

ÁNGELES MARRERO DÍAZ, SECRETARIA DEL DEPARTAMENTO DE FÍSICA DE LA UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA CERTIFICA,

Que el Consejo de Doctores del Departamento en su sesión de fecha 20 de Noviembre de 2015 tomó el acuerdo de dar el consentimiento para su tramitación, a la tesis titulada "El radón en suelos, rocas, materiales de construcción y aguas subterráneas de las Islas Canarias Orientales", presentada por el doctorando D. Héctor Eulogio Alonso Hernández y dirigida por

el Doctor D. Jesús García Rubiano y codirigida por el Doctor D. Pablo Martel Escobar

Y, para que así conste, y a efectos de lo previsto en el Art. 73.2 del Reglamento de Estudios de Doctorado de esta Universidad, firmo la presente en Las Palmas de Gran Canaria, a 20 de noviembre de dos mil quince.

UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA



DEPARTAMENTO DE FÍSICA

PROGRAMA DE DOCTORADO

FÍSICA FUNDAMENTAL Y APLICADA

El radón en suelos, rocas, materiales de construcción y aguas subterráneas de las Islas Canarias Orientales.

Tesis doctoral presentada por D. Héctor Eulogio Alonso Hernández.

Dirigida por el Dr. D. Jesús García Rubiano y por el Dr. Don Pablo Martel Escobar.

El director

El director

Fdo: Dr García Rubiano

Fdo: Dr. Martel Escobar

El doctorando

Fdo.: Héctor Eulogio Alonso Hernández

Las Palmas de Gran Canaria a 18 de noviembre de 2015

A mis padres, Arminda y Eulogio

y hermanos, Beatriz e Iván

Agradecimientos

Deseo expresar mi más sincero agradecimiento al Dr. D. Jesús García Rubiano, director de esta Tesis Doctoral, por las intensas horas de trabajo, por su gran entusiasmo, constante apoyo y dedicación y por arrastrarme en el año 2008 al Grupo de Investigación de Interacción Radiación-Materia (GIRMA), una de las decisiones más acertadas de mi vida, que me permitió integrarme en un excelente grupo de personas. De igual manera, también deseo expresar mi sincero agradecimiento al Dr. D. Pablo Martel Escobar, codirector de esta Tesis Doctoral y coordinador del grupo GIRMA, por sus ideas, apoyo y colaboración en este trabajo de Tesis Doctoral.

Agradecer a Dr. D. Pedro Sancho Díaz por introducirme en las tareas de investigación y por su ejemplo como docente entregado y en especial como persona.

Agradecer a mi compañero de fatigas el Dr D. Miguel Ángel Arnedo Ayensa, su intensa ayuda en el desarrollo experimental de esta tesis, en la toma de muestras y desarrollo de protocolos de medida. Sin su ayuda nada de esto hubiese ocurrido. A D. Jonay González Guerra, por su colaboración desinteresada en este trabajo, por ayudarme a arrastrar "el checo" por las Islas Canarias Orientales y por su grandísima ayuda en la recta final de este trabajo.

A mis compañeros del grupo de investigación, Alicia, Antonio, Juan Miguel, Rafa, Guada, y Bárbara, y a mis compañeros del Departamento de Física Jose, Ángeles, Mercedes, Ángel, Carmen, Luis, Antonio, Juan Manuel, Germán y todos los demás que han vivido conmigo la realización de esta tesis doctoral, les agradezco su apoyo, ánimo, colaboración y sobre todo, cariño y amistad.

Debo un especial reconocimiento al Dr. D. Luis S. Quindós Poncela, jefe del grupo LaRUC de la Universidad de Cantabria, quien nos orientó a encontrar el camino adecuado en el momento de formular este trabajo de investigación. Su apoyo constante en todo este periodo, sus consejos sobre los trabajos de campo y laboratorio, así como su cercanía a la hora de resolver cualquier duda han sido fundamentales para la culminación de esta tesis doctoral.

Este trabajo tampoco habría visto la luz sin la inestimable ayuda del Dr. D. Juan Pedro Bolívar de la Universidad de Huelva al que debemos un especial agradecimiento por su hospitalidad durante la estancia en dicha Universidad para iniciar nuestros pasos en la radiactividad ambiental, y por compartir sus experiencias y consejos sobre la medida de radón. La ayuda de los miembros de su equipo de trabajo, en particular al Dr D. Israel López, ha sido fundamental a la hora de plantear los trabajos experimentales del capítulo 3 de esta tesis. Al Dr D Francisco Pérez Torrado mi agradecimiento por abrirme el Taller de Geología, por su ayuda con la selección de rocas, y por sus notas y puntualizaciones sobre la Geología de las Islas Canarias, sin las cuales no hubiese podido analizar los resultados. A las Doctoras Dña. M. Carmen Cabrera y Dña. Tatiana Cruz por su ayuda con la hidrogeología de Gran Canaria.

A mis compañeros del Departamento de Física, D. José Luis Alemán y a D. Juan Francisco Quevedo, siempre dispuestos ayudarme con todo lo que tenía que ver con el laboratorio, cámaras de acumulación y tratamiento de muestras, o con cualquier problema técnico.

A Amaya, Fernando, Lola, Lorenzo, Jacques y Freya, saben perfectamente que parte de este trabajo es de ustedes, qué más puedo decir.... y que a pesar de conocerme de verdad, siguen siendo mis amigos.

Finalmente agradezco el soporte económico proporcionado por el Consejo de Seguridad Nuclear, quien ha financiado estos trabajos mediante los proyectos de investigación "Estudio sobre la distribución de radioisótopos naturales y de radón en las Islas Canarias Orientales" y "Estudio de las concentraciones de radón en viviendas, lugares de trabajo y materiales de construcción en las Islas Canarias Orientales", en sus convocatorias de proyectos de I+D 2009 y 2012,

Índice General

-			
Ca	níti	ιlο	1
υa	ρπ		

Capítulo 1			
Introducción1			
1.1. La radiactividad ambiental. Cadenas de desintegración radiactiva1			
1.2. El radón y su progenie. Dosis debidas al radón6			
1.2.1 Características fisicoquímicas y radiológicas6			
1.2.2 Distribución de radón en la corteza terrestre8			
1.2.2.1 Radón en suelos8			
1.2.2.2 Radón en la atmósfera 8			
1.2.2.3 Radón en las aguas9			
1.2.3 Dosis debidas al radón10			
1.3. Descripción geológica del área de estudio. Las Islas Canarias Orientales 11			
1.3.1 Isla de Gran Canaria 14			
1.3.2 Isla de Fuerteventura 15			
1.3.3 Islas de Lanzarote y La Graciosa 16			
1.4. Antecedentes y estado actual del tema 18			
1.4.1 El radón en España 19			
1.4.2 Mapa predictivo de exposición al radón en España 23			
1.4.3 El radón en las Islas Canarias25			
1.5. Objetivos y estructura del trabajo de Tesis Doctoral			
Capítulo 2			
Material y Métodos			
2.1. Introducción			
2.2. Detectores radón			
2.2.1 Detector RAD7 de Durridge			
2.2.2 Detector Sarad SCOUT			
2.2.3 Detector AlphaGUARD de Saphymo			
2.3. Detectores gamma			
2.3.1 Detector de radiación gamma ambiental, radiómetro Ludlum µR			

2.3.2 Sistema de espectrometría gamma de alta resolución.	40
2.4. Sistema de medida de la permeabilidad de los suelos a los gases	43
2.5. Instrumental de campaña y de laboratorio	44
2.5.1 Sistema de posicionamiento global Garmin GPS II plus	44
2.5.2 Balanza de precisión Cobos serie CB	45
2.5.3 Cedazos calibrados.	45
2.5.4 Estufa de secado	46
2.5.5 Sondas para la medida de radón en suelos	47
2.6. Control de calidad de las medidas. Ejercicios de intercomparación	48
2.6.1 Intercomparación con grupo FRYMA de la Universidad de Huelva. 2009	48
2.6.2 Ejercicio internacional de intercomparación de medidas de radiacion natural condiciones de campo. Saelices 2011.	bajo 51
2.6.3 Radon Intercomparison Measurements at Radon Reference Sites. Septier de 2014	mbre 54
2.6.4 Intercomparación Saelices 2015.	56
Capítulo 3	
Capítulo 3 Determinación de la tasa de exhalación de rocas y materiales de construcció	n de
Capítulo 3 Determinación de la tasa de exhalación de rocas y materiales de construcció las islas Canarias Orientales	n de 61
Capítulo 3 Determinación de la tasa de exhalación de rocas y materiales de construcció las islas Canarias Orientales 3.1. Introducción	n de 61 61
Capítulo 3 Determinación de la tasa de exhalación de rocas y materiales de construcció las islas Canarias Orientales 3.1. Introducción 3.2. Exhalación de radón, emanación y longitud de difusión	n de 61 61 62
Capítulo 3 Determinación de la tasa de exhalación de rocas y materiales de construcció las islas Canarias Orientales	n de 61 61 62 63
Capítulo 3 Determinación de la tasa de exhalación de rocas y materiales de construcció las islas Canarias Orientales	n de 61 61 62 63 Islas 67
 Capítulo 3 Determinación de la tasa de exhalación de rocas y materiales de construcció las islas Canarias Orientales	n de 61 62 63 Islas 67
 Capítulo 3 Determinación de la tasa de exhalación de rocas y materiales de construcció las islas Canarias Orientales. 3.1. Introducción. 3.2. Exhalación de radón, emanación y longitud de difusión. 3.3. Medida de exhalación de radón. 3.4. Caracterización de la exhalación de radón de los distintos tipos litológicos de las Canarias Orientales. 3.4.1 Selección de los puntos de muestreo y de los litotipos a estudiar. 3.4.2 Tratamiento y caracterización de las muestras. 	n de 61 62 63 Islas 67 67 72
Capítulo 3 Determinación de la tasa de exhalación de rocas y materiales de construcció las islas Canarias Orientales	n de 61 62 63 Islas 67 72 73
Capítulo 3 Determinación de la tasa de exhalación de rocas y materiales de construcció las islas Canarias Orientales	n de 61 62 63 Islas 67 72 73 a76
Capítulo 3 Determinación de la tasa de exhalación de rocas y materiales de construcció las islas Canarias Orientales	n de 61 62 63 Islas 67 72 73 a76 in de 78

3.5. Caracterización de la exhalación de radón de materiales de construcción de las Islas
3.5.1 Descripción y origen de los materiales de construcción analizados
3.5.1 Descripción y orgen de los materiales de construcción analizados
3.5.2 Tratamiento y caracterización de las muestras
3.5.3 Caracterización geoquímica y radioisotópica de las muestras
3.5.4 Procedimiento de medida de la tasa de exhalación de los materiales de construcción
3.5.5 Resultados experimentales. Tasa de exhalación y fracción de emanación de radón de los materiales de construcción
3.5.6 Comparación con otros estudios 100
3.6. Índices de riesgo radiológico de rocas y materiales de construcción de las Islas Canarias Orientales
Capítulo 4
Determinación del radón en suelos en las Islas Canarias Orientales109
4.1. Introducción
4.2. Planificación y desarrollo de las campañas de medida110
4.2.1 Procedimiento de medida de radón en suelos 112
4.2.2 Procedimiento de medida de la permeabilidad de los suelos a los gases 114
4.2.3 Elección de los puntos de medida 115
4.2.4 Códigos de clasificación geológica
4.3. Análisis geoestadístico. Determinación de los mapas de isolíneas de radón en suelosy permeabilidad. El método de interpolación de Kriging
4.4. Resultados de las campañas de medida 125
4.4.1 Isla de Gran Canaria
4.4.2 Isla de Fuerteventura
4.4.3 Isla de Lanzarote
4.5. Análisis de la variación de la concentración de radón con la profundidad142
4.6. Comparación con estudios nacionales e internacionales
Capítulo 5
Mapas de potencial de radón geogénico. Determinación de las zonas propensas al radón en las Islas Canarias Orientales

5.1. Introducción1	49
5.2. Alternativas para clasificar áreas como zonas propensas al radón 1	50
5.3. Clasificación de los suelos de las islas Canarias Orientales a partir de la medida de la permeabilidad a los gases	56
5.4. Mapas de distribución de radón geogénico. Zonas propensas al radón 1	59
Capítulo 6	
Radón en aguas subterráneas de la isla de Gran Canaria1	65
6.1. Introducción1	65
6.2. Radón en aguas subterráneas1	65
6.2.1 Acuíferos volcánicos 1	65
6.2.2 El acuífero norte de Gran Canaria. Área de estudio1	66
6.3. Diseño de las campañas de campo. Puntos de muestreo 1	67
6.4. Procedimiento de medida de radón en aguas 1	68
6.5. Resultados del radón en las aguas subterráneas1	71
6.5.1 Descripción de los datos obtenidos1	71
6.5.2 Resultados obtenidos por cuencas 1	72
6.5.3 Relación con la geología profunda1	75
Capítulo 7	
Conclusiones y líneas futuras1	81
7.1. Conclusiones1	81
7.2. Líneas Futuras	84
APÉNDICES	
Apéndice 1 1	85
Apéndice 2 1	89
Apéndice 3 2	219
Apéndice 4 2	21
Apéndice 5 2	231
Apéndice 6 2	37
BIBLIOGRAFÍA2	39

Índice de figuras

Figura 1.1 Cadena de desintegración del ²³⁸ U	3
Figura 1.2 Cadena de desintegración del ²³⁵ U	4
Figura 1.3 Cadena de desintegración del ²³² Th	5
Figura 1.4 Contribución de la serie del ²³⁸ U a la dosis equivalente efectiva anual. Adaptado de: (Suárez Mahou et al.)	0
Figura 1.5 Mapa del Archipiélago Canario12	2
Figura 1.6 Evolución geológica de las Islas Canarias	3
Figura 1.7 Mapa geológico de la isla de Gran Canaria14	4
Figura 1.8 Mapa geológico de Fuerteventura16	6
Figura 1.9 Mapa geológico de Lanzarote 17	7
Figura 1.10 Mapa de tasa de exposición en aire elaborado en el marco del Proyecto MARNA del Consejo de Seguridad Nuclear	0
Figura 1.11 Mapa predictivo de radón indoor basado en los resultados del Proyecto MARNA	4
Figura 1.12 Mapa predictivo de exposición al radón que divide el territorio en tres categorías de exposición potencial: baja (0), media (1) y alta (2)	4
Figura 2.1 Monitor RAD 7 de Durridge	2
Figura 2.2 Izquierda, estructura interna del RAD7. La cúpula central corresponde con la célula interna de medida. Derecha, Ventanas - espectrometría alfa del RAD7 (Durridge, 2015)	3
Figura 2.3 Software Capture, de análisis y control del RAD7 34	4
Figura 2.4 Izquierda, monitor de radón SARAD SCOUT. Derecha, SARAD SCOUT en operación en una cámara de acumulación del grupo GIRMA	6
Figura 2.5 Software Radon Vision, de registro y control del Sarad Scout	7
Figura 2.6 Izquierda, monitor AlphaGUARD PQ2000 PRO. Derecha, software de control y adquisición de datos dataEXPERT de Saphymo	8
Figura 2.7 Radiómetro portátil Ludlum Model 12S (i) y detalles del panel de control (d) 39	9
Figura 2.8 Detalles del panel frontal (izquierda) y trasero (derecha) del Analizador Multicanal Canberra DSA-1000	1
Figura 2.9 Blindaje del sistema de espectrometría gamma Modelo GX3518 7500 SL 42	2
Figura 2.10 Laboratorio de Radiactividad Ambiental del grupo GIRMA del Departamento de Física de la ULPGC	3

Figura 2.11 Permeámetro RADON JOK.	. 44
Figura 2.12 Sistemas GPS Garmin II plus y de pulsera.	. 45
Figura 2.13 Balanza de precisión Cobos serie CB	. 45
Figura 2.14 Cedazos calibrados para tamización de muestras	. 46
Figura 2.15 Estufa de secado de muestras.	. 46
Figura 2.16 Izquierda, detalle de la sonda Durridge y su penetrador con resalte para martillear. Derecha, tres aspectos de la sonda del equipo RADON JOK: detalle de la punta perdida, penetrador y disposición del equipo para su inserción en el suelo.	. 47
Figura 2.17 Cámara de acumulación del grupo FRYMA de la Universidad de Huelva	. 49
Figura 2.18 Curvas de acumulación obtenidas en el ejercicio de intercomparación. AGF: detector AlphaGuard FRYMA, AGG: detector AlphaGuard GIRMA, SNC: detector SUN NUCLEAR model 1029, RAD7, detector GENITRON RAD7	. 50
Figura 2.19 Sistema aquaKIT del alphaGUARD (i) y sistema experimental para el RAD7 (d)	. 51
Figura 2.20 First International intercomparison exercise on natural radiation measurements under field conditions. Arriba: Intercomparación de detectores pasivos y activos de radón. Abajo: Campo medidas para el ejercicio de intercomparación de radón en suelos	. 52
Figura 2.21 First International intercomparison exercise on natural radiation measurements under field conditions. Concentración de radón medida en los puntos E, F y G	54
Figura 2.22 Campo de Cetyne, unos de los lugares de referencia en los que se llevó a cabo el ejercicio Radon Intercomparison Measurements at Radon Reference Sites (RIM) 2014.	. 55
Figura 2.23 Representación de todos los todos obtenidos en un intervalo de 85 h	. 57
Figura 2.24 Comportamiento obtenido por el AlphaGUARD sobre la serie de referencia	. 58
Figura 2.25 Comportamiento obtenido por el RAD7 sobre la serie de referencia	. 58
Figura 2.26 Comportamiento obtenido por el RADON SCOUT sobre la serie de referencia.	. 59
Figura 2.27 Distribuciones estadísticas de los datos de las primeras 70 h	. 59
Figura 3.1 Izquierda: Clasificación petrológica de las rocas volcánicas. Derecha situación de las rocas de Canarias en el diagrama TAS	. 69
Figura 3.2 Izquierda: Fonolitas. Centro: Sienitas. Derecha: Basaltos	. 70
Figura 3.3 Localización de las muestras de rocas elegidas en la Isla de Gran Canaria	. 70
Figura 3.4 Localización de las muestras de rocas elegidas en la Isla de Fuerteventura	. 71

Figura 3.5 Muestras analizadas representadas en el diagrama TAS	73
Figura 3.6 Cámara de acumulación de radón. Caja 1	76
Figura 3.7 Izquierda, Montaje experimental de calibración. Derecha, curva de decaimiento.	77
Figura 3.8 Izquierda, muestras de Gran Canaria. Derecha, muestras de Fuerteventura. Tiempo de muestreo de 10 min.	78
Figura 3.9 Izquierda: Fondo del Laboratorio de Detectores en los años 2011 y 2012. Derecha: Fondo del Laboratorio de detectores años 2014-2015	79
Figura 3.10 Relación entre la concentración de actividad de 226Ra de los litotipos con la tasa de exhalación (izquierda) y fracción de emanación (derecha).	85
Figura 3.11 Fracción de emanación. Comparación de resultados.	88
Figura 3.12 Bloques estándar de construcción utilizados en Canarias. Arriba, izquierda, bloque triple de 12 senos. Arriba derecha, bloque simple de 3 senos. Abajo, izquierda, cámara de acumulación. Abajo, derecha, bloque simple de 4 senos	91
Figura 3.13 Gravas usadas en Canarias. Izquierda,0-5 mm. Centro, 5-10 mm. Derecha, 10-20 mm.	92
Figura 3.14 Muestras analizadas representadas en el diagrama TAS	92
Figura 3.15 Cámaras de acumulación de 222Rn. Laboratorio de detectores del grupo GIRMA. Abajo, disposición para la evaluación de las fugas de las cajas	94
Figura 3.16 Izquierda, curva de decaimiento caja 2. Derecha, curva de decaimiento caja 3.	95
Figura 3.17 Izquierda, curvas de acumulación bloques de hormigón. Derecha, muestras de gravas	96
Figura 3.18 Fracción de emanación. Comparación de resultados 1	03
Figura 4.1 Representación de la variación con el tiempo del volumen del gas que se extrae mediante bombeo, al realizar un muestreo de radón en el suelo	11
Figura 4.2 Metodología Durridge para la medida de radón en suelos 1	13
Figura 4.3 Nomograma para el cálculo de la permeabilidad. RADON JOK 1	14
Figura 4.4 Mapa de tasa de exposición de las Islas Canarias Orientales 1	15
Figura 4.5 Situación de los puntos de medida en la isla de Gran Canaria. Coordenadas UTM-huso 28	17
Figura 4.6 Situación de los puntos de medida en la isla de Fuerteventura. Coordenadas UTM-huso 28	17

Figura 4.7 Situación de los puntos de medida en la isla de Lanzarote. Coordenadas UTM- huso 28
Figura 4.8 Mapa de isolíneas de concentración de radón en suelos en la Isla de Gran Canaria. en kBq/m3 obtenido utilizando diversos métodos de interpolación
Figura 4.9 Diagrama de distribución de frecuencias de los datos de concentración de actividad de radón de la Isla de Gran Canaria
Figura 4.10 Isla de Gran Canaria. Diagrama de cajas y bigotes de los datos de concentración de actividad radón
Figura 4.11 Mapa de concentración de radón en suelos a 50 cm de profundidad 129
Figura 4.12 Mapa geológico de la isla de Gran Canaria 130
Figura 4.13 Izquierda. Mapa de tasa de exposición. Centro. Mapa de distribución superficial de 226Ra. Derecha. Mapa de distribución superficial de 232Th
Figura 4.14 Isla de Gran Canaria. Datos estadísticos correspondientes a la relación entre la concentración actividad de radón y el código geológico de la zona
Figura 4.15 Diagrama de distribución de frecuencias de los datos de concentración de actividad de radón de la Isla de Fuerteventura
Figura 4.16 Isla de Fuerteventura. Diagrama de cajas y bigotes de los datos concentración de actividad de radón
Figura 4.17 Mapa de concentración de radón en suelos a 50 cm de profundidad 135
Figura 4.18 Mapa geológico de Fuerteventura 135
Figura 4.19 Izquierda. Mapa de tasa de exposición. Centro. Mapa de distribución superficial de 226Ra. Derecha. Mapa de distribución superficial de 232Th
Figura 4.20 Complejo Basal. Izquierda, Macizo de Betancuria. Derecha, Montaña de Tindaya
Figura 4.21 Isla de Fuerteventura. Datos estadísticos correspondientes a la relación entre la concentración actividad de radón y el código geológico de la zona
Figura 4.22 Diagrama de distribución de frecuencias de los datos de concentración de actividad de radón de la Isla de Lanzarote
Figura 4.23 Isla de Lanzarote. Diagrama de cajas y bigotes de los datos concentración de actividad de radón
Figura 4.24 Mapa de concentración de radón en suelos a 50 cm de profundidad 140
Figura 4.25 Mapa geológico de Lanzarote
Figura 4.26 Izquierda. Mapa de tasa de exposición. Centro. Mapa de distribución superficial de 226Ra. Derecha. Mapa de distribución superficial de 232Th

Figura 4.27 Isla de Lanzarote. Datos estadísticos correspondientes a la relación entre la concentración actividad de radón y el código geológico de la zona
Figura 4.28 Localización de puntos seleccionados en Gran Canaria y Fuerteventura para el estudio de la variación del radón con la profundidad
Figura 4.29 Perfiles verticales de: a) arriba izquierda, concentración de 226Ra, b) arriba derecha, permeabilidad, c) abajo izquierda, concentración de 222Rn y d) abajo derecha, detalle concentración de perfiles de 222Rn
Figura 5.1 Clasificación alemana del terreno a partir de las medidas de concentración de actividad de radón y la permeabilidad del suelo a los gases
Figura 5.2 Criterios de clasificación de las zonas propensas al radón según la metodología propuesta por Neznal y Barnet
Figura 5.3 Izquierda, Diagrama de cajas y bigotes de permeabilidad a los gases. Derecha, % de distribución de permeabilidad por islas
Figura 5.4 Mapa de permeabilidad a los gases a 50 cm de profundidad. Arriba izquierda, Gran Canaria. Arriba derecha, Lanzarote. Abajo izquierda, Fuerteventura
Figura 5.5 Diagrama de cajas y bigotes de los valores de potencial de radón geogénico por islas
Figura 5.6 Resultados de los valores de potencial de radón obtenidos en, izquierda, Gran Canaria, y derecha, Fuerteventura
Figura 5.7 Resultados de los valores de potencial de radón obtenidos en, izquierda, Lanzarote
Figura 5.8 Mapas de potencial de radón de Gran Canaria, izquierda, aproximación checa, y derecha, aproximación alemana. Kriging Ordinario
Figura 5.9 Mapas de potencial de radón de Fuerteventura, izquierda, aproximación checa, y derecha, aproximación alemana. Kriging Ordinario
Figura 5.10 Mapas de potencial de radón de Lanzarote, izquierda, aproximación checa, y derecha, aproximación alemana. Kriging Ordinario
Figura 5.11 Mapa de potencial de radón de Alemania obtenido a partir de la aproximación checa, "Neznal-type", obtenido de (Gruber et al., 2013). Kriging Ordinario
Figura 6.1 Localización del área de estudio. Mapa geológico simplificado de Gran Canaria (modificado de (ITGE, 1990)), y perfil geológico del área de estudio. Las secciones han sido representados a partir de los datos geológicos proporcionados por los pozos (modificado de (PHGC, 1991))

Figura 6.2 Distribución espacial de los puntos de muestreo y los curvas de nivel piezométrico de las agua subterráneas en el año 2008-2009, modificado de (Benavides and Galindo, 2010) y (Estévez et al., 2012). Coordenadas en UTM WGS84 28N
Figura 6.3 a) Esquema del dispositivo experimental de medida (Saphymo, 2000). b) Imagen del dispositivo experimental en el laboratorio
Figura 6.4 Ejemplos de curvas obtenidas por el AlphaGUARD y analizadas por el sistema de adquisición de datos DataExpert de Saphymo
Figura 6.5 Diagrama de distribución de frecuencias de las concentraciones de actividad de radón en aguas
Figura 6.6 Distribución espacial de los valores de concentración de actividad de radón obtenidos. Las muestras han sido agrupadas por su distribución geográfica y por el valor de concentración de radón obtenido
Figura 6.7 Repetición de las secciones de la geología profunda, obtenidos a partir de los datos geológicos proporcionados por los pozos (modificado de (PHGC, 1991)) 174
Figura 6.7 Repetición de las secciones de la geología profunda, obtenidos a partir de los datos geológicos proporcionados por los pozos (modificado de (PHGC, 1991)) 174 Figura 6.8 Diagrama de cajas y bigotes de los valores de la concentración de actividad de radón en aguas según los grupos establecidos por barrancos
Figura 6.7 Repetición de las secciones de la geología profunda, obtenidos a partir de los datos geológicos proporcionados por los pozos (modificado de (PHGC, 1991))
Figura 6.7 Repetición de las secciones de la geología profunda, obtenidos a partir de los datos geológicos proporcionados por los pozos (modificado de (PHGC, 1991))
Figura 6.7 Repetición de las secciones de la geología profunda, obtenidos a partir de los datos geológicos proporcionados por los pozos (modificado de (PHGC, 1991))
Figura 6.7 Repetición de las secciones de la geología profunda, obtenidos a partir de los datos geológicos proporcionados por los pozos (modificado de (PHGC, 1991))

Índice de tablas

Tabla 2.1. Descripción de las energías correspondientes a cada ventana del RAD7	. 34
Tabla 2.2. Protocolos de medida prefijados para el RAD7	35
Tabla 2.3. Valores promedio de concentración de radón obtenido mediante distintos detectores para una concentración de referencia	. 50
Tabla 2.4. Resultados de las medidas de radón en aguas	. 51
Tabla 2.5. Detectores y tiempos de medida.	. 56
Tabla 2.6. Estadística de las primeras 70 h.	59
Tabla 3.1. Litotipos de rocas volcánicas de Canarias (Según J.A. Rodríguez Losada y L.E. Hernández Gutiérrez (Rodríguez-Losada et al., 2007))	. 68
Tabla 3.2. Muestras de los distintos litotipos roca de las Islas Canarias Orientales seleccionadas para el estudio del potencial de emanación de radón.	. 71
Tabla 3.3. Tipo, isla, localización e identificación de los litotipos analizados	72
Tabla 3.4. Composición química de rocas volcánicas. Límites de variación. (Caldas et al., 1982)	. 74
Tabla 3.5. Composición radioisotópica (en Bq kg-1) de cada muestra analizada	75
Tabla 3.6. Coeficientes del ajuste por mínimos cuadrados de curva de decaimiento	. 77
Tabla 3.7. Resultados: Tasa de exhalación por unidad de superficie para cada muestra analizada, obtenidas tras 24 días de acumulación (método largo).	. 82
Tabla 3.8. Resultados: Tasa de exhalación por unidad de superficie para cada muestra analizada, para las primeras 24 horas de acumulación	. 83
Tabla 3.9. Valores límite del u-test usado	. 84
Tabla 3.10. Resultados: Tasa de exhalación por unidad de masa, fracción de emanación y potencial de radón, para cada muestras analizada.	. 85
Tabla 3.11. Comparativa de tasa de exhalación de diferentes materiales naturales	. 86
Tabla 3.12. Relación de bloques de hormigón analizados. Forma (ancho x alto x largo) y superficie de exhalación estimada.	. 90
Tabla 3.13. Composición radioisotópica (en Bq kg-1) de los materiales	. 93
Tabla 3.14. Coeficientes del ajuste por mínimos cuadrados de curva de decaimiento	95
Tabla 3.15. Resultados: Tasa de exhalación por unidad de superficie para cada muestra analizada, obtenidas tras 24 días de acumulación (método largo).	. 97
Tabla 3.16. Resultados: Tasa de exhalación por unidad de superficie para cada muestra analizada, para las primeras 24 horas de acumulación	. 98

Tabla 3.17. Resultados: Tasa de exhalación por unidad de masa, fracción de emanación y potencial de radón, para cada muestras analizada
Tabla 3.18. Resultados de la variación de la tasa de exhalación con el estado de agregación de los bloques de hormigón 100
Tabla 3.19.Comparativa de tasa de exhalación de diferentes materiales de construcción.101
Tabla 3.20. Valores de referencia del índice gamma según la dosis 105
Tabla 3.21. Composición radioisotópica (en Bq kg-1) e índices de riesgo 105
Tabla 4.1. Gran Canaria. Indicadores estadísticos de la distribución de concentraciones deactividad de radón obtenidos125
Tabla 4.2. Fuerteventura. Indicadores estadísticos de la distribución de concentracionesde actividad de radón obtenidos133
Tabla 4.3. Lanzarote. Indicadores estadísticos de la distribución de concentraciones deactividad de radón obtenidos
Tabla 4.4. Relación de puntos seleccionados en Gran Canaria y Fuerteventura para elestudio de la variación en profundidad del radón.143
Tabla 4.5. Comparación de la concentración de radón en suelos obtenida en la literatura.147
Tabla 5.1 Clasificación checa del terreno a partir de las medidas de concentración de actividad de radón y la permeabilidad estimada del suelo a los gases
Tabla 5.2 Clasificación de la permeabilidad del suelo a los gases (Neznal, 2005) 153
Tabla 5.3 Recomendación de la Autoridad Sueca de Protección Radiológica para la clasificación del terreno en relación con el riesgo de radón en interiores. (Dubois, 2005). 155
Tabla 5.4 Indicadores estadísticos de la permeabilidad por islas. Permeabilidad en m2 156
Tabla 5.5 Indicadores estadísticos del potencial de radón geogénico 159
Tabla 6.1. Indicadores estadísticos de la distribución de concentración de actividad de radón en aguas obtenida. 171
Tabla 6.2. Indicadores estadísticos de la de concentración de actividad de radón en aguas según los grupos establecidos (Bq·L-1)
Tabla 6.3. Composición química de rocas volcánicas. Límites de variación 177
Tabla 6.4. Coeficientes del ajuste por mínimos cuadrados de los datos de Azuaje

Apéndice. Índice de figuras

Figura A2.1 Izquierda, muestra M1. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra M2. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. 192

Figura A2.3 Izquierda, muestra M5. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra M6. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. 193

Figura A2.4 Izquierda, muestra M7. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra M8. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. 193

Figura A2.5 Izquierda, muestra M9. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra M10. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. 194

Figura	A2.12	Histograma	de fr	ecuencias	de lo	s residuos	de	los	ajustes	realizados	a la	S
muestr	as M11											. 196

Figura A2.13 Análisis de la variación de la temperatura durante el periodo de acumulación para las muestras M1 y M2
Figura A2.14 Análisis de la variación de la temperatura durante el periodo de acumulación para las muestras M3 y M4 197
Figura A2.15 Análisis de la variación de la temperatura durante el periodo de acumulación para las muestras M5 y M6
Figura A2.16 Análisis de la variación de la temperatura durante el periodo de acumulación para las muestras M7 y M8
Figura A2.17 Análisis de la variación de la temperatura durante el periodo de acumulación para las muestras M9 y M10
Figura A2.18 Análisis de la variación de la temperatura durante el periodo de acumulación para las muestras M11
Figura A2.19 Izquierda, muestra M1. Arriba, primeras 24 h con ajuste lineal. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra M2. Arriba, primeras 24 h con ajuste lineal. Abajo, residuos obtenidos
Figura A2.20 Izquierda, muestra M3. Arriba, primeras 24 h con ajuste lineal. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra M4. Arriba, primeras 24 h con ajuste lineal. Abajo, residuos obtenidos
Figura A2.21 Izquierda, muestra M5. Arriba, primeras 24 h con ajuste lineal. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra M6. Arriba, primeras 24 h con ajuste lineal. Abajo, residuos obtenidos
Figura A2.22 Izquierda, muestra M7. Arriba, primeras 24 h con ajuste lineal. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra M8. Arriba, primeras 24 h con ajuste lineal. Abajo, residuos obtenidos
Figura A2.23 Izquierda, muestra M9. Arriba, primeras 24 h con ajuste lineal. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra M10. Arriba, primeras 24 h con ajuste lineal. Abajo, residuos obtenidos
Figura A2.24 Izquierda, muestra M11. Arriba, primeras 24 h con ajuste lineal. Abajo, residuos obtenidos
Figura A2.25 Izquierda, muestra B1. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra B2. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos
Figura A2.26 Izquierda, muestra B3. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. Derecha,

Figura A2.29 Izquierda, muestra B9. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra B10. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. 206

Figura A2.32 Izquierda, muestra GRAVA 10-20. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos.

Figura A2.33 Histograma de frecuencias de los residuos de los ajustes realizados a las muestras B1 y B2
Figura A2.34 Histograma de frecuencias de los residuos de los ajustes realizados a las muestras B3 y B4
Figura A2.35 Histograma de frecuencias de los residuos de los ajustes realizados a las muestras B5 y B6
Figura A2.36 Histograma de frecuencias de los residuos de los ajustes realizados a las muestras B7 y B8
Figura A2.37 Histograma de frecuencias de los residuos de los ajustes realizados a las muestras B9 y B10

Figura A2.38 Histograma de frecuencias de los residuos de los ajustes realizados a las muestras B11 y B12
Figura A2.39 Histograma de frecuencias de los residuos de los ajustes realizados a las muestras GRAVA 0-5 y GRAVA 5-10
Figura A2.40 Histograma de frecuencias de los residuos de los ajustes realizados a las muestras GRAVA 10-20
Figura A2.41 Izquierda, muestra B1. Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos. Derecha, muestra B2. Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos
Figura A2.42 Izquierda, muestra B3. Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos. Derecha, muestra B4. Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos
Figura A2.43 Izquierda, muestra B5. Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos. Derecha, muestra B6. Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos
Figura A2.44 Izquierda, muestra B7. Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos. Derecha, muestra B8. Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos
Figura A2.45 Izquierda, muestra B9. Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos. Derecha, muestra B10. Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos
Figura A2.46 Izquierda, muestra B11. Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos. Derecha, muestra B12. Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos
Figura A2.47 Izquierda, muestra GRAVA 0-5. Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos. Derecha, muestra GRAVA 5-10. Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos
Figura A2.48 Izquierda, muestra GRAVA 10-20. Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos. Derecha, muestra CLINKER (MC3). Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos
Figura A2.49 Izquierda, muestra ARENA SAHARIANA (MC5). Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos
Figura A2.50 Izquierda, muestra B1T. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra B2T. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos
Figura A2.51 Izquierda, muestra B3T. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra B4T. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos
Figura A2.52 Izquierda, muestra B5T. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. Derecha,

Figura A2.54 Izquierda, muestra B9T. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra B10T. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. 216

Apéndice. Índice de tablas.

Tabla A2.1 Masa, densidad aparente y relativa, porosidad y constante de retrodifusión de	е
los litotipos analizados.	189
Tabla A2.2 Resultados análisis químicos de las muestras naturales	190
Tabla A2.3 Resultados análisis químicos de las muestras naturales	190
Tabla A2.4 Resultados análisis químicos de las muestras naturales	191
Tabla A2.5 Resultados análisis químicos de las muestras naturales	192

Tabla A2.6 Indicadores estadísticos de la distribución de residuos y coeficiente R2 de los ajustes (acumulación 24 días) realizados a los litotipos de las islas canarias orientales 194
Tabla A2.7 Indicadores estadísticos de la distribución de residuos y coeficiente R2 de los ajustes (acumulación 24 horas) realizados a los litotipos de las islas canarias orientales . 201
Tabla A2.8 Resultados de los valores del u-test
Tabla A2.9 Resultados análisis químicos de los materiales de construcción
Tabla A2.10 Resultados análisis químicos de los materiales de construcción
Tabla A2.11 Resultados análisis químicos de los materiales de construcción
Tabla A2.12 Resultados análisis químicos de los materiales de construcción 204
Tabla A2.13 Indicadores estadísticos de la distribución de residuos y coeficiente R2 de los ajustes (acumulación 24 días) realizados a los bloques enteros y gravas
Tabla A2.14 Indicadores estadísticos de la distribución de residuos y coeficiente R2 de los ajustes lineales (primeras 24 h) realizados a los bloques enteros, gravas, clínker y arenas saharianas
Tabla A2.15 Resultados: Tasa de exhalación por unidad de superficie para cada muestra analizada, obtenidas tras 24 días de acumulación (método largo)
Tabla A3.1 Radio, r, de la esfera de suelo que, en un terreno homogéneo, contiene elvolumen gas que podemos extraer Vs
Tabla A4.1 Localización, tasa de exposición, profundidad, concentración de actividad deradón y código geológico de los puntos muestreados
Tabla A4.2 Localización, tasa de exposición, profundidad, concentración de actividad deradón y código geológico de los puntos muestreados
Tabla A4.3 Localización, tasa de exposición, profundidad, concentración de actividad deradón y código geológico de los puntos muestreados
Tabla A5.1 Localización, altitud, permeabilidad, potencial de radón geogénico (GRP), índice de radón (RI) y, potencial de radón geogénico (RP, aproximación alemana)
Tabla A5.2 Localización, altitud, permeabilidad, potencial de radón geogénico (GRP,aproximación checa), índice de radón (RI) y, potencial de radón geogénico (GRP,aproximación alemana)
Tabla A5.3 Localización, altitud, permeabilidad, potencial de radón geogénico (GRP,aproximación checa), índice de radón (RI) y, potencial de radón geogénico (GRP,aproximación alemana)
Tabla A6.1 Resultados de las medidas de radón en aguas subterráneas
Tabla A6.2 Resultados análisis químicos de las muestras de aguas

Capítulo 1

Introducción

1.1. La radiactividad ambiental. Cadenas de desintegración radiactiva.

Las fuentes naturales de radiación ionizante constituyen la principal aportación a la dosis media anual recibida por la humanidad. En ellas se incluyen fuentes externas, como los rayos cósmicos o las sustancias radiactivas del suelo, y fuentes internas, que pueden ser incorporadas al organismo humano por inhalación e ingestión (UNSCEAR, 2000).

Se denomina *radiación cósmica* a aquella cuyo origen se debe directa (Abe et al., 1980) o indirectamente a la radiación que proviene del espacio exterior y que incide en la atmósfera terrestre. La radiación que proviene directamente del espacio exterior se denomina *Radiación Cósmica Primaria*. Cuando la radiación cósmica primaria interacciona con los núcleos atómicos de la atmósfera, las partículas secundarias y la radiación electromagnética generada se denomina *Radiación Cósmica Secundaria*, y los radionúclidos producidos se denominan *Radionúclidos Cosmogénicos*. La radiación cósmica es responsable de un 15% de la dosis que una persona recibe como promedio en España (Suárez Mahou et al., 2000).

La radiactividad natural terrestre procede de los isótopos radiactivos que de forma natural se encuentran en el medio ambiente (suelos, aguas tanto superficiales como subterráneas y la atmósfera). Los radionúclidos en los suelos son fuentes internas y externas de exposición a la radiación para el hombre y el medio ambiente. El reparto de estos isótopos radiactivos tanto en cantidad como en tipo, depende mucho de la naturaleza de las rocas (origen geológico), así como de los parámetros climáticos, hidrológicos e historia agrícola, particularmente por el uso de fertilizantes. Por tanto, las dosis procedentes de fuentes naturales de radiación dependen de un amplio número de condiciones, entre las que pueden mencionarse el lugar geográfico, la altitud, el tipo de vivienda, etc. Estas condiciones hacen que los niveles de radiación natural puedan ser muy diferentes, dependiendo de los suelos y las rocas de cada zona, de la altitud sobre el nivel del mar, de las condiciones meteorológicas etc.

Entre los radionucleidos presentes en la corteza terrestre figuran, fundamentalmente, los que pertenecen a las series del ²³⁵U, ²³⁸U y ²³²Th. Además se encuentran unos 60 radionúclidos primordiales que no forman parte de series (⁴⁰K, ⁸⁷Rb, ¹¹³Cd, ¹¹⁵In, ¹³⁸La, ⁵⁰V, etc.), siendo el más importante desde el punto de vista radiológico el ⁴⁰K. En las figuras 1.1 a 1.3 se muestran de forma resumida, las series radiactivas del ²³⁵U, ²³⁸U y ²³²Th.

Las tres series naturales disponen de descendientes emisores de radiación alfa, beta y gamma, por ello, contribuirán tanto a los campos de radiación externa como interna. La energía de las partículas alfa emitidas por los radionúclidos de las series radioactivas oscila entre 4 MeV y 9 MeV. La energía máxima de la radiación gamma emitida es de 2614 keV. Existió una cuarta serie, denominada serie del neptunio, que tiene por radionúclido inicial al ²⁴¹Pu, elemento con un periodo de semidesintegración de 13.2 años. Esta serie natural debe su nombre al descendiente que posee el periodo de semidesintegración más largo (1.62x10⁵ años), el ²³⁷Np. Del conjunto de componentes de la cadena de desintegración sólo permanece en la Tierra, en cantidades significativas, el descendiente estable ²⁰⁹Bi, que es el último componente de la serie radiactiva.

El ²³⁸U se desintegra por emisión alfa (periodo de semidesintegración 4.468x10⁹ años) dando lugar a una cadena de descendientes que constituye su cadena de desintegración que se puede dividir en 5 subseries. La primera subserie de la cadena de desintegración es la que va del ²³⁸U a ²³⁴U y como se ha dicho debido a la elevada vida media de estos dos radionúclidos es usual encontrarlos en equilibrio en las rocas y suelos. En aguas, sin embargo, esto no ocurre debido a procesos geoquímicos ya que el ²³⁴U presenta en este caso mayor movilidad. Particular importancia tiene la subserie del radioisótopo ²²⁶Ra que es el más importante en cuanto a la dosis de radiación aportada al hombre por él mismo y sus descendientes (IAEA, 1990). Procede del ²³⁰Th (segunda subserie), que, a su vez, es un producto intermedio de la serie de desintegración. El ²²⁶Ra es un emisor α y y que decae, con una vida media de 1622 años, y en el ²²²Rn (cuarta subserie) gas radiactivo con una vida media de 3.8 días, responsable de la mayor dosis natural al ser humano, que constituye el objeto de estudio principal de este trabajo de Tesis Doctoral. La desintegración del ²²²Rn es seguida una cascada de desintegraciones α y β de sus descendientes (progenie del radón) de corta vida media (entre 1.6×10⁻⁴ y 26.8 minutos) que conduce al ²¹⁰Pb (quinta subserie), tiene una vida media de 22 años y es uno de los radionúclidos utilizados como trazador ambiental, debido a su constante producción en aire. Este radionúclido decae a través del ²¹⁰Bi en ²¹⁰Po con vida media 138 días, finalmente mediante emisión α llega al 206Pb estable. El 226Ra está siempre presente en los minerales que contienen uranio y en suelos en cantidades variables.

El ²³⁵U es el elemento cabecera de la serie radiactiva de desintegración natural del uranioactinio y posee un periodo de semidesintegración de 7.037x10⁸ años. Sufre desintegración alfa y también puede sufrir fisión espontánea aunque en una proporción muy pequeña. En la figura 1.2 se detallan los descendientes de la serie radiactiva y sus modos de desintegración, La serie termina en el ²⁰⁷Pb (estable) después de siete emisiones alfa y cuatro emisiones beta. El radionúclido de vida más larga de la cadena de del propio ²³⁵U es el ²³¹Pa con una vida media de 3,2x10⁴ años que, a través del ²²⁷Ac y del ²²⁷Th, da lugar al ²²³Ra. Al desintegrarse mediante una emisión alfa este elemento produce ²¹⁹Rn, también conocido como actinon que al igual que ocurre con la serie del ²³⁸U, en condiciones normales de presión y temperatura, es un gas y puede difundirse a la atmósfera. A pesar de ello, su importancia radiológica es insignificante, debido a que los periodos de semidesintegración del ²¹⁹Rn (4,0 s), y de sus descendientes (<1s) son varios órdenes de magnitud inferior a los procesos de transporte atmosféricos.



Figura 1.1 Cadena de desintegración del ²³⁸U.



Figura 1.2 Cadena de desintegración del ²³⁵U



Figura 1.3 Cadena de desintegración del ²³²Th

El ²³²Th se desintegra por emisión alfa generando una cadena de descendientes que se pueden agrupar en 3 subseries (ver figura 1.3). La primera está compuesta sólo por el propio ²³²Th y tiene poca significación desde el punto de vista dosimétrico. En zonas de fondo calificable de normal sólo supone un 0.12% de la dosis total.

La segunda subserie tiene por elementos más significativos el ²²⁸Ra, antiguamente denominado mesotorio, de periodo relativamente largo (5.75 años). Es un emisor beta y gamma y está presente en los minerales que contienen torio, también se encuentra en mineralizaciones de uranio tetravalente. A partir de este elemento, y pasando por el ²²⁸Th se llega al ²²⁴Ra, uno de los isótopos del radio de corto periodo (3.66 días). La tercera subserie comienza en el ²²⁰Rn, denominado también torón por proceder de la serie del torio. Este radioisótopo, descendiente del ²²⁴Ra, es el más abundante de los tres isótopos de radón. Su poder de emanación es unas 100 veces superior al ²²²Ra, pero desaparece rápidamente en la atmósfera debido a su corto periodo de semidesintegración de tan sólo 55.6 segundos. El ²²⁰Rn es emisor alfa y gamma y en su desintegración da lugar al ²¹⁶Po. Por debajo del ²²⁰Rn la serie del torio no tiene términos de vida larga. El equilibrio entre el ²²⁰Rn y su progenie se alcanza a un ritmo dominado por el tiempo requerido para el crecimiento del ²¹¹Pb (vida media 10.6 h). La serie finaliza en el ²⁰⁸Pb estable procedente el anterior por emisión alfa.

1.2. El radón y su progenie. Dosis debidas al radón.

1.2.1 Características fisicoquímicas y radiológicas.

El radón es un elemento químico con número atómico 86 situado en el grupo los gases nobles del sistema periódico con los comparte la propiedad de ser inerte químicamente. Tiene una densidad 9.73 kg m⁻³ a la temperatura de 0°C. Sus puntos de fusión y ebullición son -71°C y -62 °C respectivamente. A temperatura ambiente es un gas es incoloro inodoro e insípido si bien en estado sólido puede presentar distintas coloraciones que van desde el amarillento (a bajas temperaturas) a rojo-anaranjado a la temperatura del aire líquido (-140 °C). Su concentración media en aire es de un átomo por cada 10¹⁸ átomos de aire, siendo su coeficiente de difusión en este medio 10⁻⁴ m⁻²s⁻¹. Tiene una gran solubilidad en agua que aumenta a medida que disminuye la temperatura (0.23×10⁻ ³m³kg⁻¹ a 20 °C y 0.51×10⁻³m³kg⁻¹ a 0 °C) (Moreno Baltà et al., 2012).

Como se muestra en las figuras 1.1, 1.2 y 1.3, en las tres series de desintegración radiactiva aparece, entre sus elementos, un isótopo del radón. Así, en la serie del ²³⁸U encontramos el isotopo ²²²Rn, con un periodo de semidesintegración de 3.84 días, en la serie del ²³⁵U aparece el isotopo ²¹⁹Rn, con un periodo de semidesintegración de 3.92 s y, finalmente, la serie del ²³²Th incluye el isotopo ²²⁰Rn, con un periodo de semidesintegración de 54.5 s. A los isótopos de radón de las series del ²³⁵U y del ²³²Th, se les suele denominar, respectivamente, Actinón y Torón.

Los tres isótopos del radón se encuentran en estado gaseoso en condiciones normales de presión y temperatura, y su capacidad de reaccionar para formar compuestos moleculares es muy pequeña, al tratarse de un gas noble. Esto hace que, una vez que se ha producido en el interior de

la corteza terrestre, posea la capacidad de alcanzar la atmósfera por difusión molecular (proceso donde la materia se transporta de una región de alta concentración a una región de baja concentración) o por convección a través del terreno (proceso donde la materia se transporta en respuesta a un gradiente de presión), siendo posible encontrar radón y torón mezclados con los gases atmosféricos. La *exhalación* es el proceso mediante el que un gas es transportado hasta la atmosfera a través de un medio poroso por medio de los dos mecanismos descritos anteriormente: por difusión molecular y por convección. Debido a que los procesos de difusión y convección tienen unos tiempos de evolución muy superiores al periodo de desintegración del torón, y en mayor grado del actinón, estos isótopos del radón no serán de gran interés radiológico en lo que respecta a su presencia en la atmósfera. Por tanto a la hora de evaluar la contribución a la dosis natural recibida por el público debido al radón solo se suele tener en cuenta el ²²²Rn al que nos referiremos, en lo que sigue, como radón.

Los productos de desintegración del ²²²Rn se pueden dividir en dos grupos (ver figura 1.1): la progenie de vida corta, que incluyen el ²¹⁸Po, el ²¹⁴Pb, el ²¹⁴Bi y el ²¹⁴Po, y la progenie de vida media larga, constituida por el ²¹⁰Pb, el ²¹⁰Bi y el ²¹⁰Po. Dado que el elemento de permanencia del primer grupo tiene una vida media de 27 minutos, toda la secuencia de desintegraciones se puede completar antes de que los diferentes sistemas de limpieza del cuerpo humano los puedan eliminar (Amgarou et al., 2003). En el caso del ²²⁰Rn (torón) no existen descendientes de largo periodo siendo el radionucleido más importante de su cadena el ²¹²Pb, con una vida media de 10.64 horas, tiempo durante el cual puede ser absorbido y pasar al torrente sanguíneo, siendo así transportado a otros órganos.

El radón presente en la atmósfera alcanza el equilibrio radiactivo con su primer descendiente de vida corta en 20 minutos, siendo necesarias unas tres horas para que lo alcance con todos sus descendientes de vida corta. Si durante ese tiempo la concentración local de radón experimenta variaciones, desajustaría el equilibrio, en caso de que se hubiera alcanzado, ó dificultaría su establecimiento en otro caso. La separación del equilibrio puede ser por tanto, distinta en uno u otro caso (Ruipérez, 1979). Para conocer esa separación se introdujo el concepto de factor de equilibrio, definido como el cociente de la concentración de equilibrio equivalente de radón y su progenie que existan realmente en un volumen de aire, y la correspondiente concentración equivalente de radón cuando no existe equilibrio con sus descendientes (ICRP, 1994), cuyos límites teóricos son 1 y 0 para situaciones de equilibrio ó de desequilibrio total, respectivamente. Tras la desintegración del radón (Porstendörfer, 1994) los átomos de los elementos descendientes se recubren inmediatamente (< 1 s) de una capa de moléculas de agua que se encuentran en el aire constituyendo una entidad que se llama núcleo de condensación con diámetros entre 0,5 nm y 5 nm. Tras la formación de los núcleos de condensación, estos radionucleidos permanecen poco tiempo en el aire (< 100 s) adhiriéndose a partículas presentes en el aire de mayor tamaño, llamadas aerosoles, para así formar el llamado aerosol radiactivo de los descendientes del radón. Para aludir a esos 2 tipos de partículas, antes de la configuración como aerosoles y después de ella, se habla

de fracción no adherida y de fracción adherida respectivamente. La movilidad de las primeras es muy superior a la de las segundas (Robayna Duque, 1998).

1.2.2 Distribución de radón en la corteza terrestre.

1.2.2.1 Radón en suelos.

El principal foco de radón (en la inmensa mayoría de los casos) es el terreno, y la causa es su contenido natural en uranio y torio, a partir de los cuales se generará el ²²⁶Ra que, como se ha dicho, produce el radón en su proceso de desintegración. Así, mientras que los terrenos de origen basáltico poseen 1 ppm de uranio y 4 ppm de torio, las areniscas, al igual que los carbonatados poseen 0.5 ppm de uranio y 1.7 ppm de torio, los arcillosos poseen 3.5 ppm y 11 ppm respectivamente, los graníticos poseen 5 ppm de uranio y 12 ppm en torio, poseyendo un mayor potencial emisor de radón (Suárez Mahou et al., 2000). Se ha evaluado que una concentración 1 Bq·kg⁻¹ de radio, equivale a 1700 Bq·m⁻³ de concentración de actividad de radón en el suelo (Sun et al., 2004). Las concentraciones de radón en la mayoría de suelos de la corteza terrestre pueden variar en varios órdenes de magnitud. El radón se desplaza por el terreno principalmente por difusión y por convección, dependiendo de propiedades como son la porosidad, la permeabilidad o la presencia de grietas o fallas. Este penetra en las edificaciones a través de las grietas de los cimientos, a través de los cerramientos en contacto con el suelo, las paredes y huecos, e incluso por las propias cañerías de los cuartos de baño.

Otros focos de radón son los materiales utilizados en la construcción de las viviendas, especialmente cementos de bajo coste y calidad realizados a base de escorias de la industria metalúrgica. Finalmente, el gas suministrado como combustible doméstico puede contener también gas radón susceptible de ser liberado al medio. La concentración de radón en el interior del edificio crece en función de la porosidad de los materiales utilizados en su construcción.

1.2.2.2 Radón en la atmósfera

En general, cuando el radón llega al aire atmosférico se difunde rápidamente. La concentración típica en la atmósfera es del orden de 10 Bq·m⁻³, aunque puede variar en un amplio rango de valores, entre 1 y 100 Bq·m⁻³, dependiendo de la exhalación de radón de cada terreno. Existen diversos factores que condicionan las concentraciones de radón *outdoor*, por ejemplo, las condiciones meteorológicas, como la temperatura del suelo y del aire exterior, la presión atmosférica, la humedad y la velocidad del viento. Un factor que influye mucho en la exhalación del radón a la atmósfera son las variaciones de la presión atmosférica. Cuando la presión disminuye, la exhalación aumenta debido al fenómeno de bombeo de aire y, en cambio, cuando la presión aumenta, el aire atmosférico tiende a penetrar en el suelo, lo que frena la salida del radón. Otro parámetro es la distancia de la fuente de radón respecto a la superficie, ya que la concentración de radón disminuye al aumentar ésta, por el propio proceso de dilución. En algunas zonas continentales donde hay fuentes de radón importantes o en el caso de determinadas condiciones meteorológicas,

como la inversión térmica o épocas de poca precipitación, la concentración de radón en la atmósfera puede llegar a alcanzar valores elevados. En cambio, en zonas oceánicas, esta concentración presenta unos valores muy bajos, debido básicamente a la poca presencia de radio en el agua de los océanos, y a la alta solubilidad del radón en el agua a bajas temperaturas. De esta forma, la concentración de radón en zonas costeras es, en general, menor que en zonas continentales. Estos comportamientos ofrecen la posibilidad de utilizar el gas radón para el estudio de los movimientos de masas de aire en la atmósfera (Dentener et al., 1999), (Szegvary et al., 2009), (Arnold et al., 2009), (Grossi et al., 2012).

Por otro lado, la concentración de radón en espacios cerrados o *indoor* depende principalmente de la facilidad con la que éste puede penetrar desde el exterior. Normalmente la principal fuente de radón es el suelo y la difusión es el principal mecanismo de entrada, pero en aquellas situaciones en que se producen diferencias de presión debidas a diferencias de temperatura entre el interior y el exterior, a la velocidad del viento, al uso de sistemas de extracción, etc., la advección se convierte en el mecanismo de entrada principal y entonces los niveles de radón suelen ser más elevados (Nazaroff and Nero, 1988) y (Nazaroff, 1992), su concentración puede llegar a aumentar hasta alcanzar valores equivalentes a los del suelo. se pueden encontrar valores que van desde 10 Bq·m⁻³ hasta 70 kBq·m⁻³, siendo el valor medio mundial de 40 Bq·m⁻³ (UNSCEAR, 2000) y (UNSCEAR, 2008), en el interior de recintos.

1.2.2.3 Radón en las aguas.

Como se indicó anteriormente, el radón es un gas soluble en agua, y se encuentra tanto en aguas superficiales como en aguas subterráneas. Al igual que en los suelos, la concentración del radón en aguas es muy variable y puede ser considerada una fuente potencialmente importante de exposición del público en general a las radiaciones ionizantes naturales (Appleton, 2007), (Appleton, 2013). Las aguas superficiales como ríos, arroyos, lagos o el agua de mar presentan concentraciones de actividad de radón muy bajas, inferiores a 2 Bq·L⁻¹. Por el contrario, las aguas que se extraen habitualmente de fuentes subterráneas tales como manantiales, pozos y sondeos y que fluyen a través de formaciones rocosas que pueden contener uranio, radio y torio, presentan valores más altos. Aguas subterráneas obtenidas en fuentes situadas en rocas graníticas, sieníticas, pegmatiticas, rocas volcánicas acidas y gneis ácidos, presentan concentraciones de radón que varían de 50 a 500 Bq·L-1. Aguas subterráneas obtenidas en fuentes situadas en rocas sedimentarias como calizas, areniscas y pizarras, así como rocas intermedias y rocas volcánicas básicas, por lo general, presentan concentraciones de radón que varían entre 5 a 70 Bg·L⁻¹ (Akerblom and Lindgren, 1997). La presencia de radón en el agua ha sido objeto de amplios estudios en todo el mundo durante los últimos años (Appleton, 2007), (Begy et al., 2012), (Correa et al., 2014), (Otahal et al., 2014). La mayoría de estos estudios se centran en la investigación de lugares con niveles altos, y con ello, evaluar la exposición de la población a la radiación por el consumo de agua, la correlación entre los valores de distintos radionucleidos en agua y otros parámetros, tales como la estructura geológica, el contenido de distintos elementos guímicos de la roca madre y desequilibrios subyacente en la serie del U. Un ejemplo de aguas con niveles altos de radón y radio son las aguas termales. Estudios realizados en diversos balnearios españoles han proporcionado valores de concentración de radón superiores a 1800 Bq·L⁻¹ (Ródenas et al., 2008), localizados en diversas zonas geográficas de la península ibérica. Estos altos valores se encuentran tanto en zonas donde predominan formaciones de granito y esquisto, con altos niveles de uranio, radio y radón, como en áreas geológicas caracterizadas por bajas concentraciones de uranio pero con fuentes profundas, aguas primitivas y de origen endógeno, que alcanzan la superficie a través de fallas o fracturas, y no tienen contacto que aguas de origen meteórico.

1.2.3 Dosis debidas al radón

Como regla general, la exposición al radón se produce, en gran parte, debido a su acumulación dentro de ambientes confinados con poca o nula renovación de aire, que conducen a la inhalación de cantidades potencialmente peligrosas de emisores alfa presentes en el aire, tanto en forma de gas como en forma de partículas, que producen efectos nocivos bien reconocidos (Porstendörfer, 1994), (WHO, 2009).

Según datos del Consejo de Seguridad Nuclear, la dosis que una persona recibe como promedio en España proveniente de fuentes naturales es de 2,41 mSv/año (similar a la dosis media mundial indicada por UNSCEAR), cantidad que en condiciones normales y como promedio se estima que se distribuye de la siguiente forma:

- Un 50% de la dosis procedente del radón.
- Un 20% de la dosis procedente de la radiación terrestre (materiales).
- Un 15% de la dosis procedente de la radiación cósmica.
- Un 15% de la dosis procedente del propio organismo.

Según estos datos, en condiciones normales, el radón constituye la mayor fuente de exposición natural a las personas (50% del total de radiación natural) (Baeza et al., 2003b). La peligrosidad de la exposición a altas concentraciones de radón, no proviene de este gas en sí, sino de su progenie (descendientes) que son, como se ha indicado, elementos emisores de partículas α en estadio sólido, que se fijan al tejido pulmonar radiándolo. En la figura 1.4 se desglosan las contribuciones de las diferentes subseries de las familias de uranio a la dosis interna anual en la que se muestra que la mayor contribución a la dosis procede, como se ha dicho, del ²²²Rn y sus descendientes.



Figura 1.4 Contribución de la serie del ²³⁸U a la dosis equivalente efectiva anual. Adaptado de: (Suárez Mahou et al.)
Como se ha dicho, la peligrosidad radiológica del radón está asociada fundamentalmente en sus descendientes de vida corta: en concreto el ²¹⁸Po y ²¹⁴Po. Existe también una exposición externa causada por la radiación gamma directa, pero el verdadero riesgo está en la radiación alfa. Si bien, la radiación alfa es relativamente poco peligrosa por irradiación externa ya que la epidermis proporciona un blindaje efectivo, cuando se inhala el ²²²Rn, las partículas radioactivas se adhieren al tejido del tracto pulmonar, donde someten a una irradiación alfa a las células broncopulmonares. La absorción de esta radiación provoca ionizaciones y excitaciones de las estructuras celulares provocando efectos lesivos: puede dañar directa e indirectamente el DNA y provocar mutaciones en el tejido pulmonar que pueden derivar en cáncer.

En USA la exposición al radón está considerada la segunda causa de muerte por cáncer de pulmón después del tabaco. Además, sus efectos son sinérgicos: fumar y vivir en una casa con alto contenido de radón aumenta el riesgo unas 46 veces más que de darse los 2 fenómenos por separado. La exposición al radón ocurre principalmente por inhalación en recintos deficientemente ventilados, también pueden asimilarse el radón y sus descendientes por ingestión, bien sea disuelto en agua o bien a través del consumo de vegetales y muy notablemente con el tabaco (Hahn et al., 2015) (Hunter et al., 2015).

Dada la potencial peligrosidad de altas concentraciones de radón en las viviendas, la Comisión de las Comunidades Europeas, emitieron la Recomendación 90/143/EURATOM relativa a la protección de la población contra los peligros de una exposición al radón en el interior de edificios. En ella se recoge en su punto II, la existencia de estudios efectuados en Estados de la Unión donde las concentraciones de radón en interiores alcanzan medias de 20 a 50 Bq·m⁻³. Así mismo, asegura en ese mismo punto que, partiendo de modelos de exposición, se puede tomar un factor de conversión de entre la media temporal de la concentración de actividad de gas radón (²²²Rn) y el equivalente de dosis efectiva anual de 20 Bq·m⁻³ por mSv/año, lo que lleva a dosis típicas en viviendas de la Comunidad de entre 1 y 2.5 mSv/año, alcanzando la población de algunos países los 20 mSv/año debidos al radón, cuando la propia Comunidad fijó el límite de dosis anual de exposición a la radiación producida por el hombre en 5 mSv/año. Finalmente, se recoge la recomendación de que se establezca un sistema adecuado para limitar toda exposición a las concentraciones de radón en el interior de edificios, prestando especial atención a la adecuada información al público. Así mismo, establece un nivel de actuación en edificios ya existentes de 400 Bq·m⁻³, y para edificios de nueva construcción de 200 Bq·m⁻³.

1.3. Descripción geológica del área de estudio. Las Islas Canarias Orientales.

Las Islas Canarias están situadas frente a la costa noroeste de África, entre las coordenadas 27° 37' y 29° 25' de latitud norte y 13° 20' y 18° 10' de longitud oeste. Tienen una extensión de 7447 km² y una población total de 2.104.815 habitantes (I.N.E., 2015) Administrativamente están divididas en dos provincias: Santa Cruz de Tenerife y Las Palmas. La provincia Santa Cruz de Tenerife (1.020.490 habitantes) es la más occidental y está formada por las islas de El Hierro, La Gomera, La Palma y Tenerife. La provincia oriental es la de Las Palmas (1.083.502 habitantes) y engloba las

islas de Gran Canaria, Fuerteventura y Lanzarote. También forman parte de la provincia de Las Palmas los islotes del Archipiélago Chinijo (La Graciosa, Alegranza, Montaña Clara, Roque del Este y Roque del Oeste) y la Isla de Lobos (figura 1.5).



Figura 1.5 Mapa del Archipiélago Canario.

El territorio del Archipiélago Canario es muy complejo debido a su carácter insular y a su origen volcánico, presentando un vulcanismo activo, aunque de poca intensidad. El grueso de las islas surge en el Mioceno y sólo El Hierro y los islotes menores son del Cuaternario (Anguita and Hernán, 1999), (Canas et al., 1998), (Carracedo, 2011). Seis de sus siete islas principales, que forman una cadena de dirección ENE, han sido activas en el último millón de años. Presentan un gradiente de edades geológicas siendo las islas orientales (Lanzarote y Fuerteventura) las más antiguas (alrededor de 20 millones de años) y las occidentales son más recientes y, de hecho, el Hierro data de hace sólo 1,5 millones de años. Igualmente son recientes los islotes menores del Archipiélago Chinijo.

Los orígenes geológicos del archipiélago suscitan controversia existiendo varias teorías sobre su formación: un punto caliente del manto, una zona de deformación litosférica, una región de fallas en bloques o una fractura que se propaga hacia el oeste desde el vecino Atlas han sido citados por diferentes autores como el origen último del archipiélago. Sin embargo, una comparación del Archipiélago Canario con el prototípico grupo de islas relacionado con un punto caliente, el Archipiélago de Hawaii, revela que las diferencias entre ambos no son tan grandes como se había supuesto anteriormente en base a datos más antiguos (Canas et al., 1998) (Carracedo, 2011). Los edificios insulares se caracterizan por un crecimiento inicial rápido (las etapas de actividad en escudo ("shield stage"), seguidas por un período de reposo volcánico y profunda erosión ("gap" erosivo) que, a su vez, es seguido de una etapa de rejuvenecimiento volcánico o actividad "posterosiva". En la figura 1.6 se muestra un esquema en que se resumen los principales factores involucrados en la formación de las Islas Canarias siguiendo la teoría del punto caliente,



Figura 1.6 Evolución geológica de las Islas Canarias. Extraído de (Carracedo, 2011).

Cada una de las siete islas ha pasado por algunas de estas tres fases, las islas de Fuerteventura y Lanzarote (las más antiguas) se encuentran en un estadio de rejuvenecimiento casi terminal, en el que predominan los agentes erosivos sobre la actividad volcánica que conlleva a un arrasamiento del paisaje; Gran Canaria está inmersa en un estadio de rejuvenecimiento avanzado; mientras que Tenerife está en el comienzo de esta fase con la formación del complejo volcánico Teide-Pico Viejo, que supone el máximo desarrollo volcánico de la isla. La Gomera está en el estadio de inactividad volcánica que dura ya casi 4 millones de años, mientras que La Palma y El Hierro (las islas más jóvenes) se encuentran en la primera fase de crecimiento juvenil rápido.

El paisaje de las Islas Canarias está dominado por los barrancos que son cauces esporádicos por donde discurren las aguas de escorrentía de las islas (Carracedo, 2011). Su recorrido es corto y generalmente tienen un perfil rectilíneo muy marcado, estando su cauce, tapizado de derrubios arrastrados por las aguas. Las costas son las zonas que presentan más erosión debido, principalmente, a la actividad marina. En las islas más recientes (El Hierro, La Palma) y en las zonas volcánicamente más activas predominan los acantilados, mientras que en las islas más antiguas, (Lanzarote y Fuerteventura), se encuentran grandes playas y campos dunares sobre plataformas de abrasión abandonadas, testigos de antiguos niveles del mar. A pesar del carácter montañoso de la mayor parte de las islas, también se encuentran importantes llanuras en algunas de ella. Así, en las islas de Lanzarote y Fuerteventura que, como se ha dicho, se encuentran en un estado de desmantelamiento debido a su edad geológica, predominan los terrenos naturales con una pendiente suave y uniforme (glacis), lo que provoca que estas islas sean las más áridas del archipiélago al no retener la humedad de los vientos alisios predominantes en la zona. En contraposición las islas de El Hierro o La Palma presentan unas fuertes pendientes y tienen un clima húmedo con una gran capa de vegetación.

Esta singular historia geológica y por tanto su peculiar petrología hacen que las islas tengan también unas características radiológicas diferenciadas entre sí y respecto al territorio peninsular o

a las islas mediterráneas (Arnedo Ayensa, 2014). A continuación se analizan las características geológicas particulares de cada una de las islas que comprende el área de estudio.

1.3.1 Isla de Gran Canaria

Gran Canaria es la tercera isla en extensión (1.560 km²) y la segunda en población (851157 habitantes, a 1 de enero de 2014) (I.N.E., 2015) del Archipiélago Canario. Se encuentra a 28 grados de latitud norte y 15 ° 35 'de longitud oeste. Tiene una forma circular con una montaña en el centro. Su punto más alto es el Pico de las Nieves, con 1.949 metros. Desde el punto de vista geológico (figura 1.7), se puede dividir en dos zonas: la primera, el noreste de formación más reciente, donde aparecen algunos terrenos sedimentarios y de formación submarina.



Figura 1.7 Mapa geológico de la isla de Gran Canaria. (Veiga et al., 2006)

En esta zona se pueden encontrar terrazas y algunos conos volcánicos como la Montaña de Arucas y el Pico y Caldera de Bandama, así como otras calderas de erosión como Tenteniguada, Las Temisas y Tirajana. Existen también llanuras como la que abarca desde Telde hasta Tirajana. En su extremo noreste se encuentra una pequeña península llamada La Isleta, unida al resto de la isla por un istmo arenoso, con las playas de Las Canteras y Las Alcaravaneras a sus márgenes. La segunda, el sur-suroeste, la parte más antigua de la isla, hecho que puede constatarse por la cantidad de barrancos que la surcan. A esta zona pertenece también el centro de la isla, donde se encuentran las altitudes máximas. La costa noroccidental es muy abrupta con grandes acantilados que caen al mar. En este lugar se ubican los barrancos de la Aldea, Agaete, Arguineguín y Fataga, entre otros. En el sur de la isla existen superficies arenosas como las Dunas de Maspalomas, referente mundial de la industria turística. En Gran Canaria, se distinguen tres ciclos fundamentales (Carracedo et al., 2002): 1) basaltos tabulares (15-14 Ma) y complejo traquítico-sienítico (14-8.5 Ma,

2) ciclo Roque-Nublo (3.5 Ma) y 3) ciclo post-Roque Nublo (desde hace 3 Ma) y por último lavas recientes. En esta isla, mientras que los afloramientos de basaltos tabulares y del complejo traquítico-sienítico de la caldera de Tejeda se extienden a lo largo de la mitad suroccidental, los volcanes recientes se extienden predominantemente a lo largo de la mitad nororiental y las brechas y lavas del ciclo Roque Nublo ocupan de forma preferente el sector central, con ramificaciones al NE y hacia el S. En la figura 1.7 se muestra el mapa geológico simplificado de Gran Canaria.

En la litología de Gran Canaria domina sobre todo el basalto, no obstante, debido a su extraordinaria complejidad geológica, además del material mencionado, aparecen distribuidos por su superficie una proporción muy significativa de las rocas de composición intermedia (traquibasaltos) y sálico (traquitas y fonolitas).

1.3.2 Isla de Fuerteventura

Fuerteventura, con una superficie de 1660 km² es la segunda isla por extensión de las Islas Canarias. Junto a Lanzarote y al Banco de La Concepción forma un gran edificio volcánico de orientación SSO-NNE que corre paralelo a la costa del continente africano, a una distancia de 97 km. Sus latitudes extremas en el hemisferio se alcanzan en Punta de la Tiñosa en Corralejo (28° 45' 04") y en Punta del Matorral en Morrojable (28° 02' 16"). Sus longitudes extremas se alcanzan en Punta del Bajo (13° 49' 12") y Punta de Jandía (14° 30' 24"). Es la cuarta isla en población del archipiélago (106930 habitantes) (I.N.E., 2015), aunque presenta muy baja densidad de población debido a su tamaño (57 habitantes/km²). Es junto a Lanzarote la isla más antigua del archipiélago (22 millones de años), habiendo experimentado numerosas erupciones volcánicas. La isla exhibe extensas planicies, fruto de un intenso proceso erosivo a lo largo de su historia. En la zona central se encuentra el macizo de Betancuria, con una cota máxima de 762 m en el Pico de la Atalaya. Al sur se hallan el istmo de la Pared y la península de Jandía, con el Pico de la Zarza a 812 m de altitud, el monte más elevado de la isla.

En la figura 1.8 se muestra el mapa geológico simplificado de Fuerteventura. Como se puede apreciar, se distinguen dos unidades geológicas (Fuster et al.): la unidad del Complejo Basal y la del Vulcanismo subaéreo. El Complejo Basal que está constituido por rocas plutónicas, volcánicas y sedimentarias de la litosfera oceánica y de la etapa submarina de la isla, con edades que van desde el Jurásico hasta el Mioceno y sus materiales afloran principalmente en los macizos de Betancuria y Esquinzo. Asociadas al complejo basal, se encuentran las rocas plutónicas y volcánicas más diferenciadas (sienitas, ijolitas, traquitas, fonolitas y carbonatitas) que contienen una alto porcentaje en minerales con potasio (feldespatos potásicos, amfibol y biotita, entre otros) y elementos incompatibles (Th, U, K y tierras raras). La unidad de Vulcanismo subaéreo está constituida por materiales volcánicos mioceno-cuaternarios que se distribuyen por la superficie de toda la isla.



Figura 1.8 Mapa geológico de Fuerteventura. Fuente: (Vera, 2004)

Los procesos geológicos externos (erosión, transporte y sedimentación) que han afectado y afectan a los materiales de la isla, han dado lugar a numerosos depósitos sedimentarios y a diferentes morfologías, destacando las formaciones sedimentarias de la península de Jandía en el Sur y las del Cotillo-Corralejo en el norte. Por lo tanto, el paisaje actual que se observa en la isla es el resultado tanto de los procesos constructivos magmáticos y de sedimentación como de los procesos erosivos destructivos desarrollados a lo largo del tiempo.

1.3.3 Islas de Lanzarote y La Graciosa

Lanzarote es la más septentrional y oriental de las islas del Archipiélago Canario. Es la cuarta isla en extensión (846 km²) y la tercera en número de habitantes 141940 habitantes según el padrón de 2014 (I.N.E., 2015) . La morfología de Lanzarote, está caracterizada por cinco formaciones geológicas (Carracedo and Rodríguez-Badiola, 1993) (Fúster, 1968) dos macizos montañosos de gran antigüedad, ubicados cada uno de ellos en el extremo norte y sur de la isla (Famara-Guatifay y Los Ajaches, respectivamente); dos áreas de vulcanismo más reciente, que conforman la zona de volcanes de Timanfaya, en el centro-sur, y el volcán y malpaís de La Corona, al norte; y finalmente, una lengua de arenas de origen marino que atraviesa el centro de la isla, en el área conocida como El Jable. La altura mayor de la isla se encuentra en la zona del risco de Famara denominada las peñas del Chache con una altura de 671 m.

En la figura 1.9 se muestra el mapa geológico simplificado de Lanzarote. Su historia geológica se divide en tres fases (Carracedo et al., 2002).: Una primera fase, hace 11 millones de años, durante el Mioceno, aparecen los restos más antiguos en la zona de Famara, al norte de la

isla, y en los Ajaches, al sur. Actualmente, los procesos erosivos han desmantelado estas formaciones. Su morfología es la de edificios erosionados que han evolucionado barranqueras con una buena red de drenajes caracterizados por valles en forma de "U" hoy en día secos y áridos. La segunda fase abarca desde el Mioceno hasta el Pleistoceno y se caracterizó por los procesos erosivos de las dos formaciones, Famara y Los Ajaches. Posteriormente, han existido emisiones importantes de material magmático que han dado lugar a la unión de las dos formaciones antiguas. Se trata sobre todo del sector central de la isla que se caracteriza por la existencia de alineaciones de edificios formando los ejes estructurales de la isla, que coinciden con los ejes de formación de Fuerteventura con dirección NE-SO, algunos con avanzado estado de desmantelamiento.



Figura 1.9 Mapa geológico de Lanzarote. (Vera, 2004)

La tercera fase, es muy reciente y de poca importancia geológica. Son erupciones acaecidas en los siglos XVII y XVIII con emisiones alineadas paralelas a las de la anterior fase y edificios que no superan los 200 m. pero muy bien conservados, debido a la poca pluviosidad que se da en la isla. Los materiales acumulados por los distintos ciclos volcánicos son fundamentalmente basálticos (rocas negras y pesadas). Los suelos sedimentarios, de muy poco espesor, son sobre todo arenas y arcillas. Las arenas voladoras están formadas por pequeños granos calizos y caparazones de moluscos marinos; el oleaje los arroja en el sector de Soo, Bahía de Penedo y en las playas de Órzola. Los vientos hacen que estas arenas, conocidas localmente como jables, crucen la isla hasta la costa oriental. Las arcillas de origen eólico son tierras rojas procedentes del Sáhara que el viento trae en forma de nubes de polvo. De esta forma se depositan hasta 2 Kg por m² al año, contribuyendo en la formación de suelos que se usan para el cultivo. Frente al risco de Famara se encuentra la isla de La Graciosa, que depende administrativamente del municipio de Teguise. La Graciosa con 27 km² es la mayor de las islas e islotes gue componen el Archipiélago Chinijo situado al norte de

Lanzarote. Comenzó a formarse durante de pleistoceno, formando parte de la Serie III en la historia geológica de Lanzarote (Fúster et al., 1966), (De la Nuez et al., 1998). La geografía de La Graciosa está dominada por los edificios volcánicos de Montaña Amarilla (178 m), Montaña de Pedro Barba (64 m), Agujas Grandes (266 m), Agujas Chicas (257 m) y Montaña del Mojón (185 m), alineados en un eje noreste-suroeste, y la Montaña Bermeja (157 m), situada al noroeste de la isla. Al sur de la isla, predominan amplias playas de arenas rubias. También en el litoral sur se localizan sus dos asentamientos urbanos: Caleta de Sebo y Pedro Barba; el primero constituye el núcleo de población originario, mientras que el segundo es una pequeña urbanización turística. Su población es de 640 habitantes (ISTAC, 2009), llegando a triplicarse debido al turismo

1.4. Antecedentes y estado actual del tema

El radón fue descubierto por físico alemán Friedrich Ernst Dorn, en la primera década del siglo XX, a partir de los trabajos realizados por Ernest Rutherford sobre el torio y el matrimonio Curie sobre el radio. Desde su descubrimiento como elemento radiactivo, se le otorgó un papel importante en la mortalidad de mineros centroeuropeos que desarrollaban cánceres de pulmón (Härting and Hesse, 1879), papel que fue evidenciado a partir de diferentes estudios epidemiológicos desarrollados en Centro-Europa en las décadas de los 50 y 60 del s. XX (Wagoner et al., 1965). Ya en estas décadas aparecen los primeras campañas de medidas indoor (Hultqvist, 1956). A partir de principios de la década de los 70 se pueden encontrar los primeros estudios epidemiológicos sobre los efectos del radón sobre el público en general (George et al., 2008). Se comienza a tener en cuenta el radón como un elemento nocivo para la salud y de ello se desprenden investigaciones para averiguar el alcance de los efectos en función de las dosis de radiación recibidas al inhalar dicho gas. En este ámbito existen actualmente un gran número de estudios realizados por distintos organismos de la salud y centros de investigación en numerosos países (UNSCEAR, 1988), (UNSCEAR, 2000), (UNSCEAR, 2006), (Cothern and Smith Jr, 2013), y todos ellos coinciden en la necesidad de evitar al cuerpo humano la exposición a una excesiva concentración del gas en los espacios en los que habita o trabaja (exposición indoor), donde ya se relaciona la exposición al radón con el cáncer de pulmón (WHO, 1986), (IARC, 1988).

A partir de la década de los 90, y hasta la actualidad, han aumentado las campañas de medidas de radón aire (exposición outdoor), (Nazaroff, 1992), (Porstendörfer, 1994) (Price et al., 1994), (Calmet et al., 2011) (Appleton, 2013), en suelos, (Sextro et al., 1990), (Gundersen and Wanty, 1993), (Neznal et al., 1996), (Kemski et al., 2001), (Winkler et al., 2001), (Schubert and Schulz, 2002), (Tsvetkova et al., 2005), (Barnet et al., 2010), (Barnet et al., 2012) (Duggal et al., 2013), (Barnet et al., 2014) y aguas superficiales y subterráneas (Gundersen and Wanty, 1993), (Calmet et al., 2011) (Appleton, 2013). La emanación de radón por los materiales de construcción es una las contribuciones al radón indoor, motivo por el cual se vienen realizando estudios sobre la capacidad de emanación/exhalación de los distintos materiales, estableciéndose incluso índices de riesgo de los mismos (Krieger, 1981), (Rikisins, 1986), (Stoulos et al., 2003), (Righi and Bruzzi, 2006), (Lavi et al., 2009), (Kumar and Chauhan, 2014), (Morelli et al., 2015). De forma importante

han ido apareciendo estudios que proporcionan datos sobre el riesgo a exposición a niveles bajos de radón y su relación con la geología (Lubin et al., 1997), (NRC, 1999), (EPA, 2003), (Darby et al., 2006), (Henderson et al., 2014), (Ruano-Ravina et al., 2014), (Hahn et al., 2015). Todos estos trabajos han permitido elaborar normativas y directrices para fijar unos niveles como valores de concentración que no deben superarse (WHO, 2009), (EURATOM, 2013).

Dada la amplitud del tema, esta sección se centra en primer lugar en los estudios sobre el radón llevados a cabo en España, con especial énfasis en el proyecto MARNA elaborado por el Consejo de Seguridad Nuclear (CSN), y como valor añadido, la localización de zonas propensas al radón resultado de combinar bases de datos de radón indoor con el mapa de radiación gamma natural y la geología de España. A continuación se realiza una revisión de los trabajos previos sobre radón en la región de estudio de esta Tesis Doctoral, las Islas Canarias Orientales.

1.4.1 El radón en España

Los estudios de radón en España han sido liderados principalmente por el Consejo de Seguridad Nuclear (CSN), "único organismo competente en España en materia de seguridad nuclear y protección radiológica, y que tiene como mandato proteger a los trabajadores, la población y el medio ambiente de los efectos nocivos de las radiaciones ionizantes, consiguiendo que las instalaciones nucleares y radiactivas sean operadas por los titulares de forma segura, y estableciendo las medidas de prevención y corrección frente a emergencias radiológicas, cualquiera que sea su origen. Además, el CSN es el organismo responsable de la protección radiológica del público y del medio ambiente debido a la presencia de radiactividad en el medio ambiente, tanto de *origen natural* como derivada de la operación de las instalaciones nucleares y radiactivas".

Como se ha dicho anteriormente, la radiactividad ambiental tiene su origen en la propia naturaleza, aunque en las últimas décadas sus niveles se han visto incrementados por la actividad humana. La exposición de los seres humanos a las fuentes naturales de radiación es una característica continua e inevitable de la vida en la tierra. Para la mayor parte de las personas esta exposición excede a todas las debidas a fuentes artificiales combinadas. Muchas personas pueden estar expuestas también a niveles elevados de radiación natural en sus lugares de trabajo. Ejemplo de ello son los trabajadores de las minas subterráneas, los de procesado de minerales y la tripulación de aeronaves. En España la exposición a la radiación natural debida a prácticas laborales está regulada por el Reglamento sobre Protección Sanitaria contra Radiaciones Ionizantes (PRSRI). En el desarrollo de este reglamento, el Consejo de Seguridad Nuclear, ha emitido una instrucción, instrucción IS-33 sobre criterios radiológicos para la protección frente a la exposición a la radiación natural (CSN, 2012), y varias guías de seguridad, (la guía de seguridad GSG-11.01, directrices sobre la competencia de los laboratorios y servicios de medida de radón en aire (GSG, 2010) y la guía de seguridad GSG-11.02, control de exposiciones a fuentes naturales de exposición (GSG, 2012)). Éstas incluyen además recomendaciones para limitar la exposición a la radiación natural, en particular al radón en las viviendas.

A finales de los años 80, el Consejo de Seguridad Nuclear (CSN) inició una serie de actividades encaminadas a determinar la exposición a las fuentes naturales de radiación; así, en 1989 el CSN puso en marcha el proyecto RADON para medir, en línea con la Recomendación 90/143/Euratom, las concentraciones de este isótopo en viviendas españolas (Quindós et al., 1991), habiéndose realizado hasta el año 2009 unas 12000 medidas en viviendas (Sainz-Fernandez et al., 2014).



Figura 1.10 Mapa de tasa de exposición en aire elaborado en el marco del Proyecto MARNA del Consejo de Seguridad Nuclear. (CSN, 2001)

En 1991 se inició el proyecto MARNA, desarrollando un MApa de la Radiación (gamma) NAtural en España (Mahou and Amigot, 1996), cuya última fase peninsular concluyó en 2004. Para la elaboración del mapa de radiación natural en MARNA inicialmente se utilizó la información radiológica de la antigua Junta de Energía Nuclear y de la Empresa Nacional del Uranio (ENUSA). Estos organismos durante el periodo 1968-1982 realizaron sucesivas campañas de prospección aérea de minerales radiactivos, en las que se obtuvieron medidas de calidad tanto de la radiación gamma total como de espectrometría gamma para la identificación de radioisótopos. Los datos aéreos cubrían el 60% de la superficie peninsular, pero además se contaba también con abundantes medidas terrestres sobre buena parte de España. No obstante, fue necesario realizar nuevas medidas durante la ejecución del proyecto con el fin de establecer correlaciones entre las medidas de radiometría terrestre obtenidas anteriormente y entre medidas aéreas y terrestres. También se buscó obtener correlación entre la geología y la radiometría y cubrir aquellas zonas en las que no existía una red suficiente de datos y, como consecuencia de sucesivas fases del proyecto se ha ido cubriendo todo el territorio peninsular. Como resultado se ha generado una gran base con datos radiológicos y se ha elaborado un mapa base de tasa de exposición gamma natural a un metro del suelo a escala 1/1.000.000 de la España peninsular además de mapas más detallados (escalas 1/200.000) para todas las provincias de la península. Además se elaboraron mapas a escala y 1/50.000 para algunas regiones entre las que se encuentran Extremadura, Castilla y León y Galicia (que son en las que se mide una mayor tasa de exposición).

A partir de los datos de MARNA se han obtenido los valores de las medias provinciales de tasa de exposición y se han elaborado mapas de dosis absorbida en aire. En el proyecto MARNA colaboraron, además grupos de investigación de varias universidades entre las que cabe destacar la Universidad de Extremadura, Universidad de Salamanca, Universidad Politécnica de Madrid, Universidad de Vigo, Universidad de Cantabria y la Universidad Politécnica de Cataluña. Los resultados principales del proyecto se recogen en el informe del CSN 5.2000 "Proyecto Marna. Mapa de radiación gamma natural" de la colección del de Informes técnicos del Consejo de Seguridad Nuclear y en un gran número de publicaciones en revistas especializadas. (Baeza et al., 1992) (Baeza et al., 1997) (Suarez Mahou and Fernandez Amigot, 1993) (Quindós et al., 1993) (Quindós et al., 1992).

Los resultados principales del proyecto se recogen en el informe del CSN 5.2000 "Proyecto Marna. Mapa de radiación gamma natural" de la colección del de Informes técnicos del Consejo de Seguridad Nuclear y en un gran número de publicaciones en revistas especializadas. (Baeza et al., 1992) (Baeza et al., 1997) (Suarez Mahou and Fernandez Amigot, 1993) (Quindós et al., 1993) (Quindós et al., 1992). A partir del año 2008 el grupo GIRMA firma varios convenios con el CSN con el fin de culminar parte de los trabajos no finalizados en el proyecto MARNA. Se obtienen los mapas de parte de las regiones no peninsulares que aún no se habían incluido en el mapa MARNA (CSN, 2001), los mapas correspondientes a la ciudad autónoma de Melilla (Rubiano et al., 2011) y los mapas de las islas canarias orientales (Gran Canaria, Lanzarote y Fuerteventura) (Arnedo Ayensa, 2014).

Además de los proyectos financiados por el CSN, diversas Universidades han llevado a cabo algunos programas para la medida de la radiactividad natural, incluyendo la determinación de las concentraciones de radón en balnearios, cuevas turísticas, galerías y materiales de construcción. Entre los primeros estudios realizados en España, cabe destacar el del profesor L. S. Quindós de la Universidad de Cantabria y colaboradores quienes dieron a conocer los resultados de una serie de medidas realizadas a escala nacional entre 1988 y 1992 sobre la concentración de radón en las viviendas españolas (Quindós et al. 1992). En este estudio, se clasifican las distintas regiones españolas según su concentración media de radón en viviendas y llega a la conclusión de que Galicia y la región occidental de Castilla y León eran zonas de alto nivel de radón. Canarias, junto con Madrid, Extremadura y Cataluña están clasificada como zona de nivel moderado de radón. El resto de España, se considera zona de nivel bajo

Tras la publicación en 1997 de la Directiva 96/29/Euratom, en la que se introduce el control de la exposición a la radiación natural, en el año 2001 se aprueba la revisión del Reglamento sobre protección sanitaria contra las radiaciones ionizantes (PRSRI) que transpone esta directiva a la legislación española (Boletín Oficial del Estado, 2001). En octubre de 2001 el CSN aprueba un Plan de Acción, plan que considera la exposición a la radiación natural tanto en las actividades laborales como en las no laborales. Este plan, que se inicia en el año 2002, incluye diferentes aspectos relativos a la protección frente al radón en el ámbito laboral (los procesos industriales de materiales que contengan radionuclidos naturales, la gestión de residuos NORM, la exposición de las tripulaciones de aviones a la radiación cósmica y la exposición a la radiación gamma o a los descendientes del radón y torón en actividades laborales (Garcia-Talavera et al., 2007) (Llerena et al., 2010) (Sánchez et al., 2012) (Ruano-Ravina and Barros-Dios, 2013) (Piedecausa, 2013)), y en el ámbito del público en general (la exposición debida al radón en viviendas (Matarranz, 2004) (Quindós et al., 2008) (Ruano-Ravina et al., 2014) y a la debida el radón en aguas (Martin, 2005), (Barros-Dios et al., 2008), (Rábago Gómez, 2013)). Este plan también incluye la protección frente al radón en edificios de nueva construcción (Chinchón-Payá et al., 2011) (García et al., 2011) (Piedecausa García et al., 2011) (análisis de los materiales de construcción) y en el ámbito del código técnico de la edificación (Frutos Vázquez, 2009).

Desde el año 2009 se está desarrollando un proyecto de medidas de radón indoor liderado por el profesor L.S. Quindós Poncela, con el objetivo de ampliar el mapa español de radón. Está siendo desarrollado por las Universidades de Cantabria, Santiago de Compostela y Autónoma de Barcelona, y uno de los objetivos fundamentales de este proyecto es realizar 8000 medidas en todo el estado español, tratando de cubrir todo el territorio (mallado 10x10 km²), realizando medidas en todas las localidades de más de 50000 habitantes (Sainz-Fernandez et al., 2014)

Respecto a la medida de la concentración de gas radón en suelos, las referencias son en general muy escasas y no cubren todo el territorio nacional. Podemos destacar los trabajos realizados por el grupo del profesor L.S. Quindós Poncela en Galicia (Quindós et al., 2008): los realizados por el grupo del profesor LI. Font Guitieras en la zona volcánica de la Garrotxa y la falla Amer (Font et al., 2008) (Moreno Baltà et al., 2012) (Moreno et al., 2014); y los realizados por Künze y colaboradores a través de segmentos de la falla activa Ventaniella y la falla inactiva Sabero-Gordón (Künze et al., 2012). Dada la importancia que en la actualidad se concede a este parámetro como estimador del potencial de radón de un área concreta, uno de los objetivos principales de este trabajo de Tesis Doctoral es poner en práctica una metodología de medida de radón en suelos y su medida en las Islas Canarias Orientales.

Además de los trabajos realizados para el CSN, las universidades y centros de investigación llevan a cabo numerosos estudios sobre radiactividad natural en España, con fines fundamentalmente dosimétricos (Rosell et al., 1991), (Bolívar et al., 1998), (Poncela et al., 2003), (López et al., 2004), (González-Chornet and González-Labajo, 2004), (Baeza et al., 2004), (Ródenas et al., 2008) o medioambientales (Martinez-Aguirre and García-León, 1994), (Blanco et al., 2005,

Gonzalez-Labajo et al., 2001), (Pujol and Sanchez-Cabeza, 2000) (Bolivar et al., 2000), (Gascó et al., 2002),(Vallés et al., 2009, Elejalde et al., 1996), (Blanco et al., 2005).

1.4.2 Mapa predictivo de exposición al radón en España.

Como se ha indicado anteriormente uno de los objetivos principales de los estudios sobre radón es la determinación del riesgo de que sufre la población de una zona determinada por exposición al radón. Las concentraciones de radón en una vivienda, o en un edificio en general, varían de manera sustancial con la situación geográfica. Dado el gran número de factores implicados, es muy difícil predecir si los niveles de este gas serán elevados en una vivienda concreta; en cambio, sí es posible hacer predicciones fiables sobre las zonas en las que hay mayor probabilidad de encontrar viviendas con concentraciones altas de radón. Sin duda, el método más directo y fiable para identificar estas zonas es la elaboración de mapas a partir de mediciones de la concentración de radón en el aire interior de las viviendas. No obstante, con independencia del parámetro estadístico que se represente localmente (media geométrica, percentil 75, etc.), este método requiere una densidad considerable de medidas en todo el territorio, de manera que se consiga una cuadrícula suficientemente fina y un número de datos en cada casilla suficiente para que el error muestral no supere un valor prefijado.

Una de las más valiosas fuentes de información radiológica ambiental que existen en España es el mapa MARNA (Suárez Mahou et al., 2000). El MARNA evalúa la tasa de exposición a la radiación gamma terrestre de origen natural referida a 1 metro de altura sobre el nivel del suelo. Aunque existen mapas más detallados de algunas zonas del país, el actual mapa a escala nacional se ha obtenido sobre valores promediados en cuadrículas de 7 x 5 kilómetros. Puesto que la red de medidas de radón en viviendas con la que se cuenta en este momento en España no es lo suficientemente densa, el MARNA ofrece una buena alternativa para elaborar un mapa predictivo de exposición al radón.

En un trabajo publicado en 2004, (Poncela et al., 2004) constataron que la tasa de exposición a la radiación gamma natural obtenida por todo el país presenta una buena correlación con geología, que a su vez está correlacionado con el radón indoor (figura 1.11). En el año 2008 se publicó un estudio cuyo objetivo fue estimar el potencial de radón indoor a partir de las medidas de tasa de exposición gamma natural, la geología y la correlación empírica entre la dosis debida a la radiación gamma externa y las concentraciones de ²²²Rn en los suelos, en una región granítica como la de Galicia (Quindos et al 2008). Se establecieron tres zonas con tasas de exposición significativamente diferentes, se midieron los niveles de radón en suelos y radón indoor, y se midió la tasa de exposición así como la concentración de ⁴⁰K, ²²⁶Ra y ²³²Th en un total de 600 viviendas, (200 por cada zona definida). Sobre la base de los principales parámetros estadísticos de las tres distribuciones de radón establecidas, este estudio concluyó que la tasa de exposición debida a la radiación gamma natural es un buen indicador cualitativo de zonas propensas al radón, y que el

contenido de radón en suelos es un indicador más preciso que la tasa de exposición gamma natural o la concentración de ²²⁶Ra para estimar valores de radón indoor.



Figura 1.11 Mapa predictivo de radón indoor basado en los resultados del Proyecto MARNA (Poncela et al., 2004).

El Consejo de Seguridad Nuclear ha publicado en su colección de Informes Técnicos *un mapa predictivo de exposición al radón* (CSN, 2013) a partir de un modelo matemático que relaciona el radón indoor con la tasa de exposición gamma natural en función de parámetros como el coeficiente de emanación, la tasa de renovación del aire, la densidad del suelo, humedad del suelo, porosidad, coeficiente de difusión, superficie y altura de la vivienda, y la constante de desintegración del radón.

$$T_{total} = 0.1887 \frac{c_{Rn}H(\lambda + t_v)}{E\rho\sqrt{\lambda D}} + 0.4510$$
[1.1]



Figura 1.12 Mapa predictivo de exposición al radón que divide el territorio en tres categorías de exposición potencial: baja (0), media (1) y alta (2). (CSN, 2013).

Para el desarrollo del mapa predictivo de radón, figura 1.12, se determinó en primer lugar, la tasa de exposición que produce, a una distancia de 1 m sobre el suelo, un suelo infinito con una

concentración homogénea de 1 Bq kg⁻¹ de ²²⁶Ra. Por otra parte, se determinó a partir de medidas experimentales tomadas en la península, la relación entre la tasa de exposición gamma total medida a 1 m sobre el nivel del suelo con la tasa de exposición gamma debida únicamente al ²²⁶Ra, ambas en μR h⁻¹. Existe entre ellas una relación lineal (R²=0,74) (CSN, 2013). Además, se han adoptado una serie de aproximaciones de mayor o menor exactitud que no siempre describen adecuadamente el comportamiento general (por ejemplo, la relación lineal entre T_{Total} y T_{Ra} explica solo un 74% de la variabilidad asociada a T_{Ra}, etc.). Tampoco se ha tenido en cuenta el efecto de algunos factores que pueden ser relevantes, como las variaciones en la permeabilidad asociada a los distintos tipos de suelo o la sismicidad de la zona. Por todo ello, es más acertado interpretar la concentración de radón resultante como un indicador categórico en lugar de como una variable cuantitativa. De acuerdo con el valor de ese indicador se han definido tres categorías de exposición potencial: baja (categoría 0), para concentraciones inferiores a 150 Bq \cdot m⁻³; media (categoría 1) para concentraciones entre 150 y 300 Bq \cdot m⁻³; y alta (*categoría 2*), para concentraciones superiores a 300 Bq·m⁻³ (el nivel de referencia propuesto para viviendas en la Guía 11.02 del CSN, (GSG, 2012)). Por último cabe destacar que la relación con la geología del mapa predictivo de exposición al radón es muy marcada.

1.4.3 El radón en las Islas Canarias

Los primeros estudios realizados sobre la exposición a las radiaciones ionizantes naturales realizados en las Islas Canarias tuvieron lugar principalmente en la provincia de Santa Cruz de Tenerife y realizados por el Laboratorio de Física Médica y Radiactividad Ambiental de la Universidad de La Laguna (FIMERALL), asociado al Consejo de Seguridad Nuclear, que ha realizado estudios sobre la radiación natural en aire y suelos fundamentalmente en las Islas Canarias Occidentales (Fernández de Aldecoa et al., 1992) (Fernández de Aldecoa, 2000) (Hernandez et al., 2004). Nuestro grupo de investigación¹ durante el periodo 1992-2008 realizó, en el marco de algunos convenios con Cabildos Insulares y ayuntamientos, estudios previos sobre radiactividad gamma ambiental en Gran Canaria (Doreste et al., 1998), Fuerteventura (Rubiano et al., 2006a) y Lanzarote (Rubiano et al., 2006b). Por otra parte, desde un punto de vista geológico, se han realizado algunos trabajos sobre elementos radiactivos presentes en las carbonatitas del complejo basal de Fuerteventura (Mangas et al., 1996).

El director del laboratorio FIMERALL, el Dr. Hernández Armas es responsable de los primeros trabajos realizados sobre la distribución de radón en viviendas (Duque and Elvira, 1998) (Pinza et al., 1997, Pinza-Molina et al., 1999), durante la década de los noventa. Tenerife es, quizás, la isla más estudiada y se pueden destacar los trabajos llevados a cabo por el grupo de Edafología y Geología de la Universidad de La Laguna sobre la concentración de radón en cuevas y galerías con fines de radio protección, pero también focalizando su interés en su aplicación como indicador

¹ Grupo de Investigación en Interacción Radiación Materia, (GIRMA) del Departamento de Física de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.

de actividad volcánica (Martin, 1999), (Martin-Luis et al., 2002), (Viñas et al., 2004), (Viñas et al., 2007). En este último aspecto también son de destacar los trabajos realizados el Instituto Tinerfeño de Energías Renovables (ITER) y el Instituto Volcanológico de Canarias (INVOLCAN) (Pérez et al., 2007), (Padilla et al., 2012). La reciente erupción volcánica de la isla de El Hierro ha hecho que se realicen algunos trabajos sobre las implicaciones radiológicas de dicha erupción (Padilla et al., 2013).

A partir de 2008 y con financiación concedida por el Consejo de Seguridad Nuclear y el Gobierno de Canarias nuestro grupo de investigación ha desarrollado un estudio completo de la radiactividad ambiental en las Islas Canarias Orientales, parte de cuyos resultados constituyen el núcleo fundamental de la Tesis Doctoral "Evaluación del fondo radiactivo natural de las Islas Canarias Orientales, implicaciones radiológicas sobre la población" defendida en marzo de 2014 por el miembro del grupo GIRMA, el Dr. D. Miguel Ángel Arnedo Ayensa (Arnedo Ayensa, 2014). Estos trabajos forman parte de la última fase de MARNA en la que completará el mapa radiométrico de todo el territorio nacional, para lo que ha sido necesario elaborar los mapas radiométricos de las Islas Baleares, las Islas Canarias y las Ciudades Autónomas de Ceuta y Melilla¹. Parte de los trabajos desarrollados en esta Tesis Doctoral (un estudio de la distribución de radón en suelos, materiales de construcción y aguas de las Islas Canarias Orientales) se han ido presentado a la comunidad científica en diversos informes (Rubiano, 2012, Rubiano, 2013, Rubiano, 2008), congresos (Alonso et al., 2011b), (Arnedo et al., 2011a), (Arnedo et al., 2011b), (Alonso et al., 2011a) y publicaciones (Alonso et al., 2010b),(Alonso et al., 2010a), (Alonso et al., 2012) (Arnedo et al., 2014) (Alonso Hernández et al., 2015)

1.5. Objetivos y estructura del trabajo de Tesis Doctoral

Este trabajo de Tesis Doctoral se ha desarrollado dentro del Grupo de investigación Interacción Radicación Materia (GIRMA) del Departamento de Física de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria y en el marco diferentes proyectos de investigación financiados por dos organismos públicos españoles, el Consejo de Seguridad Nuclear (CSN), y el Gobierno de Canarias (GobCan). Los diferentes proyectos se enmarcan dentro de la encomienda que tiene en CSN en el campo de la protección radiológica del público y del medio ambiente frente a la radiación ionizante, en todo el territorio nacional, en cumplimiento de las obligaciones internacionales de España en esta materia.

La protección radiológica del público y del medio ambiente tiene por objeto controlar el riesgo debido a la presencia de radiactividad en el medio ambiente, tanto de origen natural como derivada de la operación de las instalaciones nucleares y radiactivas. En el caso de las islas Canarias Orientales, al carecer de instalaciones nucleares y empresas NORM, nos hemos centrado en el

¹ El mapa radiométrico de Melilla se ha llevado a cabo también por nuestro grupo de Investigación.

estudio del radón que tiene su origen en la propia naturaleza, cuyos niveles pueden ser alterados por la actividad humana.

Los objetivos científicos de la tesis son:

- Identificación de las zonas con posibilidad de riesgo radón a partir de los mapas radiométricos y de distribución de radioisótopos de las islas Canarias orientales para la elaboración de las campañas de medida.
- Medida de la concentración de radón en suelos de las islas de Gran Canaria, Fuerteventura y Lanzarote y de otros parámetros que afectan al comportamiento del radón como la permeabilidad a los gases.
- Determinación del potencial de emanación de radón de los distintos tipos litológicos de las Islas Canarias así como de materiales de construcción de las islas Canarias orientales.
- 4. Levantamiento de un mapa de riesgo de radón para las Islas Canarias Orientales.
- Estudiar la viabilidad para el uso del radón como trazador hidrogeológico. Realización de un estudio piloto de la concentración de radón en aguas subterráneas de la Isla de Gran Canaria, para aplicar los métodos propuestos.

Capítulo 2

Material y Métodos

2.1. Introducción

Este capítulo se dedica a describir la instrumentación utilizada en este trabajo de Tesis Doctoral. Para cada equipo, se analizan en detalle su principio de funcionamiento, sus características constructivas y sus parámetros característicos, y se explican los procedimientos de medida y los límites de detección e incertidumbres asociados a ésta. El epígrafe final del capítulo está dedicado a exponer los resultados de los ejercicios de intercomparación en los que se ha participado, como un medio para contrastar la calidad de las medidas de concentración de radón realizadas.

Uno de los principales objetivos de esta Tesis Doctoral es el estudio de la concentración de radón en aire, suelos y agua, razón por la cual, comenzaremos este capítulo con una breve revisión de los distintos procedimientos de medida del radón.

2.2. Detectores radón.

Los detectores de radiaciones ionizantes basan su funcionamiento en alguno de los diferentes procesos de interacción de la radiación con la materia, de forma que la detección se puede llevar a cabo mediante diferentes métodos. Los primeros detectores diseñados para medir las recién descubiertas radiaciones ionizantes a finales del s XIX, fueron emulsiones fotográficas, electrómetros y electroscopios muy elementales. El primer instrumento capaz de detectar cada radiación por separado fue el espintariscopio, que permitía contar los destellos luminosos producidos por el choque de una partícula alfa con una pantalla fluorescente. Las primeras medidas del gas radón fueron realizadas por electrómetros muy sencillos, cámaras de ionización primitivas que eran introducidas en un recipiente cerrado lleno de la muestra a analizar. Hasta principios de la década de los años 40 del s. XX, el desarrollo de los dispositivos de detección y recuento de partículas radiactivas se basó en el centelleo y en las cámaras de ionización. A partir de los años 50, los detectores de radiación se desarrollaron notablemente a partir de la creación de equipos fotomultiplicadores, equipos que recibían las señales del detector, las trataban y las transformaban en impulsos de salidas útiles y registrables. A principios de los años 60 los equipos fueron mejorando al sustituirse los circuitos de válvulas por los de transistores, y al desarrollarse los detectores de estado sólido muy utilizados en actualidad.

Dependiendo de cuáles son los objetivos de cada medida se debe escoger el detector y el método más adecuado entre las diferentes posibilidades disponibles. Las técnicas de medida de radón se basan, fundamentalmente, en la detección de la radiación emitida por el Rn o por su progenie, y a partir de éstas, determinar la concentración de actividad de radón presente en la muestra.

En función del tiempo que dura el proceso de medida, se pueden distinguir tres tipos diferentes de medidas: puntuales, en continuo e integradas. La medida puntual se realiza durante un periodo de tiempo muy corto, normalmente inferior a 2 horas. El resultado obtenido representa el valor de la variable buscada en un instante concreto, por lo tanto, este tipo de medida permite hacer una estimación rápida. La medida en continuo se realiza durante un tiempo, que puede variar entre algunas horas hasta varios días o, incluso, intervalos mayores (meses o años). Generalmente, la radiación se registra durante todo el proceso que dura la medida y los resultados se obtienen en unos intervalos de tiempo, llamados tiempos de integración, que suelen ser cortos, desde algunos minutos hasta varias horas. Este tipo de medida se realiza para estudiar la evolución temporal de la variable medida. La medida integrada se realiza en un período de tiempo relativamente largo que puede variar desde algunos días hasta varios meses, dependiendo del nivel de radiación existente. El resultado de esta medida es el valor medio de la variable en el intervalo de tiempo que dura la exposición del detector.

Los distintos tipos de detectores que miden la radiación ionizante se pueden clasificar de diferentes modos. Un modo habitual es distinguir entre activos y pasivos. Mientras que los detectores pasivos no necesitan energía eléctrica durante el proceso de medida, como por ejemplo los detectores sólidos de trazas nucleares o los de carbón activado o de termoluminiscencia, los detectores activos son sistemas que necesitan algún tipo de suministro de energía eléctrica mientras dura la medida, ya sea con baterías o conexión eléctrica, porque constan de mecanismos eléctricos, como bombas de aire, y/o de una electrónica asociada. Otro modo de clasificar los detectores entre activos y pasivos consiste en llamar activos a aquellos que generan una señal eléctrica al paso de la radiación, que se denomina medida instantánea, y pasivos a los que registran la radiación que interacciona con ellos de forma continua durante toda la exposición, que se denomina medida integrada.

Otra forma de clasificar los detectores de radiación es a partir del tipo de proceso de interacción de la radiación con la materia (excitación, ionización, etc.) que utilizan para llevar a cabo la detección y del material con el que la radiación interactúa. De esta forma se puede distinguir entre detectores de centelleo, detectores de gas, detectores de estado sólido, etc. A la hora de elegir un monitor activo de radón, se encuentran en el mercado diversos tipos de detectores con diferentes configuraciones, monitores portátiles de alta sensibilidad y lectura directa, que permiten almacenar medidas realizadas en un cierto intervalo de tiempo. En esta Tesis Doctoral hemos dispuesto de dos tipos de monitores continuos de radón: un detector basado en cámara de ionización y dos detectores de estado sólido o de semiconductor.

a) Detectores basados en cámaras de ionización.

El fundamento de los detectores basados en cámaras de ionización es un recinto cerrado, lleno de un gas o aire, en el que se establecen dos electrodos a los que se aplica una tensión eléctrica. En condiciones normales no circula corriente entre los electrodos ya que los gases son aislantes. Las paredes de este recinto cerrado deben ser lo más delgadas posibles para no interferir con la radiación que llega. En el momento en que la radiación ionizante alcanza la región entre los electrodos, el campo eléctrico existente, generado por un alto voltaje, dará lugar a que los portadores eléctricos generados en la interacción con la radiación, se muevan hacia los electrodos de signo contrario. Este hecho origina en el circuito de detección un breve paso de corriente, o impulso de corriente, que puede ser medido. Este impulso indica la llegada de la radiación al detector. El comportamiento de estos detectores basados en cámaras de ionización depende de la tensión eléctrica fijada entre los electrodos. Debido a la baja densidad de un gas (comparado con un sólido), los detectores gaseosos tienen baja eficiencia para detectar rayos X o gamma (típicamente del orden de 1%) pero detectan prácticamente todas las partículas alfa o beta que logran traspasar las paredes del recipiente. La geometría más usada para los monitores basados en cámaras de ionización es la de un recinto cerrado en forma de cilindro metálico con un conductor central. Es necesario un alto voltaje para que el monitor funcione y lo haga correctamente (Ruckerbauer and Winkler, 2001), (Knoll, 2010).

b) Detectores de estado sólido.

Los detectores de estado sólido o de semiconductor son los más utilizados en espectroscopía debido a su excelente resolución, alta eficiencia, simplicidad, rapidez de respuesta, linealidad y bajo coste. Desde principios del siglo XXI, las técnicas de detección de radiación ionizante basadas en semiconductores se han convertido en la tecnología de detección dominante (Vitorero Udías, 2013). Conceptualmente, el fundamento de funcionamiento de los detectores de estado sólido puede asemejarse al de una de cámara de ionización, sustituyendo el gas por un material semiconductor de alta resistividad, que genera pares electrón-hueco con la interacción de la radiación. Bajo el efecto de un campo eléctrico los electrones y los huecos viajan hacia unos electrodos y producen unos pulsos eléctricos que se pueden medir en un circuito asociado. Los materiales semiconductores más utilizados son el germanio y el silicio. Los detectores de germanio, se utilizan para la detección de la radiación gamma y requieren de un sistema de refrigeración, normalmente con nitrógeno líquido, ya que la respuesta del detector tiene una gran dependencia con la temperatura.

Los detectores de silicio se utilizan para partículas alfa o beta y no tienen el problema de la temperatura. Los semiconductores son varios órdenes de magnitud más densos que los gases, por lo que las dimensiones de los detectores de semiconductor son mucho menores que la de los gaseosos. Esto implica una considerable mejora en la eficiencia de detección por unidad de volumen del detector. El paso de una partícula ionizante por la zona activa del detector de semiconductor

genera pares de electrón-hueco por la ionización de los átomos, desplazándose estos pares en direcciones opuestas según el campo eléctrico en el semiconductor, generando un pulso eléctrico, señal generada por el detector. El tamaño del pulso generado depende de la energía y cantidad de partículas detectadas. La energía necesaria para producir un par de portadores de carga en los semiconductores es aproximadamente 10 veces menor que en los gases. Esto se traduce en una mejor resolución del detector, ya que para una misma energía impartida, la cantidad de portadores de carga producidos es mucho mayor en los semiconductores que en los gases. Además, la alta movilidad de los electrones y huecos en los detectores pares que una elevada resolución en tiempo. Por el contrario, la alta conductividad de los semiconductores respecto a los gases introduce ruido que reduce la capacidad de detección de partículas de baja energía. Además, defectos en la estructura cristalina del semiconductor puede producir recombinaciones de los portadores que provoca una merma en la eficiencia del detector (Tanarro, 1973) (Aramburu and Bisbal, 1996).

2.2.1 Detector RAD7 de Durridge.

El detector RAD7 de Durridge es un detector de radón portátil en continuo, basado en la espectrometría de la radiación alfa. Consta de un detector de estado sólido, una cámara de electrodeposición y una bomba interna (figura 2.1). Es robusto frente a golpes y vibraciones. La principal ventaja de este detector es su capacidad espectrométrica, que permite distinguir entre los distintos isótopos de radón o de sus descendientes. También es destacable su rapidez de recuperación tras una medida, (habitualmente los detectores necesitan un tiempo de purga largo para volver a realizar una medida). En modo "rastreo" el RAD7 sólo busca los descendientes de vida corta del radón, (²¹⁸Po) presentando un tiempo de respuesta de unos 15 min.



Figura 2.1 Monitor RAD 7 de Durridge.

Estas características convierten el RAD7 en un espectrómetro alfa muy útil para la localización (o rastreo) de fuentes de radón (Ashokkumar et al., 2013). El equipo dispone de un detector de silicio plano y una cámara de deposición de 0.7 L en forma de semiesfera, recubierta interiormente con un conductor eléctrico (figura 2.2 izquierda). Entre las paredes de la cámara y el

detector se aplica un campo eléctrico, para que los descendientes del radón se depositen sobre la superficie del detector (Durridge, 2015).

El circuito de alimentación de alta tensión carga el conductor interno, a un potencial que oscila entre 2.000 y 2.500 V, respecto al detector, creando un campo eléctrico en todo el volumen de la celda. El campo eléctrico impulsa a las partículas cargadas positivamente a ubicarse sobre el detector. Un núcleo de ²²²Rn que se desintegre dentro de la celda deja su descendiente (el ²¹⁸Po) como un ion cargado positivamente. El campo eléctrico que existe en el interior de la celda impulsa este ion hacia el detector, al cual se adhiere. Cuando el núcleo del ²¹⁸Po (de corta vida) se desintegra sobre la superficie activa del detector, la partícula alfa emitida tiene una probabilidad del 50% de entrar en el detector y de producir una señal eléctrica, con una amplitud proporcional a la energía de la partícula alfa. Las desintegraciones posteriores del mismo núcleo producen partículas beta, que no son detectadas, o partículas alfa de energía diferente. Los distintos isotopos emiten partículas alfa de diferentes energías, y producen señales eléctricas distintas en el detector.



Figura 2.2 Izquierda: estructura interna del RAD7. La cúpula central corresponde con la célula interna de medida. (Tan et al., 2014). Derecha: Ventanas para la espectrometría alfa del radón y su progenie. (Durridge, 2015)

Esta capacidad de convertir la energía de la radiación alfa del radón y sus descendientes en una señal eléctrica directamente proporcional a su energía, permite hacer *espectrometría* con este detector lo que constituye, como se ha dicho, una de sus características principales. El espectro del RAD7 abarca un rango de energías de 2 a 10 MeV. El equipo dispone de ocho ventanas para distinguir entre los diferentes descendientes del ²²²Rn y ²²⁰Rn y, por tanto, distinguir entre las concentraciones de estos dos isótopos. Para ello divide la escala en 200 canales de 0.05 MeV de anchura (Tan and Xiao, 2011) (Durridge, 2015). En la tabla 2.1 se muestra la denominación de las ochos ventanas (A, B,.., H) y sus energías características. En la segunda columna se indica la función para la que se utilizan (rastreo o "sniff", determinación del radón, del torón 1 y 2, alta energía y recuentos de ruido bajo, medio y alto). En la figura 2.2 izquierda se muestra un ejemplo de espectro alfa proporcionado por el equipo.

Ventana	Función	Energía	Isótopo detectado.
А	Radón sniffer	6.00 MeV	²¹⁸ Po
В	Torón 1	6.78 MeV	²¹⁶ Po
С	Radón	7.69 MeV	²¹⁴ Po
D	Torón 2	8.78 MeV	²¹² Po
Е	Alta energía		Ventana diagnostico
F	Recuentos de ruido bajo	Medida del ruido del sistema. Canales 1 al 10	Ventana diagnostico
G	Recuentos de ruido medio	Canales 30 al 40	Ventana diagnostico
Н	Recuentos de ruido alto o ventana ²¹⁰ Po	5.31 MeV	²¹⁰ Po

Tabla 2.1. Descripción de las energías correspondientes a cada ventana del RAD7

El RAD7 mide la concentración de actividad de gas radón en continuo en el aire. La entrada del aire al equipo se realiza mediante una bomba de gases interna y a través de un filtro de fibra de vidrio que retiene los descendientes del radón y otras partículas en suspensión. Aunque el RAD7 detecta internamente la radiación de la progenie, lo único que mide es la concentración de gas radón. El equipo puede funcionar alimentado por la red eléctrica o con baterías internas que le proporcionan una autonomía de 72 horas. La empresa proporciona un software ("Capture") de comunicaciones y análisis de los resultados que, a través de una conexión USB, permite el acceso a los datos adquiridos por el equipo (figura 2.3 derecha).



Figura 2.3 Ejemplo de la interfaz del software Capture de análisis y control del RAD7.

Para realizar las medidas es necesario que la humedad del aire que penetra en la cámara de detección sea inferior al 10% y esto se consigue haciendo pasar el aire a través de unas columnas de desecante de Drierita. Para que el torón pueda llegar a la cámara de detección antes de desintegrarse necesario que el volumen de desecante que atraviesa no sea muy grande, de ahí que las columnas de Drierita que permiten hacer las medidas de radón y torón de forma simultánea son más pequeñas que las que se utilizan exclusivamente para medidas del radón. Al ser más pequeñas

se agotan al cabo de un par de horas de medida y, por lo tanto no sirven para hacer largas medidas en continuo de torón, a menos que se puedan estar renovando continuamente.

Como se muestra en la tabla 2.1, el RAD7 permite seleccionar distintos protocolos de medida pre-asignados que cargan automáticamente un grupo de parámetros de configuración predefinidos. La configuración del monitor dispone de cinco modos de medidas: Sniff, Auto, Wat-40, Wat-250, y Normal. El modo SNIFF se utiliza cuando se quiere detectar cambios rápidos en la concentración de radón, centrándose en el pico correspondiente al ²¹⁸Po. En el modo NORMAL, el RAD7 logra una mayor precisión estadística contando, además del pico del ²¹⁸Po, el correspondiente al ²¹⁴Po. En el modo AUTO (recomendado para pruebas de cribado y para medidas largas en el tiempo), el RAD7 cambia automáticamente del modo SNIFF al modo NORMAL después de tres horas de medidas en continuo. Esto permite alcanzar el equilibrio de los isótopos de vida larga de la progenie del radón y durante la primera parte de la medida se obtendrá el beneficio de la respuesta rápida del modo SNIFF, mientras que en la segunda parte de la medida, se obtendrá una mayor precisión estadística, proporcionada por el modo NORMAL. Los modos Wat-40 y Wat250 están indicados para la determinación de radón en aguas.

Modo	Ciclo	N de medidas	Modo	Torón	Bomba
Sniff	5 min	0	Sniff	Off	Auto
1-día	30 min	48	Auto	Off	Auto
2-día	1 h	48	Auto	Off	Auto
Semana	2 h	0	Auto	Off	Auto
Grab	5 min	4	Sniff	Off	Grab
Wat-40	5 min	4	Wat-40	Off	Grab
Wat250	5 min	4	Wat250	Off	Grab
Thoron	5 min	0	Sniff	On	Auto
Usuario	Usuario	Usuario	Usuario	Usuario	Usuario

Tabla 2.2. Protocolos de medida prefijados para el detector RAD7.

Mediante una serie de accesorios el RAD7 también se puede utilizar para medir la concentración de radón disuelto en el agua o la presente en el aire del suelo. Para la medida de la concentración en agua dispone de dos conjuntos de accesorios diferentes, llamados RAD H₂O y RAD AQUA. Con el RAD H₂O se pueden hacer medidas de muestras de agua puntuales, mientras que con el RAD AQUA se pueden hacer medidas en continuo. La medida de la concentración del aire en el suelo se realiza mediante una sonda metálica, también de la marca Durridge, de 127 cm de longitud que se clava en el suelo mediante un martillo. El aire es succionado por la propia bomba del monitor RAD7. Mediante un filtro de agua evita que ésta pueda entrar en la columna de drierita y posteriormente en el interior del monitor. Este sistema permite hacer tres tipos de medidas diferentes: puntuales (protocolo GRAB), en continuo y de torón (protocolo TORÓN), dependiendo del protocolo de medida seleccionado con el monitor.

El RAD7 está construido con materiales con bajas concentraciones de emisores alfa (0,009 cpm tras 2 horas de funcionamiento) (Durridge, 2015). Esta tasa de conteo equivale aproximadamente a 0.74 Bq·m⁻³ que corresponde con un valor de fondo realmente bajo. El fondo en un detector de radón se refiere a los recuentos de espurios que se producen incluso en ausencia de radón. El fondo puede surgir de las propiedades del instrumento o sus componentes, otras formas de radiación en el entorno del instrumento, o la contaminación del instrumento. El manual del fabricante indica que el RAD7 es un monitor sensible (6.7 cpm/kBq·m⁻³ en modo SNIFF y 13.0 cpm/kBq·m⁻³ en modo NORMAL) y su error será del orden del 5% (George et al., 2008) (Ashokkumar et al., 2013) (Durridge, 2015). El diseño del RAD7 hace que sea mucho menos susceptible al fondo que otros monitores.

2.2.2 Detector Sarad SCOUT.

El detector Sarad Scout de la empresa SARAD Gmbh es un equipo portátil para la medida de la concentración de radón en continuo: Dispone de un detector estado sólido (Silicio) diseñado para medida de la actividad alfa integrada. Es un detector de pequeñas dimensiones, muy ligero, que no necesita piezas mecánicas como bombas de membrana o una fuente de alimentación externa, ya que trabaja de forma autónoma con baterías (dos pilas de 1,5 V). En la figura 2.4 derecha se muestra el panel del equipo.



Figura 2.4 Izquierda, monitor de radón Sarad SCOUT. Derecha, Sarad SCOUT en operación en una cámara de acumulación del grupo GIRMA

La cámara de medida está equipada con un detector semiconductor y polarizada por una fuente de alto voltaje y no muestra ninguna sensibilidad contra la humedad ambiental. El Sarad Scout trabaja en modo difusión, de tal manera que la posible influencia de torón en la medida de radón puede ser excluida. Debido al diseño y tamaño de la memoria de datos es posible obtener una distribución de tiempo de alta resolución. El Sarad Scout permite el registro de 672 datos, que corresponden a 28 días de medida eligiendo el modo de integración de 1 hora, y 84 días si se elige como modo de integración 3 horas. El monitor registra además del nivel de radón en Bq/m³, el tiempo de exposición, la temperatura (en un rango entre -20 y 80 °C), la humedad relativa (en un rango

entre -0 y 100 % Hr), la presión atmosférica (en un rango entre 800 y 1200 mbar) y el tiempo de exposición. El fabricante proporciona un error del \pm 5 % dentro del rango de medida del monitor que varía de 0 a 2 MBq/m³. El Radon Scout es un monitor sensible (2.1 cpm/kBq/m³) (George et al., 2008) que permite registrar con una buena exactitud variaciones de la concentración de actividad de radón, aun cuando estas presenten un nivel bajo. A pesar de esto, si la concentración de radón esperada o predicha en el punto de medida es inferior a 200 Bq·m⁻³, el intervalo de integración debe ajustarse en tres horas, porque de lo contrario, el error estadístico de cada valor por debajo 200 Bq·m⁻³ superará el 20%. La empresa Sarad proporciona un software de comunicaciones y control del monitor a través de cable USB o RS-232, el software *Radón Vision* que permite el acceso a los datos adquiridos, cambio en el tiempo de integración, carga de la batería, etc (figura 2.5).



Figura 2.5 Interfaz de usuario del software *Radon Vision*, de registro y control del equipo Sarad Scout.

2.2.3 Detector AlphaGUARD de Saphymo.

El monitor del AlphaGUARD PQ2000 PRO de la compañía Saphymo GmbH (antiguamente Genitron Instruments GmbH) es un detector activo y portátil, basado en una cámara de ionización, diseñado para medir la concentración de actividad de radón en el aire en un rango entre 2 Bq·m⁻³ y 2 MBq·m⁻³. La cámara de ionización tiene geometría cilíndrica y un volumen de 0.6 L. La tensión típica polarización es de 750 V. El equipo mide la concentración en de radón mediante espectroscopia alfa, determinando la concentración de radón ²²²Rn y ²²⁰Rn a partir de sus energía de emisión características. Según las especificaciones del fabricante, la sensibilidad del monitor alphaGUARD es de 2.1 cpm·kBq⁻¹·m⁻³ (George et al., 2008), y su error de calibración es del orden del 3% (Saphymo, 1998). Entre sus características principales destacan la estabilidad de su calibración en el tiempo y su independencia de la humedad (crítica para muchos otros detectores). En la figura 2.6 se muestra una imagen del frontal del equipo.

El detector tiene dos posibles procedimientos de operación: el *modo difusión* y el *modo flujo*. En el modo difusión el aire penetra directamente en el equipo a través de un filtro de fibra de vidrio que está en contacto con el aire del exterior. En este caso, los tiempos de integración para estas medidas pueden ser de 10 min o bien de 60 min. En el *modo flujo* la muestra se toma de forma forzada mediante una bomba de gases externa, (denominada AlphaPUMP), que proporciona un flujo de aire constante. La bomba permite elegir tres caudales: 0.03 L·min⁻¹, 0.05 L·min⁻¹ y 1 L·min⁻ ¹. La muestra de aire previamente debe pasar a través de un filtro externo que retiene las partículas de polvo y los descendientes del radón. Esta segunda forma es la que se utiliza para la medida de muestras de aire procedentes del suelo o para la determinación de radón en aguas, como se detalla en los capítulos 4 y 6.



Figura 2.6 Izquierda, imagen frontal de detector AlphaGUARD PQ2000 PRO. Derecha, Interfaz del software de control, adquisición y análisis de datos DataEXPERT de Saphymo.

Dispone de baterías internas que le proporcionan una autonomía de 10 días y tiene una capacidad de almacenamiento de 3400 datos. Mediante una conexión RS-232 se pueden descargar los datos a un ordenador mediante el programa DataEXPERT (figura 2.6 derecha). Este software, además de la visualización de los datos, permite realizar suavizado de series de temporales, adición/sustracción de constantes, sincronización o unión de series temporales. También dispone de rutinas para la implementación funciones de acumulación y decaimiento, determinación de la progenie del radón y del factor de equilibrio.

Además de la concentración de actividad de radón en el aire, el equipo AlphaGUARD también mide simultáneamente la temperatura, la humedad relativa y la presión atmosférica mediante unos sensores integrados. Se dispone también de dos entradas analógicas independientes para equipos externos (presión diferencial, temperatura exterior o velocidad del aire). Existen otros accesorios complementarios que permiten adaptar el equipo a un gran número de aplicaciones: medida de la concentración de actividad de radón disuelto en muestras de agua (AquaKIT), medida de la exhalación de radón en el suelo y materiales de construcción (Radon Box), medidas de la concentración de gas radón en suelos (radón gas probe) y medidas de la concentración de naire y del factor de equilibrio (AlphaPM).

2.3. Detectores gamma.

Aunque no es un objetivo fundamental de esta Tesis Doctoral la medida de la radiación gamma ambiental superficial, describiremos en este punto los detectores que hemos utilizado, tanto de los terrenos donde se han tomado medidas de radón en suelos, como de las muestras de suelos y rocas que se han recopilado para analizarlas y caracterizarlas desde el punto de vista de la emanación de radón. También y de forma sucinta se describirá el sistema de espectrometría gamma de alta resolución que se ha utilizado para caracterizar radioisotopicamente todas las muestras recopiladas.

2.3.1 Detector de radiación gamma ambiental, radiómetro Ludlum μR Model 12S

El equipo base de campo es el radiómetro Ludlum μ R 12S¹ del que se disponen dos unidades, el mismo, se ha seleccionado porque es un detector de radiación gamma ambiental de bajo fondo, portátil, con muy buena estabilidad en la medida y en la calibración (figura 2.7). Está especialmente indicado por el fabricante para la medida de radiación gamma de muy bajo nivel (del orden de los μ R).



Figura 2.7 Radiómetro portátil Ludlum Model 12S (i) y detalles del panel de control (d)

La sonda es de ioduro de sodio con impurezas de talio, NaI(TI), con un volumen sensible de detección cilíndrico de 1×1 pulgadas. Debido a que es un radiómetro portátil, el tubo de centelleo y la electrónica están integrados en una única carcasa. Para la lectura se dispone un display analógico (figura 2.1) de 0 - 3 μ R/h, y un selector que permite escoger entre cuatro escalas lineales (×1, ×10, ×100, ×1000) de forma que el rango total de medida es de 0 – 3000 μ R/h. Tiene una sensibilidad de

¹ <u>http://www.ludlums.com/product/m12s.htm.</u>

175 cpm/µR/h (para el ¹³⁷Cs) y una linealidad entorno al 10% del valor real medido. Este detector se ha utilizado también como patrón de referencia para el resto de los equipos empleados. Estos detectores se verifican periódicamente por el Servicio de protección radiológica de la ULPGC.

Según las especificaciones del fabricante, el radiómetro Ludlum 12S dispone de un circuito de compensación de temperatura a termistores en la placa base, lo que lo hace muy estable ante cambios de temperatura con un rango de operación de -20 a +50 °C. Nuestra experiencia de campo corrobora esta afirmación teniendo en cuenta, además, que en las Islas Canarias las variaciones de temperatura son mucho menos extremas. El equipo dispone de dos modos de respuesta uno denominado FAST en el que el tiempo de recuento (en el que se alcanza el 90% de la medida final) es de 4 s y otro denominado SLOW en el que el tiempo de recuento es de 22 s (siendo, por tanto, la media más estable). En el procedimiento seguido para las medidas ambientales, se utiliza el modo SLOW tomando cuatro medidas en veinte minutos, habiendo dejado transcurrir cinco minutos, tras los cuales el detector se ha estabilizado. Como valor final se toma la media de las lecturas y como error instrumental se ha estimado media división del display de forma que en la escala ×10, que es la más utilizada en el rango de medidas ambientales en las Islas Canarias, se estima en ± 1 µR/h.El fondo del instrumento se ha determinado comparando su respuesta a la radiación ambiental en el interior de un blindaje de hierro de 15 cm de espesor con la respuesta en el exterior, obteniéndose una cota máxima de 0,8 µR/h., de esta forma, se estima que la incertidumbre en las medidas de tasa de exposición con estos equipos es, (en la escala de $\times 10$,) de $\pm 2 \mu R/h$.

2.3.2 Sistema de espectrometría gamma de alta resolución.

La espectrometría de rayos gamma es un método analítico que permite la identificación y cuantificación de la emisión gamma de isótopos radiactivos en una variedad de situaciones. En una sola medida y con una simple preparación de la muestra, permite detectar varias emisiones gamma de los radionúclidos que se encuentran en la muestra. La medida da un espectro de líneas; la altura de las mismas es proporcional a la actividad del radionúclido y su posición en el eje horizontal da una idea sobre su energía. Entre sus aplicaciones se pueden citar: la vigilancia de instalaciones nucleares, la salud ambiental, la medicina nuclear, la investigación de materiales, las ciencias ambientales o los usos industriales de radioisótopos

El equipo de espectrometría gamma utilizado en este trabajo de Tesis Doctoral consta de un detector coaxial de Germanio hiperpuro de rango extendido (XtRa) en configuración vertical Modelo GX3518 7500 SL de la marca Canberra y su electrónica asociada. El detector tiene un volumen activo de 153 cm³ y un 38% de eficiencia relativa respecto a un detector de Nal(TI) de 3x3 pulgadas. Según las especificaciones del fabricante, la FWHM es de 0.875 keV a 122 keV y de 1.8 keV a 1.33 MeV. La principal característica de los detectores de rango extendido es que permiten el estudio de las líneas de baja energía (por debajo de 150 keV) fundamentales para analizar algunos radioisótopos de interés ambiental como el ²¹⁰Pb (46.5 keV). Esto se debe a que dispone de una ventana delgada de berilio o carbono en la superficie frontal que se extiende a lo útil rango de energía hasta 3 keV. En comparación, los detectores coaxiales convencionales tienen una ventana de contacto de difusión de litio de, normalmente entre 0,5 y 1,5 mm de espesor, y esta capa muerta previa a la zona activa del cristal detiene la mayoría de los fotones por debajo de 40 keV limitando su capacidad de medir a bajas energías. Así, los detectores del tipo Xtra debido a su fina ventana de entrada de un "composite" de berilio/carbono ofrecen todas las ventajas de detectores coaxiales estándar convencionales, tales como alta eficiencia, buena resolución, con un coste moderado pero con una mayor capacidad de medida en la zona de baja energía del espectro gamma.

La electrónica asociada consiste en un analizador multicanal DSA-1000¹ de Canberra, un completo analizador multicanal de 16000 canales basado en una tecnología avanzada de Canberra de procesamiento de señales digitales (DSP). Este equipo incluye el amplificador tomando la señal directamente del preamplificador del detector y dispone de un circuito estabilizador de la ganancia. El software de análisis y control es el programa GENIE2000² de Canberra, el cual, permite realizar una adquisición de datos de alta calidad y todo tipo de análisis espectrometría gamma muy completos, de forma sencilla y es común a otros equipos del laboratorio. El DSA-1000 ofrece una gran estabilidad de ganancia de pico (linealidad) en algunos casos un factor de dos a tres veces mejor que los productos analógicos de última generación, mientras que la deriva de cero (offset) es apenas mensurable en todo el rango de temperatura de funcionamiento del instrumento, figura 2.8.





El DSA-1000 proporciona también la alimentación de alta tensión al detector en un rango (dependiendo de la polaridad elegida) que va de ±10 a ±1300 V dc. El panel frontal muestra la tensión aplicada al detector y también envía señal al software de control. El núcleo fundamental del DSA-1000 es el subsistema de procesamiento digital de señales (DSP por su acrónimo en inglés)

¹ <u>http://www.canberra.com/products/radiochemistry_lab/pdf/DSA-1000-SS-C27268.pdf</u>

²http://www.canberra.com/products/radiochemistry_lab/pdf/Gamma-Analysis-SS-C37593.pdf

que, a diferencia de los sistemas convencionales, digitaliza la señal al inicio de la cadena de procesamiento, lo que minimiza la necesidad de circuitería analógica previa (de conformado y discriminación de los pulsos) aumentando, así la estabilidad, precisión y reproducibilidad. La *no-linealidad integral* es $\leq \pm 0.025\%$ de la escala total sobre el máximo del 99% del rango seleccionado y la *no-linealidad diferencial* es $\leq \pm 1\%$ sobre el máximo del 99% del rango seleccionado, incluyendo, los efectos de no-linealidad integral. Presenta un deslizamiento de ganancia en canales de menos de 35 ppm/°C y de deslizamiento de cero de menos de 3 ppm/°C tras 15 minutos de operación, lo que significa menos de un canal en todo el rango de temperatura (para 8000 canales).

El detector se ha adquirido caracterizado por CANBERRA para permitir su calibración en eficiencia para distintas geometrías mediante el software LabSOCS¹ basado en el método de Montecarlo (Trevisi et al., 2013). La caracterización es un procedimiento para obtener la respuesta del detector para fuentes situadas dentro de una esfera de radio 500 m, centrado en el detector, y sobre un rango de energía de los fotones de 45 keV-7 MeV. Aunque este procedimiento requiere semanas y encarece el detector, tiene la ventaja de que en principio, una vez caracterizado el detector puede ser utilizado cualquier configuración geométrica fuente-detector. Además, LabSOCS junto con el software de análisis de espectros GENIE-2000, forman un sistema integrado de calibración y análisis que funciona sobre un ordenador personal con sistema operativo Windows, lo que los hace particularmente sencillo de utilizar.





Figura 2.9 Blindaje del sistema de espectrometría gamma Modelo GX3518 7500 SL.

El equipo dispone de un blindaje de hierro de bajo fondo de 15 cm de espesor para apantallarlo de la radiación cósmica y ambiental y de un sistema de refrigeración por nitrógeno líquido, figura 2.9. Como parte del equipamiento de laboratorio se ha montado un sistema de trasiego y recarga del nitrógeno líquido. El equipo de espectrometría gamma se encuentra en el Laboratorio

¹ <u>http://www.canberra.com/products/radiochemistry_lab/pdf/LabSOCS-SS-C38687.pdf</u>

de Detectores del Departamento de Física en el sótano II del edificio de Informática y Matemáticas, figura 2.10. La ubicación se ha seleccionado para que el recinto estuviese situado directamente sobre el terreno, sin ningún otro local por debajo, debido al elevado peso de los blindajes de los detectores (1700 kg). Además, el edificio apantalla parcialmente la radiación cósmica. La superficie construida es de 52 m² y se han instalado medidas de ventilación forzada para la evacuación de radón



Figura 2.10 Laboratorio de detectores de Radiactividad Ambiental del grupo GIRMA del Departamento de Física de la ULPGC.

El equipo de espectrometría gamma se encuentra en el Laboratorio de Detectores del Departamento de Física en el sótano II del edificio de Informática y Matemáticas. La ubicación se ha seleccionado para que el recinto estuviese situado directamente sobre el terreno, sin ningún otro local por debajo, debido al elevado peso de los blindajes de los detectores (1700 kg). Además, el edificio apantalla parcialmente la radiación cósmica. La superficie construida es de 52 m² y se han instalado medidas de ventilación forzada para la evacuación de radón.

2.4. Sistema de medida de la permeabilidad de los suelos a los gases

Existen distintas técnicas de medida de la permeabilidad de los suelos a los gases. En este trabajo de Tesis Doctoral se adquirió el permeámetro portátil RADON JOK a la empresa checa RADON v.o.s. El principio de funcionamiento de este equipo se basa en la medida del flujo de aire que se retira del suelo, por medio de una depresión, a partir de una sonda hueca clavada al suelo entre 50 y 80 cm. El sistema se denomina "de punta perdida" ya que a través del hueco de la sonda que se ha clavado en el suelo, se introduce una varilla que empuja la punta hacia el exterior una distancia exacta, generando un bulbo o hueco de superficie conocida (este sistema se explica en detalle en el apartado 2.5.5). Como se puede observar en la figura 2.11, la depresión se genera a partir de un fuelle de goma, de volumen conocido (2000 cm³), y donde se cuelga una o dos pesas de valores conocidos, que bombean el aire del suelo al exterior (figura 2.11). La permeabilidad se determina, a partir de un nomograma proporcionado por el fabricante, midiendo el tiempo de bombeo y conocido el peso de las masas que han generado la depresión (Neznal and Neznal, 2006). La gran

ventaja de RADÓN JOK es la posibilidad de realizar medidas de forma independiente, sin necesidad de fuente de alimentación.



Figura 2.11 Permeámetro RADON JOK.

El rango estimado de medida del sistema de Radon-JOK es aproximadamente de 10⁻¹¹ m² a 10⁻¹⁴ m². El límite de detección máxima (un tiempo medido de 8 s corresponde a una permeabilidad de 1.4 10⁻¹¹ m²) está determinado por la resistencia del equipo, el límite mínimo de detección depende del tiempo invertido en una medición dada (un tiempo medido de 3600 s corresponde a una permeabilidad de 1.7 10⁻¹⁴ m²).

2.5. Instrumental de campaña y de laboratorio

Para finalizar el capítulo, se describen, a continuación los principales equipos empleados en los procesos de toma y preparación de muestras.

2.5.1 Sistema de posicionamiento global Garmin GPS II plus

Para determinar la localización de los puntos se ha utilizado en las campañas los GPS Garmin de la serie GPS II plus. Son localizadores GPS que incorporan un receptor de 12 canales paralelos para una adquisición rápida y una recepción de satélites mejorada.



Figura 2.12 Sistemas GPS Garmin II plus y de pulsera.

Puede utilizar hasta un máximo de doce satélites y realiza un seguimiento continuo con refresco de la señal cada segundo. La incertidumbre en el posicionamiento indicada por el fabricante es de ±15 m. El GPS también proporciona medidas precisas de altitud necesarias para la estimación de la componente cósmica. Permite almacenar las localizaciones de una ruta especificada de puntos. En los estadios finales, y gracias al gran avance experimentado por las tecnologías de la información se han utilizado también como sistemas de posicionamiento, los proporcionados por dispositivos móviles tipo tablet o Smartphone.

2.5.2 Balanza de precisión Cobos serie CB

Para el pesado de las muestras de suelo se utiliza una balanza precisión de la marca Cobos correspondiente a la serie CB con una sensibilidad de 0.1 g. Para medidas que requieran una gran exactitud en el pesado de las muestras se dispone de una balanza de la serie LX con una sensibilidad de 0.1 mg.



Figura 2.13 Balanza de precisión Cobos serie CB

2.5.3 Cedazos calibrados

Para el cribado/tamizado de las muestras se dispone de un conjunto de cedazos de acero inoxidable calibrados de la marca CISA con distintos tamaños de mallado que permite la separación granulométrica de partículas sólidas.



Figura 2.14 Cedazos calibrados para tamización de muestras.

Este equipo se ha utilizado fundamentalmente para la preparación de muestras para la espectrometría gamma.

2.5.4 Estufa de secado

Para el secado de las muestras se dispone de una estufa de la marca Tarma con capacidad para más de 20 muestras de espectrometría gamma con control del tiempo de secado y rango de temperaturas desde 40 a 120 °C.



Figura 2.15 Estufa de secado de muestras.

En el caso de las muestras de rocas utilizadas en este trabajo (unos 30 kg) este equipo permite desecar toda la muestra simultáneamente.
2.5.5 Sondas para la medida de radón en suelos.

En este trabajo de tesis hemos utilizado dos tipos de sondas para la medida de radón en suelos: la proporcionada por el kit de medida de radón en suelos del detector RAD7 y la adquirida a la empresa RADON v.o.s. como parte del sistema de medida de permeabilidad de los suelos RADON-JOK.

El kit de medida de radón en suelos adquirido a Durridge incluye una sonda de acero hueca de 1.27 m de longitud con una rosca en su parte superior; una varilla ligeramente más larga que la sonda, que se ajusta al hueco de esta; una barra de acero sólida que permite hacer un agujero guía para la sonda de medida; y un sistema de protección contra el agua (figura 2.16). El procedimiento es sencillo: se encaja la varilla dentro de la sonda de medida, que dispone en su parte superior de una copa para golpearla con un martillo y clavarla al suelo. La sonda dispone de un extremo biselado para facilitar la penetración en el suelo. La punta de la varilla que sobresale de la sonda permite la formación de una pequeña cámara para la extracción aire del suelo. Junto con el sistema de protección contra el agua, se conecta la manguera al RAD7 y se comienza el protocolo de medida.

Como alternativa a este sistema americano, fue adquirido a la empresa RADON v.o.s. una sonda compuesta por un tubo hueco de acero de 12 mm de diámetro exterior, 8 mm de diámetro interior y 1.1 m de longitud. Está equipada con una punta afilada "perdida", 12 mm de diámetro (figura 2.17). La sonda se golpea a la profundidad deseada en el área de muestreo y, mediante un dispositivo mecánico, se provoca la extrusión de la punta creando un volumen fijo y relativamente grande para las mediciones tanto de la permeabilidad como de la concentración de radón en el aire del suelo mediante el RAD7. Esta sonda ha dado mejor resultado operativo que la del kit de suelos de Durridge



Figura 2.16 Izquierda, detalle de la sonda Durridge y su penetrador con resalte para martillear. Derecha, tres aspectos de la sonda del equipo RADON JOK: detalle de la punta perdida, penetrador y disposición del equipo para su inserción en el suelo.

2.6. Control de calidad de las medidas. Ejercicios de intercomparación.

Un control de calidad consiste en un conjunto de acciones y procesos que se realizan para garantizar el correcto desarrollo de unas actividades y detectar posibles errores. En el caso del laboratorio detectores del grupo GIRMA, al no ser laboratorio certificado del CSN y carecer de la competencia de laboratorio de ensayo y calibración (ISO/IEC 17025), el objetivo ha sido garantizar la fiabilidad de las medidas realizadas a través de la participación del grupo de investigación en distintos ejercicios de intercomparación tantos nacionales como internacionales. Normalmente cuando se adquiere un nuevo equipo de detección este suele venir acompañado de un certificado de calibración del propio fabricante. En este trabajo de Tesis Doctoral no hemos utilizados detectores pasivos, y los distintos detectores activos antes descritos han sido calibrados en sus lugares de fabricación.

Una manera de controlar la calidad de las medidas realizadas es participar en las intercomparaciones que de forma periódica organizan algunos centros nacionales e internacionales de investigación que disponen de instalaciones de referencia para hacer calibraciones. Algunos centros e instituciones también organizan comparaciones en condiciones de campo reales. A continuación se describen los resultados de diversos ejercicios de intercomparación en los que ha participado el grupo GIRMA a lo largo de la realización de esta Tesis Doctoral.

2.6.1 Intercomparación con los equipos del grupo FRYMA de la Universidad de Huelva (UHU). 2009.

En julio de 2009 el grupo GIRMA, en el marco del proyecto *Evaluación del fondo radiactivo* natural de las Islas Canarias Orientales; implicaciones radiológicas sobre la población, financiado por la Agencia Canaria de Investigación, innovación y Sociedad de la Información (ACIISI) del Gobierno de Canarias, se realizó un ejercicio de intercomparación de equipos con el grupo de Física de las Radiaciones y Medio Ambiente (FRYMA) de la Universidad de Huelva que también colaboraba en el proyecto. Se realizaron dos experiencias sobre radón: en primer lugar fue comprobada la calibración del recién adquirido monitor de radón alphaGUARD PQ2000PRO en la cámara de acumulación de radón del grupo FRYMA, y en segundo lugar se analizó la validez del método del sistema aquaKIT de Genitrón-Saphymo para hacer medidas puntuales de la concentración de actividad de radón disuelto en muestras de agua.

La cámara de acumulación del grupo FRYMA está constituida por un barril de polietileno de alta densidad (HDPE). El bajo un coeficiente de difusión de este material (1.8x10⁻¹² m² s⁻¹) junto con un espesor de 1.5 mm permite asegurar una buena impermeabilidad del barril. Gracias a su gran volumen de 0.220 m³ se puede introducir simultáneamente varios detectores, lo que permite realizar calibraciones e intercomparaciones bajo las mismas condiciones operativas (López-Coto et al., 2007). EL equipo dispone de un sistema de aporte de radón y de venteo que permite controlar la concentración de actividad en la cámara. La fuente utilizada es un material de referencia certificado,

Rn-1025-20 (Pylon electronics, Canadá), y consiste en una polvo seco de ²²⁶Ra con una actividad certificada (NIST RM 4968 / CP -100) de 23.7 kBq (± 4%) (bulbo certificado, NPL (X2/94)) y un factor de emanación de 100% para flujos variables entre 0 y 10 L min⁻¹. El grupo FRYMA tienen totalmente caracterizada la cámara mediante la determinación de su constante de fugas (ventilación), cuyo valor es $\lambda_{\nu} = (2.8 \pm 0.3) 10^{-7} \text{ s}^{-1}$. El laboratorio del grupo FRYMA donde opera esta cámara de acumulación tiene controlado el fondo de radón. Durante el periodo de la intercomparación la concentración media de actividad de radón de fondo se mantuvo en 19 ± 7 Bq·m⁻³.





En el ejercicio de intercomparación planteado se analizaron cuatro detectores:

 Un detector AlphaGuard de Genitrón-Saphymo del grupo FRYMA. Este detector, considerado de referencia en el ejercicio, había sido calibrado contra un estándar PTB (concentraciones de bajo nivel) y verificado contra diversos materiales de referencia certificados (Saphymo, 2000).

- 2) Un detector AlphaGuard de Genitrón-Saphymo del grupo GIRMA.
- 3) Un monitor DURRIDGE-RAD7 de FRYMA
- 4) Un detector SUN NUCLEAR 1029 también pertenecientes a FRYMA.

Para el ejercicio se fijó en la cámara una concentración de referencia de actividad de radón de valor 20.0 kBq·m⁻³ y el tiempo de exposición de los detectores fue de 50 h. A modo de resumen, en la figura 2.16 presentamos las curvas obtenidas por cada monitor. Aunque presentan cierta dispersión, las curvas de acumulación corrobora una gran concordancia entre los detectores, con un valor medio de 19.1 kBq·m⁻³ y una desviación estándar de 0.3 kBq·m⁻³ y presentando en el tiempo una muy buena respuesta a valores medios-altos de concentración de radón.



Figura 2.18 Curvas de acumulación obtenidas en el ejercicio de intercomparación. AG_F: detector AlphaGuard FRYMA, AG_G: detector AlphaGuard GIRMA, SNC: detector SUN NUCLEAR model 1029, RAD7, detector GENITRON RAD7.

En la tabla 2.3 se muestra el nivel de concentración promedio proporcionado por los cuatro detectores. Como se puede apreciar todos los monitores proporcionan valores muy cercanos a la concentración problema con discrepancias en torno al 5%, existiendo además, una gran concordancia entre ellos.

Tabla 2.3.Valorespromedetectorespara un	edio de concentración de la concentración de referenc	radón obtenido mediante distintos cia.
 Equipo	Concentración medida	Error respecto a la concentración de referencia
AlphaGuard (GIRMA)	19.3 kBq⋅m⁻³	3.50%
AlphaGuard (FRYMA)	18.9 kBq⋅m⁻³	5.50%
SUN NUCLEAR (FRYMA)	19.6 kBq·m⁻³	2.00%
RAD7 (FRYMA)	19.1 kBq·m⁻³	4.50%

La segunda experiencia llevada a cabo consistió en una comparación de la metodología y los resultados obtenidos al medir la concentración de gas radón disuelto en agua de lso dos laboratorios. Se utilizaron el sistema aquaKIT de Genitrtón-Saphymo adquirido como complemente del monitor alphaGUARD por grupo GIRMA y un sistema de desgasificación desarrollado por FRYMA para el monitor RAD7 de Durrige. Para el ejercicio se preparó en el laboratorio de radioquímica de FRYMA una muestra patrón de agua destilada con ²²⁶Ra en disolución con una concentración de actividad de aproximada en equilibrio de 4.60 Bq/L. Para corroborar la actividad de la muestra, se midió también con un espectrómetro de centelleo líquido de bajo nivel (marca Tri-Carb Liquid Scintillation Counters, PerkinElmer 3170 TR/SL), sistema de referencia para el grupo FRYMA.



Figura 2.19 Sistema aquaKIT del alphaGUARD (i) y sistema experimental para el RAD7 (d)

Los resultados experimentales obtenidos que se presentan en la tabla 2.4. Tomando como referencia el valor de concentración estimado inicialmente por los miembros del grupo FRYMA al preparar la disolución, se comprueba que resultado del espectrómetro de centelleo líquido se ajusta perfectamente con el valor esperado, con un error inferior al 0.5%. El sistema el alphaGUARD de GIRMA sobreestima el valor en un 18% aproximadamente, que es compatible con el error estimado por el fabricante para este método, mientras que el sistema del RAD-7 alcanza el 60% de error.

Tabla 2.4. Resultados d	e las medidas de r	adón en aguas.
Equipo	radón	error
Referencia (teórico)	4.6 Bq·L ⁻¹	-
Centelleo líquido (FRYMA)	4.62 Bq·L ⁻¹	0.5 %
AG (GIRMA)	5.7 Bq∙L ⁻¹	17.7 %
RAD7 (FRYMA)	11.4 Bq·L ⁻¹	59.5 %

2.6.2 Ejercicio internacional de intercomparación de medidas de radiacion natural bajo condiciones de campo. Saelices el Chico. 2011.

Para validar la metodología e intercomparación de equipos con laboratorios de referencia internacionales, se asistió al primer *"International intercomparison exercise on natural radiation measurements under field conditions"* celebrado en las instalaciones de ENUSA¹ en Saelices el Chico. Este ejercicio organizado por Laboratorio de Radioactividad Ambiental de la Universidad de Cantabria, LaRUC, y la empresa estatal ENUSA Industrias Avanzadas y financiado por el CSN tenía como objetivo principal comparar métodos, procedimientos y equipos de medidas de gas radón y

¹ ENUSA: Empresa Nacional del Uranio, S.A (denominada en la actualidad ENUSA, industrias Avanzadas).

radiación gamma externa (tasa de dosis) en condiciones reales en un lugar donde los niveles de radiación natural son bastante altos. El evento reunió a más de 80 participantes procedentes de 45 instituciones y empresas nacionales y de diferentes países europeos¹. Se plantearon diversos ejercicios de medición que resumimos a continuación:

- 1. Determinación de la tasa de dosis gamma externa
- 2. Medida del Radón indoor con detectores de activos y pasivos
- 3. Medida del Radón *outdoor*.
- 4. Determinación de la concentración de radón en el agua.
- 5. Cálculo de la tasa de exhalación de radón de materiales de construcción.
- 6. Obtención de la tasa de exhalación de radón en suelos
- 7. Medida de la concentración de gas radón en suelos.



Figura 2.20 First International intercomparison exercise on natural radiation measurements under field conditions. Arriba: Intercomparación de detectores pasivos y activos de radón. Abajo: Ejercicio de intercomparación de radón en suelos.

¹ Los países participantes fueron: Austria, Bielorusia, Bélgica, República Checa, Francia, Alemania, Hungría, Italia, Noruega, Polonia, Portugal, Rumanía, Eslovenia, España, Suecia y Reino Unido.

Nuestro grupo de investigación participó en los ejercicios 1, 2 y 7. En esta sección discutiremos los resultados del ejercicio de radón en suelos ya que el objetivo principal de nuestro grupo en este workshop era la puesta en marcha del procedimiento de medida de suelos. Los resultados detallados de esta intercomparación se recopilan en [J.L. Gutiérrez Villanueva y otros. *International intercomparison exercise on natural radiation measurements under field conditions.* Saelices el Chico (Spain), May 2011. Publican – Ediciones de la Universidad de Cantabria. (2012)]. Para la experiencia de intercomparación de radón en suelos se acotó una zona que fue previamente caracterizada por la compañía Radon v.o.s de la República Checa. Esta compañía tiene una amplia experiencia en la metodología y equipos para la medida de radón en suelos y en la realización de radón en suelos en la que se marcaron varios puntos en los que se debía realizar las medidas (Figura 2.20, abajo). Para la experiencia se utilizó el monitor Durridge RAD-7 con el kit de medida de radón en suelos diseñado por el fabricante. En el tiempo disponible para la experiencia (unas 4 horas) se pudo medir en tres de los puntos propuestos (E, F y G)¹ ya que la metodología de medida de radón en suelos utilizada es muy lenta (aproximadamente 45 minutos por punto).

Esta experiencia permitió probar la validez metodología antes de adoptarla para llevar a cabo este proyecto de Tesis Doctoral. En la figura 2.21 se muestran las gráficas extraídas de la referencia [J.L. Gutiérrez Villanueva y otros. *International intercomparison exercise on natural radiation measurements under field conditions.* Saelices el Chico (Spain), May 2011. Publican – Ediciones de la Universidad de Cantabria. (2012)] en la que se comparan los resultados de los distintos grupos.

En estas gráficas se representa la concentración de radón en kBq·m⁻³ obtenidas por los distintos grupos incluyendo su intervalo de error. La línea continua horizontal representan la media geométrica de los resultados obtenidos por los diferentes grupos mientras que las discontinuas marcan el intervalo marcado por la desviación estándar de la media geométrica. Los resultados de nuestro grupo de investigación (código IFC11_30) se han resaltado en verde.

Como se indica en el informe del ejercicio de intercomparación, nuestros resultados se encuentran dentro de los límites marcados por la desviación geométrica estándar excepto en el punto F. En este caso solo hay tres participantes cuyos resultados difieren de la media geométrica (29 kBq·m⁻³) y el resto de los resultados (incluyendo los nuestros) son muy cercanos a la media aunque fuera de los límites de la desviación geométrica estándar. El punto G era el que presentaba la mayor concentración de radón del ejercicio (126 kB·qm⁻³) en él se produce una gran dispersión de datos, pero aun así, el resultado de GIRMA está en los límites del intervalo. Aunque los resultados

¹ Se midieron 2 puntos intermedios intercambiando sondas con otros participantes obteniendo muy buenos resultados.



de los puntos medidos fueron aceptables, las deficiencias que se encontraron en la sonda Durridge, nos hicieron cambiar a la de Radón v.o.s.

Figura 2.21 Concentración de radón medida en los puntos E, F y G por los grupos participantes en la First International intercomparison exercise on natural radiation measurements under field conditions..

2.6.3 Radon Intercomparison Measurements at Radon Reference Sites. Septiembre de 2014

Durante el desarrollo del 12th International Workshop on the Geological Aspects of Radon Risk Mapping (GARRM), el grupo GIRMA participó en un ejercicio de intercomparación de medidas de radón en suelos a 1 m de profundidad realizado en las proximidades de Praga en septiembre de 2014, dentro del Radon Intercomparison Measurements at Radon Reference Sites (RIM).

El ejercicio de intercomparación, organizado RADON v.o.s. y la Czech Geological Survey, se llevó a cabo en dos lugares de referencia (elegidos de tres sitios de referencia de la República Checa que se establecieron en el año 2000). Los lugares de referencia de radón (situados a 60 km

SO de Praga, cerca de la ciudad Milín) son prados cuya cobertura del suelo permite el muestreo del gas radón a una profundidad de 0.8 m. Cada sitio de referencia comprende 15 estaciones caracterizadas en una cuadrícula de 5x5 m.



Figura 2.22 Campo de Cetyne, unos de los lugares de referencia en los que se llevó a cabo el ejercicio Radon Intercomparison Measurements at Radon Reference Sites (RIM) 2014.

Para la experiencia se utilizó el monitor Durridge RAD-7 con el kit de medida de radón en suelos de punta perdida diseñado por Radon v.o.s. En el tiempo disponible para la experiencia (unas 8 horas) se pudo medir en tres estaciones del primer campo (Cetyne) y en cinco del segundo (Buk). En el primer campo hubo muchos problemas por estar el terreno muy húmedo y correr peligro de que entrase agua al detector.

Los resultados de las pruebas son anónimos y cada participante (grupo) se denota por un código. En la intercomparación no sólo se trata de comparar de las concentraciones de radón-gas del suelo resultantes, sino también los propios métodos de muestreo. La participación en el ejercicio nos permitió comparar nuestros métodos y resultados con los de otros grupos especializados de la comunidad internacional en dos sitios de referencia de radón bien documentados que cumplen los requisitos geológicos y que llevan siendo medidos periódicamente desde hace más de 20 años (1992-1999, y 2000-2013).

Los resultados de las medidas se analizaron mediante el programa informático TestMOAR un código estadístico desarrollado por el Instituto de Matemática Aplicada y Técnica Informática, Facultad de Ciencias, Universidad Carolina de Praga. Los resultados del ejercicio de intercomparación fueron muy satisfactorios, y obteniéndose la certificación de que nuestras medidas de medida de radón en suelos cumplen con los criterios exigidos por la República Checa, para realizar medidas de riesgo de radón en lugares de construcción. Los resultados de los análisis y la certificación se muestran en el Apéndice 1.

2.6.4 Intercomparación Saelices el Chico. Mayo de 2015.

Terminaremos esta sección dedicada al control de la calidad de las medidas, mostrando los resultados de la participación del grupo GIRMA en el ejercicio internacional de intercomparación de medidas de radón indoor organizado por la Universidad de Cantabria y celebrado entre el lunes 11 y viernes 15 de mayo de 2015 en las instalaciones de ENUSA Saelices el Chico en Ciudad Rodrigo, Salamanca. Las medidas se efectuaron en el Laboratorio de Radiación Natural (LRRN), puesto en marcha gracias a la colaboración establecida por convenio entre Enusa y la Universidad de Cantabria, encargada esta última de la dirección técnica del mismo. El laboratorio se localiza en el edificio de la antigua sala de control de las secciones de preparación de minerales de la Planta Quercus. El radón exhalado del terreno sobre el que está construido accede al recinto de forma natural a través de su estructura o de las grietas de la propia instalación. Los detectores que se intercomparan deben de responder a los cambios de la concentración de actividad de radón en un recinto cerrado, debido a las condiciones ambientales del entorno. Nuestro grupo de investigación participó en el ejercicio con tres detectores activos de radón: el equipo alphaGUARD de Saphymo, y dos detectores de estado sólido, el RAD7 de Durridge y uno de los equipos Sarad-SCOUT de los que se dispone.

En la tabla 2.5 presentamos los distintos modos de operación de cada monitor evaluado así como las fechas de inicio y fin de las medidas. El detector RAD7, por el intervalo de muestreo elegido, no completó el tiempo de medida fijado por la organización, debido al agotamiento de su capacidad de registro. A pesar de ello, hemos considerado como suficiente el intervalo registrado para realizar un análisis preliminar de comparación con los resultados proporcionados por la organización a través de un monitor de referencia, a falta de los resultados definitivos de la intercomparación.

Detector	Modo	Intervalo de medida	Comienzo medida	Fin medida
AlphaGuard	Difusión	10 min	11/05/15 11:30 h	15/05/15 13:30 h
RAD 7	Flujo	5 min	11/05/15 11:15 h	14/05/15 22:35 h
Sarad SCOUT	Difusión	1 h	11/05/15 11:07 h	15/05/15 13:07 h

Tabla 2.5. Detectores y	[,] tiempos d	le medida.
-------------------------	------------------------	------------

En la figura 2.23 se representa la evolución frente al tiempo de las series de concentración de radón obtenidas por los detectores del grupo GIRMA conjuntamente con la serie de referencia proporcionada por la organización del ejercicio. Se observa que durante los tres primeros días, las condiciones ambientales del laboratorio provocaron que la concentración de radón permaneciera relativamente estable, observándose sólo las variaciones típicas del ciclo noche-día. A partir de la

hora 70, aproximadamente, la variaciones de las condiciones meteorológicas en el exterior provocaron un aumento brusco de la exhalación de radón pasando de una concentración media en el laboratorio de 150 Bq/m³ a 35000 Bq/m³ en aproximadamente 24 horas.



Figura 2.23 Representación de todos los todos obtenidos en un intervalo de 85 h.

La figura 2.23 muestra como los tres detectores de GIRMA respondieron adecuadamente a este cambio en concentración de radón del laboratorio, además están de acuerdo, dentro de los márgenes de error con la serie de referencia de la organización. Tanto el detector alphaGUARD como el RADON SCOUT se comportaron de forma similar y alcanzaron valores máximos muy cercanos a los de la serie de referencia.

Para estudiar en más en detalle las respuestas de cada detector, se han analizado de forma individualizada las primeras 70 horas de las series obtenidas (que son para las que hay datos de los tres detectores) comparándolas con la serie de referencia). Para ello se ha eliminado la parte final de la serie (a partir de 70 horas del comienzo del ejercicio de intercomparación) donde, como se ha dicho, aparece el cambio brusco aumento de la concentración de radón debido al cambio en las condiciones meteorológicas. La serie de referencia proporcionada por la organización de la Intercomparación, una vez eliminada esta parte final de la serie, presenta una fuerte periodicidad diaria, con valores máximos sobre los 600 Bq/m³ en las horas centrales de la mañana, disminuyendo a valores casi nulos al anochecer. En las figuras 2.24, 2.25 y 2.26 se muestran las series temporales de concentración obtenidas por cada detector y se proporciona un detalle de las 70 primeras horas estudiadas. La concordancia entre los detectores y los datos de referencia proporcionados son excelentes.



Figura 2.24 Comportamiento obtenido por el AlphaGUARD sobre la serie de referencia.



Figura 2.25 Comportamiento obtenido por el RAD7 sobre la serie de referencia.

En el caso del equipo RAD7, la serie no está completa y se interrumpe a partir de la hora 85 aproximadamente al saturarse la memoria, no obstante, la figura 2.25 muestra que reproduce satisfactoriamente los máximo iniciales debido a la variación diaria y el aumento de concentración que se inicia a partir de la hora 70.



Figura 2.26 Comportamiento obtenido por el RADON SCOUT sobre la serie de referencia.

En la figura 2.27 mostramos las distribuciones estadísticas de los datos. La serie de referencia y los datos proporcionados por el detector AlphaGUARD siguen una distribución cercana a la log-normal. En el caso de los detectores RAD7 y Sarad SCOUT esto no se produce.



Figura 2.27 Distribuciones estadísticas de los datos de las primeras 70 h.

En la tabla 2.6 se presentan los indicadores estadísticos más significativos de las distribuciones. Los datos parecen mostrar una buena concordancia entre los detectores siendo el Sarad-Scout el que presenta una mayor desviación.

Detector	Ntotal	Media	SD	Mín	Mediana	Máx
AG	417	152.9	141.8	6.8	97.5	628
RAD7	837	134.4	134.2	0.0	85.3	671
SCOUT	70	177.2	150.4	10.0	105.0	559
REFERENCIA	420	145.2	143.5	0.0	86.5	806

Tabla 2.6. Estadística de las primeras 70 h.Todos los resultados en kBq·m⁻³

Dada la distribución de los datos, la mediana es quizás un dato más representativo de la misma que la media aritmética. Como se puede comprobar, si tomamos como intervalo de error una desviación estándar de los datos, los valores de la mediana y de la media proporcionados por los tres detectores están dentro de los límites de error. Es importante notar que los valores máximos proporcionados por los tres detectores no llegan al máximo proporcionado por la serie de referencia. En cualquier caso, dado lo reciente del ejercicio de intercomparación, no se dispone todavía de los resultados oficiales definitivos.

Capítulo 3

Determinación de la tasa de exhalación de rocas y materiales de construcción de las islas Canarias Orientales.

3.1. Introducción

En ausencia de fuentes antropogénicas de radiaciones ionizantes, el radón exhalado por las rocas y los suelos que constituyen los terrenos sobre los que se han edificado las viviendas, edificios y espacios de vida diaria, así como los materiales de construcción utilizados, constituye la principal fuente de exposición a la radiactividad de los habitantes de un determinado territorio. Por tanto, la determinación de la tasa de exhalación de las rocas características del territorio así como de los materiales de construcción de las viviendas, constituirá un parámetro importante para evaluar los riesgos a los que están expuestos los habitantes de una determinada zona.

Dado que el objetivo principal de esta tesis es la caracterización de la emanación de radón de los suelos de Canarias, y que los suelos suelen ser una combinación los tipos de rocas característicos presentes en la zonas de estudio, en la primera parte del capítulo se estudian las propiedades de emanación de los distintos litotipos canarios, y en la segunda parte la de los materiales de construcción más utilizados en la zona. Para comenzar se describe el marco teórico, analizando los principales parámetros implicados en el proceso de exhalación y su dinámica a partir del estudio de la ecuación del transporte. A continuación se explica el procedimiento de medida utilizado para la determinación de la tasa de exhalación. En el siguiente apartado se dedica la caracterización de los distintos tipos litológicos de la zona de estudio frente a la exhalación de radón. En primer lugar se detallan los criterios para la elección de la localización y tipo de las muestras de roca a estudiar así como los procedimientos de muestreo. La parte fundamental de este apartado se centra en el análisis de los resultados obtenidos, comprobando la coherencia de los mismos con los análisis geoquímicos y radioisotópicos de las muestras y comparando los valores obtenidos con resultados similares de la literatura. La siguiente sección se dedica a realizar un estudio similar sobre los materiales de construcción más utilizados en las Islas Canarias Orientales, determinando en este caso su tasa de exhalación para distintos estados de agregación, su composición radioisotópica y su química. Se finaliza con la determinación de los índices de riesgo radiológico debido a las rocas y materiales de construcción estudiados.

3.2. Exhalación de radón, emanación y longitud de difusión

Los mecanismos que llevan a que se concentre radón en el interior de una vivienda son, fundamentalmente dos: la difusión, por la cual el radón se mueve a través de distintos medios porosos debido a la existencia de un gradiente en su concentración, y el flujo convectivo de aire, que transporta el radón desde su fuente hacia el interior a través de grietas y aberturas. Además de estos procesos, el flujo de radón hacia el interior de una vivienda depende de la tasa de producción de radón en el terreno (suelos y rocas), también llamado poder de emanación de dicho terreno. El coeficiente, fracción o tasa de emanación de radón ε se define como la fracción exhalada del ²²²Rn producido por decaimiento del ²²⁶Ra presente en muestra de suelo, roca natural o material. Es una magnitud adimensional que varía entre 0 (el radón no escapa de la muestra) y 1 (todo el radón escapa del material). Así que el término (1 - ε) representa la fracción de radón que queda atrapada en el interior del material. El producto del coeficiente de emanación por la concentración de radio de la muestra (εc_{Ra}) es la fracción de radio total que contribuye a la exhalación, llamada concentración efectiva de radio (Wilkening, 1985) o potencial de radón (López-Coto et al., 2009).

Usualmente la fracción de emanación de radón se determina a partir de la medida de la tasa de exhalación de radón de una muestra, conocida su masa y su geometría. Si asumimos que todo el radón emanado es exhalado durante el proceso de medida, descartando adsorción y decaimiento en la muestra, el coeficiente de emanación ε se puede determinar a partir de la concentración de actividad de ²²⁶Ra del material y la tasa de exhalación de radón por unidad de masa (Bq kg⁻¹ s⁻¹), *E*_m. (Pacheco-Torgal et al., 2012).

$$\varepsilon = \frac{E_m}{\lambda_{Ra} A_{Ra}}$$
[3.1]

o a partir de la tasa de exhalación de radón por unidad de superficie (Bq·m⁻² s⁻¹), E_s , suponiendo una pared infinita, con un espesor constante.

$$\varepsilon = \frac{E_s}{\rho \, z \, \lambda_{Rn} \, A_{Ra}} \tag{3.2}$$

donde ρ es la densidad del material (kg m⁻³), A_{Ra} es la actividad de ²²⁶Ra (Bq kg⁻¹), λ la constante de decaimiento del radón (s⁻¹) y z el espesor de la fuente de radón (m).

La longitud de difusión, *L*, se define como la distancia característica que viajan los átomos de radón durante un periodo igual a su vida media. El proceso de difusión dentro de un material poroso viene caracterizado por su coeficiente de difusión, *D*. La longitud de difusión *L* puede ser calculada a partir del coeficiente de difusión como (Keller et al., 2001),

$$L = \sqrt{\frac{D}{\lambda}}$$
[3.3]

La longitud de difusión del radón también se interpreta como la distancia recorrida dentro del material poroso de manera que la concentración de radón se reduzca hasta un 37% de su valor inicial. El coeficiente de difusión, *D*, disminuye según aumenta el espesor del material. Keller y colaboradores sugieren en su trabajo que si el espesor de una muestra es tres veces la longitud de difusión del radón, menos del 5 % de la concentración inicial de radón atraviesa el material, (Keller et al., 2001).

3.3. Medida de exhalación de radón.

La tasa de exhalación de radón de una muestra de un determinado material puede ser obtenida por diferentes técnicas (Petropoulos et al., 2001) que se pueden agrupar de la siguiente manera:

- Métodos de cámara sellada (closed chamber methods, CCM)
- Métodos de cámaras abiertas (open chamber methods, OCM)

El método más común para determinar la tasa de exhalación de una muestra corresponde con el método de la cámara sellada (CCM), que consiste en encerrar la muestra en un recipiente hermético y registrar el crecimiento de la concentración de radón frente al tiempo, a su vez puede dividirse en dos categorías, métodos de acumulación (accumulator method, AM) y métodos de muestras encerrada (enclosed sample method, ESM), (Stranden, 1988). El método de la cámara sellada se basa en la presunción de que la tasa de exhalación de radón no depende del tiempo.

El estudio de la acumulación de radón exhalado por una muestra en una cámara sellada, engloba dos procesos interdependientes: transporte en la muestra y acumulación en la cámara. La condición de continuidad de la concentración de radón en la interfase muestra-aire conecta ambos procesos. La resolución del sistema de ecuaciones acopladas al que se reduce este estudio puede llevarse a cabo de forma analítica bajo ciertas condiciones (Rogers and Nielson, 1991):

- El transporte es monodimensional en la dirección del eje z.
- EL coeficiente de difusión es homogéneo en toda la muestra.
- La concentración de ²²⁶Ra se encuentra homogéneamente distribuida por toda la muestra.
- El transporte es sólo debido a difusión. (La presión de la cámara se mantiene constante).
- La muestra sólo exhala en la interfase muestra-aire, z=0 (muestra muy delgada).

Bajo estas condiciones, la ecuación de transporte puede escribirse de la siguiente manera:

$$\frac{\partial c_{Rn}}{\partial t} = D_e \frac{\partial^2 c_{Rn}}{\partial z^2} + \lambda_{Rn} \phi_0 - \lambda_{Rn} c_{Rn}$$
[3.4]

con las condiciones de contorno,

$$c_{Rn}(z=0) = c_{Rn}^{a}(t)$$
 [3.5]

$$\left. \frac{\partial c_{Rn}}{\partial z} \right|_{z=-z_0} = 0$$
[3.6]

donde C_{Rn} es la concentración de radón en la muestra (Bq·m⁻³), C_{Rn}^{a} es la concentración de radón en el aire de la cámara (Bq·m⁻³), λ_{Rn} es la constante de decaimiento del radón (s⁻¹), D_e es el coeficiente de difusión efectivo (m² s⁻¹), que puede ser escrito como $D_e = D_b/\beta$ donde D_b es el coeficiente de difusión (m² s⁻¹) y $\beta = (1 - s + sL)p + \rho k_a$ es la porosidad efectiva, *s* la saturación de humedad, *L* el coeficiente de Ostwald, *p* la porosidad, ρ la densidad aparente (kg m⁻³) y k_a es el coeficiente de absorción a la fase sólida (generalmente despreciable) de la muestra. El término relacionado con la fuente de radón, ϕ_0 , del material (Bq·m⁻³) viene dado por (López-Coto et al., 2009):

$$\phi_0 = \frac{\rho}{\beta} \varepsilon c_{Ra}$$
[3.7]

La ecuación [3.5] es la condición de continuidad y proporciona la dependencia temporal del perfil de concentración en la muestra como una función de la concentración del radón dentro de la cámara. Para resolver esta ecuación es necesario considerar que la evolución del perfil de concentración de radón en la muestra desde el estado inicial hasta el estado final es un proceso cuasi-estático. De esta manera, la solución será una sucesión de estados estacionarios modulados por esta condición de contorno (Cosma et al., 2001). En estas condiciones, el perfil de concentración en la muestra se escribe de la siguiente forma (Porstendörfer, 1994):

$$c_{Rn}(z,t) = \left(c_{Rn}^{a}(t) - \phi_{0}\right) tgh\left(\frac{z_{0}}{L_{0}}\right) senh\left(\frac{z}{L_{0}}\right) + \left(c_{Rn}^{a}(t) - \phi_{0}\right) cosh\left(\frac{z}{L_{0}}\right) + \phi_{0}$$
[3.8]

donde $L_0 = \sqrt{D_e / \lambda_{Rn}}$, es la longitud de difusión (m) definida en [3.3] y z_0 es el espesor de la muestra.

La tasa de exhalación de la muestra, *E*, se define como la actividad de radón que fluye a través de la interfase muestra-aire (Bq·m⁻² s⁻¹) y puede ser determinada a partir de la Ley de Fick en z=0:

$$E = -D_b \frac{\partial c_{Rn}}{\partial z}\Big|_{z=0} = \frac{D_b}{L_0} \Big(\phi_0 - c_{Rn}^a\Big) tgh\left(\frac{z_0}{L_0}\right) = \underbrace{\beta \lambda_{Rn} L_0 \phi_0 tgh\left(\frac{z_0}{L_0}\right)}_{E_0} - \underbrace{\beta \lambda_{Rn} L_0 c_{Rn}^a tgh\left(\frac{z_0}{L_0}\right)}_{E_n}$$

$$(3.9)$$

Esta ecuación indica que la tasa de exhalación depende de la concentración de radón en el aire dentro de la cámara sellada de forma que el aumento de la concentración de radón en la misma, conduce a una disminución en la tasa de exhalación. Este efecto se conoce como *Exhalación ligada*, E_b , y se determina mediante el segundo término de [3.9]. El primer término de la ecuación se

denomina *exhalación libre*, E_0 . Si el espesor de la muestra es muy pequeño respecto de la longitud de difusión la exhalación libre no depende de la longitud de difusión, sino sólo de las características de la muestra, como se deduce de las siguientes ecuaciones,

$$tgh\left(\frac{z_0}{L_0}\right) \xrightarrow{z_0 < L_0} \xrightarrow{Z_0} L_0$$
[3.10]

$$E_0 = \lambda_{Rn} \varepsilon C_{Ra} \rho z_0 = \lambda_{Rn} \varepsilon C_{Ra} \frac{m}{S}$$
[3.11]

donde *S* es la superficie de exhalación (m²) y m es la masa de la muestra (kg), y donde se ha considerado plana la geometría de la fuente. Esta ecuación permite determinar la fracción de emanación de una muestra a partir de la medida de su concentración de actividad de ²²⁶Ra y de la tasa de exhalación, tal y como se indicó en la ecuación [3.1]. Diversos estudios (Keller et al., 2001), (Mujahid et al., 2005) asignan valores de entre 0.25 y 0.30 m para las longitudes de difusión típicas de diferentes materiales porosos. Por tanto si seleccionamos espesores de muestra mucho menores a estos valores, será aplicable esta aproximación. En este trabajo se ha adoptado un espesor de muestra en torno a 0.05 m.

El proceso de acumulación de radón por una muestra en una cámara sellada está gobernada por una ecuación de balance con un término fuente dependiente del tiempo (Butterweck-Dempewolf and Schuler, 1996).

$$\frac{dc_{Rn}^a}{dt} = \frac{E(t)S}{V_c} - \lambda_{Rn}c_{Rn}^a - \lambda_{\nu}c_{Rn}^a$$
[3.12]

$$c_{Rn}^{a}(t=0) = c_{Rn}^{0}$$
[3.13]

donde V_c es el volumen efectivo de la cámara de acumulación (m³) y λ_v la constante de fugas del sistema experimental (s⁻¹). La solución de la ecuación [3.12] puede ser escrita como:

$$c_{Rn}^{a}(t) = c_{Rn}^{sat} + \left(c_{Rn}^{0} - c_{Rn}^{sat}\right)e^{-\lambda_{eff}t}$$
[3.14]

$$\lambda_{eff} = \lambda_{Rn} + \lambda_b + \lambda_v$$
 [3.15]

$$\lambda_b = \lambda_{Rn} \beta \frac{V_0}{V_C}$$
[3.16]

donde, V_0 es el volumen de la muestra (m³), λ_{eff} es constante de tiempo efectiva (s⁻¹), λ_b es constante de retrodifusión (s⁻¹), c^{sat}_{Rn} es la concentración de saturación final de la cámara de acumulación (Bq·m⁻³) y c⁰_{Rn} la concentración inicial/fondo (Bq·m⁻³).

$$c_{Rn}^{sat} = \frac{E_0 S}{\lambda_{eff} V_C}$$
[3.17]

La solución [3.14] representa la variación de la concentración de radón en la cámara como una función exponencial creciente con una constante de tiempo efectiva, que depende de las fugas que presente la cámara de acumulación y de las características de la muestra (constante de retrodifusión). La razón entre el volumen de la muestra y el volumen de la cámara y la porosidad efectiva (β) de la muestra, determinan la magnitud del efecto de la retrodifusión en la medida, aunque el efecto más importante suele corresponder al término de fugas de la cámara de acumulación. Esto se puede considerar si el volumen de la cámara de acumulación es muy grande comparado con el volumen que ocupa la muestra, de forma que podemos aproximar $E_0 \cong E_b$ y no considerar el término de retrodifusión en la solución.

Para determinar experimentalmente la exhalación de una muestra a partir de le ecuación [3.17] es necesario realizar un ajuste por mínimos cuadrados de la función [3.14], obteniendo del ajuste sus parámetros característicos $\lambda_{eff} y c^{sat}_{Rn}$. (López-Coto et al., 2009).

Todo este proceso descrito para el cálculo de la tasa de exhalación requiere tiempos de acumulación largos, de entre 1 y 4 semanas, que llamaremos *método largo*. Con el fin de reducir el tiempo de acumulación típico, se puede realizar una aproximación lineal para las primeras horas de acumulación, para intervalos de tiempos que cumplan la condición,

$$t << \frac{1}{\lambda_{eff}} \Rightarrow e^{-\lambda_{eff}t} \approx 1 - \lambda_{eff}t$$
 [3.18]

Con esta condición, la aproximación de primer orden de la serie de Mc Laurin nos permite reescribir la ecuación [3.14] como la ecuación de una recta,

$$c_{Rn}^{a}(t) = c_{Rn}^{sat} + \left(c_{Rn}^{0} - c_{Rn}^{sat}\right) \left(1 - \lambda_{eff}t\right)$$
[3.19]

$$c_{Rn}^{a}(t) = c_{Rn}^{0} + \left(c_{Rn}^{sat} - c_{Rn}^{0}\right)\lambda_{eff}t$$
[3.20]

$$y = n + mt \tag{3.21}$$

de donde se deduce a partir de [3.17],

$$E_0 = \left(m_{ajus} + \lambda_{eff} c_0\right) \frac{V_C}{S}$$
[3.22]

donde m_{ajus} (Bq·m⁻³ h⁻¹) es la pendiente inicial de la curva de crecimiento del radón en la cámara de acumulación (*método corto*).

El uso de la aproximación lineal reduce considerablemente los tiempos experimentales pero introduce un error adicional en el cálculo de la tasa de exhalación. A medida de que los tiempo de acumulación crecen, aumenta la desviación entre la pendiente obtenida al considerar el ajuste exponencial como una línea recta y la pendiente inicial, *m*₀. Para corregir este hecho, (López-Coto et al., 2009) propone la introducción de un factor de corrección de la pendiente (FCP) como,

$$FCP = \frac{m_0}{m_{ajus}}$$
[3.23]

Una buena aproximación para la pendiente ajustada en un periodo de acumulación t_0 podría ser el valor medio de todas las pendientes evaluadas en tiempos inferiores a t_0 . Entonces,

$$m_{ajus} = \frac{1}{t_0} \int_0^{t_0} m(t) dt = \frac{1}{t_0} \int_0^{t_0} \frac{dc_{Rn}^a}{dt} dt = \frac{a}{\lambda_{Rn} t_0} \left(1 - e^{-\lambda_{eff} t_0} \right)$$
[3.24]

$$a = \lambda_{Rn} \left(c_{Rn}^{sat} - c_{Rn}^0 \right)$$
[3.25]

La ecuación [3.24] no está definida en t=0, sin embargo es posible evaluar su límite, que corresponde con la pendiente inicial.

$$\lim_{t_0 \to 0} \left(m_{ajus} \right) = a$$
[3.26]

de donde se concluye que FCP propuesto es igual a,

$$FCP = \frac{m_0}{m_{aius}} = \frac{\lambda_{Rn} t_0}{1 - e^{-\lambda_{Rn} t_0}}$$
[3.27]

factor que solo depende del tiempo de medida del ajuste y de a constante de desintegración efectiva obtenida.

3.4. Caracterización de la exhalación de radón de los distintos tipos litológicos de las Islas Canarias Orientales.

En este apartado se describen los resultados del estudio de caracterización de la exhalación de radón de los tipos litológicos más frecuentes en las Islas Canarias Orientales llevado a cabo en esta Tesis Doctoral.

3.4.1 Selección de los puntos de muestreo y de los litotipos a estudiar.

Las propiedades litológicas de los terrenos de Canarias son muy conocidas por los numerosos estudios geológicos que se han realizado en las islas, tal y como se refleja en una extensa bibliografía científica, y por la cartografía geológica oficial de todo el territorio insular. Esto contrasta, de manera significativa, con una literatura muy escasa en lo que se refiere a propiedades radiológicas de las rocas de las Islas Canarias debido, en parte, a la singularidad de sus formaciones geológicas que, en muchos casos, no permite extrapolar los estudios realizados en otras partes de España y del mundo.

Desde el punto de vista geoquímico, las rocas volcánicas del Archipiélago Canario pertenecen a la serie ígnea alcalina, en este caso, asociada a volcanismo de intraplaca. Esta serie ígnea está formada por una secuencia de rocas, cuya composición evoluciona desde términos

indiferenciados, representados por basaltos; rocas de composición intermedia, representadas por traquibasaltos y finalmente, términos más diferenciados o evolucionados (sálicos), representados por traquitas y fonolitas. También es muy notable en las islas la existencia de ignimbritas fonolíticas de composición y texturas variadas. En la tabla 3.1, se muestra una clasificación resumida de los litotipos de las rocas de Canarias extraída de la *"Guía para la planificación y realización de estudios geotécnicos para edificación en las Islas Canarias" (Hernández, 2001)*.

		Vacuolares (v)				
		Masivos (m)				
	Diagioalásiana (nl)	Vacuolares (v)				
Basaltos (b)	Plagioclasicos (pl)	Masivos (m)				
	Afon/tione (of)	Vacuolares (v)				
	Alamucos (al)	Masivos (m)				
	Escoriáceos (es)					
Traquibasaltos (trqb)						
Traquitas (trq)						
Fonolitas (fon)						
lanimhritan (in)	Soldadas					
ignimbritas (ig)	No soldadas					

Tabla 3.1.	Litotipos de rocas volcánicas de Canarias (Según J.A. Rodríguez Losada y L.E.
	Hernández Gutiérrez (Rodríguez-Losada et al., 2007)).

El primer paso en nuestro estudio consistió en la decisión sobre los litotipos a estudiar y la localización de los puntos de toma de muestras. Para esto se contó con el asesoramiento de los catedráticos de Geología del Departamento de Física de la ULPGC, el Dr. Francisco José Pérez Torrado experto en vulcanología y terrenos volcánicos y el Dr. José Mangas Viñuela experto en petrología y mineralogía. El criterio seguido para la selección de muestras ha sido cubrir, en orden ascendente, todo el espectro del diagrama TAS (Total Alkali Silica) (Le Maitre, 2002) que se muestra en la figura 3.1.

Este diagrama es una metodología que permite clasificar las rocas volcánicas en base a la relación entre el contenido de minerales alcalinos (Na₂O y K₂O) y el contenido de silicatos (SiO₂). Estos parámetros químicos son determinantes, porque la cantidad relativa de minerales alcalinos y silicatos de las rocas magmáticas condicionan, en mayor o menor medida, el resto de sus parámetros físico-químicos. Un magma básico presenta contenidos en SiO₂ entre 45-52%. Por el contrario, un magma ácido tiene valores por encima de 63% de SiO₂. Por ejemplo, el color de las rocas es una primera manifestación de su composición química. En general, los colores más claros (como los de las fonolitas) indican un mayor contenido en sílice y álcalis (sodio y potasio), mientras

que los colores de las lavas más oscuras (como los basaltos) indican un predominio de minerales ricos en hierro y magnesio. Esta variedad puede alterarse por fenómenos como la oxidación o el teñido por fluidos hidrotermales. Esto da lugar a diferentes configuraciones lávicas que presentan diferentes características físico-químicas. Estas propiedades vendrán determinadas, además, por la presencia de elementos traza, elementos que no afectan significativamente a las propiedades físico-químicas de las rocas, pero que nos informan de procesos de cambio climático, circulación oceánica o contaminación ambiental.





Las rocas ultrabásicas y básicas están constituidas esencialmente, desde el punto de vista mineralógico, por silicatos de Fe-Mg-Ca (olivinos, piroxenos, anfíboles, feldespatos, etc.) y, en menor proporción, por óxidos de Fe-Ti-Al (magnetita, ilmenita, espinela, etc.) y fosfatos de calcio (apatito) que se han formado a altas temperaturas y presiones (por encima de 1100° C y varios kilobares). Estas rocas contienen, además de los minerales descritos anteriormente, vidrio volcánico que une a los cristales entre si con una composición química pobre en sílice (entre 45 y 52% de SiO₂), rica en Fe, Mg, Ca y Al, y pobre en Ti, Mn, P, Na y K.

Por lo que se refiere a las rocas más diferenciadas (consolidadas a temperaturas y presiones más bajas), están las intermedias, ácidas y carbonatitas que son más ricas en SiO₂ (por encima de 52% de SiO₂) o CO₃Ca. Estas rocas diferenciadas contienen fundamentalmente silicatos de Al-Na-K (feldespatos, feldespatoides, micas, zeolitas, etc.), carbonatos de calcio (calcita) y fosfatos de calcio (apatito) y, en menor proporción, muestran minerales accesorios o accidentales que pertenecen a las clases mineralógicas de carbonatos, sulfatos, óxidos, fosfatos y silicatos (por ej., minerales como epidota, pirocloro, britholita, barita, allanita, titanita, etc.) y que contienen elementos químicos raros y escasos (La, Ce, Sm, Nd, Sr, Ba, Th, Nb, etc.), algunos de ellos radiogénicos. En el enfriamiento de cámaras magmáticas con líquidos esencialmente silicatados, la mayor parte de los elementos traza (elementos con concentraciones de ppm en el análisis global de la roca) suelen acumularse en los líquidos silicatados tardíos (que se consolidan a temperaturas y presiones

menores) puesto que no forman parte de los minerales precoces solidificados a altas temperaturas y presiones. Estos elementos raros (muchos de ellos radiogénicos) se pueden distribuir de varias formas en la fase sólida: a) entran a formar parte de minerales accesorios de la roca por sustituciones isomorfas, b) forman minerales accidentales con esos elementos traza, y c) quedan distribuidos al azar en los vidrios volcánicos sálicos (composiciones intermedias o ácidas). Son estos minerales, que al contener en su estructura cristalina algunos elementos traza y potasio, y que, como se ha resaltado, aparecen concentrados en las rocas más diferenciadas (sienitas, traquitas, fonolitas, carbonatitas, etc.), los que van a presentar una mayor concentración de actividad radiológica. Sin embargo, las rocas básicas y ultrabásicas (peridotitas, piroxenitas, gabros, basaltos, etc.) no contienen estos elementos inestables en la estructura cristalina de sus minerales y por lo tanto presentan muy baja radioactividad.

Se han recogido muestras de los principales tipos litológicos de las islas para caracterizar su potencial de emanación de radón en la cámara de acumulación (figura 3.2).



Figura 3.2 Puntos de muestreo. Izquierda: Fonolitas. Centro: Sienitas. Derecha: Basaltos.

El estudio se ha centrado fundamentalmente en rocas de la Isla de Gran Canaria ya que en ella podemos encontrar la mayor parte de los diferentes tipos litológicos de las Islas Canarias Orientales (figura 3.3).

Muestra	Litotipo	Tasa de exposición
M1	Traquita	40 µR/h
M2	Fonolita	20 µR/h
M3	Sienita	30 µR/h
M4	Basalto	6 μR/h
M5	Basalto	4 µR/h
M6	Riolita	40 µR/h
M7	Riolita	15 µR/h
M8	Fonolitas/piroclastos	18 µR/h
M9	Fonolitas/lava	12 µR/h

Figura 3.3 Localización de las muestras de rocas elegidas en la Isla de Gran Canaria.

No obstante, se ha completado el estudio analizando rocas de la isla de Fuerteventura, donde se han recogido muestras de la Montaña de Tindaya (traquiriolitas) y de la zona de Ajui (sienitas del complejo basal) por ser dos zonas con especial importancia dentro de la geología de las islas y por corresponder a las zonas de mayor tasa de exposición encontradas en la isla de Fuerteventura. La campaña de recogidas rocas de Gran Canaria y Fuerteventura se realizaron entre principios de 2010 y mediados de 2011.

Figura 3.4 Localización de las muestras de rocas elegidas en la Isla de Fuerteventura.

En total se han elegido 11 muestras (que suponen más de 200 kg de material) que cubren el espectro litológico del diagrama TAS antes descrito. En la tabla 3.2 se muestran los tipos de roca recogidos, su localización y su edad geológica.

Litotipo	Localización	Edad geológica	Isla
Traquita	Cruz de Timagada	14 – 8,5 Ma	Gran Canaria
	Barranco seco	8 – 5,5 Ma	Gran Canaria
Fonolita	Playa de la Laja	8 – 5,5 Ma	Gran Canaria
	Valleseco	3,5 Ma	Gran Canaria
	Barranco de Mogán	14 – 8,5 Ma	Gran Canaria
Riolita	Veneguera.	14 – 8,5 Ma	Gran Canaria
	Montaña de Tindaya	20 – 18 Ma	Fuerteventura
Sionita	Presa de El Parralillo	12.3 – 8.9 Ma	Gran Canaria
Sienila	Las Peñitas	> 20 Ma	Fuerteventura
Pagalta	La Aldea	14 – 8,5 Ma	Gran Canaria
Dasallu	Bandama	4000 años	Gran Canaria

Tabla 3.2.	Muestras	de	los	distintos	litotipos	roca	de	las	Islas	Canarias	Orientales
	selecciona	adas	s pa	ra el estud	dio del po	otencia	al de	e em	anaci	ón de radó	bn.

and the state

De la isla de Lanzarote no se analizó ninguna muestra de roca ya que, tal y como se recoge en la Tesis Doctoral del Dr. Miguel Ángel Arnedo Ayensa, (Arnedo Ayensa, 2014), el 98% de las rocas son de naturaleza basáltica, de forma que en las rocas volcánicas de Lanzarote no aparecen minerales radiactivos, ni en el vidrio volcánico hay elementos químicos radiactivos (Th, U, K y tierras raras) en cantidades apreciables (la actividad específica obtenida en media para el ²²⁶Ra es de 19.58 Bq/kg, 19.45 Bq/kg para el ²³²Th y 394 Bq/kg para el ⁴⁰K, que corresponden a rocas ultrabásicas).

3.4.2 Tratamiento y caracterización de las muestras.

Una vez recogidas las muestras en el campo (tabla 3.3), en cantidades en torno a 20 kg/muestra, se trasladaban al Taller de Geología del Departamento de Física de la ULPGC, donde se iniciaba el siguiente protocolo: primero se cortan en trozos pequeños con una sierra de diamante, segundo se secan en la estufa durante un tiempo no inferior a 24 horas a una temperatura de 100°C, tercero se trituran con una "mandíbula" *FRITSCH Jaw Crushers* obteniendo, según el fabricante, una fracción triturada de entre 1 y 5 mm, dando un valor medio de 2 mm. Finalmente, la muestra triturada era trasladada al Laboratorio de Detectores del Departamento de Física donde se ubica la cámara de acumulación, se vertía de forma homogénea en la bandeja de la cámara (de dimensiones 48x64x5 cm), con la limitación de no superar los 5 cm de altura de los laterales, y se introducía en la cámara de acumulación para iniciar el proceso de medida de la exhalación.

Muestra	Tipo litológico	Isla	UTM-X	UTM-Y	Lugar
M1	Traquita	GC	438999	3095029	Cruz de Timagada
M2	Fonolita	GC	443019	3101166	Valleseco
М3	Sienita	GC	431063	3096421	El Parralillo
M4	Basalto (alterados)	GC	420519	3097984	La Aldea
M5	Basalto	GC	455125	3101321	Bandama
M6	Riolita	GC	428601	3088729	Veneguera
M7	Riolita	GC	426184	3079438	Bco. Mogán
M8	Fonolita (alteradas)	GC	457915	3107083	Bco. Seco
M9	Fonolita (alteradas)	GC	458594	3104138	Playa La Laja
M10	Riolita	FUE	599572	3163273	Tindaya
M11	Sienita	FUE	588619	3139610	Las Peñitas

Tabla 3.3.	Tipo, isla.	localización	e identificación	de los	litotipos	analizados.
------------	-------------	--------------	------------------	--------	-----------	-------------

Finalmente se ha determinado la porosidad efectiva, β , ecuación [3.28], a partir de la medida de la densidad aparente y de la densidad relativa de las muestras de rocas una vez trituradas en el laboratorio. Los valores obtenidos se muestran en la tabla A2.1 del Apéndice 2.

$$\beta = 1 - \frac{\rho_r}{\rho_a}$$
[3.28]

3.4.3 Caracterización geoquímica y radioisotópica de las muestras.

Con el objetivo de completar este estudio de caracterización de los litotipos seleccionados de las Islas Canarias, se ha realizado un análisis químico y se ha determinado la composición radioisotópica de cada muestra por espectrometría gamma de alta resolución.

Para el análisis químico se ha seguido el procedimiento descrito anteriormente, se ha molido una pequeña cantidad de roca de cada muestra (unos 25 g) hasta reducirla a polvo y una vez preparadas y empaquetadas en envases adecuados, y con un código de identificación se han enviado a los laboratorios ACTLABS en Ontario (Canadá). Unos de los métodos analíticos elegidos fue el de ataque ácido total (Ultratrace 4 - TD) o casi total¹. En esta técnica se hace por vía tetraácido sobre una parte de la muestra (1g) mediante una combinación secuencial de ataques con ácidos nítricos, perclórico, fluorhídrico y clorhídrico. La muestra líquida, una vez vaporizada e ionizada es analizada mediante espectrometría de masas (MS). Y para los elementos mayores, fue elegido el tratamiento con metaborato de litio y tetraborato de litio. Las muestras se mezclan con el metaborato y el tetraborato de litio y se fusionan en un horno de inducción. La masa fundida se vierte en una solución de ácido nítrico al 5 % con un patrón. Las muestras se analizan para los principales óxidos y oligoelementos seleccionados (Código 4B).



Figura 3.5 Muestras analizadas representadas en el diagrama TAS .

A modo de resumen de los análisis químicos, en la figura 3.5 se representan los resultados de los componentes mayores (SiO₂, Na₂O y K₂O) sobre el diagrama TAS (Total Alkali Silica), que como ya se ha comentado es una metodología que permite definir una roca volcánica en base a la relación entre el contenido de minerales alcalinos (Na₂O y K₂O) y el contenido de silicatos (SiO₂).

¹ http://www.actlabs.com/page.aspx?page=509&app=226&cat1=549&tp=12&lk=no&menu=64

Como ya se ha indicado, las fonolitas se caracterizan por valores importantes de SiO₂ y de alcalinos (Na₂O y K₂O), mientras que los basaltos presentan valores mayores de CaO, MgO, TiO₂ y Fe₂O₃ (Caldas et al., 1982). En la tabla 3.4 se presentan los límites de variación de los distintos componentes químicos de los basaltos y las fonolitas. Los resultados completos de los análisis químicos de los litotipos analizados se recogen en las tablas A2.2 - A2.5 del apéndice 2.

	BAS	ALTOS	FONOLITAS		
	Lím. Inferior (%)	Lím. Superior (%)	Lím. Inferior (%)	Lím. Superior (%)	
SiO ₂ (%)	41	48	57	64	
Al ₂ O ₃ (%)	8	18	16	20	
Fe ₂ O ₃ (%)	4	8	1.5	3	
FeO (%)	4	9	1.5	2	
MgO (%)	6	10	1	2	
CaO (%)	12	16	1	2	
Na ₂ O (%)	1	3	6	7	
K ₂ O (%)	0.2	0.8	4	5.5	
TiO ₂ (%)	2	4	0.5	1	

Tabla 3.4. Composición química de rocas volcánicas. Límites de variación. (Caldas et al., 1982)

Para el análisis de la composición radioisotópica se han seguido los procedimientos basados en las prescripciones recogidas en el *Procedimiento para la conservación y preparación de muestras de suelo para la determinación de la radiactividad* del CSN (Baeza et al., 2003a). Según este procedimiento, con el fin de eliminar la humedad presente las muestras se secan en la estufa de secado durante un tiempo no inferior a 24 horas a una temperatura de 100°C, se trituran en un molino de bolas y se tamizan, con el fin de conseguir un tamaño de partícula inferior a 2 mm, y por último, se depositan en botes estériles, como los destinados al análisis de orina, llenando los viales hasta una altura de 25 mm con los que se obtiene una masa que oscila entre 30 g y 60 g, dependiendo de la densidad de la muestra. Los recipientes, debidamente sellados, se almacenan durante 30 días, antes de su medida por espectrometría gamma, para conseguir que el ²²⁶Ra alcance el equilibrio secular radiactivo con sus productos de desintegración de vida corta, como el ²¹⁴Pb y el ²¹⁴Bi.

Con esta suposición la concentración de actividad de ²²⁶Ra se determinó a partir de la del ²¹⁴Pb, utilizando la línea de emisión 351,9 keV (intensidad 37,6%). La concentración de actividad del ²³²Th se determinó a partir de las del ²²⁸Ac y ²⁰⁸Tl mediante las líneas de emisión de 911,2 keV (intensidad 25,8%) y 583,2 keV (intensidad 84,5%), respectivamente, realizando una media ponderada por las incertidumbres según la expresión:

$$\begin{bmatrix} {}^{232}Th \end{bmatrix} = \frac{\begin{bmatrix} {}^{228}Ac \end{bmatrix} u_{Ac}^{-2} + \begin{bmatrix} {}^{208}Tl \end{bmatrix} u_{Tl}^{-2}}{u_{Ac}^{-2} + u_{Tl}^{-2}}$$
[3.29]

donde, como es usual, los términos entre corchetes indican la concentración de actividad y los (u_x) las incertidumbres con las que se han determinado las concentraciones. La concentración de actividad de ⁴⁰K se midió de forma directa, mediante la línea de emisión de 1460,8 keV (intensidad 10,7%). En la tabla 3.5 se muestran los resultados e incertidumbres obtenidos.

Muestra	²²⁶ Ra	²³² Th	⁴⁰ K
M1	109 ± 9	178 ± 10	1292 ± 60
M2	57 ± 5	85 ± 6	1130 ± 50
M3	81 ± 7	103 ± 7	1270 ± 50
M4	8 ± 1	8 ± 1	104 ± 7
M5	19 ± 1	18 ± 2	360 ± 20
M6	310 ± 25	82 ± 6	760 ± 30
M7	44 ± 4	49 ± 3	910 ± 40
M8	35 ± 2	58 ± 4	1552 ± 70
M9	42 ± 2	63 ± 3	1257 ± 50
M10	102 ± 8	114 ± 7	1180 ± 50
M11	80 ± 3	97 ± 5	1100 ± 50

Tabla 3.5. Composición radioisotópica (en Bq kg⁻¹) de cada muestra analizada.

Los resultados de los análisis isotótipo y químico corroboran el análisis inicial realizado, de forma que las muestras M4 y M5, que corresponden a basaltos, presentan muy baja concentración de actividad de radioisótopos naturales (²²⁶Ra¹, ²³²Th y ⁴⁰K). El análisis químico confirma este resultado ya que las proporciones de potasio, torio y uranio son casi un orden de magnitud inferior al resto de las muestras. Las muestras M1, M6, M7 y M8 corresponden a rocas volcánicas ácidas (traquitas, fonolitas, riolítas) y presentan concentraciones muchos mayores de radioisótopos (entre 50 y 100 Bq/kg de ²²⁶Ra y concentraciones en torno 1000 Bq/kg de ⁴⁰K). La muestra M2 corresponde con una rocas volcánica intermedia (traquifonolita), que presenta valores próximos a la muestra M3 que corresponde a una roca plutónica (sienita). Cabe destacar la gran concentración de actividad de ²²⁶Ra de la muestra M6 que corresponde a una riolita alterada hidrotermalmente de una zona del sur de la isla de Gran Canaria conocida como "Los Azulejos" (Donoghue et al., 2008). Esta zona de la isla es precisamente una de las áreas en las que se encuentra mayor tasa de exposición en el municipio de Mogán y es un lugar habitual de parada de los autobuses turísticos debido al colorido de estas rocas alteradas.

¹ Hemos considerado que en las muestras de roca se produce el equilibrio entre el ²²⁶Ra y el ²³⁸U, por lo que utilizamos el radio como representativo del uranio.

3.4.4 Procedimiento de medida de la tasa de exhalación de las muestras de roca.

El trabajo de laboratorio comenzó a desarrollarse a principios del 2009 con el diseño y construcción de la primera cámara de acumulación (caja 1) del grupo GIRMA. Esta primera cámara acumulación de radón es de forma cúbica realizada en metacrilato, con un volumen interior de 0.185 m³ (dimensiones 52x67x53 cm³) y paredes de 10 mm de grosor. Presenta una tapa frontal que se cierra ajustada con una junta tórica que permite un buen ajuste y sellado de la misma, tratando de minimizar las fugas de radón.

En el interior de la cámara se dispone de un pequeño estante, también de metacrilato acrílico donde se pueden colocar diferentes monitores de radón, alejados de la muestras. Se ha realizado un pasacables con el fin de situar en su interior el suministro de energía a los detectores, si es necesario. También se ha instalado un ventilador con el fin de homogeneizar la masa de gas dentro de la caja. En su base interior se adapta una bandeja porta-muestras de 0.31 m² de superficie de forma que las muestras queden bien repartidas, con una altura máxima de 5 cm.

Para el estudio de la exhalación de radón, en la cámara de acumulación se han utilizado dos monitores de radón, el AlphaGUARD PQ2000-PRO de Saphymo y el Sarad SCOUT ya descritos en el capítulo 2. Para el procedimiento de medición el detector se introduce en la cámara de acumulación operando en el modo de difusión con un período de muestreo de 10 minutos en el caso del AlphaGUARD y un periodo de muestreo de 1 hora en el caso del Sarad SCOUT. De esta forma se obtienen curvas de acumulación de radón en un tiempo que oscila entre 21 y 25 días, con un alto grado de detalle.



Figura 3.6 Cámara de acumulación de radón. Caja 1.

Uno de los términos que es importante conocer para estudiar el crecimiento del radón en una experiencia de acumulación es el correspondiente a las fugas de la cámara (Eqs. 3.16 y 3.17). Un término de fugas elevado afectará tanto al ritmo de exhalación como a la concentración final de saturación en la cámara, y por tanto es necesario cuantificar dicho término (caracterización).

En este trabajo las fugas de la cámara se han evaluado mediante una experiencia de acumulación de radón para estudiar su ritmo de decaimiento. El montaje experimental es el que se muestra en la figura 3.7 izquierda, que consta de un sistema de emanación de radón (A), un sistema de transferencia (B) y la propia cámara de acumulación que se desea estudiar (C). Como generador de radón se utilizó una muestra de suelo de exhalación con una concentración aproximada de 1000 Bq/kg de ²²⁶Ra proporcionado por la Universidad de Cantabria.



Figura 3.7 Izquierda, Montaje experimental de calibración. Derecha, curva de decaimiento.

En primer lugar se acumuló radón durante tres horas en la caja del sistema de emanación. A continuación, utilizando un circuito cerrado, se transfirió, mediante la bomba AlphaPUMP, el radón acumulado a la cámara de acumulación hasta obtener una concentración en torno a los 2 kBqm⁻³. Se ha seleccionado esta cantidad, por ser del orden de las concentraciones de radón máximas obtenidas experiencias de acumulación con rocas características de Canarias. Una vez alcanzada esta concentración objetivo, se procedió a aislar la caja y comenzó la experiencia de decaimiento. Para medir la concentración de radón se utilizó el detector AlphaGUARD situado en el interior de la caja y operando en modo difusión. El tiempo de exposición de los detectores fue de aproximadamente 144 h para alcanzar dos periodos de decaimiento del ²²²Rn. En la figura 3.7 derecha se muestra la curva experimental obtenida. Para determinar la constante de decaimiento efectiva, se han ajustado los datos obtenidos a una función del tipo:

$$\left[c_{Rn}(t)\right] = c_0 e^{-\lambda_{ef}t}$$
[3.30]

mediante el método de los mínimos cuadrados. Los coeficientes C₀ (Bq·m⁻³) y λ_{ef} (h⁻¹) obtenidos, se presentan en la tabla 3.6.

	C₀ (Bq·m ⁻³)		λef	(h ⁻¹)	Estadística	
$\left[c_{Rn}(t)\right]$	Valor	Error	Valor	Error	Reduced Chi-Sqr	Adj. R ²
	1810	9	0.00761	0.00009	11325.3	0,9109

Tabla 3.6. Coeficientes del ajuste por mínimos cuadrados de curva de decaimiento.

De esta forma, vemos que el valor obtenido para la constante desintegración efectiva es prácticamente coincidente con la constante de desintegración del radón, cuyo valor se encuentra dentro del intervalo de error de nuestro resultado. De esta forma podemos considerar que las fugas de la caja 1 son nulas.

3.4.5 Resultados experimentales. Tasa de exhalación y fracción de emanación de radón de los litotipos característicos de las islas.

En la figura 3.8 se muestran las curvas de acumulación de radón de 9 de las 11 muestras representativas de litotipos de Islas Canarias Orientales obtenidas con el AlphaGUARD, en modo difusión con un tiempo de muestreo de 10 min, en las experiencias de acumulación hasta la saturación en la caja 1 del grupo GIRMA. Como ya se ha indicado en el procedimiento de medida de la tasa de exhalación de radón, cada experiencia de acumulación dura al menos 24 días para garantizar que ha trascurrido, como mínimo, cinco periodos de semidesintegración del ²²²Rn, lo que asegura el equilibrio final en la cámara de acumulación.



Figura 3.8 Izquierda, muestras de Gran Canaria. Derecha, muestras de Fuerteventura. Tiempo de muestreo de 10 min.

A partir de las curvas obtenidas y siguiendo el procedimiento explicado en el apartado 3.3 se ha determinado la tasa de exhalación de radón de este conjunto de muestras obteniendo los parámetros característicos de la ecuación [3.14] que gobierna la dinámica de acumulación de radón en la cámara. Las curvas correspondientes a las muestras M8 y M9 se adquirieron con los detectores Sarad SCOUT operando en modo difusión con un tiempo de muestreo de 1 h. En estas gráficas se indica junto a cada curva el valor de la concentración de saturación final. En el apéndice 2, en las figuras A2.1 a la A2.6 se muestran los ajustes realizados para las curvas horarias y los residuos de dicho ajuste para todos los litotipos. En la tabla A2.6 se muestra el coeficiente de ajuste R² para los ajustes y los descriptores estadísticos curtosis y asimetría de los residuos. Además, en las figuras A2.7 a A2.12 se muestran los histogramas de frecuencias para los residuos obtenidos.

Como se puede comprobar, la concentración final de saturación es característica de cada tipo de muestra y determina su comportamiento. Así la curva correspondiente a la muestra con

mayor contenido en ²²⁶Ra (M6) alcanza una concentración de equilibrio cercana a los 4000 Bq/m³, frente a los menos de 100 Bq/m³ del basalto M5 que no presentan prácticamente tendencia a la acumulación. La siguiente muestra en actividad es la M1 que corresponde a una fonolita con tres veces menos de ²²⁶Ra que la M6 y la concentración final de saturación que alcanza en la cámara es prácticamente la mitad.

En periodos tan largos de acumulación, variaciones importantes de las condiciones ambientales del laboratorio podrían ser causa de la variación de la emanación de los materiales, por ejemplo con la humedad o la temperatura (Stranden et al., 1984), (Iskandar et al., 2004), (Faheem, 2008). Se ha analizado las variaciones de la temperatura durante las distintas experiencias de acumulación realizadas. El periodo de experimentación abarca prácticamente todos los meses del año, encontrándose una variación de la temperatura media de no más de 4.5°C lo que nos permite realizar la hipótesis de que la influencia de la temperatura en las experiencias de acumulación es despreciable (apéndice 2, figuras A13 a la A18). Un estudio similar se ha hecho con la presión atmosférica, encontrándose también una gran estabilidad ya que las diferencias de presión media encontradas no superan los 6 mbar.



Figura 3.9 Izquierda: Fondo del Laboratorio de Detectores en los años 2011 y 2012. Derecha: Fondo del Laboratorio de detectores años 2014-2015

La concentración de radón de fondo del Laboratorio de Detectores ha sido obtenida a lo largo de distintos periodos con el fin de analizar su evolución y su influencia en las experiencias de acumulación. El nivel de fondo depende fundamentalmente de la ventilación, en un laboratorio bien ventilado su concentración puede variar entre 20 y 80 Bq/m³ y puede multiplicarse por un factor cinco si no se ventila adecuadamente. En la figura 3.9 izquierda se muestran, a modo de referencia, los valores de fondo obtenidos en un periodo de 14 días a lo largo del mes de octubre en los años 2011 y 2012, y en la figura 3.9 derecha se muestran los valores de fondo obtenidos a lo largo de tres meses, de octubre de 2014 a enero de 2015. Se observa que el fondo del laboratorio ha variado notablemente, duplicando su valor promedio de 73.9 Bq·m⁻³ en 2011 a 145.8 Bq·m⁻³ en 2015. Este

aumento del fondo del laboratorio se explica por el almacenaje de diferentes cantidades de materiales de construcción que han sido estudiados en la parte final de este capítulo.

En muestras con bajo contenido de ²²⁶Ra y baja tasa de exhalación, es posible que las variaciones del fondo del laboratorio puedan enmascarar los valores de radón generados por ellas, quedando así sobreestimados. Con el objeto de establecer un límite inferior para nuestros cálculos de exhalación, definiremos una mínima exhalación detectable (*ME*₀*D*) como la exhalación mínima que produce un aumento de la concentración de radón que sea significativamente distinguible del valor de fondo. Esta idea está asociada con la mínima concentración detectable, (MCD), que puede definirse como la mínima concentración de radón que difiere significativamente del fondo (la concentración de radón que corresponde con el límite de detección del sistema de medida). La MCD puede definirse como (López-Coto et al., 2009),

$$MCD = C_{Rn}^0 + 3\sigma_{fondo}$$
[3.31]

donde σ_{fondo} es la desviación estándar del fondo (Bq·m⁻³). Esta definición garantiza que la MCD difiere de las fluctuaciones típicas del fondo dentro de un intervalo de confianza del 99%.

En un proceso de acumulación largo, la condición inicial de concentración viene dada por la ecuación [3.13]. En este caso, la concentración de saturación debe ser, al menos, la *MCD* de forma que se pueda diferenciar de las fluctuaciones del fondo, por tanto, la mínima exhalación detectable (ME_0D) , quedaría como.

$$ME_0 D_{Long} = \frac{\lambda_{eff} V_C (MCD)}{S}$$
[3.32]

La MCD y ME₀D nos permiten decidir tras una experiencia de acumulación si los resultados obtenidos son significativos o no, cuando estos se encuentran muy cerca de los valores de fondo.

Para periodos de tiempo cortos, el cambio neto en la concentración de radón en un tiempo t₀, debe ser, al menos, $MCD - C_{Rn}^0 = 3\sigma_{fondo}$.(López-Coto et al., 2009). Por tanto, la mínima pendiente detectable debe ser $3\sigma_{fondo}/t_0$, y la mínima exhalación detectable puede escribirse como,

$$ME_0 D_{Short} = \left(\frac{3\sigma_{fondo}}{t_0} + \lambda_{eff} c_0\right) \frac{V_C}{S}$$
[3.33]

que presenta la misma dependencia con la forma de la cámara y con la características de la muestra que la expresión para el método largo. Las fluctuaciones del fondo serán más importantes para la expresión obtenida para el método largo. El método corto presentará límites de detección más altos que el método largo.

Como se ha indicado, para obtener los parámetros del modelo, se ha realizado un ajuste exponencial por mínimos cuadrados de los datos experimentales (ecuación [3.34]) obteniéndose,

para cada muestra analizada, la concentración inicial de radón, la concentración de saturación y la constante de desintegración efectiva,

$$C_{Rn}^{a}(t) = C_{Rn}^{sat} + \left(C_{Rn}^{0} - C_{Rn}^{sat}\right)e^{-\lambda_{eff}t}$$
[3.34]

Con estos parámetros la tasa de exhalación se obtiene, a partir de la ecuación [3.17]:

$$E_0 = \frac{c_{Rn}^{sat} \lambda_{eff} V_C}{S}$$
[3.35]

cuya incertidumbre se ha obtenido a partir del análisis de la propagación de errores:

$$\delta E_0 = \sqrt{\left|\frac{\partial E_0}{\partial c_{Rn}^{sat}}\right|^2} \delta_{c_{Rn}^{sat}}^2 + \left|\frac{\partial E_0}{\partial \lambda_{eff}}\right|^2} \delta_{\lambda_{eff}}^2 + \left|\frac{\partial E_0}{\partial V_C}\right|^2} \delta_{V_C}^2 + \left|\frac{\partial E_0}{\partial S}\right|^2} \delta_S^2$$
[3.36]

donde $\delta_{c_{Rn}^{sat}}$ y $\delta_{\lambda_{eff}}$ son, respectivamente, el error de la concentración de radón de saturación en la cámara y el error de la constante de desintegración efectiva, ambos obtenidos a partir del ajuste realizado; δ_{V_c} y δ_S son respectivamente, el error del volumen de la cámara de acumulación (0.01 m³) y el error de la superficie de la bandeja donde se deposita la muestra (0.02 m²).

Como se ha descrito en el apartado 3.3, la constante de desintegración efectiva del ajuste es la suma de los siguientes términos (ecuación [3.15]): λ_{Rn} , la constante de desintegración del radón, λ_{v} , constante que representa las fugas de la caja, y λ_{b} , constante que tiene que ver con la retrodifusión en la muestra.

Para la caja 1 se ha determinado que la constante de fugas es nula, de forma que la diferencia entre la constante de desintegración efectiva para cada muestra y la constante del radón debe provenir exclusivamente de la constante de retrodifusión. Hay que tener en cuenta, no obstante, que se está asumiendo una condición ideal en la que la exhalación es constante durante todo el tiempo de medida. Esta asunción no tiene que ser cierta ya que la exhalación depende de la temperatura y, como se muestra en el apéndice 2 hubo pequeñas variaciones de temperatura en cada periodo de acumulación. En la tabla 3.7 mostramos los valores de concentración inicial, concentración detectable (ME₀D) y, aplicando la ecuación [3.35], la *tasa de exhalación por unidad de superficie* para los litotipos seleccionados.

El valor de la constante de retrodifusión λ_b también se puede obtener, conociendo la porosidad de la muestra a partir de la ecuación [3.16]. En la tabla A2.1 del apéndice 2 se muestran los valores de las λ_b calculados por este procedimiento, así como los resultados de la determinación de la porosidad y la densidad de cada muestra. Como se puede observar hay una cierta discrepancia entre los valores concretos obtenidos aunque el orden de magnitud es similar. Este resultado era de

esperar ya que los procedimientos para la determinación de la porosidad de las muestras y sus volúmenes son aproximados. A modo de resumen podemos concluir en promedio la λ_b está en torno a un 5% de la $\lambda_{eff.}$. El pequeño valor de λ_b es congruente con el procedimiento de medida, ya que el volumen de la cámara de acumulación es mucho mayor que el volumen de los poros de la muestra y según la ecuación [3.16] el término asociado a la retrodifusión será muy pequeño comparado con el término debido a la desintegración de radón (Petropoulos et al., 2001).

Muestra	С ^₀ _{Rn} (Bq·m ⁻³)	C ^{sat} (Bq·m⁻³)	$\lambda_{efect} (h^{-1})$	λ _b (h ⁻¹)	ME ₀ D _{Long}	Tasa de exhalación (Bq·m⁻² h⁻¹)
M1	140 ± 10	2036 ± 5	0.0078 ± 0.0001	0.0002 ± 0.0001	0.63 ± 0.07	9.6 ± 0.8
M2	70 ± 10	1294 ± 3	0.0083 ± 0.0001	0.0007 ± 0.0001	0.42 ± 0.05	6.5 ± 0.6
M3	45 ± 7	691 ± 3	0.0077 ± 0.0001	0.0001 ± 0.0001	0.29 ± 0.03	3.0 ± 0.3
M4	19 ± 4	242 ± 1	0.0088 ± 0.0003	0.0012 ± 0.0003	0.22 ± 0.02	1.3 ± 0.1
M5	11 ± 1	25.1 ± 0.6	0.0059 ± 0.0008	-	0.12 ± 0.02	0.09 ± 0.01
M6	80 ± 20	3832 ± 7	0.0082 ± 0.0001	0.0006 ± 0.0001	0.45 ± 0.08	19 ± 2
M7	54 ± 4	205 ± 2	0.0081 ± 0.0004	0.0005 ± 0.0004	0.34 ± 0.03	1.0 ± 0.1
M8	130 ± 20	386 ± 6	0.0085 ± 0.0009	0.0009 ± 0.0009	0.7 ± 0.1	2.0 ± 0.3
M9	60 ± 30	1247 ± 11	0.0079 ± 0.0003	0.0003 ± 0.0003	0.4 ± 0.1	6.0 ± 0.6
M10	140 ± 10	2427 ± 5	0.0080 ± 0.0001	0.0004 ± 0.0001	0.65 ± 0.07	11 ± 1
M11	42 ± 9	1182 ± 4	0.0076 ± 0.0001	0.0000 ± 0.0001	0.27 ± 0.04	5.4 ± 0.5

 Tabla 3.7.
 Resultados: Tasa de exhalación por unidad de superficie para cada muestra analizada, obtenidas tras 24 días de acumulación (método largo).

Las tasas de exhalación obtenidas son completamente concordantes con la química y la composición isotópica de las muestras. La muestra que presenta el mayor tasa de exhalación es la muestra M6 que es la que tiene mayor concentración de ²²⁶Ra. Se observa que muestras de rocas diferentes pero con concentraciones de radioisótopos parecidos presentan potenciales de emanación de radón concordantes. Las traquitas M1, presentan tasa de exhalación que las fonolitas M2, pliocenas en concordancia con su mayor contenido de ²²⁶Ra. Las riolitas M6 y M7, siendo de la misma edad geológica, presentan una gran diferencia de tasa de exhalación. Esto se puede deber, como hemos dicho, a que la muestra M6 corresponde a riolitas alteradas hidrotermalmente, donde han quedado aglomerados elementos diferenciados como el uranio y el torio. La sienita M11 de Fuerteventura presenta una tasa de exhalación casi el doble que la sienita M3 de Gran Canaria, teniendo ambas con el mismo contenido de ²²⁶Ra. De forma parecida, los resultados para las fonolitas recogidas dentro de la Formación Detrítica de Las Palmas, la muestra M8 (piroclasto) presenta una tasa de exhalación mitad que la muestra M9 (toba volcánica), mostrando concentraciones de actividad de ²²⁶Ra muy similares. Los basaltos M4 y M5, aun siendo de periodos diferentes, presentan niveles muy bajos de tasa de exhalación como era de esperar.

Como se ha indicado en el apartado 3.3, todo este proceso descrito para el cálculo de la tasa de exhalación requiere tiempos de acumulación largos, de entre 1 y 4 semanas, lo que hace
poco viable utilizar este sistema para el análisis de una gran cantidad de muestras. Por esto también se ha probado un método alternativo, basados en la ecuaciones [3.18] a [3.22] que requiere sólo de periodos cortos de acumulación (de entre 24 y 48 h). En las figuras A2.19 a la A2.24 del apéndice 2 se muestran los resultados de los ajustes lineales, junto con los residuos de los ajustes obtenidos. En la tabla A2.7 del apéndice 2 se muestra el coeficiente de ajuste R² para los ajustes y los estadísticos curtosis y asimetría de los residuos.

En la tabla 3.8 se presentan los resultados obtenidos del ajuste para la concentración inicial, la pendiente de la recta de mejor ajuste lineal, la *tasa de exhalación por unidad de superficie*, la mínima exhalación detectable, el factor de corrección de la pendiente y tasa de exhalación corregida para las primeras 24 h de las curvas obtenidas (método corto).

Muestra	C ⁰ _{Rn} (Bq·m⁻³)	m (Bq·h⁻¹)	Tasa de exhalación (Bq⋅m⁻² ⋅h⁻¹)	ME ₀ D _{short}	Factor corrector de pendiente	Tasa de exhalación corregida (Bq⋅m ⁻² ⋅h ⁻¹)
M1	101 ± 7	14.9 ± 0.5	9.4 ± 0.6	1.26 ± 0.07	1.1245	10.5 ± 0.6
M2	69 ± 5	10.0 ± 0.4	6.4 ± 0.4	1.13 ± 0.07	1.1995	7.6 ± 0,5
M3	31 ± 5	4.8 ± 0.3	3.1 ± 0.3	0.93 ± 0.05	1.1072	3.4 ± 0.3
M4	21 ± 2	1.7 ± 0.2	1.2 ± 0.2	0.90 ± 0.05	1.2644	1.4 ± 0.2
M5	10 ± 1	0.1 ± 0.1	0.09 ± 0.01	0.82 ± 0.04	0.8510	0.1 ± 0.1
M6	60 ± 10	28.4 ± 0.7	17 ± 2	1.09 ± 0.08	1.1462	20 ± 1
M7	45 ± 4	1.1 ± 0.3	0.9 ± 0.2	1.01 ± 0.06	1.1702	1.0 ± 0.2
M8	100 ± 10	3 ± 1	2.6 ± 0.6	1.31 ± 0.12	1.2271	3.0 ± 0.8
M9	60 ± 20	10 ± 1	6.3 ± 0.9	1.06 ± 0.10	1.1421	7.1 ± 0.9
M10	113 ± 7	18.3 ± 0.5	11.6 ± 0.7	1.33 ± 0.08	1.1485	13.4 ± 0.8
M11	55 ± 4	7.4 ± 0.3	4.7 ± 0.4	1.04 ± 0.06	1.0987	5.2 ± 0.3

 Tabla 3.8.
 Resultados: Tasa de exhalación por unidad de superficie para cada muestra analizada, para las primeras 24 horas de acumulación.

Si se comparan los datos de las tablas 3.7 y 3.8 se puede comprobar que los resultados obtenidos para la tasa de exhalación mediante el método largo (acumulación de 24 días) y corto (acumulación de 24 horas) son muy similares. Para corroborar esta afirmación de una forma cuantitativa, se ha utilizado el test de comparación *u-test* (Brookes et al., 1979). Dadas dos medidas de una magnitud, $a \pm u_a$ y $b \pm u_b$, el valor del parámetro de control del *u-test* viene dado por la siguiente expresión,

$$u_{test} = \frac{|a-b|}{\sqrt{u_a^2 - u_b^2}}$$
 [3.37]

donde u_a y u_b son los errores de las medidas a y b, respectivamente. En la tabla 3.9 se presentan los límites más generales del *u-test* que se encuentran en la literatura. Como se ha dicho, mediante

este test se han comparado los resultados experimentales del método corto con el método largo y de la corrección de la pendiente con el método corto. Estos resultados se muestran en la tabla A2.8 del apéndice 2.

Condición	Valoración
<i>u</i> _{test} < 1.64	El resultado obtenido no difiere significativamente del resultado esperado.
1.64 < <i>u</i> test < 1.96	El resultado obtenido probablemente no difiere significativamente del resultado esperado
1.96 < <i>u</i> test < 2.58	No está claro que el resultado obtenido difiere significativamente del valor esperado.
2.58 < u _{test} < 3.29	El resultado obtenido es probablemente significativamente diferente del valor esperado.
3.29 < <i>U</i> test	El resultado obtenido es significativamente diferente del valor esperado.

Tabla 3.9.	Valores límite del <i>u-test</i> usados.
------------	--

En todos los casos analizados, los valores del *u-test* fueron siempre inferiores al límite 1.64 lo que confirma que la aproximación lineal realizada para el periodo de acumulación de 24 h es un procedimiento igualmente idóneo que el método largo para estimar la tasa de exhalación. Este método tiene además una ventaja adicional y es que al necesitar tiempo de acumulación menores, la probabilidad de fugas, de retrodifusión y de variación de la exhalación con la temperatura se minimiza.

Finalmente, con el objetivo de completar la caracterización de las muestras ambientales analizadas en este trabajo de Tesis Doctoral determinaremos la fracción de emanación de radón, ε , el potencial de radón. La fracción de emanación como ya se indicó en el apartado 3.2, se define como la fracción exhalada del ²²²Rn producido por decaimiento del ²²⁶Ra presente en una muestra de suelo o roca natural. El potencial de radón, Ω , se definió en el apartado 3.2 como el producto de la fracción de emanación por la concentración de radio de la muestra. Ambas magnitudes se pueden determinar a partir de la tasa de exhalación de radón de cada muestra, de su masa y de su contenido de ²²⁶Ra, a partir de las siguientes expresiones:

$$\varepsilon = \frac{E_m}{\lambda_{R_n} c_{R_a}}$$
[3.38]

$$\Omega = \varepsilon c_{Ra}$$
[3.39]

En la tabla 3.10 se presentan los resultados de la tasa de la exhalación por unidad de masa, la fracción de emanación y el potencial de radón. Se ha incluido también la concentración de ²²⁶Ra porque interviene en los cálculos según la ecuación [3.38]. Estas cuatro variables no permitirán comparar en el apartado 3.4.6 los resultados obtenidos con los de otros estudios similares a nivel mundial. Como se puede observar hay una estrecha correlación entre la concentración de ²²⁶Ra y la tasa de exhalación. En la figura 3.10 (izquierda) se muestra esta dependencia que tiene un coeficiente de correlación de 0.82. Lógicamente el potencial de radón sigue la misma tendencia ya que es proporcional a la misma.

Muestra	Tipo litológico	²²⁶ Ra	Tasa de exhalación (mBq kg ⁻¹ h ⁻¹)	Fracción de emanación	Potencial de radón (Bq kg ⁻¹)
M1	Traquita	109 ± 9	190 ± 14	0.24 ± 0.04	25 ± 6
M2	Fonolita	57 ± 5	111 ± 8	0.23 ± 0.04	13 ± 4
M3	Sienita	81 ± 7	53 ± 5	0.10 ± 0.02	8 ± 2
M4	Basalto (alterados)	8 ± 1	26 ± 2	0.30 ± 0.08	3 ± 1
M5	Basalto	19 ± 1	1.8 ± 0.5	0.12 ± 0.01	0.3 ± 0.1
M6	Riolita	310 ± 25	358 ± 23	0.16 ± 0.02	40 ± 10
M7	Riolita	44 ± 4	31 ± 4	0.11 ± 0.03	5 ± 2
M8	Fonolita (alteradas)	35 ± 2	48 ± 9	0.16 ± 0.06	6 ± 2
M9	Fonolita (alteradas)	42 ± 2	109 ± 11	0.32 ± 0.06	14 ± 3
M10	Riolita	102 ± 8	206 ± 14	0.25 ± 0.04	26 ± 6
M11	Sienita	80 ± 3	107 ± 7	0.18 ± 0.02	14 ± 2

 Tabla 3.10.
 Resultados: Tasa de exhalación por unidad de masa, fracción de emanación y potencial de radón, para cada muestras analizada.

Las mayores tasas de exhalación corresponden, por tanto, a las riolitas M6 y M10 y a la traquita M1. Las fonolitas y sienitas presentan una exhalación ligeramente menor que las riolitas aunque elevadas. En contraposición los basaltos muestran una exhalación muy baja. La misma discusión puede hacerse para el potencial de radón.



Figura 3.10 Relación entre la concentración de actividad ^{de 226}Ra de los litotipos con la tasa de exhalación (izquierda) y fracción de emanación (derecha).

En la figura 3.10 derecha se representa la fracción de emanación frente a la concentración de ²²⁶Ra. En este caso no se observa ninguna dependencia funcional clara entre estas magnitudes. Esto es lógico ya que, por su propia definición, en la fracción de emanación no sólo influye la geoquímica de la roca y su contenido radioisotópico, sino también su estructura, porosidad, etc...

3.4.6 Comparación con otros estudios.

Para finalizar la caracterización de la exhalación de radón de los distintos tipos litológicos de las Islas Canarias Orientales, realizaremos una comparativa con los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo otras zonas del planeta recopilados de la literatura. Existe una gran variedad de estudios sobre la determinación de la tasa de exhalación de radón de materiales naturales y materiales de construcción en diferentes países. Se ha realizado una extensa búsqueda bibliográfica analizando las metodologías empleadas, la instrumentación y los procedimientos de análisis con el fin de recopilar sólo datos que fuesen comparables con los obtenidos en este trabajo de Tesis Doctoral.

En la tabla 3.11 se muestra la tasa de exhalación por unidad de superficie y por unidad de masa para una selección de materiales naturales obtenidos de trabajos de investigación recopilados de la literatura.

Material	Tasa de exhalación (Bq⋅m⁻²⋅h⁻¹)	Tasa de exhalación (Bq kg ⁻¹ h ⁻¹)	Referencias
Italia		, , , , , ,	
Traquitas		0.032 ± 0.002	(Righi and Bruzzi, 2006)
Pórfido		0.038 ± 0.002	(Righi and Bruzzi, 2006)
Toba volcánica		0.17 ± 0.02	(Righi and Bruzzi, 2006)
Basaltos		No detectable	(Righi and Bruzzi, 2006)
Gabro negro		0.007 ± 0.001	(Righi and Bruzzi, 2006)
Calizas		0.036 ± 0.003	(Righi and Bruzzi, 2006)
Tufo Rosso a Scorie Nere	1.57 ± 0.07	0.047 ± 0.002	(Tuccimei et al., 2009)
Tufo Lionato	0.86 ± 0.04	0.026 ± 0.001	(Tuccimei et al., 2009)
Peperino (Albano)	1.56 ± 0.06	0.046 ± 0.002	(Tuccimei et al., 2009)
Tufo Giallo napolitano	2.66 ± 0.13	0.080 ± 0.004	(Tuccimei et al., 2009)
Lava (Nemi)	2.23 ± 0.13	0.067 ± 0.003	(Tuccimei et al., 2009)
Puzolana negra	37.08 ± 1.32	1.112 ± 0.056	(Tuccimei et al., 2009)
Lapilli	2.41 ± 0.13	0.072 ± 0.004	(Tuccimei et al., 2009)
Iraq			
Arenas (Al-Ekhader)	2.05 ± 0.17	0.019 ± 0.002	(Amin, 2015)
Arenas (Karbala)	2.22 ± 0.21	0.021 ± 0.002	(Amin, 2015)
Arena negra (Karbala)	2.47 ± 0.20	0.021 ± 0.002	(Amin, 2015)
Corea del Sur			
Granitos		0.018 ± 0.017	(Lee et al., 2001)
Maderas		0.040 ± 0.004	(Lee et al., 2001)
Alemania			
Granitos	2.23		(Keller et al., 2001)
Areniscas	1.73		(Keller et al., 2001)
Calizas	10.8		(Keller et al., 2001)
Yeso natural	0.29		(Keller et al., 2001)

Tabla 3.11. Comparativa de tasa de exhalación de diferentes materiales naturales.

Material	Tasa de exhalación (Porm ⁻² · h ⁻¹)	Tasa de exhalación (Pa ka ⁻¹ h ⁻¹)	Referencias
Brasil			
Diabasio cinza- esverdeado	0.44		(Moura et al., 2011)
Marron Caldas	1.51		(Moura et al., 2011)
Marrón Café	0.72		(Moura et al., 2011)
Azul Fantastico	1.02		(Moura et al., 2011)
Rosa Salmao	0.86		(Moura et al., 2011)
Vermello Braganca	3.93		(Moura et al., 2011)
Marrón Sao Pablo	3.49		(Moura et al., 2011)
Granite Perus	2.31		(Moura et al., 2011)
Branco Nazaré	2.65		(Moura et al., 2011)
Verde Sao Francisco Xavier	0.34		(Moura et al., 2011)
India			
Cuarcita	0.124	0.0566	(Chauhan, 2011)
Sienita	0.685	0.0313	(Chauhan, 2011)
Este trabajo			
M1 (Traquita)	9.59 ± 0.81	0.190 ± 0.010	
M2 (Fonolita)	6.49 ± 0.55	0.111 ± 0.008	
M3 (Sienita)	3.04 ± 0.27	0.053 ± 0.005	
M4 (Basalto)	1.27 ± 0.12	0.026 ± 0.002	
M5 (Basalto)	0.09 ± 0.01	0.002 ± 0.005	
M6 (Riolita)	18.87 ± 1.59	0.358 ± 0.023	
M7 (Riolita)	1.00 ± 0.10	0.031 ± 0.004	
M8 (Fonolita)	1.98 ± 0.27	0.048 ± 0.009	
M9 (Fonolita)	5.96 ± 0.55	0.109 ± 0.010	
M10 (Traquiriolita)	11.67 ± 0.99	0.206 ± 0.014	
M11 (Sienita)	5.44 ± 0.46	0.107 ± 0.007	

Una primera conclusión obtenida de la tabla es que en lo que respecta a la tasa de exhalación hay una gran variabilidad en los litotipos de las islas canarias orientales. Así encontramos tasas de exhalación muy elevadas en el caso de las riolitas alteradas hidrotermalmente de Mogán, que sólo son superadas por la puzolana negra italiana. Estas rocas tienen casa el doble de tasa de exhalación que las calizas de Alemania. Las traquitas M1 de la cumbre de Gran Canaria y las fonolitas M2 de Valleseco en Gran Canaria también presentan valores elevados de tasa de exhalación en el entorno de las calizas de Alemania. En contraste, en los basaltos M5 presentan una tasa de exhalación que es inferior a todas las rocas de esta recopilación. Esto está en la línea de los basaltos italianos, que en el trabajo (Righi and Bruzzi, 2006) se encuentran por debajo del límite de detección.

La fracción de emanación es una propiedad de cada tipo de roca, por lo que conviene analizarla independientemente de la tasa de exhalación. Con este fin, En la figura 3.11 se muestra la fracción de emanación de distintos tipos de rocas (basaltos, dacitas, gabros, gneiss, etc.) obtenidos de la exhaustiva revisión realizada por Sakoda (Sakoda et al., 2011).Se incluye en esta gráfica también los valores medios de las fracciones de emanación de los litotipos de Canarias.



Figura 3.11 Fracción de emanación. Comparación de resultados.

De la observación de los datos expuestos en la figura 3.11, se puede concluir que los litotipos estudiados en este trabajo presentan unas fracciones de emanación medias o altas comparadas con las rocas estudiadas en el trabajo de Sokoda. Resulta interesante comparar la fracción de emanación de los basaltos que en este trabajo triplica la de los basaltos de referencia. En el caso de las riolitas sí se obtienen fracciones de emanación relativamente comparables, igual que en el caso de las sienitas. Esto nos lleva a pensar que la fracción de emanación de los basaltos esté sobreestimada, ya que al hacer la media se incluye los basaltos M4 de La Aldea que están fuertemente alterados por meteorización y presenta un valor muy alto de tasa de exhalación.

De todo lo anterior se pude concluir que los litotipos correspondientes a las zonas de vulcanismo Roque Nublo, más diferenciados (riolitas, traquitas y fonolitas), son las que presentan mayores tasas de exhalación y, por tanto su uso como materiales de construcción puede estar sujeto a riesgos radiológicos, En contraposición, los materiales básicos asociados al vulcanismo post Roque Nublo presentan bajas tasas de exhalación y su uso como materiales de construcción no debería presentar riesgo de aparición de radón. En las secciones que siguen se analizan los materiales de construcción más utilizados en Canarias y se estudia su riesgo radiológico a partir de la evaluación de los denominados índices de riesgo.

3.5. Caracterización de la exhalación de radón de materiales de construcción de las Islas Canarias Orientales

Los materiales de construcción comúnmente usados en arquitectura o ingeniería contienen, en mayor o menor proporción, elementos naturales radiactivos al derivar de rocas o suelos con presencia de radionucleidos de las series del ²³⁸U, del ²³²Th y del ⁴⁰K principalmente. Estos materiales contribuyen (aunque generalmente en un pequeño porcentaje) a las concentraciones de ²²²Rn indoor. Trabajos publicados en la década de los 90 del siglo XX estimaban que sólo el 5% de la concentración de radón se debe a este tipo de fuentes (Pacheco-Torgal, 2012). Los trabajos realizados por (Gunby et al., 1993) elevan esta contribución a valores entre 20 – 50 %, en promedio, para viviendas del Reino Unido, (Groves-Kirkby et al., 2008) revisaron estos supuestos y constataron que en áreas con bajas concentraciones de radón indoor, estas podían deberse principalmente a la emanación de radón de los materiales de construcción. En su trabajo estimaron la contribución al radón indoor por esta causa en 20 Bqm⁻³ para Bélgica y Holanda, y ente 10 y 70 Bqm⁻³ para Alemania. No obstante, esta contribución puede ser de gran importancia cuando los materiales de construcción se fabrican utilizando componentes con altas concentraciones de radioisótopos de la serie del ²³⁸U ya sean naturales, como ciertos granitos, o industriales como los desechos de la industria del uranio. Así por ejemplo, en Suecia, 300.000 casas construidas con pizarras de alúminas radiactivas forman el conjunto de edificios más grande del mundo en el que se han utilizado materiales de construcción con altas cantidades de productos radiactivos (Åkerblom et al., 2005-b). En este apartado se caracterizarán desde el punto de vista de la exhalación de radón los materiales de construcción más usados en las Islas Canarias Orientales.

3.5.1 Descripción y origen de los materiales de construcción analizados.

En las Islas Canarias las piezas básicas de construcción se elaboran con hormigón empleando como árido material volcánico tanto en bloques utilizados en paredes como en forjados. Así, el denominado Bloque de Picón, es un bloque de hormigón vibrado que se elabora con árido de origen volcánico (lapilli) denominado comúnmente como picón. Es el elemento de albañilería de separación vertical más empleado en las islas, y a diferencia de los bloques de hormigón que se fabrican en la Península con áridos silíceos, la baja densidad del picón permite la producción de bloques de hormigón de menor densidad (Por lo general entre 1.300 y 2.000 kg/m³, frente a los 1.700 y 2.400 kg/m3 de los bloques de hormigón convencionales), y por tanto, menor peso. Esta diferencia en sus propiedades y composición respecto al material de construcción peninsular hace interesante su medida en lo que se refiere a la exhalación de radón y composición radioisotópica.

El Departamento de Expresión Gráfica y Proyectos Arquitectónicos de la Escuela de Arquitectura de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, nos ha proporcionado 12 muestras de bloques estándar, bloques representativos de los usados en las Islas Canarias. Según normas UNE establecidas en construcción (41.166/1-89, 41.166/2-89, 41.167-89, 41.167-89 y 41.168-89)

este tipo de bloques de construcción se pueden clasificar según tres parámetros: tipo (se puede identificar por el índice macizo, por el acabado superficial y por su forma), categoría (por su resistencia a la compresión nominal) y grado (por su absorción máxima, capacidad de imbibición al agua por inmersión). En este estudio hemos optado por clasificar las muestras por su forma, tal y como se indica en la tabla 3.12.

ID	Forma (cm³)	Cámaras	Número de senos	Superficie de exhalación (m²)
Bloque 1	20x25x40	simple	3	0.59 ± 0.04
Bloque 2	25x20x40	séxtuple	20	0.83 ± 0.03
Bloque 3	25x25x40	triple	12	0.62 ± 0.04
Bloque 4	12x25x50	simple	3	0.52 ± 0.04
Bloque 5	12x25x50	simple	4	0.52 ± 0.04
Bloque 6	20x25x50	simple	3	0.61 ± 0.04
Bloque 7	6x25x50	simple	4	0.47 ± 0.03
Bloque 8	20x25x50	doble	6	0.74 ± 0.05
Bloque 9	9x25x50	simple	4	0.49 ± 0.04
Bloque 10	25x25x50	doble	6	0.81 ± 0.06
Bloque 11	20x20x40	simple	2	0.38 ± 0.03
Bloque 12	25x25x50	triple	9	0.99 ± 0.07

 Tabla 3.12.
 Relación de bloques de hormigón analizados.
 Forma (ancho x alto x largo) y superficie de exhalación estimada.

Los bloques recopilados en este trabajo de Tesis Doctoral se usan principalmente para fachadas y tabiquería. Los usados comúnmente para fachadas y estructura, son:

- 20x25x50 (de 1 y 2 cámaras)
- 25x25x50 (de 1, 2 y 3 cámaras)
- 12x25x50 (de 1 y 2 cámaras)

y los usados para tabiquerías (para interiores), son:

- 6x25x50 (de 1 cámara)
- 9x25x50 (de 1 cámara)
- 12x25x50 (de 1 cámara)

También han puesto a nuestras disposición tres muestras de gravas de origen fonolítico proveniente de una cantera del sur de la Isla de Gran Canaria (ARICAN). Estas muestras se clasifican, según su tamaño en gravas finas (entre 0 y 5 mm); intermedias (entre 5 y 10 mm), y gruesas (entre 10 y 20 mm). Finalmente la empresa de Cementos Especiales de las Islas (CEISA) nos ha proporcionado muestras de algunos de los materiales constituyentes del cemento más

usados, yeso (MC1), sulfato férrico (MC2), clínker (MC3), puzolana (MC4), y arena (MC5), además del propio cemento.

3.5.2 Tratamiento y caracterización de las muestras.

Los bloques de hormigón cedidos por el Departamento de Expresión Gráfica y Proyectos Arquitectónicos se trasladaron al Laboratorio de Detectores del Departamento de Física donde se inició el siguiente protocolo: se introdujeron los bloques enteros en las cámaras de acumulación iniciándose un proceso similar (método largo) al descrito en el apartado 3.4.4 obteniéndose la tasa de exhalación para bloques con distintas geometrías y materiales (figuras 3.12).

Una vez obtenidas las curvas de acumulación, cada bloque fue triturado y convertido en grava en el Laboratorio de Construcción de la Escuela de Arquitectura a un tamaño máximo de 10 mm, repitiéndose el proceso de acumulación (método largo) con el objetivo de analizar la variación de la tasa exhalación con el grado de agregación de la muestra.



Figura 3.12 Bloques estándar de construcción utilizados en Canarias. Arriba, izquierda, bloque triple de 12 senos. Arriba derecha, bloque simple de 3 senos. Abajo, izquierda, cámara de acumulación. Abajo, derecha, bloque simple de 4 senos.

Las tres muestras de gravas fonolíticas de tamaños diferentes han sido analizadas del mismo modo que los bloques de construcción, mediante el proceso descrito en el apartado 3.4.4, que nos ha permitido estudiar la variación de la tasa de exhalación de un material volcánico con su tamaño, figura 3.13.



Figura 3.13 Gravas usadas en Canarias. Izquierda,0-5 mm. Centro, 5-10 mm. Derecha, 10-20 mm

Por último, en este trabajo de Tesis Doctoral no se han podido presentar todos los resultados correspondientes a la caracterización de los materiales proporcionados por la empresa cementera CEISA, por estar en curso el proyecto de investigación. Estas muestras están siendo tratadas según el procedimiento detallado en el apartado 3.4.2 y se recogen los resultados obtenidos hasta este momento.

3.5.3 Caracterización geoquímica y radioisotópica de las muestras.

Con los materiales de construcción se ha seguido el mismo procedimiento de caracterización descrito en el apartado 3.4.3, se ha realizado un análisis químico y se ha determinado la composición radioisotópica de cada material por espectrometría gamma de alta resolución. A modo de resumen de los análisis químicos, en la figura 3.14 se representan los resultados de los componentes mayores (SiO₂, Na₂O y K₂O) sobre el diagrama TAS (Total Alkali Silica) con el objeto de comparar la de los materiales de construcción con las composiciones de las rocas volcánicas. Los resultados completos de los análisis químicos de los materiales de construcción analizados se recogen en las tablas A2.9 - A2.12 del apéndice 2



Figura 3.14 Muestras analizadas representadas en el diagrama TAS .

Como se ha indicado, también se ha realizado un análisis radioisotópico con el objeto de evaluar si los materiales de construcción comúnmente usados en las islas canarias orientales cumplen el límite de protección radiológica establecidos por la Unión Europea en el documento "Radiation Protection 112" (Commission, 1999) que establecen que las dosis derivadas de la emisión gamma debida a los materiales de construcción deben ser inferiores a 1 mSv·año⁻¹, y limitando adicionalmente la concentración de ²²⁶Ra en los materiales a niveles que normalmente no puedan dar lugar a concentraciones de ²²²Rn indoor superiores a 200 Bq·m⁻³.

En la tabla 3.13 presentamos los resultados de los análisis radioisotópicos. El análisis del riesgo radiológico derivado de los resultados de la tabla 3.13 se analizarán en el apartado 3.7 final de este capítulo 3.

Muestra	²²⁶ Ra	²³² Th	⁴⁰ K
B1	15 ± 1	19 ± 1	250 ± 10
B2	27 ± 1	25 ± 2	470 ± 20
В3	29 ± 2	24 ± 2	452 ± 20
B4	34 ± 2	37 ± 3	790 ± 40
B5	22 ± 1	18 ± 2	360 ± 20
B6	27 ± 2	25 ± 2	380 ± 20
B7	22 ± 1	22 ± 2	410 ± 20
B8	31 ± 2	18 ± 2	310 ± 20
В9	19 ± 1	22 ± 2	410 ± 20
B10	25 ± 1	21 ± 2	370 ± 20
B11	27 ± 2	24 ± 2	470 ± 20
B12	25 ± 1	19 ± 2	420 ± 20
Grava 0-5 mm	36 ± 2	67 ± 4	1310 ± 60
Grava 5-10 mm	56 ± 3	66 ± 4	1370 ± 60
Grava 10-20 mm	46 ± 2	59 ± 4	1290 ± 60
Yeso (MC1)	4.8 ± 0.9	8 ± 2	200 ± 10
Sulfato férrico (MC2)	15 ± 01	107 ± 7	53 ± 6
Clinquer (MC3)	25 ± 1	13 ± 2	250 ± 10
Puzolana (MC4)	23 ± 2	46 ± 3	1310 ± 60
Arena (MC5)	23 ± 1	6 ± 1	400 ± 18
CEM II/A-P 42.5 N	40 ± 2	21 ± 2	390 ± 20
CEM II/B-P 32.5 R	34 ± 2	27 ± 3	550 ± 30
CEM 152.5 R	34 ± 2	16 ± 2	340 ± 20
CEM IV/A-P 42.5 N/MR	32 ± 2	21 ± 2	450± 20
CEM II/A-P 42.5 R	45 ± 2	21 ± 2	380 ± 20

Tabla 3.13. Composición radioisotópica (en Bq kg⁻¹) de los materiales.

3.5.4 Procedimiento de medida de la tasa de exhalación de los materiales de construcción.

Esta parte del trabajo de laboratorio comenzó a desarrollarse a principios de 2014 con el diseño y adquisición de dos nuevas cámaras de acumulación iguales, cajas 2 y 3, y la recopilación de los materiales de construcción. Las nuevas cajas son un poco más pequeñas que la caja 1, con forma de paralelepípedo, realizadas en metacrilato, con un volumen neto de 0,135 m³ (dimensiones 52x67x37.5 cm³) y paredes de 10 mm de grosor (figura 3.15). Al igual que la caja 1, las cajas 2 y 3 presentan una tapa frontal que se cierra ajustada con una junta tórica que permite un buen ajuste y sellado de la misma, tratando de minimizar las fugas de radón. Las tres cajas de acumulación poseen la misma bandeja portamuestras, de 0,31 m² de superficie, que permite analizar, además de muestras de rocas, muestras de materiales de construcción.







Figura 3.15 Cámaras de acumulación de ²²²Rn. Laboratorio de detectores del grupo GIRMA. Abajo, disposición para la evaluación de las fugas de las cajas..

Para el procedimiento de medición el detector se introduce en la cámara de acumulación operando en el modo de difusión, que para los materiales de construcción los detectores elegidos fueron los Sarad SCOUT, con un periodo de muestreo de 1 hora. De esta forma se obtienen curvas de acumulación de radón en un tiempo que oscila entre 21 y 25 días. Tal y como se ha descrito para la caja 1 en el apartado 3.4.4, uno de los términos que es importante conocer para estudiar el crecimiento del radón en una experiencia de acumulación es el correspondiente al de las fugas de la cámara (Eqs. 3.16 y 3.17). Un término de fugas elevado afectará tanto al ritmo de exhalación como a la concentración final de saturación en la cámara, y por tanto es necesario cuantificar dicho término (caracterización). Las fugas de las nuevas cajas se evaluaron con el mismo procedimiento utilizado para la caja 1 (figura 3.15). En la figura 3.16 se muestras las curvas de decaimiento de radón obtenidas.



Figura 3.16 Izquierda, curva de decaimiento caja 2. Derecha, curva de decaimiento caja 3.

En la tabla 3.14 se presentan los resultados del ajuste de las curvas de decaimiento mediante un ajuste por mínimos cuadrados.

	C ₀ (E	³ q∙m⁻³)	λ_{ef}	(h⁻¹)	Estadíst	ica
Caja 2	Valor	Error	Valor	Error	Reduced Chi-Sqr	Adj. R ²
	7430	30	0.00878	0.000099	74643.1	0.9402
Caja 3	Valor	Error	Valor	Error	Reduced Chi-Sqr	Adj. R ²
	7800	20	0.00788	0.000045	38125.2	0,9790

Tabla 3.14. Coeficientes del ajuste por mínimos cuadrados de curva de decaimiento.

Estimaremos la constante de fugas de las cajas restándole la constante de desintegración del ²²²Rn a la constante de decaimiento efectiva obtenida en el ajuste. La constante de fugas correspondiente a la caja 2 tiene un valor de $\lambda_{ef} = 0.0012 \pm 0.00010 \text{ h}^{-1}$ y la correspondiente a la caja 3, $\lambda_{ef} = 0.00033 \pm 0.00005 \text{ h}^{-1}$, que equivalen, respectivamente el 15.8% y 4.3% de la constante de desintegración del radón.

3.5.5 Resultados experimentales. Tasa de exhalación y fracción de emanación de radón de los materiales de construcción.

En la figura 3.17 se muestran las curvas de acumulación de radón para los bloques de hormigón y gravas fonolíticas obtenidas con los Sarad Scouts, en modo difusión con un tiempo de muestreo de 1 h, en las experiencias de acumulación hasta la saturación repartidas entre las tres cajas del grupo GIRMA. Como ya se ha indicado en el procedimiento de medida de la tasa de exhalación de radón, cada experiencia de acumulación dura al menos 24 días para garantizar que ha trascurrido, como mínimo, cinco periodos de semidesintegración del ²²²Rn, lo que asegura el equilibrio final en la cámara de acumulación.



Figura 3.17 Izquierda, curvas de acumulación bloques de hormigón. Derecha, muestras de gravas.

A partir de las curvas obtenidas y siguiendo los procedimientos explicados en los apartado 3.3 y 3.4.5 se ha determinado la tasa de exhalación de radón de este conjunto de muestras obteniendo los parámetros característicos de la ecuación [3.14] que gobierna la dinámica de acumulación de radón en la cámara. En el apéndice 2, figuras A2.25 a la A2.32 se muestran los ajustes realizados y los residuos para los bloques de hormigón enteros y las gravas (método largo). En la tabla A2.13 y en las figuras A2.33 a A2.40 se muestran los estadísticos curtosis, asimetría y el coeficiente de ajuste R² y los diagramas de distribución de frecuencias para los residuos obtenidos.

Finalmente en la tabla 3.15 se muestran los valores obtenidos para la concentración inicial, concentración de saturación, constante de desintegración efectiva, constante de retrodifusión, mínima exhalación detectable (ME₀D) y, aplicando la ecuación [3.35], la *tasa de exhalación por unidad de superficie* para los materiales de construcción seleccionados. Como ya se ha mostrado en el apartado 3.4.5, el valor medio y la desviación estándar del fondo del Laboratorio de Detectores aumentó su valor del periodo 2011-2012 al periodo 2014-2015. Este hecho hace que la mínima exhalación detectable obtenida a partir de la ecuación [3.29] aumente, provocando que las tasas de exhalación de 4 de los 15 de materiales analizados mediante el método largo, se encuentren por

debajo del límite de exhalación detectable, como se puede observar en los resultados de la tabla 3.15.

Muestra	С ⁰ _{Rn} (Bq·m⁻³)	C ^{sat} (Bq·m⁻³)	λ _{efect} (h ⁻¹)	λ _b (h⁻¹)	ME₀D	Tasa de exhalación (Bq·m⁻² h⁻¹)
B1	160 ± 20	587 ± 8	0.0087 ± 0.0007	0.0011 ± 0.0007	1.5 ± 0.2	1.6 ± 0.3
B2	150 ± 30	512 ± 7	0.0090 ± 0.0008	0.0002 ± 0.0008	1.1 ± 0.1	0.7 ± 0.1
B3	50 ± 30	1071 ± 8	0.0100 ± 0.0004	0.0013 ± 0.0004	0.8 ± 0.1	2.3 ± 0.4
B4	60 ± 30	1160 ± 10	0.0089 ± 0.0003	0.0010 ± 0.0004	0.8 ± 0.1	3.7 ± 0.6
B5	90 ± 10	265 ± 5	0.0093 ± 0.0012	0.0018 ± 0.0012	1.3 ± 0.2	0.9 ± 0.2
B6	90 ± 20	838 ± 8	0.0085 ± 0.0004	0.0010 ± 0.0004	1.2 ± 0.1	2.2 ± 0.4
B7	100 ± 20	838 ± 8	0.0096 ± 0.0009	0.0008 ± 0.0009	0.9 ± 0.1	1.0 ± 0.2
B8	110 ± 20	754 ± 8	0.0091 ± 0.0005	0.0012 ± 0.0006	1.0 ± 0.1	1.2 ± 0.2
B9	90 ± 20	350 ± 5	0.0093 ± 0.0009	0.0017 ± 0.0009	1.3 ± 0.2	1.2 ± 0.2
B10	130 ± 30	876 ± 8	0.0097 ± 0.0005	0.0019 ± 0.0006	1.2 ± 0.2	1.4 ± 0.3
B11	100 ± 20	287 ± 4	0.0115 ± 0.0013	0.0028 ± 0.0014	1.2 ± 0.2	1.2 ± 0.2
B12	130 ± 30	835 ± 8	0.0089 ± 0.0005	0.0002 ± 0.0005	1.0 ± 0.1	1.0 ± 0.2
Grava 0-5	190 ± 30	1530 ± 10	0.0079 ± 0.0003	0.0004 ± 0.0003	1.6 ± 0.2	7.3 ± 1.1
Grava 5-10	120 ± 40	1510 ± 20	0.0088 ± 0.0004	0.0002 ± 0.0005	1.0 ± 0.2	6.0 ± 1.0
Grava 10-20	80 ± 30	1230 ± 10	0.0085 ± 0.0003	0.0007 ± 0.0004	0.8 ± 0.1	4.6 ± 0.8

 Tabla 3.15.
 Resultados: Tasa de exhalación por unidad de superficie para cada muestra analizada, obtenidas tras 24 días de acumulación (método largo).

En el análisis de esta tabla se desprende que la tasa de exhalación de los bloques analizados es baja. Si la comparamos con los resultados obtenidos al analizar los litotipos característicos de la zona, se comprueba que la exhalación es similar a la de los basaltos, lo que es congruente con la composición de los bloques mostrada en el diagrama TAS en la figura 3.13. Sólo el bloque 4, que en el diagrama TAS se encuentra cercano a la zona de los materiales fonolíticos, presenta una tasa de exhalación un poco mayor, similar a la de las sienitas. Las gravas, sin embargo, presentan una exhalación superior como corresponde a su mayor contenido en ²²⁶Ra y se aproximan más al comportamiento de los materiales traquíticos y fonolíticos. La tasa de exhalación de las gravas aumenta a medida a que aumenta su disgregación, posiblemente debido al aumento de la superficie de exhalación.

Siguiendo la metodología descrita en el apartado 3.4.5, mostramos los resultados obtenidos a partir del método corto, aplicados a los materiales de construcción. En las figuras A2.41 a la A2.49 del apéndice 2 se muestran los resultados de los ajustes lineales, junto con los residuos de los ajustes obtenidos (tabla A2.14) y en la tabla 3.16 se presentan la concentración inicial, la pendiente de la recta de mejor ajuste lineal, la *tasa de exhalación por unidad de superficie* para el método corto, la mínima exhalación detectable, el factor de corrección de la pendiente y tasa de exhalación corregida para las primeras 24 h de las curvas obtenidas. En este caso se han incluido materiales

adicionales sobre la tabla 3.15 ya que en el marco de un proyecto de investigación financiado por el CSN sobre materiales de construcción y radón, se está procediendo al análisis de nuevos materiales mediante el método corto. En concreto en esta tabla se añade los datos de arenas saharianas y clinker procedente de la zona de Huelva, proporcionados por CEISA que utilizan en la fabricación de cementos en las islas.

Muestra	C ₀ _{R n} (Bq·m⁻³)	m (Bq·h⁻¹)	Tasa de exhalación (Bq⋅m ⁻² ⋅h ⁻¹)	ME ₀ D _{Short}	Factor corrector de pendiente	Tasa de exhalación corregida (Bq·m ⁻² ·h ⁻¹)
B1	135 ± 20	5 ± 1	1.8 ± 0.4	4.3 ± 0.3	1.1075	2.0 ± 0.4
B2	160 ± 30	0.6 ± 2	0.3 ± 0.4	3.2 ± 0.2	1.1116	0.3 ± 0.3
B3	70 ± 20	8 ± 1	1.9 ± 0.3	2.9 ± 0.2	1.1251	2.1 ± 0.3
B4	60 ± 20	14 ± 1	3.7 ± 0.5	2.8 ± 0.2	1.1099	4.1 ± 0.6
B5	90 ± 10	2.7 ± 0.9	1.2 ± 0.3	4.1 ± 0.2	1.1163	1.3 ± 0.4
B6	80 ± 20	7 ± 1	2.3 ± 0.4	4.0 ± 0.2	1.1056	2.5 ± 0.4
B7	100 ± 20	2 ± 1	0.7 ± 0.3	3.0 ± 0.2	1.1193	0.8 ± 0.3
B8	80 ± 30	9 ± 1	1.7 ± 0.5	2.9 ± 0.2	1.1130	1.8 ± 0.3
B9	110 ± 20	1 ± 1	0.7 ± 0.3	2.9 ± 0.2	1.1155	0.7 ± 0.4
B10	100 ± 30	10 ± 2	1.7 ± 0.3	4.2 ± 0.3	1.1212	1.9 ± 0.4
B11	90 ± 20	3 ± 1	1.5 ± 0.5	3.0 ± 0.3	1.1444	1.7 ± 0.6
B12	120 ± 20	7 ± 2	1.1 ± 0.2	3.1 ± 0.2	1.1105	1.2 ± 0.3
Grava 0-5	220 ± 20	7 ± 1	5.3 ± 0.9	4.6 ± 0.3	1.0977	5.7 ± 0.4
Grava 5-10	110 ± 20	10 ± 2	4.8 ± 0.8	3.1 ± 0.2	1.1105	5.3 ± 0.9
Grava 10-20	70 ± 20	9 ± 2	4.0 ± 0.8	2.9 ± 0.2	1.1054	4.4 ± 0.9
Clinker (MC3)	100 ± 10	0.8 ± 0.9	1.0 ± 0.6	4.1 ± 0.2	1.0939	1.0 ± 0.6
Arena (MC5)	120 ± 20	0.4 ± 0.8	0.8 ± 0.5	4.1 ± 0.1	1.0939	0.8 ± 0.5

 Tabla 3.16.
 Resultados: Tasa de exhalación por unidad de superficie para cada muestra analizada, para las primeras 24 horas de acumulación.

Como era de esperar, según la ecuación [3.33], las fluctuaciones del fondo del laboratorio pueden afectar más intensamente a periodos de ajustes cortos que a largos. Como se muestra en la tabla 3.16, 13 de las 17 muestras analizadas están por debajo del límite de detección para el método corto. Se constata que la influencia de las variaciones del fondo del laboratorio en la mínima actividad detectable es mucho mayor para periodos cortos de acumulación que para periodos largos. Por esto si bien ambos métodos proporcionan resultados equivalentes, si se utiliza solo el método corto para obtener la exhalación de radón, es necesario garantizar que el fondo del laboratorio esté controlado y sea bajo. Esto es particularmente importante cuando se trata de muestras de baja tasa de exhalación. De forma análoga al apartado 3.4.5, se ha procedido a comparar los resultados de tasa de exhalación para el método largo y método corto, y la corrección realizada a la pendiente

mediante el u-test descrito anteriormente. Los valores del u-test fueron siempre inferiores al límite 1.64.

En la tabla 3.17 se muestran, para los materiales de construcción analizados los resultados de fracción de emanación y potencial de radón. En este caso la dependencia lineal entre la concentración de ²²⁶Ra y la tasa de exhalación es menos evidente, obteniéndose un coeficiente de correlación en torno a 0.6. Este resultado es lógico ya que se trata de materiales muy similares con tasas de exhalación y concentraciones de radio bajas y del mismo orden.

Muestra	²²⁶ Ra	Tasa de exhalación (mBq kg ⁻¹ h ⁻¹)	Fracción de emanación	Potencial de radón (Bq kg ⁻¹)
B1	15 ± 1	37 ± 5	0.29 ± 0.08	4 ± 1
B2	27 ± 1	24 ± 4	0.10± 0.03	2.7 ± 0.9
B3	29 ± 2	50 ± 5	0.17 ± 0.03	5 ± 1
B4	34 ± 2	90 ± 10	0.31 ± 0.06	10 ± 3
B5	22 ± 1	30 ± 5	0.15 ± 0.06	3 ± 1
B6	27 ± 2	54 ± 6	0.23 ± 0.05	6 ± 2
B7	22 ± 1	34 ± 5	0.16 ± 0.05	4 ± 1
B8	31 ± 2	39 ± 5	0.14 ± 0.03	4 ± 2
В9	19 ± 1	45 ± 7	0.25 ± 0.08	5 ± 1
B10	25 ± 1	38 ± 5	0.16 ± 0.04	4 ± 1
B11	27 ± 2	29 ± 5	0.09 ± 0.03	3 ± 1
B12	25 ± 1	37 ± 5	0.17 ± 0.04	4 ± 1
Grava 0-5	36 ± 2	180 ± 20	0.63 ± 0.11	23 ± 5
Grava 5-10	56 ± 3	150 ± 20	0.30 ± 0.06	4 ± 1
Grava 10-20	46 ± 2	100 ± 10	0.25 ± 0.05	4 ± 1
Clinker (MC3)	25 ± 1	30 ± 11	0.17 ± 0.07	4 ± 1
Arena (MC5)	23 ± 1	18 ± 7	0.10 ± 0.05	2 ± 1

 Tabla 3.17. Resultados: Tasa de exhalación por unidad de masa, fracción de emanación y potencial de radón, para cada muestras analizada.

Como se ha indicado, los 12 bloques de hormigón una vez obtenidas las curvas de acumulación, fueron triturados y convertidos en grava a un tamaño inferior a 10 mm en el Laboratorio de Construcción de la Escuela de Arquitectura de la ULPGC. Las masas de los bloques triturados variaron entre 11.9 y 16.5 kg, repartidas sobre las mismas superficies de las bandejas de las cámaras de acumulación. Este tratamiento ha permitido homogeneizar los tamaños de las muestras, y repetir la experiencia de acumulación (método largo) para este estado de agregación. El objetivo que se perseguía con este tratamiento era estudiar si la fracturación de los materiales de construcción puede influir en la exhalación de los mismos, ya que es frecuente que los solares de construcción permanezca un remanente de restos de la propia construcción y puede influir en la exhalación.

En el apéndice 2, figuras A2.50 a la A2.57 se muestran los ajustes realizados a las curvas horarias de acumulación obtenidas mediante el método largo y los residuos de dicho ajuste para todos los materiales de construcción.

Bloques enteros	Bloques triturados
1.6 ± 0.3	2.0 ± 0.4
0.7 ± 0.1	2.0 ± 1.0
2.3 ± 0.4	2.1 ± 0.4
3.7 ± 0.6	5.3 ± 0.9
0.9 ± 0.2	1.5 ± 0.2
2.2 ± 0.4	2.5 ± 0.5
1.0 ± 0.2	1.2 ± 0.3
1.2 ± 0.2	1.6 ± 0.4
1.2 ± 0.2	2.1 ± 0.4
1.4 ± 0.3	1.7 ± 0.5
1.2 ± 0.2	1.4 ± 0.3
1.0 ± 0.2	1.2 ± 0.3

Tabla 3.18.	Resultados de la variación de la tasa de exhalación con
	el estado de agregación de los bloques de hormigón

Siguiendo el procedimiento ya descrito, se han obtenido las tasas de exhalación para los bloques, que han variado entre 1.2 y 5.3 Bq·m⁻²·h⁻¹, con una tasa de exhalación media de 2.1 \pm 1.1 Bq·m⁻²·h⁻¹, tabla 3.18. En los resultados se puede comprobar que la tasa de exhalación de los bloques triturados es, en general, ligeramente mayor que la de los bloques enteros debido, probablemente, a un aumento de la superficie de exhalación

3.5.6 Comparación con otros estudios.

De forma similar a la realizada con los materiales naturales, para finalizar la caracterización de la exhalación de radón de los distintos materiales de construcción analizados en este trabajo de Tesis Doctoral, realizaremos una comparativa con los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo otras zonas del planeta recopilados de la literatura.

En la tabla 3.19 se muestra la tasa de exhalación por unidad de superficie y por unidad de masa para una selección de materiales de construcción de 7 países de Europa y Asia. En esta tabla se proporcionan la tasa de exhalación por unidad de superficie y la tasa de exhalación por unidad de masa, ya que los trabajos estudiados se presentan de algunas de estas formas (algunos trabajos incluyen las dos). En la última columna se proporciona la referencia bibliográfica de la que se ha obtenido el dato. Al final de esta tabla se incluyen los resultados obtenidos en este trabajo expresados en las dos formas para facilitar la comparación.

Material	Tasa de exhalación (Bg·m ⁻² ·h ⁻¹)	Tasa de exhalación (Bg kg ⁻¹ h ⁻¹)	Referencia
Italia			
Areniscas		0.014 ± 0.002	(Righi and Bruzzi, 2006)
Ladrillos		0.0276 ± 0.0013	(Righi and Bruzzi, 2006)
Hormigón		0.0089 ± 0.0007	(Righi and Bruzzi, 2006)
Mortero		0.015 ± 0.002	(Righi and Bruzzi, 2006)
Mortero blanco		0.0040 ± 0.0005	(Righi and Bruzzi, 2006)
Enlucido		0.0171 ± 0.0002	(Righi and Bruzzi, 2006)
Baldosas de terracota		0.0065 ± 0.0008	(Righi and Bruzzi, 2006)
Granito verde		0.082 ± 0.005	(Righi and Bruzzi, 2006)
Granito rosa		0.0129 ± 0.004	(Righi and Bruzzi, 2006)
Granito blanco		0.0043 ± 0.0005	(Righi and Bruzzi, 2006)
Mármol rojo		No detectable	(Righi and Bruzzi, 2006)
Gres porcelánico		No detectable	(Righi and Bruzzi, 2006)
Azulejo de cerámica		No detectable	(Righi and Bruzzi, 2006)
Cemento IV/B (P) 32,5 R	0.49 ± 0.12	0.015 ± 0.001	(Tuccimei et al., 2009)
Grecia			
Ladrillos de arcilla	0.21 ± 0.18	0.011 ± 0.009	(Stoulos et al., 2003)
Hormigón	3.51 ± 2.19	0.037 ± 0.022	(Stoulos et al., 2003)
Baldosas de granito	1.24 ± 0.06	0.084 ± 0.081	(Stoulos et al., 2003)
Iraq			
Ladrillos	2.22 ± 0.26	0.021 ± 0.002	(Amin, 2015)
Hormigón	0.82 ± 0.16	0.008 ± 0.001	(Amin, 2015)
Ladrillos (Jumhoori)	1.17 ± 0.16	0.011 ± 0.002	(Amin, 2015)
Grava	2.42 ± 0.18	0.023 ± 0.009	(Amin, 2015)
Cerámica	1.93 ± 0.18	0.018 ± 0.002	(Amin, 2015)
Thermostone (artificial)	1.86 ± 0.23	0.017 ± 0.002	(Amin, 2015)
Cemento blanco	1.08 ± 0.10	0.010 ± 0.001	(Amin, 2015)
Cemento	1.30 ± 0.16	0.012 ± 0.001	(Amin, 2015)
Arena	0.35 ± 0.01	0.022 ± 0.002	(Hussein et al., 2013)
Grava	0.27 ± 0.01	0.019 ± 0.002	(Hussein et al., 2013)
Cemento	0.22 ± 0.01	0.018 ± 0.002	(Hussein et al., 2013)
Bloque	0.18 ± 0.01	0.017 ± 0.002	(Hussein et al., 2013)
Yeso	0.16 ± 0.01	0.017 ± 0.002	(Hussein et al., 2013)
Panel de yeso	0.13 ± 0.01	0.016 ± 0.002	(Hussein et al., 2013)
Balsas cerámicas	0.16 ± 0.01	0.014 ± 0.002	(Hussein et al., 2013)
Corea del Sur			
Ladrillos		0.0109 ± 0.0023	(Lee et al., 2001)
Ladrillos rojos		0.0061 ± 0.0013	(Lee et al., 2001)
Baldosas		0.0139 ± 0.0063	(Lee et al., 2001)

Tabla 3.19.	Comparativa de	tasa de exhalación	de diferentes n	nateriales de c	onstrucción
	•				

Material	Tasa de exhalación (Bq·m ⁻² ·h ⁻¹)	Tasa de exhalación (Bg kg ⁻¹ h ⁻¹)	Referencia
Fosfoyeso		0.2404 ± 0.0754	(Lee et al., 2001)
Fosfoyeso recubiertos		0.1387 ± 0.0403	(Lee et al., 2001)
India			
Granito	0.1327	0.060	(Chauhan, 2011)
Granito capeado	0.1517	0.660	(Chauhan, 2011)
Granito-diorita	0.1587	0.726	(Chauhan, 2011)
Granito grano grueso	0.828	0.378	(Chauhan, 2011)
Alemania			
Ladrillos	0.76		(Keller et al., 2001)
Piedra pómez	6.3		(Keller et al., 2001)
Grava (escoria)	2.23		(Keller et al., 2001)
Grava (escoria)	2.23		(Keller et al., 2001)
Grava (Cenizas volantes)	2.81		(Keller et al., 2001)
Hormigón	2.81		(Keller et al., 2001)
Hormigón poroso	2.45		(Keller et al., 2001)
Fosoyeso	24.12		(Keller et al., 2001)
España			
Granito Gran Beige (Cáceres)		0.015 ± 0.002	(Miró et al., 2014)
Pizarra Vilar del Rey		0.009 ± 0.003	(Miró et al., 2014)
Este trabajo			
B1	1.6 ± 0.3	0.037 ± 0.005	
B2	0.7 ± 0.1	0.024 ± 0.004	
B3	2.3 ± 0.4	0.050 ± 0.005	
B4	3.7 ± 0.6	0.090 ± 0.010	
B5	0.9 ± 0.2	0.030 ± 0.005	
B6	2.2 ± 0.4	0.054 ± 0.006	
B7	1.0 ± 0.2	0.034 ± 0.005	
B8	1.2 ± 0.2	0.039 ± 0.005	
В9	1.2 ± 0.2	0.045 ± 0.007	
B10	1.4 ± 0.3	0.038 ± 0.005	
B11	1.2 ± 0.2	0.029 ± 0.005	
B12	1.0 ± 0.2	0.037 ± 0.005	
Grava 0-5	7.3 ± 1.1	0.180 ± 0.020	
Grava 5-10	6.0 ± 1.0	0.150 ± 0.020	
Grava 10-20	4.6 ± 0.8	0.100 ± 0.010	
Clinker (MC3)	1.0 ± 0.6	0.030 ± 0.011	
Arena Sahariana (MC5)	0.8 ± 0.5	0.018 ± 0.007	

Tabla 3.19. Comparativa de tasa de exhalación de diferentes materiales de construcción.

Como se desprende la tabla anterior, los resultados obtenidos son del orden de los encontrados en la literatura, aunque hay que destacar que existe una gran dispersión. Los materiales de construcción de Alemania presentan en general una tasa de exhalación que dobla a los analizados en este trabajo (salvo el bloque 4). Esto puede deberse a que algunos de los materiales estudiados en Alemania contienen cenizas volantes.

Finalmente compararemos la fracción de emanación de radón obtenidas para los materiales de construcción con los de la revisión ya citada de (Sakoda et al., 2011). Para facilitar su interpretación en la figura 3.18 se le han añadido los resultados obtenidos para los materiales de construcción a la figura 3.11, que presentamos.



Figura 3.18 Fracción de emanación. Comparación de resultados.

Como se muestra en la figura, la fracción de emanación de los materiales de construcción analizados es inferior a 0.35 de forma análoga a los litotipos estudiados en la sección 3.4. Comentario aparte merecen las gravas de 0-5 mm que presentan una fracción de emanación de 0.65. Esto se debe a que presentan una tasa de exhalación similar al resto de las muestras de grava, pero una concentración de ²²⁶Ra menor.

3.6. Índices de riesgo radiológico de rocas y materiales de construcción de las Islas Canarias Orientales.

El uso de materiales naturales en la construcción como rocas o suelos con altos contenidos en radioisótopos puede suponer un aumento en la exposición a la radiación gamma y al radón en el interior de las construcciones (Piedecausa García et al., 2011). En el año 2013 el Consejo de la Unión Europea aprobó la Directiva de la UE (Directiva 2013/59/EURATOM del Consejo de 5 de diciembre de 2013) por la que se establecen las normas de seguridad básicas para la protección contra los peligros derivados de la exposición a radiaciones ionizantes (CE, 2013) que entró en vigor en 2014. En ella se da un plazo de 4 años a los países miembros para establecer una legislación nacional al respecto. Una parte importante de la Directiva se refiere a los materiales de construcción (artículo 75, Anexos VIII y XIII). De acuerdo con esta norma existirá una obligación de medir la actividad específica de radioisótopos en estos materiales por los fabricantes utilizando el índice de actividad, debiendo estos cumplir una serie de requisitos (Lima et al., 2015a). Varios países miembros de la UE han establecido ya normativas de control a este respecto, como Finlandia, Polonia y la República Checa, utilizando como base el índice de actividad gamma (Lima et al., 2015b). Esta regulación se extiende para limitar los niveles de contenidos en radionucleidos en materiales de construcción que puedan ser utilizados en techos, muros y pavimentos de viviendas o espacios habitables en el caso de la República Checa. Los criterios adoptados son más estrictos que los de la RP 112, estableciéndose que los materiales que sobrepasen ciertos límites solo podrán ser utilizados en casos justificados. También la legislación de Polonia (junto con la de la República Checa) limitan el contenido en ²²⁶Ra en materiales de construcción, con la intención de limitar la exposición a Rn (Lima et al., 2015b), .

Según el documento de la Unión Europea Radiation Protection 112 (Commission, 1999), la exposición a la radiación a la que puede verse sometido el ser humano debido al contenido radiactivo de los materiales de construcción puede clasificarse:

- Exposición externa, relacionada con la radiación gamma. Según el documento Radiation Protection 112, la existencia de niveles elevados de radioisótopos naturales en los materiales de construcción puede causar un aumento de dosis efectiva anual 2 mSv por año.
- Exposición interna, relacionada con la inhalación de radón, exhalado por los materiales de construcción. A nivel global, la contribución a la concentración de radón media indoor debida a los materiales de construcción se encuentra entre 10-20 Bq·m⁻³, aunque en casos excepcionales pudieran aparecer valores más elevados.

La evaluación del riesgo a la exposición de la radiación gamma procedente de los materiales de construcción se hace a través de los índices de actividad, que se definen a partir de la medición de las concentraciones de ²²⁶Ra, ²³²Th y ⁴⁰K. Estos índices deben considerar la forma del espacio habitado y la cantidad de material usado en la construcción. Un índice muy utilizado para radioprotección es el Índice de Riesgo por Exposición Externa (índice gamma, Ιγ). Este parámetro fue introducido en 1999 por el documento de la Unión Europea "Radiation Protection 112: Radiological protection principles concerning the natural radioactivity of buildings materials" (Commission, 1999) con el fin de tener un índice de referencia para limitar las concentraciones de actividad de los radionúclidos naturales presentes en los materiales de construcción, solo teniendo en cuenta la radiación gamma emitida por ellos. El documento "Radiation Protection 112" proporciona una tabla de valores límite para este índice en función del criterio de dosis aprobado y el uso previsto del material (estructural o de acabado). A nivel general, muchos países europeos y

no europeos han tomado algunas decisiones con respecto a estos límites máximos, expresados normalmente por medio de una suma (o índice) que habitualmente debe ser inferior o igual a 1. En este trabajo se ha adoptado la siguiente expresión para este índice:

$$I_{\gamma} = \frac{c_{Ra}}{370} + \frac{c_{Th}}{259} + \frac{c_{K}}{4810} \le 1$$
[3.40]

En la tabla 3.20 mostramos algunas de las limitaciones establecidas según el valor del índice de riesgo gamma (Commission, 1999).

Criterio de dosis	0,3 mSv/año	1mSv/año
Materiales utilizados en cantidades masivas (p.e. hormigón)	lγ ≤ 0,5	lγ ≤ 1
Materiales de uso superficial y otros empleados en cantidades discretas (p.e. azulejos, tableros, etc)	$ \gamma \leq 2$	$I\gamma \leq 6$

Tabla 3.20. Valores de referencia del índice gamma según la dosis

Otro índice usado es el radio equivalente (Ra^{eq}) que se determina a partir de las concentraciones de actividad de ²²⁶Ra, ²³²Th y ⁴⁰K (Beretka and Mathew, 1995). Este índice promedia las concentraciones de los distintos radioisótopos naturales y se calcula suponiendo que 10 Bq kg⁻¹ de ²²⁶Ra producen el mismo número de rayos gamma en la tasa de dosis, que 7 Bq kg⁻¹ de ²³²Th y 130 Bq kg⁻¹ de ⁴⁰K. El Ra_{eq} de una muestra en (Bq/kg) se determina entonces utilizando la siguiente ecuación (UNSCEAR, 1982):

$$Ra_{eq} = c_{Ra} + 1.43c_{Th} + 0.077c_K \le 370 \ Bq \cdot m^{-3}$$
[3.41]

Para evaluar el riesgo de irradiación alfa interna debido a la inhalación de radón procedente de los materiales se ha determinado un índice de riesgo alfa definido a partir de la concentración de actividad del ²²⁶Ra (Krieger, 1981), (Stoulos et al., 2003),

$$I_{\alpha} = \frac{c_{Ra}}{200} \le 1$$
 [3.42]

Cuando la concentración de actividad de ²²⁶Ra de un material de construcción supera el valor de 200 Bq/kg, es posible que la exhalación de radón de este material pueda producir concentraciones de radón indoor superiores a superiores a 200 Bq/m³. Por el contrario, cuando la concentración de actividad de ²²⁶Ra sea inferior a 100 Bq/kg, es poco probable que la exhalación de radón de los materiales de construcción puedan producir concentraciones de radón superiores a

200 Bq/m³ (Nordic, 2000)¹. En la tabla 3.21 se muestran las concentraciones de actividad de ²²⁶Ra, ²²⁰Th y ⁴⁰K de todas las muestras analizadas en este trabajo de Tesis Doctoral y sus correspondientes índices de riesgo.

Muestra	²²⁶ Ra	²³² Th	⁴⁰ K	lγ	Ια	Ra _{eq}
		Litotipos	;			
M1	109 ± 9	178 ± 10	1292 ± 60	1.25	0.55	463
M2	57 ± 5	85 ± 6	1130 ± 50	0.72	0.29	266
M3	81 ± 7	103 ± 7	1270 ± 50	0.88	0.41	326
M4	8 ± 1	8 ± 1	104 ± 7	0.07	0.04	27
M5	19 ± 1	18 ± 2	360 ± 20	0.20	0.10	72
M4	8 ± 1	8 ± 1	104 ± 7	0.07	0.04	27
M6	310 ± 25	82 ± 6	760 ± 30	1.31	1.55	486
M7	44 ± 4	49 ± 3	910 ± 40	0.50	0.22	184
M8	35 ± 2	58 ± 4	1552 ± 70	0.64	0.18	237
M9	42 ± 2	63 ± 3	1257 ± 50	0.62	0.21	229
M10	102 ± 8	114 ± 7	1180 ± 50	0.96	0.51	356
M11	80 ± 3	97 ± 5	1100 ± 50	0.82	0.40	303
	Ма	ateriales de con	strucción			
B1	15 ± 1	19 ± 1	250 ± 10	0.16	0.08	61
B2	27 ± 1	25 ± 2	470 ± 20	0.27	0.14	99
B3	29 ± 2	24 ± 2	450 ± 20	0.26	0.15	98
B4	34 ± 2	37 ± 3	790 ± 40	0.40	0.17	148
B5	22 ± 1	18 ± 2	360 ± 20	0.20	0.11	75
B6	27 ± 2	25 ± 2	380 ± 20	0.25	0.14	92
B7	22 ± 1	22 ± 2	410 ± 20	0.23	0.11	85
B8	31 ± 2	18 ± 2	310 ± 20	0.22	0.15	81
B9	19 ± 1	22 ± 2	410 ± 20	0.22	0.10	82
B10	25 ± 1	21 ± 2	370 ± 20	0.22	0.12	84
B11	27 ± 2	24 ± 2	470 ± 20	0.26	0.14	98
B12	25 ± 1	19 ± 2	420 ± 20	0.23	0.13	85
Grava 0-5 mm	36 ± 2	67 ± 4	1310 ± 60	0.63	0.18	233
Grava 5-10 mm	56 ± 3	66 ± 4	1370 ± 60	0.70	0.28	259

Tabla 3.21. Composición radioisotópica (en Bq kg⁻¹) e índices de riesgo.

¹ Nordic. *Naturally Occurring Radiation in the Nordic Countries- Recommendations*. In: The Flag-Book Series. The Radiation Protection Authorities in Denmark, Finland, Iceland, Norway and Sweden, Reykjavik. (2000).

Muestra	²²⁶ Ra	²³² Th	⁴⁰ K	lγ	Ια	Ra _{eq}
Grava 10-20 mm	46 ± 2	59 ± 4	1290 ± 60	0.62	0.23	230
Yeso (MC1)	4.8 ± 0.9	8 ± 2	200 ± 10	0.09	0.02	32
Sulfato férrico (MC2)	15 ± 01	107 ± 7	53 ± 6	0.46	0.08	172
Clinquer (MC3)	25 ± 1	13 ± 2	250 ± 10	0.17	0.13	63
Puzolana (MC4)	23 ± 2	46 ± 3	1310 ± 60	0.51	0.12	190
Arena (MC5)	23 ± 1	6 ± 1	400 ± 18	0.17	0.12	62
CEM II/A-P 42.5 N	40 ± 2	21 ± 2	390 ± 20	0.27	0.20	100
CEM II/B-P 32.5 R	34 ± 2	27 ± 3	550 ± 30	0.31	0.17	115
CEM 152.5 R	34 ± 2	16 ± 2	340 ± 20	0.22	0.17	83
CEM IV/A-P 42.5 N/MR	32 ± 2	21 ± 2	450± 20	0.26	0.16	97
CEM II/A-P 42.5 R	45 ± 2	21 ± 2	380 ± 20	0.28	0.22	104

Tabla 3.21. Composición radioisotópica (en Bq kg⁻¹) e índices de riesgo.

Las muestras M1 y M6 presentan valores de los índices que superan los límites y que hace necesario limitar su uso como material de construcción. El valor del índice de riesgo alfa de la muestra M6 indica que este tipo de roca puede producir concentraciones de radón superiores a 300 Bq/m³. Para los materiales de construcción, las concentraciones, en general son bajas, y sólo las gravas fonolíticas presentan concentraciones un poco más altas. Todos los materiales de construcción que se han analizado presentan índices de riesgo α y γ radio equivalente muy por debajo de los límites. En los cementos analizados, el índice de riesgo es en todos los casos muy inferior a 0.5 de forma que es muy poco probable, que debido a su utilización se alcance concentraciones de radón superiores a los límites indoor.

Capítulo 4

Determinación del radón en suelos en las Islas Canarias Orientales.

4.1. Introducción

Dado que, como se ha dicho, el aporte principal de radón en el interior las viviendas tiene su origen en el suelo, el conocimiento de la concentración de este gas en el suelo es una herramienta importante a la hora de estimar la probabilidad de encontrar concentraciones elevadas de radón en una vivienda. El potencial de radón en el suelo es el resultado de una combinación de propiedades del propio suelo y de la roca subyacente (la porosidad, la permeabilidad, contenido de humedad y los parámetros meteorológicos, entre otros) (Kemski et al., 2001) (Miles and Appleton, 2005) (Gruber et al., 2013). Como se ha indicado anteriormente, los radionúclidos padres del radón están presentes en todos los materiales de la corteza terrestre y sus derivados (suelos y rocas, residuos industriales, residuos de la extracción de minerales y residuos de materiales varios como los materiales de construcción), de los que se liberan para acabar en el atmósfera (Eisenbud and Gesell, 1997), (UNSCEAR, 2008). Es evidente, por tanto, que a la hora de planificar un muestreo adecuado para la determinación de la concentración de radón en un determinado territorio es muy conveniente disponer de información detallada de sus propiedades físicas y radiológicas como: mapas geológicos, régimen de lluvias, permeabilidad de los suelos, mapas radiométricos y, quizás los más importante, de la distribución espacial de radioisótopos precursores del radón (fundamentalmente ²²⁶Ra). Afortunadamente, gran parte de esta información estaba disponible a la hora de planificar este trabajo de Tesis Doctoral.

Este parte de la Tesis Doctoral tiene su precedente directo en los trabajos los llevados a cabo por el Grupo de Investigación GIRMA para caracterizar radiológicamente las Islas Canarias Orientales en el marco de diversos proyectos de investigación¹ financiados por el Consejo de Seguridad Nuclear (CSN) y de la Agencia Canaria de Investigación, Innovación y Sociedad de la

¹Convenio con el CSN para la realización del Mapa radiométrico de las Islas Canarias Orientales dentro del proyecto MARNA (2008)

Evaluación del fondo radiactivo natural de las Islas Canarias Orientales; implicaciones radiológicas sobre la población. Entidad financiadora: Agencia Canaria de Investigación, innovación y Sociedad de la Información. Gobierno de Canarias. (2009-2011).

Estudio sobre la distribución de radioisótopos naturales y de radón en las Islas Canarias Orientales. Consejo de Seguridad Nuclear (CSN). (2009-2011).

Información (ACIISI) del Gobierno de Canarias. Gran parte de esos resultados se recogen en la Tesis Doctoral elaborada por el Dr. Arnedo Ayensa del Departamento de Física de la ULPGC (Arnedo Ayensa, 2014) y titulada "Evaluación del fondo radiactivo natural de las Islas Canarias Orientales, implicaciones radiológicas sobre la población", defendida en el año 2014. En aquella tesis se presentaban los mapas radiométricos obtenidos a partir de la medición la tasa de exposición gamma a un metro del suelo así como los mapas de distribución de radionúclidos naturales (²³⁸U, ²³²Th y ⁴⁰K), y del radioisótopo artificial ¹³⁷Cs. Además se llevó a cabo un estudio estadístico de la dosis recibida por la población de las Islas Canarias Orientales. Estos trabajos han constituido un punto de partida válido para la planificación y desarrollo de este trabajo de Tesis Doctoral que se enmarca, también en un proyecto de investigación financiado por el CSN.

Este capítulo se dedica a exponer la metodología y resultados de las medidas de concentración de gas radón en las Islas Canarias Orientales. Se describe, en primer lugar el diseño de las campañas de medida, la selección de los puntos de muestreo y la metodología de medida para la concentración de gas radón. A continuación se explica el procedimiento de interpolación geoestadística utilizado para elaborar los mapas de radón en suelos en las Islas Canarias Orientales. Estos mapas de distribución de radón geogénico están estrechamente relacionados con el concepto de zonas propensas al radón (radón prone áreas). De acuerdo con la nueva directiva básica de seguridad de (CE, 2013), un área propensa al radón ("radon prone area") es un área geográfica o región administrativa donde, en base a estudios, el porcentaje de viviendas esperadas que exceden los niveles máximos de concentración de actividad de radón son mayores que en otras partes del país.

El grueso del capítulo se dedica al análisis de la distribución espacial del radón en suelos y su relación con la geología de la zona. La elaboración de estos mapas de radón geogénico permitirá en el capítulo 5 identificar zonas/regiones donde puedan aparecer concentraciones de actividad de radón elevadas debido a fuentes naturales. La elaboración de estos mapas de potencial de radón permite decidir donde realizar campañas de media de radón indoor y poder tomar acciones de remedio si los niveles de concentración de actividad de radón en las viviendas son altos.

4.2. Planificación y desarrollo de las campañas de medida.

La metodología de trabajo y los instrumentos de muestreo utilizados en una campaña de medida de concentración de actividad de radón en suelos dependen fundamentalmente de los objetivos del trabajo y del tipo de medida (por ejemplo, si se quiere medir solo la concentración de radón, radón y torón y/o su progenie), así como las características del terreno bajo investigación. El muestreo asigna al terreno un valor representativo de la actividad de radón en un lugar dado y a una profundidad (o intervalo de profundidad) dada, que varían con el tiempo (Zhang et al., 2015).

La concentración de actividad de radón del suelo puede ser, teóricamente, definida para cualquier profundidad partiendo de la superficie del suelo. Pero existe una profundidad mínima a la

que se puede obtener una correcta medida el radón, que no dependa de las propiedades del suelo y del método de muestreo utilizado (Neznal and Neznal, 2014). Por ejemplo, para detectores activos, la profundidad mínima depende del sistema de bombeo y del volumen de aire extraído. Cuando la profundidad de muestreo respecto a la superficie del suelo es menor que la profundidad mínima referida, la medida de radón será subestimada, ya que estará diluida debido a la intrusión de aire atmosférico limpio (Fig. 4.1).



Figura 4.1 Representación de la variación con el tiempo del volumen del gas que se extrae mediante bombeo, al realizar un muestreo de radón en el suelo.

Si se considera el terreno a muestrear homogéneo, la profundidad mínima de muestreo se puede estimar a partir de la porosidad efectiva del suelo, β_{ef} , definida como la relación entre el volumen de poros del suelo llenos de aire, V_s , y el volumen de suelo V_{suelo} , (de donde extraemos el aire) aproximándolo a una esfera.

$$V_s = \beta_{eff} V_{suelo}$$
 [4.1]

$$\beta_{ef} = \beta \left(1 - s \right) \tag{4.2}$$

donde *s* es la saturación del suelo, parte de los poros del suelo llenos de agua y β la porosidad del suelo. Por lo tanto, la relación entre *V*_s *y el radio r de la esfera V*_{suelo}, es la siguiente,

$$V_s = \beta (1-s) \left(\frac{4}{3}\pi r^3\right)$$
[4.3]

de donde despejando el radio de la esfera V_{suelo} , se puede estimar la mínima profundidad de muestreo, que debe ser mayor que dicho radio *r*.

$$r = (3V_s / 4\pi\beta(1-s))^{1/3}$$
 [4.4]

Como en general los terrenos no son homogéneos, la profundidad mínima de muestreo debe ser, al menos, **dos veces más grande** que el radio obtenido en condiciones homogéneas, a partir de [4.4]. En el Apéndice 3 se exponen las profundidades mínimas en función de valores típicos de porosidad, saturación y volumen de aire disponible en el suelo, V_s .

Como se ha referido en el capítulo 2, respecto al tiempo/duración del muestreo, existen diferentes métodos y sistemas para medir radón en suelos: medidas instantáneas (spot), medidas en continuo (en tiempo real) o medidas integradas en el tiempo en modo difusivo (procedimiento pasivo de transporte del radón del suelo al detector) o en modo advectivo (procedimiento activo de transporte del radón del suelo al detector).

En la literatura existen varios métodos para realizar la toma de muestras (Ruckerbauer and Winkler, 2001) (Papastefanou, 2002):

(i) Sistema de muestreo activo e instantáneo de radón, es un sistema representativo de la actividad de radón en suelo en un momento dado. El aire se toma a través de una sonda clavada en el suelo, que tiene un sistema de protección compuesto por un tubo de secado y un filtro de partículas, y es inyectado a un monitor de radón basado en células de centello (o de Lucas);

(ii) Sistema de muestreo activo y continuo, es un sistema representativo de la concentración de actividad de radón en un intervalo de tiempo dado. Mediante una bomba, se extrae el aire del suelo y se hace pasar por un monitor de radón que opera en continuo (basado en una cámara de ionización o en un detector de estado sólido).

(iii) Sistema de muestreo pasivo y toma de muestras integrada, que registra la concentración de radón mediante la exposición de un detector de trazas ubicado en el interior de una pequeña cámara de difusión colocada sobre el suelo.

(iv) Sistema de muestreo pasivo basado en una sonda de suelos que opera por difusión y que en su interior hay un analizador de estado sólido que opera de forma continua.

A esta variedad de métodos de medida, hay que añadir que a la hora de adquirir un monitor de radón se tiene que tener en cuenta una serie de criterios como la amplitud de modos de medida que pueda realizar el monitor, la portabilidad, la comodidad, la fiabilidad y su coste (George, 1990).

Durante la etapa de revisión bibliográfica y documentación, se estudiaron distintas alternativas para la medida del radón en suelos y de la permeabilidad (Kemski et al., 2001) (Winkler et al., 2001) (Castelluccio et al., 2010) que nos condujeron a seleccionar la metodología que propone Durridge en su medidor RAD7 en combinación con el protocolo y equipo de medida de la permeabilidad a los gases del equipo Radon-JOK.

4.2.1 Procedimiento de medida de radón en suelos.

Una de las características de las Islas Canarias es la ausencia de suelos desarrollados, de forma que la roca madre se encuentra normalmente a muy poca profundidad lo que nos ha llevado a seleccionar una profundidad de muestreo de 50 cm como máximo. Como se ha dicho en el apartado anterior, el medidor de radón elegido es el equipo RAD7 de la casa Durridge, por ser uno de los más empleados en este tipo de medidas según se constata en la bibliografía reciente del tema (figura 4.2). Como se ha explicado en detalle en el capítulo 2, es un detector de estado sólido

que obtiene la medida a partir de un análisis espectrométrico de los emisores alfa acumulados por procedimientos electrostáticos. Permite medir continuamente las concentraciones radón y torón, mostrando ambos en un espectro impreso, también funciona como un "husmeador" de radón con una indicación audible de cuentas para localizar los puntos de entrada de radón. La ausencia virtual de fondo intrínseco (0.2 Bq/m³) permite al RAD7 tener un umbral de detección extremadamente bajo de unos 4 Bq/m³.



Figura 4.2 Metodología Durridge para la medida de radón en suelos.

Inicialmente (en las campañas de Lanzarote y Fuerteventura) la sonda de suelos utilizada fue la proporcionada por el kit de medida de "radon soil gas" por el fabricante del RAD7 (Durridge). Esta sonda está constituida por tubo hueco de acero de 1.27 cm de diámetro exterior y 0.635 cm de diámetro interior. Siguiendo el procedimiento establecido por el fabricante, se inserta a la profundidad deseada (50 cm en este caso), y se comprueba que haya un sellado razonable entre la sonda y el suelo circundante, de forma que aire ambiente no descienda alrededor de la sonda y diluya la muestra de gas. Un separador de agua y una unidad de secado (driolite) se conectan entre el extremo de la sonda y el monitor continuo de radón (RAD 7, Durridge Co.) con el fin de mantener la humedad relativa por debajo del 10%, ya que el RAD7 es muy sensible a la humedad. Es muy importante que al inicio del proceso de cada medida el RAD7 sea purgado, proceso que puede oscilar entre 10 y 20 min, con el objetivo de reducir la humedad inicial del aire muestreado a valores inferiores al 10%. La intensidad de corriente de alimentación de la bomba proporciona una buena indicación de la porosidad del suelo, advirtiendo de que la permeabilidad del suelo es baja o si las condiciones de saturación pueden producir problemas evidentes en la medida.

En la campaña de Gran Canaria, se ha utilizado fundamentalmente la sonda de la casa checa Radon v.o.s. compuesta por un tubo hueco de acero de 12 mm de diámetro exterior, 8 mm de diámetro interior y 1.1 m de longitud. Está equipada con una punta afilada "perdida", 12 mm de diámetro. La sonda se golpea a la profundidad deseada en el área de muestreo y, mediante un dispositivo mecánico, se provoca la extrusión de la punta creando un volumen fijo y relativamente

grande para las mediciones tanto de la permeabilidad como de la concentración de radón en el aire del suelo mediante el RAD7. Esta sonda ha dado mejor resultado operativo que la del kit de suelos de Durridge. El medidor de radón RAD7 tiene implementado un protocolo para la toma de medidas de la concentración de radón en suelos (protocolo GRAB) que básicamente consiste en realizar una toma forzada de gas que se introduce en el detector a través de un material desecante. El instrumento está equipado con un detector alfa de estado sólido que permite la medición de 222Rn usando la actividad de su descendiente el ²¹⁸Po que alcanza el equilibrio con el padre en unos 15 minutos. Según este protocolo, una medida tiene una duración de 30 minutos, con lecturas parciales cada cinco minutos (ciclos), y termina cuando la diferencia relativa entre los dos últimos ciclos (a partir de la cuarta lectura, cuando se alcanzan las condiciones de equilibrio) es menor del 15%. En este caso, el resultado final es el valor promedio de las últimas dos lecturas. En el método de medida descrito, el volumen de gas extraído del suelo depende de la técnica de bombeo utilizada y la porosidad del suelo. En la práctica, con un valor medio de porosidad del suelo del 50%, la bomba interna RAD7 es capaz de extraer gas del suelo a razón de 0.3 – 0.5 L / min. Utilizando el protocolo GRAB, en la que el RAD7 bombea durante cinco minutos solamente, el volumen extraído será de unos 2 L, lo que nos asegura que la profundidad elegida está por debajo del valor mínimo aconsejado, que en este caso son 17.6 cm x 2 = 35.5 cm (para 5 L).

4.2.2 Procedimiento de medida de la permeabilidad de los suelos a los gases.

La medida de radón en suelos se complementa con la medida de la permeabilidad a los gases del suelo. Como se indicó en el apartado 2.4 del capítulo 2 el equipo elegido para este trabajo de Tesis Doctoral fue el permeámetro portátil RADON JOK.



Figura 4.3 Nomograma para el cálculo de la permeabilidad. RADON JOK.

El principio de funcionamiento de este dispositivo consiste en la retirada del aire del suelo por medio de una presión negativa. El aire se bombea fuera del suelo a presión constante a través de la sonda descrita que está especialmente diseñada y presenta una superficie constante de contacto entre el cabezal de la sonda y el suelo. Un saco de caucho especial, con uno o dos pesos (dependiendo de la medida), bombea el aire desde el suelo y permite realizar la medición a presiones muy bajas. La permeabilidad se determina, a partir de un nomograma de calibración proporcionado por el fabricante (figura 4.3), midiendo el tiempo de bombeo y conocido el peso de las masas que han generado la depresión (Neznal and Neznal, 2006). La gran ventaja de RADÓN JOK es la posibilidad de realizar medidas de forma independiente, sin necesidad de fuente de alimentación.En este capítulo nos centramos en discutir fundamentalmente la concentración de radón en suelos dejando el estudio detallado de la permeabilidad para el capítulo siguiente.

4.2.3 Elección de los puntos de medida.

Las medidas de radón en suelos siguiendo estos protocolos emplean un tiempo considerable por cada punto de medida "in situ", (una hora y media en promedio), lo que nos lleva a estimar una media de cuatro puntos por día a la hora de planificar la campaña, (esto en el mejor de los casos, si los puntos son accesible por carretera, y se encuentra rápidamente una zona con suelo desarrollado donde insertar la sonda). Por tanto, no se consideró realista planificar un barrido denso del territorio mediante una malla de puntos de muestro equiespaciados. En lugar de eso, se optó por seleccionar los puntos de muestreo a partir de la información de los mapas geológicos (Carracedo et al., 2002), de los tipos de suelos¹, así como de los mapas de tasa de exposición (figura 4.4) y de distribución de radio de las Islas Canarias Orientales (Arnedo Ayensa, 2014), tal y como aconsejan los estudios internacionales (Bossew et al., 2010).



Figura 4.4 Mapa de tasa de exposición de las Islas Canarias Orientales (Arnedo Ayensa, 2014).

¹<u>http://grafcan.es/mapas-tematicos.</u>

Partiendo de esta información, se trazó inicialmente una situación ideal de los puntos de muestreo utilizando la cartografía proporcionada por Google Earth y por la empresa GRAFCAN del Gobierno de Canarias. Dentro de lo posible, se intentó que el punto elegido estuviese a una distancia mínima de 50 m de los edificios más próximos y de más de 10 m de carreteras y otras superficies pavimentadas. En este sentido conviene aclarar, que el procedimiento habitual en este tipo de medidas establece que es necesario medir sobre suelos llanos, evitando, en lo posible hondonadas y altozanos. Esta recomendación, debido a la orografía de las Islas, ha resultado complicado de llevar a cabo, especialmente en Gran Canaria, ya que a diferencia de Lanzarote y Fuerteventura, es muy montañosa con profundos barrancos dirigidos hacia el mar, escaseando las llanuras.En la práctica, es complicado medir exactamente en el punto seleccionado debido a lo accidentado del terreno insular que en ocasiones no permite el acceso a los puntos de medida (sobre todo en las islas de mayor relieve como Gran Canaria). Este hecho, además de la metodología de medida de radón elegida, ha provocado una cierta irregularidad en la distribución de los datos. Siguiendo el protocolo previamente establecido, en las medidas de campo, la posición exacta de los puntos reales de medida se determinó utilizando el equipo GPS GARMIN II Plus.

Las campañas de medida de concentración de radón y permeabilidad en las tres islas que constituyen las Islas Canarias Orientales comenzaron en agosto de 2011 con una primera prospección en las islas de Lanzarote y Fuerteventura, y se prolongaron en la isla de Gran Canaria hasta diciembre de 2013. Para el diseño y realización de las campañas de medida hemos tenido en cuenta la variabilidad climática de la zona de estudio. Las Islas Canarias están situadas en la zona de transición entre las zonas de clima templado y clima tropical. Tanto Lanzarote como Fuerteventura presentan un clima subtropical árido, con temperaturas que no varían significativamente durante todo el año, y escasas precipitaciones. Aunque la isla de Gran Canaria está situada a apenas 90 km de distancia de Fuerteventura, presenta una mayor variedad climática que ésta, debido a su orografía y altitud. Gran Canaria también se caracteriza por precipitaciones escasas e irregulares (300 mm), sobe todo sobre todo en las zonas bajas debido a la presencia, la mayor parte del año, del anticiclón de las Azores. Por el contrario, en la parte norte de las islas, expuestas a los vientos alisios, húmedos y constantes, la lluvia puede llegar a 1.000 mm. En el sur, las precipitaciones se reducen considerablemente, presentando muchos días soleados. Los períodos de lluvia se concentran principalmente entre finales de otoño y principios de la primavera. Por lo tanto, las campañas de medidas de radón en suelos y la permeabilidad se han programado principalmente en aquellos períodos correspondientes a baja o ninguna pluviometría. Uniendo los datos de las diferentes campañas realizadas, se dispone, en la actualidad, de 105 medidas de la Isla de Gran Canaria (1560 km²), 36 de la Isla de Fuerteventura (1660 km²), 35 de la Isla de Lanzarote (846 km²), lo que da un total de 176 puntos en toda la provincia de Las Palmas (4093 km²).







Figura 4.6 Situación de los puntos de medida en la isla de Fuerteventura. Coordenadas UTM-huso 28.



610000 615000 620000 625000 630000 635000 640000 645000 650000

Figura 4.7 Situación de los puntos de medida en la isla de Lanzarote. Coordenadas UTMhuso 28.

De esta forma, en media, se dispone de una medida de radón en suelos y permeabilidad a los gases por cada 15.0 km² para Gran Canaria (cuadrícula 4x4 km²), de 46.1 km² para Fuerteventura (cuadricula 7x7) y finalmente de 24.2 km² para Lanzarote (cuadrícula 5x5 km²). En las figuras 3.5 a 3.7 se muestran, sobre los mapas geológicos proporcionados por GRAFCAN la situación de los puntos de medida en cada isla.

Al representar los puntos de medida sobre el mapa geológico de cada isla se observa que con los puntos de muestreo se han cubierto todas las estructuras geológicas/tipos de suelos en las tres islas. La isla con menor densidad de puntos medidos es la de Fuerteventura, que junto con Lanzarote presenta una menor variabilidad de datos radiométricos que Gran Canaria (figura 4.4). Además su orografía, junto con la isla de Lanzarote, que es mucho más sencilla de caracterizar ya que posee grandes llanuras. En contraposición, en Gran Canaria se ha medido el mayor número de puntos porque presenta una orografía muy abrupta y se han encontrado mayores variaciones en los niveles de radón encontrados. Otro dato que se ha tenido en cuenta a la hora de fijar el número de puntos de muestreo es que Gran Canaria, es con diferencia, la isla más poblada de la provincia concentrando al 77,3 % de la población, frente al 9,9 % de Fuerteventura y el 12,8 % de Lanzarote, lo que justifica un estudio más profundo.

4.2.4 Códigos de clasificación geológica.

Debido a la complejidad geológica descrita en el apartado 1.3 del capítulo 1 y con el fin de facilitar el análisis posterior y buscar correlaciones entre las concentraciones de actividad de radón en suelos y la geología de las distintas zonas de la región bajo estudio, se ha establecido un sistema de codificación simplificado que agrupa formaciones geológicas similares en función, fundamentalmente, de su petrología y que se describe a continuación:

ROCAS MAGMÁTICAS (ÍGNEAS)

ROCAS VOLCÁNICAS.

Código 1

ROCAS ULTRABÁSICAS Y BÁSICAS (basanitas, basaltos olivínicos, basaltos piroxénicos, basaltos plagioclásicos, nefelinitas, hawaitas, tefritas, mugearitas, tefritas fonolíticas, fonolitas tefritas, principalmente): PUEDEN SER LAVAS-COLADAS O MATERIAL PIROCLÁSTICO SUELTO (ceniza, lapilli y bombas-escorias)

Código 2

ROCAS INTERMEDIAS Y ÁCIDAS (traquitas, fonolitas, riolitas, traquibasaltos, benmoreitas, principalmente) PUEDEN SER LAVAS-COLADAS, COLADAS PIROCLÁSTICAS-IGNIMBRITAS O MATERIAL PIROCLÁSTICO SUELTO (ceniza, lapilli y bombas-escorias)
ROCAS PLUTÓNICAS Y SUBVOLCÁNICAS

Código 3

ROCAS ULTRABÁSICAS Y BÁSICAS (peridotitas: dunitas, werlitas, lerzolitas, piroxenitas; gabros olivínicos, gabros feldespáticos, noritas, ijolitas, principalmente): PUEDEN SER PLUTONES, STOCK O DIQUES

Código 4

ROCAS INTERMEDIAS Y ÁCIDAS (sienitas, sieno-diorita, sienita nefelítica, principalmente): PUEDEN SER DOMOS, PITONES, STOCK, DIQUES O COMPLEJOS DE DIQUES

SEDIMENTOS Y ROCAS SEDIMENTARIAS

SEDIMENTOS DETRÍTICOS SUELTOS

Código 5

MARINOS: arcillas, limos, arenas y gravas-cantos-bloques en zonas sumergidas, playas y dunas

Código 6

TERRESTRES: arcillas, limos, arenas y gravas-cantos-bloques en barrancos (aluviales), laderas (coluviones) y suelos

ROCAS SEDIMENTARIAS

Código 7

MARINAS: limonitas, areniscas-calcarenitas y conglomerados en zonas sumergidas, playas y dunas, y terrazas marinas y eolianitas

Código 8

TERRESTRES: limonitas, areniscas-calcarenitas y conglomerados en barrancos (aluviales), laderas (coluviones) y suelos

Esta clasificación es aproximada, pero resulta útil para el estudio del comportamiento radiológico de los materiales, que está condicionado básicamente por la presencia de elementos traza.

4.3. Análisis geoestadístico. Determinación de los mapas de isolíneas de radón en suelos y permeabilidad. El método de interpolación de Kriging

Como resultados de las campañas de medida se dispone de un conjunto discreto de datos que se suponen representativos del territorio y como consecuencia de los mismos se obtienen mapas predictivos de la magnitud medida (tasas de exposición, dosis, concentración, etc...). La interpolación de datos geoestadísticos permite obtener mapas o superficies continuas que se deducen de un número conocido de datos discretos medidos. Dependiendo del tipo de datos analizados, el costo y la dificultad de su obtención, así como la información previa del terreno, determinan la importancia de la interpolación (Haining, 1993).

El proceso de interpolación espacial consiste en la estimación de los valores que alcanza una variable Z en un conjunto de puntos definidos por un par de coordenadas (X, Y), partiendo de los valores de Z medidos en una muestra de puntos situados en el mismo área de estudio. En algunos casos pueden utilizarse otras variables de apoyo, V, de las que se conoce su variación espacial en el proceso de interpolación (en el caso de la interpolación de la radiación gamma ambiental puede ser la altitud ya que la componente gamma cósmica depende de ella). El área de estudio vendría definida por el entorno de los puntos en los que sí se dispone de datos. Lo más habitual es comenzar con medidas puntuales, (Gallardo, 2006).

Aunque los métodos que se utilizan son muy variados, todos los métodos de interpolación se basan en la presunción lógica de que cuanto más cercanos estén dos puntos, los valores de cualquier variable cuantitativa que se mida en ellos serán más parecidos, es decir, las variables espaciales muestran mayor autocorrelación espacial.

Prácticamente todos los procedimientos de interpolación se basan, en gran medida, en el uso de técnicas estadísticas que permiten determinar las características de una población deducidas de una muestra de ella y de los parámetros estadísticos medidos sobre ésta. Existen diversos tipos de estadísticos para caracterizar una variable: de tendencia central (media, mediana y moda), de dispersión (rango, varianza y desviación típica) y de forma (sesgo y Curtosis). Si en lugar de caracterizar una sola variable se quiere caracterizar el comportamiento conjunto de dos o más variables (X, Y) se utilizan técnicas de análisis multivariante. Otros dos estadísticos fundamentales son la covarianza y el coeficiente de correlación de Pearson.

Los métodos de interpolación partiendo de datos medidos son muy numerosos, y se pueden clasificar de diferentes maneras:

 Métodos globales frente a métodos locales. Una primera clasificación puede hacerse atendiendo a los puntos que se usan para estimar la interpolación. Los globales tienen en cuenta todos los puntos muestreados en el cálculo del valor del punto estimado, mientras que los locales emplean sólo los puntos de muestreo más cercanos. Métodos directos frente a métodos analíticos. Una segunda clasificación puede hacerse mediante el mecanismo matemático de interpolación. Los directos formulan suposiciones1 generales, habitualmente no contrastadas, sobre el carácter de la superficie a interpolar, y establecen a partir de ellas la función matemática de interpolación. Por el contrario, los métodos analíticos estudian el carácter de la autocorrelación espacial de la variable a interpolar analizando los puntos medidos en una fase inicial de reconocimiento. Posteriormente, en la fase de cálculo generan una función de interpolación que tiene en cuenta el grado y tipo de autocorrelación espacial de la variable.

La Geoestadística se basa en la Teoría de las Variables Regionalizadas de Matheron (Matheron, 1963) que considera los procesos naturales como una combinación de estructuras globales suaves junto con variaciones locales aleatorias. En contraste con los métodos deterministas, los métodos geoestadísticos deben tener en cuenta explícitamente la correlación espacial del fenómeno investigado en el cálculo de los pesos atribuidos a puntos vecinos durante el proceso de interpolación (Chilès and Delfiner, 1999). Es por esto, que los métodos de interpolación geoestadísticos según la clasificación indicada. El más utilizado de estos procedimientos es el denominado método de Kriging (ó krigeado).

Este método de interpolación se basa en el análisis de la autocorrelación a partir de la representación de la variabilidad espacial obtenida por un variograma, que consiste, en analizar la similitud entre los valores de la variable según aumenta la distancia entre ellos (Van Beers and Kleijnen, 2004). Desde el mismo, se obtiene una función que representa lo más fielmente posible esta relación espacial, y esa función es la utilizada para interpolar la variable a partir de los puntos ya conocidos. La interpolación espacial realizada con el kriging es un método de interpolación local óptimo, debido a cómo utiliza la programación dinámica para escoger los pesos de interpolación con el fin de obtener la mejor estimación lineal insesgada del valor de la variable en un punto cualquiera.

Matemáticamente, el fundamento de la interpolación Kriging es considerar la estimación del valor de la propiedad Z en un punto del espacio u_0 como una combinación lineal de las observaciones disponibles en distintos puntos $Z(u_i)$.

$$Z(u_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(u_i), i = 1, ..., n$$
[4.1]

donde *n* es el número de puntos usados en la estimación y λ_i es el peso dado por el valor observado $Z(u_i)$ en las cercanías del punto u_0 (Lozano et al., 2004). Todos los estimadores Kriging son variantes del estimador de regresión lineal básico $Z^*(u_0)$ definido como:

$$Z^{*}(u_{0}) - \mu(u_{0}) = \sum_{i=1}^{n} \lambda_{i} [Z(u_{i}) - \mu(u_{i})], i = 1, ..., n$$
[4.2]

donde $\mu(u_0), \mu(u_i)$ son los valores esperados (medias) de $Z(u_0)$ y $Z(u_i)$; u_0 y u_i son los vectores localización del punto estimado y de uno de los puntos próximos.

En general, Z(u) se trata como una función aleatoria con una componente de tendencia, $\mu(u)$ y un residuo, $R(u) = Z(u) - \mu(u)$. El Kriging estima el residuo en u como una suma ponderada de los residuos de los puntos próximos utilizados en la estimación. Los pesos Kriging, λ_i , derivan de la función de covarianza o semivariograma, que debe caracterizar el residuo (Bohling, 2005). Partiendo del estimador Kriging, el objetivo fundamental es determinar los pesos λ_i que minimizan la varianza del estimador:

$$\sigma^{2} = \operatorname{var}\left[Z\left(u_{0}\right) - Z^{*}\left(u_{0}\right)\right]$$
[4.3]

que debe ser insesgado, $E\left[Z(u_0) - Z^*(u_0)\right] = 0$

Como se ha dicho, el campo aleatorio Z(u) se descompondrá en una componente residual y en una tendencia, donde el residuo se tratará como estacionario de media cero y covarianza estacionaria:

$$E\left\lceil R(u)\right\rceil = 0 \tag{4.4}$$

$$Cov[R(u), R(u+d)] = E[R(u)R(u+d)] = C_R(d)$$
[4.5]

La función de covarianza residual deriva generalmente del semivariograma de entrada $\gamma(d)$, definido como:

$$\gamma(d) = \frac{1}{2} Var \Big[Z(u) - Z(u+d) \Big]$$
[4.6]

de forma que el semivariograma que alimente el cálculo de la estimación Kriging debe representar la componente residual de la variable,

$$C_R(d) = C_R(0) - \gamma(d)$$
[4.7]

Las tres variantes principales de Kriging, *simple*, *ordinario*, y *Kriging universal*, difieren en sus tratamientos de la tendencia, $\mu(x)$. Para el **Kriging simple** se asume que la tendencia es una media constante y conocida, $\mu(u) = m$ de forma que la estimación del error es una combinación lineal de variables aleatorias que representan los residuos en los puntos medidos, u_i y en el punto estimado u_0 .

$$Z^{*}(u_{0}) - Z(u_{0}) = \left[Z^{*}(u_{0}) - m\right] - \left[Z(u_{0}) - m\right] = \sum_{i=1}^{n} \lambda_{i} R(u_{i}) - R(u) = R^{*}(u) - R(u_{i})$$
[4.8]

La varianza del error se obtiene a partir de las reglas para la varianza como combinación lineal de variables aleatorias:

$$\sigma^{2} = Var \Big[R^{*}(u_{0}) \Big] + Var \Big[R(u_{0}) \Big] - 2Cov \Big[R^{*}(u_{0}), R(u_{0}) \Big] =$$
$$= \sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{n} \lambda_{i} \lambda_{j} C_{R}(u_{i} - u_{j}) + C_{R}(0) - 2\sum_{i=1}^{n(u)} \lambda_{i} C_{R}(u_{i} - u_{0})$$
[4.9]

Para minimizar la varianza del error, se deriva la expresión anterior respecto a cada peso y se igualan a cero, cada una de las derivadas, y puede ser representado por el siguiente sistema de ecuaciones matricial:

$$K = \lambda_i k$$
 [4.10]

donde K es la matriz de covarianzas de los datos medidos, con elementos $K_{i,j} = C(u_i - u_j)$, k es el vector de covarianzas entre los datos medidos y los estimados, $k_{i,j} = C(u_i - u_0)$, y λ_i es el vector de los pesos del Kriging simple para los puntos de datos circundantes. Una vez que se tienen los pesos Kriging, se pueden calcular tanto la estimación Kriging y la varianza Kriging.

Para **Kriging ordinario**, en lugar de asumir que la media es constante en todo el dominio, se supone que es constante en la zona local de cada punto de estimación, es decir, que $\mu = m(u)$, una para cada valor de datos cercano, $Z(u_i)$ que se usa para estimar $Z(u_0)$. El Kriging universal es muy similar a Kriging ordinario, excepto, que en lugar de ajustar sólo una media local en el entorno de cada punto estimado, ajustan a una tendencia lineal o de orden superior sobre las coordenadas de los puntos estimados:

$$\mu(u) = m(x, y) = a_0 + a_1 x + a_2 y$$
[4.11]

De todos ellos, el Kriging ordinario es en la actualidad, probablemente, el procedimiento que con más frecuencia es usado para el levantamiento de mapas de datos ambientales y por ello ha sido el método utilizado en este trabajo de Tesis Doctoral para la elaboración de los mapas concentración de radón en suelos de las Islas. No obstante, también se han analizado otros procedimientos de interpolación: basados en otro tipo de aproximaciones. En la figura 4.8 se muestra el mapa de concentración de radón en suelos de la isla de Gran Canaria obtenido a partir de los 105 datos medidos utilizando diversos métodos de interpolación.



Figura 4.8 Mapa de isolíneas de concentración de radón en suelos en la Isla de Gran Canaria. en kBq/m³ obtenido utilizando diversos métodos de interpolación

Es evidente que la interpolación influye de forma notoria en la capacidad predictiva del mapa. Los dos primeros mapas de la figura 3.5 (a) y (b) corresponden a métodos directos globales, proporcionando mapas demasiado suaves que no se ajustan a las gran diversidad geológica de la isla, que se muestran en la figura 3.1. Los mapas (c) y (d) han sido interpolados utilizando métodos directos locales y muestra un mejor comportamiento, aunque localizan demasiado los valores en

torno a los puntos medidos. Por último, los mapas (e) y (f) se corresponden con interpolaciones que tienen en cuenta explícitamente la correlación espacial y proporcionan resultados similares y que se ajustan mejor a la variabilidad geológica del terreno. Como ya se ha indicado, de ellos se ha seleccionado el kriging ordinario por ser el más usado, con diferencia, para la representación de la variación de parámetros geológicos.

4.4. Resultados de las campañas de medida.

4.4.1 Isla de Gran Canaria.

Uno de los objetivos principales de esta Tesis Doctoral es la obtención de los mapas de radón en suelos de las islas Canarias Orientales y la identificación de aquellas áreas con mayor potencial de emanación de radón. Gran Canaria es la isla más estudiada en este trabajo, debido a su gran variabilidad geológica y al hecho ser la isla más habitada de la provincia de Las Palmas, con prácticamente el 80% de la población total. La toma de medidas tuvo lugar entre los años 2012 y 2013, obteniéndose un total de 105 medidas repartidas por toda la geografía grancanaria. En la tabla 4.1 se proporcionan los indicadores estadísticos de los datos de concentración de actividad de radón obtenidos en las distintas campañas realizadas. En el apéndice 4, tabla A4.1 se muestran todos los datos de radón junto con su localización.

Estadístico	[²²² Rn] (kBq·m ⁻³)
Número de datos	105
Media aritmética	14.4
Media geométrica	6.9
Máximo	149
Mínimo	0.103
Desviación estándar	20.6
Desviación geométrica	4.0
Mediana	7.2
Curtosis	19.8
Asimetría	3.9
Test de Anderson-Darling	p < 2.79·10 ⁻²⁶

Tabla 4.1. Gran Canaria. Indicadores estadísticos de la distribución de concentraciones de actividad de radón obtenidos

Entre los parámetros que caracterizan estadísticamente los datos experimentales, además de las medias aritmética y geométrica y de la desviación estándar, pueden destacarse la asimetría (skewness) y la Curtosis que determinan la forma de la curva de distribución. La asimetría indica si los datos se distribuyen de forma uniforme alrededor del punto central (Media aritmética o moda). Tomando como eje de referencia a la moda, estas categorías de asimetría vienen definidas por el diferente grado de dispersión de los datos a ambos lados (colas) de ese eje virtual. La cola más dispersa en el lado de los valores altos de la variable caracteriza a la asimetría positiva de forma

que la mayoría de los datos se encuentran por encima del valor de la moda. Si, por el contrario, la cola está más dispersa en el lado de los más bajos, la asimetría es negativa y la mayor cantidad de datos se aglomera en los valores menores que la moda. Finalmente si la dispersión es igual o muy similar a ambos lados, la distribución de frecuencias es simétrica.

En caso de asimetría los valores de la media, de la mediana y de la moda difieren. En concreto, si la asimetría es positiva se cumple que la media es mayor que la mediana y la mediana mayor que la moda, ocurriendo lo contrario en la simetría negativa. Para cuantificar la simetría se utiliza la siguiente expresión:

$$\gamma = \frac{\mu_3}{\sigma^3}$$
 [4.12]

siendo μ_3 el momento central de tercer orden de la distribución y σ la desviación estándar. El valor positivo de la asimetría en la tabla 3.1 indica que, en el caso de Gran Canaria, la distribución para el radón es asimétrica positiva de forma que la cola derecha es mayor que la de la izquierda.

La Curtosis determina el grado de concentración que presentan los valores en la región central de la distribución. Se calcula, en referencia a la distribución normal, a partir de la siguiente expresión:

$$k = \frac{\mu_4}{\sigma^4} - 3$$
 [4.13]

siendo μ_4 el momento central de orden cuarto de la distribución y σ la desviación estándar y 3 el valor de la Curtosis para la distribución normal. Con esta definición una Curtosis positiva indica que existe una concentración de valores en torno a la moda superior a los de una distribución normal cuya dispersión sea equivalente (distribución *Leptocúrtica*). Por el contrario, si el coeficiente de Curtosis es negativo, los datos estarán dispersos respecto a una distribución normal (distribución *Platicúrtica*). Finalmente si la Curtosis adopta valores en torno a cero, la distribución sigue el patrón de la distribución normal (distribución *Mesocúrtica*). La Curtosis de la distribución espacial de valores de radón en suelos en Gran Canaria es positiva de forma que los datos se concentran más cerca de la mediana que de la media aritmética.

En la figura 4.9 se muestra el diagrama de frecuencias de los datos de radón en suelos que refleja las características que se han comentado. Con estas características la distribución teórica que mejor se aproxima a la distribución experimental es la función log-normal. Esta distribución de datos es muy utilizada en Geoestadística para el estudio de la distribución espacial de minerales y formación de suelos (Rendu, 1979).

El que la distribución experimental se ajuste a una distribución de tipo log-normal significa que la aleatoriedad de la variable espacial es la resultante de un número elevado de causas independientes con efectos positivos, que se componen de manera multiplicativa y cada una de estas causas tiene un efecto despreciable frente al global. Esto es congruente con el tipo de magnitud medida, ya que la variabilidad en la concentración de radón en suelos está directamente relacionada con la concentración de radio, la porosidad y la permeabilidad del terreno, y su variabilidad ,de las propiedades del suelo de un punto a otro de la isla, que tiene orígenes diversos, pudiendo provenir, bien de las características inherentes a los procesos de formación predominantes, o bien de los factores de formación, es decir, la litología, la topografía o el clima. Algunos de los procesos y factores de formación que inducen la variación espacial afectan a pequeños volúmenes de suelo e introducen heterogeneidad en distancias cortas; otros, por el contrario, provocan dependencia espacial de más largo alcance (Webster, 2000). Con estas características la distribución teórica que mejor se aproxima a la distribución experimental es la función log-normal, con un coeficiente de correlación R^2 de 0.9948.



Figura 4.9 Diagrama de distribución de frecuencias de los datos de concentración de actividad de radón de la Isla de Gran Canaria.

Estadísticamente, la distribución lognormal es característica de conjuntos de datos donde existe mayor frecuencia de valores pequeños, por lo cual la media se desplaza hacia la derecha y esto hace que el mejor estadígrafo de posición sea la moda o la media geométrica (6.9 kBq/m³) y no la media aritmética (14,4 kBq/m³) como ocurre en este caso. En lo referente a la posición del centro de los datos puede situarse con más exactitud en el valor de la mediana (7.2 kBq/m³), que no está influida por valores extremos, como ocurre con la moda. Si se analiza la distribución de los datos en la figura 4.9, efectivamente se encuentra que el grueso de los datos corresponden a valores relativamente bajos de concentración de radón (el 75% de los datos se encuentran por debajo de 20 kBq/m³) con pocos datos extraordinariamente altos (un 5% de los datos en el rango 50-150 kBq/m³). En la figura 4.10 está resumido en forma de gráfico de cajas y bigotes todas las características de la distribución discutida.

La geología de las islas, como se explicó en la sección 1.3 es muy compleja y está dominada por su origen volcánico intraplaca muy diferente a la geología continental. Desde el punto de vista petrológicos, en las islas, y muy especialmente en Gran Canaria se encuentran una gran diversidad de rocas magmáticas que abarcan todo tipo de composiciones; desde básicas a ultra ácidas con diverso contenido de radioisótopos naturales. El edificio volcánico Gran Canaria (Carracedo et al., 2002), (Carracedo, 2011), con una antigüedad de más de 15 Ma, se construyó a partir de la combinación de distintos ciclos efusivos y ciclos erosivos, que han esculpido su actual orografía. La génesis de la isla se inicia durante el mioceno con una fase de vulcanismo submarino no aflorante en superficie. A esta primera fase le sigue el vulcanismo subaereo desarrollado en los últimos 15 Ma que se puede dividir en tres grandes ciclos magmáticos: ciclo I, antiguo o etapa juvenil , ciclo II o Roque Nublo y ciclo III, post Roque Nublo o reciente (Pérez Torrado, 2000).



Figura 4.10 Isla de Gran Canaria. Diagrama de cajas y bigotes de los datos de concentración de actividad radón.

En el ciclo I o antiguo, se construyó un gran edificio central con tres episodios principales. Los dos primeros constituyen un evento volcánico bimodal poco común (gran volcán en escudo), basalto-riolitico, con ausencia de términos intermedios (desarrollo de una gran caldera de colapso) (Schmincke, 1973) (McDougall and Schmincke, 1976). El tercero es un episodio traquifonolítico masivo de amplia extensión en la isla, que finaliza hace unos 8.5 Ma.

Al final de la etapa juvenil, el ciclo II comienza con una larga etapa de inactividad volcánica que se prolonga durante 3 Ma (Schmincke, 1973, Schmincke, 1976). El rasgo característico de este episodio es el desarrollo en la isla de un relieve erosivo asociado a una red de radial de paleobarrancos, que excavaron materiales sálicos hasta alcanzar el sustrato basáltico del edifico escudo. Hacia los 5.5 Ma se reinicia la actividad volcánica en la isla caracterizándose por erupciones estrombolianas (se asocian erupciones explosivas y a la emisión de magmas basálticos fluidos. Sobre los 4.6 Ma esta actividad dio lugar a un estratovolcán llamado Roque Nublo (Pérez-Torrado et al., 1995) (Perez-Torrado, 1997) (Torrado, 2000). Sus primeras erupciones fueron basálticos pasálticos nacia términos traquiticos-fonolíticos desarrollando entonces el volcán mecanismos eruptivos más explosivos. La actividad volcánica cesa hacia los 3 Ma con la intrusión de domos de composición fonolítica. Al final de su evolución este edificio volcánico experimentó una serie de colapsos

gravitacionales, generando depósitos de avalanchas volcánicas que pueden seguirse muchos kilómetros a lo largo de la isla. Por último, el ciclo post-Roque Nublo o reciente se caracteriza por una actividad volcánica estromboliana situada hacia el norte de la isla, lo que origina una serie de campos de conos piroclásticos entre los que discurren las sucesivas lavas de composición básica e intermedia que se desarrolló entre los 3 y 1.5 Ma (Carracedo, 2011). El vulcanismo más reciente en Gran Canaria corresponde al Holoceno (final del cuaternario, sobre los 10000 años) con una serie de conos estrombolianos y pequeñas calderas freatomagmáticas con emisiones de magmas basálticos el norte de la isla. Esta alternancia entre procesos constructivos (actividad magmática) y procesos destructivos (erosión, deslizamientos, etc) constituyen la historia geológica de la Isla de Gran Canaria.

En la figura 4.11 presentamos el mapa de concentración de actividad de radón en suelos calculado por interpolación a partir de las medias realizadas en la isla de Gran Canaria por el método de krigeado ordinario. Se han utilizado las coordenadas UTM en la localización geográfica y una escala de colores que va desde el azul-verde (bajas concentraciones de radón, por debajo de 20 kBq·m⁻³) al rojo (zonas de altas concentraciones, mayor de 60 kBq·m⁻³) pasando por el amarillo (concentraciones medias en torno a 20 -60 kBq·m⁻³).



Figura 4.11 Mapa de concentración de radón en suelos a 50 cm de profundidad.

Para facilitar la interpretación de los resultados obtenidos, en la figura 4.12 se muestra, de nuevo, el mapa geológico simplificado que se ha discutido en el capítulo 1 (figura 1.7),



Figura 4.12 Mapa geológico de la isla de Gran Canaria. (Veiga et al., 2006)

y en la figura 4.13 los mapas de tasa de exposición y de distribución de ²²⁶Ra y ²³²Th superficial de la isla de Gran Canaria extraídos de la Tesis Doctoral "Evaluación del fondo radiactivo natural de las Islas Canarias Orientales, implicaciones radiológicas sobre la población", (Arnedo Ayensa, 2014), que han sido la base del diseño de las campañas de medida.



Figura 4.13 Izquierda. Mapa de tasa de exposición. Centro. Mapa de distribución superficial de 226Ra. Derecha. Mapa de distribución superficial de 232Th.

Los valores más altos de radón en suelos se han encontrado en el centro, sur y noroeste de la isla (el máximo se encuentra en el Macizo de Tamadaba-Altavista, noroeste, con un valor de 149 kBq·m⁻³), aproximadamente dentro de los límites de la zona denominada Caldera de Tejeda en la figura 4.13. Esta caldera tiene una morfología aproximadamente elíptica en planta, con unas dimensiones de unos 20 km en su eje mayor (NO-SE) y unos 17 km en su eje menor (NE-SO). Con sus paredes inclinadas de unos 1000 m de desnivel, constituye el rasgo tecto-volcánico más importante de Gran Canaria (Pérez-Torrado et al., 1995), y se corresponden con la parte más antigua (más de 12 millones de años). La litología asociada a estas zonas, que será responsable de la parte mayoritaria de los suelos, se corresponde, principalmente, con materiales del primer y segundo ciclo magmático de la isla (Ciclo Antiguo y Ciclo Roque Nublo). Parte de estos materiales son rocas plutónicas (diques, plutones, etc), volcánicas (coladas, ignimbritas, etc) y diferenciadas (traquitas, fonolitas y sienitas) rocas magmáticas donde se acumulan elementos traza como uranio,

torio, rubidio y estroncio, elementos de las tierras raras, y mayoritarios como el potasio. Los resultados de radón obtenidos son, por tanto, coherentes con la geología de la zona.

También se han encontrado puntos con niveles intermedios (entre 30 y 50 kBg·m⁻³) hacia la zona sur, zona extra-caldera, correspondiente estructuras riolíticas del edificio mioceno, y al norte, asociados a conos volcánicos post-Roque Nublo. A diferencia de los mapas de distribución de tasa de exposición, y de ²²⁶Ra y ²³²Th superficial, donde los máximos aparecen claramente destacados dentro de esta tecto-estructura (y donde se observa una estrecha relación de estos mapas con las formaciones geológicas), en los resultados de la distribución de concentración de radón en suelos esta relación con la geología no se aprecia con tanta definición salvo hacia la parte centro-noreste de la isla. Este hecho se justifica, en parte, por la menor definición en lo que a puntos de medida se refiere, del mapa de radón en suelos respecto de los de concentración de radioisótopos o tasa de exposición. La diferencia fundamental que justifica el menor número de datos, es la dificultad de encontrar puntos válidos para la medida de radón en unos suelos poco desarrollados, característicos de las Islas Canarias. Así una vez localizado el punto de medida seleccionado es necesario hacer una prospección de la profundidad de la capa de suelo para obtener un punto de muestreo idóneo. Este procedimiento puede consumir incluso horas. Hay que tener en cuenta que se trabaja en una amplia zona volcánica, surcados por una gran cantidad de barrancos en general muy profundos y que es difícil encontrar zonas llanas en las que medir. Además existen otros factores que influyen en los resultados como la diferente permeabilidad de los suelos que será discutida en el capítulo 5.

Respecto a las zonas de bajos niveles de concentración de radón, como era de esperar, se localizan principalmente en el noroeste y este de la isla que corresponde a la zona de vulcanismo más reciente (post Roque Nublo) caracterizada como se ha dicho por la preponderancia de rocas básicas, así como en zonas de depósitos aluviales y eólicos que presentan muy bajas concentraciones de radioisótopos naturales.

Con el fin de realizar un análisis cuantitativo de los resultados obtenidos, en la figura 4.14 se muestra el diagrama de cajas y bigotes de los datos de concentración de actividad de radón correspondientes a las distintas categorías geológicas de Gran Canaria definidas según la clasificación del apartado 4.2.4. En las figuras A4.1 a la A4.4 del apéndice 4 se muestran los estadísticos de los puntos de medida según su código geológico. La asignación de cada dato a un código geológico se ha realizado utilizando los mapas geológicos de suelos proporcionados por la cartografía de GRAFCAN. El procedimiento adoptado puede introducir errores dependiendo de la resolución del GPS y de la bondad de los mapas de GRAFCAN cuando los puntos estén muy cerca de la frontera de dos zonas geológicas distintas.

Como se puede observar en la figura 4.14, los valores mayores de 60 kBq·m⁻³ se encuentran asociados a los códigos geológicos 2 y 4, que se corresponden con suelos en los que dominan las rocas intermedias y ácidas (volcánicas y plutónicas). Teniendo en cuenta que el 75 % de los valores obtenidos para estos códigos están por debajo del nivel de 20 kBq·m⁻³ se comprueba que la media

aritmética está claramente afectada por los valores extremos encontrados, presentando dispersiones muy grandes. Así, la media geométrica, que es el indicador idóneo en el caso de una descripción lognormal, es sensiblemente menor (11.93 kBq·m⁻³). No obstante este valor de la media geométrica es prácticamente el doble que las medias geométricas correspondientes a los código geológicos 1 (6.08 kBq·m⁻³) y 5 (sedimentos detríticos marinos, 5.61 kBq·m⁻³) y casi triplica la media del código 6 (sedimentos detríticos terrestres, 4.36 kBq·m⁻³), en consonancia con lo que se esperaba debido a la geología de las distintas zonas.



Figura 4.14 Isla de Gran Canaria. Datos estadísticos correspondientes a la relación entre la concentración actividad de radón y el código geológico de la zona.

No obstante, la compleja geografía de la isla, su variada composición geológica y las intrusiones de distintos tipos de roca debido a su génesis volcánica y posteriores ciclos de rejuvenecimiento, implican en general una gran inhomogeneidad local que explica que valores intermedios, entre 20 y 60 kBq·m⁻³ aparezcan asociados tanto a puntos con códigos geológicos 1 (rocas básicas) como a los códigos 2 y 4 (rocas ácidas).

4.4.2 Isla de Fuerteventura.

La isla de Fuerteventura es, junto con la de Lanzarote, la isla más antigua del archipiélago canario, es además la isla con menor población de la provincia de Las Palmas. Si bien su superficie es mayor que la de Gran Canaria (1659 km² frente a 1560 km²), su variabilidad radiológica es mucho menor (Arnedo Ayensa, 2014) y por esta razón no ha sido necesario realizar un muestreo tan exhaustivo como el de Gran Canaria. Las campañas de medida tuvieron lugar entre los años 2011 y 2012, realizándose un total de 36 muestreos que cubren todas sus zonas geológicas. En la tabla 4.2 se proporcionan los indicadores estadísticos para todas las medidas de concentración de actividad de radón obtenidas en las distintas campañas realizadas.

Estadístico	[²²² Rn] (kBq·m⁻³)
Número de datos	36
Media aritmética	9.41
Media geométrica	6.25
Máximo	35.1
Mínimo	0.5
Desviación estándar	8.50
Desviación geométrica	2.71
Mediana	6.25
Curtosis	2.22
Asimetría	1.58
Test de Anderson-Darling	p < 2.98·10⁻⁵

Tabla 4.2. Fuerteventura. Indicadores estadísticos de la distribución de concentraciones de actividad de radón obtenidos

El valor positivo de la asimetría de la distribución de la concentración de actividad de radón indica que la distribución es asimétrica con la cola de la derecha mayor que la de la izquierda tal y como ocurre con los datos de radón en Gran Canaria. La Curtosis es positiva de forma que la distribución es leptocúrticas. En la figura 4.15 se muestra el diagrama de frecuencias de los datos de radón en suelos que refleja las características que se han comentado. Con estas características la distribución teórica que mejor se aproxima a la distribución experimental es la función log-normal, con un coeficiente de correlación R² de 0.7659.



Figura 4.15 Diagrama de distribución de frecuencias de los datos de concentración de actividad de radón de la Isla de Fuerteventura.

Si se analiza la distribución de los datos en la figura 4.15, efectivamente se encuentra que la mayoría de los datos obtenidos corresponden a valores muy bajos de concentración de radón (el 75% de los datos se encuentran por debajo de 11.7 kBq/m³) presentando una mediana de 6.3 kBq/m³ (que coincide con la media geométrica), valor que puede ser un buen indicador de la isla

desde el punto de vista del radón. En la distribución se observa que solo unos pocos datos alcanzan valores medios, entre 20 y 60 kBq/m³, con dos máximos de valor 35 kBq/m³ inferior a los obtenidos en la isla de Gran Canaria. En la figura 4.16 está resumido en forma de gráfico de cajas y bigotes todas las características de la distribución discutida.



Figura 4.16 Isla de Fuerteventura. Diagrama de cajas y bigotes de los datos concentración de actividad de radón.

El edificio volcánico Fuerteventura (Ancochea et al., 1996b), (Acosta et al., 2005) y (Carracedo, 2011) tiene una antigüedad superior a los 22 Ma. Al igual que el resto de las islas, el nacimiento y emersión de Fuerteventura y su posterior evolución se ha llevado a cabo en dos ciclos fundamentales: crecimiento submarino y subaéreo, que ha dado lugar, desde un punto de vista geológico, a cuatro grandes formaciones rocosas: 1) el Complejo Basal (Macizo de Betancuria); 2) los restos de los edificios volcánicos subaéreos del primer ciclo del vulcanismo de edad miocena (serie I); 3) los edificios volcánicos subaéreos del segundo cilco de vulcanismo de edad pliocuaternaria (series II, III y IV) y 4) los sedimentos plio-cuaternarios.

Como se explicó en el capítulo 1, en Fuerteventura se distinguen dos zonas geológicas bien diferenciadas: El Complejo Basal formado por rocas plutónicas, volcánicas y sedimentarias submarinas, que se corresponde con las zonas más antigua de la isla, y el grupo de rocas volcánicas subaéreas más tardías. Desde un punto de vista radiológico, los grandes afloramientos kilométricos o decimétricos de rocas plutónicas y subvolcánicas diferenciadas (esencialmente plutones y domos de sienitas, traquitas y fonolitas) son los deben tener mayores concentraciones de minerales con elementos radioactivos (Montañetas, Montaña Blanca, Tindaya y Tebeto en la zona del Barranco de Esquinzo en el noroeste de la isla; Las Peñitas, Morro del Recogedero, Ajuí, Tierra Mala, Llano Grande, Morro de la Cruz y Puntas de Gaspar González, Viento y Diego Díaz en la zona de Pájara-Betancuria en el centro oeste de la isla; y Cofete y Punta de Barlovento en el sur de la isla). Lo mismo sucede a las reducidos afloramientos de carbonatitas por su alta concentración en minerales radioactivos (zona del Barranco de Esquinzo y Agua Salada en el noroeste de la isla, y Punta de Nao-Caleta Mansa, Punta de Peñón Blanco y Caleta de la Cruz en el centro-oeste).

En la figura 4.16 presentamos el mapa de concentración de actividad de radón calculado por interpolación a partir de las medias realizadas en la isla de Fuerteventura por el método de krigeado. Este mapa corrobora el perfil bajo de las isla en lo que se refiere a la concentración de radón en suelos, como se constata a partir de los datos medios y máximos presentados en la tabla 4.2.



Figura 4.17 Mapa de concentración de radón en suelos a 50 cm de profundidad

Para facilitar la interpretación de los resultados obtenidos, en la figura 4.18 se muestra, de nuevo, el mapa geológico de Fuerteventura que se ha discutido en el capítulo 1 (figura 1.8),



Figura 4.18 Mapa geológico de Fuerteventura. Fuente: (Vera, 2004)

y en la figura 4.19 los mapas de tasa de exposición y de distribución de ²²⁶Ra y ²³²Th superficial de la isla de Fuerteventura extraídos de la Tesis Doctoral (Arnedo Ayensa, 2014).



Figura 4.19 Izquierda. Mapa de tasa de exposición. Centro. Mapa de distribución superficial de ²²⁶Ra. Derecha. Mapa de distribución superficial de ²³²Th.

El mapa de radón en suelos es acorde con la geología de la isla mostrada en la figura 4.18, así se encuentran bajas concentraciones de radón en las zonas dominadas por rocas ígneas básicas (basaltos, gabros, etc.) y ultrabásicas (piroxenitas, peridotitas, etc.) del Complejo Basal (porciones de la litosfera oceánica, Vulcanismo submarino, Complejos intrusivos y malla de diques) y de la Unidad de Vulcanismo subaéreo (Vulcanismo Mioceno y Reciente). Si se compara el mapa de concentración de radón con los de tasa de exposición y distribución superficial de ²²⁶Ra y ²³²Th de la figura 4.19, se aprecia que dos de los máximos de radón obtenidos coinciden con los máximos de tasa de exposición y de concentración superficial de ²²⁶Ra y ²³²Th que se encuentran el complejo basal (en rosa en la figura), zona en las que abundan las rocas diferenciadas (especialmente sienitas, traquitas y carbonatitas), complejo de intrusiones plutónicas y subvolcánicas mesozoicas y terciarias, en el Macizo de Betancuria y en la Montaña de Tindaya (traquiriolitas) (figura 4.20).



Figura 4.20 Complejo Basal. Izquierda, Macizo de Betancuria. Derecha, Montaña de Tindaya.

El valor máximo de radón obtenido fuera del complejo basal, aparece localizado sobre depósitos (deslizamientos gravitacionales) de laderas en el barranco de Pozo Negro, barranco que geológicamente pertenece a Los Valles y Cuchillos orientales que representan los restos de los edificios volcánicos subaéreos del ciclo de vulcanismo mioceno (Edificio Central) (Ancochea et al., 1996a), cuyos suelos está formados principalmente por basaltos y en menor proporción por series

de formaciones diferenciadas medio-alcalinas y traquitas peralcalinas. La característica esencial es la presencia de un relieve que se estructura en valles, la mayoría sin cabeceras bien desarrolladas, con vertientes cóncavas y fondo plano, pero de difícil acceso. Los interfluvios están constituidos por cordales que normalmente superan los 400 m (cuchillos). Desde un punto de vista geológico, no era esperable encontrar grandes concentraciones de radón en suelos en zonas de este tipo, aunque este tipo de valores, en torno a 35 kBq/m³, se ha encontrado también en zonas basálticas de Gran Canaria, siendo más bien un máximo local. No obstante, este punto se ha medido varias veces en distintas campañas obteniéndose siempre resultados similares.

Estos resultados se reflejan de una forma cuantitativa en la figura 4.21 donde se muestra el diagrama de cajas y bigotes de los datos de concentración de actividad de radón correspondientes a las distintas categorías geológicas de Fuerteventura definidas según la clasificación del apartado 4.2.4. Utilizando el mismo procedimiento que para Gran Canaria, la asignación de cada dato a un código geológico se ha realizado utilizando los mapas geológicos de suelos proporcionados por la cartografía de GRAFCAN y se deben tener en cuenta, al interpretar los resultados, las mismas precauciones que se indicaron en el apartado 4.4.1. En las figuras A4.5 a la A4.8 del apéndice 4 se muestran los estadísticos de los puntos de medida según su código geológico. Es importante señalar que la figura 4.21 ha sido necesario utilizar una escala más reducida que en el caso de Gran Canaria para adaptarse a los bajos valores encontrados en la isla Fuerteventura.



Figura 4.21 Isla de Fuerteventura. Datos estadísticos correspondientes a la relación entre la concentración actividad de radón y el código geológico de la zona.

Como se observa, los suelos asociados a los códigos geológicos 2 y 4, que se corresponden con zonas en las que dominan las rocas intermedias y ácidas (volcánicas y plutónicas) presentan una concentración media de 12.76 kBq·m⁻³ (media geométrica 7.78 kBq·m⁻³), mayor que que los suelos asociados a los códigos geológicos 1 y 3 que presentan una media de 7.63 kBq·m⁻³ (media geométrica 5.88 kBq·m⁻³). En los suelos asociados al código geológico 6 (sedimentos terrestres) la concentración media de radón es de 10.44 kBq·m⁻³ (media geométrica 6.95 kBq·m⁻³), mientras que los correspondientes al código 7 presentan los valores medios más bajos, 3.13 kBq·m⁻³ (media geométrica 2.77 kBq·m⁻³) como corresponde a arenas y terrazas marinas.

4.4.3 Isla de Lanzarote.

Lanzarote forma con Fuerteventura un solo edificio volcánico (Carracedo, 2011) (Zazo et al., 2002) y por lo tanto coinciden desde un punto de vista geológico. Ambas islas forman una dorsal volcánica continua, paralela a la costa africana. Ha sido objeto de varias campañas de medida de radón en suelos que tuvieron lugar entre los años 2011 y 2012, obteniéndose un total de 35 medidas repartidas por toda su geografía. Es la isla más pequeña de la provincia de Las Palmas, con una superficie de 858 km², lo que hace que la densidad de medidas sea mucho mayor que la de Fuerteventura, aunque su variabilidad radiológica sea incluso menor (como corresponde a su geología) {Arnedo Ayensa, 2014). En la tabla 4.3 se muestran los principales indicadores estadísticos de la distribución de medidas de concentración de actividad de radón obtenidos en las distintas campañas realizadas.

El valor inferior a 1 del sesgo indica que, a diferencia de Gran Canaria y Fuerteventura, la distribución es sólo levemente asimétrica (hacia la izquierda). La Curtosis es positiva pero muy próxima a cero, lo que indica que los datos presentan una distribución ligeramente plana respecto a una distribución normal (distribución mesocúrtica).

Estadístico	[²²² Rn] (kBq⋅m ⁻³)
Número de datos	35
Media aritmética	3.69
Media geométrica	2.21
Máximo	12.1
Mínimo	0.05
Desviación estándar	3.07
Desviación geométrica	3.55
Mediana	2.91
Curtosis	0.19
Asimetría	0.93
Test de Anderson-Darling	p < 0.006

Tabla 4.3. Lanzarote. Indicadores estadísticos de la distribución de concentraciones de actividad de radón obtenidos

Estos indicadores muestran que los valores de concentración de radón en suelos se concentran en torno a valores bajos no presentándose valores extremos. Con estas características, la distribución teórica que mejor se aproxima a la distribución experimental es la función normal. En la figura 4.22 se muestra el diagrama de frecuencias de los datos y su ajuste a una distribución tipo gaussiana (normal) con un coeficiente de correlación R² de 0.7526. Se puede comprobar que, de hecho la media geométrica (2.21 kBq·m⁻³), la media aritmética (3.69 kBq·m⁻³) y la mediana (2.91 kBq·m⁻³) son bastante próximas en comparación con las otras islas estudiadas.



Figura 4.22 Diagrama de distribución de frecuencias de los datos de concentración de actividad de radón de la Isla de Lanzarote.

Del resultado anterior, se deduce que la isla de Lanzarote presenta la menor variabilidad y menor concentración de actividad de radón de las tres islas estudiadas. Los valores obtenidos, están en concordancia con la geología de la isla en la que el 98% de las rocas son basálticas en las que, como se ha indicado al explicar las características de las rocas volcánicas de Canarias en el apartado 3.4.1, no aparecen minerales radiactivos (olivinos y piroxenos), ni en el vidrio volcánico hay elementos químicos radiactivos (Th, U, K y tierras raras). En la literatura (Suárez Mahou and Fernández Amigot, 1996) se cifra la proporción de Torio en 0.1 ppm y de Uranio en 0.02 ppm en las rocas ígneas ultrabásicas. En la figura 4.23 está resumido en forma de gráfico de cajas y bigotes todas las características de la distribución.



Figura 4.23 Isla de Lanzarote. Diagrama de cajas y bigotes de los datos concentración de actividad de radón.

Lanzarote es una isla formada casi totalmente por rocas basálticas tal y como se puede apreciar en la figura 3.1 derecha, en la que los datos correspondientes a esta isla se concentran en la zona básica correspondiente del diagrama TAS. Se pueden distinguir cuatro series. Los basaltos de la Serie I corresponden a los Basaltos Antiguos. Son materiales básicos alcalinos extruidos mediante erupciones fisurales que formaron grandes mesetas tabulares. Esta serie, atravesada por numerosos diques subverticales e intrusiones tipo sill y lacolitos, constituye la base de la isla La Serie II está formada por lavas muy básicas y se distingue de la Serie III por estar parcialmente destruidos sus edificios volcánicos. La Serie IV está formada por los productos de erupciones históricas que dieron lugar a los llamados "malpaíses" como las Montañas de Fuego y La Corona, aún con intensos efectos geotérmicos. Sobre las series más antiguas, intensamente meteorizadas, se ha desarrollado una capa calcárea característica. Las rocas sedimentarlas están representadas por arenas de origen eólico, parcialmente cementadas, que forman pequeñas acumulaciones aisladas.

En la figura 4.24 presentamos el mapa de concentración de actividad de radón calculado por interpolación a partir de las medias realizadas en la isla de Lanzarote por el método de krigeado. Este mapa corrobora el perfil bajo de las isla en lo que se refiere a la concentración de radón en suelos, como se constata a partir de los datos medios y máximos presentados en la tabla 4.3. El máximo de la isla es 12.2 kBq/m³ que es considerado un valor bajo en Gran Canaria.



Figura 4.24 Mapa de concentración de radón en suelos a 50 cm de profundidad

Para facilitar la interpretación de los resultados obtenidos, en la figura 4.25 se muestra, de nuevo, el mapa geológico de Lanzarote que se ha discutido en el capítulo 1 (figura 1.9),



Figura 4.25 Mapa geológico de Lanzarote. Fuente: (Vera, 2004)

y en la figura 4.26 los mapas de tasa de exposición y de distribución de ²²⁶Ra y ²³²Th superficial de la isla de Fuerteventura extraídos de la Tesis Doctoral (Arnedo Ayensa, 2014).



Figura 4.26 Izquierda. Mapa de tasa de exposición. Centro. Mapa de distribución superficial de ²²⁶Ra. Derecha. Mapa de distribución superficial de ²³²Th.

El mapa de radón en suelos presenta una gran concordancia con la geología de la isla mostrada en la figura 4.25 y con los mapas de tasa de exhalación y distribución superficial de ²²⁶Ra y ²³²Th. Los valores máximos medidos se encuentran al sur de la isla, en el entorno de la Montaña Roja, volcán de 1.2 Ma situado sobre la parte emergida del Edificio Mioceno de Los Ajaches (14 Ma) formada fundamentalmente por basaltos alcalinos y traquibasaltos {Zazo, 2002 #1455}, y relacionada con el grupo de volcanes pertenecientes al volcanismo fisural cuaternado (grupo de volcanes zona de Teguise) (Carracedo and Rodríguez-Badiola, 1993). Por esto, según la clasificación de las rocas volcánicas utilizadas en este trabajo de Tesis Doctoral que se detalla en

el apartado 4.2.4 en Lanzarote sólo se encuentran suelos correspondientes a los códigos 1 "Rocas ultrabásicas y básicas" y 5 "Sedimentos detríticos sueltos marinos o terrestres".



Figura 4.27 Isla de Lanzarote. Datos estadísticos correspondientes a la relación entre la concentración actividad de radón y el código geológico de la zona.

En la figura 4.27 se muestra el diagrama de cajas y bigotes de los datos de concentración de actividad de radón correspondientes a las dos categorías geológicas de Lanzarote indicadas, en los que se resume lo discutido en los párrafos anteriores. Se ha seguido el mismo procedimiento en los casos anteriores para la asignación de cada dato a un código geológico y se deben tener en cuenta, al interpretar los resultados, las mismas precauciones que se indicaron. En las figuras A4.9 ya A4.10 del apéndice 4 se muestran los estadísticos de los puntos de medida según su código geológico. Como se observa, los suelos asociados a ambos códigos presentan indicadores estadísticos muy parecidos y como era de esperar, valores medios y máximos prácticamente iguales. En total consonancia con la geología de la zona.

4.5. Análisis de la variación de la concentración de radón con la profundidad.

Este trabajo de Tesis Doctoral se ha centrado en la medida de concentración de radón en suelos a una profundidad de 50 cm, debido a dos condicionantes fundamentales: Por una parte es necesaria una profundidad mínima para evitar la dilución de la muestra a causa de las intrusiones de aire superficial en el proceso de toma forzada y por otra parte, el escaso desarrollo de los suelos de Canarias, que hace muy difícil encontrar puntos de muestreo con una profundidad superior a 60-70 cm. No obstante, con el fin de realizar un análisis más detallado, se han seleccionado una serie de puntos significativos del área de estudio para llevar a cabo un primer análisis de la variación del radón con la profundidad.

En la literatura (Greeman and Rose, 1996) (Edsfeldt, 2001) se encuentran diversos estudios que relacionan la distribución vertical de radio y la emanación de radón en distintos tipos de suelos. Una de las utilidades de estos análisis es que permite de caracterizar áreas sísmicas activas, como herramienta de investigación sismotectónica (King et al., 1996) (Baubron et al., 2002) (Ioannides et

al., 2003). Por lo que se ha considerado interesante incluir un primer estudio en esta Tesis Doctoral, con el que apuntamos a una posible línea futura.

En total se han seleccionado ocho puntos de muestreo, cinco en la isla de Gran Canaria y tres en la isla de Fuerteventura. Para cada uno de ellos se ha determinado la concentración de radón y la permeabilidad a cinco profundidades distintas (30, 40, 50, 60 y 70 cm), siempre que fue posible. Es importante señalar que según el procedimiento adoptado, las muestras de cada zona a distintas profundidades se han tomado dejando el espacio adecuado como para que el muestreo de una no influya en la otra, pero con suficiente cercanía para minimizar en lo posible el efecto de las inhomogeneidades del subsuelo. En cada punto, para cada una de las profundidades, se ha tomado una muestra de suelo que, posteriormente, se analiza por espectrometría gamma de alta resolución para obtener las concentraciones de los radioisótopos naturales. De esta forma ha sido posible obtener perfiles de ²²⁶Ra además de los de ²²²Rn y permeabilidad.

Como ya se ha comentado, Gran Canaria es la isla más estudiada en este trabajo, entre otras razones, por su gran variabilidad geológica. Además, como acabamos de mostrar en el apartado 4.5.1, es también la isla que presenta mayor variabilidad en la distribución espacial de radón de la provincia de Las Palmas. Atendiendo a este criterio se han elegido puntos representativos de cinco áreas de la isla que nos permitan obtener información sobre la distribución de radón en profundidad en entornos geológicos diferentes, combinando los niveles de radón obtenidos con su ubicación geográfica. En la isla de Fuerteventura se han elegido los puntos que corresponden con los tres máximos de radón obtenidos para realizar el estudio de la variación de la concentración de radón con la profundidad. En Lanzarote no se ha seleccionado ningún punto para este estudio preliminar debido a sus bajos niveles de radón en suelos en toda la isla. En la tabla 4.4 se muestra la relación de los puntos seleccionados.

ID	Localización	Radón a 50 cm	Código Geológico	Ciclo magmático
Gran Ca	anaria			
GC02	Cruz del Gamonal	50.5 kBq∙m⁻³	1	Roque Nublo
GC37	Área recreativa Fataga	18.0 kBq∙m⁻³	6	Post Roque Nublo
GC59	Cumbre. Cerca presa de Hornos	68.7 kBq∙m⁻³	2	Post Roque Nublo
GC70	Pinar de Tamadaba	149.0 kBq∙m⁻³	2	Ciclo I. Mioceno
GC78	Barranco del Cura	24.0 kBq∙m⁻³	2	Ciclo I. Mioceno
Fuertev	ventura			
FUE04	Macizo de Betancuria. Peñitas	19.9 kBq∙m-3	4	Complejo Basal
FUE07	Montaña de Tindaya	31.4 kBq∙m-3	2	Complejo Basal
FUE26	Pozo Negro	35.1 kBq∙m-3	6	Sedimentos recientes

 Tabla 4.4. Relación de puntos seleccionados en Gran Canaria y Fuerteventura para el estudio de la variación en profundidad del radón.

En la figuras 4.28 y 4.29 se muestra la localización de los puntos elegidos representados sobre el mapa geológico de cada isla. Los puntos GC70, GC78 y GC59 representan suelos incluidos

en el código geológico 2, rocas volcánicas intermedias y ácidas, pero representando tres áreas geográficamente diferentes: el GC70, situado al noroeste, formando parte del edificio antiguo mioceno correspondiendo a la formación traquítico-fonolítica intra-caldera; el GC78, situado al suroeste, formando también parte del edificio antiguo mioceno pero correspondiendo a la formación traquítico-fonolítica extra-caldera; y el GC59, situado en la zona central más alta de la isla, sobre suelos correspondientes al ciclo Post Roque Nublo. El punto GC02, representa a los suelos incluidos en el código 1, rocas volcánicas ultrabásicas y básicas y representativas del ciclo Roque Nublo. Y por último el punto GC37, situado al sur de la isla, representa a suelos incluidos en el código 6, sedimentos terrestres, pertenecientes a depósitos de deslizamientos gravitacionales del ciclo Post Roque Nublo. Como ya se ha descrito en el apartado 4.4.2, los puntos FUE04 y FUE07 se encuentran localizados dentro del Complejo Basal y representan suelos incluidos en el código geológico 4, rocas plutónicas y subvolcánicas intermedias y ácidas y en el código geológico 2, rocas volcánicas intermedias y ácidas, respectivamente. El punto FUE26, situado al este de la isla, representa a suelos incluidos en el código 6, sedimentos terrestres fundamentalmente basálticos, sobre vulcanismo mioceno.



Figura 4.28 Localización de puntos seleccionados en Gran Canaria y Fuerteventura para el estudio de la variación del radón con la profundidad

En la figura 4.29 se recogen los perfiles verticales de radón, permeabilidad y ²²⁶Ra para los ocho puntos de muestreo seleccionados. Si analizamos los perfiles de concentración de actividad de ²²⁶Ra comprobamos que, salvo el punto GC70, ésta permanece aproximadamente constante en el resto de los perfiles a partir de los 30 cm de profundidad (que es la primera profundidad a la que se mide el radón en suelos). Una primera conclusión es que, salvo en el punto GC70, las variaciones de la concentración de radón que puedan aparecer en un perfil de profundidad no se podrán justificar por las variaciones de las concentraciones de actividad de ²²⁶Ra. Este hecho sugiere que, los cambios de radón en profundidad están más ligados a la fracción de este transportada por el gas del suelo que con las fuentes presentes en el entorno más próximo. En esta línea, diferentes

estudios señalan que los perfiles de radón obtenidos dependen fuertemente de la variación de la permeabilidad en el entorno (Neznal et al., 1996), (Castelluccio et al., 2010).

El punto GC70 presenta valores de concentración actividad de ²²⁶Ra que superan los 1000 Bq/m³ que es máximo valor encontrado en todo el territorio estudiado. De hecho supera en más de diez veces el siguiente valor de concentración de radio medido. Por esto se han realizado varias medidas en la zona para comprobar la persistencia de este dato, obteniéndose resultados similares. Además se ha realizado un análisis químico de este punto específico encontrándose una concentración de Uranio de 119 ppm, que se aproxima a concentraciones más características de minerales uraníferos que a suelos comunes de islas oceánicas. Por esto en lo que sigue este punto será analizado de forma separada al resto.



Figura 4.29 Perfiles verticales de: a) arriba izquierda, concentración de ²²⁶Ra, b) arriba derecha, permeabilidad, c) abajo izquierda, concentración de ²²²Rn y d) abajo derecha, detalle concentración de perfiles de ²²²Rn.

Si se analizan los perfiles de variación de concentración radón con la profundidad se comprueba en primer lugar que el punto GC70 presenta unas concentraciones de radón muy superiores al resto como corresponde a su extremadamente alta concentración de ²²⁶Ra en todas las profundidades medidas. Este punto sigue un perfil opuesto al de permeabilidad encontrándose

mayores concentraciones de radón en los puntos de menor permeabilidad aunque en general la permeabilidad media de este perfil es muy alta.

El resto de los puntos (cuyos perfiles de variación de concentración de radón se muestran ampliados en la figura 4.29 d), no presentan un comportamiento claro respecto a los valores de permeabilidad ya que, en general, todos los perfiles (salvo el GC02) muestran pequeñas variaciones de la permeabilidad en el rango de permeabilidades medias o altas (entre 10⁻¹² y 10⁻¹¹ m²). A la profundidad de 30 cm los valores de concentración de radón tienden a agruparse entorno a valores bajos. Esto puede deberse a la dilución de la muestra tomada debido a la entrada de aire procedente del exterior ya que en este caso la condición de la ecuación [4.4] puede no cumplirse. A partir de 40 cm se encuentra una mayor dispersión en el comportamiento y hay punto que aumentan su concentración de radón a medida que aumenta la profundidad (FUE07, GC59), otros la disminuyen (GC37) y otros presentan un comportamiento alternado (GC02, GC78, FUE26 y FUE04). Las variaciones de la concentración con la permeabilidad no muestran una correlación directa. El único patrón observado es el que presentan los puntos GC02, GC59 y FUE07 entre 60 y 70 cm de profundidad. En estos casos tras una disminución acusada de la permeabilidad a 60 cm se produce un aumento de la concentración de radón a 70 cm. Esto podría ser debido a un efecto de "sellado" que impide el ascenso vertical del radón cuando se muestrea a profundidades menores. Este efecto es particularmente importante en el punto GC02 en el que la permeabilidad a 60 cm aumenta un orden de magnitud respecto a 50 cm pasando a tener una permeabilidad del orden de 10⁻¹⁴ m² (impermeable según la clasificación checa (Neznal, 2005), que se discutirá en el capítulo 5). En este punto, la concentración de radón a 60 cm, es de 5.1 \pm 0.5 kBq·m⁻³ y pasa a ser de 135 \pm 3 kBq·m⁻³ a 70 cm. Este efecto es menos acusado en el resto de los puntos indicados pudiendo ser debido a que las permeabilidades que se alcanzan no son tan bajas y el efecto de sellado apuntado sería menor. No obstante, este comportamiento no tiene por qué ser general y en diferentes estudios en la literatura se indica que, después de una disminución de la permeabilidad, pueden encontrase también bajos niveles de concentración radón debido al transporte horizontal en el suelo más permeable (Johner and Surbeck, 2001).

4.6. Comparación con estudios nacionales e internacionales.

Para finalizar con el estudio de las concentraciones de radón en suelos de las Islas Canarias Orientales realizaremos una comparativa con los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo en otras zonas del planeta recopilados de la literatura especializada. Para ello, se ha realizado una extensa búsqueda bibliográfica analizando las metodologías empleadas, la instrumentación utilizada y los procedimientos de análisis aplicados con el fin de recopilar sólo datos que fuesen comparables con los obtenidos en este trabajo de Tesis Doctoral. Así, en los casos presentados, la metodología de medida de concentración de radón en suelos es similar a la explicada en este capítulo, variando el tipo de detector de radón utilizado. El resultado de esta revisión se recoge en la tabla 4.6 donde se muestran las concentraciones mínima, máxima, media así como la mediana de radón en suelos recopilada de los diversos trabajos seleccionados. En la última columna se indica la fuente bibliográfica, de forma que, un país puede aparecer repetido si se han encontrado varias fuentes diferentes sobre el mismo. En la última parte de la tabla se recogen los valores de los estudios obtenidos para España. Con el fin de poder comparar con los resultados obtenidos para las Islas Canarias Orientales, y para facilitar el análisis, se resumen sus datos al final de la tabla indicando las medias geométricas insulares, así como los valores mínimos, máximos y la mediana.

País	Mínimo	Máximo	Media	Mediana	Referencia
Albania (Ksamili)	10	100	20-30	-	(Dogjani and Reci, 2014)
Alemania (unidad geológica ígnea)	-	260	< 50	-	(Kemski et al., 2009)
Alemania (unidad geológica sedimentaria)	-	150	<50	-	(Kemski et al., 2009)
Alemania (unidad geológica metamórfica)	-	175	entre 50 y 100	-	(Kemski et al., 2009)
Brasil.Belo Horizonte.	7	93	34	-	(Santos et al., 2008b)
Camerún. Monte Camerún	6.7	10.8	9	-	(Ngachin et al., 2008)
Canada. Otawa.	2.8	64.8	21.7	16.6	(Chen et al., 2009)
Canada. Ontario.	4	116	26.5	14	(Chen et al., 2008)
Hungría. Área central.	1	47.1	14.1	10.9	(Szabó et al., 2014)
Jordania.Deir Abu-Said District, Irbid.	5	24	-	-	(Al-Shereideh et al., 2006)
India. Chitradurga.	0.5	812.9	93.78	-	(Ravikumar et al., 2015)
India. Garhwal Himalaya.	0.3	56.5	-	-	(Choubey et al., 1999)
India. Mysore	0.11	11.85	1.92	-	(Shashikumar et al., 2008)
Italia	0.4	1200	26.6	13.7	(Beaubien et al., 2003)
Italia. Bolsena, área volcánica de Vulsini	7	176.0	56.2	52.4	(Cinelli et al., 2015)
Italia. Áreas Volcánicas	0.4	393.3	43.4	28.5	(Beaubien et al., 2003)
Italia. Monte Etna	0.2	52	10.1	-	(Neri et al., 2011)
Mexico	-	499	10	-	(Segovia et al., 2007)
Portugal. Zona central granítica.	13	> 100	52	-	(Pereira et al., 2003)
Polonia (Cracovia área)	-	89	39	35.5	(Swakoń et al., 2004)
Polonia. Suwałki región. Arenas y gravas.	-	-	39.77	44.31	(Karpińska et al., 2002)
República Checa	1	1663.9	28.1	-	(Dubois, 2005)

Tabla 4.5. Comparación de la concentración de radón en suelos (kBq·m⁻³) obtenida eneste trabajo con la de diferentes lugares del mundo..

País	Mínimo	Máximo	Media	Mediana	Referencia
República Checa. Volcanes Paleozoico	-	233.8	28.5	21.7	(Barnet et al., 2008b)
República Checa. Volcanes terciarios	-	197.2	21.14	16.2	(Barnet et al., 2008b)
Rumanía. Baita-Stei	5.5	159.5	-	-	(Cosma et al., 2013)
Serbia. Niška Banja	1.3	155	33.7	12.6	(Žunić et al., 2007)
España					
Región volcánica de La Garrocha	10	140	-	-	(Font et al., 2008)
Málaga	1	14	-	-	(Duenas et al., 1996)
Galicia. Valores medios.	13.8	61.7	22.2	-	(Quindós et al., 2008)
Gran Canaria	0.103	149	6.9	7.2	Este trabajo
Fuerteventura	0.5	35.1	6.25	6.25	Este trabajo
Lanzarote	0.05	12.1	2.21	2.91	Este trabajo

 Tabla 4.5.
 Comparación de la concentración de radón en suelos (kBq·m-3) obtenida en este trabajo con la de diferentes lugares del mundo..

Es importante indicar que los estudios de radón en suelos son relativamente recientes como se puede comprobar por las fechas de los trabajos indicados en la tabla 4.5 (realizados prácticamente todos a partir del año 2000). Esto hace que, en comparación con la tasa de exposición gamma a 1 metro del suelo o con la distribución de radiosótopos naturales estudiadas desde hace mucho más tiempo, la información sobre el radón en suelos sea mucho menor y esté mucho menos sistematizada. De entrada, ni siquiera la profundidad de toma de datos es homogénea, variando entre 50 cm y 1 m. Todo esto indica que es difícil realizar un análisis estadístico cuantitativo que nos permita comparar las distintas zonas. No obstante sí podemos concluir que las Islas Canarias Orientales presentan en media un valor bajo de radón en suelos. Si bien, la isla de Gran Canaria presenta máximos que son comparables a los máximos encontrados en zonas volcánicas de otras regiones. Lanzarote constituye el mínimo absoluto de todos los datos analizados. Este comportamiento ya se había detectado en estudios radiológicos previos (Arnedo Ayensa, 2014).

Capítulo 5

Mapas de potencial de radón geogénico. Determinación de las zonas propensas al radón en las Islas Canarias Orientales.

5.1. Introducción

La nueva directiva EURATOM sobre *normas básicas de seguridad* publicada en enero de 2014 por parte de la Unión Europea (CE, 2013), presenta aspectos novedosos en relación con la radiactividad natural con respecto a la edición de 1996, por ejemplo, el plan de acción del radón en el que "...Los Estados miembros establecerán un plan nacional de acción frente a los riesgos debidos a la exposición al radón a largo plazo en viviendas, edificios de acceso público y en los lugares de trabajo para cualquier fuente de entrada de radón, ya sea de suelos, materiales de construcción o aguas ... Los Estados miembros deberán identificar aquellas zonas donde se espera que la concentración de radón en un número significativo de edificios (en media anual) supere un determinado valor de referencia...."

En la directiva (CE, 1996) de la Comisión Europea, donde se establecieron normas básicas relativas a la protección de la salud de los trabajadores y de la población en general contra los riesgos provenientes de las radiaciones ionizantes, esas zonas se las calificó de zonas propensas al radón ("radon prone areas"), zonas en el que al menos el 1% de las viviendas presentan niveles de radón 10 veces superiores a la media nacional, niveles de radón que se deben obtener a partir de un muestreo estadístico apropiado (ICRP65, 1993).

Según Bossew y colaboradores, (Bossew et al., 2013), "*Cualitativamente, este concepto* hace referencia a zonas donde los valores esperados u observados de la concentración de radón son altos con respecto a cierto valor de referencia o con respecto a la media de un territorio".

En este capítulo indicaremos distintas alternativas existentes en la literatura para clasificar un área como una zona propensa al radón, a partir de diferentes factores como la geología, la concentración de radón y la permeabilidad. A continuación, debido a su importancia en la clasificación de las prone areas, describiremos la variabilidad espacial de la permeabilidad a los gases de diferentes suelos de canarias, a partir de los resultados experimentales que han sido obtenidos en distintas campañas de medida. Y, finalmente, obtendremos, a partir de distintas aproximaciones, los mapas de potencial de radón geogénico que nos permitirán identificar las zonas propensas al radón (radon prone áreas) de las Islas Canarias Orientales.

5.2. Alternativas para clasificar áreas como zonas propensas al radón.

En general, las zonas propensas al radón se pueden identificar a partir de dos estrategias: (a) de medidas directas de la concentración de radón indoor y (b) de distintos métodos indirectos, incluidos las medidas de concentración de actividad de radón en el suelo y la evaluación de la dosis gamma ambiental basada en la espectrometría gamma, obtenida de distintos maneras (en el laboratorio, en el campo o a partir de reconocimientos aéreos) (Dubois and Bossew, 2006), (García-Talavera et al., 2013). A la hora de diseñar un procedimiento que permita determinar las zonas propensas al radón no se suele usar metodologías basadas en una única magnitud, más bien se desarrollan enfoques híbridos, metodologías que integren toda la información disponible, creando herramientas óptimas que permitan clasificar el territorio estudiado. Por ejemplo, en Gran Bretaña (Miles and Appleton, 2005) y en Bélgica (Cinelli et al., 2011) han obtenido mapas de potencial de radón geogénico combinando medidas de radón indoor con la información geológica, mientras que en Alemania (Kemski et al., 2009) y República Checa (Barnet et al., 2008a), se han obtenido mapas de riesgo de radón basados en medidas de concentración de actividad de radón en suelos y en la permeabilidad a los gases.

Uno de los primeros factores a tener en cuenta a la hora de realizar una clasificación de un terreno es su geología. Como ya se ha dicho, las rocas y los suelos son la principal fuente de radón *indoor* (Nero, 2008). Para poder entender la influencia de la geología hay que conocer los distintos elementos de los que depende la concentración de radón en el suelo y su transporte hacia el exterior: la concentración de progenitores del radón (naturaleza del sustrato geológico), el coeficiente de emanación (el tamaño de partícula, la porosidad, el contenido de agua, la temperatura, etc.) y el proceso de transporte (advección y difusión) y exhalación. A nivel práctico, la medida directa de la exhalación de radón a la atmosfera en un área interior parece ofrecerse como el mejor indicador de potencial de radón de un suelo, la mejor relación entre el potencial de radón (potencial de acumulación en un espacio cerrado) y el radón indoor. En la realidad, para medir directamente este parámetro se necesita largos intervalos de tiempo, lo que ha llevado a evaluar el factor geológico a partir de las medidas de concentración de actividad de radón en el subsuelo.

Un segundo factor importante es la permeabilidad del suelo a los gases. Es un parámetro fundamental en la determinación de la movilidad del gas radón (Neznal, 2005). La permeabilidad depende de la porosidad y del tamaño del grano del terreno, y puede aumentar con la presencia de fracturas, discontinuidades estructurales y fenómenos cársticos. Para mismas cantidades de radón emanado en un terreno, el flujo de radón puede variar mucho con la permeabilidad, y por lo tanto, puede variar la concentración de radón. La permeabilidad está condicionada significativamente por la cantidad de agua del suelo (que se infiltrará en los poros), que a su vez estará determinada por distintos factores como la pluviometría y las variaciones del nivel freático. El aumento del contenido

en agua de un suelo provoca en general un aumento de la concentración de radón, pero cuando se aproxima al nivel de saturación puede producirse una disminución repentina de los valores medidos causado por la brusca disminución de la permeabilidad de radón en el suelo (Menetrez et al., 1996). La presencia de una capa superficial de suelo con baja permeabilidad puede provocar un aumento del potencial de acumulación de radón en el suelo (Johner and Surbeck, 2001), que puede hacer que se reduzca considerablemente el flujo suelo-atmosfera. Este hecho puede ocurrir debido a diferentes causas: presencia de asfalto, contenidos de agua cerca del nivel de saturación o a causas intrínsecas del material (que contengan, por ejemplo, suelos arcillosos, etc.) (Wiegand, 2001). Existen otros factores ambientales, como la presión barométrica o la humedad que, por su variabilidad, no suelen incluirse como indicadores para determinar el potencial de radón de un terreno.

Por lo tanto, existen diferentes alternativas que, combinando distintas variables, permiten definir una zona propensa al radón. A continuación resumimos las más referenciadas en la literatura.

Método Alemán.

En Alemania se han elaborado mapas de potencial de radón resultante de combinar las medidas de concentración de radón a 1 m de profundidad con la permeabilidad del suelo, (Kemski et al., 2001). Kemski y colaboradores, parten del hecho de que no existe una relación funcional entre estos dos parámetros y el *potencial geogénico del radón*, pero que puede ser formulada a partir de una clasificación empírica representada en la figura 5.1. Cada parámetro se subdivide en tres clases, donde la concentración de radón en el suelo lleva el mayor peso. Esta aproximación establece 6 categorías de riesgo de radón.



radon ranking matrix

Figura 5.1 Clasificación alemana del terreno a partir de las medidas de concentración de actividad de radón y la permeabilidad del suelo a los gases. (Kemski et al., 2001)

Como se puede deducir de este diagrama, las situaciones de terrenos con alta concentración de radón en suelos y alta permeabilidad son las que se clasifican como de mayor riesgo radiológico debido al radón. Existen dos condiciones límite: para concentraciones menores de 10 kBqm⁻³ el riesgo se considera bajo (índice 1) independientemente de la permeabilidad del suelo. Simétricamente, a partir de una concentración de radón en suelos mayor de 500 Bq·m⁻³, el método considera el riesgo radiológico alto (índice 6) independientemente de la permeabilidad del suelo.

Método Checo.

En estas mismas variables se fundamenta el *método checo* (Neznal et al., 2004) para determinar el riesgo de radón asociado a los terrenos en los que se pretende edificar (denominado *índice de radón*, *RI* o *potencial de radón*, *RP*). Según esta aproximación, el índice de radón proporciona un nivel de riesgo de un terreno (cantidad categórica ordinal) que puede ser expresado numéricamente a partir del potencial de radón del terreno. El procedimiento se ha diseñado con el objetivo de caracterizar radiológicamente terrenos para la construcción de viviendas en la República Checa para cuantificar el riesgo de radón. Así, se establece que para terrenos de extensión igual o inferior a 800 m² se necesitan, al menos, 15 puntos de medida de radón para caracterizarlos. Para un área de mayor extensión se debe establecer cuadrículas de 10 x 10 m. En zonas con altas concentraciones de radón se recomienda una cuadrícula de muestreo de 5 x 5 m. La clasificación se basa en la evaluación de los valores de concentración de radón medidos y su distribución. Para cada terreno se debe obtener un valor único de radón del suelo, asignado a partir del tercer cuartil (75% del conjunto de datos).

Al igual que en la clasificación alemana, el índice de radón se puede determinar a partir de una estimación no numérica de la permeabilidad del suelo y de la concentración de radón obtenida. Fijada la permeabilidad en tres clases (alta, media y baja), el índice de radón se puede obtener a partir de la tabla 5.1.

Categoría del índice de Radón	Concentración de actividad de radón en el suelo (kBq·m-3)			
Bajo	C _{Rn} <30 C _{Rn} <20		C _{Rn} <10	
Medio	$30 \leq C_{Rn} < 100$	20 ≤ CA <70	$10 \le C_{Rn} < 30$	
Alto	C _{Rn} ≥ 100	C _{Rn} ≥ 70	C _{Rn} ≥ 30	
	Baja	Media	Alta	
		Permeabilidad		

 Tabla 5.1
 Clasificación checa del terreno a partir de las medidas de concentración de actividad de radón y la permeabilidad estimada del suelo a los gases

Tabla 5.2

Los límites de permeabilidad establecidos por Neznal y colaboradores se muestran en la tabla 5.2 y están basados en su experiencia y en propiedades conocidas del terreno (conocimiento previo de perfiles verticales, resistencia al vacío, etc.).

Clasificación de la permeabilidad del suelo a los gases (Neznal, 2005).

CLASE	Permeabilidad		
Alta	<i>k</i> > 4.0 10 ⁻¹² m ²		
Media	4.0 $10^{-12} \text{ m}^2 \ge k \ge 4.0 \ 10^{-13} \text{ m}^2$		
Baja	<i>k</i> < 4.0 10 ⁻¹³ m ²		

Si además de medidas de radón se disponen de medidas de permeabilidad de los suelos, el *método checo* admite una formulación heurística, el potencial de radón (RP) de un terreno se

el *método checo* admite una formulación heurística, el potencial de radón (RP) de un terren define de la siguiente manera (Neznal et al., 2004):

$$RP = \frac{c_a - 1}{-\log k - 10}$$
 [5.1]

donde c_a : es la concentración de actividad de radón (kBq·m⁻³) en el suelo, a una profundidad dada y *k*: permeabilidad (m²) medida a la misma profundidad.

Este potencial de radón admite una representación gráfica construida representando el logaritmo de la permeabilidad en ordenadas y la concentración de radón en abscisas. Este diagrama es una modificación del propuesto por Barnet en su trabajo de 1994 (Barnet, 1994). En la figura 6.2 mostramos esta representación gráfica en las que se muestran los límites de las zonas alta media y baja (líneas discontinuas, (Barnet, 1994)). En la gráfica 5.2 también presentamos, mediante líneas rectas, los criterios empíricos establecidos por (Neznal et al., 2004) para delimitar las zonas de nivel bajo-medio y de nivel medio-alto de su modelo. El modelo de evaluación del RP se basa en el criterio utilizado la clasificación de RI descrito en la tabla 5.1.



Figura 5.2 Criterios de clasificación de las zonas propensas al radón según la metodología propuesta por Neznal y Barnet. (Barnet, 1994) (Neznal et al., 2004)

Estas rectas que delimita la zona de índice de radón medio pueden ser definidas a partir de las siguientes ecuaciones,

$$-\log k = \alpha_1 c_{Rn} - (\alpha_1 c_0 + \log k_0)$$

$$-\log k = \alpha_2 c_{Rn} - (\alpha_2 c_0 + \log k_0)$$

[5.2]

donde α_1 y α_2 son las pendientes de las rectas límites y c_{Rn} y $-log k_0$ son las coordenadas de los puntos de intersección. Para $c_{Rn} = 1 \ kBq \cdot m^{-3} \ y -log k_0 = 10 \ con \ k_0 = 10^{-10} \ m^2$, las ecuaciones obtenidas se expresan,

$$-\log k = 0.1c_{Rn} + 9.9$$
 [5.3]

$$-\log k = 0.0286 c_{R_0} + 9.971$$
[5.4]

La relación entre el índice de radón y el potencial de radón, es entonces (figura 6),

- si *RP* <10, *RI* es *baja*,
- si el 10 ≤ *RP* <35, *RI* es *medio*
- si *RP* ≥ 35, *RI* es *alto*

Método Suizo.

Basado en la Ordenanza Suiza de Protección Radiológica en la que se establece la necesidad de evaluar el radón *indoor* y definir las zonas propensas al radón (Piller and Johner, 1998). Johner y colaboradores han propuesto una ecuación con la que es posible estimar la concentración de radón en el interior de un edificio (Johner and Surbeck, 2001). Los autores establecen aproximadamente unos 40 puntos de muestreo en las proximidades de la vivienda, donde realizan medidas de concentración de radón y permeabilidad cada 0.5 m en profundidad, obteniendo un perfil vertical, para cada agujero, respecto de la superficie. La mejor clasificación puede obtenerse tomando el valor más alto de la RAI (radon available index, índice de disponibilidad radón) de cada perfil. Representando gráficamente los valores de radón indoor, el radón in soil y la permeabilidad, el índice de disponibilidad de radón, RAI, se define,

$$RAI = c_{Rn} \cdot \sqrt{k} \tag{5.5}$$

de tal manera que un valor de índice RAI igual a 0,2 Bq·m⁻² representa el *umbral* que divide los hogares con concentración de radón en el interior de más de 200 Bq·m⁻³ (RAI> 0,2 Bq·m⁻²) de aquellos con una concentración inferior a 200 Bq·m⁻³ (RAI <0,2 Bq·m⁻²).

Método Sueco.

La Autoridad Sueca de Protección Radiológica ha introducido a partir de 1982 una recomendación para la clasificación de los suelos en tres categorías de *riesgo de radón*, tomando como indicadores las medidas de radón en suelos y las técnicas de construcción. Esto ha permitido
el desarrollo de mapas de riesgo denominados de mapas de *potencial de radón geogénico* (indicador del nivel de riesgo de un edificio/vivienda, estimado a partir de la concentración de radón a 1 m de profundidad) (Åkerblom, 1986), criterio recogido la tabla 5.2.

Tabla 5.3Recomendación de la Autoridad Sueca de Protección Radiológica para la
clasificación del terreno en relación con el riesgo de radón en interiores. (Dubois, 2005).

Clase riesgo	Concentración de radón (kBq·m ⁻³)	Técnicas constructivas
Alto riesgo	> 50	<i>Radon safe construction.</i> (cimientos de hormigón reforzado con ventilación forzada)
Riesgo normal	10 - 50	Radon protective construction (sin grietas, fisuras o huecos en los cimientos)
Bajo riesgo	< 10	Vivienda Tradicional

Åkerblom y colaboradores proponen una ecuación con la que es posible estimar la concentración de radón indoor basado en el conocimiento de la concentración de radón en el suelo en las proximidades de la vivienda y de un conjunto de parámetros/propiedades de la vivienda,

$$c_{indoor} = \frac{c_{Rn} L}{(\lambda + n)V}$$
[5.5]

donde los términos,

 c_{Rn} : la concentración de actividad de radón (Bq·m⁻³) en el suelo, en una superficie cercana a la vivienda.

 λ : la constante de desintegración del ²²²Rn. (0.00755 h⁻¹)

n= tasa de renovación de aire en la zona *indoor* estudiada (h^{-1})

V= volumen de la zona indoor estudiada (m³)

L= flujo de aire entrante ($m^3 h^{-1}$)

Otros métodos.

En la literatura hay trabajos que recurren a otro tipo de variables, como la concentración de radio-226 en el suelo o el equivalente de uranio (eU). En el caso de Francia, el mapa nacional de potencial de radón geogénico se ha elaborado a partir de mapas geológicos y del contenido medio en uranio de cada unidad geológica del territorio (lelsch, et al., 2010). En el Reino Unido se ha desarrollado un extenso programa de medida y mapeado de zonas propensas al radón a partir de los mapas geológicos y de medidas de radón indoor (Miles and Ball, 1996), (Kendall et al., 2005).

5.3. Clasificación de los suelos de las islas Canarias Orientales a partir de la medida de la permeabilidad a los gases.

La permeabilidad intrínseca es la propiedad de un medio poroso que permite el movimiento de los líquidos y los gases a través suyo por la acción combinada de la gravedad, capilaridad y otros agentes impulsores. Se considera que es sólo propiedad del medio poroso e independiente de las características del fluido (Corey, 1994). Tiene dimensiones de m². Es un parámetro fundamental que controla el movimiento de radón en la interface suelo-atmosfera. Una mayor permeabilidad del terreno permite la migración del radón hacia arriba, facilitando su exhalación a la atmósfera, y en consecuencia, permanecerá en el terreno una menor cantidad. La permeabilidad también está condicionada por el contenido agua en el suelo, por lo tanto, puede variar en función de la misma. A este respecto, la permeabilidad desempeña un papel importante en la parte más superficial del terreno, que puede ser decisivo en favor de la liberación de radón en la atmósfera o su acumulación en el suelo (Castelluccio et al., 2012).

Como paso previo para la determinación del potencial de radón geogénico y la evaluación de las zonas propensas al radón para los suelos de las Islas Canarias Orientales, presentamos los resultados obtenidos en las campañas de medida de permeabilidad de los suelos por islas mediante el procedimiento de medida ya descrito en el apartado 4.2.2, con el permeámetro RADON-JOK, descrito en el apartado 2.4. Las medidas de permeabilidad se realizaron casi simultáneamente a las medidas de radón en suelos, utilizando para ambas la misma varilla hueca clavada en el terreno. El permeámetro RADON-JOK presenta un límite de detección de tiempos de 6 s que se corresponden con una permeabilidad de 1.8×10⁻¹¹ m². Las especificaciones del fabricante indican que para suelos muy impermeables, con valores de tiempos por encima de 1200 s se debe asignar una permeabilidad de 5×10⁻¹⁴ m². En las tablas A5.1 a la A5.3 del apéndice 5 se muestran las medidas de permeabilidad realizadas. En la tabla 5.4 se proporcionan los indicadores estadísticos de las medidas de permeabilidad de suelos.

Estadístico	Gran Canaria	Fuerteventura	Lanzarote
Número de datos	105	36	35
Media aritmética	6.7×10 ⁻¹²	5.5×10 ⁻¹²	6.6×10 ⁻¹²
Media geométrica	2.5×10 ⁻¹²	2.2×10 ⁻¹²	2.9×10 ⁻¹²
Máximo	1.8×10 ⁻¹¹	1.8×10 ⁻¹¹	1.8×10 ⁻¹¹
Mínimo	5.0×10 ⁻¹⁴	1.8×10 ⁻¹³	1.3×10 ⁻¹³
Desviación estándar	7.1×10 ⁻¹²	6.2×10 ⁻¹²	7.5×10 ⁻¹²
Desviación geométrica	5.64	4.84	4.07
Mediana	2.8×10 ⁻¹²	2.5×10 ⁻¹²	1.9×10 ⁻¹²
Curtosis	-1.29	-0.47	-1.19
Asimetría	0.70	1.04	0.85
Test de Anderson-Darling	p < 8.49·10 ⁻²⁵	p < 3.02·10⁻ ⁸	p < 5.01·10 ⁻¹²

Tabla 5.4 Indicadores estadísticos de la permeabilidad por islas. Permeabilidad en m².

Las tres distribuciones presentan Curtosis negativas (platicúrticas) con asimetría positiva, los datos se caracterizan por una cierta dispersión respecto a la distribución normal, con pocos datos de baja permeabilidad. Siguiendo la clasificación Checa de permeabilidad establecida por (Neznal, 2005) y descrita en la tabla 5.2, los suelos de las tres islas están situados en su mayoría en el intervalo de permeabilidades medias. La isla de Lanzarote, según los datos de los muestreos, no presenta suelos con baja permeabilidad. Hay que hacer notar que las campañas de medida tanto de Gran Canaria como de Fuerteventura y Lanzarote se llevaron a cabo en periodos de ausencia de precipitaciones, verano y otoño, tratando de que las condiciones de medida fueran lo más homogéneas posibles. En la figura 5.3 izquierda representamos en un diagrama de cajas y bigotes las propiedades estadísticas más importantes de la permeabilidad por islas. En la figura 5.3 derecha se representa el histograma de frecuencias de los suelos clasificados según el criterio checo. Gran Canaria presenta un 43% de suelos de alta permeabilidad frente Fuerteventura que tiene un 39% y Lanzarote con solo un 35%. Sólo presentan suelos de baja permeabilidad Gran Canaria y Fuerteventura con un 18% y un 25% respectivamente. Lanzarote es la isla más homogénea con el 65% de sus suelos con permeabilidad media.



Figura 5.3 Izquierda, Diagrama de cajas y bigotes de permeabilidad a los gases. Derecha, % de distribución de permeabilidad por islas.

En la figura 5.4 presentamos los mapas de permeabilidad a los gases obtenidos por interpolación de las medidas realizadas por el método de krigeado ordinario. La magnitud a interpolar es realmente el logaritmo negativo de la permeabilidad que es la magnitud que se suele emplear en la clasificación de zonas propensas al radón. Se han utilizado las coordenadas UTM en la localización geográfica y una escala de colores que va desde el azul (baja permeabilidad, por debajo de 4.0 10⁻¹³ m²) al rojo (alta permeabilidad, mayor de 4.0 10⁻¹² m²) pasando por el amarillo (permeabilidad media, entre 4.0 10⁻¹² y 4.0 10⁻¹³ m²).

En Gran Canaria, los suelos que presentan permeabilidades bajas se localizan en la zona centro y noroeste, correspondiendo a los entornos más erosionados de la isla, que en muchos casos presentan muy poco suelo. En el norte y este de la isla predominan los suelos con permeabilidades altas. En la vertiente sur de la isla los suelos muestreados presentan permeabilidades medias y

altas. A la hora de interpretar estos resultados, no obstante, hay que tener cierta precaución ya que es costumbre en la isla de gran canaria trasladar suelos de unas zonas a otras para cultivos. Si bien las medidas se han procurado realizar en terrenos no alterados por el ser humano, hay algunas zonas densamente pobladas en las que no se puede asegurar que se haya cumplido al 100%. Es por esto que el punto situado al este de la isla consideramos que pueden ser no representativo de la zona.





En la isla de Fuerteventura buena parte del territorio corresponde a basaltos que presentan una permeabilidad alta. Los suelos de baja permeabilidad aparecen dentro del complejo basal, correspondiendo también a zonas de suelos muy erosionados. Los suelos formados por arenas y sedimentos marinos presentan permeabilidades medias y altas. En Lanzarote los suelos, en general tienen permeabilidades medias, y al igual que Fuerteventura, existen áreas de permeabilidad alta asociada a basaltos antiguos.

5.4. Mapas de distribución de radón geogénico. Zonas propensas al radón.

Como se ha indicado en la sección 5.2 existen en la literatura distintas alternativas para clasificar las zonas propensas al radón en un determinado territorio. En este trabajo de Tesis Doctoral se ha decidido utilizar fundamentalmente la aproximación Neznal basada en el concepto de potencial de radón geogénico (GRP) definido según la ecuación 5.1, que combina las medidas de radón en suelos y la permeabilidad (Neznal et al., 2004). En las tablas A5.1 a la A5.3 del apéndice 5 se muestran los valores de potencial de radón para todos los puntos medidos así como la clasificación en zonas de riesgo de radón alto, medio y bajo (RI, radón index). En la tabla siguiente 5.5 se resumen los indicadores estadísticos de los datos obtenidos.

Estadístico	Gran Canaria	Fuerteventura	Lanzarote
Número de datos	105	36	35
Media aritmética	12.5	6.7	2.4
Media geométrica	3.7	2.9	0.9
Máximo	190	41	15
Mínimo	0.09	0.04	0.06
Desviación estándar	24.8	7.9	3.3
Desviación geométrica	6.0	5.0	4.8
Mediana	4.2	3.1	1.25
Curtosis	29.18	9.51	6.14
Asimetría	4.89	2.53	2.39
Test de KS	0.308	0.227	0.259

Tabla 5.5 Indicadores estadísticos del potencial de radón geogénico

El valor positivo de las asimetrías de las tres distribuciones de potencial de radón indican que las distribuciones son asimétricas con la cola de la derecha mayor que la de la izquierda tal y como ocurre con los datos de radón discutidos en el capítulo 4. En los tres casos la Curtosis es positiva, de forma que las distribuciones son leptocúrticas. Con estas características la distribución teórica que mejor se aproxima a estas distribuciones experimentales es la función log-normal, que para Gran Canaria presenta un coeficiente de correlación R² de 0.9138, para Fuerteventura, 0.4702, y para Lanzarote, 0.9999, que carece de valores extremos.

Siguiendo la clasificación checa para un terreno descrita en el apartado anterior, los suelos de Fuerteventura y Lanzarote se caracterizan en media (aritmética) por potenciales bajos de radón, mientras que los suelos de Gran Canaria estarían caracterizadas en media por potenciales medios. Si representamos las tres islas por sus medias geométricas, está rebajaría la clasificación de los suelos de Gran Canaria también, en media, a potencial de radón bajo. Este hecho queda perfectamente descrito en la figura 5.5 donde presentamos el diagrama semilogarítmico de cajas y bigotes de las propiedades estadísticas más importantes del potencial de radón por islas. Se puede comprobar como el grueso de la distribución en los tres casos se encuentran por debajo del límite de riesgo medio. Las medias geométricas de las tres distribuciones se encuentran en la zona

de riesgo bajo y, los puntos de riesgo alto se corresponden con los "outliers" de alto valor de las islas de Gran Canaria y Fuerteventura (aunque en este caso un solo punto). Por este motivo la media aritmética de la isla de Gran Canaria se encuentra en la zona de riesgo medio. Resulta interesante también comprobar como la práctica totalidad de la isla de Lanzarote está por debajo de la línea de riesgo medio presentando un gran número de "outliers" pero de valores bajos.



Figura 5.5 Diagrama de cajas y bigotes de los valores de potencial de radón geogénico por islas

Como se ha dicho, la clasificación de los suelos según la aproximación checa lleva aparejada una representación gráfica diseñada por Neznal y Barnet que permite visualizar de forma directa la distribución de riesgo de los puntos estudiados. Esta gráfica se construye representando el logaritmo de la permeabilidad en ordenadas y la concentración de radón en abscisas en kBq·m⁻³. En las figuras 5.6 y 5.7 presentamos estas representaciones gráficas en las que se incluyen mediante líneas rectas (ecuaciones 5.3 y 5.4 descritas en el apartado 5.2) los límites entre las distintas zonas, a partir de los criterios establecidos por Barnet y Neznal para delimitar las zonas de nivel bajo-medio y nivel medio-alto de su clasificación.



Figura 5.6 Resultados de los valores de potencial de radón obtenidos en, izquierda, Gran Canaria, y derecha, Fuerteventura.

Esta representación explica perfectamente el hecho de que puntos con igual concentración de radón, pero distinta permeabilidad, se les pueda asociar distintos niveles de riesgo debidos al radón. También recoge el hecho de que, a partir de 35-40 kBq·m⁻³, los suelos no pueden ser clasificados como de riesgo bajo, de forma que constituye una excelente herramienta que permite tomar decisiones sobre los límites para descartar la posible presencia de niveles altos de radón indoor debido a los suelos y al entorno geológico de una vivienda.







Los resultados obtenidos nos permiten una representación espacial del riesgo de radón de un determinado terreno/entorno geológico mediante la interpolación geoestadística de los datos. La magnitud a interpolada no es directamente el potencial de radón sino su logaritmo, ya que es la magnitud que interviene en la ecuación [5.1] para localizar las zonas de riesgo o zonas propensas al radón en las Islas Canarias Orientales. Se han utilizado las coordenadas UTM en la localización geográfica y una escala de colores que va desde el azul-verde (bajo potencial de radón, por debajo de 2) al púrpura (alto potencial de radón, por encima de 4) pasando por el amarillo-naranja (medio potencial de radón, entre 2 y 4). En las figuras 5.8 a 5.10 presentamos los mapas de potencial de radón geogénico obtenidos por interpolación por el método de krigeado ordinario, a la izquierda el mapa obtenido mediante la aproximación checa y a la derecha el mapa obtenido mediante la aproximación checa y a la derecha el mapa obtenido mediante la aproximación checa y a la derecha el mapa obtenido mediante la

Como se puede observar, en la isla de Gran Canaria hay seis puntos a los que se le han asignado un potencial de radón geogénico alto (5.7% del total) (figura 5.8). Cinco de los seis están localizados en el centro y noroeste de la isla, en áreas deshabitadas, con altas protecciones medioambientales (parques naturales y parques rurales). De los 26 puntos cuyo potencial de radón han sido identificados como medio (24.7% del total), 13 puntos se encuentran en las mismos áreas que los máximos antes descritos y que se ubican fundamentalmente en los municipios de Tejeda y Artenara, y en las zonas cumbreras de los municipios de San Bartolomé de Tirajana y San Mateo.

Esta gran área central de la isla de Gran Canaria presenta una baja densidad de población que habita en viviendas caracterizadas fundamentalmente por un tipo de construcción tradicional, casas terreras unifamiliares y casas cuevas. Es de esperar que, según este criterio, en esta zona encontremos viviendas con altos valores de radón indoor¹. Otras dos zonas con valores de potencial de radón medios se encuentran, una al norte, entre los municipios Firgas-Teror-San Lorenzo y otra al sur, en la zona de Fataga y en el área Ayagaures-Barranco del Cura. El resto de la isla, marcada en el mapa con los colores azul-verde (69.5% del total) presenta valores de potencial de radón bajos.



Figura 5.8 Mapas de potencial de radón de Gran Canaria, izquierda, aproximación checa, y derecha, aproximación alemana. Kriging Ordinario.

Como se puede comprobar en la figura 5.8 las aproximaciones checa y alemana a la clasificación de las zonas propensas al radón arrojan resultados muy similares. Hay algunas diferencias especialmente en las zonas de máximos debido a los distintos rangos establecidos por las dos aproximaciones para la permeabilidad. Este comportamiento se reproduce en el resto de las islas estudiadas.

En la figura 5.9 se representan las distribuciones espaciales de los potenciales de radón obtenidos en la isla de Fuerteventura. En general la isla presenta un perfil medio-bajo de riesgo debido al radón, de acuerdo con su geología. Encontramos riesgo medio en la zona de Las Peñitas y en Tindaya, donde también los mapas de ²²⁶Ra tenían un máximo y el único suelo al que se le ha asignado un riesgo de radón alto, se encuentra en la zona este de la isla coincidiendo con el máximo de radón estudiado en el apartado 4.4.2. Es importante recordar que este punto es considerado

¹ Las primeras medidas de radón indoor realizadas en la zona en el marco del proyecto, "Estudio de la concentración de radón en viviendas, lugares de trabajo y materiales de construcción de las Islas Canarias Orientales", financiado por el CSN, parecen confirmar esta hipótesis.

como anómalo, ya que el análisis radiológico del suelo y la geología de la zona no justifican la presencia de concentraciones de radón superiores a zonas como Las Peñitas, que tiene una mayor concentración de ²²⁶Ra en suelos.



Figura 5.9 Mapas de potencial de radón de Fuerteventura, izquierda, aproximación checa, y derecha, aproximación alemana. Kriging Ordinario.

En la figura 5.10 se representan las distribuciones espaciales de los potenciales de radón obtenidos en la isla de Lanzarote. De nuevo, de acuerdo con la geología y con los estudios radiológicos previos, desde el punto de vista del potencial geogénico del radón, Lanzarote presenta un riesgo ciertamente bajo.



Figura 5.10 Mapas de potencial de radón de Lanzarote, izquierda, aproximación checa, y derecha, aproximación alemana. Kriging Ordinario.

Con el fin de comparar el peligro de radón de las islas canarias orientales con estudios llevados a cabo en otras partes de Europa, en la figura 5.11 mostramos el mapa de radón geogénico de Alemania. La escala de colores es similar a la que hemos seleccionado en este trabajo, lo que permite la comparación directa. Este mapa se ha desarrollado como parte de un proceso más amplio

para la obtención del Mapa Europeo del Radón Geogénico (Gruber et al., 2013). El criterio seguido para elaborarlo ha sido la aproximación Neznal



Figura 5.11 Mapa de potencial de radón de Alemania obtenido a partir de la aproximación checa, "Neznal-type", obtenido de (Gruber et al., 2013). Kriging Ordinario.

De la comparación del mapa de Alemania se concluye que Lanzarote y Fuerteventura presentan valores similares a los de la zona norte de Alemania, mientras que Gran Canaria presenta un mayor espectro alcanzándose valores de riesgo altos similares a los que se pueden encontrar en la zona oriental, fronteriza con la República Checa.

Capítulo 6

Radón en aguas subterráneas de la isla de Gran Canaria.

6.1. Introducción

Como se indicó en el capítulo 1, el radón es un gas soluble en agua, y se encuentra tanto en aguas superficiales como en aguas subterráneas. Al igual que en los suelos, la concentración del radón en aguas es muy variable y puede ser considerada una fuente potencialmente importante de exposición del público en general a las radiaciones ionizantes naturales. Desde finales de la década de los 70 hasta la actualidad, se han realizado numerosos estudios con el fin de evaluar la contribución del radón presente en las aguas subterráneas a la dosis total que recibimos de las fuentes naturales de radón (Collman et al., 1991) (Akerblom and Lindgren, 1997) (Skeppström and Olofsson, 2007) (Currivan et al., 2014). También se analiza su viabilidad como trazador geofísico, así por ejemplo, ha sido utilizado ampliamente como trazador de descargas de aguas subterráneas al mar y de aportes de diferentes tipos de aguas afluentes a ríos (Top et al., 2001), (Santos et al., 2008a), (Jacob et al., 2009), (Grolander, 2009), (Dugan et al., 2012) o también como trazador del flujo del agua subterránea a través de diferentes entornos geológicos (Davis et al., 1980), (Przylibski, 2007), (Przylibski, 2015) (Alonso et al., 2015).

En este último capítulo de la Tesis Doctoral se analiza el contenido de radón en muestras de aguas obtenidas en el acuífero norte de la isla de Gran Canaria. En primer lugar se explica el entorno hidrogeológico de la zona de estudio, a continuación se describe la campaña realizada, la metodología de medida de radón en aguas y la determinación de los valores de actividad de radón. Por último se analizan los resultados de concentración de radón en agua obtenidos en el acuífero norte de la isla, interpretando los resultados a partir de la relación del radón y sus precursores con la geología profunda de la isla, analizando su utilidad como trazador hidrogeológico en un territorio volcánico.

6.2. Radón en aguas subterráneas

6.2.1 Acuíferos volcánicos

El término acuífero proviene del latín AQUA (agua) y FERO (llevar), zona donde encontramos aguas subterráneas, formación geológica que es capaz de retener y ceder agua, y que permite su movimiento a través de fisuras y poros de las rocas y el subsuelo. Los acuíferos

volcánicos son heterogéneos y anisótropos, y sus características hidrogeológicas presentan una alta variabilidad, estando marcadas fundamentalmente por su composición, el tipo de vulcanismo que las ha producido y por su edad. Todo ello conforma un medio en que las alternancias entre lavas y escorias, la presencia de diques y el relleno de porosidades primarias por el crecimiento de minerales secundarios condicionan el movimiento del agua subterránea (Custodio, 2004), (Custodio, 2007). En el caso de las islas volcánicas de punto caliente, como el archipiélago canario, las estructuras volcánicas pueden ser muy complejas, debido a un crecimiento dilatado en el tiempo, con varias etapas eruptivas separadas por grandes deslizamientos gigantes, calderas volcánicas rellenas posteriormente, intrusiones de diques localizados en rifts y diferenciaciones magmáticas en los magmas emitidos (Custodio and Cabrera, 2008).

En el caso de Canarias, cada isla es un único conjunto hidrogeológico complejo que se recarga por la infiltración de la lluvia en las zonas altas y de medianías y descarga al mar por la costa, con algunas salidas a barrancos en forma de manantiales en aquellas zonas donde afloran materiales menos permeables. El nivel de saturación (freático) puede alcanzar cotas muy altas en el interior de las islas, donde existe un "núcleo" de muy baja permeabilidad conformado por cuerpos intrusivos, áreas de roca muy alterada y enjambres de diques. El papel de los diques es variable dependiendo de su permeabilidad respecto a la roca, por lo que a veces pueden actuar de barrera impermeable y otras de vías preferentes de flujo (Custodio, 1978, 1989) (Cabrera, 2011).

6.2.2 El acuífero norte de Gran Canaria. Área de estudio.

La isla de Gran Canaria constituye una unidad hidrogeológica heterogénea y anisótropa, cuyos límites se establecen en la superficie libre del nivel piezométrico, el fondo impermeable del tramo inferior de la Serie Basáltica Miocena y el mar, en la superficie de equilibrio de agua dulce - agua salada (Navarro Alvargonzález et al., 1993). El acuífero insular se define como una masa de agua heterogénea y estratificada, con corrientes de aguas subterráneas que se desplazan desde el área de recarga (en la cumbre, en la parte central de la isla) hacia la costa. Todo esto a través de un sistema de conexiones hidráulicas que permiten el flujo de las aguas a través de diferentes tipos de rocas que conforman un único sistema hidrogeológico (MOP-UNESCO, 1975), (Cruz-Fuentes et al., 2014). En todo este entramado, las aguas subterráneas del área estudiada forman parte del acuífero insular septentrional que fluye de sur a norte. Estas aguas son extraídas predominantemente de pozos excavados en rocas del grupo Roque Nublo y en lavas traquíticas y fonolíticas subyacentes del Mioceno.

La recarga del acuífero norte de Gran Canaria proviene fundamentalmente del agua de lluvia (el área estudiada constituye el principal área de recarga de la isla) y en menor medida, de los retornos de riego producidos por la agricultura que se practica principalmente en las zonas costeras (Cabrera and Custodio, 2004), (Cruz-Fuentes et al., 2014), y favorecen el aumento de salinidad de la tierra y del agua subterránea. La descarga del acuífero se produce hacia el mar y a través de las extracciones de pozos y galerías. Las aguas subterráneas son básicamente del tipo Mg-Ca-HCO₃ y

del tipo Mg-Ca-Cl. En la costa el agua subterránea también puede ser Na-SO₄ debido a los retornos de riego anteriormente mencionados.

El área de estudio presenta una superficie de unos 323 km² que limita al norte con el Océano Atlántico y al este y al oeste con varias líneas divisorias de cuencas de barrancos (figura 6.1). La precipitación media anual en el área es de 375 mm, en las cumbres la media alcanza los 820 mm/año, mientras que en las áreas costeras, más secas, presentan una media de 115 mm/año. La temperatura media anual oscila entre los 12°C en las cumbres y los 22°C en la costa, con una temperatura media anual en el área de estudio de 18°C.



Figura 6.1 Localización del área de estudio. Mapa geológico simplificado de Gran Canaria (modificado de (ITGE, 1990)), y perfil geológico del área de estudio. Las secciones han sido representados a partir de los datos geológicos proporcionados por los pozos (modificado de (PHGC, 1991)).

6.3. Diseño de las campañas de campo. Puntos de muestreo

El trabajo de campo se realizó en el verano de 2014 y en abril de 2015. Se tomaron 34 muestras de aguas subterráneas (figura 6.2) correspondientes a 29 pozos de gran diámetro, dos sondeos geotécnicos, una galería y dos manantiales, ubicados en el noreste de la isla de Gran Canaria. La profundidad de los pozos varía entre los 125 y los 600 metros, por lo que algunos pozos cortan diversas estructuras geológicas.



Figura 6.2 Distribución espacial de los puntos de muestreo y las curvas de nivel piezométrico de las agua subterráneas en el año 2008-2009, modificado de (Benavides and Galindo, 2010) y (Estévez et al., 2012). Coordenadas en UTM WGS84 28N.

Las muestras se tomaron mediante los sistemas de bombeo instalados por las empresas propietarias de los pozos y en algunos casos mediante sistema de doble bombeo en pozos muy profundos. Las muestras tomadas se depositaron en botellas de cristal oscuro de 1 litro de capacidad; el procedimiento para recoger muestras fue especialmente diseñado para reducir las pérdidas de radón por burbujeo. En cada punto, las botellas se llenaron hasta el borde con las muestras de agua obtenidas y cerradas inmediatamente para evitar pérdidas de radón por desgasificación durante el transporte al laboratorio. Los niveles de radón en el agua se obtuvieron entre 3-6 horas después de la toma de muestras para minimizar la influencia de la desintegración radiactiva.

6.4. Procedimiento de medida de radón en aguas.

Para las medidas de la concentración de actividad de radón en las muestras de aguas subterráneas se ha utilizado un monitor de radón activo AlphaGUARD PQ2000PRO de Saphymo, conjuntamente con el accesorio AquaKIT, que incluye varias botellas de cristal, jeringuillas, tubos flexibles y una bomba AlphaPUMP, que el fabricante garantiza libre de fugas. Este detector fue escogido por su probada estabilidad de calibración y su respuesta rápida a grandes variaciones de concentración (Saphymo, 2000) (Kotrappa et al., 2005). Como se ha comentado en el capítulo 2, este monitor está basado en una cámara de ionización y está diseñado para medir de forma continua la concentración de actividad de radón en el aire en un rango entre 2 Bq·m⁻³ y 2 MBq·m⁻³.

El procedimiento de medida se basa en la espectrometría alfa del radón presente en el aire que, procedente del burbujeo de la muestra de agua, entra en el volumen de detección de la cámara de ionización (ver figura 6.3). Siguiendo las recomendaciones del proveedor (Instruments, 2008) el sistema se debe purgar antes de comenzar una medida. Inicialmente se hace pasar aire limpio por todo el sistema, botellas, detector, tubos y bomba, para finalizar cerrando el circuito de aire, y conectando un filtro de carbón activo, durante un tiempo no inferior a 15 minutos, para reducir al máximo el fondo de radón del sistema de medida. El sistema AquaKIT contiene dos botellas de cristal, una llamada de desgasificación, y una segunda botella de cristal, llamada de seguridad que están conectadas al monitor de radón mediante por un circuito/bucle de aire cerrado, como muestra la figura 6.3.



Figura 6.3 a) Esquema del dispositivo experimental de medida (Saphymo, 2000). b) Imagen del dispositivo experimental en el laboratorio

Una vez reducido el fondo del sistema de medida, se inyecta muy lentamente la muestra de agua a medir en el recipiente de desgasificación, con una jeringuilla, evitando en lo posible cualquier escape de gas de la muestra. Para el registro de las medidas, se ha elegido que el monitor AlphaGUARD trabaje en modo de flujo continuo tomando lecturas cada minuto. Se ha seleccionado que la velocidad de flujo de la bomba AlphaPUMP sea de 0.5 L/min. Después de 10 minutos de iniciado el bombeo, se desconecta la bomba y el AlphaGUARD continua registrando las concentraciones de actividad de radón durante otros 20-25 minutos. El monitor AlphaGUARD permite determinar indirectamente la actividad de radón en el agua, puesto que el radón expelido del agua se diluye en el aire del circuito cerrado preparado para tal fin, más una parte que se determina a partir del coeficiente de partición del radón que permanece diluido en la fase acuosa. En la figura 6.4 se muestran varios ejemplos de curvas obtenidas por el AlphaGUARD y tratadas con el software DataExpert proporcionado por Saphymo.

Siguiendo las instrucciones del proveedor, la concentración en agua, C_{water}, en Bq/L se obtiene usando la ecuación:

$$C_{water} = \frac{C_{air} \times \left(\frac{V_{system} - V_{sample}}{V_{sample}} + k(T)\right) - C_0}{1000}$$
[6.1]

donde C_{water} es la concentración de radón en la muestra de agua (Bq·L⁻¹), C_{air} es el valor de la concentración de actividad de radón proporcionado AlphaGUARD (Bq·m⁻³), C₀ es la concentración inicial de radón en el sistema, V_{system} es el volumen interno del sistema de medida (mL) que según el montaje que se ha realizado es 1530 mL, y V_{sample} es el volumen de la muestra (mL) y, finalmente, k(T) es un coeficiente de difusión empírico, que depende de la temperatura de la muestra a través de la siguiente expresión (Instruments, 2008):

$$k(T) = 0.105 + 0.405 \times e^{0.502 \times T(^{\circ}C)}$$
[6.2]



Figura 6.4 Ejemplos de curvas obtenidas por el AlphaGUARD y analizadas por el sistema de adquisición de datos DataExpert de Saphymo.

Las incertidumbres asociadas a las medidas de la concentración de actividad de radón en agua a partir de este procedimiento están influenciadas por diferentes factores: (i) el tiempo de almacenamiento, desde que se toma la muestra hasta que llega al laboratorio y se realiza la medida, (ii) el límite de detección del detector, que para el caso del AlphaGUARD en modo continuo con tiempos de muestreo de 1 min es de 80 Bq·m⁻³ (Schubert et al., 2006) y el límite de del procedimiento aquaKIT, que depende de los volúmenes de la muestra V_{sample} y del sistema V_{system}, y que mejora aumentando su cociente (Schubert et al., 2006), (iii) la influencia de la temperatura, la solubilidad del radón depende de la temperatura y, (iv) la influencia del nivel de fondo del laboratorio, si se desea realizar medidas de niveles bajos de radón en aguas (agua de mar, ríos, lagos, etc.), es necesario reducir el nivel de fondo con el filtro de carbón activo suministrado con el sistema AquaKIT.

Una vez analizadas todas las causas de error en el procedimiento realizado, para obtener el resultado de la medida se decidió eliminar los 10 primeros valores a todas las muestras (los registrados durante el burbujeo) y tomar el valor medio de los siguientes datos hasta completar el tiempo de medida, que normalmente ha oscilado entre 20 y 25 min. Los errores asignados a cada medida corresponden con el obtenido al aplicar la propagación de errores a la ecuación [6.1], a partir de los errores obtenidos con el dataEXPERT para la media de radón.

$$\delta c_{water} = \sqrt{\left|\frac{\partial c_{water}}{\partial c_{aire}}\right|^2} \delta_{c_{aire}}^2 + \left|\frac{\partial c_{water}}{\partial V_{system}}\right|^2} \delta_{V_{system}}^2 + \left|\frac{\partial c_{water}}{\partial V_{sample}}\right|^2} \delta_{V_{sample}}^2 + \left|\frac{\partial c_{water}}{\partial k}\right|^2} \delta_k^2 + \left|\frac{\partial c_{water}}{\partial c_0}\right|^2} \delta_{c_0}^2 \qquad [6.3]$$

donde $\delta_{c_{alle}}$ y δ_{C_0} son, respectivamente, el error de la concentración de radón en aire y el error de la concentración inicial del sistema de medida, ambos proporcionados de forma directa por AlphaGUARD; $\delta_{V_{system}}$ es el error del volumen del sistema de medida que el fabricante estima inferior al 1% del volumen del sistema para el montaje adoptado (en este trabajo se ha adoptado el valor conservador de 20 mL); $\delta_{V_{sample}}$ es el error del volumen del a muestra en mL que viene dado por la precisión de probeta de medida, que en este caso es 5 mL. Finalmente, δ_k es el error del coeficiente de difusión, k, que se ha estimado como la desviación estándar de todos los datos de cada medida, obteniéndose un valor de 0.2.

6.5. Resultados del radón en las aguas subterráneas.

6.5.1 Descripción de los datos obtenidos

En la tabla 6.1 se proporcionan los indicadores estadísticos de la concentración de actividad de radón en las aguas subterráneas obtenidos en las 33 muestras analizadas y recogidas en el Apéndice 6, y en la figura 6.4 se muestra el diagrama de frecuencias de los datos y su ajuste a una distribución log-normal, con un coeficiente de correlación de Pearson de 0.89.

Estadístico	[²²² Rn] (Bq/L)
Número de datos	33
Media aritmética	15.1
Media geométrica	6.8
Máximo	91.6
Mínimo	0.3
Desviación estándar	19.9
Desviación geométrica	3.9
Mediana	6.6
Curtosis	6.0
Asimetría	2.3
Test de KS	0.24

Tabla 6.1. Indicadores estadísticos de la distribución de concentración de actividad de radón en aguas obtenida.

El valor positivo de la asimetría de la distribución de las concentraciones de radón obtenidas en aguas indica que es una distribución asimétrica con la cola de la derecha mayor que la de la izquierda tal y como ocurre con la concentración de radón en el suelo. Los indicadores estadísticos predicen que los datos de concentración de actividad de radón se concentran en torno a valores relativamente bajos.

La Curtosis es también positiva lo que indica que los datos presentan una distribución leptocúrtica. La distribución no se ajusta a una Gaussiana como queda reflejado en los valores del test de normalidad de KS (p-valor = 0.035 < 0.05) estando los datos mejor representados por una distribución log-normal, ya que mayoritariamente los valores de concentración de radón se concentran en torno a valores relativamente bajos (75% de los datos está por debajo de 17.3 Bq/L). La distribución quedará mejor descrita por la mediana (6.6 Bq/L) o la media geométrica (6.8 Bq/L) que por la media aritmética (15.1 Bq/L).



Figura 6.5 Diagrama de distribución de frecuencias de las concentraciones de actividad de radón en aguas.

6.5.2 Resultados obtenidos por cuencas.

Los principales factores que influyen en la presencia de ²²²Rn en las aguas subterráneas son el contenido de ²²⁶Ra en las rocas del subsuelo de la isla y su coeficiente de emanación (LeGrand, 1987), (Michel, 1990), (Przylibski, 2000), la posibilidad de que aguas procedentes de diferentes zonas con diferentes concentraciones de radón se mezclen (Przylibski, 2007) (Przylibski and Gorecka, 2014), o que el radón acceda desde zonas más o menos profundas, a determinadas áreas del acuífero a través de un sistema interconectado de fallas, fracturas o fisuras (Schumann et al., 1994), (Khattak et al., 2011).

El ²²⁶Ra está presente en todas las rocas y suelos en cantidades variables y, como ya se mencionó anteriormente, es más abundante en rocas volcánicas ácidas como las fonolitas que en rocas básicas como los basaltos. Por lo tanto, las altas concentraciones de ²²²Rn serán características de aguas subterráneas que fluyen por rocas ácidas. El comportamiento del ²²²Rn disuelto en las aguas subterráneas está fuertemente influenciado por las propiedades de la roca

madre, más concretamente por la distribución de ²²⁶Ra, en relación a la superficie de poros y fisuras en las rocas donde se produce el intercambio las aguas subterráneas.

La vida media del radón es de 3.82 días y desaparece aproximadamente en 38 días por desintegración radiactiva. Teniendo en cuenta la velocidad representativa de las aguas subterráneas, una partícula de radón no se mueve más de unas pocas docenas de metros del lugar donde fue incorporada (Przylibski, 2007). La distancia puede variar dependiendo de la transmisividad del acuífero y el radón podrá alcanzar grandes distancias (cientos de metros) cuando las aguas circulen por grietas y fisuras. Por lo tanto, en un medio poroso, la concentración de radón en una muestra de agua es representativa del lugar donde fue recogida. Sin embargo, hay otros factores que pueden modificar este comportamiento ideal, como por ejemplo la recarga del acuífero (retorno de riegos o lluvia), los procesos de mezcla con aguas que presenten bajas concentraciones de radón o cambios en la temperatura del agua, ya que la solubilidad del radón en el agua aumenta con la temperatura.

En la figura 6.6 se representan espacialmente los niveles de radón obtenidos en los pozos analizados y en la tabla A6.1 del apéndice 6 se muestran los datos de cada pozo. Del análisis de esta distribución espacial se han establecido tres grupos o clases (señalados en la figura por tres curvas diferentes, azul, verde y naranja) que agrupan pozos geográficamente próximos entre sí y con valores que estadísticamente presentan indicadores diferentes.



Figura 6.6 Distribución espacial de los valores de concentración de actividad de radón obtenidos. Las muestras han sido agrupadas por su distribución geográfica y por el valor de concentración de radón obtenido.

Las principales características de los grupos de pozos establecidos anteriormente se describen a continuación (ver tabla 6.2):

En primer lugar, el Grupo Noroeste (Guía-Moya). Este grupo, representado por la *línea azul* en la figura 6.6, presenta en general valores de concentración de radón bajos (inferiores a 6 Bq·L⁻¹) y se localizan mayormente en la cuenca de Guía, incluyendo a algunos pozos asociados a la cuenca de Moya. Los pozos incluidos en este grupo son Rd10, Rd12, Rd14, Rd16, Rd17, Rd19, Rd20, Rd21, Rd23, Rd24, Rd25 y Rd28. Según la geología profunda (sección I-I' de la figura 6.7) las aguas analizadas en esta área fluyen por rocas básicas con poco contenido en precursores de radón.

En segundo lugar, el Grupo Norte (Moya-Azuaje). Este grupo, representado por la *línea verde* en la figura 6.6 presenta los valores más altos de concentración de radón (alcanzando 91.6 Bq·L⁻¹) y está localizado principalmente en la cuenca de Azuaje, incluyendo algunos puntos de la cuenca media de Moya. Los pozos incluidos en este grupo son Rd1, Rd2, Rd6, Rd11, Rd13, Rd15, Rd26, Rd29, Rd30, Rd31, Rd33 y Rd34. En este caso, los altos valores de radón podrían sugerir que el territorio subyacente por el que fluyen las aguas, tiene una gran proporción de rocas ácidas con altos contenidos en precursores de radón, como muestra la geología profunda de la zona (sección II-II') en la figura 6.7.



Figura 6.7 Repetición de las secciones de la geología profunda, obtenidos a partir de los datos geológicos proporcionados por los pozos (modificado de (PHGC, 1991)). Ver código de colores figura 6.1.

Y en tercer lugar, el Grupo Noreste (Guiniguada-Telde). Este grupo, representado por la *línea naranja* en la figura 6.6, presenta valores intermedios de concentración de radón y combina puntos pertenecientes a las cuencas de Guiniguada y de Telde. Los pozos incluidos en este grupo son Rd3, Rd4, Rd5, Rd7, Rd8, Rd9, Rd18, Rd22, y Rd27. Las características de este grupo son similares a las del grupo Moya-Azuaje. No obstante dentro del grupo se distinguen dos comportamientos, el de los pozos del barranco Guiniguada, en los que encontramos dos pozos (Rd8 y Rd18) con concentraciones de radón similares a los del grupo norte y el del barranco de Telde, más homogéneo y con valores inferiores. Aunque no se dispone de una sección geológica vertical de esta zona, muchos de los pozos analizados se localizan sobre coladas del grupo Roque Nublo, de forma que es posible suponer que exista una gran proporción de rocas básicas en el subsuelo, lo que puede explicar los bajos valores obtenidos.

Tabla 6.2. Indicadores	estadísticos	de la d	de concentrac	ción de	actividad	de radó	ו en	aguas
según los gi	upos estable	cidos (E	Bq∙L⁻¹).					-

Estadístico	GUIA- MOYA	MOYA- AZUJE	GUINIGUADA- TELDE
Número de datos	12	12	9
Media aritmética	3.1	26.0	16.6
Media geométrica	2.7	13.1	9.7
Máximo	5.3	91.6	42.0
Mínimo	0.9	0.6	0.3
Desviación estándar	1.4	27.0	14.0
Desviación geométrica	1.8	4.3	4.3
Mediana	3.4	15.3	13.3

En la figura 6.8 se representan mediante un diagrama de cajas y bigotes los principales indicadores estadísticos de los tres grupos (cuencas de Guía-Moya, cuencas de Moya-Azuaje y cuencas de Guiniguada-Telde). Los resultados muestran diferencias significativas entre los grupos establecidos, y dependiendo del lugar de la recogida de la muestra, basándonos en la información disponible sobre la geología profunda del área, podemos inferir que las medidas de la concentración de la actividad de radón puede ser un buen indicador del tipo de rocas en los alrededores del punto de recogida de la muestra, que no tiene que coincidir necesariamente con la geología de la superficie.



Figura 6.8 Diagrama de cajas y bigotes de los valores de la concentración de actividad de radón en aguas según los grupos establecidos por barrancos.

6.5.3 Relación con la geología profunda.

Los pozos que se han estudiado en este trabajo extraen agua de distintos entornos geológicos a distintas profundidades. El radón como trazador nos puede informar del tipo de entorno

por donde circula y se acumula el agua que nos encontramos a diferentes profundidades. En la figura 6.9 se presenta un diagrama de cajas y bigotes con los resultados obtenidos al agrupar los pozos por la profundidad de donde extraen el agua, tomada respecto el nivel del mar. Tras un análisis de los datos se ha decidido establecer tres grupos de pozos que, aun estando estos pozos repartidos geográficamente por todo el acuífero, refieren niveles de radón parecidos.

Los pozos Rd2, Rd4, Rd6, Rd9, Rd10, Rd14, Rd17, Rd19, Rd23, Rd25 y Rd27, cuyos fondos oscilan entre 0 y 200 m sobre el nivel del mar presentan una menor concentración de radón. Esto puede deberse a un entorno formado principalmente por rocas básicas que muy posiblemente formen parte de las emisiones basálticas del primer edificio insular (> 15 Ma). En general son pozos que se encuentran situados relativamente cerca de la costa y pudieran estar siendo alterados por los retornos de riegos y por intrusiones de aguas de mar.



Figura 6.9 Diagrama de cajas y bigotes de los valores de la concentración de actividad de radón en aguas según los grupos establecidos por cota de fondo.

Los pozos cuyos fondos presentan una cota de fondo de entre 200 y 400 m sobre el nivel del mar son los que presentan una concentración de radón más alta en media (>20 Bq·L⁻¹). Este hecho puede deberse a la presencia de rocas ácidas e intermedias, principalmente traquitas y fonolitas, que sean las responsables de la transferencia del radón emanado en su entorno al agua. El hecho de que en la zona que presenta el máximo radón detectado (Barranco de Azuaje, Rd1) albergara antiguamente un balneario (que explotaba un naciente de aguas termales, excavado sobre materiales generados durante las fases post-Roque Nublo), nos puede hacer pensar que los niveles de radón obtenidos son debidos a la ascensión de éste desde zonas más profundas, a través de un sistema de grietas y fallas, hasta los nivele superiores junto a otros gases característicos de las aguas termales.

Finalmente, los pozos Rd5, Rd12, Rd16, Rd21, Rd24 y Rd28 que explotan aguas subterráneas por encima de los 400 m respecto al nivel del mar, que corresponden con pozos situados en cotas por encima de los 800 m de altura, situados en la zona de mayor recarga por lluvias, presentan una menor concentración de radón, con niveles muy bajos en general. Esto podría sugerir que, a parte de los aportes de aguas de recarga, en el área circundante de esos pozos

predominan rocas básicas asociadas al vulcanismo post-Roque Nublo en zonas principalmente basálticas, sin descartar que estas bajas concentraciones también podrían atribuirse en algunos casos al sistema de doble bombeo de esos pozos.

Como ya se ha descrito en capítulos anteriores, las fonolitas se caracterizan por valores importantes de SiO₂ y de alcalinos (Na₂O y K₂O), mientras que los basaltos presentan valores mayores de CaO, MgO, TiO₂ y Fe₂O₃ (Caldas et al., 1982). En la tabla 6.3 se vuelve a presentar los límites de variación de los distintos componentes químicos de los basaltos y las fonolitas.

	BASA	LTOS	FONC	DLITAS
	Lím. inferior	Lím. superior	Lím. inferior	Lím. superior
SiO ₂ (%)	41	48	57	64
Al ₂ O ₃ (%)	8	18	16	20
Fe ₂ O ₃ (%)	4	8	1.5	3
FeO (%)	4	9	1.5	2
MgO (%)	6	10	1	2
CaO (%)	12	16	1	2
Na ₂ O (%)	1	3	6	7
K ₂ O (%)	0.2	0.8	4	5.5
TiO ₂ (%)	2	4	0.5	1

Tabla 6.3.Composición química de rocas volcánicas. Límites de variación. (Caldas et al.,
1982)

Por último, en el figura 6.10 se representan los valores de la concentración de actividad de radón en aguas frente al cociente Ca+Mg / Na+K obtenidos en los análisis químicos efectuados a las muestras de aguas. El análisis de esta figura 6.10 constata el hecho de que los valores máximos de concentración de actividad coinciden con pozos cuyas aguas se extraen de entornos fonolíticos, además de confirmar que todos los pozos que la química identifica como pozos básicos, coinciden con niveles muy bajos de radón (resultados de la química en el apéndice 6, tabla A6.2)



Figura 6.10 Radón frente a cociente Ca+Mg / Na+K.

Con el objetivo de identificar precursores de radón en las aguas analizadas, las muestras fueron almacenadas durante al menos un mes con el objetivo de que el ²²²Rn alcanzase el equilibrio secular con su precursor el ²²⁶Ra. Transcurrido este tiempo se repitió el proceso de medida descrito en el apartado 6.4. En ninguna de las muestras analizadas transcurrido este tiempo de espera se han obtenido los valores de actividad de radón en aire que superaran los 200 Bq·m⁻³ en media, obteniéndose valores de actividad de radón en agua siempre inferiores a 0.5 Bq·L⁻¹. En la figura 6.11 se representan los valores de las concentraciones de actividad de radón obtenidas frente a los niveles de uranio (en μ g L⁻¹) obtenidos a partir de los resultados de los análisis químicos realizados a las muestras. No se observa ninguna dependencia lineal del radón con el uranio.



Figura 6.11 Concentración de radón (Bq·L-1) frente al uranio (µg L-1).

Para corroborar que no hay producción de radón en el agua debido a la presencia de ²²⁶Ra se ha realizado una experiencia de decaimiento utilizando muestras de agua del naciente del antiguo Balneario de Azuaje que fue donde se obtuvo la mayor concentración de radón. El procedimiento desarrollado fue el siguiente: se tomaron 5 muestras de 1 L de agua en el naciente que se almacenaron en el laboratorio. A lo largo de un mes se fueron abriendo secuencialmente las botellas determinando la concentración de radón de cada una de las muestras con el fin de ir construyendo la curva de decaimiento punto a punto. En la figura 6.12 se muestra la representación gráfica de los resultados obtenidos.



Figura 6.12 Radón (Bq·L⁻¹) frente al tiempo (días)

Como era de esperar, la concentración de actividad de radón decrece exponencialmente con el tiempo siguiendo la ley de desintegración radiactiva, encontrándose que, al cabo de un mes, el valor de radón disuelto en el agua del orden del error del sistema de medida. Si las muestras contuvieran ²²⁶Ra en cantidades no despreciables, este actuaría como una fuente de radón de forma que se alteraría la ecuación del decaimiento radiactivo puro del ²²²Rn. En concreto esta generación de radón se traduciría en un ritmo de decaimiento inferior, lo que implicaría que la constante de decaimiento de la curva experimental (constante efectiva) debería ser menor que la correspondiente al ²²²Rn (λ_{Rn} = 2.1·10⁻⁶ s⁻¹ = 0.0076 h⁻¹ = 0.2066 dia·s⁻¹). Para determinar esta constante efectiva de decaimiento, se han ajustado los datos obtenidos a una función del tipo:

$$\left[c_{Rn}(t)\right] = c_0 e^{-\lambda_{eff}t}$$
[6.4]

mediante el método de los mínimos cuadrados. Los coeficientes C₀ (Bq/L) y λ_{eff} (día⁻¹) obtenidos, se presentan en la tabla 6.4.

	C 0 (Bq∙L⁻¹)	λ _{eff} ((día⁻¹)	Estadíst	icos
Actividad	Valor	Error	Valor	Error	Reduced Chi-Sqr	Adj. R ²
Azuaje	89.5	0.7	0.210	0,004	0,5571	0,9996

Tabla 6.4. Coeficientes del ajuste por mínimos cuadrados de los datos de Azuaje.

Con esto valores se obtiene una constante de desintegración efectiva para los datos de 0.0087 ± 0.0002 h⁻¹. Esta constante es un 14 % mayor que la del ²²²Rn lo que nos indica que el decaimiento es más rápido de los esperado, lo que podría indicar durante el procedimiento de medida se han producido pérdidas de radón. El paso más delicado se produce cuando la botella se abre y el contenido se introduce en el sistema para producir el burbujeo y podría explicar esta discrepancia. En cualquier caso la constante no es menor que la del radón, y de los resultados obtenidos se podría inferir que las muestras de aguas no contienen precursores, en una cantidad suficiente como para justificar las concentraciones de radón medidas a la hora de su extracción, y por tanto, a situar la génesis de estos primeros valores en la incorporación de gas desde el entorno geológico. Este hecho es, precisamente, el que le dotaría de importancia como trazador de la geología profunda.

Capítulo 7

Conclusiones y líneas futuras

7.1. Conclusiones

Las principales conclusiones del trabajo realizado en esta Tesis Doctoral, se pueden resumir en los siguientes apartados:

- Se ha diseñado y puesto en marcha un sistema de medida de exhalación de radón por el procedimiento de acumulación. Este sistema se ha caracterizado determinando su constante de fugas.
- Se ha implementado un procedimiento para la medida de la concentración de radón y de la permeabilidad a los gases en suelos.
- Se ha implementado un procedimiento para la medida de la concentración de radón en muestras de agua.
- 4. Se han caracterizado desde el punto de vista geoquímico y radiológico muestras de los cinco litotipos principales de las islas Canarias Orientales: Traquitas, Fonolitas, Riolitas, Sienitas y Basaltos. Las muestras analizadas presentan concentraciones de ²²⁶Ra que varían entre 8 y 310 Bq·kg⁻¹, entre 8 y 178 Bq·kg⁻¹ para el ²³²Th y entre 104 y 1552 Bq·kg⁻¹ para el ⁴⁰K.
- 5. Se ha determinado la tasa de exhalación de las muestras de los distintos litotipos, obteniéndose un valor medio de 5.9 Bq·m⁻²·h⁻¹ y un valor máximo de 18.8 Bq·m⁻²·h⁻¹ que se corresponde con la muestra M6, riolitas alteradas hidrotermalmente, con altos contenidos de ²²⁶Ra (310 Bq·kg⁻¹).
- 6. Se han caracterizado desde el punto de vista químico y radiológico las muestras de materiales de construcción comúnmente empleados en las Islas Canarias Orientales. Los materiales analizados presentan concentraciones de ²²⁶Ra que varían entre 4.8 y 59 Bq·kg⁻¹, entre 8 y 107 Bq·kg⁻¹ para el ²³²Th y entre 53 y 1319 Bq·kg⁻¹ para el ⁴⁰K.
- 7. Se ha determinado la tasa de exhalación de los materiales de construcción. Se ha obtenido un valor medio de 2.4 Bq·m⁻²·h⁻¹ coherente con los bajas concentraciones de actividad de ²²⁶Ra que presentan estos materiales y un valor máximo de 7.3 Bq·m⁻²·h⁻¹ que corresponden con las gravas fonoliticas de 0-5 mm, muestra que posee una concentración de actividad de ²²⁶Ra de 36 Bq·kg⁻¹.

- 8. Se han implementado dos procedimientos para la determinación de la tasa de exhalación: un método que requiere de 24 días de tiempo de acumulación, y un método corto basado en la aproximación lineal de la curva de acumulación correspondiente a las primeras 24 horas. Se ha comprobado que ambos procedimientos ofrecen resultados concordantes.
- 9. Los valores de tasta exhalación obtenidos para rocas y materiales de construcción está acordes con resultados similares de la literatura medidos en distintas zonas del planeta.
- 10. Se han determinado los índices de riesgo gamma, alfa y radio equivalente para todas las muestras analizadas. Las muestras M1 y M6 presentan valores de los índices que superan los límites y que hace necesario limitar su uso como material de construcción.
- 11. Para los materiales de construcción, las concentraciones de radioisotopos en general son bajas, y sólo las gravas fonolíticas presentan concentraciones un poco más altas. Todos los materiales de construcción que se han analizado presentan índices de riesgo α, γ y radio equivalente muy por debajo de los límites.
- 12. Se han diseñado y llevado a cabo campañas de medidas de concentración de actividad de radón y permeabilidad a los gases a 50 cm de profundidad en suelos de las Islas Canarias Orientales, obteniéndose un total de 105 medidas para la isla de Gran Canaria, 36 para la isla de Fuerteventura y 35 para Lanzarote.
- A partir de los datos obtenidos y mediante el método de interpolación de *krigeado ordin*ario se han elaborado los mapas de concentración de actividad de radón en suelos de las islas canarias orientales.
- 14. La distribución de los valores de radón obtenidos en las campañas de medida mantienen una estrecha relación con las formaciones geológicas de las islas, así como con los mapas de tasa de exposición gamma a un metro del suelo y mapa de radioisótopos superficiales de cada isla.
- 15. En Gran Canaria las máximas concentraciones de radón en suelo se localizan en el centro (103 kBq·m⁻³), sur (50 kBq·m⁻³) y noroeste de la isla (149 kBq·m⁻³), donde se encuentran las formaciones geológicas más antiguas. Dichos valores se encuentran muy por encima de los valores medios determinados (media geométrica de 6.9 kBq·m⁻³).
- 16. En Fuerteventura los valores máximos se encuentran en el barranco de Pozo Negro (35 kBq·m⁻³) y en el complejo basal: el Macizo de Betancuria (19.9 kBq·m⁻³) y la Montaña de Tindaya (31.4 kBq·m⁻³). La isla presenta un valor medio geométrico de concentración de actividad de radón de 6.25 kBq·m⁻³, muy similar al obtenido en Gran Canaria.
- 17. El mapa de radón de la isla de Lanzarote presenta valores en general muy bajos, presentando un valor medio geométrico de 2.1 kBq·m⁻³ muy inferior a los encontrados en Gran Canaria y Fuerteventura. En esta isla no se encuentra ningún valor máximo de relevancia.

- 18. Se ha realizado un estudio de la variación de la concentración de radón con la profundidad en puntos seleccionados de la isla de Gran Canaria y Fuerteventura, encontrándose que la variabilidad del radón con la profundidad no se debe a cambios del contenido de ²²⁶Ra del subsuelo.
- Comparando los resultados obtenidos en esta Tesis con los extraídos de distintos trabajos nacionales e internacionales, se puede concluir que las Islas Canarias Orientales presentan, en media, valores bajos de radón en suelos.
- 20. Se ha realizado un estudio de la permeabilidad de los suelos de las Islas Canarias Orientales, observándose que en Gran Canaria y Fuerteventura hay una mayor proporción de suelos de alta permeabilidad. En el caso de Lanzarote la mayor proporción se da en valores de permeabilidad media, existiendo en las tres islas una tendencia general a valores medios-altos.
- 21. A partir de las medidas de radón y permeabilidad, se ha realizado una clasificación de los suelos según el potencial de radón geogénico, basado en las aproximaciones Checa y Alemana, observándose resultados muy similares entre ambas clasificaciones.
- 22. Se han construido los mapas de potencial de radón geogénico y se han determinado las zonas propensas al radón de las Islas Canarias Orientales.
- 23. Según la clasificación Checa, los suelos de Fuerteventura y Lanzarote se caracterizan en media por potenciales bajos de radón, mientras que los suelos de Gran Canaria estarían caracterizadas por potenciales medios. Solo en Gran Canaria aparecen zonas con potencial de radón alto, que se localizan en el centro-noroeste de la isla.
- 24. Se han diseñado y llevado a cabo campañas de recogida de muestras en aguas subterráneas de la isla de Gran Canaria y se han realizado medidas de concentración de actividad de radón de dichas muestras.
- 25. Las 33 muestras de agua analizadas presentan un valor medio de 15.1 Bq·L⁻¹ y observándose un valor máximo de 91.6 Bq·L⁻¹. A partir de los niveles de radón obtenidos, se ha realizado una clasificación de los pozos estudiados, estableciéndose 3 grupos dentro de la cuenca norte de Gran Canaria, encontrándose los valores máximos en el grupo norte.
- 26. Los análisis químicos efectuados a las muestras de aguas constatan el hecho de que los valores máximos de concentración de actividad coinciden con pozos cuyas aguas se extraen de entornos fonolíticos, además de confirmar que todos los pozos que la química identifica como pozos básicos, coinciden con niveles muy bajos de radón, esto sugiere la posibilidad de utilizar el radón medido en las aguas subterráneas como trazador del entorno geológico profundo de la zona próxima a puntos de muestreo.

7.2. Líneas Futuras

En todo trabajo de Tesis Doctoral quedan multitud de líneas abiertas que surgen de los datos obtenidos. De las originadas en este trabajo destacaremos las que contribuyen a profundizar en la caracterización radiológica de la región y al análisis de las posibles consecuencias sobre la población. Algunas de ellas ya se han apuntado en este trabajo de tesis y otras se están llevando a cabo por nuestro grupo de investigación, de forma que son un conjunto de propuestas realistas:

- a) Estudiar la variación estacional del radón y la permeabilidad en suelos de las islas Canarias Orientales.
- b) Realizar un estudio detallado de la variación de radón en suelos con la profundidad.
- c) Estudiar con más detalle las zonas de alto riesgo detectadas en la Isla de Gran Canaria.
- d) Hacer un estudio completo del radón indoor en las Islas Canarias Orientales. Elaborar el mapa de riesgo de radón indoor para las Islas Canarias Orientales.
- e) Medir de forma detallada la concentración de radón en viviendas y puestos de trabajo en zonas de riesgo de radón de las islas de Gran Canaria, Fuerteventura y Lanzarote.
- f) Desarrollar un modelo integrado que relacione las concentraciones indoor con las concentraciones de radón en suelos, la concentración de actividad de ²²⁶Ra y con la tasa de exposición gamma, a partir de las *radon prone areas*.
- g) Realizar un análisis de la actividad alfa total de las aguas subterráneas y estudiar su correlación con el radón.
- h) Ampliar de la campaña de medidas de radón en aguas subterráneas a la totalidad de la isla de Gran Canaria.
- i) Desarrollar un procedimiento para la evaluación de las descargas de aguas subterráneas al mar.

Apéndice 1

Certificación RIM2014

En este Apéndice presentamos los resultados de los análisis y la certificación obtenida en la participación del grupo GIRMA en el RIM2014, International comparison measurement of radon in soil gas at radon reference sites Cetyne and Buk in the Czech Republic, 15 September 2014, descrita en el apartado 2.6.1.3. Incluimos el protocolo de comparación, interpretación y resultados obtenidos por nuestro grupo al que la organización le asignó el código A11.



Charles University in Prague, Faculty of Science Institute of Hydrogeology, Engineering Geology and Applied Geophysics Department of Applied Geophysics 128 43 Praha 2, Albertov 6, Czech Republic

Protocol on the assessment of comparison measurement of radon (²²²Rn) activity concentration in soil gas at reference sites Cetyne and Buk (Czech Republic)

Organization:	Universidad de las Campus de Tafira Las Palmas de Gra Spain	Palmas de Gran Canaria n Canaria
Code:	A11	
Date :	15.09.2014	Instruments: Durridge RAD 7, s. No. 2692
Denotation:	c _A – radon activity t – argument of Stu	concentration, expressed in kBq/m ³ ident distribution

Test 1 - Test of differences in c_A determined by organization and the group at single stations of two reference sites

A difference between c_A -data reported by the organization and medians of c_A -data reported by all organizations in the group, including the administrator, is tested at each station. The difference is significant, if the computed interval of confidence does not include zero. Level of significance $\alpha = 1$ %.

Reference site	Interval of confidence	Quotient of data outside the interval of conf
Cetyne	<-54.597;47.697>	0/3
Buk	<-11.079; 30.459>	0 / 5

Test 2 – Linear regression and correlation of c_A data determined by organization and the group at single stations of two reference sites

Linear regression y = a + bx defines the dependence between c_A -data reported by the organization, (y), and medians of c_A -data, (x), reported by all organizations in the group at single stations. An ideal case of data agreement is a = 0, and b = 1. This presumption is rejected if computed t-value is larger than critical t-value. Level of significance $\alpha = 1$ %.

Parameter	Computed t-value	Critical t-value	Coefficient of correlation
a = -7.088 b = 1.089	2.125 3.867	2.861	0.996

Universidad de las Palmas de Gran Canaria

Test 3 – Test of differences between means of c_A reported by the organization and means of c_A-data of all organizations in the database of single reference sites.

Means of c_A -data from single reference sites are tested by test criterion R1/R2. R1 is a ratio of a mean of c_A -data estimated by the organization to a mean of c_A -data estimated by the administrator at given reference site in the same day. R2 is an arithmetical average of R1 values computed from measurements of all organizations since the beginning (2000) of measurements at given reference site. Computation of the ratio R1 eliminates temporal climatic variations of c_A at the reference site. Ratio R1/R2 is independent of absolute c_A -values estimated by the administrator. A relative deviation \pm 30 % is admissible for the test criterion R1/R2 from ideal value equal to one. Thus, admissible R1/R2 values for each reference site are within the interval < 0.7; 1.3 >.

Reference site	Ratio R1	Ratio R1 / R2
Cetyně	0.99	0.876
Buk	1.019	1.090
	Average value	0.983

Conclusions

Test No.1 and test No. 2 (orientation tests based on the comparison with the group) show for the level of significance $\alpha = 1$ % a general agreement of your c_A-data to c_A-data of the group of organizations participating in comparison measurement on the same day. Test No. 3 (the decisive test based on comparison with the databases of radon reference sites) shows very good/ agreement of your resultant means of radon data at each reference site in comparison with radon data of all successful organizations (N = 230) which measured at radon reference sites since the year 2000 and form a database. After the decisive test No. 3, resultant R1/R2 data fulfil the test criteria and your radon in soil gas estimates are very well acceptable. Applied procedure of radon assessment fulfils the requirements of radon risk mapping at building sites in the Czech Republic.

The international comparison measurement at radon reference sites in the Czech Republic has been performed in the frame of the 12th Workshop on Geological Aspects of Radon Risk Mapping, 15 - 19 September 2014, Prague.

Date: 27 November 2014

Prof. RNDr. M. Matolín, DrSc. Charles University in Prague, Faculty of Science Administrator of radon reference sites

RIM 2014

International comparison measurement of radon in soil gas at radon reference sites Cetyne and Buk in the Czech Republic, 15 September 2014

Participating organizations are marked by codes A01 – A12. Your code is in your protocol. (contact E-mail: matolin@natur.cuni.cz)

RIM 2014 was organized in the frame of the 12th International workshop on the geological aspects of radon risk mapping, September 15 – 19, 2014, Prague

Codes of organizations, AM – arithmetical mean, N – number of measurements, SD – standard deviation of radon activity concentration in soil gas reported by participants of RIM 2014 at radon reference sites Cetyne and Buk, and overall mean.

Code	Cet	yne	Buk				
	AM	SD	AM	SD			
	kBq/m ³	kBq/m ³	kBq/m ³	kBq/m ³			
A01	39.8 (N = 10)	11.7	198.0 (N = 10)	41.4			
A02	38.3 (N = 10)	9.2	175.6 (N = 10)	39.7			
A03	46.4 (N = 10)	34.4	192.8 (N = 10)	29.2			
A04	35.7 (N = 10)	9.5	205.7 (N = 10)	44.9			
A05	37.4 (N = 10)	9.4	194.8 (N = 10)	42.4			
A06	38.0 (N = 1)		195.1 (N = 10)	26.1			
A07	37.2 (N = 10)	9.6	168.6 (N = 10)	47.2			
A08	68.2 (N = 10)	14.4	249.2 (N = 9)	83.4			
A09	36.2 (N = 10)	10.0	156.2 (N = 10)	47.3			
A10	35.2 (N = 10)	6.9	214.6 (N = 10)	41.8			
A11	31.8 (N = 3)	15.5	201.8 (N = 5)	34.0			
A12	26.2 (N = 2)	7.5	176.0 (N = 1)				
mean	39.2	10.3	194.0	24.2			

Radon reference site Cetyne



Arithmetical means and standard deviations (1 SD) of radon activity concentration in soil gas (c_A) at referce site Cetyne reported by 12 organizations



Radon reference site Buk

Arithmetical means and standard deviations (1 SD) of radon activity concentration in soil gas (cA) at referce site Buk reported by 12 organizations



A11 RIM 2014, 15 September 2014, Czech Republic

Regression of c_A (organization) and median of c_A – data of the group at identical stations for both radon reference sites Cetyne and Buk. Twelve organizations participated in radon in soil gas comparison measurement (RIM 2014).

RIM 2014

International comparison measurement of radon in soil gas at radon reference sites Cetyne and Buk in the Czech Republic, 15 September 2014

(contact E-mail: matolin@natur.cuni.cz)

Evaluation of radon comparison measurements at radon reference sites in the Czech Republic serves for the participant as an significant information on the level of his reported radon activity concentration in soil gas. For radon data evaluation serves a computer programme TestMOAR comprising three tests:

Test No. 1 – difference in data of radon activity concentration reported by organization and the group of organizations Comparison of an organization with the group of organizations participating in radon comparison

Comparison of an organization with the group of organizations participating in radon comparison measurement on the same day and climatic conditions. Since the number of organizations in the group is limited and the number of their measured stations varies, the test is orientative.

Test No. 2 – linear regression between radon data reported by organization and the

group of organizations

Comparison of an organization with the group of organizations participating in comparison measurement on the same day and climatic conditions. Since the number of organizations in the group is limited and the number of their measured stations varies, the test is orientative.

Test No. 3 – difference between means of radon activity concentration at reference site reported by organization and database of reference site

Comparison with the radon database of each radon reference site.

The database is gradually formed and adapted using the radon in soil gas data of Czech organizations which successfully passed the test in the period since the year 2000. At present, the data of 220 Czech organizations \pm 10 RIM 2014 organizations formed the database of radon reference sites, which was applied for RIM 2014 comparison.

Computation and testing criterion R1/R2 (using normed data R1 and R2 which are explained in the Protocol) eliminate temporal variation of radon in soil gas at reference sites (2000 – 2014) and possible inaccuracy of radon level estimates of the Administrator. The administrator of radon reference sites (Faculty of Science of Charles University in Prague) verified its radon detector at Czech national radon chamber on 24 April 2012 with the diference against national radon chamber of -2.7 % relatively. Czech national radon chamber has been tied with reference radon chamber of Physikalische Technische Bundesanstalt Braunschweig (Germany).

Your radon data of Test No. 3 in the protocol indicate:

R1/R2 = 1 ideal value

R1/R2 > 1 your data are overestimated

Acceptable range of devitations in the Test No. 3 for the criterion R1/R2 is 0.7 - 1.3. This acceptable deviations take into consideration natural geological inhomogeneity of radon reference sites, random selection of points of soil air sampling around fixed stations and fluctuation of measured radiation. Dispersion of radon in soil gas data of the group includes also difference in used calibration standards and individual procedures of instrument calibration.

Apéndice 2

Tablas y gráficas con las medidas experimentales y resultados de la caracterización de la exhalación de litotipos y materiales de construcción de las islas Canarias Orientales.

En este apéndice presentamos las tablas de resultados experimentales de los análisis y ajustes obtenidos para los distintos litotipos y materiales de construcción analizados.

2.1. Resultados litotipos de Canarias.

Propiedades físicas de los litotipos de las islas Canarias Orientales

En la tabla A2.1 mostramos los datos de masa, porosidad, densidad específica, densidad aparente y la constante de retrodifusión (λ_b) estimada a partir de la ecuación 3.18 para los litotipos de las islas Canarias Orientales.

Muestra	Masa ± 0.01 (kg)	Densidad apa- rente (g∙cm⁻³)	Densidad relativa	Porosidad (%)	λ _b (h ⁻¹)
M1	14.89	1.54 ± 0.02	2.49 ± 0.06	42.13 ± 0.78	0.00015 ± 0.00002
M2	17.94	1.66 ± 0.02	2.20 ± 0.05	24.75 ± 0.56	0.00011 ± 0.00001
M3	17.66	1.54 ± 0.02	2.22 ± 0.05	30.50 ± 0.63	0.00014 ± 0.00002
M4	15.39	1.60 ± 0.02	2.39 ± 0.06	33.38 ± 0.67	0.00013 ± 0.00002
M5	15.25	1.41 ± 0.02	1.97 ± 0.04	40.29 ± 1.23	0.00018 ± 0.00002
M6	16.14	1.27 ± 0.02	1.85 ± 0.04	31.38 ± 0.64	0.00016 ± 0.00002
М7	10.03	1.56 ± 0.02	2.26 ± 0.05	30.99 ± 0.63	0.00008 ± 0.00001
M8	12.55	0.95 ± 0.02	1.66 ± 0.07	42.69 ± 1.12	0.00023 ± 0.00003
M9	16.85	1.45 ± 0.05	3.02 ± 0.23	52.06 ± 2.12	0.00025 ± 0.00003
M10	17.33	1.58 ± 0.02	2.16 ± 0.05	27.1 ± 0.59	0.00013 ± 0.00001
M11	15.61	1.48 ± 0.02	2.25 ±0.05	52.4 ± 1.58	0.00023 ± 0.00002

 Tabla A2.1
 Masa, densidad aparente y relativa, porosidad y constante de retrodifusión de los litotipos analizados.

La densidad aparente de un material es la relación entre el volumen y el peso seco, incluyendo huecos y poros que contenga, se suele utilizar como medida de la estructura del suelo. Una densidad baja, generalmente, equivale a más porosidad y mayores agregados del suelo. La densidad relativa se define como la relación entre el peso específico del cuerpo y el peso específico de la sustancia de referencia. La sustancia de referencia es aire para los gases y agua para los sólidos y líquidos.

Análisis químicos de los litotipos de las islas Canarias Orientales.

En las tablas A2.2 a la A2.5 se muestran los análisis químicos de las muestras naturales estudiadas en capítulo 3 de esta tesis doctoral.

Report Number: A15-04008												
Report Date: 19/6/2015												
Analyte Symbol	SiO ₂	AI_2O_3	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K ₂ O	TiO ₂	P_2O_5	LOI	Total
Unit Symbol	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Detection Limit	0.01	0.01	0.01	0.001	0.01	0.01	0.01	0.01	0.001	0.01		0.01
Analysis Method	FUS- ICP	FUS- ICP	FUS- ICP	FUS- ICP	FUS- ICP	FUS- ICP	FUS- ICP	FUS- ICP	FUS- ICP	FUS- ICP	FUS- ICP	FUS- ICP
M1	62.91	17.77	4.43	0.092	0.11	0.12	6.33	4.96	0.837	0.13	2.3	100
M2	54.81	19.54	4.42	0.158	0.81	3.56	7.98	4.55	1.017	0.22	1.48	98.54
M3	60.92	19.62	3.59	0.091	0.26	0.45	6.26	4.99	0.455	0.05	2.06	98.73
M4	44.93	9.83	12.48	0.197	9.49	10.1	1.82	0.57	3.013	0.37	6.03	98.82
M5	41.52	10.29	13.9	0.182	15.77	11.28	2.41	1.32	3.211	0.72	-0.25	100.3
M6	66.01	12.99	4.08	0.228	0.49	0.21	4.64	3.19	0.66	0.07	6.34	98.91
M7	69.54	14.4	3.06	0.184	0.41	0.59	6.31	3.85	0.639	0.09	0.27	99.35
M8	14.51	4.44	0.35	0.63	0.35	5.41	5.26	0.84	0.06	10.22	98.55	14.51
M9	16.74	4.1	0.24	0.68	0.74	6.12	5.11	0.89	0.08	2.43	98.6	16.74
M10	68.96	15.41	1.83	0.181	0.18	0.58	5.45	4.94	0.178	0.04	1.21	98.95
M11	64.71	17.65	3.32	0.14	0.1	0.28	6.83	4.72	0.61	0.05	1.04	99.44

Tabla A2.2 Resultados análisis químicos de las muestras naturales.

Tabla A2.3 Resultados análisis químicos de las muestras naturales.

Report Number: A15-04008												
Report Date: 19/6/2015												
Analyte Symbol	Ва	Sr	Y	Sc	Zr	Be	V	Au	As	Br	Cr	Cs
Unit Symbol	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb	ppm	ppm	ppm	ppm
Detection Limit	2	2	1	1	2	1	5	2	0.5	0.5	5	1
Analysis Method	FUS- ICP	FUS- ICP	FUS- ICP	FUS- ICP	FUS- ICP	FUS- ICP	FUS- ICP	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA
M1	154	20	104	1	2528	7	41	< 2	3.2	< 0.5	< 5	< 1
M2	1786	2726	07	- 1	004	0	00	- 2	2.4	< 0 F		- 1
	1700	2120	21	< 1	804	0	93	< Z	2.4	< 0.5	< 5	~ I
M3	8	13	57	< 1	864 1211	6	93 34	< 2 < 2	2.4 2.9	< 0.5 < 0.5	< 5 < 5	< 1
M3 M4	8 140	13 388	27 57 22	< 1 < 1 32	864 1211 236	6 1	93 34 304	< 2 < 2 < 2	2.4 2.9 3.9	< 0.5 < 0.5 < 0.5	< 5 < 5 535	< 1 < 1 < 1
Report Number: A15-04008												
--	---------------------------------------	------------------------------------	-----------------------------------	-------------------------------------	---	------------------------------	---------------------------------	---	---	---	--	--
Report Date: 19/6/2015												
Analyte Symbol	Ва	Sr	Y	Sc	Zr	Ве	V	Au	As	Br	Cr	Cs
Unit Symbol	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb	ppm	ppm	ppm	ppm
Detection Limit	2	2	1	1	2	1	5	2	0.5	0.5	5	1
	FUS-	FUS-	FUS-	FUS-	FUS-	FUS-	FUS-					
Analysis Method	ICP	ICP	ICP	ICP	ICP	ICP	ICP	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA
Analysis Method M6	ICP 105	ICP 13	ICP 89	ICP 4	ICP 1526	ICP 8	ICP 36	INAA < 2	INAA 5.9	INAA < 0.5	INAA < 5	INAA < 1
Analysis Method M6 M7	ICP 105 634	ICP 13 55	ICP 89 72	ICP 4 5	ICP 1526 989	ICP 8 6	ICP 36 9	INAA < 2 < 2	INAA 5.9 < 0.5	INAA < 0.5 < 0.5	INAA < 5 < 5	INAA < 1 < 1
Analysis Method M6 M7 M8	ICP 105 634 171	ICP 13 55 76	ICP 89 72 65	ICP 4 5 2	ICP 1526 989 773	ICP 8 6 5	ICP 36 9 17	INAA < 2 < 2 < 2	INAA 5.9 < 0.5 < 0.5	INAA < 0.5 < 0.5 < 0.5	INAA < 5 < 5 < 5	INAA < 1 < 1 < 1
Analysis Method M6 M7 M8 M9	ICP 105 634 171 62	ICP 13 55 76 14	ICP 89 72 65 48	ICP 4 5 2 2	ICP 1526 989 773 523	ICP 8 6 5 4	ICP 36 9 17 29	INAA < 2 < 2 < 2 < 2 < 2	INAA 5.9 < 0.5 < 0.5 < 0.5	INAA < 0.5 < 0.5 < 0.5 < 0.5	INAA < 5 < 5 < 5 < 5	INAA < 1 < 1 < 1 < 1
Analysis Method M6 M7 M8 M9 M10	ICP 105 634 171 62 506	ICP 13 55 76 14 101	ICP 89 72 65 48 20	ICP 4 5 2 2 2 < 1	ICP 1526 989 773 523 312	ICP 8 6 5 4 7	ICP 36 9 17 29 7	INAA < 2 < 2 < 2 < 2 < 2 < 2 < 2	INAA 5.9 < 0.5 < 0.5 < 0.5 < 0.5	INAA < 0.5 < 0.5 < 0.5 < 0.5 < 0.5	INAA < 5 < 5 < 5 < 5 < 5 < 5	INAA < 1 < 1 < 1 < 1 < 1 2

Tabla A2.3 Resultados análisis químicos de las muestras natura	ales.
--	-------

Tabla A2.4	Resultados análisis o	químicos de las	s muestras naturales.

Report Number: A15-04008												
Report Date: 19/6/2015												
Analyte Symbol	Со	Ce	Eu	Hf	Ir	La	Lu	Мо	Nd	Rb	Sb	Se
Unit Symbol	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Detection Limit	1	3	0.2	1	5	0.5	0.05	5	5	20	0.2	3
Analysis Method	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA						
M1	< 1	452	3.5	45	< 5	230	0.49	< 5	95	200	0.7	< 3
M2	< 1	202	2.5	14	< 5	112	0.06	< 5	47	< 20	0.3	< 3
M3	< 1	318	1.4	26	< 5	155	0.33	21	65	< 20	< 0.2	< 3
M4	62	74	2.2	5	< 5	28.4	< 0.05	< 5	22	< 20	< 0.2	< 3
M5	82	113	2.1	4	< 5	47.3	< 0.05	< 5	38	< 20	< 0.2	< 3
M6	< 1	406	5.1	39	< 5	169	0.54	7	133	< 20	1	< 3
M7	< 1	279	4.7	24	< 5	111	0.29	< 5	79	120	0.8	< 3
M8	< 1	347	7	18	< 5	173	0.7	< 5	108	160	< 0.2	< 3
M9	< 1	206	4.9	11	< 5	116	0.41	< 5	74	< 20	< 0.2	< 3
M10	< 1	104	0.7	10	< 5	65.5	0.1	10	23	240	0.4	< 3
M11	< 1	312	2.3	28	< 5	194	0.76	< 5	44	130	0.7	< 3

Report Number: A15-04008								
Report Date: 19/6/2015								
Analyte Symbol	Sm	Та	Th	Tb	U	W	Yb	Mass
Unit Symbol	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	g
Detection Limit	0.1	0.5	0.2	0.5	0.5	1	0.2	
Analysis Method	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA
M1	16.1	8	54.2	< 0.5	12.8	< 1	8.9	24
M2	6.5	< 0.5	26.3	< 0.5	6	< 1	1.4	29.8
M3	9.6	< 0.5	34.2	< 0.5	6.7	< 1	5.1	24.4
M4	7.5	< 0.5	4.3	< 0.5	< 0.5	< 1	1.6	28
M5	8.2	< 0.5	6.2	0.8	< 0.5	< 1	1.2	29.8
M6	21.5	16.6	30.4	1.7	35.1	< 1	6.6	26.5
M7	19	13	16.7	1.6	4.5	< 1	5.2	27.5
M8	24.9	14.2	21	< 0.5	< 0.5	< 1	6.2	26.6
M9	16.1	6.2	11.2	< 0.5	< 0.5	< 1	4.1	33.3
M10	3.6	6.6	41.5	< 0.5	11.8	< 1	1	27.7
M11	10.9	< 0.5	28.3	< 0.5	3.3	< 1	5.3	36.4

 Tabla A2.5
 Resultados análisis químicos de las muestras naturales.

Resultados: curvas experimentales, ajustes realizados y residuos obtenidos para las muestras naturales de las islas Canarias Orientales.

Las figuras A2.1 a la A2.11 muestran las curvas experimentales para cada litotipo así como los ajustes realizados para el método largo (24 días de acumulación). También se muestran los residuos de dicho ajuste para todos los litotipos. En la tabla A2.6 y en las figuras A2.12 a A2.17 se muestran los estadísticos curtosis, asimetría y el coeficiente de ajuste R² y los histogramas de frecuencias para los residuos obtenidos.



Figura A2.1 Izquierda, muestra M1. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra M2. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos.



Figura A2.2 Izquierda, muestra M3. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra M4. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos.



Figura A2.3 Izquierda, muestra M5. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra M6. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos.



Figura A2.4 Izquierda, muestra M7. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra M8. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos.



Figura A2.5 Izquierda, muestra M9. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra M10. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos.



Figura A2.6 Izquierda, muestra M11. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida.

Muestra	Curtosis	Asimetría	Adj. R ²
M1	2.99	0.06	0.9892
M2	3.279	0.14	0.9880
M3	3.53	0.10	0.9797
M4	3.23	-0.26	0.9246
M5	3.12	0.29	0.4887
M6	3.00	0.06	0.9946
M7	3.26	0.22	0.6054
M8	3.21	0.17	0.5065
М9	3.10	0.19	0.8938
M10	3.12	0.06	0.9924
M11	3.09	0.14	0.9878

 Tabla A2.6
 Indicadores estadísticos de la distribución de residuos y coeficiente R² de los ajustes (acumulación 24 días) realizados a los litotipos de las islas canarias orientales



Figura A2.7 Histograma de frecuencias de los residuos de los ajustes realizados a las muestras M1 y M2.





Figura A2.8 Histograma de frecuencias de los residuos de los ajustes realizados a las muestras M3 y M4.



Figura A2.9 Histograma de frecuencias de los residuos de los ajustes realizados a las muestras M5 y M6.



Figura A2.10 Histograma de frecuencias de los residuos de los ajustes realizados a las muestras M7 y M8.



Figura A2.11 Histograma de frecuencias de los residuos de los ajustes realizados a las muestras M9 y M10.





Figura A2.12 Histograma de frecuencias de los residuos de los ajustes realizados a las muestras M11.

Análisis de las variaciones de las temperaturas en las experiencias de acumulación para las muestras naturales.

En las figuras A2.13 a la A2.18 se muestran la variación temporal de la temperatura y el valor mínimo, máximo y medio para cada experiencia de acumulación.



Figura A2.13 Análisis de la variación de la temperatura durante el periodo de acumulación para las muestras M1 y M2.



Figura A2.14 Análisis de la variación de la temperatura durante el periodo de acumulación para las muestras M3 y M4.



Figura A2.15 Análisis de la variación de la temperatura durante el periodo de acumulación para las muestras M5 y M6.



Figura A2.16 Análisis de la variación de la temperatura durante el periodo de acumulación para las muestras M7 y M8.



Figura A2.17 Análisis de la variación de la temperatura durante el periodo de acumulación para las muestras M9 y M10.



Figura A2.18 Análisis de la variación de la temperatura durante el periodo de acumulación para las muestras M11.

Resultados de las regresiones lineales para las primeras 24 h de acumulación (método corto)

Las figuras A2.19 a la A2.22 muestran las primeras 24 h de acumulación, el ajuste lineal realizado y los residuos obtenidos. En la tabla A2.7 y en las figuras A2.23 a A2.26 se muestran los estadísticos curtosis, asimetría y el coeficiente de ajuste R² y los diagramas de distribución de frecuencias para los residuos obtenidos



Figura A2.19 Izquierda, muestra M1. Arriba, primeras 24 h con ajuste lineal. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra M2. Arriba, primeras 24 h con ajuste lineal. Abajo, residuos obtenidos.



Figura A2.20 Izquierda, muestra M3. Arriba, primeras 24 h con ajuste lineal. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra M4. Arriba, primeras 24 h con ajuste lineal. Abajo, residuos obtenidos.



Figura A2.21 Izquierda, muestra M5. Arriba, primeras 24 h con ajuste lineal. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra M6. Arriba, primeras 24 h con ajuste lineal. Abajo, residuos obtenidos.



Figura A2.22 Izquierda, muestra M7. Arriba, primeras 24 h con ajuste lineal. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra M8. Arriba, primeras 24 h con ajuste lineal. Abajo, residuos obtenidos.



Figura A2.23 Izquierda, muestra M9. Arriba, primeras 24 h con ajuste lineal. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra M10. Arriba, primeras 24 h con ajuste lineal. Abajo, residuos obtenidos.





Figura A2.24 Izquierda, muestra M11. Arriba, primeras 24 h con ajuste lineal. Abajo, residuos obtenidos.

Muestra	Curtosis	Asimetría	Adj. R ²
M1	2.99	0.17	0.9663
M2	3.72	-0.45	0.9553
M3	2.36	0.01	0.9053
M4	2.56	0.40	0.7317
M5	3.07	0.263	0.0507
M6	4.41	-0.58	0.9832
M7	3.89	0.26	0.4465
M8	2.73	0.49	0.3303
M9	3.402	0.88	0.7647
M10	3.04	0.17	0.9770
M11	4.11	-0.02	0.9626

 Tabla A2.7
 Indicadores estadísticos de la distribución de residuos y coeficiente R² de los ajustes (acumulación 24 horas) realizados a los litotipos de las islas canarias orientales

Tabla A2.8	Resultados de los valores del u-test.

Muestra	u-test método largo/método corto	u-test método corto/corrección
M1	0.13	0.82
M2	0.15	1.29
M3	0.03	0.75
M4	0.66	0.72
M5	0.02	0.06
M6	0.69	0.67
M7	0.52	0.06
M8	0.87	1.28
M9	0.32	1.05
M10	0.09	1.05
M11	1.15	0.42

2.2. Resultados materiales de construcción.

Análisis químicos de los materiales de construcción más comúnmente usados en las islas Canarias Orientales.

En las tablas A2.9 a la A2.12 se muestras los análisis químicos de los materiales de construcción estudiados en capítulo 3 de esta tesis doctoral. Muestras: B1 a B12, bloques de hormigón, yeso (MC1), sulfato férrico (MC2), clínker (MC3), puzolana (MC4), y arena (MC5)

Report Date: 19/6/2015												
Analyte Symbol	SiO ₂	AI_2O_3	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K ₂ O	TiO ₂	P_2O_5	LOI	Total
Unit Symbol	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Detection Limit	0.01	0.01	0.01	0.001	0.01	0.01	0.01	0.01	0.001	0.01		0.01
Analysis Method	FUS- ICP	FUS- ICP	FUS- ICP	FUS- ICP	FUS- ICP	FUS- ICP	FUS- ICP	FUS- ICP	FUS- ICP	FUS- ICP	FUS- ICP	FUS- ICP
B1	47.83	9.18	9.28	0.142	6.47	12.84	2.28	1.18	2.603	0.69	7.17	99.66
B2	38.45	10.53	10.32	0.16	9.41	14.9	2.95	1.67	2.867	0.78	6.64	98.67
B3	36.74	9.67	9.88	0.167	9.23	17.06	2.69	1.63	2.628	0.66	9.65	100
B4	48.75	12.42	5.6	0.321	1.61	10.59	5.76	3.82	1.007	0.13	10.14	100.2
B5	37.17	10.31	10.42	0.151	9.81	16.47	2.88	1.47	2.827	0.73	8.29	100.6
B6	37.6	10.04	9.57	0.188	9.81	15.23	2.13	1.62	2.413	0.52	9.53	98.64
B7	35.25	9.44	9.9	0.15	10.01	17.55	2.55	1.55	2.685	0.6	9.98	99.66
B8	36.61	10.08	10.26	0.154	9.68	16.67	2.74	1.51	2.842	0.72	8.65	99.9
B9	38.19	10.34	10.25	0.158	9.65	15.82	2.9	1.67	2.793	0.75	8.07	100.6
B10	36.1	10.39	9.85	0.187	9	16.86	3.19	1.64	2.707	0.65	9.95	100.5
B11	36.55	9.49	8.73	0.196	10.17	18.69	2.06	1.71	1.972	0.43	8.8	98.79
B12	37.45	10.61	10.94	0.187	9.84	15.93	2.69	1.61	2.832	0.72	7.66	100.5
MC1	4.02	1.07	0.47	0.01	1.77	33.12	0.04	0.27	0.057	0.01	24.5	65.35
MC2	0.57	0.72	20.41	1.048	6.08	9.38	0.23	0.03	2.672	0.02	46.87	88.03
MC3	21.63	4.89	3.54	0.032	0.89	65.66	0.24	0.89	0.246	0.14	0.85	99.01
MC4	49.53	14.12	3.7	0.258	0.75	5.81	5.07	4.5	0.687	0.04	15.12	99.59
MC5	41.55	2.99	0.83	0.014	0.87	28.01	0.89	1.24	0.071	0.63	22.49	99.58

Tabla A2.9 Resultados análisis químicos de los materiales de construcción.

Tabla A2.10 Resultados análisis químicos de los materiales de construcción.

Report Number: A15-04008												
Report Date: 19/6/2015												
Analyte Symbol	Ва	Sr	Y	Sc	Zr	Ве	V	Au	As	Br	Cr	Cs
Unit Symbol	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb	ppm	ppm	ppm	ppm
Detection Limit	2	2	1	1	2	1	5	2	0.5	0.5	5	1
	ELIS-	FUS-	FUS	FUS-	FUS-	FUS-	FUS-					
Analysis Method	ICP	ICP	ICP	ICP	ICP	ICP	ICP	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA
Analysis Method B1	ICP 544	ICP 904	ICP 23	ICP 15	ICP 307	ICP 3	ICP 213	INAA < 2	INAA < 0.5	INAA < 0.5	INAA 251	INAA < 1
Analysis Method B1 B2	103- ICP 544 566	904 1097	103- ICP 23 22	15 21	307 373	3 2	100 ICP 213 241	INAA < 2 < 2	INAA < 0.5 4.2	INAA < 0.5 < 0.5	INAA 251 387	INAA < 1 < 1
Analysis Method B1 B2 B3	544 566 720	904 1097 906	23 22 23	15 21 20	307 373 346	3 2 2	213 241 238	INAA < 2 < 2 < 2	INAA < 0.5 4.2 10.7	INAA < 0.5 < 0.5 < 0.5	INAA 251 387 381	INAA < 1 < 1 < 1
Analysis Method B1 B2 B3 B4	544 566 720 119	904 1097 906 315	23 22 23 52	15 21 20 4	307 373 346 655	3 2 2 5	213 241 238 40	INAA < 2 < 2 < 2 < 2 < 2	INAA < 0.5 4.2 10.7 6.8	INAA < 0.5 < 0.5 < 0.5 < 0.5	INAA 251 387 381 48	INAA < 1 < 1 < 1 < 1
Analysis Method B1 B2 B3 B4 B5	103- ICP 544 566 720 119 567	904 1097 906 315 1075	103- ICP 23 22 23 52 21	15 21 20 4 21	307 373 346 655 350	ICP 3 2 2 5 2	100- 1CP 213 241 238 40 239	INAA < 2 < 2 < 2 < 2 < 2 < 2 < 2 < 2 < 2 < 2	INAA < 0.5 4.2 10.7 6.8 3.6	INAA < 0.5 < 0.5 < 0.5 < 0.5 < 0.5	INAA 251 387 381 48 415	INAA < 1 < 1 < 1 < 1 < 1

Report Number: A15-04008 Tabla A2.10 Resultados análisis químicos de los materiales de construcción.

Report Number: A15-04008												
Report Date: 19/6/2015												
Analyte Symbol	Ва	Sr	Y	Sc	Zr	Ве	V	Au	As	Br	Cr	Cs
Unit Symbol	ppm	ppb	ppm	ppm	ppm	ppm						
Detection Limit	2	2	1	1	2	1	5	2	0.5	0.5	5	1
Analysis Method	FUS- ICP	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA						
B7	539	998	23	18	294	2	217	< 2	8.1	< 0.5	342	< 1
B8	520	1003	22	20	348	2	246	< 2	9.3	< 0.5	378	< 1
В9	533	926	24	21	372	2	235	< 2	13.8	< 0.5	381	< 1
B10	998	1073	22	20	369	2	224	< 2	4.1	< 0.5	351	< 1
B11	955	799	26	18	299	3	218	< 2	15.7	< 0.5	467	< 1
B12	785	1011	22	22	360	2	242	< 2	3.3	< 0.5	397	< 1
MC1	269	792	8	2	17	< 1	14	< 2	< 0.5	< 0.5	10	1
MC2	11	46	5	54	53	< 1	828	< 2	< 0.5	< 0.5	287	2
MC3	140	323	15	5	69	1	202	< 2	28.3	< 0.5	44	2
MC4	85	156	47	2	609	5	20	< 2	< 0.5	< 0.5	< 5	< 1
MC5	285	1100	12	2	72	< 1	17	< 2	5.8	< 0.5	11	< 1

Tabla A2.11 Resultados análisis químicos de los materiales de construcción.

Report Number: A15-04008												
Report Date: 19/6/2015												
Analyte Symbol	Co	Ce	Eu	Hf	Ir	La	Lu	Мо	Nd	Rb	Sb	Se
Unit Symbol	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Detection Limit	1	3	0.2	1	5	0.5	0.05	5	5	20	0.2	3
Analysis Method	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA
B1	39	122	2.1	5	< 5	59.6	< 0.05	< 5	35	< 20	0.4	< 3
B2	47	118	2.7	7	< 5	59.2	< 0.05	< 5	35	< 20	< 0.2	< 3
B3	45	117	2.4	7	< 5	55	0.08	< 5	41	< 20	0.7	< 3
B4	< 1	265	3.3	14	< 5	125	0.14	< 5	76	< 20	1.1	< 3
B5	46	116	2.6	7	< 5	52.9	< 0.05	< 5	41	< 20	0.6	< 3
B6	47	132	2.3	6	< 5	63.5	< 0.05	< 5	50	< 20	0.7	< 3
B7	46	115	1.9	6	< 5	53.8	0.08	< 5	28	< 20	6.3	< 3
B8	45	109	2.3	7	< 5	53.1	< 0.05	< 5	40	< 20	4.7	< 3
B9	46	132	2.7	8	< 5	57.6	< 0.05	< 5	40	< 20	10.7	< 3
B10	42	108	2.5	9	< 5	51.4	< 0.05	< 5	36	< 20	0.2	< 3
B11	48	116	1.7	7	< 5	58.7	< 0.05	< 5	32	< 20	1	< 3
B12	49	104	2.3	6	< 5	50.2	< 0.05	< 5	36	< 20	< 0.2	< 3
MC1	3	9	< 0.2	1	< 5	3.7	< 0.05	< 5	< 5	< 20	< 0.2	< 3

Report Number: A15-04008												
Report Date: 19/6/2015												
Analyte Symbol	Со	Се	Eu	Hf	lr	La	Lu	Мо	Nd	Rb	Sb	Se
Unit Symbol	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Detection Limit	1	3	0.2	1	5	0.5	0.05	5	5	20	0.2	3
Analysis Method	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA						
MC2	21	82	0.3	< 1	< 5	33.5	0.07	< 5	30	< 20	< 0.2	< 3
MC3	13	23	0.3	1	< 5	11.8	< 0.05	32	7	< 20	3.5	< 3
MC4	< 1	264	2.5	15	< 5	117	0.21	< 5	72	< 20	< 0.2	< 3
MC5	< 1	19	0.2	1	< 5	7.8	< 0.05	< 5	7	< 20	0.5	< 3

Tabla A2.11 Resultados análisis químicos de los materiales de construcción.

Tabla A2.12 Resultados análisis químicos de los materiales de construcción.

Report Number: A15-04008								
Report Date: 19/6/2015								
Analyte Symbol	Sm	Та	Th	Tb	U	W	Yb	Mass
Unit Symbol	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	g
Detection Limit	0.1	0.5	0.2	0.5	0.5	1	0.2	
Analysis Method	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA	INAA
B1	8.6	2.8	7	< 0.5	< 0.5	< 1	1.6	32.3
B2	8.7	4.6	8.3	1	1.7	< 1	1.6	35.1
B3	8.6	3	5.8	< 0.5	< 0.5	< 1	1.5	31.2
B4	14.4	11.4	13.8	0.9	6	< 1	3.5	29.1
B5	8.5	< 0.5	6.4	< 0.5	1.6	< 1	1.2	31.8
B6	8.6	6.5	8.2	< 0.5	1.3	< 1	1.7	31.7
B7	7.7	< 0.5	6.1	< 0.5	< 0.5	< 1	1.3	35.2
B8	8.4	3.2	6.6	< 0.5	2.3	< 1	1.2	31.1
B9	9.2	< 0.5	6.5	1.4	< 0.5	< 1	1.6	35.3
B10	7.7	2.1	7.5	< 0.5	2.1	< 1	1.2	32.8
B11	7.9	3.4	8	< 0.5	< 0.5	< 1	1.4	33.9
B12	8.1	2.8	7.1	< 0.5	1.6	< 1	1.4	36.1
MC1	0.4	< 0.5	1.1	< 0.5	0.7	< 1	< 0.2	23.6
MC2	4.8	< 0.5	102	< 0.5	4.3	< 1	1	31.8
MC3	1.9	< 0.5	4	< 0.5	2.8	< 1	0.9	31.6
MC4	12.4	15.3	15.2	0.9	2	< 1	3.5	23.1
MC5	1.1	< 0.5	2.4	< 0.5	1.4	< 1	0.6	28.2

Resultados: curvas experimentales, ajustes realizados y residuos obtenidos para los materiales de construcción más usados en las islas Canarias Orientales.

Las figuras A2.25 a la A2.32 muestran las curvas experimentales para los bloques de hormigón enteros (B1 a B12) y las gravas en los tres tamaños (grava 0-5, grava 5-10 y grava 10-20) así como los ajustes realizados para el *método largo (24 días de acumulación)*. También se muestran los residuos de dichos ajustes. En la tabla A2.13 y en las figuras A2.33 a A2.17 se muestran los estadísticos curtosis, asimetría y el coeficiente de ajuste R² y los diagramas de distribución de frecuencias para los residuos obtenidos.



Figura A2.25 Izquierda, muestra B1. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra B2. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos.



Figura A2.26 Izquierda, muestra B3. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra B4. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos.



Figura A2.27 Izquierda, muestra B5. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra B6. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos.



Figura A2.28 Izquierda, muestra B7. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra B8. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos.



Figura A2.29 Izquierda, muestra B9. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra B10. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos obtenidos.



Figura A2.30 Izquierda, muestra B11. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra B12. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos.



Figura A2.31 Izquierda, muestra GRAVA 0-5. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra GRAVA 5-10. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos.



Figura A2.32 Izquierda, muestra GRAVA 10-20. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos.

Muestra	Curtosis	Asimetría	Adj. R ²
B1	3.14	0.07	0.7753
B2	3.30	0.02	0.6706
B3	3.26	0.02	0.0996
B4	3.31	0.10	0.7278
B5	3.12	0.161	0.8688
B6	3.70	0.33	0.5719
B7	3.26	0.33	0.7094
B8	3.19	0.32	0.4318
B9	3.36	0.26	0.6520
B10	3.04	0.14	0.6962
B11	2.98	0.05	0.2172
B12	3.08	0.06	0.5525
Grava 0-5	3.13	0.15	0.8869
Grava 5-10	5.43	0.26	0.8817
Grava 10-20	3.16	0.14	0.8862

Tabla A2.13 Indicadores estadísticos de la distribución de residuos y coeficiente R² de los ajus-tes (acumulación 24 días) realizados a los bloques enteros y gravas.



Figura A2.33 Histograma de frecuencias de los residuos de los ajustes realizados a las muestras B1 y B2.



Figura A2.34 Histograma de frecuencias de los residuos de los ajustes realizados a las muestras B3 y B4.



Figura A2.35 Histograma de frecuencias de los residuos de los ajustes realizados a las muestras B5 y B6.



Figura A2.36 Histograma de frecuencias de los residuos de los ajustes realizados a las muestras B7 y B8.



Figura A2.37 Histograma de frecuencias de los residuos de los ajustes realizados a las muestras B9 y B10.



Figura A2.38 Histograma de frecuencias de los residuos de los ajustes realizados a las muestras B11 y B12.



Figura A2.39 Histograma de frecuencias de los residuos de los ajustes realizados a las muestras GRAVA 0-5 y GRAVA 5-10.





Figura A2.40 Histograma de frecuencias de los residuos de los ajustes realizados a las muestras GRAVA 10-20

Resultados de las regresiones lineales para las primeras 24 h de acumulación (método corto)

Las figuras A2.41 a la A2.49 muestran las primeras 24 h de acumulación, el ajuste lineal realizado y los residuos obtenidos. En la tabla A2.14 se muestran los estadísticos curtosis, asimetría y el coeficiente de ajuste R².



Figura A2.41 Izquierda, muestra B1. Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos. Derecha, muestra B2. Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos.



Figura A2.42 Izquierda, muestra B3. Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos. Derecha, muestra B4. Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos.



Figura A2.43 Izquierda, muestra B5. Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos. Derecha, muestra B6. Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos.



Figura A2.44 Izquierda, muestra B7. Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos. Derecha, muestra B8. Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos.



Figura A2.45 Izquierda, muestra B9. Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos. Derecha, muestra B10. Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos.



Figura A2.46 Izquierda, muestra B11. Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos. Derecha, muestra B12. Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos.



Figura A2.47 Izquierda, muestra GRAVA 0-5. Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos. Derecha, muestra GRAVA 5-10. Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos.



Figura A2.48 Izquierda, muestra GRAVA 10-20. Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos. Derecha, muestra CLINKER (MC3). Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos.



Figura A2.49 Izquierda, muestra ARENA SAHARIANA (MC5). Primeras 24 h con ajuste lineal y residuos obtenidos.

abla A2.14 Indicadores estadísticos de la distribución de residuos y coeficiente R ² de los ajus-
tes lineales (primeras 24 h) realizados a los bloques enteros, gravas, clínker y are-
nas saharianas.

Muestra	Curtosis	Asimetría	Adj. R ²
B1	2.22	-0.04	0.4548
B2	3.32	0.54	0.0044
B3	3.68	0.71	0.6947
B4	3.10	0.30	0.8032
B5	2.18	0.11	0.2780
B6	3.70	-0.26	0.6345
B7	4.02	0.75	0.1176
B8	2.03	0.09	0.6641
В9	2.99	-0.34	0.0191
B10	1.96	0.10	0.5637
B11	3.48	0.38	0.2185
B12	1.97	0.10	0.4663
Grava 0-5	2.88	-0.27	0.5866
Grava 5-10	2.33	0.60	0.6462
Grava 10-20	3.84	1.08	0.5462
Clinker (MC3)	2.31	0.43	0.0142
Arena Sahariana(MC4)	2.95	0.24	0.0357

Resultados de la exhalación de los boques de hormigón triturados, mediante los métodos largo.

Las figuras A2.50 a la A2.55 muestran las curvas experimentales para los bloques de hormigón triturados (B1T a B12T) para el *método largo (24 días de acumulación)*. También se muestran los residuos de dichos ajustes. En la tabla A2.15 se muestra la masa de cada bloque triturado usado en la experiencia de acumulación, los parámetro del ajuste, la constante de retrodifusión calculada y la tasa de exhalación por unidad de superficie para cada muestra analizada, obtenidas tras 24 días de acumulación (método largo). En la tabla A2.16 se muestran los estadísticos curtosis, asimetría de los residuos del ajuste y el coeficiente de ajuste R² para estos ajustes.



Figura A2.50 Izquierda, muestra B1T. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra B2T. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos.



Figura A2.51 Izquierda, muestra B3T. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra B4T. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos.



Figura A2.52 Izquierda, muestra B5T. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra B6T. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos.



Figura A2.53 Izquierda, muestra B7T. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra B8T. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos.



Figura A2.54 Izquierda, muestra B9T. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra B10T. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos.



Figura A2.55 Izquierda, muestra B11T. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos. Derecha, muestra B13T. Arriba, curva horaria experimental con ajuste a partir de la constante de decaimiento efectiva obtenida. Abajo, residuos obtenidos.

Tabla A2.1	5Resultados:	Tasa de	exhalación	por	unidad	de	superficie	para	cada	muestra	anali-
	zada, obteni	das tras	24 días de a	icumi	ulación	(me	étodo largo)).			

Muestra	Masa (kg) ± 0.01 kg	C ⁰ _{Rn} (Bq·m⁻³)	C sat Rn (Bq·m⁻³)	$\lambda_{efect}(h^{-1})$	$\boldsymbol{\lambda_{b}}\left(\boldsymbol{h}^{-1}\right)$	ME₀D	Tasa de ex- halación (Bq·m⁻²h⁻¹)
B1T	14.01	100 ± 10	458 ± 5	0.0098 ± 0.0007	0.0011± 0.0007	1.0 ± 0.1	1.9 ± 0.4
B2T	13.77	148 ± 7	210 ± 20	0.0349 ± 0.0020	0.0141± 0.0060	3.4 ± 1.0	2.6 ± 1.0
B3T	14.63	90 ± 10	521 ± 6	0.0090 ± 0.0006	0.0004± 0.0006	0.9 ± 0.1	2.1 ± 0.4
B4T	16.52	70 ± 20	127 ± 10	0.0097 ± 0.0004	0.0017± 0.0005	0.9 ± 0.1	5.3 ± 0.9
B5T	13.74	50 ± 10	324 ± 4	0.0103 ± 0.0009	0.0020± 0.0009	0.9 ± 0.1	1.5 ± 0.2
B6T	16.42	100 ± 20	690 ± 8	0.0090 ± 0.0006	0.0004± 0.0008	1.1 ± 0.2	2.5 ± 0.5
B7T	11.90	90 ± 10	259 ± 5	0.0078 ± 0.0010	0.0002± 0.0007	1.1 ± 0.2	1.2 ± 0.3
B8T	13.40	90 ± 10	445 ± 5	0.0081 ± 0.0005	-	0.8 ± 0.1	1.7± 0.4
B9T	13.26	75 ± 14	510 ± 5	0.0092 ± 0.0005	0.0017± 0.0007	0.9 ± 0.1	2.1 ± 0.4
B10T	12.15	120 ± 10	240 ± 3	0.0114 ± 0.0019	0.0045± 0.0019	1.9 ± 0.3	1.7 ± 0.5
B11T	15.12	120 ± 10	387 ± 6	0.0075 ± 0.0007	-	0.9 ± 0.1	1.4 ± 0.3
B12T	14.18	90 ± 10	242 ± 4	0.0085 ± 0.0011	0.0001± 0.0012	1.2 ± 0.2	1.2 ± 0.3

Apéndice 3

Tabla de cálculo de la profundidad mínima para medidas de radón en suelos.

Valores de radios de esferas de suelos calculados para diferentes valores aire extraídos, V_s, correspondientes a rangos típicos de saturación (de 45% a 90%) y para rangos típicos de porosidad del suelo (de 25% a 40%) (Neznal and Neznal, 2014).

	volumen	gas que pouer	nos exilael v	S		
V m ³	s L	β	S	1-s	βef	r (cm)
		0,25	0,45	0,55	0,1375	7,0
0.0000	0.0	0,25	0,9	0,1	0,025	12,4
0,0002	0,2	0,4	0,45	0,55	0,22	6,0
		0,4	0,9	0,1	0,04	10,6
		0,25	0,45	0,55	0,1375	12,0
0.001	1	0,25	0,1	0,9	0,025	21,2
0,001		0,4	0,55	0,45	0,22	10,3
		0,4	0,1	0,9	0,04	18,1
		0,25	0,45	0,55	0,1375	20,6
0.005	5	0,25	0,9	0,1	0,025	36,3
0,005	5	0,4	0,45	0,55	0,22	17,6
		0,4	0,9	0,1	0,04	31,0
		0,25	0,45	0,55	0,1375	35,1
0.005	05	0,25	0,9	0,1	0,025	62,0
0,025	25	0,4	0,45	0,55	0,22	30,0
		0,4	0,9	0,1	0,04	53,0

Tabla A3.1 Radio, r, de la esfera de suelo que, en un terreno homogéneo, contiene el volumen gas que podemos extraer V_s

Apéndice 4

Tablas de concentración de actividad de radón a 50 cm.

En este apéndice presentamos las tablas con los datos de concentración de actividad de radón en suelos obtenidos en las campañas realizadas en las Islas Canarias Orientales. En las **Tablas A4.1**, **A4.2**, y **A4.3** se recogen los datos de localización del punto (coordenada UTM (huso 28), de la tasa de exposición expresada en μ R/h, la profundidad medida, la concentración de radón en suelos en Bq/m³ y el código geológico asignado de Gran Canaria Fuerteventura y Lanzarote respectivamente. Siguiendo la metodología establecida los datos de concentración están corregidos por la humedad medida con el RAD7.

4.1. Gran Canaria

ID	X UTM	Y UTM	Tasa de exposición (μR/h)	Profundidad (cm)	Radón (Bq/m³)	Código Geológico
GC01	451127	3103048	16	50	6260 ± 600	2
GC02	451120	3099606	14	50	50500 ± 1700	1
GC03	453561	3109965	8	50	1140 ± 230	1
GC04	457772	3100219	12	50	7170 ± 600	1
GC05	442982	3094815	10	50	36800 ± 1200	1
GC06	444075	3093262	12	50	23300 ± 1000	1
GC07	447526	3101254	12	50	19600 ± 1000	1
GC08	447072	3098558	8	50	3850 ± 400	1
GC09	442473	3097408	13	50	2110 ± 330	1
GC10	441315	3098480	12	50	13500 ± 800	1
GC11	439890	3099877	10	50	24300 ± 1000	1
GC12	442112	3100015	10	50	15200 ± 800	1
GC13	447644	3096549	14	50	20000 ± 1000	2
GC14	444569	3107637	10	50	22600 ± 1000	1
GC15	431643	3104074	18	50	51800 ± 1600	2
GC16	433399	3098838	12	50	55100 ± 1700	1
GC17	432816	3107607	11	50	3500 ± 390	1
GC18	431727	3112201	10	50	13800 ± 800	1

 Tabla A4.1
 Localización, tasa de exposición, profundidad, concentración de actividad de radón y código geológico de los puntos muestreados

ID	X UTM	Y UTM	Tasa de exposición (μR/h)	Profundidad (cm)	Radón (Bq/m³)	Código Geológico
GC19	439497	3111374	10	50	4640 ± 430	1
GC20	437141	3108672	12	50	10400 ± 700	1
GC21	436560	3105404	10	50	140 ± 80	1
GC22	441792	3105537	14	50	27500 ± 110	1
GC23	442080	3093014	14	50	103000 ± 2200	2
GC24	437438	3091175	40	50	19300 ± 900	2
GC25	432345	3088762	22	50	15300 ± 800	2
GC26	436920	3072498	18	35	6270 ± 540	1
GC27	448546	3074047	20	40	12900 ± 800	2
GC28	456132	3081686	16	50	3830 ± 420	6
GC29	460312	3088315	10	45	1580 ± 260	6
GC30	449151	3083710	9	45	2180 ± 300	1
GC31	441702	3090293	16	45	1310 ± 250	2
GC32	461913	3097802	12	50	3800 ± 400	6
GC33	455751	3096904	10	50	2290 ± 310	1
GC34	451425	3096734	15	50	16200 ± 800	1
GC35	443024	3073926	18	50	3570 ± 390	2
GC36	444273	3081580	20	50	33800 ± 1300	6
GC37	443919	3087297	21	50	18000 ± 900	6
GC38	440539	3081531	18	50	14600 ± 800	2
GC39	459189	3093442	11	50	1360 ± 230	5
GC40	451667	3093020	8	50	19800 ± 900	1
GC41	453293	3091444	7	45	1590 250	1
GC42	455554	3088624	8	45	106 ± 90	1
GC43	449418	3112255	16	50	16800 ± 900	2
GC44	447469	3106868	20	50	15000 ± 800	2
GC45	453158	3106583	16	50	18500 ± 900	5
GC46	426470	3074491	21	50	6270 ± 530	6
GC47	426342	3089132	7	50	103 ± 70	1
GC48	424861	3095522	25	50	805 ± 200	6
GC49	424342	3100492	18	50	2840 ± 340	2
GC50	433384	3079217	16	50	5240 ± 500	2
GC51	433309	3084290	24	50	6120 ± 540	2
GC52	434581	3093944	11	50	1310 ± 230	1
GC53	431385	3095878	28	35	24200 ± 1000	1
GC54	427766	3095596	22	50	1640 ± 260	2
GC55	419793	3097209	12	50	3840 ± 390	1

Tabla A4.1Localización, tasa de exposición, profundidad, concentración de actividad de radón y có-
digo geológico de los puntos muestreados

ID X UTM		Y UTM	Tasa de exposición	Profundidad	Radón	Código
	X • • •		(µR/h)	(cm)	(Bq/m³)	Geológico
GC56	456356	3104806	12	50	11900 ± 700	5
GC57	456153	3109848	16	50	4480 ± 440	1
GC58	455390	3105405	10	50	5340 ± 460	1
GC59	442080	3093014	14	50	68700 ± 1700	2
GC60	442113	3094536	14	50	29100 ± 1100	2
GC61	443287	3096176	16	50	52900 ± 1500	1
GC62	426763	3084903	10	50	4090 ± 4400	6
GC63	423665	3085990	6	50	4650 ± 490	1
GC64	420314	3088717	7	50	677 ± 180	6
GC65	440630	3097181	12	50	15000 ± 800	1
GC66	437767	3096192	12	50	6370 ± 510	4
GC67	438600	3089496	20	50	13400 ± 800	2
GC68	436816	3086432	20	50	14200 ± 800	2
GC69	432957	3103106	24	50	26500 ± 1200	2
GC70	431695	3102514	40	50	149000 ± 2900	2
GC71	436553	3099770	12	50	13100 ± 800	1
GC72	435742	3112925	10	50	6060 ± 550	5
GC73	437205	3103107	10	50	2580 ± 360	1
GC74	428549	3088806	28	38	1180 ± 240	2
GC75	440172	3069537	16	50	12100 ± 700	6
GC76	451547	3087225	8	50	2930 ± 380	1
GC77	442514	3093878	10	50	18900 ± 900	1
GC78	428091	3076354	26	50	24000 ± 1100	2
GC79	431612	3073448	27	50	11600 ± 800	2
GC80	434523	3076635	22	50	8170 ± 600	6
GC81	458367	3085326	8	50	3770 ± 420	5
GC82	455150	3076420	14	50	6520 ± 550	5
GC83	451851	3079889	12	50	3930 ± 430	6
GC84	462195	3083388	4	50	3900 ± 430	5
GC85	439005	3101136	10	50	10500 ± 700	1
GC86	434117	3102067	19	50	8710 ± 700	6
GC87	433455	3100911	24	50	6760 ± 550	2
GC88	439598	3103602	12	50	2300 ± 320	1
GC89	443038	3112430	16	50	4830 ± 460	6
GC90	428154	3103112	7	50	6560 ± 580	1
GC91	423675	3097646	18	50	8230 ± 700	6

Localización, tasa de exposición, profundidad, concentración de actividad de radón y có-Tabla A4.1 digo geológico de los puntos muestreados

ID	X UTM	Y UTM	Tasa de exposición (μR/h)	Profundidad (cm)	Radón (Bq/m³)	Código Geológico
GC92	425583	3095936	40	50	11900 ± 800	6
GC93	420614	3095723	10	45	1620 ± 290	1
GC94	458396	3091792	12	50	656 ± 250	1
GC95	449524	3090159	12	50	3980 ± 470	6
GC96	452748	3089900	10	50	7370 ± 600	6
GC97	445736	3090129	20	50	6020 ± 570	6
GC98	439934	3092698	14	50	20500 ± 1000	1
GC99	428856	3086803	4	50	3750 ± 470	6
GC100	429964	3075733	18	50	33200 ± 1300	2
GC101	434911	3072137	11	50	129 ± 80	6
GC102	439638	3075443	12	50	7310 ± 560	2
GC103	457283	3115555	5	50	8750 ± 600	2
GC104	453870	3104739	12	50	7170 ± 550	2
GC105	432341	3088804	22	50	32900 ± 1300	2

Tabla A4.1Localización, tasa de exposición, profundidad, concentración de actividad de radón y có-
digo geológico de los puntos muestreados

Descripción estadística de las concentraciones de radón en suelos de Gran Canaria según su código geológico.



Estadística concentración Radón (kBq/m3) COD 1 GCA

Figura A4.1 Estadísticos de puntos de Gran Canaria clasificados por código 1.



Estadística concentración Radón (kBq/m3) COD 2+4 GCA

Figura A4.2 Estadísticos de puntos de Gran Canaria clasificados por códigos 2 y 4.



Estadística concentración Radón (kBq/m3) COD 5 GCA

Figura A4.3 Estadísticos de puntos de Gran Canaria clasificados por código 5.



Estadística concentración Radón (kBq/m3) COD 6 GCA

Figura A4.4 Estadísticos de puntos de Gran Canaria clasificados por código 6

4.2. Fuerteventura

Tabla A4.2Localización, tasa de exposición, profundidad, concentración de actividad de radón y có-
digo geológico de los puntos muestreados

ID	X UTM	Y UTM	Tasa de exposición (μR/h)	Profundidad (cm)	Radón (Bq/m³)	Código Geológico
FUE01	609456	3137874	9	45	9060 ± 900	6
FUE02	594792	3139050	12	50	4720 ± 600	2
FUE03	584244	3141924	10	40	17300 ± 1200	3
FUE04	588635	3139598	30	45	19900 ± 1300	4
FUE05	599792	3151177	8	45	4100 ± 500	3
FUE06	599485	3163222	28	50	11200 ± 1000	2
FUE07	599485	3163222	40	50	11600 ± 1000	2
FUE08	613558	3161720	8	50	4970 ± 600	1
FUE09	560841	3104259	7	50	10400 ± 1000	6
FUE10	557952	3108070	6	50	3700 ± 600	6
FUE11	551858	3106366	6	50	6680 ± 600	6
FUE12	605644	3164396	10	45	8480 ± 900	6
FUE13	594435	3162892	9	50	12900 ± 1100	1
FUE14	603739	3177909	10	50	4110 ± 600	6
FUE15	605473	3172749	9	50	4020 ± 600	6
FUE16	593865	3150431	7	45	4680 ± 600	3
FUE17	608613	3154907	8	50	4900 ± 600	1
FUE18	600143	3143806	10	45	3100 ± 500	1
FUE19	592155	3143689	15	50	11500 ± 1000	6
FUE20	570334	3108708	7	36	1900 ± 400	6
FUE21	573497	3113778	4	50	1080 ± 310	6
FUE22	577636	3121122	8	50	8080 ± 800	1
FUE23	584338	3135218	8	50	5840 ± 700	3
FUE24	606919	3142821	9	38	824 ± 260	1
FUE25	604274	3139274	9	30	1400 ± 340	7
FUE26	604371	3134713	9	45	35100 ± 1700	6
FUE27	597367	3126400	9	50	11800 ± 1000	6
FUE28	588765	3130041	10	40	3870 ± 500	2
FUE29	602552	3159388	14	50	16600 ± 1100	1
FUE30	600468	3163192	20	50	18900 ± 1200	2
FUE31	602590	3172547	6	50	4840 ± 600	7
FUE32	560952	3108787	8	50	3140 ± 380	7
FUE33	600664	3163490	22	50	31400 ± 1500	2
FUE34	611120	3153998	7	30	8270 ± 600	1
Tabla A4.2	Localización, tasa de exposición, profundidad, concentración de actividad de radón y có-					
------------	--					
	digo geológico de los puntos muestreados					

ID	х итм	Y UTM	Tasa de exposición (μR/h)	Profundidad (cm)	Radón (Bq/m³)	Código Geológico
FUE35	594523	3148714	8	35	500 ± 140	2
FUE36	604345	3134683	8	50	27900 ± 1100	6

Descripción estadística de las concentraciones de radón en suelos de Fuerteventura según su código geológico.



Estadística concentración Radón (kBq/m3) COD 1+3 FUE





Estadística concentración Radón (kBq/m3) COD 2+4 FUE

Figura A4.6 Estadísticos de puntos de Fuerteventura clasificados por códigos 2 y 4.



Estadística concentración Radón (kBq/m3) COD 6 FUE

Figura A4.7 Estadísticos de puntos de Fuerteventura clasificados por código 6.



Estadística concentración Radón (kBq/m3) COD 7 FUE

Figura A4.8 Estadísticos de puntos de Fuerteventura clasificados por código 7.

4.3. Lanzarote

Tabla A4.3Localización, tasa de exposición, profundidad, concentración de actividad de radón y có-
digo geológico de los puntos muestreados

ID	Х UTM	Y UTM	Tasa de exposición (μR/h)	Profundidad (cm)	Radón (Bq/m³)	Código Geológico
LNZ01	635782	3211174	6	50	2100 ± 400	5
LNZ02	641190	3218342	12	50	3700 ± 600	5
LNZ03	623832	3200972	8	50	7500 ± 800	5
LNZ04	615696	3206067	6	50	690 ± 240	1

ID	х итм	Y UTM	Tasa de exposición (µR/h)	Profundidad (cm)	Radón (Bq/m³)	Código Geológico
LNZ05	636408	3204539	6	50	3370 ± 600	1
LNZ06	632743	3207939	10	50	7490 ± 900	1
LNZ07	642296	3207957	10	45	2910 ± 500	1
LNZ08	639527	3209508	9	45	6470 ± 700	1
LNZ09	647437	3231374	10	50	2060 ± 400	5
LNZ10	631252	3200759	8	50	4410 ± 600	5
LNZ11	643956	3212303	9	50	8560 ± 800	5
LNZ12	649660	3218935	5	50	1410 ± 340	1
LNZ13	650240	3232345	8	45	6190 ± 700	1
LNZ14	628914	3220228	7	45	5860 ± 700	1
LNZ15	637471	3219453	5	50	1720 ± 380	5
LNZ16	644630	3221496	12	50	4650 ± 600	1
LNZ17	626085	3203993	8	50	404 ± 180	1
LNZ18	620157	3200053	9	50	7200 ± 800	1
LNZ19	610884	3193677	8	50	12100 ± 1000	1
LNZ20	617351	3194391	8	50	7450 ± 700	1
LNZ21	647081	3225238	10	50	2020 ± 390	1
LNZ22	619682	3208665	6	50	50 ± 50	1
LNZ23	612273	3194321	8	50	222 ± 130	1
LNZ24	612273	3194321	8	50	888 ± 260	1
LNZ25	640394	3212969	9	50	813 ± 200	5
LNZ26	639641	3215790	8	50	3480 ± 420	5
LNZ27	633757	3211496	11	50	4080 ± 460	1
LNZ28	633032	3215600	6	50	1140 ± 250	1
LNZ29	648025	3209860	12	50	2970 ± 380	1
LNZ30	616134	3200425	8	50	1700 ± 290	1
LNZ31	620473	3204117	6	50	2050 ± 320	1
LNZ32	624237	3215136	6	50	50 ± 50	1
LNZ33	632925	3220534	5	50	1240 ± 250	5
LNZ34	627992	3213236	8	50	2340 ± 340	1
LNZ35	610804	3193697	8	50	9710 ± 700	1

Tabla A4.3Localización, tasa de exposición, profundidad, concentración de actividad de radón y có-
digo geológico de los puntos muestreados

Descripción estadística de las concentraciones de radón en suelos de Lanzarote según su código geológico.



Figura A4.9 Estadísticos de puntos de Lanzarote clasificados por código 1.



Estadística concentración Radón (kBq/m3) COD 5 LAN

Figura A4.10 Estadísticos de puntos de Lanzarote clasificados por código5.

Apéndice 5

Tablas de permeabilidad y potencial de radón geogénico de las islas canarias orientales.

En este apéndice presentamos las tablas con los datos de permeabilidad a los gases de suelos obtenidos en las campañas realizadas en las Islas Canarias Orientales. En las **Tablas A5.1**, **A5.2**, y **A5.3** se recogen los datos de localización del punto (coordenada UTM (huso 28), la altitud, la permeabilidad, el potencial de radón geogénico obtenido a partir de la aproximación Neznal (GRP), el índice de radón (RI), y el potencial de radón obtenido a partir de la aproximación alemana.

5.1. Gran Canaria

_								
	ID	х итм	Y UTM	ALTITUD	PERMEABILIDAD (m ²)	GRP	RI	RP ALEMÁN
	GC01	451127	3103048	646	2.5·10 ⁻¹²	3.28	BAJO	1
	GC02	451120	3099606	760	7,0·10 ⁻¹³	22.97	MEDIO	2
	GC03	453561	3109965	270	5.0·10 ⁻¹³	0.06	BAJO	1
	GC04	457772	3100219	193	3.0·10 ⁻¹²	4.05	BAJO	1
	GC05	442982	3094815	1728	1.8·10 ⁻¹¹	48.07	ALTO	4
	GC06	444075	3093262	1939	1.5·10 ⁻¹¹	27.07	MEDIO	3
	GC07	447526	3101254	775	1.8·10 ⁻¹¹	24.98	MEDIO	3
	GC08	447072	3098558	989	5.5·10 ⁻¹²	2.26	BAJO	1
	GC09	442473	3097408	1187	5.8·10 ⁻¹²	0.90	BAJO	1
	GC10	441315	3098480	1539	1.5·10 ⁻¹¹	15.17	MEDIO	3
	GC11	439890	3099877	1668	2.8·10 ⁻¹²	15.00	MEDIO	3
	GC12	442112	3100015	1329	1.5·10 ⁻¹²	7.79	BAJO	3
	GC13	447644	3096549	977	1.8·10 ⁻¹¹	25.51	MEDIO	3
	GC14	444569	3107637	636	1.5·10 ⁻¹¹	26,22	MEDIO	3
	GC15	431643	3104074	1175	1.8·10 ⁻¹¹	68.,21	ALTO	4
	GC16	433399	3098838	974	1.8·10 ⁻¹³	19.71	MEDIO	2
	GC17	432816	3107607	126	1.8·10 ⁻¹¹	3.36	BAJO	1
	GC18	431727	3112201	59	3.0·10 ⁻¹²	8.41	BAJO	3

 Tabla A5.1 Localización, altitud, permeabilidad, potencial de radón geogénico (GRP), índice de radón (RI)

 y , potencial de radón geogénico (RP, aproximación alemana)

ID	х итм	Y UTM	ALTITUD	PERMEABILIDAD (m ²)	GRP	RI	RP ALEMÁN
GC19	439497	3111374	411	1,8·10 ⁻¹²	2.09	BAJO	1
GC20	437141	3108672	715	1,8·10 ⁻¹³	3.42	BAJO	2
GC21	436560	3105404	938	5,0·10 ⁻¹⁴	0.00	BAJO	1
GC22	441792	3105537	929	1,8·10 ⁻¹¹	35.,58	ALTO	3
GC23	442080	3093014	1670	1,5·10 ⁻¹¹	123.,80	ALTO	4
GC24	437438	3091175	1037	1,8·10 ⁻¹¹	24.57	MEDIO	3
GC25	432345	3088762	996	2,0·10 ⁻¹³	5,30	BAJO	3
GC26	436920	3072498	205	1,8·10 ⁻¹¹	7.08	BAJO	1
GC27	448546	3074047	58	1,5·10 ⁻¹²	6.52	BAJO	3
GC28	456132	3081686	113	1,5·10 ⁻¹²	1.55	BAJO	1
GC29	460312	3088315	92	1,5·10 ⁻¹²	0,.32	BAJO	1
GC30	449151	3083710	585	2,5·10 ⁻¹²	0,74	BAJO	1
GC31	441702	3090293	1203	5,0·10 ⁻¹³	0.13	BAJO	1
GC32	461913	3097802	65	7,0·10 ⁻¹³	1,30	BAJO	1
GC33	455751	3096904	389	5,5·10 ⁻¹²	1,02	BAJO	1
GC34	451425	3096734	557	1,8·10 ⁻¹¹	20,41	MEDIO	2
GC35	443024	3073926	194	5,0·10 ⁻¹³	1,12	BAJO	1
GC36	444273	3081580	415	5,5·10 ⁻¹²	26,04	MEDIO	3
GC37	443919	3087297	909	5,5·10 ⁻¹²	13,50	MEDIO	3
GC38	440539	3081531	365	1,8·10 ⁻¹¹	18,26	MEDIO	3
GC39	459189	3093442	198	6,0·10 ⁻¹³	0,16	BAJO	1
GC40	451667	3093020	957	1,8·10 ⁻¹¹	25,24	MEDIO	3
GC41	453293	3091444	780	3,0·10 ⁻¹³	0,23	BAJO	1
GC42	455554	3088624	444	7,0·10 ⁻¹⁴	0,00	BAJO	1
GC43	449418	3112255	202	1,8·10 ⁻¹¹	21,22	MEDIO	2
GC44	447469	3106868	556	1,5·10 ⁻¹³	4,96	BAJO	2
GC45	453158	3106583	220	1,8·10 ⁻¹¹	23,50	MEDIO	3
GC46	426470	3074491	87	1,8·10 ⁻¹¹	7,08	BAJO	1
GC47	426342	3089132	677	5,0·10 ⁻¹⁴	0,00	BAJO	1
GC48	424861	3095522	100	1,5·10 ⁻¹¹	0,00	BAJO	1
GC49	424342	3100492	584	1,8·10 ⁻¹²	1,05	BAJO	1
GC50	433384	3079217	559	1,0·10 ⁻¹²	2,12	BAJO	1
GC51	433309	3084290	518	8,0·10 ⁻¹²	4,67	BAJO	1
GC52	434581	3093944	1122	1,0·10 ⁻¹³	0,10	BAJO	1
GC53	431385	3095878	665	4,0·10 ⁻¹³	9,67	BAJO	2
GC54	427766	3095596	255	1,8·10 ⁻¹¹	0,86	BAJO	1
GC55	419793	3097209	18	1,8·10 ⁻¹¹	3,81	BAJO	1

Tabla A5.1 Localización, altitud, permeabilidad, potencial de radón geogénico (GRP), índice de radón (RI)y , potencial de radón geogénico (RP, aproximación alemana)

ID	X UTM	Y UTM	ALTITUD	PERMEABILIDAD (m²)	GRP	RI	RP ALEMÁN
GC56	456356	3104806	214	1,8·10 ⁻¹¹	14,64	MEDIO	3
GC57	456153	3109848	143	6,0·10 ⁻¹³	1,57	BAJO	1
GC58	455390	3105405	318	1,8·10 ⁻¹¹	5,83	BAJO	1
GC59	442080	3093014	1670	1,7·10 ⁻¹¹	87,00	ALTO	4
GC60	442113	3094536	1715	8,3·10 ⁻¹³	13,49	MEDIO	3
GC61	443287	3096176	1583	2,6·10 ⁻¹²	32,77	MEDIO	4
GC62	426763	3084903	152	1,7·10 ⁻¹¹	3,97	BAJO	1
GC63	423665	3085990	188	3,8·10 ⁻¹²	2,58	BAJO	1
GC64	420314	3088717	174	1,6·10 ⁻¹²	0,00	BAJO	1
GC65	440630	3097181	1366	1,7·10 ⁻¹¹	17,99	MEDIO	3
GC66	437767	3096192	1184	1,4·10 ⁻¹²	2,89	BAJO	1
GC67	438600	3089496	1215	8,3·10 ⁻¹⁴	4,03	BAJO	1
GC68	436816	3086432	946	3,3·10 ⁻¹²	8,94	BAJO	3
GC69	432957	3103106	1300	6,0·10 ⁻¹²	20,87	MEDIO	3
GC70	431695	3102514	1296	1,7·10 ⁻¹¹	190,19	ALTO	5
GC71	436553	3099770	1298	5,0·10 ⁻¹²	9,30	BAJO	2
GC72	435742	3112925	91	1,4·10 ⁻¹¹	5,99	BAJO	1
GC73	437205	3103107	1122	1,7·10 ⁻¹¹	2,38	BAJO	1
GC74	428549	3088806	503	1,6·10 ⁻¹²	0,10	BAJO	1
GC75	440172	3069537	40	3,6·10 ⁻¹³	4,55	BAJO	2
GC76	451547	3087225	640	4,9·10 ⁻¹³	0,83	BAJO	1
GC77	442514	3093878	1728	1,1·10 ⁻¹¹	18,76	MEDIO	3
GC78	428091	3076354	92	2,2·10 ⁻¹²	13,91	MEDIO	3
GC79	431612	3073448	65	2,0·10 ⁻¹²	6,24	BAJO	3
GC80	434523	3076635	80	4,0·10 ⁻¹²	5,13	BAJO	1
GC81	458367	3085326	86	5,5·10 ⁻¹²	2,19	BAJO	1
GC82	455150	3076420	45	1,3·10 ⁻¹¹	6,11	BAJO	1
GC83	451851	3079889	268	1,7·10 ⁻¹¹	3,77	BAJO	1
GC84	462195	3083388	15	2,6·10 ⁻¹²	1,83	BAJO	1
GC85	439005	3101136	1591	3,5·10 ⁻¹³	3,87	BAJO	2
GC86	434117	3102067	899	4,6·10 ⁻¹²	5,77	BAJO	1
GC87	433455	3100911	1146	2,2·10 ⁻¹³	2,16	BAJO	1
GC88	439598	3103602	1069	1,4·10 ⁻¹³	0,45	BAJO	1
GC89	443038	3112430	164	2,3·10 ⁻¹²	2,34	BAJO	1
GC90	428154	3103112	83	1,7·10 ⁻¹²	3,15	BAJO	1
GC91	423675	3097646	126	3,4·10 ⁻¹³	2,93	BAJO	1

Tabla A5.1 Localización, altitud, permeabilidad, potencial de radón geogénico (GRP), índice de radón (RI)y , potencial de radón geogénico (RP, aproximación alemana)

				PERMEABILIDAD			
ID	XUIM	YUIM	ALIIIUD	(m²)	GRP	RI	RP ALEMAN
GC92	425583	3095936	170	2,4·10 ⁻¹³	4,16	BAJO	2
GC93	420614	3095723	207	3,0·10 ⁻¹²	0,41	BAJO	1
GC94	458396	3091792	253	7,5·10 ⁻¹²	0,00	BAJO	1
GC95	449524	3090159	963	1,7·10 ⁻¹¹	3,83	BAJO	1
GC96	452748	3089900	583	3,2·10 ⁻¹²	4,24	BAJO	1
GC97	445736	3090129	989	1,2·10 ⁻¹³	1,72	BAJO	1
GC98	439934	3092698	1313	2,3·10 ⁻¹²	11,91	MEDIO	3
GC99	428856	3086803	359	1,6·10 ⁻¹²	1,53	BAJO	1
GC100	429964	3075733	95	3,9·10 ⁻¹³	13,36	MEDIO	3
GC101	434911	3072137	184	7,1·10 ⁻¹⁴	0,00	BAJO	1
GC102	439638	3075443	311	1,0·10 ⁻¹²	3,16	BAJO	1
GC103	457283	3115555	63	2,5·10 ⁻¹²	4,84	BAJO	1
GC104	453870	3104739	382	7,9·10 ⁻¹³	2,93	BAJO	1
GC105	432341	3088804	996	6,7·10 ⁻¹²	27,17	MEDIO	4

Tabla A5.1 Localización, altitud, permeabilidad, potencial de radón geogénico (GRP), índice de radón (RI)y , potencial de radón geogénico (RP, aproximación alemana)

5.2. Fuerteventura

Tabla A5.2 Localización, altitud, permeabilidad, potencial de radón geogénico (GRP, aproximación checa),índice de radón (RI) y , potencial de radón geogénico (GRP, aproximación alemana)

ID	х итм	Y UTM	ALTITUD	PERMEABILIDAD (m²)	GRP	RI	RP ALEMÁN
FUE01	609456	3137874	7	1,5·10 ⁻¹¹	9,78	BAJO	1
FUE02	594792	3139050	306	2,5·10 ⁻¹²	2,32	BAJO	1
FUE03	584244	3141924	43	5,5·10 ⁻¹²	12,94	MEDIO	3
FUE04	588635	3139598	425	3,0·10 ⁻¹²	12,41	MEDIO	3
FUE05	599792	3151177	260	1,5·10 ⁻¹¹	3,76	BAJO	1
FUE06	599485	3163222	169	1,8·10 ⁻¹¹	13,70	MEDIO	3
FUE07	599500	3163300	171	1,8·10 ⁻¹¹	14,23	MEDIO	3
FUE08	613558	3161720	23	2,7·10 ⁻¹³	1,55	BAJO	1
FUE09	560841	3104259	66	1,5·10 ⁻¹¹	11,41	MEDIO	3
FUE10	557952	3108070	123	5,5·10 ⁻¹²	2,14	BAJO	1
FUE11	551858	3106366	17	2,5·10 ⁻¹²	3,55	BAJO	1
FUE12	605644	3164396	220	2,5·10 ⁻¹³	2,87	BAJO	1
FUE13	594435	3162892	21	2,5·10 ⁻¹³	4,57	BAJO	3
FUE14	603739	3177909	39	3,8·10 ⁻¹²	2,19	BAJO	1
FUE15	605473	3172749	77	7,0·10 ⁻¹³	1,40	BAJO	1
FUE16	593865	3150431	263	2,5·10 ⁻¹³	1,41	BAJO	1

ID	х итм	Y UTM	ALTITUD	PERMEABILIDAD (m²)	GRP	RI	RP ALEMÁN
FUE17	608613	3154907	225	3,5·10 ⁻¹³	1,59	BAJO	1
FUE18	600143	3143806	211	1,5·10 ⁻¹²	1,15	BAJO	1
FUE19	592155	3143689	357	1,5·10 ⁻¹¹	12,74	MEDIO	3
FUE20	570334	3108708	41	4,0·10 ⁻¹³	0,38	BAJO	1
FUE21	573497	3113778	68	1,5·10 ⁻¹²	0,04	BAJO	1
FUE22	577636	3121122	46	1,8·10 ⁻¹¹	9,51	BAJO	1
FUE23	584338	3135218	145	1,8·10 ⁻¹²	2,77	BAJO	1
FUE24	606919	3142821	96	5,5·10 ⁻¹²	0,00	BAJO	1
FUE25	604274	3139274	116	2,5·10 ⁻¹³	0,15	BAJO	1
FUE26	604371	3134713	68	1,5·10 ⁻¹¹	41,39	ALTO	3
FUE27	597367	3126400	38	7,0·10 ⁻¹²	9,35	BAJO	2
FUE28	588765	3130041	194	3,8·10 ⁻¹²	2,02	BAJO	1
FUE29	602552	3159388	361	1,0·10 ⁻¹¹	15,60	MEDIO	3
FUE30	600468	3163192	176	2,5·10 ⁻¹²	11,17	MEDIO	3
FUE31	602590	3172547	69	2,7·10 ⁻¹³	1,49	BAJO	1
FUE32	560952	3108787	69	6,0·10 ⁻¹²	1,75	BAJO	1
FUE33	600664	3163490	166	3,1·10 ⁻¹³	12,10	MEDIO	2
FUE34	611120	3153998	63	6,8·10 ⁻¹³	3,36	BAJO	1
FUE35	594523	3148714	242	1,8·10 ⁻¹³	0,00	BAJO	1
FUE36	604345	3134683	66	1,2·10 ⁻¹²	14,00	MEDIO	3

 Tabla A5.2 Localización, altitud, permeabilidad, potencial de radón geogénico (GRP, aproximación checa),

 índice de radón (RI) y , potencial de radón geogénico (GRP, aproximación alemana)

5.3. Lanzarote

Tabla A5.3 Localización, altitud, permeabilidad, potencial de radón geogénico (GRP, aproximación checa), índice de radón (RI) y , potencial de radón geogénico (GRP, aproximación alemana)

ID	х итм	Y UTM	ALTITUD	PERMEABILIDAD (m ²)	GRP	RI	RP ALEMÁN
LNZ01	635782	3211174	242	1,8·10 ⁻¹¹	1,48	BAJO	1
LNZ02	641190	3218342	316	1,8·10 ⁻¹¹	1,55	BAJO	1
LNZ03	623832	3200972	150	1,8·10 ⁻¹²	3,73	BAJO	1
LNZ04	615696	3206067	88	1,8·10 ⁻¹²	0,00	BAJO	1
LNZ05	636408	3204539	40	7,0·10 ⁻¹³	1,26	BAJO	1
LNZ06	632743	3207939	319	1,3·10 ⁻¹²	3,44	BAJO	1

PERMEABILIDAD ID х итм Y UTM ALTITUD GRP RI **RP ALEMÁN** (m²) 1,3.10-12 LNZ07 642296 3207957 70 1,01 BAJO 1 LNZ08 639527 3209508 190 1,3.10-12 7,34 BAJO 1 LNZ09 1,8.10-11 0,73 647437 3231374 408 BAJO 1

Tabla A5.3 Localización, altitud, permeabilidad, potencial de radón geogénico (GRP, aproximación checa), índice de radón (RI) y , potencial de radón geogénico (GRP, aproximación alemana)

					,	,			
	LNZ10	631252	3200759	37	3,5·10 ⁻¹²	2,34	BAJO	1	
	LNZ11	643956	3212303	143	3,5·10 ⁻¹²	3,51	BAJO	1	
	LNZ12	649660	3218935	49	7,0·10 ⁻¹³	0,55	BAJO	1	
	LNZ13	650240	3232345	37	1,8·10 ⁻¹¹	6,97	BAJO	1	
	LNZ14	628914	3220228	23	1,8·10 ⁻¹¹	3,03	BAJO	1	
	LNZ15	637471	3219453	69	2,5·10 ⁻¹²	0,97	BAJO	1	
	LNZ16	644630	3221496	556	1,8·10 ⁻¹¹	2,90	BAJO	1	
	LNZ17	626085	3203993	378	5,5·10 ⁻¹²	0,00	BAJO	1	
	LNZ18	620157	3200053	305	1,8·10 ⁻¹¹	5,37	BAJO	1	
	LNZ19	610884	3193677	21	7,0·10 ⁻¹²	14,90	MEDIO	3	
	LNZ20	617351	3194391	43	1,8·10 ⁻¹¹	3,54	BAJO	1	
	LNZ21	647081	3225238	288	1,5·10 ⁻¹²	1,37	BAJO	1	
	LNZ22	619682	3208665	250	1,8·10 ⁻¹¹	0,00	BAJO	1	
	LNZ23	621738	3208492	355	1,8·10 ⁻¹¹	0,00	BAJO	1	
	LNZ24	612273	3194321	78	1,4·10 ⁻¹²	0,00	BAJO	1	
	LNZ25	640394	3212969	206	1,3·10 ⁻¹³	0,00	BAJO	1	
	LNZ26	639641	3215790	292	9,0·10 ⁻¹³	1,40	BAJO	1	
	LNZ27	633757	3211496	278	1,7·10 ⁻¹²	1,47	BAJO	1	
	LNZ28	633032	3215600	206	8,1·10 ⁻¹³	0,06	BAJO	1	
	LNZ29	648025	3209860	17	5,8·10 ⁻¹³	0,77	BAJO	1	
	LNZ30	616134	3200425	109	2,8·10 ⁻¹³	0,33	BAJO	1	
	LNZ31	620473	3204117	176	7,3·10 ⁻¹³	0,61	BAJO	1	
	LNZ32	624237	3215136	130	1,9·10 ⁻¹²	0,00	BAJO	1	
	LNZ33	632925	3220534	52	9,4·10 ⁻¹³	0,15	BAJO	1	
	LNZ34	627992	3213236	285	2,4·10 ⁻¹²	1,16	BAJO	1	
-	LNZ35	610804	3193697	22	7,0·10 ⁻¹²	11,70	MEDIO	3	

Apéndice 6

Tablas de concentración de radón en aguas del acuífero norte de Gran Canaria.

En este apéndice presentamos las tablas con los datos de concentración de actividad de radón en aguas obtenidos en todas las campañas realizadas en el acuífero norte de la isla de Gran Canaria.

ID	Х UTM	Y UTM	Altitud del pozo (m snm)	Profundidad (m snm)	Altitud del fondo del pozo (m snm)	Concentración de actividad de radón (Bq/L)
Rd1	443950	3109285	235	0	235	76.9 ± 8.3
Rd2	446355	3112055	108	150	-42	51.9 ± 8.9
Rd3	450476	3101945	430	176	254	0.3 ± 0.3
Rd4	454149	3098924	354	192	162	5.7 ± 1.9
Rd5	446747	3099560	725	151	574	7.4 ± 3.7
Rd6	444185	3110975	235	123	112	1.3 ± 1.0
Rd7	451025	3098370	679	290	389	12.5 ± 3.1
Rd8	447702	3099800	603	340	263	30.8 ± 6.4
Rd9	453676	3098486	345	150	195	19.2 ± 4.6
Rd10	439630	3110090	515	360	155	3.8 ± 2.4
Rd11	442304	3109462	377	125	252	28.2 ± 6.1
Rd12	439765	3104027	996	450	546	1.8 ± 1.0
Rd13	444197	3107439	499	200	299	14.8 ± 4.1
Rd14	439155	3110640	452	400	52	0.9 ± 0.8
Rd15	440345	3108643	620	315	305	9.7 ± 2.6
Rd16	438240	3107205	740	280	460	2.8 ± 1.2
Rd17	439305	3112540	260	170	90	0.8 ± 0.8
Rd18	449371	3101380	523	230	293	37.3 ± 8.1
Rd19	439375	3111125	420	372	48	4.2 ± 1.9
Rd20	437770	3108575	625	400	225	4.9 ± 1.7
Rd21	440053	3105827	810	302	508	2.6 ± 1.4
Rd22	452191	3098246	481	143	338	12.4 ± 3.3
Rd23	439340	3107660	750	608	142	1.8 ± 0.9
Rd24	438060	3105110	1050	540	510	3.1 ± 1.4

Tabla A6.1 Resultados de las medidas de radón en aguas subterráneas.

ID	х итм	Y UTM	Altitud del pozo (m snm)	Profundidad (m snm)	Altitud del fondo del pozo (m snm)	Concentración de actividad de radón (Bq/L)
Rd25	438880	3110360	445	340	105	3.4 ± 1.5
Rd26	442158	3107840	598	394	204	10.9 ± 2.8
Rd27	456700	3098375	182	150	32	6.6 ± 2.5
Rd28	438200	3106675	827	355	472	4.1 ± 0.8
Rd29	442271	3103756	766	150	616	26.3 ± 4.8
Rd30	440894	3100644	1260	0	1260	43.3 ± 5.1
Rd31	442284	3103760	767	102	665	10.6 ± 2.6
Rd32	441436	3100727	1194	0	1194	-
Rd33	441460	3100930	1160	120	1040	0.6 ± 0.5
Rd34	442110	3102290	890	90,3	799,7	6.0 ± 1.7

Tabla A6.1 Resultados de las medidas de radón en aguas subterráneas.

Tabla A6.2 Resultados análisis químicos de las muestras de aguas.

Muestra	Ca (%)	Mg (%)	Na (%)	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)
Límite de detección	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Rd1	88,97	56,15	222,73	24,88	< 0.01	3,00
Rd2	696,75	620,20	1802,24	100,59	0,51	20,77
Rd3	19,01	8,79	199,64	8,72	< 0.01	< 0.01
Rd4	138,21	52,44	1531,90	65,05	< 0.01	10,17
Rd5	37,47	31,61	56,33	12,23	< 0.01	0,33
Rd6	62,72	34,06	261,17	20,25	< 0.01	1,47
Rd7	20,82	13,27	63,10	8,66	< 0.01	0,23
Rd8	49,24	42,27	107,44	12,32	< 0.01	0,59
Rd9	105,33	53,00	1090,22	44,71	0,44	7,06
Rd10	193,38	108,07	91,31	21,39	< 0.01	1,36
Rd11	95,57	53,57	200,04	18,18	< 0.01	1,78
Rd12	119,11	61,60	93,70	26,81	< 0.01	0,83
Rd13	108,81	59,52	65,53	14,56	< 0.01	0,25
Rd14	188,67	117,55	75,90	19,07	< 0.01	1,05
Rd15	17,49	18,98	49,64	2,08	< 0.01	< 0.01
Rd16	92,40	48,03	41,89	10,39	< 0.01	0,18
Rd17	203,81	112,74	138,87	22,89	< 0.01	1,21

		•		0		
Muestra	Ca (%)	Mg (%)	Na (%)	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)
Límite de detección	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Rd18	26,66	19,98	207,86	11,59	< 0.01	0,27
Rd19	175,43	104,34	81,32	20,52	< 0.01	1,10
Rd20	167,64	92,23	102,85	29,72	< 0.01	1,21
Rd21	50,88	35,64	35,55	7,64	< 0.01	0,31
Rd22	12,09	8,94	40,29	5,12	< 0.01	< 0.01
Rd23	52,96	54,59	41,13	4,63	< 0.01	0,68
Rd24	53,73	27,96	42,81	12,17	< 0.01	< 0.01
Rd25	185,01	104,29	68,70	16,34	< 0.01	1,70
Rd26	72,53	46,89	83,83	9,36	< 0.01	0,90
Rd27	93,52	64,46	319,70	21,97	< 0.01	5,19
Rd28	62,26	38,66	33,89	8,50	< 0.01	< 0.01
Rd29	30,35	15,01	94,56	6,75	< 0.01	0,26
Rd30	15,04	10,51	12,09	2,47	< 0.01	0,05
Rd31	37,04	20,53	38,85	8,27	< 0.01	0,16
Rd32	10,69	5,61	17,14	2,76	< 0.01	0,04
Rd33	9,77	5,02	16,96	2,28	< 0.01	< 0.01
Rd34	13,82	7,71	19,01	3,22	< 0.01	0,02

Tabla A6.2 Resultados análisis químicos de las muestras de aguas.

BIBLIOGRAFÍA

- ABE, S., FUJITAKA, K. AND FUJIMOTO, K. 1980. Natural radiation in Japan. Natural radiation environment III, 2, 1034-1048.
- ACOSTA, J., UCHUPI, E., MUÑOZ, A., HERRANZ, P., PALOMO, C., BALLESTEROS, M. AND GROUP,
 Z. W. 2005. Geologic evolution of the Canarian Islands of Lanzarote, Fuerteventura, Gran
 Canaria and La Gomera and comparison of landslides at these islands with those at Tenerife,
 La Palma and El Hierro. Geophysics of the Canary Islands. Springer.
- ÅKERBLOM, G. 1986. Investigation and mapping of radon risk areas: Lulela, Sweden. Swedish Geol. Report IRAP, 96036.
- ÅKERBLOM, G., FALK, R., LINDGREN, J., MJÖNES, L., ÖSTERGREN, I., SÖDERMAN, A.-L., NYBLOM, L., MÖRE, H., HAGBERG, N., ANDERSSON, P. AND EK, B.-M. Natural radioactivity in Sweden, exposure to internal radiation. Radiological Protection in Transition. XIV Regular Meeting of the Nordic Society for Radiation Protection, 2005-b Sweden. 211-214.
- AKERBLOM, G. AND LINDGREN, J. 1997. Mapping of groundwater radon potential. Uranium Exploration Data and Techniques Applied to the Preparation of Radioelement Maps, IAEA-TECDOC-980, IAEA, Vienna, 237-255.
- AL-SHEREIDEH, S., BATAINA, B. AND ERSHAIDAT, N. 2006. Seasonal variations and depth dependence of soil radon concentration levels in different geological formations in Deir Abu-Said District, Irbid—Jordan. Radiation Measurements, 41, 703-707.
- ALONSO, H., CRUZ-FUENTES, T., RUBIANO, J. G., GONZÁLEZ-GUERRA, J., CABRERA, M. D. C., ARNEDO, M. A., TEJERA, A., RODRÍGUEZ-GONZALEZ, A., PÉREZ-TORRADO, F. J. AND MARTEL, P. 2015. Radon in Groundwater of the Northeastern Gran Canaria Aquifer. Water, 7, 2575-2590.
- ALONSO, H., ENRÍQUEZ, B., RUBIANO, J. G., ARNEDO, M. A., TEJERA, A., GIL, J. M., RODRÍGUEZ, R. AND MARTEL, P. 2011a. Medidas de los niveles de radón en edificios de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. XXXIII Reunión Bienal de la Real Sociedad Española de Física celebrada en Santander del 19 al 23 de septiembre de 2011.
- ALONSO, H., RUBIANO, J. G., ARNEDO, M. A., GIL, J. M., FLORIDO, R., RODRÍGUEZ, R., SANCHO, P. AND MARTEL, P. 2010a. Preliminary results of radon level in dwellings and public buildings of Las Palmas de Gran Canaria, Canary Island. Spain. Geological Aspects of radon Radon Risk Mappings. Czech Geological Survey and radón v.o.s Praga (2010), 15-20.
- ALONSO, H., RUBIANO, J. G., ARNEDO, M. A., GIL, J. M., RODRÍGUEZ, R., FLORIDO, R. AND MARTEL, P. 2010b. Determination of the radon potential for volcanic materials of the Gran Canaria Island. Geological Aspects of Radon Risk Mappings. Czech Geological Survey and radón v.o.s Praga (2010), 7-14.
- ALONSO, H., RUBIANO, J. G., ARNEDO, M. A., GONZÁLEZ-GUERRA, J., TEJERA, A., GIL, J. M., RODRIGUEZ, R. AND MARTEL, P. 2014. Geogenic radon potential in Gran Canaria. Czech Geological Survey and radón v.o.s Praga (2014).

- ALONSO, H., RUBIANO, J. G., ARNEDO, M. A., LÓPEZ-COTO, I., GIL, J. M., RODRÍGUEZ, R., FLORIDO, R., SANCHO, P. AND MARTEL, P. 2011b. Análisis del potencial de emanación de radón de rocas volcánicas de la Isla de Gran Canaria XXXIII Reunión Bienal de la Real Sociedad Española de Física celebrada en Santander del 19 al 23 de septiembre de 2011.
- ALONSO, H., RUBIANO, J. G., ARNEDO, M. A., TEJERA, A., GIL, J. M., RODRÍGUEZ, R. AND MARTEL, P. 2012. Mapping radon Gas concentration in soils in Fuerteventura Island. Geological Aspects of radon Radon Risk Mappings. Czech Geological Survey and radón v.o.s Praga (2012), 13-17.
- ALONSO HERNÁNDEZ, H., CRUZ-FUENTES, T., RODRIGUEZ-GONZALEZ, A., GONZÁLEZ GUERRA, J., ARNEDO AYENSA, M. Á., MARTEL ESCOBAR, P., GARCÍA RUBIANO, J., CABRERA, M., PEREZ-TORRADO, F.-J. & TEJERA-CRUZ, A. Contenido de radón en aguas subterráneas del noreste de Gran Canaria. II Workshop "Estudio, aprovechamiento y gestión del agua en terrenos e islas volcánicas", 2015 Las Palmas de Gran Canaria.
- AMGAROU, K., BAIXERAS DIVAR, C. & FONT GUITERAS, L. 2003. Long-term measurements of indoor Radon and its progeny in the presence of Thoron using nuclear track detectors. Tesis Doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona.
- AMIN, S. A. 2015. Measurements of radon exhalation rates in building materials used in Iraqi houses. International Journal of Applied Sciences and Engineering Research, 4, 437-442.
- ANCOCHEA, E., BRÄNDLE, J., CUBAS, C., HERNÁN, F. AND HUERTAS, M. 1996a. Volcanic complexes in the eastern ridge of the Canary Islands: the Miocene activity of the island of Fuerteventura. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 70, 183-204.
- ANCOCHEA, E., BRÄNDLE, J. L., CUBAS, C. R., HERNÁN, F. AND HUERTAS, M. J. 1996b. Volcanic complexes in the eastern ridge of the Canary Islands: the Miocene activity of the island of Fuerteventura. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 70, 183-204.
- ANGUITA, F. AND HERNÁN, F. 1999. El origen de la Islas Canarias: Un modelo de síntesis. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 7 (3), 254-261.
- APPLETON, J. 2007. Radon: sources, health risks, and hazard mapping. AMBIO: A Journal of the Human Environment, 36, 85-89.
- APPLETON, J. D. 2013. Radon in air and water, Springer.
- ARAMBURU, X. O. AND BISBAL, J. J. 1996. Radiaciones ionizantes: utilización y riesgos, Univ. Politèc. de Catalunya.
- ARNEDO AYENSA, M. Á. 2014. Evaluación del fondo radiactivo natural de las Islas Canarias Orientales, implicaciones radiológicas sobre la población. Tesis Doctoral, ULPGC.
- ARNEDO, M. A., ALONSO, H., RUBIANO, J. G., TEJERA, A., GIL, J. M., RODRÍGUEZ, R. AND MARTEL,
 P. 2012. Mapping radon Gas concentration in soils in Lanzarote Island. Geological Aspects of radon Radon Risk Mappings. Czech Geological Survey AND radón v.o.s Praga (2012), 13-17.
- ARNEDO, M. A., RUBIANO, J. G., ALONSO, H., LOZANO, R., BOLÍVAR, J. P., GIL, J. M., RODRÍGUEZ,
 R. AND MARTEL, P. 2011a. Distribución de radioisótopos naturales en la isla de Gran Canaria.
 XXXIII Reunión Bienal de la Real Sociedad Española de Física celebrada en Santander del 19 al 23 de septiembre de 2011.

- ARNEDO, M. A., RUBIANO, J. G., TEJERA, A., ALONSO, H., GIL, J. M., RODRÍGUEZ, R. AND MARTEL,
 P. 2011b. La radiactividad de la arena de las playas de Las Palmas de Gran Canaria. XXXIII
 Reunión Bienal de la Real Sociedad Española de Física celebrada en Santander del 19 al 23 de septiembre de 2011.
- ARNEDO, M. A., TEJERA, A., RUBIANO, J. G., ALONSO, H., GIL, J. M., RODRÍGUEZ, R. AND MARTEL,
 P. 2013. Natural radioactivity measurements of beach sands in Gran Canaria, Canary Islands (Spain). Radiat Prot Dosimetry.
- ARNOLD, D., VARGAS, A. AND ORTEGA, X. 2009. Analysis of outdoor radon progeny concentration measured at the Spanish radioactive aerosol automatic monitoring network. Applied Radiation and Isotopes, 67, 833-838.
- ASHOKKUMAR, P., SAHOO, B., TOPKAR, A., RAMAN, A., BABU, D., SHARMA, D. AND MAYYA, Y. 2013. An improved silicon PIN diode based portable radon monitor. Indian Journal of Physics, 87, 471-477.
- BAEZA, A., ALONSO, A. AND HERAS, M. C. 2003a. Procedimiento para la conservación y preparación de muestras de suelo para la determinación de la radiactividad. Colección Informes Técnicos 11.2003 Serie Vigilancia Radiológica Ambiental Procedimiento 1.2.
- BAEZA, A., DEL RIO, M., MIRÓ, C. AND PANIAGUA, J. M. 1992. Natural Radioactivity in Soils of the Province of Cáceres (Spain). Radiat Prot Dosimetry, 45, 261-263.
- BAEZA, A., HERNÁNDEZ, S., GUILLÉN, F. J., MORENO, G., MANJÓN, J. L. AND PASCUAL, R. 2004. Radiocaesium and natural gamma emitters in mushrooms collected in Spain. Science of The Total Environment, 318, 59-71.
- BAEZA, A., NAVARRO, E., ROLDÁN, C., FERRERO, J., JUANES, D., CORBACHO, J. AND GUILLÉN, F.
 2003b. Indoor radon levels in buildings in the autonomous community of Extremadura (Spain). Radiat Prot Dosimetry, 103, 263-268.
- BAEZA, A., PANIAGUA, J., SUÁREZ, E. AND FERNÁNDEZ, J. 1997. Determination of the dose rate from external irradiation. Geological considerations in sampling optimization. J Environ Radioact, 34, 9-27.
- BARNET, I. 1994. Radon risk classification for building purposes in the Czech Republic. Radon investigations in CR, 5, 18-24.
- BARNET, I., NEZNAL, M., PACHEROVÁ, P. AND (EDITORES). 10 th international workshop on the geological aspects of radon risk mapping. In: BARNET, I., NEZNAL, M. AND PACHEROVÁ, P., eds. 10 th international workshop on the geological aspects of radon risk mapping, 2010 Praga. Czech Geological Survey
- BARNET, I., NEZNAL, M., PACHEROVÁ, P. AND (EDITORES). 11 th international workshop on the geological aspects of radon risk mapping. In: BARNET, I., NEZNAL, M. AND PACHEROVÁ, P., eds. 11 th international workshop on the geological aspects of radon risk mapping, 2012 Praga. Czech Geological Survey
- BARNET, I., NEZNAL, M., PACHEROVÁ, P. AND (EDITORES). 12 th international workshop on the geological aspects of radon risk mapping. In: BARNET, I., NEZNAL, M. AND PACHEROVÁ, P., eds. 12 th international workshop on the geological aspects of radon risk mapping, 2014 Praga. Czech Geological Survey

- BARNET, I., PACHEROVÁ, P. AND NEZNAL, M. 2008a. Radon in geological environment—Czech experience. CGS Special Papers 19. 70s. Czech Geological Survey. Praha. ISBN 978-80-7075-707-9.
- BARNET, I., PACHEROVÁ, P., NEZNAL, M. AND NEZNAL, M. 2008b. Radon in geological environment Czech experience. Czech Geological Survey Special Papers, 19, 19-28.
- BARROS-DIOS, X. M., PATIÑO, M. R. B., GARCÍA, M. I. F., FERNÁNDEZ, B. F., FÓRNEAS, E. G., NOYA, A. M. G., MANEIRO, M. M., GONZÁLEZ, J. A. P. AND FERNÁNDEZ, Á. V. 2008. RA DIOACTIVIDADE NATURAL. MAPA DE RADON NOS BALNEARIOS GALEGOS. Boletín das ciencias, 21, 67-68.
- BAUBRON, J.-C., RIGO, A. AND TOUTAIN, J.-P. 2002. Soil gas profiles as a tool to characterise active tectonic areas: the Jaut Pass example (Pyrenees, France). Earth and Planetary Science Letters, 196, 69-81.
- BEAUBIEN, S. E., CIOTOLI, G. AND LOMBARDI, S. 2003. Carbon Dioxide and Radon Gas Hazard at the Alban Hill Area (Central Italy). Journal of Volc. and Geoth. Research, 123, 63-80.
- BEGY, R. C., DREVE, S., GABOR, A. T., RUSU, O. A. AND COSMA, C. 2012. Measurements of radium content in some spring waters from Romania. Environmental Engineering and Management Journal, 11, 247-251.
- BENAVIDES, A. AND GALINDO, E. 2010. Evolución de la piezometría de la zona norte de la isla de Gran Canaria In: CABRERA, M. C., JIMÉNEZ, J., CUSTODIO, E., EDS (ed.) El Conocimiento de los Recursos Hídricos en Canarias Cuatro Décadas Después del Proyecto SPA-15. Las Palmas de Gran Canaria. España: Asociación Internacional de Hidrogeólogos Grupo Español
- BLANCO, P., TOMÉ, F. V. AND LOZANO, J. 2005. Fractionation of natural radionuclides in soils from a uranium mineralized area in the south-west of Spain. J Environ Radioact, 79, 315-330.
- BOHLING, G. 2005. Introduction to geostatistics and variogram analysis. Kansas geological survey, 20p.
- BOLETÍN OFICIAL DEL ESTADO, B. 2001. Real Decreto 783/2001, de 6 de julio por el que se aprueba el Reglamento sobre Protección Sanitaria contra Radiaciones Ionizantes. BOE.
- BOLÍVAR, J., GARCÍA-TENORIO, R. AND MAS, J. 1998. Radioactivity of Phosphogypsum in South-West of Spain. Radiat Prot Dosimetry, 76, 185-189.
- BOLIVAR, J., GARCIA-TENORIO, R. AND VACA, F. 2000. Radioecological study of an estuarine system located in the south of Spain. Water Research, 34, 2941-2950.
- BOSSEW, P., MEYER, W. AND BLEHER, M. Towards multivariate modelling of geogenic radón. Part 1: The variables. In: BARNET, I., NEZNAL, M. AND PACHEROVÁ, P., eds. 10 th international workshop on the geological aspects of radon risk mapping, 2010 Praga. Czech Geological Survey
- BOSSEW, P., STOJANOVSKA, Z., ZUNIC, Z. S. AND RISTOVA, M. 2013. Prediction of indoor radon risk from radium concentration in soil: Republic of Macedonia case study. Romanian Journal of Physics, 58, 30-43.
- BROOKES, C. J., BETTELEY, I. AND LOXSTON, S. 1979. Fundamentals of mathematics and statistics for stude nts of chemistry and allied subjects, Wiley.

- BUTTERWECK-DEMPEWOLF, G. AND SCHULER, C. 1996. An extended radon chamber model. Environment International, 22, 891-898.
- CABRERA, M. 2011. El acuífero costero del este de Gran Canaria: un ejemplo de salinización en un acuífero volcánico complejo.
- CABRERA, M. AND CUSTODIO, E. 2004. Groundwater flow in a volcanic–sedimentary coastal aquifer: Telde area, Gran Canaria, Canary Islands, Spain. Hydrogeology Journal, 12, 305-320.
- CALDAS, E. F., SALGUERO, M. T. AND QUANTIN, P. 1982. Suelos de regiones volcánicas: Tenerife, Islas Canarias, Editorial CSIC-CSIC Press.
- CALMET, D., AMEON, R., BECK, T., BOMBARD, A., BOURQUIN, M., BRUN, S., DE JONG, P., FORTE,
 M., FOURNIER, M. AND HERRANZ, M. 2011. International standardisation work on the measurement of radon in air and water. Radiat Prot Dosimetry, 145, 267-272.
- CANAS, J. A., CARRACEDO, J. C., DAY, S. J., GUILLOU, H., PÉREZ TORRADO, F. J. AND RODRÍGUEZ-BADIOLA, E. 1998. Origen y evolución del volcanismo de las Islas Canarias. Museo de la Ciencia y el Cosmos.
- CARRACEDO, J. C. 2011. Geología de Canarias (Origen evolución, edad y volcanismo).
- CARRACEDO, J. C., PÉREZ TORRADO, F., ANCOCHEA, E., MECO, J., HERNÁN, F., CUBAS, C. R., CASILLAS, R., RODRÍGUEZ-BADIOLA, E. AND AHIJADO, A. Cenozoic volcanism II: the Canary Islands. 2002. The Geological Society London.
- CARRACEDO, J. C. AND RODRÍGUEZ-BADIOLA, E. 1993. Evolución geológica y magmática de la isla de Lanzarote (Islas Canarias).
- CASTELLUCCIO, M., GIANNELLA, G., LUCCHETTI, C., MORONI, M. AND TUCCIMEI, P. 2012. La classificazione della pericolosità radon nella pianificazione territoriale finalizzata alal gestione del rischio. Classification of radon hazard in urban planning focused to risk management. Ital. J. Eng. Geol. Environ, 2, 5-16.
- CASTELLUCCIO, M., MORONI, M., TUCCIMEI, P., NEZNAL, M. AND NEZNAL, M. Soil Gas Radon Concentration and Permeability at "Valle della Caffarella" Test Site (Roma, Italy). Evaluation of Gas Sampling Techniques and Radon Measurements Using Different Approaches. In: BARNET, I., NEZNAL, M. AND PACHEROVÁ, P., eds. 10 th international workshop on the geological aspects of radon risk mapping, 2010 Praga. Czech Geological Survey
- CE 1996. Council Directive 96/29/Euratom of 13 May 1996 laying down basic safety standards for the protection of the health of workers and the general public against the dangers arising from ionizing radiation. Official journal, 0001-0114.
- CE 2013. Directiva 2013/59/EURATOM del Consejo de 5 de diciembre de 2013 por la que se establecen normas de seguridad básicas para la protección contra los peligros derivados de la exposición a radiaciones ionizantes, y se derogan las Directivas 89/618/Euratom, 90/641/Euratom, 96/29/Euratom, 97/43/Euratom y 2003/122. Euratom.
- CINELLI, G., TONDEUR, F. AND DEHANDSCHUTTER, B. 2011. Development of an indoor radon risk map of the Walloon region of Belgium, integrating geological information. Environmental earth sciences, 62, 809-819.

- CINELLI, G., TOSITTI, L., CAPACCIONI, B., BRATTICH, E. AND MOSTACCI, D. 2015. Soil gas radon assessment and development of a radon risk map in Bolsena, Central Italy. Environmental geochemistry and health, 37, 305-319.
- COLLMAN, G., LOOMIS, D. AND SANDLER, D. 1991. Childhood cancer mortality and radon concentration in drinking water in North Carolina. British journal of cancer, 63, 626.
- COMMISSION, E. 1999. Radiological protection principles concerning the natural radioactivity of building materials. Radiation Protection, 112, 16.
- COREY, A. T. 1994. Mechanics of immiscible fluids in porous media, Water Resources Publication.
- CORREA, J. N., PASCHUK, S. A., KAPPKE, J., PERNA, A. F., FRANCA, A. C., SCHELIN, H. R. AND DENYAK, V. 2014. Measurements of 222 Rn activity in well water of the Curitiba metropolitan area (Brazil). Radiation Physics and Chemistry, 104, 108-111.
- COSMA, C., CUCOŞ-DINU, A., PAPP, B., BEGY, R. AND SAINZ, C. 2013. Soil and building material as main sources of indoor radon in Băiţa-Ştei radon prone area (Romania). J Environ Radioact, 116, 174-179.
- COSMA, C., DANCEA, F., JURCUT, T. AND RISTOIU, D. 2001. Determination of 222 Rn emanation fraction and diffusion coefficient in concrete using accumulation chambers and the influence of humidity and radium distribution. Applied Radiation and Isotopes, 54, 467-473.
- COTHERN, C. R. AND SMITH JR, J. E. 2013. Environmental radon, Springer Science AND Business Media.
- CRUZ-FUENTES, T., HEREDIA, J., CABRERA, M. AND CUSTODIO, E. 2014. Behaviour of a small sedimentary volcanic aquifer receiving irrigation return flows: La Aldea, Gran Canaria, Canary Islands (Spain). Hydrogeology Journal, 22, 865-882.
- CSN 2001. Proyecto MARNA, mapa 1:1.000.000 de radiación gamma natural. In: MADRID., C. D. S. N. (ed.).
- CSN 2012. Instrucción IS-33, Sobre Criterios Radiológicos Para la Protección Frente a la Exposición a la Radiación Natural. Boletín Oficial del Estado (BOE).
- CSN 2013. El mapa predictivo de exposición al radón en España. Colección Informes Técnicos, 38.2013.
- CURRIVAN, L., DOWDALL, A., MCGINNITY, P., CIARA, M. AND CRAIG, M. 2014. Natural radioactivity in groundwater sources in Ireland.
- CUSTODIO, E. 2004. Hydrogeology of volcanic rocks. Groundwater studies: an international guide for hydrogeological investigations. IHP-VI Series on Groundwater, 3, 395-425.
- CUSTODIO, E. 2007. Groundwater in volcanic hard rocks. Groundwater in Fractured Rocks (Krásný, J.; Sharp, JM Jr, 95-108.
- CUSTODIO, E. AND CABRERA, M. Síntesis de la hidrogeología de las Islas Canarias. VII Congreso Nacional de Geología. Las Palmas de Gran Canaria, 2008. 785-788.
- CHAUHAN, R. 2011. Radon exhalation rates from stone and soil samples of Aravali hills in India. Iranian Journal of Radiation Research, 9, 57-61.

- CHEN, J., FALCOMER, R., BERGMAN, L., WIERDSMA, J. AND LY, J. 2009. Correlation of soil radon and permeability with indoor radon potential in Ottawa. Radiat Prot Dosimetry, 136, 56-60.
- CHEN, J., LY, J., BERGMAN, L., WIERDSMA, J. AND KLASSEN, R. 2008. Variation of soil radon concentrations in southern Ontario. Radiat Prot Dosimetry, 131, 385-389.
- CHILÈS, J. AND DELFINER, P. 1999. Geostatistics: Modeling Spatial UncertaintyWiley. New York.
- CHINCHÓN-PAYÁ, S., PIEDECAUSA, B., HURTADO, S., SANJUÁN, M. AND CHINCHÓN, S. 2011. Radiological impact of cement, concrete and admixtures in Spain. Radiation Measurements, 46, 734-735.
- CHOUBEY, V. M., BIST, K., SAINI, N. AND RAMOLA, R. 1999. Relation between soil-gas radon variation and different lithotectonic units, Garhwal Himalaya, India. Applied Radiation and Isotopes, 51, 587-592.
- DARBY, S., HILL, D., DEO, H., AUVINEN, A., BARROS-DIOS, J. M., BAYSSON, H., BOCHICCHIO, F., FALK, R., FARCHI, S. AND FIGUEIRAS, A. 2006. Residential radon and lung cancer—detailed results of a collaborative analysis of individual data on 7148 persons with lung cancer and 14 208 persons without lung cancer from 13 epidemiologic studies in Europe. Scand J Work Environ Health, 1-84.
- DAVIS, S. N., THOMPSON, G. M., BENTLEY, H. W. AND STILES, G. 1980. Ground-Water Tracers— A Short Review. Groundwater, 18, 14-23.
- DE LA NUEZ, J., QUESADA, M. AND ALONSO, J. 1998. Los volcanes de los islotes al norte de Lanzarote. Tahiche.
- DENTENER, F., FEICHTER, J. AND JEUKEN, A. 1999. Simulation of the transport of Rn222 using on-line and off-line global models at different horizontal resolutions: a detailed comparison with measurements. Tellus B, 51, 573-602.
- DOGJANI, S. AND RECI, H. 2014. COMPARISON OF RADON LEVEL CONCENTRATION IN SOILS WITH THE NATURAL RADIONUCLIDES CONTENT IN SOME REGIONS OF IONAIN COASTAL AREA, IN ALBANIA. European Scientific Journal, 10.
- DONOGHUE, E., TROLL, V. R., HARRIS, C., O'HALLORAN, A., WALTER, T. R. AND PÉREZ TORRADO, F. J. 2008. Low-temperature hydrothermal alteration of intra-caldera tuffs, Miocene Tejeda caldera, Gran Canaria, Canary Islands. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 176, 551-564.
- DORESTE, L., MARTEL, P., RUBIANO, J. G. AND GUERRA, A. G. 1998. Radiación gamma natural en Gran Canaria. Radioprotección, Sociedad Española de Protección Radiológica, ISSN 1133-1747, 19, 163-171.
- DUBOIS, G. 2005. radon surveys in europe.
- DUBOIS, G. AND BOSSEW, P. From Babel to the Round Table of Camelot: on setting up a common language and objective for European radon risk mapping. Part I. Radon risk maps, different maps for different purposes. Proceedings of the 8th international workshop on the geological aspect of radon risk mapping, 2006. 39-48.
- DUENAS, C., FERNÁNDEZ, M., CARRETERO, J. AND LIGER, E. 1996. Measurement of 222 Rn in soil concentrations in interstitial air. Applied Radiation and Isotopes, 47, 841-847.

- DUGAN, H. A., GLEESON, T., LAMOUREUX, S. F. AND NOVAKOWSKI, K. 2012. Tracing groundwater discharge in a High Arctic lake using radon-222. Environmental earth sciences, 66, 1385-1392.
- DUGGAL, V., RANI, A. AND MEHRA, R. Determination of 222 Rn concentration in soil using a RAD7 detector in the Sri Ganganagar District of Rajasthan, India. Proceedings of the eighteenth national symposium on solid state nuclear track detectors and their applications: abstracts, 2013.
- DUQUE, R. AND ELVIRA, B. 1998. radón en viviendas de las Islas Canarias Occidentales. Distribución geográfica y dosimetría. Tesis Doctoral Universidad de La Laguna Tesis Doctoral.
- DURRIDGE, R. 2015. Radon Detector-user Manual. DURRIDGE Company Inc, Billerica, MA, USA.
- EDSFELDT, C. 2001. The radium distribution in some Swedish soils and its effects on radon emanation. Tesis doctoral.
- EISENBUD, M. AND GESELL, T. F. 1997. Environmental Radioactivity from Natural, Industrial AND Military Sources: From Natural, Industrial and Military Sources, Academic press.
- ELEJALDE, C., HERRANZ, M., ROMERO, F. AND LEGARDA, F. 1996. Correlations between soil parameters and radionuclide contents in samples from Biscay (Spain). Water, Air, and Soil Pollution, 89, 23-31.
- EPA 2003. United States Environmental Protection Agency. Assessment of risks from 1106 radon in homes. Office of Air and Radiation, Washington DC, Publication EPA 402-R-1107 03-003.
- ESTÉVEZ, E., DEL CARMEN CABRERA, M., MOLINA-DÍAZ, A., ROBLES-MOLINA, J. AND DEL PINO PALACIOS-DÍAZ, M. 2012. Screening of emerging contaminants and priority substances (2008/105/EC) in reclaimed water for irrigation and groundwater in a volcanic aquifer (Gran Canaria, Canary Islands, Spain). Science of The Total Environment, 433, 538-546.
- EURATOM 2013. Directiva 2013/59/EURATOM del Consejo de 5 de diciembre de 2013 por la que se establecen normas de seguridad básicas para la protección contra los peligros derivados de la exposición a radiaciones ionizantes, y se derogan las Directivas 89/618/Euratom, 90/641/Euratom, 96/29/Euratom, 97/43/Euratom y 2003/122. Euratom.
- FAHEEM, M. 2008. Radon exhalation and its dependence on moisture content from samples of soil and building materials. Radiation Measurements, 43, 1458-1462.
- FERNÁNDEZ DE ALDECOA, J., ROBAYNA, B., ALLENDE, A., POFFIJN, A. AND HERNANDEZ DE ARMAS, J. 1992. Natural radiation in tenerife (Canary Islands). Radiat Prot Dosimetry, 45, 545-548.
- FERNÁNDEZ DE ALDECOA, J. C. 2000. Radiación natural en el aire y suelos de las Islas Canarias Occidentales. Universidad de La Laguna (España).
- FONT, L., BAIXERAS, C., MORENO, V. AND BACH, J. 2008. Soil radon levels across the Amer fault. Radiation Measurements, 43, S319-S323.
- FRUTOS VÁZQUEZ, B. 2009. Estudio experimental sobre la efectividad y la viabilidad de distintas soluciones constructivas para reducir la concentración de gas radón en edificaciones. Arquitectura.
- FÚSTER, J. 1968. Geología y volcanología de las Islas Canarias: Lanzarote, Inst." Lucas Mallada".

- FUSTER, J., CENDRERO, A. AND GASTESI, P. Geologia y Volcanologia de las Islas Canarias: Fuerteventura. Instituto Lucas Mallada, CSIC, Madrid, 1968. 239 pp. 4. Munoz M., de Ignacio C., Sagredo J.
- FÚSTER, J., IBARROLA, E. AND LOPEZ RUIZ, J. 1966. Estudio volcanológico y petrológico de las isletas de Lanzarote (Islas Canarias). Estudios geológicos, 22, 185-200.
- GALLARDO, A. 2006. Geoestadística. Revista Ecosistemas 15(3).
- GARCÍA-TALAVERA, M., GARCÍA-PÉREZ, A., REY, C. AND RAMOS, L. 2013. Mapping radon-prone areas using γ-radiation dose rate and geological information. Journal of Radiological Protection, 33, 605.
- GARCIA-TALAVERA, M., MATARRANZ, J., MARTÍNEZ, M., SALAS, R. AND RAMOS, L. 2007. Natural ionizing radiation exposure of the Spanish population. Radiat Prot Dosimetry, 124, 353-359.
- GARCÍA, B. P., PAYÁ, S. C., RECIO, M. A. M. AND BARBUDO, M. A. S. 2011. Radiactividad natural de los materiales de construcción. Aplicación al hormigón. Parte I. Radiación externa: índice de riesgo radiactivo. Revista Técnica, 40.
- GASCÓ, C., ANTÓN, M., DELFANTI, R., GONZÁLEZ, A., MERAL, J. AND PAPUCCI, C. 2002. Variation of the activity concentrations and fluxes of natural (210Po, 210Pb) and anthropogenic (239,240 Pu, 137Cs) radionuclides in the Strait of Gibraltar (Spain). J Environ Radioact, 62, 241-262.
- GEORGE, A., PASCHOA, A. S. AND STEINHA" USLER, F. World history of radon research and measurement from the early 1900's to today. AIP Conference Proceedings, 2008. 20.
- GEORGE, A. C. 1990. An overview of instrumentation for measuring environmental radon and radon progeny. Nuclear Science, IEEE Transactions on, 37, 892-901.
- GONZÁLEZ-CHORNET, G. AND GONZÁLEZ-LABAJO, J. 2004. Natural radioactivity in beach sands from Doñana national park and mazagón (Spain). Radiat Prot Dosimetry, 112, 307-310.
- GONZALEZ-LABAJO, J., BOLÍVAR, J. AND GARCÍA-TENORIO, R. 2001. Natural radioactivity in waters and sediments from a Spanish mining river. Radiation Physics and Chemistry, 61, 643-644.
- GREEMAN, D. J. AND ROSE, A. W. 1996. Factors controlling the emanation of radon and thoron in soils of the eastern USA. Chemical Geology, 129, 1-14.
- GROLANDER, S. 2009. Radon as a groundwater tracer in Forsmark and Laxemar. SKB R-09-47, Svensk Kärnbränslehantering AB.
- GROSSI, C., ARNOLD, D., ADAME, J., LÓPEZ-COTO, I., BOLÍVAR, J., DE LA MORENA, B. AND VARGAS, A. 2012. Atmospheric 222 Rn concentration and source term at El Arenosillo 100 m meteorological tower in southwest Spain. Radiation Measurements, 47, 149-162.
- GROVES-KIRKBY, C. J., DENMAN, A. R., PHILLIPS, P. S., TORNBERG, R., WOOLRIDGE, A. C. AND CROCKETT, R. G. 2008. Domestic radon remediation of UK dwellings by sub-slab depressurisation: evidence for a baseline contribution from constructional materials. Environment International, 34, 428-436.
- GRUBER, V., BOSSEW, P., DE CORT, M. AND TOLLEFSEN, T. 2013. The European map of the geogenic radon potential. Journal of Radiological Protection, 33, 51.

- GSG, C. 2010. Guía de Seguridad GSG-11.01: Directrices sobre la competencia de los laboratorios y servicios de medida de radón en aire. Editado por el Consejo de Seguridad Nuclear.
- GSG, C. 2012. Guía de Seguridad GSG-11.02: Control de exposiciones a fuentes naturales de radiación. Editado por el Consejo de Seguridad Nuclear.
- GUNBY, J. A., DARBY, S. C., MILES, J. C. H., GREEN, B. M. R. AND COX, D. R. 1993. Factors affecting indoor radon concentrations in the United Kingdom. Health Physics, 2-12.
- GUNDERSEN, L. C. AND WANTY, R. B. 1993. Field studies of radon in rocks, soils, and water, CRC Press.
- HAHN, E. J., GOKUN, Y., ANDREWS, W. M., OVERFIELD, B. L., ROBERTSON, H., WIGGINS, A. AND RAYENS, M. K. 2015. Radon potential, geologic formations, and lung cancer risk. Preventive Medicine Reports, 2, 342-346.
- HAINING, R. 1993. Spatial data analysis in the social and environmental sciences, Cambridge University Press.
- HÄRTING, F. H. AND HESSE, W. 1879. Der Lungenkrebs, die bergkrankheit in den schneeberger gruben.
- HENDERSON, S. B., RAUCH, S. A., HYSTAD, P. AND KOSATSKY, T. 2014. Differences in Lung Cancer Mortality Trends From 1986–2012 By Radon Risk Areas in British Columbia, Canada. Health Phys, 106, 608-613.
- HERNANDEZ, F., HERNANDEZ DE ARMAS, J., CATALAN, A., FERNANDEZ DE ALDECOA, J. AND LANDERAS, M. 2004. Activity concentrations and mean annual effective dose of foodstuffs on the island of Tenerife, Spain. Radiat Prot Dosimetry, 111, 205-210.
- HERNÁNDEZ, L. E. 2001. Guía para la planificación y realización de estudio geotéctnicos para edificación en las Islas Canarias. In: PÚBLICAS, C. D. O. (ed.). Gobierno de Canarias.
- HULTQVIST, B. 1956. Studies on naturally occurring ionizing radiations with special reference to radiation doses in Swedish houses of various types. Kgl. Svenska Vetenskapsakad. Handl., 6.
- HUNTER, N., MUIRHEAD, C. R., BOCHICCHIO, F. AND HAYLOCK, R. G. 2015. Calculation of lifetime lung cancer risks associated with radon exposure, based on various models and exposure scenarios. Journal of Radiological Protection, 35, 539.
- HUSSEIN, A. Z., MOHAMAD, S., JAAFAR, H. AND ISMAIL, A. 2013. Measurement of Radium Content and Radon Exhalation Rates in Building Material Samples using Passive and Active Detecting Techniques. International Journal of Scientific AND Engineering Research, 4.
- I.N.E. 2015. Estadística del Padrón Continuo a 1 de enero de 2014 [Online]. www.ine.es. [Accessed 1 de septiembre 2015].
- IARC 1988. Man-made mineral fibres and radon. IARC monographs on the evaluation of carcinogenic risks to humans, 43.
- ICRP65 1993. Radon-222 at Home and at Work. Publication 65. Annals of the ICRP, 23.
- ICRP 1994. ICRP Publication 66: Human Respiratory Tract Model for Radiological Protection, Elsevier Health Sciences.
- INSTRUMENTS, G. 2008. AquaKIT User Manual. Heerstrasse.

- IOANNIDES, K., PAPACHRISTODOULOU, C., STAMOULIS, K., KARAMANIS, D., PAVLIDES, S., CHATZIPETROS, A. AND KARAKALA, E. 2003. Soil gas radon: a tool for exploring active fault zones. Applied Radiation and Isotopes, 59, 205-213.
- ISKANDAR, D., YAMAZAWA, H. AND IIDA, T. 2004. Quantification of the dependency of radon emanation power on soil temperature. Applied Radiation and Isotopes, 60, 971-973.
- ISTAC 2009. Canarias en cifras 2007-2008. Instituto Nacional de Estadística Gobierno de Canarias.
- ITGE 1990. Memorias y Mapas Geológicos de España. E: 1:25000; ITGE: Isla de Gran Canaria. In: MAGNA., P. (ed.). España: Instituto Tecnológico Geominero de España.
- JACOB, N., BABU, D. S. AND SHIVANNA, K. 2009. Radon as an indicator of submarine groundwater discharge in coastal regions. Current Science, 97, 1313-1320.
- JOHNER, H. AND SURBECK, H. 2001. Soil gas measurements below foundation depth improve indoor radon prediction. Science of The Total Environment, 272, 337-341.
- KARPIŃSKA, M., WOŁKOWICZ, S., MNICH, Z., ZALEWSKI, M., MAMONT-CIEŚLA, K. AND KAPAŁA, J. 2002. Comparative studies of health hazard from radon (Rn-222) in two selected lithologic formations in the Suwałki region (in Poland). J Environ Radioact, 61, 149-158.
- KELLER, G., HOFFMANN, B. AND FEIGENSPAN, T. 2001. Radon permeability and radon exhalation of building materials. Science of The Total Environment, 272, 85-89.
- KEMSKI, J., KLINGEL, R., SIEHL, A. AND VALDIVIA-MANCHEGO, M. 2009. From radon hazard to risk prediction-based on geological maps, soil gas and indoor measurements in Germany. Environmental Geology, 56, 1269-1279.
- KEMSKI, J., SIEHL, A., STEGEMANN, R. AND VALDIVIA-MANCHEGO, M. 2001. Mapping the geogenic radon potential in Germany. Sci Total Environ, 272, 217–230.
- KENDALL, G., GREEN, B., MILES, J. AND DIXON, D. 2005. The development of the UK radon programme. Journal of Radiological Protection, 25, 475.
- KHATTAK, N., KHAN, M. A., NAWAB, A. AND MUNTAZIR, S. 2011. Radon monitoring for geological exploration: a review. Journal of Himalayan Earth Sciences, 44, 91-102.
- KING, C.-Y., KING, B.-S., EVANS, W. C. AND ZHANG, W. 1996. Spatial radon anomalies on active faults in California. Applied Geochemistry, 11, 497-510.
- KNOLL, G. F. 2010. Radiation detection and measurement, John Wiley AND Sons.
- KOTRAPPA, P., STIEFF, L. AND VOLKOVITSKY, P. 2005. Radon monitor calibration using NIST radon emanation standards: steady flow method. Radiat Prot Dosimetry, 113, 70-74.
- KRIEGER, R. 1981. Radioactivity of construction materials. Betonwerk Fertigteil Techn, 47, 468.
- KUMAR, A. AND CHAUHAN, R. 2014. Active and passive measurements of radon diffusion coefficient from building construction materials. Environmental earth sciences, 72, 251-257.
- KÜNZE, N., KOROLEVA, M. AND REUTHER, C.-D. 2012. 222 Rn activity in soil gas across selected fault segments in the Cantabrian Mountains, NW Spain. Radiation Measurements, 47, 389-399.

- LAVI, N., STEINER, V. AND ALFASSI, Z. 2009. Measurement of radon emanation in construction materials. Radiation Measurements, 44, 396-400.
- LEE, S.-C., KIM, C.-K., LEE, D.-M. AND KANG, H.-D. 2001. Natural radionuclides contents and radon exhalation rates in building materials used in South Korea. Radiat Prot Dosimetry, 94, 269-274.
- LEGRAND, H. E. 1987. Radon and radium emanations from fractured crystalline rocks–a conceptual hydrogeological model. Groundwater, 25, 59-69.
- LE MAITRE, R. R. W. 2002. Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, Cambridge University Press.
- LIMA, M., ALVES, C. AND SÁNCHEZ, J. S. 2015a. Radiación gamma en rocas usadas como material de construcción: el granito de Braga (NO de Portugal). Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe: Revista de xeoloxía galega e do hercínico peninsular, 79-92.
- LIMA, M., ALVES, D. AND SANJURJO-SÁNCHEZ, J. 2015b. Gamma radiation in rocks used as building materials: the Braga granite (NW Portugal).
- LÓPEZ-COTO, I., BOLIVAR, J., MAS, J., GARCÍA-TENORIO, R. AND VARGAS, A. 2007. Development and operational performance of a single calibration chamber for radon detectors. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment, 579, 1135-1140.
- LÓPEZ-COTO, I., MAS, J., BOLIVAR, J. AND GARCÍA-TENORIO, R. 2009. A short-time method to measure the radon potential of porous materials. Applied Radiation and Isotopes, 67, 133-138.
- LÓPEZ, R., GARCÍA-TALAVERA, M., PARDO, R., DEBAN, L. AND NALDA, J. C. 2004. Natural radiation doses to the population in a granitic region in Spain. Radiat Prot Dosimetry, 111, 83-88.
- LOZANO, Z., BRAVO, C., OVALLES, F., HERNÁNDEZ, R. M., MORENO, B., PIÑANGO, L. AND VILLANUEVA, J. G. 2004. Selección de un diseño de muestreo en parcelas experimentales a partir del estudio de la variabilidad espacial de los suelos. Bioagro, 16, 61-72.
- LUBIN, J. H., TOMÁSEK, L., EDLING, C., HORNUNG, R. W., HOWE, G., KUNZ, E., KUSIAK, R. A., MORRISON, H. I., RADFORD, E. P. AND SAMET, J. M. 1997. Estimating lung cancer mortality from residential radon using data for low exposures of miners. Radiation research, 147, 126-134.
- LLERENA, J., CORTINA, D., DURÁN, I. AND SORRIBAS, R. 2010. 222 Rn concentration in public secondary schools in Galicia (Spain). J Environ Radioact, 101, 931-936.
- MAHOU, E. S. AND AMIGOT, J. A. F. 1996. El proyecto MARNA, Mapa de radiación gamma natural. Revista de la Sociedad Nuclear Española, 153, 7.
- MANGAS, J., TORRADO, F. J. P., MARTÍN, A. AND REGUILON, R. 1996. Minerales de tierras raras en las carbonatitas del Complejo Basal de Fuerteventura (Islas Canarias). Geogaceta, 20, 1511-1513.

- MARTIN-LUIS, C., QUESADA, M., EFF-DARWICH, A., DE LA NUEZ, J., COELLO, J., AHIJADO, A., CASILLAS, R. AND SOLER, V. 2002. A new strategy to measure radon in an active volcanic island (Tenerife, Canary Islands). Environmental Geology, 43, 72-78.
- MARTIN, A. 2005. Medidas del radón disuelto en aguas de manantiales, pozos y fuentes en Extremadura. Informe final de resultados.
- MARTIN, M. 1999. Variacion espacio-temporal del nivel de emision de radon en una zona volcanica activa: Tenerife (Islas Canarias). Ph. D. dissertation, 270 pp., Univ. of La Laguna, Laguna, Spain.
- MARTINEZ-AGUIRRE, A. AND GARCÍA-LEÓN, M. 1994. Natural radioactivity in the Guadalquivir river at the South of Spain. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, 178, 337-350.
- MATARRANZ, M. 2004. JL, Concentración de radón en viviendas españolas. Otros estudios de radiación natural. Colección Informes Tecnicos, 13.
- MATHERON, G. 1963. Principles of geostatistics. Economic geology, 58, 1246-1266.
- MCDOUGALL, I. AND SCHMINCKE, H.-U. 1976. Geochronology of Gran Canaria, Canary Islands: age of shield building volcanism and other magmatic phases. Bulletin Volcanologique, 40, 57-77.
- MENETREZ, M. Y., MOSLEY, R. B., SNODDY, R. AND BRUBAKER, S. A. 1996. Evaluation of radon emanation from soil with varying moisture content in a soil chamber. Environment International, 22, 447-453.
- MICHEL, J. 1990. Relationship of radium and radon with geological formations. Radon, radium and uranium in drinking water, 7, 83-95.
- MILES, J. AND APPLETON, J. 2005. Mapping variation in radon potential both between and within geological units. Journal of Radiological Protection, 25, 257.
- MILES, J. AND BALL, K. 1996. Mapping radon-prone areas using house radon data and geological boundaries. Environment International, 22, 779-782.
- MIRÓ, C., ANDRADE, E., REIS, M. AND MADRUGA, M. 2014. Development of a couple of methods for measuring radon exhalation from building materials commonly used in the Iberian Peninsula. Radiat Prot Dosimetry, 160, 177-180.
- MOP-UNESCO 1975. Estudio Científico de los Recursos de Agua en las Islas Canarias, Project SPA/69/515 MOP (DGOH)-PNUD (UNESCO). In: HIDRÁULICAS-UNESCO, D. G. D. O. (ed.). Madrid, Spain.
- MORELLI, D., CATALANO, R., FILINCIERI, R., IMMÉ, G. AND MANGANO, G. 2015. Radon exhalation rate in south-east Sicily building materials. The European Physical Journal Special Topics, 224, 605-610.
- MORENO BALTÀ, V., FONT GUITERAS, L. AND BAIXERAS DIVAR, C. 2012. El Radó en activitats laborals.
- MORENO, V., BACH, J., BAIXERAS, C. AND FONT, L. 2014. Radon levels in groundwaters and natural radioactivity in soils of the volcanic region of La Garrotxa, Spain. J Environ Radioact, 128, 1-8.

- MOURA, C., ARTUR, A., BONOTTO, D. M., GUEDES, S. AND MARTINELLI, C. 2011. Natural radioactivity and radon exhalation rate in Brazilian igneous rocks. Applied Radiation and Isotopes, 69, 1094-1099.
- MUJAHID, S., HUSSAIN, S., DOGAR, A. AND KARIM, S. 2005. Determination of porosity of different materials by radon diffusion. Radiation Measurements, 40, 106-109.
- NAVARRO ALVARGONZÁLEZ, A., DOBLAS DOMÍNGUEZ, J. AND FERNÁNDEZ URÍA, A. 1993. Las aguas subterráneas en España: estudio de síntesis.
- NAZAROFF, W. W. 1992. Radon transport from soil to air. Reviews of Geophysics, 30, 137-160.
- NAZAROFF, W. W. & NERO, A. V. 1988. Radon and its decay products in indoor air, United States, John Wiley and Sons Inc., New York, NY.
- NERI, M., GIAMMANCO, S., FERRERA, E., PATANÈ, G. AND ZANON, V. 2011. Spatial distribution of soil radon as a tool to recognize active faulting on an active volcano: the example of Mt. Etna (Italy). J Environ Radioact, 102, 863-870.
- NERO, A. 2008. Earth, air, radon and home. Physics today, 42, 32-39.
- NEZNAL, M. 2005. Permeability as an important parameter for radon risk classification of foundation soils. Annals of Geophysics.
- NEZNAL, M. AND NEZNAL, M. Reliability of the new method for assessing the radon risk–gas permeability classification. Radon Investigations in the Czech Republic XI and the 8th International Workshop on the Geological Aspects of Radon Risk Mapping. Czech Geological Survey/Radon vos/JRC-IES-REM, Ispra, Prague, 2006. 16.
- NEZNAL, M. AND NEZNAL, M. 2014. Analysis of problems and failures in the measurement of soil-gas radon concentration. Radiat Prot Dosimetry, 160, 214-216.
- NEZNAL, M., NEZNAL, M., MATOLIN, M., BARNET, I. AND MIKSOVA, J. 2004. The new method for assessing the radon risk of building sites, Czech Geological Survey.
- NEZNAL, M., NEZNAL, M. AND ŠMARDA, J. 1996. Assessment of radon potential of soils—a fiveyear experience. Environment International, 22, 819-828.
- NGACHIN, M., GARAVAGLIA, M., GIOVANI, C., NJOCK, M. K. AND NOURREDDINE, A. 2008. Radioactivity level and soil radon measurement of a volcanic area in Cameroon. J Environ Radioact, 99, 1056-1060.
- NRC 1999. Health effects of exposure to radon, National Academies Press.
- OTAHAL, P., MERTA, J. AND BURIAN, I. 2014. Radon in private drinking water wells. Radiat Prot Dosimetry, ncu095.
- PACHECO-TORGAL, F. 2012. Indoor radon: An overview on a perennial problem. Building and Environment, 58, 270-277.
- PACHECO-TORGAL, F., JALALI, S. AND FUCIC, A. 2012. Toxicity of building materials, Elsevier.
- PADILLA, G., HERNÁNDEZ, P., PADRÓN, E., BARRANCOS, J., MELIÁN, G., DIONIS, S., RODRÍGUEZ, F., NOLASCO, D., CALVO, D. AND HERNÁNDEZ, I. Soil gas 222Rn and volcanic activity at El Hierro (Canary Islands) before and after the 2011 submarine eruption. EGU General Assembly Conference Abstracts, 2012. 13473.

- PADILLA, G. D., HERNÁNDEZ, P. A., PADRÓN, E., BARRANCOS, J., PÉREZ, N. M., MELIÁN, G., NOLASCO, D., DIONIS, S., RODRÍGUEZ, F. AND CALVO, D. 2013. Soil gas radon emissions and volcanic activity at El Hierro (Canary Islands): The 2011-2012 submarine eruption. Geochemistry, Geophysics, Geosystems.
- PAPASTEFANOU, C. 2002. An overview of instrumentantion for measuring radon in soil gas and groundwaters. J Environ Radioact, 63, 271-283.
- PEREIRA, A., NEVES, L., GODINHO, M. AND DIAS, J. 2003. Natural radioactivity in Portugal: influencing geological factors and implications for land use planning. Radioprotecção, 2, 109-120.
- PEREZ-TORRADO, F.-J. 1997. Growth and destruction by lateral collapse of the Roque Nublo oceanic island stratovolcano, Gran Canaria, Canary Islands.
- PÉREZ-TORRADO, F., CARRACEDO, J. AND MANGAS, J. 1995. Geochronology and stratigraphy of the Roque Nublo Cycle, Gran Canaria, Canary Islands. Journal of the Geological Society, 152, 807-818.
- PÉREZ, N. M., HERNÁNDEZ, P. A., PADRÓN, E., MELIÁN, G., MARRERO, R., PADILLA, G., BARRANCOS, J. AND NOLASCO, D. 2007. Precursory subsurface 222Rn and 220Rn degassing signatures of the 2004 seismic crisis at Tenerife, Canary Islands. Pure and Applied Geophysics, 164, 2431-2448.
- PÉREZ TORRADO, F. J. Historia geológica de Gran Canaria. I Jornadas canarias de geología, 5-8 abril. 2000 2000 Las Palmas de Gran Canaria.
- PETROPOULOS, N., ANAGNOSTAKIS, M. AND SIMOPOULOS, S. 2001. Building materials radon exhalation rate: ERRICCA intercomparison exercise results. Science of The Total Environment, 272, 109-118.
- PHGC 1991. Actualización del Conocimiento Hidrogeológico de Gran Canaria; Gran Canaria Gran Canaria. España: Hydrogeologic Plan Office.
- PIEDECAUSA, B. 2013. Medidas de radón en espacios de trabajo subterráneos del Campus de la Universidad de Alicante. Informes de la Construcción, 65, 301-310.
- PIEDECAUSA GARCÍA, B., CHINCHÓN PAYÁ, S., MORALES RECIO, M. Á. AND SANJUÁN BARBUDO,
 M. Á. 2011. Radiactividad natural de los materiales de construcción. Aplicación al hormigón.
 Parte I. Radiación externa: índice de riesgo radiactivo.
- PIEDECAUSA GARCÍA, B., CHINCHÓN PAYÁ, S., MORALES RECIO, M. Á. AND SANJUÁN BARBUDO,
 M. Á. 2011. Radiactividad natural de los materiales de construcción. Aplicación al hormigón.
 Parte II. Radiación interna: el gas radón.
- PILLER, G. AND JOHNER, H.-U. 1998. Classification of radon areas in Switzerland. Radiat Prot Dosimetry, 78, 7-9.
- PINZA-MOLINA, C., ALCAIDE, J., RODRIQUES-BETHENCOURT, R. AND HERNANDEZ-ARMAS, J. 1999. Radon exposures in the caves of Tenerife (Canary Islands). Radiat Prot Dosimetry, 82, 219-224.
- PINZA, C., ARMAS, J. H. AND POFFIJN, A. 1997. Radon concentration in dwellings of Lanzarote (Canary Islands). Radiat Prot Dosimetry, 69, 217-220.

- PONCELA, L. Q., FERNÁNDEZ, P., GÓMEZ AROZAMENA, J., SAINZ, C., FERNÁNDEZ, J., SUAREZ MAHOU, E., MARTIN MATARRANZ, J. AND CASCÓN, M. 2004. Natural gamma radiation map (MARNA) and indoor radon levels in Spain. Environment International, 29, 1091-1096.
- PONCELA, L. Q., NAVARRO, P. F., AROZAMENA, J. G., PALOMINO, C. R., SAINZ, C., MATARRANZ, J. M. AND ARTECHE, J. 2003. Natural radiation exposure in the vicinity of Spanish nuclear power stations. Health Phys, 85, 594-598.
- PORSTENDÖRFER, J. 1994. Properties and behaviour of radon and thoron and their decay products in the air. Journal of Aerosol Science, 25, 219-263.
- PRICE, J. G., RIGBY, J. G., CHRISTENSEN, L., HESS, R., LAPOINTE, D. D., RAMELLI, A. R., DESILETS, M., HOPPER, R. D., KLUESNER, T. AND MARSHALL, S. 1994. Radon in outdoor air in Nevada. Health Phys, 66, 433-438.
- PRZYLIBSKI, T. A. 2000. Estimating the radon emanation coefficient from crystalline rocks into groundwater. Applied Radiation and Isotopes, 53, 473-479.
- PRZYLIBSKI, T. A. 2007. Radon as a natural radioactive tracer for studying crystalline rock aquifers—a few usage concepts. Acta Universitatis Wratislaviensis. Hydrogeologia, 3041, 125-142.
- PRZYLIBSKI, T. A. Radon Research in Poland: A Review. Solid State Phenomena, 2015. Trans Tech Publ, 90-115.
- PRZYLIBSKI, T. A. AND GORECKA, J. 2014. 222 Rn activity concentration differences in groundwaters of three Variscan granitoid massifs in the Sudetes (NE Bohemian Massif, SW Poland). J Environ Radioact, 134, 43-53.
- PUJOL, L. AND SANCHEZ-CABEZA, J. 2000. Natural and artificial radioactivity in surface waters of the Ebro river basin (Northeast Spain). J Environ Radioact, 51, 181-210.
- QUINDÓS, L., FERNANDEZ, P. L. AND SOTO, J. 1991. National survey of indoor radon in Spain. Environ. Int., 17, 449–53.
- QUINDÓS, L. S., FERNÁNDEZ, P., SAINZ, C., FUENTE, I., NICOLÁS, J., QUINDÓS, L. AND ARTECHE, J. 2008. Indoor radon in a Spanish region with different gamma exposure levels. J Environ Radioact, 99, 1544-1547.
- QUINDÓS, L. S., FERNANDEZ, P. L., RODENAS, C. AND SOTO, J. 1992. Estimate of External Gamma Exposure Outdoors in Spain. Radiat Prot Dosimetry, 45, 527-529.
- QUINDÓS, L. S., FERNANDEZ, P. L. AND SOTO, J. 1993. Exposure to natural sources of radiation in Spain. Nuclear Tracks and Radiation Measurements, 21, 295-298.
- RÁBAGO GÓMEZ, D. 2013. Aplicación de un sistema de monitorización de la concentración de gas radón en el agua de una instalación termal.
- RAVIKUMAR, P., DAVIS, D., SOMASHEKAR, R. AND PRAKASH, K. 2015. Measurement of radon activity in soil gas using RAD7 in the Environs of Chitradurga District, Karnataka, India.
- RENDU, J.-M. M. 1979. Normal and lognormal estimation. Journal of the International Association for Mathematical Geology, 11, 407-422.

- RIGHI, S. AND BRUZZI, L. 2006. Natural radioactivity and radon exhalation in building materials used in Italian dwellings. J Environ Radioact, 88, 158-170.
- RIKISINS, G. 1986. Naturally occuring radiation in the Nordic countries-recommendations. Radiation protection and dosimetry, 19, 35.
- ROBAYNA DUQUE, B. E. 1998. Radón en viviendas de las Islas Canarias Occidentales. Tesis Doctoral, Universidad de La Laguna.
- RÓDENAS, C., GÓMEZ, J., SOTO, J. AND MARAVER, F. 2008. Natural radioactivity of spring water used as spas in Spain. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, 277, 625-630.
- RODRÍGUEZ-LOSADA, J., HERNÁNDEZ-GUTIÉRREZ, L., OLALLA, C., PERUCHO, A., SERRANO, A. AND DEL POTRO, R. The volcanic rocks of the Canary Islands. Geotechnical properties. Proceedings of international workshop on volcanic rocks, 11th congress ISRM, Ponta Delgada (Azores–Portugal), Taylor AND Francis, London, 2007. 53-57.
- ROGERS, V. AND NIELSON, K. 1991. Multiphase radon generation and transport in porous materials. Health Phys, 60, 807-815.
- ROSELL, J. R., ORTEGA, X. AND DIES, X. 1991. Natural and Artificial Radionuclides on the Northeast Coast of Spain. Health Phys, 60, 709-712.
- RUANO-RAVINA, A. AND BARROS-DIOS, J. M. 2013. Radón interior. Un carcinógeno laboral olvidado. Arch. Prev. Riesgos Labo.
- RUANO-RAVINA, A., QUINDÓS-PONCELA, L., FERNÁNDEZ, C. S. AND BARROS-DIOS, J. M. 2014. Radón interior y salud pública en España. Tiempo para la acción. Gac Sanit, 28, 439-441.
- RUBIANO, J. G. 2008. Informe final al CSN de los resultados del Convenio: Elaboración del Mapa Radiométrico de las Islas Canarias Orientales. GIRMA-CSN-01 ULPGC (2008).
- RUBIANO, J. G. 2012. Informe final a la ACISII del Proyecto: Evaluación del fondo radiactivo natural de las Islas Canarias Orientales: implicaciones radiológicas sobre la población. PI2007/035. ULPGC (2012).
- RUBIANO, J. G. 2013. Informe final al CSN del Proyecto: Estudio sobre la distribución de radioisótopos naturales y de radón en las Islas Canarias Orientales. GIRMA-CSN-05 ULPGC (2013).
- RUBIANO, J. G., ARNEDO, M. A., ALONSO, H., CÁMARA, F., LEÓN, C. L., GIL, J. M., RODRÍGUEZ, R. AND MARTEL, P. 2011. Distribución de radioisótopos naturales en Ciudad Autónoma de Melilla. XXXIII Reunión Bienal de la Real Sociedad Española de Física celebrada en Santander del 19 al 23 de septiembre de 2011.
- RUBIANO, J. G., ARNEDO, M. A., GONZÁLEZ, A., RODRÍGUEZ, R., GIL, J. M., FLORIDO, R., MARTEL,
 P. AND MANGAS, J. 2006a. Natural gamma radiation map of Fuerteventura. Vth Internacional Workshop Natural Radiation and Environment Valladolid.
- RUBIANO, J. G., ARNEDO, M. A., GONZÁLEZ, A., RODRÍGUEZ, R., GIL, J. M., FLORIDO, R., MARTEL,
 P. AND MANGAS, J. 2006b. Natural gamma radiation map of Lanzarote. Vth Internacional Workshop Natural Radiation and Environment Valladolid.
- RUCKERBAUER, F. AND WINKLER, R. 2001. Radon concentration in soil gas: a comparison of methods. Applied Radiation and Isotopes, 55, 273-280.

RUIPÉREZ, L. G. 1979. Radiactividad y medio ambiente, Universidad de Oviedo.

- SAINZ-FERNANDEZ, C., FERNANDEZ-VILLAR, A., FUENTE-MERINO, I., GUTIERREZ-VILLANUEVA, J., MARTIN-MATARRANZ, J., GARCIA-TALAVERA, M., CASAL-ORDAS, S. AND QUINDÓS-PONCELA, L. 2014. The Spanish indoor radon mapping strategy. Radiat Prot Dosimetry, 162, 58-62.
- SAKODA, A., ISHIMORI, Y. AND YAMAOKA, K. 2011. A comprehensive review of radon emanation measurements for mineral, rock, soil, mill tailing and fly ash. Applied Radiation and Isotopes, 69, 1422-1435.
- SÁNCHEZ, A. M., DE LA TORRE PÉREZ, J., SÁNCHEZ, A. R. AND CORREA, F. N. 2012. Radon in workplaces in Extremadura (Spain). J Environ Radioact, 107, 86-91.
- SANTOS, I. R., BURNETT, W. C. AND GODOY, J. M. 2008a. Radionuclides as tracers of coastal processes in Brazil: review, synthesis, and perspectives. Brazilian Journal of Oceanography, 56, 115-130.
- SANTOS, T. D. O., ROCHA, Z., DIAS, A., MALTA, R. AND OLIVEIRA, A. Radon Origin in the Metropolitan Region of Belo Horizonte, Brazil. 12th International Congress of the International Radiation Protection Association, 2008b.
- SAPHYMO 1998. AlphaGUARD portable radon monitors user manual. Germany.
- SAPHYMO 2000. Alpha Guard PQ2000/MC50-Multiparameter Radon Monitor. Genitron Instruments Manual Frankfurt.
- SCHMINCKE, H.-U. 1973. Magmatic evolution and tectonic regime in the Canary, Madeira, and Azores island groups. Geological Society of America Bulletin, 84, 633-648.
- SCHMINCKE, H.-U. 1976. The geology of the Canary Islands. Biogeography and ecology in the Canary Islands. Springer.
- SCHUBERT, M., BUERKIN, W., PENA, P., LOPEZ, A. AND BALCÁZAR, M. 2006. On-site determination of the radon concentration in water samples: methodical background and results from laboratory studies and a field-scale test. Radiation Measurements, 41, 492-497.
- SCHUBERT, M. AND SCHULZ, H. 2002. Diurnal radon variations in the upper soil layers and at the soil-air interface related to meteorological parameters. Health Phys, 83, 91-96.
- SCHUMANN, R. R., GUNDERSEN, L. C. AND TANNER, A. B. 1994. Geology and Oocurrence of Radon. Radon, 83.
- SEGOVIA, N., GASO, M. AND ARMIENTA, M. 2007. Environmental radon studies in Mexico. Environmental geochemistry and health, 29, 143-153.
- SEXTRO, R., MOED, B., NAZAROFF, W., REVZAN, K. & NERO, A. 1990. Investigations of soil as a source of indoor radon. Environmental Sciences, 22.
- SHASHIKUMAR, T., RAGINI, N., CHANDRASHEKARA, M. AND PARAMESH, L. 2008. Studies on radon in soil, its concentration in the atmosphere and gamma exposure rate around Mysore city, India. Current Science, 94, 1180-1185.
- SKEPPSTRÖM, K. AND OLOFSSON, B. 2007. Uranium and radon in groundwater. European water, 17, 51-62.

- STOULOS, S., MANOLOPOULOU, M. AND PAPASTEFANOU, C. 2003. Assessment of natural radiation exposure and radon exhalation from building materials in Greece. J Environ Radioact, 69, 225-240.
- STRANDEN, E. 1988. Building materials as a source of indoor radon, John Wiley AND Sons, New York, NY.
- STRANDEN, E., KOLSTAD, A. AND LIND, B. 1984. The influence of moisture and temperature on radon exhalation. Radiat Prot Dosimetry, 7, 55-58.
- SUAREZ MAHOU, E. AND FERNANDEZ AMIGOT, J. Use of uranium airborne survey data in the preparation of a radiometric map of Spain. International Atomic Energy Agency, Vienna (Austria). Application of uranium exploration data and techniques in environmental studies. Proceedings of a technical committee meeting held in Vienna, 1993. 9-12.
- SUÁREZ MAHOU, E., FERNÁNDEZ AMIGOT, J., BAEZA ESPASA, A., MORO BENITO, M. C., GARCÍA POMAR, D., MORENO DEL POZO, J. AND LANAJA DEL BUSTO, J. M. 2000. Proyecto MARNA. Mapa de Radiacion Gamma Natural. In: CSN (ed.) Colección Informes Técnicos. Madrid
- SUÁREZ MAHOU, E. AND FERNÁNDEZ AMIGOT, J. A. 1996. El mapa de la radiactividad natural de España. Estratos, 10-15.
- SUN, K., GUO, Q. AND CHENG, J. 2004. The effect of some soil characteristics on soil radon concentration and radon exhalation from soil surface. Journal of nuclear science and technology, 41, 1113-1117.
- SWAKOŃ, J., KOZAK, K., PASZKOWSKI, M., GRADZIŃSKI, R., ŁOSKIEWICZ, J., MAZUR, J., JANIK, M., BOGACZ, X., HORWACIK, T. AND OLKO, P. 2004. Radon concentration in soil gas around local disjunctive tectonic zones in the Krakow area. J Environ Radioact, 78, 137-149.
- SZABÓ, K. Z., JORDAN, G., HORVÁTH, Á. AND SZABÓ, C. 2014. Mapping the geogenic radon potential: methodology and spatial analysis for central Hungary. J Environ Radioact, 129, 107-120.
- SZEGVARY, T., CONEN, F. AND CIAIS, P. 2009. European 222 Rn inventory for applied atmospheric studies. Atmospheric Environment, 43, 1536-1539.
- TAN, Y. AND XIAO, D. 2011. Revision for measuring the radon exhalation rate from the medium surface. Nuclear Science, IEEE Transactions on, 58, 209-213.
- TAN, Y., XIAO, D., TANG, Q., SHAN, J., ZHOU, Q. AND LIU, X. 2014. Research on the lower detection efficiency of the RAD7 for 220Rn than for 222Rn. Journal of Instrumentation, 9, T06001.
- TANARRO, A. 1973. Instrumentación nuclear, Ed. JEN Madrid.
- TOP, Z., BRAND, L. E., CORBETT, R. D., BURNETT, W. AND CHANTON, J. 2001. Helium and radon as tracers of groundwater input into Florida Bay. Journal of Coastal Research, 859-868.
- TORRADO, F. J. P. 2000. Volcanoestratigrafía del grupo roque nublo, Gran Canaria. Tesis Doctoral, Universidad de Las Palmas de Gran canaria.

- TREVISI, R., NUCCETELLI, C. AND RISICA, S. 2013. Screening tools to limit the use of building materials with enhanced/elevated levels of natural radioactivity: Analysis and application of index criteria. Construction and Building Materials, 49, 448-454.
- TSVETKOVA, T., PRZYLIBSKI, T., NEVINSKY, I. AND NEVINSKY, V. 2005. Measurement of radon in the East Europe under the ground. Radiation Measurements, 40, 98-105.
- TUCCIMEI, P., CASTELLUCCIO, M., SOLIGO, M. AND MORONI, M. 2009. Radon exhalation rates of building materials: experimental, analytical protocol and classification criteria. Building materials: properties, performance and applications. Nova Sci, Hauppauge, 259-273.
- UNSCEAR 1988. SOURCES, EFFECTS AND RISKS OF IONIZING RADIATION. Report to the General Assembly, with Annexes.
- UNSCEAR 2000. Sources and Effects of Ionizing Radiation. Journal of Radiological Protection.
- UNSCEAR 2006. Report Vol. I. Effects of ionizing radiation, report of the General Assemble with Scientific Annexes. Effects of ionizing radiation.
- UNSCEAR 2008. Report Vol. I, Sources and Effects of Ionizing Radiation 2008 United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation. Journal of Radiological Protection. New York.
- VALLÉS, I., CAMACHO, A., ORTEGA, X., SERRANO, I., BLÁZQUEZ, S. AND PÉREZ, S. 2009. Natural and anthropogenic radionuclides in airborne particulate samples collected in Barcelona (Spain). J Environ Radioact, 100, 102-107.
- VAN BEERS, W. C. AND KLEIJNEN, J. P. Kriging interpolation in simulation: a survey. Simulation Conference, 2004. Proceedings of the 2004 Winter, 2004. IEEE.
- VEIGA, R., SANCHES, N., ANJOS, R. M., MACARIO, K., BASTOS, J., IGUATEMY, M., AGUIAR, J. G., SANTOS, A. M. A., MOSQUERA, B., CARVALHO, C., BAPTISTA FILHO, M. AND UMISEDO, N. K. 2006. Measurement of natural radioactivity in Brazilian beach sands. Radiation Measurements, 41, 189-196.
- VERA, J. A. 2004. Geología de España, Igme.
- VIÑAS, R., EFF-DARWICH, A., SOLER, V., CASTRO-ALMAZAN, J., MARTÍN-LUIS, M., COELLO, J., QUESADA, M. AND DE LA NUEZ, J. 2004. Comparative analysis of continuous radon sensors in underground environments. Environmental Geology, 46, 1108-1117.
- VIÑAS, R., EFF-DARWICH, A., SOLER, V., MARTÍN-LUIS, M. C., QUESADA, M. L. AND DE LA NUEZ, J. 2007. Processing of radon time series in underground environments: Implications for volcanic surveillance in the island of Tenerife, Canary Islands, Spain. Radiation Measurements, 42, 101-115.
- VITORERO UDÍAS, F. 2013. Caracterización de detectores semiconductores de radiación ionizante. PFC. Universidad de Cantabria.
- WAGONER, J. K., ARCHER, V. E., LUNDIN JR, F. E., HOLADAY, D. A. AND LLOYD, J. W. 1965. Radiation as the cause of lung cancer among uranium miners. New England Journal of Medicine, 273, 181-188.
- WEBSTER, R. 2000. Is soil variation random? Geoderma, 97, 149-163.

WHO 1986. Indoor air quality research.

- WHO 2009. WHO handbook on indoor radon: a public health perspective, World Health Organization.
- WIEGAND, J. 2001. A guideline for the evaluation of the soil radon potential based on geogenic and anthropogenic parameters. Environmental Geology, 40, 949-963.
- WILKENING, M. 1985. Radon transport in soil and its relation to indoor radioactivity. Sci Total Environ, 45, 219-226.
- WINKLER, R., RUCKERBAUER, F. AND BUNZL, K. 2001. Radon concentration in soil gas: a comparison of the variability resulting from different methods, spatial heterogeneity and seasonal fluctuations. Science of The Total Environment, 272, 273-282.
- ZAZO, C., GOY, J. L., HILLAIRE-MARCEL, C., GILLOT, P.-Y., SOLER, V., GONZÁLEZ, J. Á., DABRIO, C.
 J. AND GHALEB, B. 2002. Raised marine sequences of Lanzarote and Fuerteventura revisited—a reappraisal of relative sea-level changes and vertical movements in the eastern Canary Islands during the Quaternary. Quaternary Science Reviews, 21, 2019-2046.
- ZHANG, L., GUO, Q. AND SUN, K. 2015. Continuous measurement of radon exhalation rate of soil in Beijing. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, 303, 1623-1627.
- ŽUNIĆ, Z., KOZAK, K., CIOTOLI, G., RAMOLA, R., KOCHOWSKA, E., UJIĆ, P., ČELIKOVIĆ, I., MAZUR, J., JANIK, M. AND DEMAJO, A. 2007. A campaign of discrete radon concentration measurements in soil of Niška Banja town, Serbia. Radiation Measurements, 42, 1696-1702.