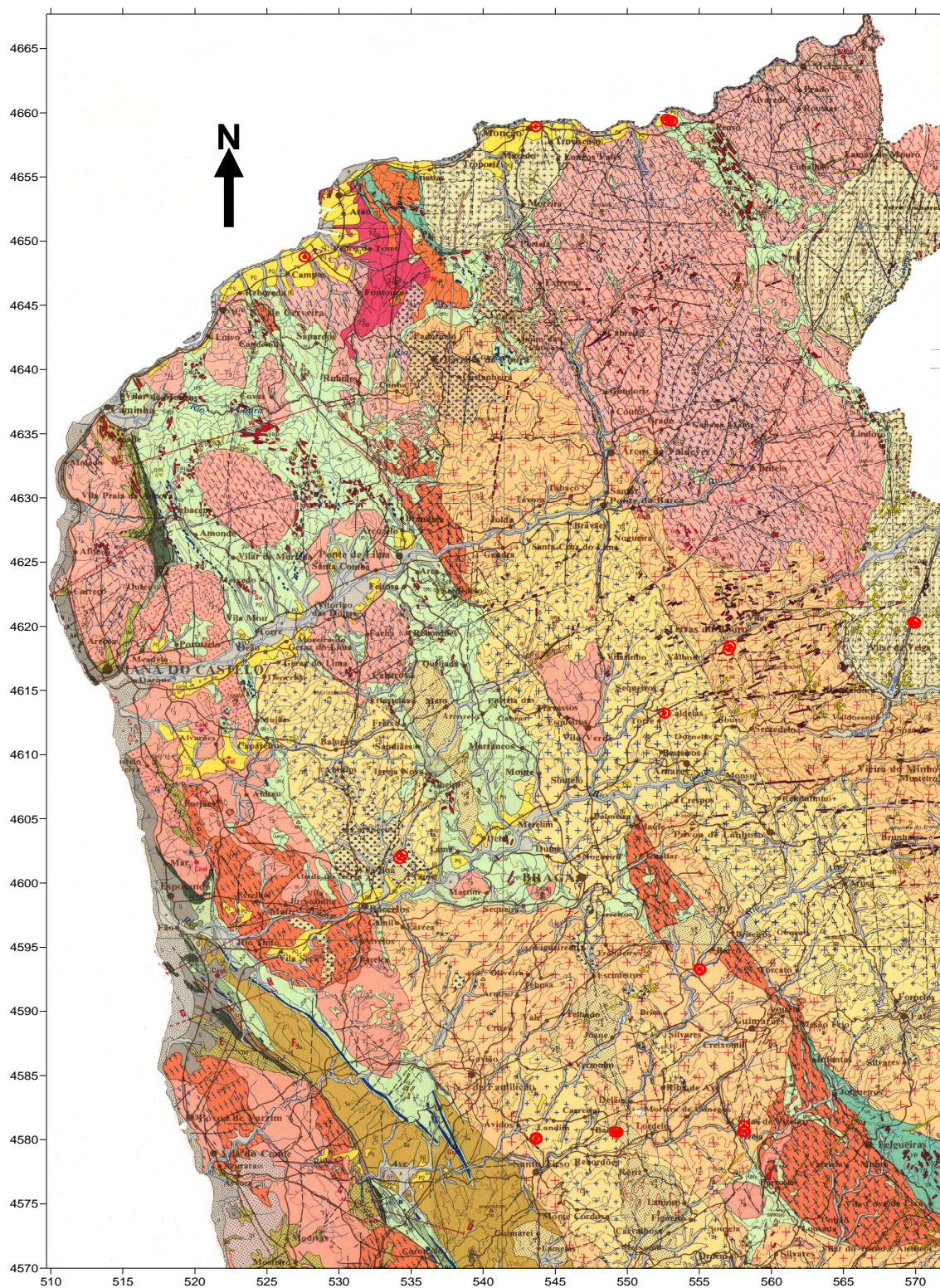


Figura IV.1 – Localização dos pontos (⊙) de amostragem de águas e seu enquadramento geológico (adaptado de Pereira, Coord., 1989).

IV.2. PARÂMETROS ANALISADOS E TÉCNICAS UTILIZADAS

Durante a colheita foram realizadas, *in situ*, para a quase totalidade das amostras, medições dos seguintes parâmetros: condutividade eléctrica, pH, potencial redox (Eh) e temperatura (T).

Para a recolha das amostras de água foram utilizados dois tipos de recipientes: recipientes de polietileno, de tampa dupla, com 500 ml de capacidade para as análises físico-químicas e recipientes de vidro com capacidade de 200 ml, de tampa simples, para a determinação das concentrações de radão. No primeiro caso, as colheitas foram realizadas de forma a evitar as bolhas de ar e assegurando que ficassem completamente preenchidos por água. No segundo caso, as amostras foram colhidas com especial cuidado, de forma a evitar a agitação e as tampas foram seladas com fita de alumínio, com o objectivo de reduzir as perdas de gás. Em ambos os casos, os recipientes foram convenientemente acondicionados e armazenados até ao momento da análise.

Como forma de rentabilizar os recursos e devido a limitações técnicas e humanas, as análises físico-químicas das amostras recolhidas não foram efectuadas, na sua totalidade, no Laboratório de Águas do Departamento de Ciências da Terra da Universidade do Minho, tendo havido necessidade de se recorrer aos dados fornecidos pelas empresas que exploram os recursos hidrominerais e também a um laboratório externo, o ACTLABS, ACTIVATION LABOTARORIES, LTD (Canadá). Neste laboratório, as técnicas utilizadas foram a espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS) e a espectrometria de emissão óptica com plasma indutivamente acoplado (ICP-OES).

As técnicas utilizadas no Laboratório de Águas do Departamento de Ciências da Terra da Universidade do Minho foram as seguintes: a volumetria para a avaliação da alcalinidade, a potenciometria para medição do pH, a cromatografia iónica para a quantificação dos aniões e a condutimetria para a condutividade. As amostras enviadas para o ACTLABS para análise dos

catiões, foram previamente preservadas através de filtração por membrana de 0,45 μm e acidificação, a pH inferior a 2, com ácido nítrico supra puro.

A concentração de radão foi avaliada no Laboratório de Radioatividade Natural do Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra. Para este fim utilizou-se o AlphaGUARD PQ2000PRO, da Genitron Instruments® (Figura IV.2), equipamento com calibração certificada, constituído por uma câmara de ionização que, por espectroscopia α , determina, de forma contínua, a concentração de radão e dos seus progenitores.

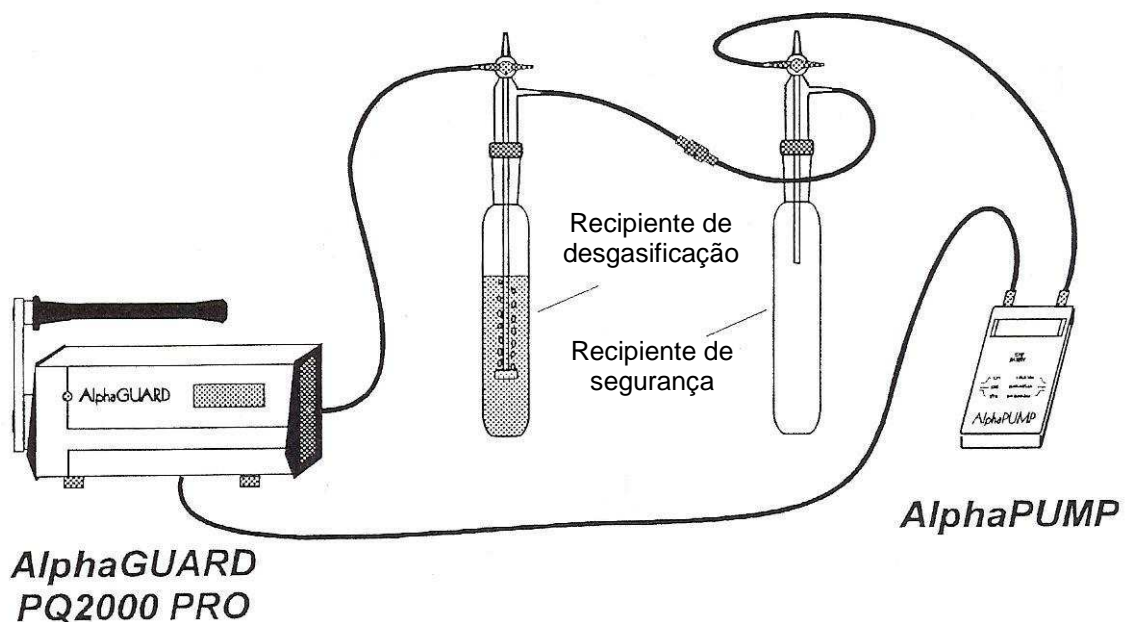


Figura IV.2 – Esquema do equipamento utilizado na medição da concentração de gás radão na água (adaptado de User Manual AlphaGUARD).

Para a medição da concentração de radão em cada uma das amostras foi seguido o procedimento estabelecido pelo fabricante e utilizado um volume de 100 mL de água. Basicamente, o processo ocorre em três etapas:

- Injecção da amostra;
- Medição;
- Descontaminação.

O gás dissolvido na água injectada foi removido por desgasificação, com auxílio de uma bomba própria (AlphaPUMP), cujo fluxo de ar apresentava um caudal controlado de 0,3 L/min. O gás libertado foi conduzido através de um circuito apropriado para a câmara de ionização e determinada a sua concentração no ar do circuito. A concentração de radão na água foi estimada a partir de equação própria, estimando-se que os erros analíticos sejam inferiores a 15% do valor medido. Entre cada duas amostras analisadas existe uma fase de descontaminação, durante a qual a bomba é regulada para um fluxo de ar com caudal de 1 L/min.

De acordo com o manual do fabricante, a determinação da concentração de radão pode ser condicionada pelos seguintes factores: relação do volume da amostra/instalação do sistema, impermeabilidade do sistema, temperatura da amostra, níveis de radão na instalação antes de colocar a amostra e “background” introduzido pelo aparelho.

70

Resultados e Discussão

Ao longo deste capítulo serão sistematizados os resultados obtidos a partir das técnicas utilizadas e da metodologia implementada. Os dados obtidos sobre a condutividade, o pH, o potencial redox (Eh), a temperatura, a alcalinidade, os cátions, os aniões e a concentração de radão foram analisados, correlacionados e interpretados, de forma a contribuir para uma melhor caracterização e compreensão das condições físico-químicas em que ocorre a circulação das águas subterrâneas da região do Minho e conseqüentemente, a forma como esses parâmetros condicionam a concentração do gás radão nos recursos hidrogeológicos.

V.1. PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS

V.1.1. CONDUTIVIDADE

A partir de medições de condutividade efectuadas em campo e de análises efectuadas em laboratório obtiveram-se os resultados compilados no quadro V.1.

Os dados apresentados revelam que os valores de condutividade obtidos nos diferentes pontos de amostragem se distribuem por um amplo intervalo de variação. As medições feitas no campo variam entre os 44,0 e os 1 903 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Quando comparados os valores avaliados no local com os valores obtidos em laboratório não se detectaram alterações significativas. Nos locais onde se efectuaram mais do que uma medição também não se observaram diferenças expressivas. As águas não minerais têm condutividades tendencialmente mais baixas do que as águas minerais. Quando analisados os valores relativos às águas minerais é possível enquadrá-las da seguinte forma: as águas bicarbonatadas cálcicas (Caldelas) apresentam condutividades inferiores a 200 $\mu\text{S}/\text{cm}$, as águas sulfúreas (Gerês, Eirôgo, Vizela, Caldas da Saúde, Amieiro Galego, Taipas, Monção, S. Pedro da Torre e Terras de Bouro)

apresentam condutividades entre 200 e 1 000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e as águas gasocarbónicas (Messegães) têm condutividades superiores a 1 000 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Quadro V.1 – Valores de condutividade eléctrica das amostras de águas subterrâneas colhidas na região do Minho. Os dados de campo correspondem à média das medições efectuadas.

Local	Pontos de amostragem	Substrato geológico	Tipo de captação	Composição	Condutividade ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	
					campo	Lab
Messegães	ME1	Granitóides de 2 micas sin-F3	Furo	Mineral Gasocarbónica	1903,0	---
	ME2		Mina	Não mineral	216,0	177,8
	ME3		Furo		65,0	62,6
Gerês	GE1	Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica tardi a pós-orogénicos	Nascente	Mineral Sulfúrea	325,0	287,0
	GE2		Furo	Não mineral	44,5	41,6
	GE3		Nascente	Mineral Sulfúrea	326,0	288,0
	GE4		Nascente		321,0	282,0
	GE5		Nascente	Não mineral	44,0	40,7
Eirôgo	EI1	Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica sinorogénicos	Furo	Mineral Sulfúrea	644,0	644,0
	EI2		Furo	Não mineral	74,0	80,2
Vizela	VI1		Furo	Mineral Sulfúrea	413,0	419,0
	VI2		Furo		421,0	422,0
	VI3		Nascente	Não mineral	276,0	256,0
Caldas da Saúde	CS1		Furo	Mineral Sulfúrea	865,0	826,0
	CS2		Furo	Não mineral	282,0	260,0
	CS3		Furo	Mineral Sulfúrea	940,0	805,0
Amieiro Galego	AG1		Nascente	Mineral Sulfúrea	367,0	---
	AG2		Poço	Não mineral	393,0	378,0
Caldelas	CA1		Furo	Mineral Bicarbonatada cálcica	156,0	144,0
	CA2		Nascente	Não mineral	91,0	---
	CA3		Nascente		79,5	---
Taipas	TA1		Furo	Mineral Sulfúrea	326,0	303,0
	TA2	Furo	Não mineral	300,0	284,0	
Monção	MO1	Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica tardi a pós-orogénicos	Furo	Mineral Sulfúrea	618,7	617,0
	MO2		Poço	Não mineral	99,5	91,1
S. Pedro da Torre	SPT1	Granitóides de 2 micas sin-F3	Nascente	Mineral Sulfúrea	293,0	284,0
	SPT2		Furo	Não mineral	309,0	293,0
Terras de Bouro	TB1	Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica sinorogénicos	Nascente	Mineral Sulfúrea	254,5	---
	TB2		Furo	Não mineral	119,5	108,4
	TB3		Furo	Mineral Sulfúrea	252,5	228,0

V.1.2. pH

O pH resulta da actividade dos iões de hidrogénio em solução, que podem ter origem natural ou artificial. Os valores de pH medidos, quer em “*in loco*”, quer em laboratório, podem ser observados no quadro V.2.

Quadro V.2 – Valores de pH das amostras de águas subterrâneas colhidas na região do Minho obtidos em campo e no laboratório. Os dados de campo correspondem à média das medições efectuadas.

Local	Pontos de amostragem	Substrato Geológico	Tipo de captação	Composição	pH	
					campo	lab
Messegães	ME1	Granitóides de 2 micas sin-F3	Furo	Mineral Gasocarbónica	6,19	---
	ME2		Mina	Não mineral	5,46	5,66
	ME3		Furo		5,01	5,14
Gerês	GE1	Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica tardi a pós-orogénicos	Nascente	Mineral Sulfúrea	8,48	9,15
	GE2		Furo	Não mineral	6,11	6,54
	GE3		Nascente	Mineral Sulfúrea	8,74	9,14
	GE4		Nascente		8,84	9,12
	GE5		Nascente	Não mineral	6,94	6,81
Eirôgo	EI1	Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica sinorogénicos	Furo	Mineral Sulfúrea	8,83	8,72
	EI2		Furo	Não mineral	5,26	5,29
Vizela	VI1		Furo	Mineral Sulfúrea	9,13	9,0
	VI2		Furo		8,86	8,9
	VI3		Nascente	Não mineral	5,82	6,01
Caldas da Saúde	CS1		Furo	Mineral Sulfúrea	8,66	8,58
	CS2		Furo	Não mineral	5,62	5,90
	CS3		Furo	Mineral Sulfúrea	---	8,77
Amieiro Galego	AG1		Nascente	Mineral Sulfúrea	9,16	---
	AG2		Poço	Não mineral	5,12	5,32
Caldelas	CA1		Furo	Mineral Bicarbonatada cálcica	7,54	8,02
	CA2		Nascente	Não mineral	5,54	6,44
	CA3		Nascente		5,74	5,88
Taipas	TA1		Furo	Mineral Sulfúrea	7,77	8,04
	TA2	Furo	Não mineral	5,63	5,85	
Monção	MO1	Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica tardi a pós-orogénicos	Furo	Mineral Sulfúrea	7,24	7,83
	MO2		Poço	Não mineral	5,55	5,68
S. Pedro da Torre	SPT1	Granitóides de 2 micas sin-F3	Nascente	Mineral Sulfúrea	7,29	8,02
	SPT2		Furo	Não mineral	6,22	6,60
Terras de Bouro	TB1	Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica sinorogénicos	Nascente	Mineral Sulfúrea	9,1	---
	TB2		Furo	Não mineral	5,57	5,87
	TB3		Furo	Mineral Sulfúrea	---	9,00

Pela análise do quadro V.2 verifica-se que não existe uma tendência clara nem para o domínio ácido, nem para o domínio básico, dado que os valores de pH se distribuem entre o mínimo 5 e o máximo 9. Contudo, observa-se que os valores de pH mais elevados pertencem às águas minerais sulfúreas. Em termos gerais, os valores obtidos em laboratório são superiores aos medidos em campo. Esta diferença deve estar relacionada, muito provavelmente, com o tempo de armazenamento a que as amostras ficam sujeitas até serem analisadas.

V.1.3. POTENCIAL REDOX (Eh)

No quadro V.3. apresentam-se os valores de Eh obtidos por medição nos pontos de amostragem.

A análise dos registos do quadro permite constatar que existe uma grande amplitude e variabilidade nos valores de Eh, sendo o valor mínimo igual a -255 mV e o valor máximo igual a 379 mV. No caso das águas minerais, os valores de potencial redox são quase sempre negativos, os quais são indicadores de circuitos longos e profundos.

Quadro V.3 – Valores médios de Eh medidos “*in loco*” nos pontos de amostragem seleccionados na região do Minho.

Local	Pontos de amostragem	Substrato Geológico	Tipo de captação	Composição	Eh (mV)
Messegães	ME1	Granitóides de 2 micas sin-F3	Furo	Mineral Gasocarbónica	51
	ME2		Mina	Não mineral	379
	ME3		Furo		367
Gerês	GE1	Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica tardi a pós-orogénicos	Nascente	Mineral Sulfúrea	-6
	GE2		Furo	Não mineral	241
	GE3		Nascente	Mineral Sulfúrea	98
	GE4		Nascente		210
	GE5		Nascente	Não mineral	318
Eirôgo	EI1	Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica sinorogénicos	Furo	Mineral Sulfúrea	-218
	EI2		Furo	Não mineral	211
Vizela	VI1		Furo	Mineral Sulfúrea	-231
	VI2		Furo		-252
	VI3		Nascente	Não mineral	244
Caldas da Saúde	CS1		Furo	Mineral Sulfúrea	-255
	CS2		Furo	Não mineral	220
	CS3		Furo	Mineral Sulfúrea	---
Amieiro Galego	AG1		Nascente	Mineral Sulfúrea	-249
	AG2		Poço	Não mineral	365
Caldelas	CA1		Furo	Mineral Bicarbonatada cálcica	128
	CA2		Nascente	Não mineral	347
	CA3		Nascente		345
Taipas	TA1		Furo	Mineral Sulfúrea	-112
	TA2		Furo	Não mineral	375
Monção	MO1	Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica tardi a pós-orogénicos	Furo	Mineral Sulfúrea	-102
	MO2		Poço	Não mineral	263
S. Pedro da Torre	SPT1	Granitóides de 2 micas sin-F3	Nascente	Mineral Sulfúrea	-151
	SPT2		Furo	Não mineral	230
Terras de Bouro	TB1	Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica sinorogénicos	Nascente	Mineral Sulfúrea	-166
	TB2		Furo	Não mineral	245
	TB3		Furo	Mineral Sulfúrea	---

V.1.4. TEMPERATURA

As temperaturas das águas registadas no momento da colheita nos pontos de amostragem encontram-se sistematizadas no quadro V.4.

Quadro V.4 – Valores médios de temperatura medidos “*in loco*” nos pontos de amostragem seleccionados na região do Minho.

Local	Pontos de amostragem	Substrato Geológico	Tipo de captação	Composição	Temperatura (°C)
Messegães	ME1	Granitóides de 2 micas sin-F3	Furo	Mineral Gasocarbónica	15,9
	ME2		Mina	Não mineral	15,1
	ME3		Furo		15,8
Gerês	GE1	Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica tardi a pós-orogénicos	Nascente	Mineral Sulfúrea	46,6
	GE2		Furo	Não mineral	15,8
	GE3		Nascente	Mineral Sulfúrea	47,1
	GE4		Nascente		42,2
	GE5		Nascente	Não mineral	16,4
Eirôgo	EI1	Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica sinorogénicos	Furo	Mineral Sulfúrea	24,4
	EI2		Furo	Não mineral	15,3
Vizela	VI1		Furo	Mineral Sulfúrea	38,6
	VI2		Furo		48,4
	VI3		Nascente	Não mineral	11,9
Caldas da Saúde	CS1		Furo	Mineral Sulfúrea	34,9
	CS2		Furo	Não mineral	18,4
	CS3		Furo	Mineral Sulfúrea	25,9
Amieiro Galego	AG1		Nascente	Mineral Sulfúrea	21,5
	AG2		Poço	Não mineral	16,3
Caldelas	CA1		Furo	Mineral Bicarbonatada cálcica	32,2
	CA2		Nascente	Não mineral	16,8
	CA3		Nascente		17,6
Taipas	TA1		Furo	Mineral Sulfúrea	30,2
	TA2		Furo	Não mineral	20,0
Monção	MO1	Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica tardi a pós-orogénicos	Furo	Mineral Sulfúrea	49,1
	MO2		Poço	Não mineral	16,1
S. Pedro da Torre	SPT1	Granitóides de 2 micas sin-F3	Nascente	Mineral Sulfúrea	19,7
	SPT2		Furo	Não mineral	18,6
Terras de Bouro	TB1	Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica sinorogénicos	Nascente	Mineral Sulfúrea	16,8
	TB2		Furo	Não mineral	17,4
	TB3		Furo	Mineral Sulfúrea	20,7

A temperatura da água depende da energia cinética média das moléculas e está condicionada pela temperatura dos terrenos por onde circula. A partir de uma certa profundidade há um aumento da temperatura em função do gradiente geotérmico, cujo valor médio é geralmente estimado em cerca de 0,03 °C/m. Desta forma, a temperatura da água subterrânea é um parâmetro hidroquímico muito importante, uma vez que pode fornecer informações sobre

o circuito das águas. De acordo com a classificação sugerida por SCHÖELLER (1962), a qual tem em linha de conta a temperatura média anual do ar (t_m), as águas dividem-se quanto à sua temperatura (t) em:

- a. Águas hipertermais – $t > t_m + 4^{\circ}\text{C}$;
- b. Águas ortotermais – $t = t_m$ a $t_m + 4^{\circ}\text{C}$;
- c. Águas hipotermais – $t < t_m$

Os valores de temperatura registados poderão não corresponder exactamente ao valor efectivo daquele parâmetro uma vez que, em alguns casos, a água percorria trajectos mais ou menos longos em condutas colocadas junto da superfície antes de ser recolhida. As temperaturas das águas colhidas vão desde os $11,9^{\circ}\text{C}$ até aos $49,1^{\circ}\text{C}$, não tendo sido detectadas variações significativas nos pontos em que foram efectuadas mais do que uma medição. Assim sendo, as águas da região são essencialmente águas ortotermais e águas hipertermais, considerando a classificação acima apresentada.

V.1.5. ALCALINIDADE

No quadro V.5. encontram-se organizados os dados relativos à alcalinidade avaliada nas amostras de água colhidas nos pontos previamente referidos.

Quadro V.5 – Valores de alcalinidade, obtidos por análise em laboratório, das amostras de águas subterrâneas colhidas na região do Minho.

Local	Pontos de amostragem	Substrato Geológico	Tipo de captação	Composição	Alcalinidade (mg/L CaCO ₃)	
Messegães	ME1	Granitóides de 2 micas sin-F3	Furo	Mineral Gasocarbónica	1150,00	
	ME2		Mina	Não mineral	7,49	
	ME3		Furo		2,82	
Gerês	GE1	Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica tardi a pós-orogénicos	Nascente	Mineral Sulfúrea	98,30	
	GE2		Furo	Não mineral	15,59	
	GE3		Nascente	Mineral Sulfúrea	96,20	
	GE4		Nascente		95,00	
	GE5		Nascente	Não mineral	14,41	
Eirôgo	EI1	Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica sinorogénicos	Furo	Mineral Sulfúrea	107,50	
	EI2		Furo	Não mineral	4,60	
Vizela	VI1		Furo	Mineral Sulfúrea	90,80	
	VI2		Furo		102,60	
	VI3		Nascente	Não mineral	8,86	
Caldas da Saúde	CS1		Furo	Mineral Sulfúrea	99,00	
	CS2		Furo	Não mineral	21,16	
	CS3		Furo	Mineral Sulfúrea	106,50	
Amieiro Galego	AG1		Nascente	Mineral Sulfúrea	---	
	AG2		Poço	Não mineral	4,00	
Caldelas	CA1		Furo	Mineral Bicarbonatada cálcica	51,50	
	CA2		Nascente	Não mineral	5,60	
	CA3		Nascente		5,49	
Taipas	TA1		Furo	Mineral Sulfúrea	76,50	
	TA2		Furo	Não mineral	11,98	
Monção	MO1		Furo	Mineral Sulfúrea	232,50	
	MO2		Poço	Não mineral	8,07	
S. Pedro da Torre	SPT1		Granitóides de 2 micas sin-F3	Nascente	Mineral Sulfúrea	73,57
	SPT2			Furo	Não mineral	48,05
Terras de Bouro	TB1		Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica sinorogénicos	Nascente	Mineral Sulfúrea	---
	TB2	Furo		Não mineral	16,61	
	TB3	Furo		Mineral Sulfúrea	70,00	

Da análise dos valores apresentados destaca-se o facto de todas as águas consideradas não minerais apresentarem alcalinidades inferiores a 50 mg/L de CaCO₃, enquanto que as águas minerais apresentam valores superiores, cujo teor mais elevado (1 150,00 mg/L de CaCO₃) foi obtido no furo de Messegães (ME1).

V.1.6. SÍLICA

Relativamente aos teores em sílica (Quadro V.6), constata-se uma distribuição muito ampla, que vai desde os 8 mg/L até aos 105 mg/L, sendo os valores mais elevados pertencentes às emergências hidrominerais, normalmente com valores acima dos 30 mg/L.

Quadro V.6 – Valores de sílica, obtidos por análise em laboratório, das amostras de águas subterrâneas colhidas na região do Minho.

Local	Pontos de amostragem	Substrato Geológico	Tipo de captação	Composição	Sílica (mg/L)	
Messegães	ME1	Granitóides de 2 micas sin-F3	Furo	Mineral Gasocarbónica	60,30	
	ME2		Mina	Não mineral	18,83	
	ME3		Furo		8,56	
Gerês	GE1	Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica tardi a pós-orogénicos	Nascente	Mineral Sulfúrea	81,00	
	GE2		Furo	Não mineral	22,68	
	GE3		Nascente	Mineral Sulfúrea	81,00	
	GE4		Nascente		79,00	
	GE5		Nascente	Não mineral	18,19	
Eirôgo	EI1	Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica sinorogénicos	Furo	Mineral Sulfúrea	70,10	
	EI2		Furo	Não mineral	14,34	
Vizela	VI1		Furo	Mineral Sulfúrea	76,20	
	VI2		Furo		72,70	
	VI3		Nascente	Não mineral	25,04	
Caldas da Saúde	CS1		Furo	Mineral Sulfúrea	105,00	
	CS2		Furo	Não mineral	21,40	
	CS3		Furo	Mineral Sulfúrea	83,60	
Amieiro Galego	AG1		Nascente	Mineral Sulfúrea	40,90	
	AG2		Poço	Não mineral	15,41	
Caldelas	CA1		Furo	Mineral Bicarbonatada cálcica	23,30	
	CA2		Nascente	Não mineral	11,30	
	CA3		Nascente		11,70	
Taipas	TA1		Furo	Mineral Sulfúrea	36,00	
	TA2		Furo	Não mineral	22,04	
Monção	MO1		Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica tardi a pós-orogénicos	Furo	Mineral Sulfúrea	81,20
	MO2			Poço	Não mineral	22,47
S. Pedro da Torre	SPT1		Granitóides de 2 micas sin-F3	Nascente	Mineral Sulfúrea	32,10
	SPT2			Furo	Não mineral	29,10
Terras de Bouro	TB1		Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica sinorogénicos	Nascente	Mineral Sulfúrea	---
	TB2	Furo		Não mineral	19,90	
	TB3	Furo		Mineral Sulfúrea	37,90	

A captação CS1 onde foi obtido o valor mais alto do parâmetro em discussão localiza-se nos terrenos das termas das Caldas da Saúde. Estes valores anormalmente altos podem ser indicadores de um percurso mais longo, o que permite à água em circulação um maior período de contacto com a rocha onde circula.

V.1.7. CATIÕES

No quadro V.7 apresentam-se os catiões mais abundantes na composição química das águas analisadas, sobre os quais sobressaem os seguintes aspectos:

- a) O sódio é, em média, o catião mais abundante, enquanto o tório se destaca por ser o menos representativo;
- b) A concentração de sódio mais elevada foi encontrada na ocorrência mineral de Messegães (239 mg/L) e a concentração mais baixa pertence a uma amostra de água não mineral colhida numa nascente pública no Gerês (6,16 mg/L);
- c) Os teores em lítio aparecem com uma ampla distribuição, na qual se destaca mais uma vez o furo de Messegães, por apresentar um valor anormalmente elevado (1,35 mg/L);
- d) Relativamente ao magnésio verifica-se a mesma constatação do ponto anterior (23,70 mg/L);
- e) Os valores mais elevados de potássio foram encontrados em águas não minerais. Contudo, entre as águas minerais, aquela que apresentou o valor imediatamente a seguir foi a amostra da água gasocarbónica (Messegães), com 8,60 mg/L;
- f) Quanto à concentração em cálcio, a liderança volta a ser conquistada pela ocorrência gasocarbónica (210 mg/L);
- g) No que se refere aos níveis em tório, apenas o ponto SPT2 se destaca por apresentar 0,005 µg/L, num conjunto em que as concentrações são iguais ou inferiores a 0,001 µg/L;

h) Em relação ao urânio, as emergências que se destacam por apresentarem as concentrações mais elevadas neste elemento são todas não minerais e aparecem pela seguinte ordem: GE2 (6,050 µg/L), TB2 (4,380 µg/L), SPT2 (2,770 µg/L) e CS2 (1,780 µg/L).

Quadro V.7 – Composição catiónica das ocorrências da região do Minho seleccionadas para este estudo.

Pontos de amostragem	Tipo de captação	Composição	Na	Li	Mg	K	Ca	Th	U
			(mg/L)					(µg/L)	
ME1	Furo	Mineral Gasocarbónica	239,00	1,35	23,70	8,60	210,00	---	---
ME2	Mina	Não mineral	20,60	0,01	4,13	9,40	3,70	<0,001	0,216
ME3	Furo		8,13	0,00	1,06	2,79	<0,70	<0,001	0,025
GE1	Nascente	Mineral Sulfúrea	65,00	---	<0,10	2,50	2,00	---	---
GE2	Furo	Não mineral	8,47	0,02	0,46	0,48	3,50	0,001	6,050
GE3	Nascente	Mineral Sulfúrea	65,00	---	<0,10	2,50	1,90	---	---
GE4	Nascente		63,00	---	<0,10	2,20	2,10	---	---
GE5	Nascente	Não mineral	6,16	0,00	0,68	1,13	2,20	<0,001	0,792
E11	Furo	Mineral Sulfúrea	129,00	0,29	0,14	4,20	5,00	---	<0,040
E12	Furo	Não mineral	9,71	0,00	1,11	1,12	3,40	<0,001	0,311
V11	Furo	Mineral Sulfúrea	88,70	0,10	0,30	1,70	2,00	---	---
V12	Furo		86,70	0,10	<0,20	2,10	2,40	---	---
V13	Nascente	Não mineral	31,60	0,00	4,64	4,99	11,90	<0,001	0,099
CS1	Furo	Mineral Sulfúrea	171,00	0,38	0,20	7,90	6,10	---	<0,100
CS2	Furo	Não mineral	30,40	0,00	5,83	4,92	12,90	0,001	1,780
CS3	Furo	Mineral Sulfúrea	170,00	0,43	<0,03	5,10	4,90	---	<0,100
AG1	Nascente	Mineral Sulfúrea	73,90	0,12	0,15	0,80	3,90	---	---
AG2	Poço	Não mineral	42,30	0,00	7,81	11,10	17,60	0,001	0,321
CA1	Furo	Mineral Bicarbonatada cálcica	12,30	<0,10	0,67	0,55	19,20	---	---
CA2	Nascente	Não mineral	9,02	---	1,30	2,19	5,64	---	---
CA3	Nascente		8,48	---	1,19	1,86	4,79	---	---
TA1	Furo	Mineral Sulfúrea	48,10	<0,10	0,85	1,10	19,00	---	<0,100
TA2	Furo	Não mineral	33,60	0,01	4,51	12,20	11,70	<0,001	0,445
MO1	Furo	Mineral Sulfúrea	129,50	0,48	0,68	7,10	13,20	---	---
MO2	Poço	Não mineral	11,30	0,01	2,18	2,44	3,10	<0,001	0,038
SPT1	Nascente	Mineral Sulfúrea	45,10	0,09	1,54	1,74	11,10	0,005	0,035
SPT2	Furo	Não mineral	28,60	0,06	12,10	4,36	14,00	<0,001	2,770
TB1	Nascente	Mineral Sulfúrea	---	---	---	---	---	---	---
TB2	Furo	Não mineral	10,50	0,02	2,16	0,59	8,20	<0,001	4,380
TB3	Furo	Mineral Sulfúrea	49,60	0,11	0,07	0,60	4,50	---	0,700

V.1.8. ANIÕES

O quadro V.8. apresenta uma síntese das concentrações dos aniões nas amostras colhidas nos pontos seleccionados.

Quadro V.8 – Composição aniónica principal das ocorrências da região do Minho seleccionadas para este estudo.

Pontos de amostragem	Tipo de captação	Composição	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	F ⁻
			(mg/L)			
ME1	Furo	Mineral Gasocarbónica	19,50	0,80	---	1,20
ME2	Mina	Não mineral	29,00	3,30	42,00	0,02
ME3	Furo		14,00	2,80	3,10	<0,01
GE1	Nascente	Mineral Sulfúrea	13,00	8,10	<0,30	14,00
GE2	Furo	Não mineral	3,00	0,70	1,00	0,20
GE3	Nascente	Mineral Sulfúrea	13,00	8,00	<0,30	14,00
GE4	Nascente		13,00	7,80	<0,30	13,00
GE5	Nascente	Não mineral	3,30	1,90	0,90	0,06
E11	Furo	Mineral Sulfúrea	73,10	54,50	0,14	15,30
E12	Furo	Não mineral	15,00	8,00	9,60	<0,01
V11	Furo	Mineral Sulfúrea	28,90	<10,00	1,00	20,53
V12	Furo		19,60	<10,00	1,70	19,62
V13	Nascente	Não mineral	32,00	17,00	62,00	0,06
CS1	Furo	Mineral Sulfúrea	132,00	63,70	0,34	19,50
CS2	Furo	Não mineral	26,00	38,00	39,00	0,20
CS3	Furo	Mineral Sulfúrea	131,00	54,90	0,31	19,30
AG1	Nascente	Mineral Sulfúrea	45,10	16,80	---	17,00
AG2	Poço	Não mineral	35,00	50,00	95,00	0,10
CA1	Furo	Mineral Bicarbonatada cálcica	6,70	11,00	0,50	2,20
CA2	Nascente	Não mineral	11,10	7,70	13,00	0,06
CA3	Nascente		11,00	4,90	11,70	0,05
TA1	Furo	Mineral Sulfúrea	22,00	30,80	<0,12	6,70
TA2	Furo	Não mineral	28,00	36,00	60,00	0,40
MO1	Furo	Mineral Sulfúrea	38,40	7,30	<0,30	11,90
MO2	Poço	Não mineral	14,00	2,20	16,00	0,04
SPT1	Nascente	Mineral Sulfúrea	20,00	31,00	0,04	5,00
SPT2	Furo	Não mineral	31,00	27,00	41,00	0,10
TB1	Nascente	Mineral Sulfúrea	---	---	---	---
TB2	Furo	Não mineral	11,00	9,20	16,00	0,60
TB3	Furo	Mineral Sulfúrea	18,50	7,60	<0,12	9,40

- A partir da análise dos dados constantes do quadro V.8 verifica-se que:
- a) O ião cloreto, em termos de média, é o mais abundante e o fluoreto o que aparece em menor quantidade;
 - b) As concentrações de cloreto cobrem um amplo intervalo, que vai desde os 3 mg/L até aos 132 mg/L, ao longo do qual se distribuem quer as águas não minerais quer as águas minerais. Apenas se salienta o facto de que os dois valores mais elevados (131 mg/L e 132 mg/L) foram obtidos em águas minerais localizadas na mesma zona, Caldas da Saúde (CS3 e CS1, respectivamente);
 - c) Os níveis do ião sulfato variam entre os 0,70 mg/L e os 63,70 mg/L e, à semelhança do que acontece com o cloreto, não existe qualquer tipo de tendência para as águas minerais nem para as águas não minerais, pois em ambos os tipos podemos encontrar amostras com concentrações mais baixas e outras com concentrações mais elevadas. O valor mais elevado corresponde à amostra de água mineral colhida no furo em Caldas da Saúde (CS1);
 - d) Os valores de nitrato são bastante variáveis, podendo encontrar amostras com valores muito baixos como é o caso da água mineral colhida na nascente de São Pedro da Torre (0,04 mg/L), ou então águas com concentrações extremamente elevadas (95 mg/L) como a colhida no poço em Amieiro Galego. Esta concentração elevada poderá estar associada à utilização excessiva de fertilizantes na agricultura. Outro aspecto que salta à vista é o facto de as águas minerais possuírem concentrações neste ião tendencialmente mais baixas, facto que pode dar indicação de águas com circuitos mais profundos, dado tratar-se de um ião com origem fundamentalmente antrópica;
 - e) O ião fluoreto se distribui por um amplo intervalo que vai desde os 0,002 mg/L até aos 20,53 mg/L, no qual as águas não minerais dominam nas concentrações mais baixas, inferiores a 1,00 mg/L, enquanto que as águas minerais apresentam concentrações superiores àquele valor, destacando-se a água do ponto VI1, por apresentar a concentração mais elevada.

V.2. CONCENTRAÇÃO DE RADÃO NAS ÁGUAS

Das determinações do gás radão feitas nas amostras de águas recolhidas na área em estudo, obtiveram-se os resultados compilados nos quadros V.9A e V.9B.

Quadro V.9A – Concentração de gás radão determinada a partir das amostras de água colhidas nos pontos de amostragem da região em estudo.

COLHEITA							²²² Rn	Média
Local	Substrato geológico	Tipo de captação	Composição	DATA	HORA	Ponto de amostragem	(Bq/L)	
Messegães	Granitóides de 2 micas sin-F3	Furo	Mineral Gasocarbónica	13-07-2004	19:11	ME1.1	30	40
				13-07-2004	19:35	ME1.2	37	
				17-03-2005	18:25	ME1	53	
		Mina	Não mineral	17-03-2005	18:35	ME2	224	224
		Furo		17-03-2005	19:20	ME3	59	59
Gerês	Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica tardi a pós-orogénicos	Nascente	Mineral sulfúrea	13-07-2004	14:30	GE1	213	231
				15-04-2005	11:57		248	
		Furo	Não mineral	13-07-2004	15:01	GE2	1981	1421
				15-04-2005	13:10		861	
		Nascente	Mineral sulfúrea	15-04-2005	11:55	GE3	294	294
		Nascente		15-04-2005	12:39	GE4	317	317
Nascente	Não mineral	15-04-2005	14:22	GE5	437	437		
Eirôgo		Furo	Mineral sulfúrea	12-07-2004	20:50	EI1	205	143
				13-05-2005	20:06		82	
		Furo	Não mineral	12-07-2004	21:05	EI2	884	879
				13-05-2005	20:03		873	
Vizela	Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica sinorogénicos	Furo	Mineral sulfúrea	12-07-2004	12:19	VI1	189	139
				17-03-2005	12:20		89	
		Furo	Mineral sulfúrea	12-07-2004	12:34	VI2	54	66
				17-03-2005	13:00		78	
		Nascente	Não mineral	17-03-2005	12:30	VI3	59	59
Caldas da Saúde		Furo	Mineral sulfúrea	12-07-2004	14:24	CS1	24	47
				17-03-2005	15:57		69	
		Furo	Não mineral	12-07-2004	17:09	CS2	999	955
				17-03-2005	16:10		911	
		Furo	Mineral sulfúrea	17-03-2005	16:18	CS3	142	142

Quadro V.9B – Concentração de gás radão determinada a partir das amostras de água colhidas nos pontos de amostragem da região em estudo.

COLHEITA							²²² Rn	Média	
Local	Substrato geológico	Tipo de captação	Composição	DATA	HORA	Ponto de amostragem	(Bq/L)		
Amieiro Galego		Nascente	Mineral sulfúrea	12-07-2004	16:14	AG1	258	230	
				17-03-2005	14:25		202		
Poço		Não mineral	17-03-2005	15:07	AG2	440	440		
Caldelas		Furo	Mineral bicarbonatada cálcica	13-07-2004	11:04	CA1	431	430	
				13-05-2005	10:21		429		
		Nascente	Não mineral	13-05-2005	10:35	CA2	603	603	
	Nascente	13-05-2005		10:32	CA3	393	393		
Taipas	Furo	Mineral sulfúrea	13-07-2004	12:09	TA1	86	77		
			14-07-2005	10:39		68			
	Furo	Não mineral	17-03-2005	10:36	TA2	528	528		
Monção	Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica tardi a pós-orogénicos	Furo	Mineral sulfúrea	13-07-2004	20:00	MO1	406	427	
				14-07-2005	16:46		449		
		Poço	Não mineral	14-07-2005	17:39	MO2	231	231	
S. Pedro da Torre		Granitóides de 2 micas sin-F3	Nascente	Mineral sulfúrea	13-07-2004	20:51	SPT1	81	89
					14-07-2005	18:39		98	
			Furo	Não mineral	14-07-2005	19:15	SPT2	772	772
Terras de Bouro	Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica sinorogénicos	Nascente	Mineral sulfúrea	14-07-2004	15:34	TB1	68	106	
				13-05-2005	11:11		144		
		Furo	Não mineral	14-07-2004	16:54	TB2	579	458	
				12-07-2005	17:17		337		
		Furo	Mineral sulfúrea	13-05-2005	11:05	TB3.1	61	61	
				13-05-2005	15:43	TB3.2	61		

A variabilidade que está presente nos valores das concentrações do gás radão nas águas subterrâneas analisadas é o reflexo dos diferentes factores condicionantes da concentração de radão, nomeadamente a variabilidade litológica, o grau de fracturação do mesmo, a porosidade, entre outros.

A interpretação dos resultados obtidos não é uma tarefa fácil em virtude da dificuldade em caracterizar de forma precisa a circulação da água em profundidade bem como as características dos aquíferos que suportam as captações das águas analisadas.

Quando apreciados os resultados obtidos relativamente ao nível de radão nas águas constata-se que:

- a) Os valores dispersam-se por um grande intervalo de variação que tem por extremos 24 e 1 981 Bq/L;
- b) Por norma, as águas consideradas não minerais apresentam valores de concentração mais elevados do que as águas minerais colhidas no mesmo local. As águas não minerais colhidas em Monção e em Vizela constituem excepções a esta situação, verificando-se exactamente o contrário, ou seja, com concentrações mais baixas do que as águas minerais, embora as diferenças não sejam muito significativas. No caso de Monção, essa diferença pode justificar-se pelo facto de a água não mineral ter sido colhida num poço, onde as águas permanecem durante mais tempo em contacto com a atmosfera, o que propicia a libertação do gás radão;
- c) Quando comparados os valores obtidos em amostras de água colhidas no mesmo ponto de amostragem mas em intervalos de tempo diferentes (ME1.1/ME1.2 e TB3.1/TB3.2), no caso de Messegães as diferenças obtidas foram pouco significativas (30 e 37 Bq/L) e no caso de Terras de Bouro nem sequer existiram (61 Bq/L para ambas as colheitas);
- d) Nos pontos de amostragem em que foram realizadas mais do que uma campanha em alturas diferentes do ano, apenas alguns revelaram diferenças significativas entre as duas campanhas, a saber: GE2, EI1, VI1, CS1 e TB2. As diferenças encontradas podem estar relacionadas com a influência exercida pela precipitação, temperatura e pressão atmosférica que condicionam a mobilização do gás radão do substrato geológico para as águas que nele circulam. A maior discrepância foi encontrada no ponto GE2, a qual pode ser explicada pelas razões anteriormente mencionadas e também pelo facto de a colheita não ter sido efectuada exactamente no mesmo local, já que a segunda amostra foi colhida no fim de uma conduta com algumas centenas de metros, ao longo da qual, a água, durante o seu percurso, vai perdendo algum radão; acresce ainda o

facto de a água colhida ter estado armazenada num depósito durante algum tempo.

No quadro V.10 e no gráfico da figura V.1 apresentam-se os resultados de um tratamento estatístico simplificado das concentrações de radão, de forma a poder estabelecer alguma distinção entre as águas minerais e as águas não minerais analisadas. Os cálculos expostos tiveram por base a média da concentração do gás de radão para cada ponto de amostragem.

Quadro V.10 – Valores estatísticos básicos calculados para a concentração média de gás radão (Bq/L) nos pontos de amostragem da região em estudo.

Tipo de águas	Média	Mediana	Desvio padrão	Mínimo	Máximo
Minerais	177	141	130	40	430
Não minerais	533	449	375	59	1421

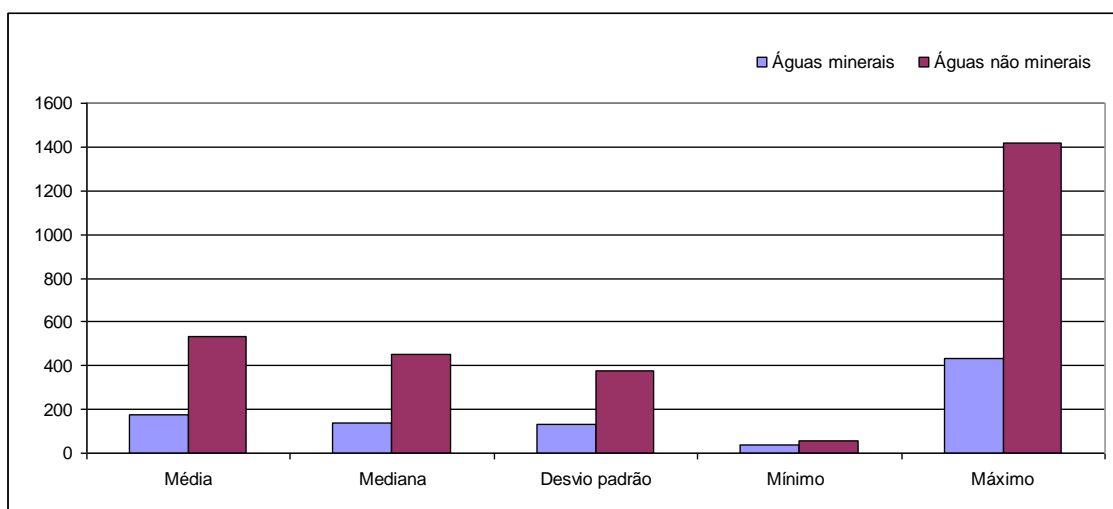


Figura V.1 – Gráfico de colunas com as medidas estatísticas para a concentração média de gás radão nos pontos de amostragem da região do Minho.

Quando confrontados os valores estatísticos calculados para os dois conjuntos de águas, verifica-se que:

- A concentração média de radão é mais elevada nas águas não minerais (533 Bq/L) do que nas águas minerais (177 Bq/L). Para esta discrepância contribuiu a diferença entre os valores mínimo e

máximo em cada uma das populações de águas, sendo muito maior nas águas não minerais. Nestas águas, a média do radão é fortemente influenciada pelas concentrações encontradas nos furos GE2, CS2, EI2, SPT2. De todos os furos assinalados, apenas o GE2 apresenta concentrações superiores a 1 000 Bq/L, limite a partir do qual a recomendação europeia sobre a matéria (2001/928/EURATOM) determina que devem ser tomadas medidas de minimização dos valores de radão na água para consumo. Chama-se a atenção para os restantes furos que, apesar de não ultrapassarem os 1 000 Bq/L, estão muito próximos desse valor;

- b) Em ambas as populações de águas subterrâneas observa-se uma certa variabilidade, maior nas águas não minerais do que nas águas minerais, como se depreende da amplitude dos intervalos de variação.

V.3. ORIGEM DAS MINERALIZAÇÕES

Os principais factores que contribuem para a mineralização das águas são:

- a) A interacção água-rocha;
- b) A composição das águas de infiltração;
- c) A actividade antrópica.

Quando se observa o diagrama de dispersão entre os valores de sílica e de condutividade (Figura V.2), relativo às águas minerais, constata-se uma certa correlação positiva, o que mostra a importância da sílica na mineralização global das águas.

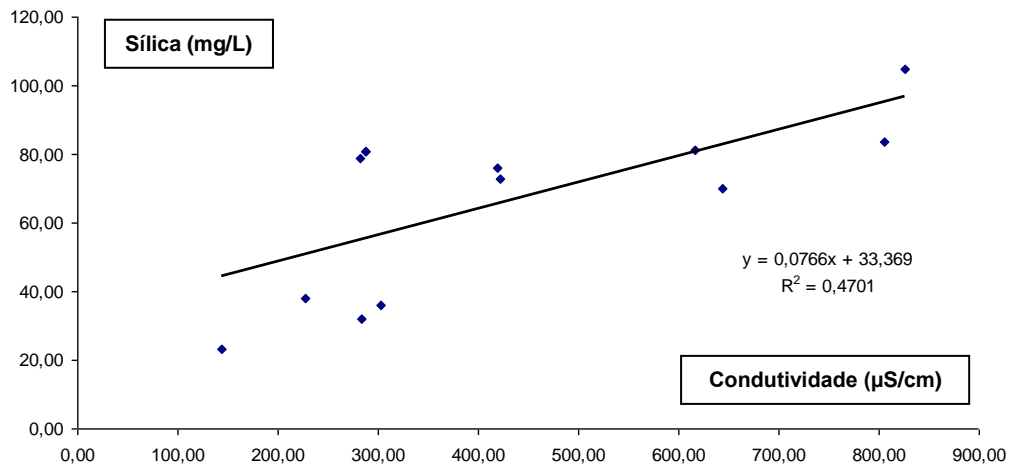


Figura V.2 – Diagrama de dispersão dos valores de sílica e de condutividade em águas minerais.

O mesmo se verifica quando se analisa a correlação entre a condutividade e o cloreto representada na figura V.3. No entanto, neste caso observam-se duas populações distintas. Nas águas menos mineralizadas, o aumento da condutividade traduz-se por um ligeiro aumento das concentrações de cloreto, enquanto nas águas mais mineralizadas, a relação entre as duas variáveis é mais pronunciada. Tal facto sugere que o cloreto pode ter diferentes origens, embora no caso das águas minerais a contaminação a partir da actividade antrópica deva ser excluída.

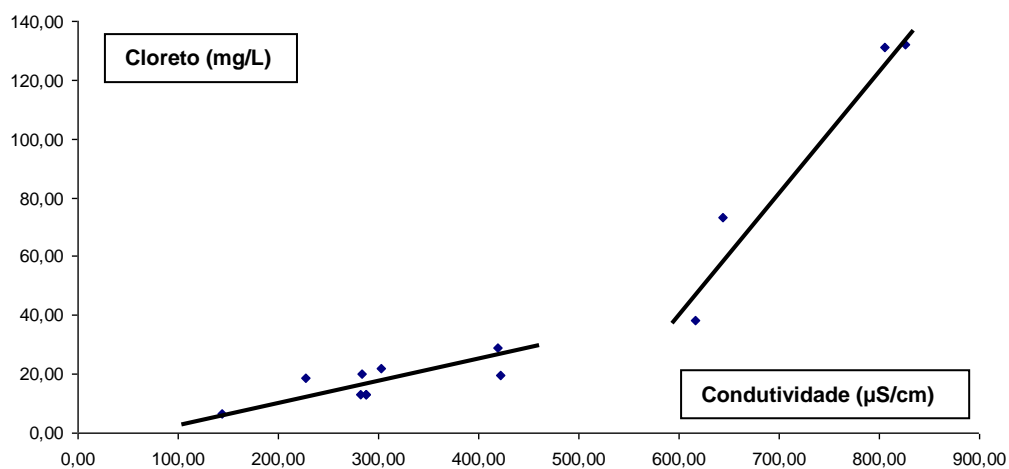


Figura V.3 – Diagrama de dispersão dos valores de cloreto e de condutividade em águas minerais.

No caso das águas não minerais observa-se também uma dependência dos teores de cloreto em relação à condutividade (Figura V.4). As amostras mais mineralizadas estão enriquecidas em cloreto, sugerindo que, para além da origem natural, este enriquecimento está relacionado com fenómenos de contaminação.

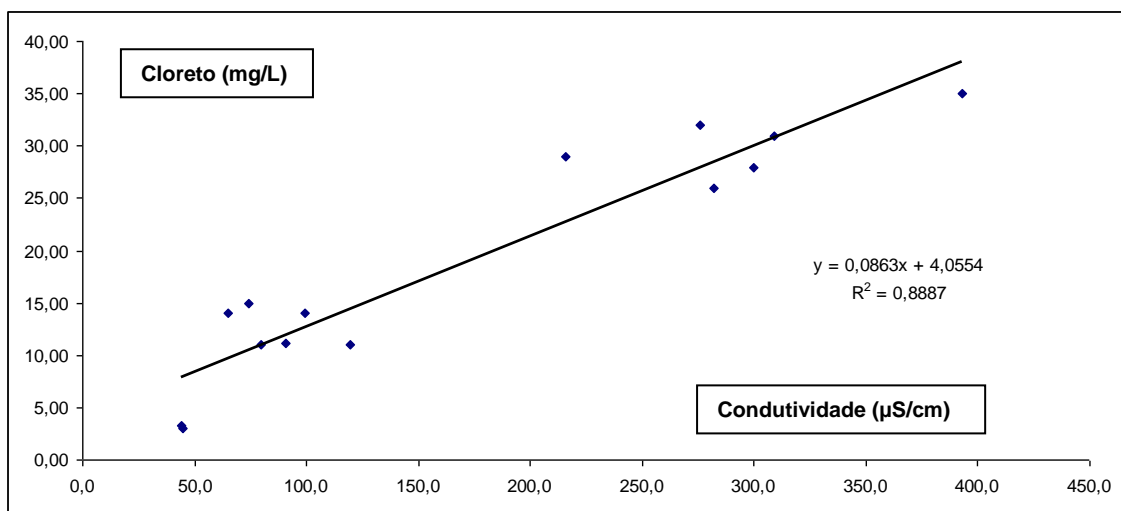


Figura V.4 – Diagrama de dispersão dos valores de cloreto e de condutividade em águas não minerais.

O diagrama de dispersão da figura V.5 vem confirmar a origem essencialmente antrópica para o cloreto, uma vez que existe uma correlação positiva bem marcada entre o cloreto e o nitrato, o que sugere que ambos podem estar associados a fenómenos de contaminação.

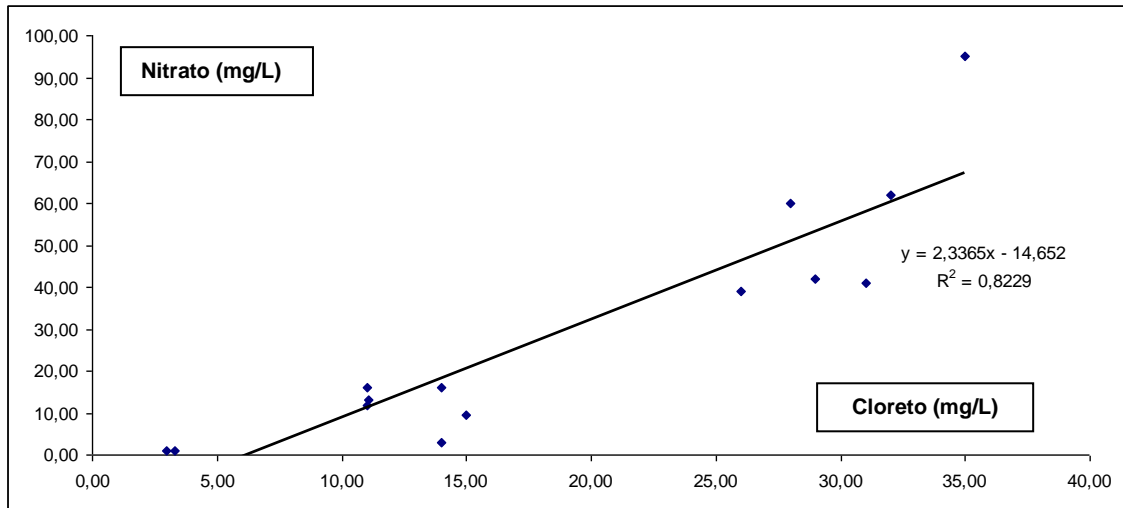


Figura V.5 – Diagrama de dispersão dos valores de nitrato e de cloreto em águas não minerais.

No gráfico da figura V.6 observa-se que o aumento da condutividade é acompanhado por um aumento do nitrato, tal como acontece entre a condutividade e o cloreto, demonstrando que estes dois iões se encontram associados.

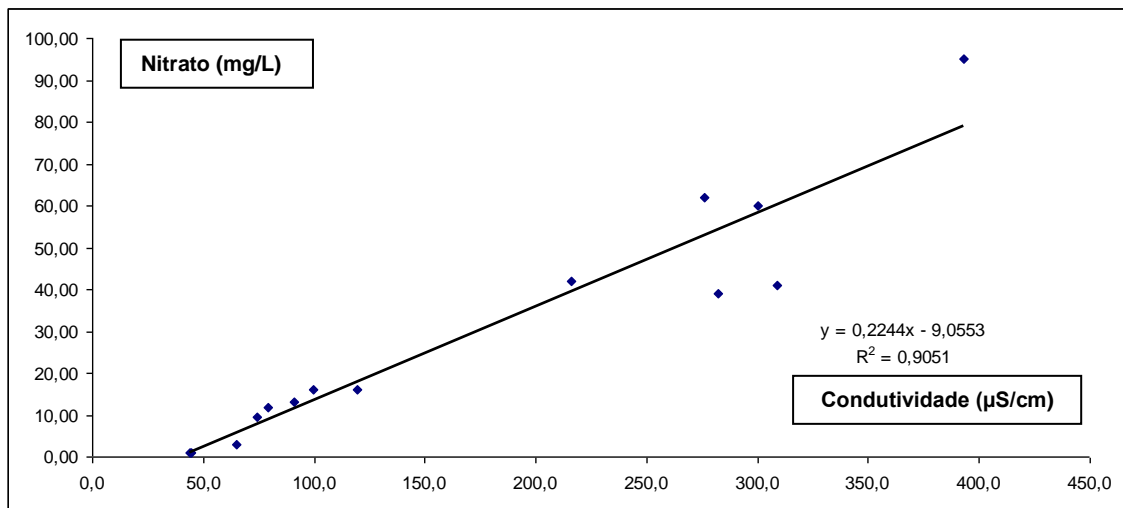


Figura V.6 – Diagrama de dispersão dos valores de condutividade e de nitrato em águas não minerais.

O sódio também constitui um importante mineralizador das águas que pode ter as seguintes origens: durante o contacto com a rocha ou por infiltração acompanhando o cloreto, uma vez que apresentam grande afinidade química.

No diagrama de dispersão da figura V.7 visualiza-se uma correlação positiva entre a condutividade e o cloreto.

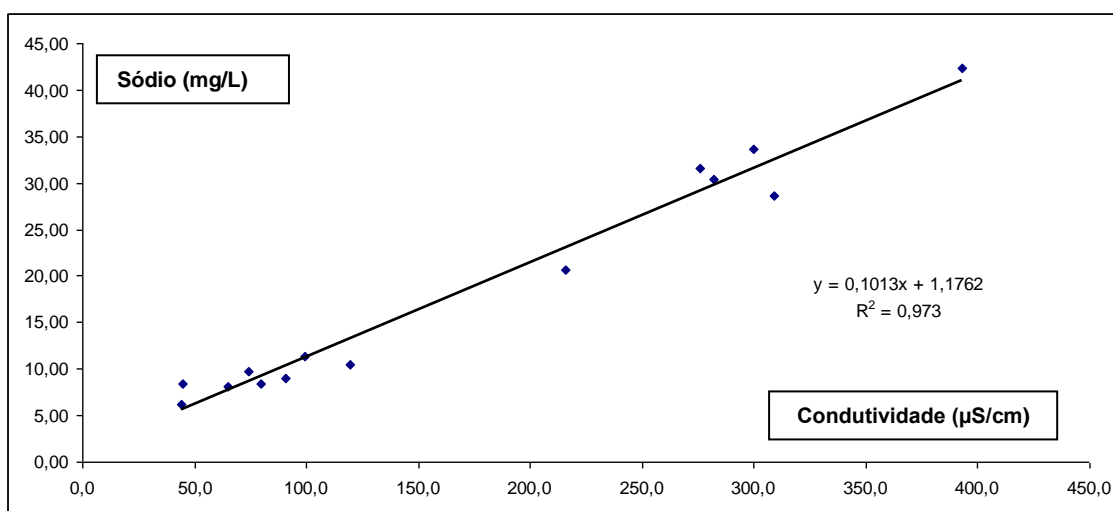


Figura V.7 – Diagrama de dispersão dos valores de condutividade e de sódio em águas não minerais.

Ao visualizar o gráfico da figura V.8 confirma-se a relação de afinidade que existe entre o cloreto e o sódio nas águas não minerais, pois de um modo geral o aumento do cloreto é acompanhado por um aumento do sódio. Esta tendência é mais marcada para teores mais elevados de cloreto. Estes dois constituintes das águas podem ter duas origens possíveis, nomeadamente a partir da água de infiltração ou por contaminação humana.

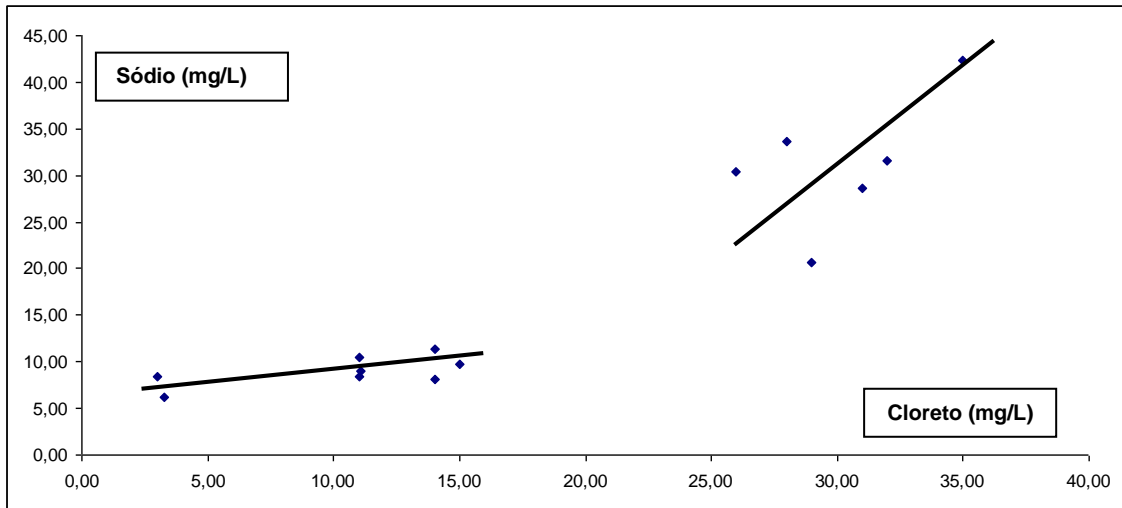


Figura V.8 – Digrama de dispersão dos valores de cloreto e de sódio em águas não minerais.

A partir da análise do gráfico da figura V.9 verifica-se que em águas pouco poluídas, ou seja, com baixas concentrações de nitrato, não ocorre um aumento tão significativo do sódio, o que mostra que este elemento também pode ter origem na por dissolução da rocha.

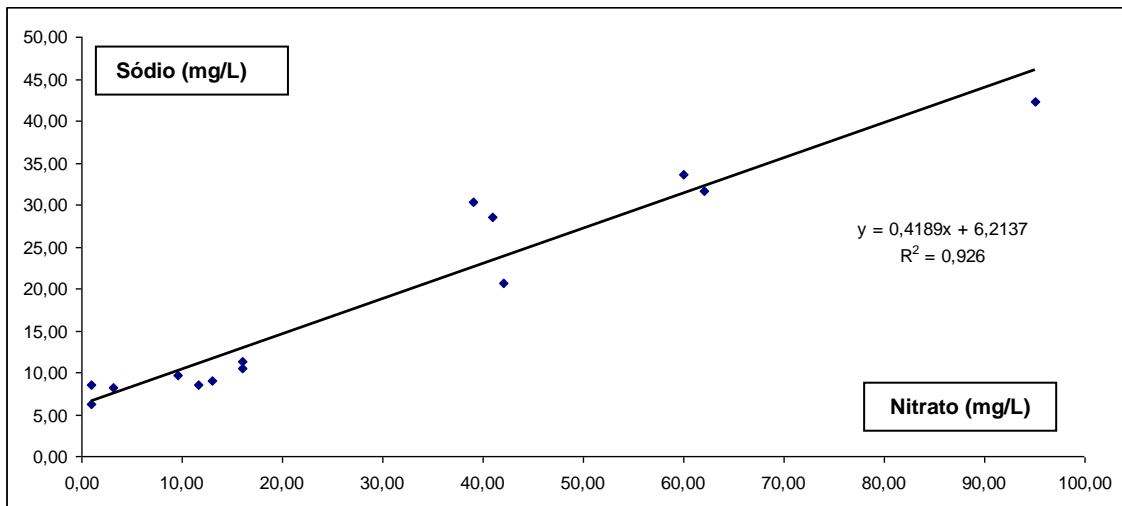


Figura V.9 – Digrama de dispersão dos valores de nitrato e de sódio em águas não minerais.

V.4. RELAÇÃO ENTRE AS MINERALIZAÇÕES DAS ÁGUAS E A CONCENTRAÇÃO DE RADÃO

Neste ponto apresenta-se uma série de gráficos que traduzem algumas das relações entre as características físico-químicas das águas subterrâneas analisadas na região e a concentração de radão nelas avaliada.

Quando confrontados os valores de radão determinados nas águas minerais com o potencial redox (Figura V.10) verifica-se uma certa correlação positiva entre os dois parâmetros: níveis mais elevados de radão estão associados a níveis de potencial redox mais elevados. Recorde-se que de acordo com VEEGER e RUDERMAN (1998), a presença de oxigénio dissolvido indica que as condições de oxidação são favoráveis à mobilização de urânio, um dos progenitores do radão. Simultaneamente, níveis elevados de potencial redox estão relacionados com águas de circulação menos profunda e/ou com águas de circulação mais profunda que sofrem mistura com águas mais superficiais.

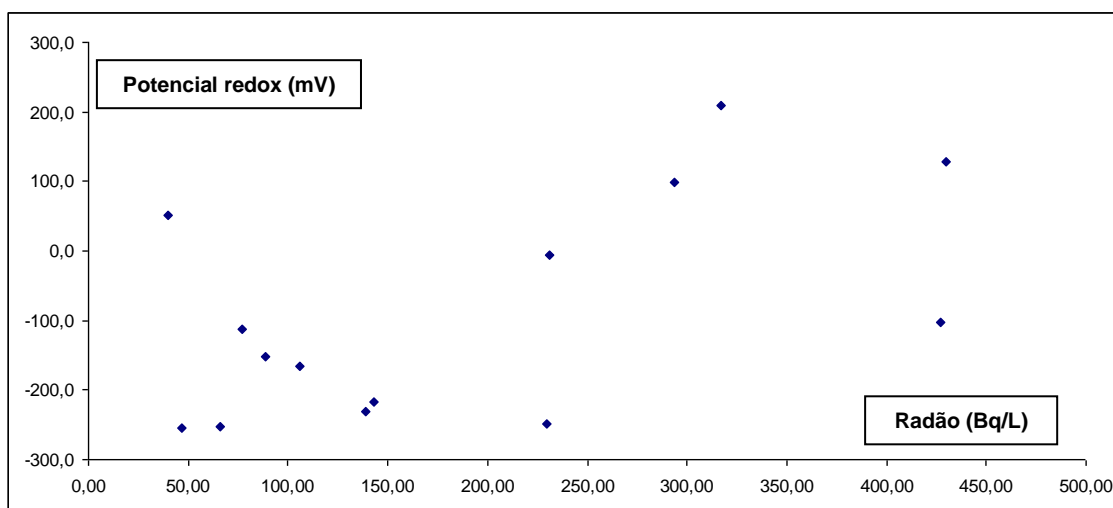


Figura V.10 – Diagrama de dispersão dos valores de radão e de potencial redox em águas minerais.

Quando analisada a tendência entre a temperatura e a concentração de radão em águas minerais observa-se, em termos gerais, uma situação

semelhante à anterior. No diagrama de dispersão da figura V.11 é possível visualizar que os níveis elevados de radão estão associados a águas mais quentes, salvo algumas exceções. Esta correspondência poderá dever-se ao facto de as águas mais quentes conseguirem ascender mais depressa e por isso conterem mais radão. Mas também pode ser indicador de que possuem um maior poder de dissolução das rochas, a partir das quais os progenitores do radão são mobilizados, podendo *a posteriori* ser precipitados. Contudo, o gráfico levanta algumas dúvidas sobre a significância da relação, o que confirma mais uma vez a complexidade do processo.

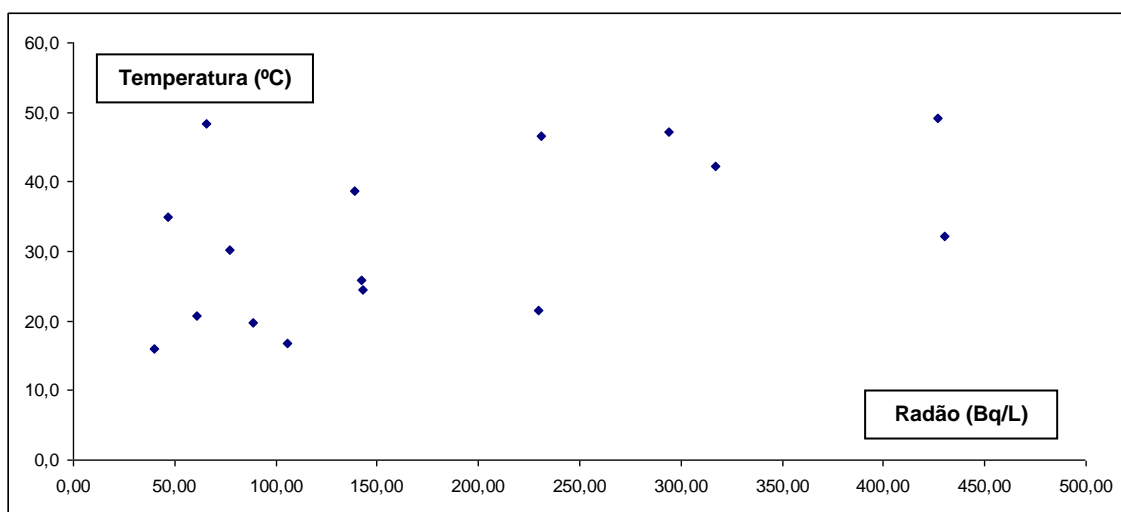


Figura V.11 – Diagrama de dispersão dos valores de radão e de temperatura em águas minerais.

No caso das águas não minerais, a relação entre a concentração de radão e o potencial redox, representada na figura V.12, revela-se inversa daquela que foi encontrada para as águas minerais, apesar de haver uma ligeira tendência para o radão estar em maiores concentrações nas águas com potencial redox mais baixo, ou seja, em águas mais profundas. Estas águas percorrem circuitos comparativamente mais corticais mas conseguem interagir durante mais tempo com a rocha.

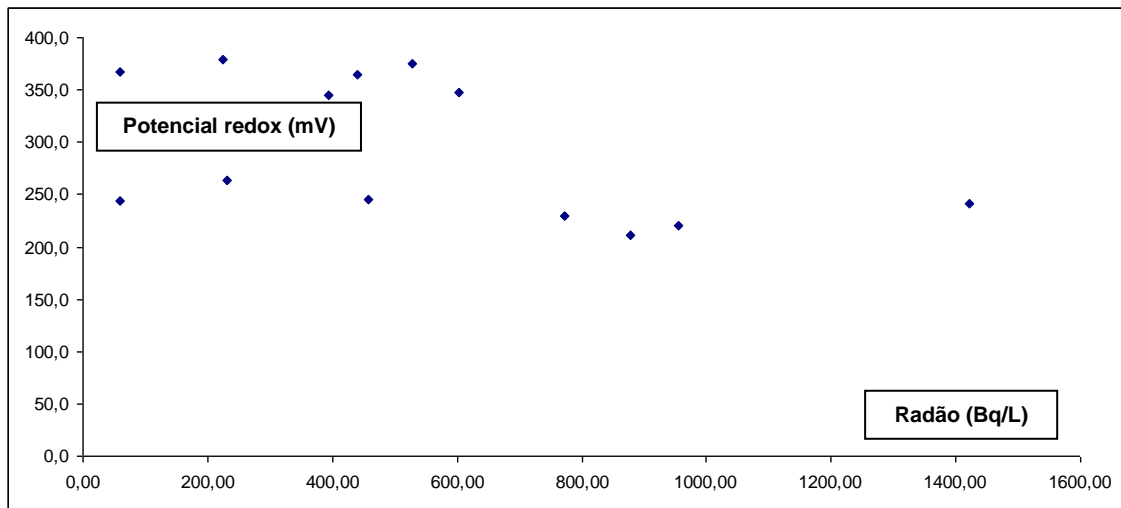


Figura V.12 – Diagrama de dispersão dos valores de radão e de potencial redox em águas não minerais.

Quando se estuda a correlação entre os níveis de radão e o fluoreto (Figura V.13), o gráfico parece mostrar que, com excepção de duas amostras, quanto maior a concentração de fluoreto, maior será a concentração de radão. Esta evidência parece apoiar a correlação positiva encontrada por VEEGER e RUDERMAN (1998), na qual para concentrações de flúor superiores a 1 mg/L estão associadas concentrações de radão superiores a 10 000 pCi/L (370 Bq/L). Chama-se a atenção para o facto de neste estudo as concentrações de fluoreto estarem abaixo do limite acima referenciado. De acordo com aqueles autores, a relação encontrada está, em parte, associada à geoquímica da rocha do maciço. O flúor aumenta a solubilidade dos minerais de urânio, aumentando a probabilidade de formar complexos de urânio e consequentemente aumentar a concentração de radão nas águas quando entram em contacto com a rocha.

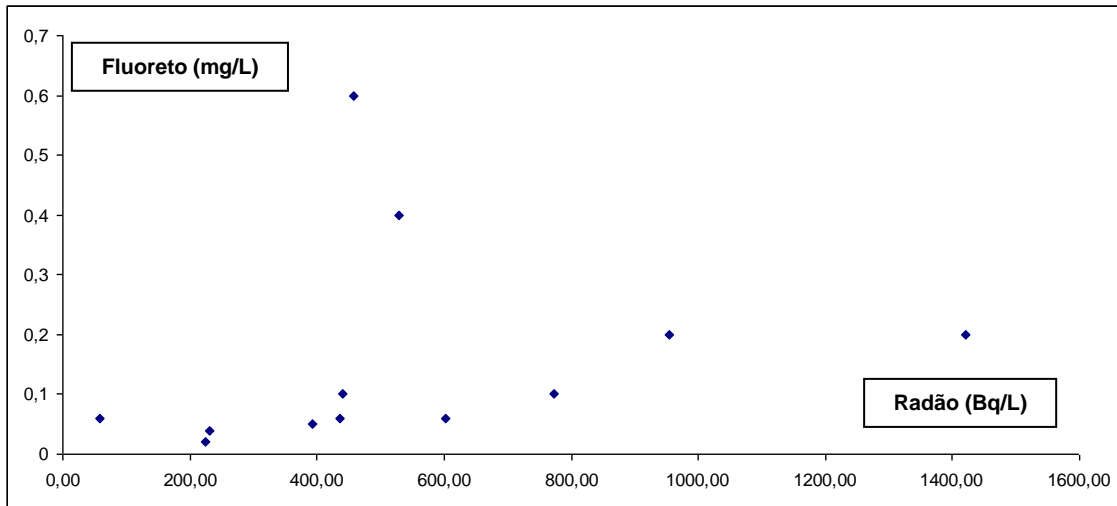


Figura V.13 – Diagrama de dispersão dos valores de radão e de fluoreto em águas não minerais.

A relação que se obteve entre o cloreto e o urânio foi muito fraca (Figura V.14). Os teores elevados de cloreto (superiores a 15 mg/L) têm normalmente origem na actividade antrópica como se viu, por exemplo, no gráfico cloreto/nitrato (Figura V.5). É natural que estes valores elevados de cloreto não acompanhem os teores de urânio, cuja fonte é a rocha e não a contaminação antrópica. Esta situação vem comprovar a dificuldade em relacionar os parâmetros físico-químicos com o urânio e também com o radão e, conseqüentemente, a complexidade do sistema do qual fazem parte as águas subterrâneas.

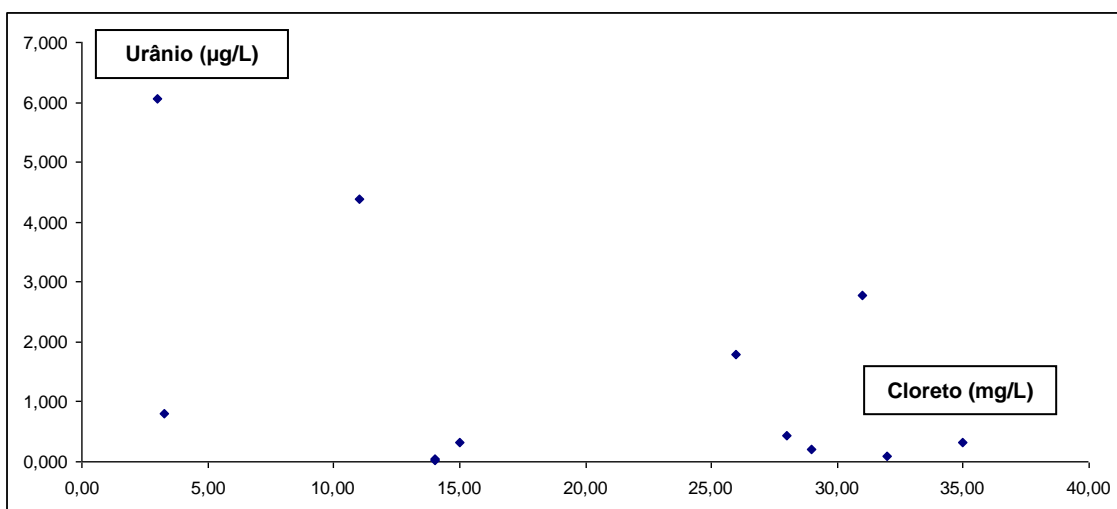


Figura V.14 – Diagrama de dispersão dos valores de cloreto e de urânio em águas não minerais.

Por sua vez, quando se comparam as concentrações de urânio com as concentrações de sílica nas águas não minerais, observa-se que o aumento da sílica é acompanhado por um aumento do urânio, embora esse comportamento seja mais evidente para concentrações de sílica mais elevadas (Figura V.15). Esta constatação reforça a interacção água-rocha como sendo um importante factor de mineralização das águas.

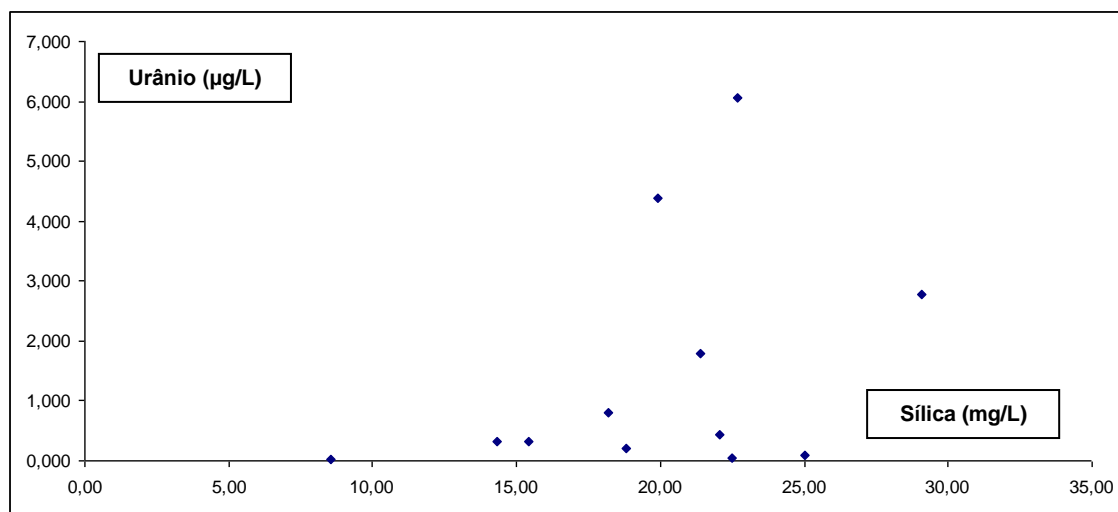


Figura V.15 – Diagrama de dispersão dos valores de sílica e de urânio em águas não minerais.

No caso do potássio e do urânio, observa-se que a níveis elevados de potássio correspondem níveis baixos de urânio (Figura V.16). Esta correspondência vem demonstrar tratar-se de águas pouco profundas, com baixos teores de urânio, já que o potássio nas águas normalmente está relacionado com os fertilizantes utilizados na actividade agrícola, portanto com origem mais cortical.

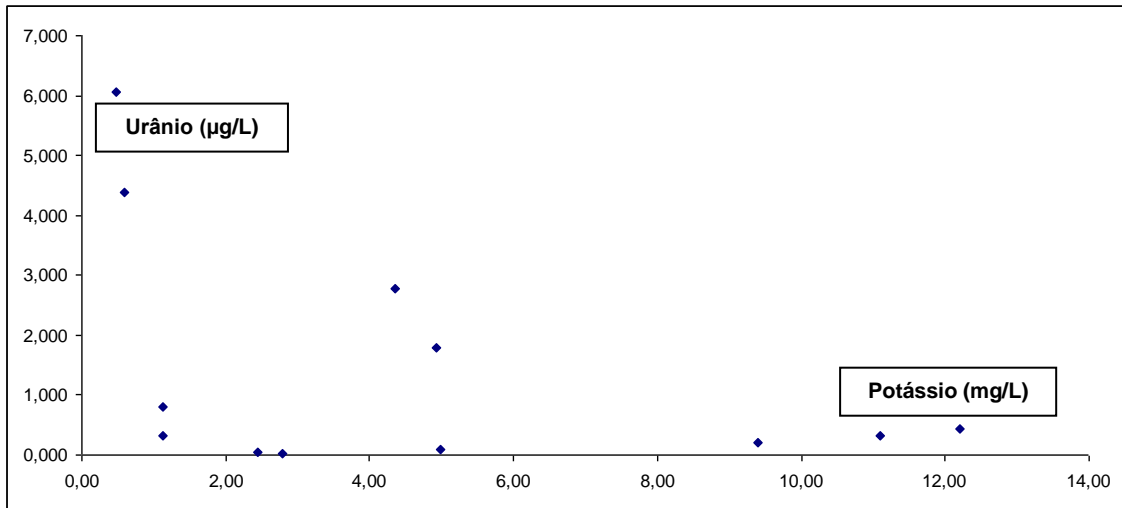


Figura V.16 – Diagrama de dispersão dos valores de potássio e de urânio em águas não minerais.

Quando nos debruçamos sobre o conjunto das águas estudadas, foram encontradas as seguintes interdependências.

No caso do radão em função da temperatura (Figura V.17) observa-se que para valores inferiores a 500 Bq/L não existe qualquer correlação, sendo a dispersão muito forte. Contudo, teores superiores àquele valor, estão invariavelmente associados a valores de temperaturas baixas.

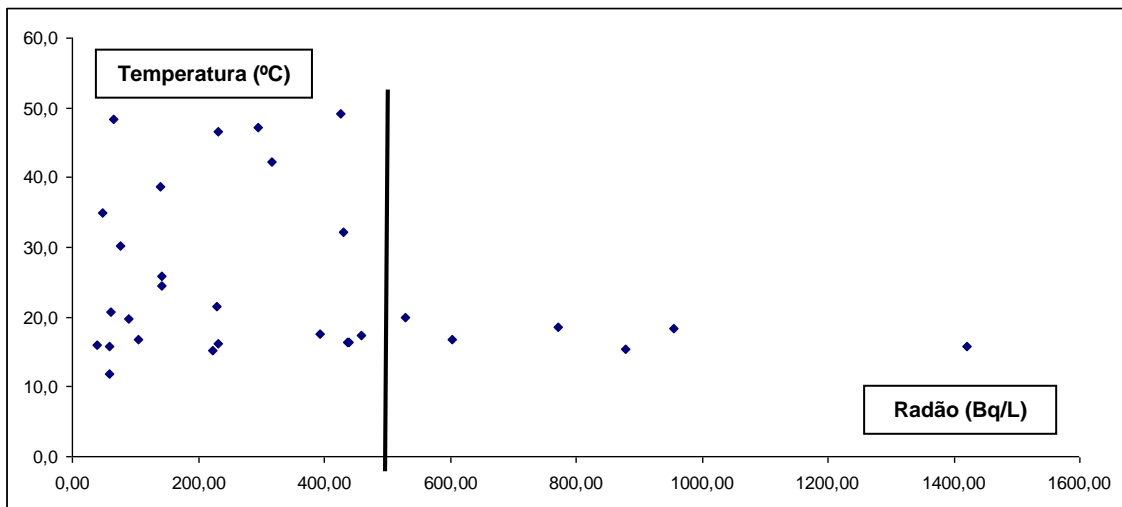


Figura V.17 – Diagrama de dispersão dos valores de radão e de temperatura em águas minerais e em águas não minerais.

O gráfico da figura V.18 acusa uma correlação muito modesta entre os níveis de radão e a condutividade, dado que para concentrações de radão inferiores a 600 Bq/L se observa uma grande dispersão. Por norma, as águas mais frias são as que apresentam condutividades mais baixas, logo são águas que circulam em meios mais superficiais e também são aquelas que apresentam os valores de radão mais elevados.

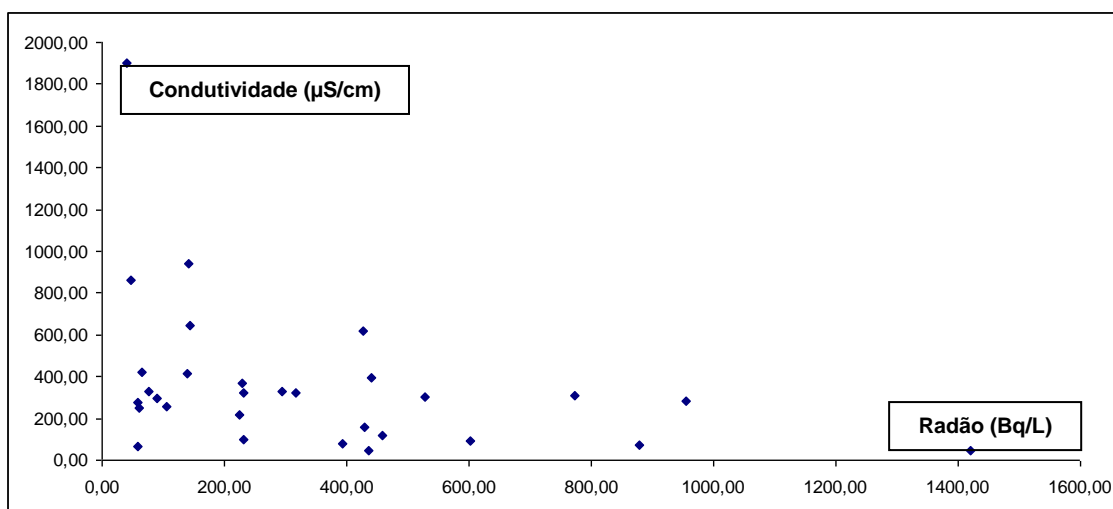


Figura V.18 – Diagrama de dispersão dos valores de radão e de condutividade em águas minerais e em águas não minerais.

Quando se compara a concentração de radão com a concentração de sílica (Figura V.19), identifica-se uma situação muito semelhante à analisada anteriormente, com uma correlação muito fraca, principalmente para valores abaixo dos 600 Bq/L. A partir deste valor verifica-se que os valores de sílica são tendencialmente mais baixos, confirmando assim que as concentrações de radão mais elevadas pertencem às águas não minerais e de circulação menos profunda.

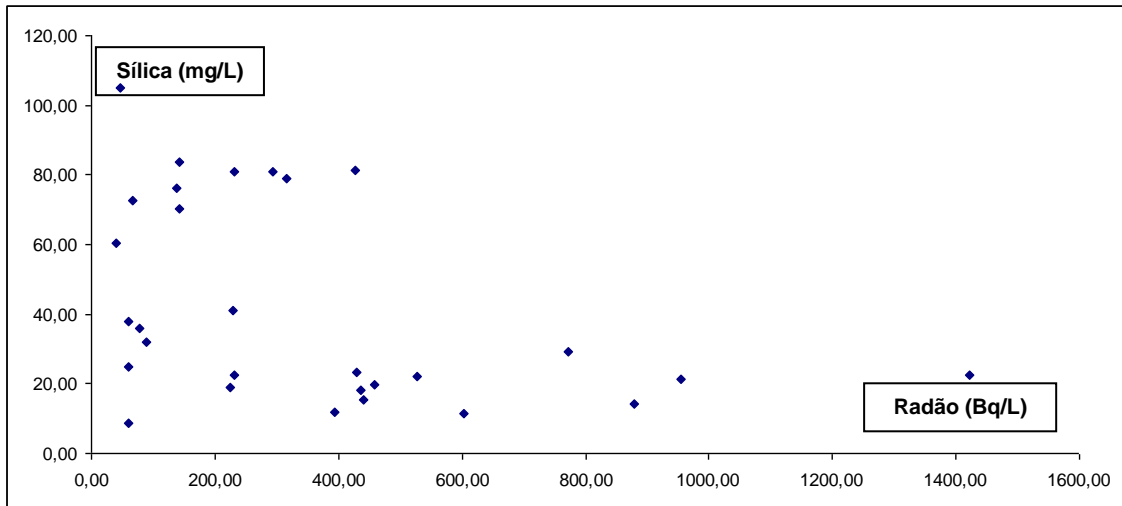


Figura V.19 – Diagrama de dispersão dos valores de radão e de sílica em águas minerais e em águas não minerais.

No diagrama de dispersão da figura V.20 observa-se que, para valores de cloreto abaixo de 20 mg/L, há uma independência entre este elemento e o radão. No entanto, verifica-se que os valores de cloreto elevados estão associados a águas que circulam em níveis mais profundos, por apresentarem concentrações de radão mais baixas.

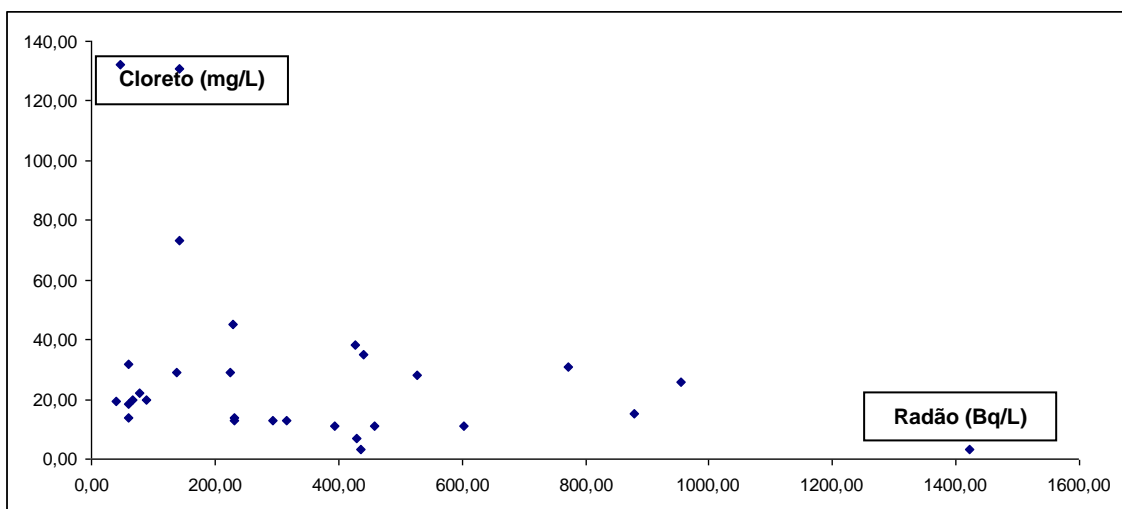


Figura V.20 – Diagrama de dispersão dos valores de radão e de cloreto em águas minerais e em águas não minerais.

Quando se analisa o conjunto das águas observa-se, embora de uma forma modesta, uma certa correlação entre os níveis de radão e o urânio (Figura V.21), não obstante os outros factores hidrogeoquímicos que condicionam a solubilidade do urânio, nomeadamente ambientes com elevados níveis de oxidação (REIMANN e CARITAT, 1998).

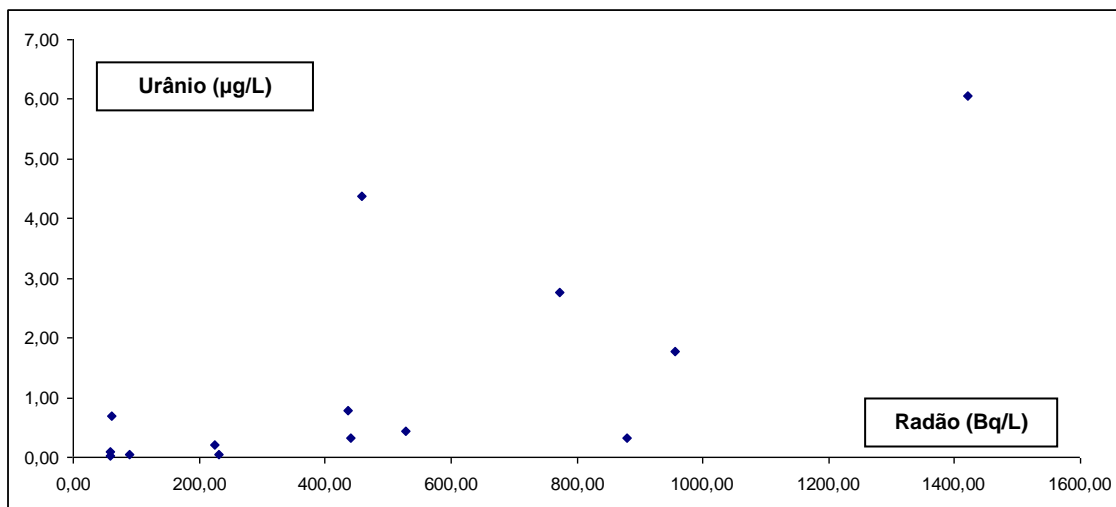


Figura V.21 – Diagrama de dispersão dos valores de radão e de urânio em águas minerais e em águas não minerais.

V.5. ENSAIO DE CAUDAL/CONCENTRAÇÃO DE RADÃO

Na tentativa de compreender melhor a forma como ocorre a circulação das águas subterrâneas na região do Minho, realizou-se um ensaio de caudal no furo AC1A, em Caldas da Saúde, durante o qual foram colhidas amostras de águas para determinação da concentração. Os resultados obtidos encontram-se no quadro V.11.

Quadro V.11 – Concentração de gás radão determinada a partir das amostras de água colhidas em Caldas da Saúde, no ponto CS1, durante um ensaio de caudal.

COLHEITA				Caudal	Tempo	Captação		Th	U	²²² Rn
Data	Ponto de amostragem	Hora	Amostras	(L/h)	(min)	Tipo	Composição	(µg/L)		(Bq/L)
12 Julho 2005	CS1	10:27	CS1.0(I)	170	0	Furo	Mineral Sulfúrea	---	<0,100	59,0
		10:52	CS1.0(II)		0					68,0
		11:06	CS1.1	2300	15					65,0
		11:21	CS1.2		30					60,0
		11:36	CS1.3		45					62,0
		11:51	CS1.4		60					66,0
		12:11	CS1.5	3200	75					65,0
		12:26	CS1.6		90					73,0

As concentrações de radão avaliadas nas amostras colhidas durante o ensaio de caudal foram muito baixas e apresentaram pouca variabilidade em função do crescente caudal aplicado ao longo do tempo.

V.6. CONCENTRAÇÃO DE RADÃO NAS ÁGUAS/CONTEXTO GEOLÓGICO

No sentido de proceder a um outro tipo de avaliação do significado das concentrações de gás radão nas águas subterrâneas, projectaram-se os valores médios sobre a carta geológica da região em estudo (Figura V.22 e Figura V.23). O tamanho da simbologia utilizada é proporcional à concentração de radão avaliada em cada um dos pontos de amostragem.

Paralelamente, apresenta-se uma tabela (Quadro V.12) que relaciona as concentrações médias de gás radão determinadas nas amostras de água com os teores de urânio das litologias que suportam as captações onde foram colectadas.

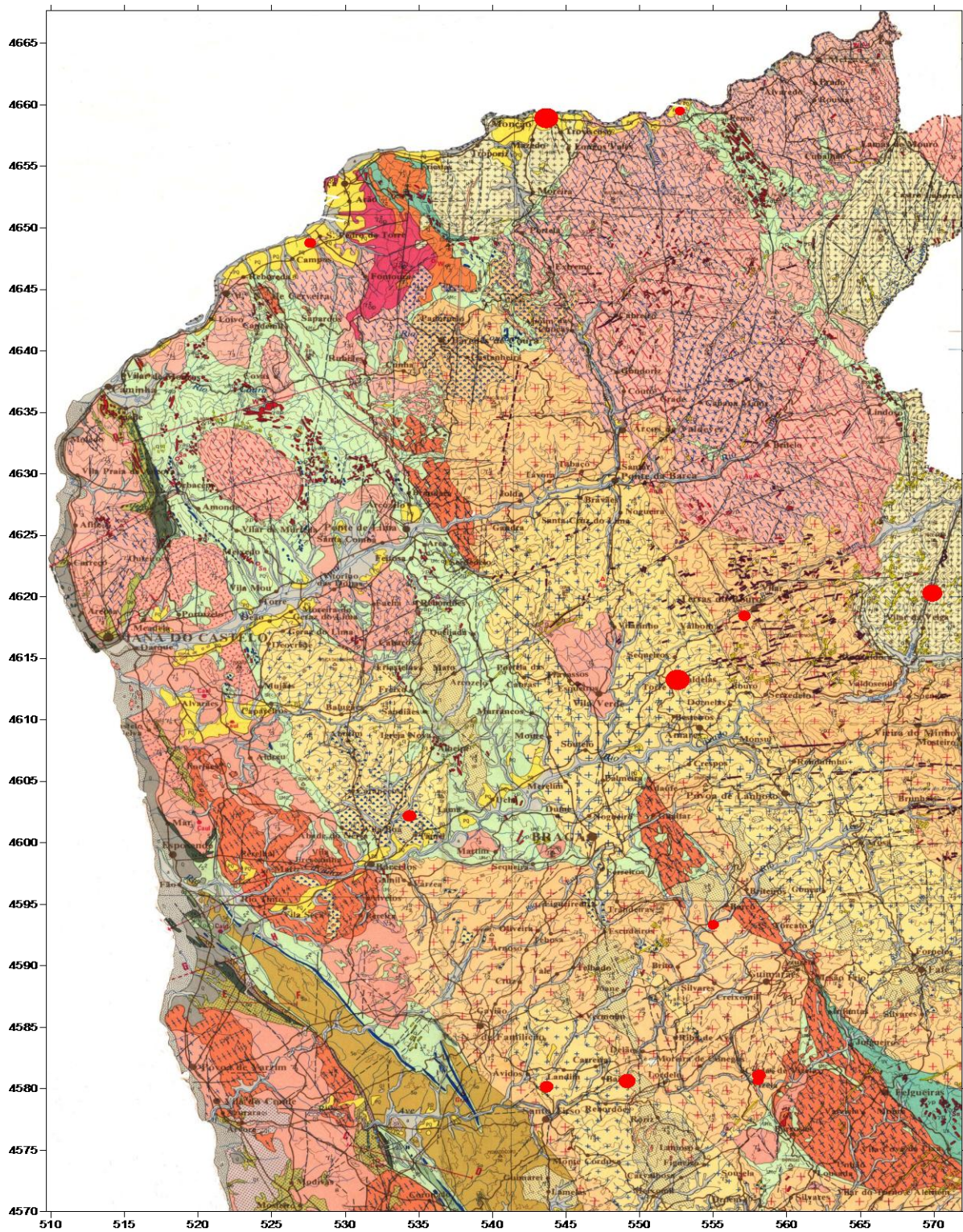


Figura V.22 – Localização das amostras de águas minerais em função da sua concentração de radão (●), em Bq/L.

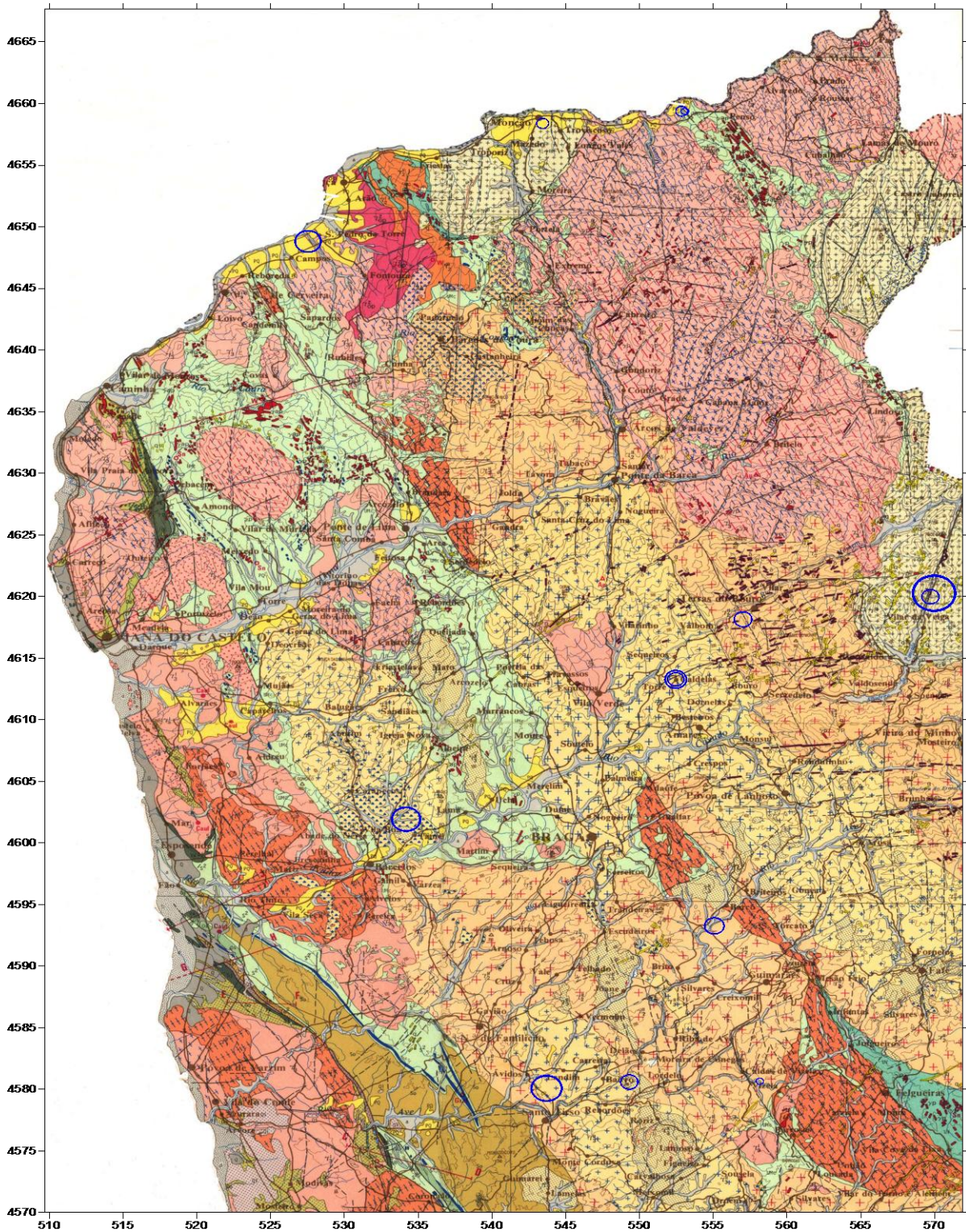


Figura V.23 – Localização das amostras de águas não minerais em função da sua concentração de radão (○), em Bq/L.

Quadro V.12 – Concentrações médias de gás radão determinadas nas amostras de água colhidas e teores de urânio das litologias que suportam as captações de água.

Local	Substrato geológico		U (ppm)	Ponto de amostragem	²²² Rn (Bq/L)				
Messegães	Granitóides de 2 micas sin-F3	Granito grão fino (a médio)	9,5	ME1	40				
		Granito grão médio a grosseiro	9,1	ME2	224				
				ME3	59				
Gerês	Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica tardi a pós-orogénicos	Granito grão grosseiro biotítico	14	GE1	231				
				GE2	1421				
				GE3	294				
				GE4	317				
				GE5	437				
Eirôgo	Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica sinorogénicos	Granodiorito e quartzodiorito com rocha básica	7,9	EI1	143				
EI2				879					
Vizela		Granito porfiróide biotítico	9,5	VI1	139				
				VI2	66				
				VI3	59				
Caldas da Saúde		Granito porfiróide biotítico	9,5	CS1	47				
				CS2	955				
				CS3	142				
Amieiro Galego		Granito porfiróide biotítico	9,5	AG1	230				
						Granito grão fino e médio com fenocristais	11,8	AG2	440
Caldelas		Granito grão fino e médio com fenocristais	11,8	CA1	430				
						Granito monzonítico grão médio a porfiróide	11,2	CA2	603
	Granito grão fino		9,8	CA3	393				
				Granito porfiróide biotítico	9,5	TA1	77		
TA2	528								
Monção	Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica tardi a pós-orogénicos	Granito porfiróide grão grosseiro biotítico	14	MO1	427				
				MO2	231				
S. Pedro da Torre	Granitóides de 2 micas sin-F3	Granito grão fino (a médio)/	9,5	SPT1	89				
				SPT2	772				
Terras de Bouro	Granitóides biotíticos com plagioclase cálcica sinorogénicos	Granito porfiróide biotítico	9,5	TB1	106				
				TB2	458				
				TB3	61				

Os teores de urânio encontrados nas rochas predominantes da região não apresentam um intervalo de variação muito elevado. Oscilam entre 4,7 e 13,5 ppm nos granitóides pré-orogénicos e granitos de duas micas (Quadro

III.8) e nos granitos biotíticos com plagioclase cálcica, os teores variam entre 5,5 e 14 ppm (Quadro III.9).

A concentração média de radão é mais elevada (1 421 Bq/L) em águas do Gerês que circulam em granito de grão grosseiro biotítico, cujos teores em urânio também são os mais elevados (14 ppm). A região do Gerês tem ainda a particularidade de ser atravessada por uma falha activa. As águas com concentração de radão imediatamente a seguir (955 Bq/L), localizam-se nas Caldas da Saúde, podendo o furo em causa estar localizado no seio de uma mancha de granito porfiróide biotítico ou de granito monzonítico ou muito próximo do contacto entre estas duas litologias. Em ambos os casos, os teores de urânio são bastante elevados (9,5 ppm e 11,2 ppm, respectivamente). A diminuição da concentração de radão determinada em Eirôgo (879 Bq/L), é acompanhada por uma diminuição da concentração de urânio (7,9 ppm), determinada no granodiorito e quartzodiorito. A última concentração de radão com significado (772 Bq/L) pertence a um furo de água não mineral localizado em S. Pedro da Torre, onde domina o granito de grão fino, cuja concentração em urânio é de 9,5 ppm. A partir do cenário apresentado parece confirmar-se, pelo menos em parte, dependência entre as concentrações do gás radão avaliado nas águas e os teores de urânio que compõe a rocha. Contudo, não podemos esquecer que a porosidade, a fracturação e a existência de mineralizações de urânio são outros factores geológicos condicionantes da concentração de radão encontrada na água.

A reforçar a importância da fracturação no controlo do gás nas águas, regista-se a possível relação entre os valores de radão nas águas e a existência de alinhamentos estruturais (ver figuras V.22 e V.23). Tal relação tem vindo a ser observada noutras regiões do país (PEREIRA *et al*, 2007.). O Gerês parece fazer parte de dois alinhamentos distintos: o primeiro com Taipas e Caldas da Saúde e o segundo com Caldelas e Eirôgo. Para além dos alinhamentos referidos, parece existir um terceiro alinhamento entre S. Pedro da Torre, Eirôgo e Caldas da Saúde (Figuras V.22 e V.23).

VS

Conclusões e Sugestões

Pretende-se, com este capítulo, sumariar as principais conclusões resultantes do estudo levado a cabo, em função dos objectivos enunciados inicialmente, assim como apresentar as implicações dessas conclusões nesta área de investigação. Finalmente, atendendo ao facto de que esta dissertação não constitui um ponto de chegada mas antes um ponto de partida para o aprofundamento do conhecimento desta problemática na região, serão apontadas sugestões para futuros trabalhos.

As análises efectuadas ao longo do desenvolvimento deste trabalho permitiram tirar as seguintes conclusões:

- a) Na região do Minho ocorrem litologias, nomeadamente as rochas granitóides, com elevado potencial de fundo radiométrico, quando comparamos os teores, principalmente os de urânio, com os de outras litologias similares, ou com a média crustal;
- b) De um modo geral os teores mais elevados de urânio pertencem ao grupo dos granitos de duas micas;
- c) As concentrações de radão determinadas nas águas subterrâneas nem sempre acompanharam os teores de urânio conhecidos para as rochas da região;
- d) Os parâmetros físico-químicos analisados, tal como as concentrações de radão nas águas subterrâneas apresentam elevada variabilidade;
- e) A composição das caixas de falha pode ser o principal factor geológico responsável pela variabilidade detectada nas concentrações de radão;
- f) A distribuição espacial das concentrações de radão nas águas subterrâneas sugere a existência de áreas com maior índice radiológico que definem alinhamentos mais ou menos coincidentes com acidentes morfológico-estruturais;
- g) A concentração de radão pode dar indicações sobre a hidrogeologia da região. Concentrações elevadas indicam que as águas, durante o seu percurso, contactam com materiais geológicos enriquecidos em urânio e seus descendentes, no próprio aquífero ou por percolação no interior do maciço;

- h) Devido à complexidade da dinâmica inerente aos circuitos das águas subterrâneas, não foi possível estabelecer correlações significativas entre as concentrações de radão determinadas e os parâmetros físico-químicos analisados;

Com o presente trabalho pensamos ter dado um singelo contributo no conhecimento dos níveis de radioactividade nas águas subterrâneas da região em estudo. No entanto, muito mais há para fazer e muitas outras metodologias para executar, com o objectivo de verificar e complementar algumas das ilações retiradas. Nesse sentido, são propostas as seguintes sugestões para futuras investigações:

- a) Os pontos de amostragem deverão ser mais alargados, tornando-os mais representativos da variabilidade litológica predominante na região;
- b) O número de amostras colhidas, em cada ponto de amostragem, deverá ser maior, de forma a permitir a generalização e consolidação das conclusões;
- c) Deverão ser realizadas mais campanhas e em diferentes alturas do ano, com o objectivo de verificar possíveis variações sazonais;
- d) Por último, qualquer investigação nesta área deverá fazer uma actualização dos teores de urânio e tório nos granitóides, a partir de novas determinações, assim como avaliar a taxa de emanção de radão nas rochas, de forma a que a partir da integração destes resultados com as concentrações de radão obtidas nas águas seja possível descrever um cenário mais próximo da realidade.

Bibliografia

- ÅKERBLOM, G. (1994). Ground Radon – Monitoring Procedures in Sweden. *Geocientist*, vol. 4, n.º 4, pp. 21-27.
- ÅKERBLOM, G. & LINDGREN, J. (1997). Mapping of Groundwater Radon Potencial. *Environmental Geologist*, n.º 5, pp. 13-22.
- ÅKERBLOM, G.; PETTERSSON, B. & ROSÉN, B. (1990). Radon from the Ground. Handbook on Investigation of the Radon Situation in Areas before Building. The Swedish Council for Building Research and the Swedish Nacional Board for Housing. Building and Planning. *Report R88*: (1988), New revised edition (1990), pp. 1-159.
- APPLETON, J.D. (2005). Radon in air and water. In Selinus O. *et al.* (eds.). *Essentials of Medical Geology. Impacts of the Natural Environment on public health*, San Diego: Elsevier Academic Press, pp. 227-262.
- APPLETON, J. D. & BALL, T. K. (1995). Radon and Background Radioactivity from Natural Sources: Characteristics, Extent and Relevance to Planning and Development in Great Britain. *British Geological Survey, Technical Report WP/95/2*.
- ASHER-BOLINDER, S.; OWEN, D.E. & SHUMANN, R.R. (1991). A Preliminary Evaluation of Environmental Factors Influencing Day-to-day and Seasonal Soil Gas Radon Concentrations. In Gundersen, L. S. S. e Wanty, R. B. (eds) *Field Studies of Radon in Rocks, Soils and Water*, U. S. Geological Survey Bulletin, n.º 1971, pp. 23-31.
- AUVINEN, A.; MÄKELÄINEN, I.; HAKAMA, M.; CASTRÉN, O.; PUKKALA, E.; REISBACKA, H. & RYTOMAA, T. (1996). Indoor Radon Exposure and Risk of Lung Cancer: a Nested Case Control Study in Finland. *Journal National of the Cancer Institute*, vol. 88, n.º 14, pp. 966-972.
- BEA, F.; MONTERO, P. & ZINGER, T. (2003). The Nature and Origin of the Granite Source Layer of Central Iberia: Evidence from Trace Elements, Sr and Nd

Isotopes, and Zircon Age Patterns. *IV Congresso Ibérico de Geoquímica e XIII Semana de Geoquímica, Coimbra, Resumos*, pp. 29-32.

BOYLE, R.W. (1982). *Geochemical Prospecting for Thorium and Uranium Deposits*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 498 p.

BRILL, A.B.; BECKER, D.V.; BRILL, D.R.; DONOHUE, K.; GREENSPAN, B.; GOLDSMITH, S.; ROYAL, H.; SILVERSTEIN, E.; WEBSTER, K. & KASE, K. (1994). *Radon Update – Facts Concerning Environmental Radon (Levels, Mitigation, Strategies, Dosimetry, Effects, Guidelines)*. ([http://sph.umich.edu/group/eih/UMSCHPS/natural](http://sph.umich.edu/group/eih/UMSCHPS/natural.htm).htm em 12/03/2006).

CABRAL, J. (1992). Geomorfologia. Características Gerais do Relevo do Minho Ocidental. In *Carta Geológica de Portugal. Escala 1/200 000. Notícia Explicativa da Folha 1*. Pereira, E. (coord.), Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa, pp. 7-8.

CABRAL, J. & RIBEIRO, A. (1988). *Carta Neotectónica de Portugal Continental, Escala 1/1 000 000*. Serviços Geológicos de Portugal, Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa, Gabinete de Protecção e Segurança Nuclear. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

CALADO, C. (1992). *Carta de Nascentes Minerais*. Atlas do Ambiente. Direcção-Geral dos Recursos Naturais, Lisboa.

CALADO, C. (1993). Águas Sulfúreas Alcalinas e Gasocarbónicas na Península Ibérica: Distribuição e Controlo Geotectónico. *Comunicações*. XII. Reunião Oeste Peninsular, vol. 1, pp. 235-245.

CARVALHO, A.M.G. (1984). Aspectos Gerais da Geomorfologia da Península Ibérica. *Geonovas*, Lisboa, n.º 7, pp. 133-142.

CARVALHO, G. S. (1992). Depósitos Quaternários e Cenozóico Indiferenciado. In *Carta Geológica de Portugal. Escala 1/200 000. Notícia Explicativa da Folha 1*. Pereira, E. (coord.), Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, pp. 47-50.

- COCH, N.K. (1995). *Geohazards Natural and Human*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 481 p.
- COELHO, F.M., GOMES, M.E.P & NEVES, L.J.P.F. (2007). Geoquímica das Rochas Graníticas e Metassedimentares da Região de Vila Real: Implicações para o seu Potencial de Radão. *VI Congresso Ibérico de Geoquímica e XV Semana de Geoquímica, Vila Real, Actas*, pp. 65-68.
- COHEN, B. L. (1995). Test of the Linear-no Threshold Theory of Radiation Carcinogenesis for Inhaled Radon Decays Products. *Health Physics*, vol.68, n.º 2, pp. 157-174.
- COMISSÃO DAS COMUNIDADES EUROPEIAS (1990). 90/143/Euratom: Recomendação da Comissão, de 21 de Fevereiro de 1990, relativa à protecção da população contra a exposição interior ao radão. *Jornal Oficial nº L 080 de 27/03/1990*, pp. 26-28.
- COMISSÃO DAS COMUNIDADES EUROPEIAS (2001). 2001/928/Euratom: Recomendação da Comissão, de 20 de Dezembro de 2001, relativa à protecção da população contra a exposição ao radon no abastecimento de água potável [notificada com o número C (2001) 4580]. *Jornal Oficial nº L 344 de 28/12/2001*, pp. 85-88.
- CONSELHO DA UNIÃO EUROPEIA DIRECTIVA (1996). 96/29/Euratom: Directiva do Conselho de 13 de Maio de 1996 que fixa as normas de segurança de base relativas à protecção sanitária da população e dos trabalhadores contra os perigos resultantes das radiações ionizantes. *Jornal Oficial nº L 159 de 29/06/1996*, pp. 1-114.
- COSTA, L.A.P.A., NEVES, L.J.P.F., PEREIRA, J.S.C. & GODINHO, M.M. (1997) – Alguns Dados Geoquímicos sobre as Rochas da Região de Seia, com Especial Ênfase no Urânio e no Tório. *X Semana de Geoquímica e IV Congresso dos Países de Língua Portuguesa, Braga. Actas*, pp. 377-379.

- COSTA, L.A.P.A., NEVES, L.J.P.F., PEREIRA, A.J.S.C. & GODINHO, M.M. (1998). Distribuição do Radão nos Solos da Região de Seia – uma Primeira Abordagem. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, t. 84, n.º 1, B126-B129.
- COSTA, L.A.P.A., PEREIRA, A.J.S.C., NEVES, L.J.P.F. & GODINHO, M.M. (2001). Distribuição do Radão em Habitações da Área Urbana de Seia (Portugal Central). *VI Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa e XII Semana de Geoquímica, Actas*, pp. 715-717.
- DARBY, S.; WHITLEY, E.; SILCOCKS, P.; THAKRAR, B.; GREEN, M.; & LOMAS P. (2004). Risk of lung cancer associated with residential radon exposure in south-west England: a case-control study. *British Journal of Cancer* 1998, vol. 78, n.º 3, pp. 394-408.
- DECRETO - LEI N.º 306/2007. D.R. I Série. 164 (27-08-07), pp. 5747-5765.
- DONALDSON, A. W. (1969). The Epidemiology of Lung Cancer among uranium miners. *Health Physics*, vol. 16, n.º5, pp. 563-569.
- FAÍSCA, M.C.; TEIXEIRA, M.M.G. & BETTECOURT, A.O. (1992). Indoor Radon Concentrations in Portugal – A National Survey. *Radiation Protection Dosimetry*, vol. 45, n.º 1, pp 465-467.
- FEIO, M. (1951). *Notas Geomorfológicas*, vol. I, Primeira Parte, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, 62 p.
- FERREIRA, A. B. (1979). Os Mantos de Alteração e o Modelado das Regiões Graníticas: Ideias Recentes e Orientações de Pesquisa. *Finisterra*, vol. XIV, n.º 28, pp. 218-244.
- FERREIRA, N.; IGLESIAS, M.; NORONHA, F.; PEREIRA, E.; RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M.L. (1987). Granitóides da Zona Centro-Ibérica e Seu Enquadramento Geodinâmico. In: Bea et al. (eds.). *Geología de los granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hespérico*. Libro Homenaje a L. C. Garcia de Figueirola, F., Madrid, pp. 37-51.

- FIGUEIREDO, J.M.S., PEREIRA, A.J.S.C., NEVES, L.J.P.F. & GODINHO, M.M. (1998). Distribuição do Radão em Solos da Área Urbana de Castelo Branco (Portugal Central). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, t. 84, n.º 2, pp. E114-E117.
- GAN, T.H.; MASON, G.C.; WISE, K. N.; WHITTLESTONE, S. & WYLLIE, H.A. (1986). Desorption of Rn222 by moisture and heat. *Health Physics*, vol. 50, pp. 407-410.
- GERUSKY, T.M. (1986). *The Pennsylvania Radon Story*. Bureau of Radiation Protection Radon Division. (http://www.dep.state.pa.us/brp/radon_division/PA_Radon_Story1.htm. em 25/05/2005).
- GODARD, A. (1977). *Pays et paysages du granite*. PUF, Paris, 232 p.
- GONÇALVES, C.V.M. (2006). *Avaliação dos Níveis de Radioactividade Natural na Região da Serra do Buçaco e factores Geológicos Condicionantes*. Tese de mestrado. Universidade de Coimbra, 107 p.
- GONÇALVES, C.V.M. & PEREIRA, A.J.S.C. (2007). Radionuclides in groundwater of the Serra do Buçaco region (Portugal). XXXV Congress of the International Association of Hydrogeologists, Lisbon.
- GUNDERSEN, L.C.S. (1989). Predicting the Occurrence of Indoor Radon a Geologic Approach to a Natural Problem. *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, vol. 70, n.º 15, pp. 280-281.
- GUNDERSEN, L.C.S.; SCHUMANN, R.R. ; OTTON, J.K.; DUBIEL, R.F. ; OWEN, D.E. & DICKINSON, K. A. (1992). Geology of Radon in the United States. In Gates, A. E. e Gundersen, L. S. C. (eds.) *Geological Controls on Radon*, Geological Society of America Special Paper, n.º 271, pp. 53-64.
- HORNUNG, R.W. & MEINHARDT, T.J. (1987). Quantitative Risk Assessment of Lung Cancer in US Uranium Miners. *Health Physics*, vol. 52, pp 417-430.

- INSTITUTO GEOGRÁFICO PORTUGUÊS (ed.) (2005). Atlas de Portugal. Entre Douro e Minho, Montes entre Larouco e Marão. Trás-os Montes. Matosinhos. Natureza e Meio Ambiente. Quidnovi.
- INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY - IAEA, (1979). Gamma-Ray Surveys in Uranium Exploration, *Technical Reports Series*, n.º 186, Vienna.
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J.; RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1972). *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1/1 000 000*. Instituto Geológico y Minero de España.
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J.; RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1977). *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. Instituto Geológico y Minero de España, Servicio de Publicaciones, Ministerio de Industria, Madrid, 113 p.
- KUSIAK, R.A.; RITCHIE, A. C.; MULLER, J. & SPRINGER, J. (1993). Mortality from Lung Cancer in Ontario Uranium Miners. *British Journal of Industrial Medicine* 1993, vol. 50, pp. 920-928.
- LAO, K.Q. (1990). *Controlling indoor Radon – Measurement, Mitigation and Prevention*. Van Nostrand Reinhold, New York, 272 p.
- LIMA, A. S. (1994). *Hidrogeologia de Regiões Graníticas (Braga – NW Portugal)*. Tese de Mestrado, Universidade do Minho, Braga, 202 p.
- LIMA, A. S. (2001). *Hidrogeologia de Terrenos Graníticos*. Tese de Doutoramento, Universidade do Minho. Braga, 451 p.
- LUBIN, J.H.; BOICE, J.D. JR.; EDLING, C.; HORNUNG, R.W.; HOWE, G.R.; KUNZ, E.; KUSIAK, R.A.; MORRISON, H.I.; RADFORD, E.P.; SAMET, J.M.; TIRMARCHE, M.; WOODWARD, A.; YAO, S.Z. & PIERCE, D.A. (1995). Lung Cancer in Radon-exposed Miners and Estimation of Risk from Indoor Exposure. *Journal of the National Cancer Institute*, vol. 87, n.º 11, pp. 817-827.
- METTERS, J. (1992). Setting Radon in Context. *Radiation Protection Dosimetry*, vol. 42, n.º 3, pp. 159-164.

- NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES (1998). (BEIR) VI Report: The Health Effects of Exposure to Indoor Radiation. *Journal of Radiological Protection*, vol. 18, pp. 141-158.
- NATIONAL SAFETY COUNCIL (2002). A Guide to the U: S: Department of Energy`s. Low-Level Radioactive Waste. (<http://downloads.nsc.org/PDF/lowleve.pdf>. em 08/09/2003).
- NEVES, L.J.P.F.; AVELANS, S.C.C. & PEREIRA, A.J.S.C. (2003a). Concentrações do Gás Radão em Habitações da Área de Sertã – Figueiró dos Vinhos (Portugal Central): Factores Geológicos Condicionantes. IV Congresso Ibérico de Geoquímica e XIII Semana de Geoquímica. *Resumos*, Coimbra, pp. 310-312.
- NEVES, L.J.P.F.; GODINHO, M.M. & PEREIRA, A.J.S.C. (1999a). Influência do Processo de meteorização do Granito no Equilíbrio Secular das Cadeias de Decaimento de ^{238}U e ^{232}Th – Estudo de um Caso. II Congresso Ibérico de Geoquímica e XI Semana de Geoquímica. *Actas*. Lisboa, pp. 405-408.
- NEVES, L.J.P.F. & PEREIRA, A.J.S.C. (2004). Radioactividade Natural e Ordenamento do Território: o Contributo das Ciências da Terra. *Geonovas*, n.º 18, pp. 103-114.
- NEVES, L.J.P.F.; PEREIRA, A.J.S.C. & GODINHO, M.M. (1999b). Actividade do radão em Habitações da Região de Coimbra e Factores Geológicos Condicionantes. II Congresso Ibérico de Geoquímica e XI Semana de Geoquímica. *Actas*, Lisboa, pp. 131-135.
- NEVES, L.J.P.F.; PEREIRA, A.J.S.C.; GODINHO, M.M. & DIAS, J.M. (1996). A radioactividade das Rochas como um Factor de Risco Ambiental no Território Continental Português: uma Síntese. *Actas da V Conferência Nacional Sobre a Qualidade do Ambiente*, C. Borrego, C. Coelho, L. Arroja, C. Boia e E. Figueiredo (eds.), vol. 1, pp. 641-649.
- NEVES, L.J.P.F.; PEREIRA, A.J.S.C.; GODINHO, M.M.; DIAS, J.M. & STEPHENS, W.E. (1995). A Heterogeneidade do Fundo Radioactivo Natural como

Factor de Risco Ambiental: o Caso Exemplar da Região de S. Pedro do Sul. *Memórias*, Publicações Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade do Porto, n.º 4, pp. 195-196.

NEVES, L.J.P.F., PEREIRA, A.J.S.C., GONÇALVES, C.V.M. & VICENTE, A.M.P. (2007). Radon Monitoring of Groundwater and Streams in the Uranium Mining Area of Urgeirica (Central Portugal). XXXV. Congress of the International Association of Hydrogeologists, Lisbon.

NEVES, L.J.P.F.; RODRIGUES, A.C.S.L. & PEREIRA, A.J.S.C. (2003b). Concentrações do gás radão em habitações da região uranífera de Canas de Senhorim-Nelas (Portugal Central). IV Congresso Ibérico de Geoquímica e XIII Semana de Geoquímica. *Resumos*, Coimbra, pp. 267-269.

OLIVEIRA, J.M.S. & CRAMEZ, P. (1992). Caracterização Geoquímica dos Granitóides. In *Carta Geológica de Portugal. Escala 1/200 000. Notícia Explicativa da Folha 1*. Pereira, E. (coord.), Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, pp. 39-46.

OTTON, J.K. (1992). The Geology of Radon. *U.S. Department of the Interior/U.S. Geological Survey*. (<http://energy.cr.usgs.gov/radon/georadon.html> em 18/04/2004).

PEREIRA, A.J.S.C.; COSTA, L.A.P.A & NEVES, L.J.P.F. (2003c). O Gás Radão em Habitações na Região de Oliveira do Hospital (Portugal Central). IV Congresso Ibérico de Geoquímica e XIII Semana de Geoquímica, Coimbra, *Resumos*, pp. 264-266.

PEREIRA, A.J.S.C.; DIAS, J.M.M.; NEVES, L.J.P.F. & GODINHO, M.M. (2001b). O Gás Radão em Águas Minerais: Avaliação do Risco de Radiação num Balneário (Caldas da Felgueira, Portugal Central). *Memórias e Notícias*, Publicações do Departamento de Ciências da Terra e do Museu Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, n.º 1 (Nova Série), pp.73-89.

- PEREIRA, A.J.S.C. & NEVES, L.J.P.F. (2005b). Radon Risk Maps: the Portuguese Experience. Annual Meeting of the Geological Society, Salt Lake City, *Abstracts with Programs*, vol. 37, n.º 7, p. 354.
- PEREIRA, A.J.S.C.; NEVES, L.J.P.F. & ABRANTES, L.M.C.B.L. (2003b). O Gás Radão em Águas Subterrâneas: o Caso da Região de Oliveira do Hospital (Portugal Central). IV Congresso Ibérico de Geoquímica e XIII Semana de Geoquímica, Coimbra, *Resumos*, pp. 304-306.
- PEREIRA, A.J.S.C.; NEVES, L.F.P.; ABRANTES, L.L. & DIAS, J.M.M. (2005a). Radon Concentrations in Groundwater from the Hesperian Massif (Central Portugal), Proceedings of 2nd Workshop of the Iberian Regional Working Group on Hardrock Hydrogeology, University of Évora, Portugal.
- PEREIRA, A.J.S.C.; NEVES, L.J.P.F.; ABRANTES, L.M.C.B.L. & GODINHO, M.M. (1999c). A Preliminary Model for the Occurrence of Radon-prone Areas in Central Portugal. *Terra Abstracts*, vol.11, p. 573.
- PEREIRA, A.J.S.C.; NEVES, L.J.P.F.; ABRANTES, L.M.C.B.L. & GODINHO, M.M. (1999e). Distribuição de U e Th em Áreas Radiometricamente Anómalas da Região de Oliveira do Hospital (Portugal Central). II Congresso Ibérico de Geoquímica e XI Semana de Geoquímica, Lisboa, *Actas*, pp. 409-411.
- PEREIRA, A.J.S.C.; NEVES, L.J.F.P. & GODINHO, M.M. (1999d). Distribuição do Radão em Áreas Radiometricamente Anómalas da Região de Oliveira do Hospital (Portugal Central). II Congresso Ibérico de Geoquímica e XI Semana de Geoquímica, Lisboa, *Actas*, pp. 127-130.
- PEREIRA, A.J.S.C.; NEVES, L.J.P.F.; GODINHO, M.M. & DIAS, J.M.M. (1999a). O Gás radão em Solos da Região Central de Portugal: um Factor a Considerar para o Ordenamento do Território. *Actas da VI Conferência Nacional sobre Qualidade do Ambiente*, vol. 2, pp. 763-772.
- PEREIRA, A.J.S.C.; NEVES, L.J.F.P.; GODINHO, M.M. & DIAS, J.M. (2003a). As Mineralizações de Urânio e a Radioactividade Natural em Portugal: Factores geológicos condicionantes e Implicações para o Ordenamento

do Território. In Ferreira, M. P. V. (coord.). *A Geologia de Engenharia e os Recursos Geológicos. Recursos Geológicos e Formação*. Coimbra: Imprensa da Universidade de Coimbra, vol. 2, pp. 121-132.

PEREIRA, A.J.S.C.; NEVES, L.J.P.F.; GODINHO, M.M.; SOARES, A.F. & MARQUES, J.F. (1998). Distribuição do Radão em Solos da Região de Coimbra (Portugal Central). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, t. 84, n.º 2, pp. E110-E113.

PEREIRA, A.J.S.C.; NEVES, L.J.P.F. & GONÇALVES, C.V.M. (2007). Radon in groundwater from the Hesperian massif (Central Portugal). XXXV Congress of the International Association of Hydrogeologists, Lisbon.

PEREIRA, J.S.C.; NEVES, L.J.P.F.; SALGADO, A.L.V. & GODINHO, M.M. (2001a). Concentração do Radão em Habitações da Área Urbana de Tondela (Portugal Central). VI Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa e XII Semana de Geoquímica, Faro, *Actas*, pp. 711-714.

PEREIRA, A.J.S.C.; SALGADO, A.L.V.; NEVES, L.J.F.P. & GODINHO, M.M. (1999b). Distribuição do Radão em Solos da Região de Tondela. II Congresso Ibérico de Geoquímica e XI Semana de Geoquímica, Lisboa, *Actas*, pp. 441-444.

PEREIRA, E. (Coord.) (1989). Carta Geológica de Portugal. Folha 1. Escala 1/200 000. Serviços Geológicos de Portugal.

PÉREZ-ESTAÚN, A.; BEA, F.; BASTIDA, F.; MARCOS, A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; ARENAS, R.; DÍAS GARCÍA, F.; AZOR, A.; SIMANCAS, J. F. E GONZÁLEZ LODEIRO, F. (2004). Macizo Ibérico. In Vera, J. A. (ed.). *Geología de España*. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España, pp. 21-230.

PINTO, M. S.; CASQUET, C.; IBARROLA, E.; CORRETGÉ, L. G. & FERREIRA, M. P. (1987). Síntese Geocronológica dos Granitóides do Maciço Hespérico. In: F. Bea et al. (eds.). *Geología de los granitoides y Rocas Asociadas del*

Macizo Hespérico. Libro Homenage a L. C. Garcia de Figueirola, Madrid, pp. 69-86.

REIMANN, C. & CARITAT, P, (1998). Chemical Elements in the Environment. Factsheets for the Geochemist and Environmental Scientists. New York: Springer-Verlag, 398 p.

RIBEIRO, A. (1974). Contribution a L'étude Tectonique de Trás-os-Montes Oriental. *Memórias*. Serviços Geológicos de Portugal, Nova Série, Lisboa, pp.1-168.

RIBEIRO, A.; ANTUNES, M.T.; FERREIRA, M.P.; ROCHA, R.B.; SOARES, A.F.; ZBYSZEWSKI, G.; MOITINHO DE ALMEIDA, F.; CARVALHO, D. & MONTEIRO, J.H. (1979). Introduction à La Géologie Générale du Portugal. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, pp.8-20.

RIBEIRO A. & PEREIRA E. (1992). Paleozóico. Estratigrafia. In *Carta Geológica de Portugal. Escala 1/200 000. Notícia Explicativa da Folha 1*. Pereira, E. (coord.), Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, pp. 9-22.

RIBEIRO, A. & PEREIRA, E.; (1992). Tectónica Hercínica e Pré-Hercínica. In *Carta Geológica de Portugal. Escala 1/200 000. Notícia Explicativa da Folha 1*. Pereira, E. (coord.), Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 51-57.

RIBEIRO, A; QUESADA, C. & DALLMEYER, R.D. (1990). *Geodynamic Evolution of Iberian Massif*. In Dallmeyer, R. D. e E. M. Garcia, (eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Berlin: Springer-Verlag, pp. 399-409.

RIBEIRO M.L. (1992). Metamorfismo. Observações Gerais sobre o Metamorfismo, na Península Ibérica. In *Carta Geológica de Portugal. Escala 1/200 000. Notícia Explicativa da Folha 1*. Pereira, E. (coord.), Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, pp. 23-27.

RIBEIRO, M. L. & MOREIRA, A. (1986). *Carta Geológica de Portugal na Escala 1/50 000. Notícia Explicativa da Folha 1-B (Monção)*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 46 p.

- RIBEIRO, O.; LAUTENSACH, H. & DAVEAU, S. (1988). *Geografia de Portugal. II – O Ritmo Climático e a Paisagem*. Ed. João Sá da Costa, Lisboa, pp. 335 – 623.
- SABROUX, J. C. (2000). Rationale for the Measurement of Radon-222 in the Deep Layers of Lake Nyos, Cameroon. (<http://pagesperso-orange.fr/mhalb/nyos/2000/radon.PDF> em 25/07/2005).
- SALGADO, A.L.V.; PEREIRA, A. J. S. C.; NEVES, L. J. P. F. & GODINHO M. M. (1998). Distribuição de U e Th em Rochas da Região de Tondela (Portugal Central). *Comunicações do Instituto Geológico Mineiro*, n.º. 84, 2B. pp. 122-125.
- SIMÕES, M. (1992). Paleozóico: Granitóides-Petrografia. In *Carta Geológica de Portugal. Escala 1/200 000. Notícia Explicativa da Folha 1*. Pereira, E. (coord.), Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 27-37.
- SNIHS, J.O. (1992). Swedish Rádon Program. *Radiation Protection Dosimetry*, vol. 42, n.º 3. pp. 177-184.
- TAYLOR, L.S. (1997). What you Need to Know about Radiation. University of Michigan, (<http://www.sph.umich.edu/~bbusby/risk.htm> em 19/03/2004)
- TEIXEIRA, M.M.R. & FAÍSCA, M.C. (1992). Concentrações de Radão em Habitações a nível Nacional. *III Conferência Nacional sobre a Qualidade do Ambiente*, vol. II, Publicações do Ministério do Planeamento e da Administração do Território, pp. 522-531.
- VEEGER, A. I. & RUDERMAN, N. C. (1998). Hydrogeologic Controls on Rádon-222 in a Buried Valley- Fractured Bedrock Aquifer System. *Groundwater*, vol. 36, n.º 4, pp. 545-704.