

Universidad de Huelva

Departamento de Física Aplicada



Variabilidad espacial y temporal de fuentes y concentraciones de radón en la baja atmósfera

Memoria para optar al grado de doctor
presentada por:

Israel López Coto

Fecha de lectura: 28 de octubre de 2011

Bajo la dirección de los doctores:

Juan Pedro Bolívar Raya
José Luis Más Balbuena

Huelva, 2012

ISBN: 978-84-15147-74-9

D.L.: H 47-2012



Universidad
de Huelva

Departamento de Física Aplicada

Tesis Doctoral

Variabilidad espacial y temporal de fuentes y concentraciones de radón en la baja atmósfera

Israel López Coto

Memoria presentada para la obtención del grado de
Doctor por la Universidad de Huelva

Directores

Dr. Juan Pedro Bolívar Raya
Dr. José Luis Más Balbuena

Huelva, 2011

Agradecimientos

La elaboración de esta Tesis Doctoral no podría haberse llevado a cabo sin la colaboración y apoyo de un grupo bastante numeroso de personas que, de uno u otro modo, han aportado su granito de arena.

Así, quisiera comenzar agradeciendo al Dr. Juan Pedro Bolívar Raya, codirector de este proyecto, el haberme dado la oportunidad de comenzar mi carrera investigadora en el seno de este grupo de investigación. Su confianza en este trabajo, así como en mi persona, ha sido la principal fuerza motora que ha impulsado la elaboración de esta Tesis.

La dedicación del Dr. José Luis Más Balbuena, también codirector de este trabajo, no debe ser pasada por alto. Incluso lejos, siempre ha estado atento como el primero. Siempre preparado, siempre dentro de plazo...

Un agradecimiento especial merece el Dr. Arturo Vargas Dreschler, con el cual se ha mantenido una estrecha colaboración durante el desarrollo de este trabajo.

A mis compañeros, todos esos becarios y doctores que deambulan, o lo han hecho, por el departamento de Física Aplicada.

A todos de los que me olvido,

a los que alguna vez he conocido,

a todos los que me habéis enseñado que

¡quiero ser como vosotros!,

a todos los que me habéis enseñado que

¡no! quiero ser como vosotros...

A mis Padres, ... por todo.

Israel López-Coto

Índice general de contenidos

Capítulo 1. Introducción

1.	Introducción	3
2.	Objetivos	6

Capítulo 2. Variabilidad espacial y temporal del flujo de Radón en superficie en Europa

1.	Introducción	11
2.	Modelo de transporte de radón en medios porosos	12
2.1.	Medio homogéneo. Solución analítica	15
2.2.	Medio heterogéneo. Solución numérica	18
2.3.	Cubierta de nieve	18
3.	Metodología	19
3.1.	Bases de datos	19
3.1.1.	Caracterización geoquímica	19
3.1.2.	Propiedades geofísicas	20
3.1.3.	Variables climáticas	20
3.2.	Dominio geográfico, malla y preprocesado	21
3.3.	Implementación del modelo de transporte	22
3.4.	Ejecución, análisis y postprocesado	23
4.	Resultados y discusión	24

4.1.	Mapa europeo de exhalación de radón	24
4.1.1.	Estadísticos y distribución de probabilidad a nivel europeo	25
4.1.2.	Estadísticos y distribuciones de probabilidad por regiones	27
4.2.	Comparación con medidas experimentales de exhalación de radón	34
4.3.	Comparación con otros modelos europeos de exhalación de radón	35
4.4.	Fluctuaciones interanuales respecto al valor medio local	37
4.5.	Limitaciones y fuentes de error	42
5.	Conclusiones	42

Capítulo 3. Caracterización y simulación de las balsas de fosfoyeso de Huelva

1.	Introducción	47
2.	Materiales y métodos	49
2.1.	Descripción de la zona de estudio	49
2.1.1.	Balsas de fosfoyesos	49
2.1.2.	Parcela piloto	51
2.2.	Caracterización física y radiométrica	53
2.2.1.	Descripción de las muestras analizadas en laboratorio	53
2.2.2.	Porosidad y saturación de humedad	54
2.2.3.	Sondeos geotécnicos	54
2.2.4.	Técnica de acumulación	55
2.2.5.	Espectrometría gamma	56
2.3.	Evaluación de las tasas de exhalación mediante simulación numérica	56

2.3.1.	Formulación numérica del modelo de transporte	57
2.3.2.	Modelo de Malla	57
2.3.3.	Escenarios de simulación	59
2.3.4.	Eficiencia de dos cubiertas tipo	60
2.4.	Determinación experimental de la tasa de exhalación	61
2.4.1.	Detectores para la medida de la exhalación de radón	61
2.4.2.	Campañas de medida de tasas de exhalación	63
2.4.2.1.	Balsas de fosfoyeso	63
2.4.2.2.	Parcela piloto	64
3.	Resultados y discusión	64
3.1.	Caracterización física y radiométrica	64
3.1.1.	Sondeos geotécnicos	64
3.1.2.	Potencial de radón y actividades de ^{226}Ra	66
3.2.	Simulación de la tasa de exhalación	71
3.2.1.	Ejercicio interno de validación del modelo propuesto	71
3.2.2.	Fosfoyeso en diferentes escenarios. Sensibilidad	73
3.2.3.	Eficiencia de dos cubiertas tipo	76
3.3.	Determinación experimental de la tasa de exhalación	80
3.3.1.	Balsas de fosfoyeso	80
3.3.2.	Eficiencia de la cubierta ensayada en la parcela piloto	86
4.	Conclusiones	87

Capítulo 4. Caracterización climatológica del Radón superficial en Andalucía

1.	Introducción	93
2.	Materiales y Métodos	94
2.1.	Dominio geográfico	94
2.2.	Red de estaciones automáticas de vigilancia radiológica	95
2.3.	Indicadores y métodos estadísticos	96
2.4.	Estimación de la dosis media anual debida al radón atmosférico	99
3.	Resultados	99
3.1.	Valores climatológicos normales	99
3.2.	Regímenes de viento y masas de aire superficiales	103
3.3.	Características generales de las concentraciones de radón	111
3.3.1.	Escalas temporales en la variabilidad de la concentración de radón	111
3.3.2.	Variaciones mensuales	116
3.3.3.	Variaciones diarias	121
3.3.4.	Episodios de acumulación	126
3.4.	Estimación de la dosis efectiva media anual	130
4.	Conclusiones	130

Capítulo 5. Análisis y simulación de episodios interesantes en Andalucía

1.	Introducción	137
2.	Materiales y métodos	138

2.1.	Selección subjetiva de episodios	138
2.2.	Tipos y fuentes de datos meteorológicos	139
2.3.	Simulación mesoescalar de episodios	143
2.3.1.	Entorno de cálculo	143
2.3.2.	Modelo meteorológico de alta resolución (WRF)	144
2.3.3.	Modelo de dispersión (Hysplit)	147
3.	Resultados	148
3.1.	Optimización del entorno de computación	148
3.2.	Episodios	149
3.2.1.	Episodio 1: Niveles bajos de radón (17/04/2005 – 21/04/2005)	149
3.2.2.	Episodio 2: Niveles medios de radón (12/01/2001 – 16/01/2001)	168
3.2.3.	Episodio 3: Niveles altos de radón (06/10/2003 – 10/10/2003)	187
4.	Conclusiones	206

Capítulo 6. Conclusiones

1.	Conclusiones	213
1.1.	Conclusión general	213
1.2.	Conclusiones específicas	213
2.	Líneas futuras	225

Capítulo 7. Referencias

1.	Referencias	229
----	-------------	-----

Capítulo 1

"Introducción"

Contenidos

1. Introducción
2. Objetivos

1. Introducción

La desintegración de ^{226}Ra , presente de manera natural en la corteza terrestre, permite la transformación de este elemento en ^{222}Rn , el cual presenta una movilidad mucho mayor que su progenitor debido a su naturaleza gaseosa. Los átomos de radón que han emanado de los granos del material se distribuyen en las diferentes fases presentes en el medio: aire, agua y sólido. En cada una de estas fases existe transporte de masa conducido por flujos advectivos y difusivos, a la vez que procesos de generación y de aniquilación.

El Comité Científico sobre los efectos de las radiaciones ionizantes de las Naciones Unidas (UNSCEAR) estima una dosis equivalente anual promedio de 2.4 mSv para el público en general, debido a fuentes de radiación naturales. Hasta 1.15 mSv a^{-1} es atribuido a la inhalación de radón y descendientes, mientras que el resto se debe a los rayos cósmicos, radiación gamma terrestre y radionúclidos en el cuerpo distintos del radón, (UNSCEAR, 2000). La dosis efectiva promedio debida a radón estimada por UNSCEAR corresponde a una concentración promedio pesada por la población de 40 Bq m^{-3} en interiores y 10 Bq m^{-3} en exteriores.

Debido a la problemática radiológica asociada al radón y a su condición de fuente distribuida, las autoridades nacionales e internacionales han tratado de mapear durante la última década las zonas de alto riesgo de exposición a radón residencial, (Bochicchio, 2008). Este intento se ha llevado a cabo de manera poco coordinada y con criterios y categorizaciones independientes para cada estado. De esta manera, se han seguido metodologías basadas en medidas de concentración de radón en interiores, extrapolaciones a partir de medidas de radiación externa (Quindós, et al. 2004) y, en muy pocos casos, medidas directas del flujo de radón en superficie (Kemski et al., 2001). Esto último se debe a que la realización de campañas de medidas de flujo de radón en superficie de manera extensiva es una tarea ardua y costosa.

Además de su origen natural, grandes acumulaciones de residuos procedentes de industrias NORM (Naturally Occurring Radioactive Materials) podrían contribuir de manera significativa a la concentración de radón de una determinada localización.

Este hecho tiene una incidencia especial en los procesos de producción de fertilizantes fosfatados, como el caso de las factorías de producción de ácido fosfórico y fertilizantes fosfatados de Huelva. Este proceso requiere utilizar grandes cantidades de materia prima, denominada fosfato roca o fosforita. Es bien conocido que la roca comercial de origen sedimentario marino, la más utilizada en España, suele contener concentraciones de uranio (U) entre 100 y 300 ppm, valor muy por encima de las aproximadamente 2-3 ppm presentes en la mayoría de las rocas naturales de la corteza terrestre. Por tanto, durante el proceso de producción del ácido fosfórico se ponen en juego elevadas cantidades de radionúclidos naturales.

Como subproducto del proceso industrial se genera sulfato cálcico dihidratado con impurezas varias (entre ellas, radionucleidos naturales), denominado fosfoyeso, y que se apila

en balsas construidas directamente sobre las marismas de la margen derecha de la desembocadura del río Tinto, y ubicadas relativamente próximas a Huelva ciudad.

De los trabajos previos realizados se sabe que sobre el 85 % del U y un 30 % del Th contenido en la fosforita acompaña en disolución al ácido fosfórico, mientras que más del 90 % del Ra y el Po y del 70 % del Th quedan en el fosfoyeso, (Guimond y Hardin, 1989; Bolívar et al., 1995; Bolívar et al., 1996; Bolívar et al., 2009)

Hasta el 31 de diciembre de 2010, año en que cesó la producción de fosfoyeso, la cantidad anual de éste generada era aproximadamente de unos 2.5 millones de toneladas. Hasta el año 1997 se utilizaba una política de vertidos en la cual tras la decantación del fosfoyeso en la balsa, el agua marina utilizada se vertía directamente al estuario del río Tinto. A partir del año 1998, la gestión de vertidos cambió y el fosfoyeso se transportaba en su totalidad a las balsas de decantación mediante bombeo en una suspensión de agua dulce. Este nuevo sistema de recirculación con agua dulce supuso una notable mejora ambiental respecto al anterior proceso de transporte, en el que las aguas de bombeo que se vertían al medio acuoso transportaban en disolución y suspensión una fracción elevada de la radiactividad originalmente presente en el fosfoyeso.

La elevada concentración de radio en el fosfoyeso, junto con la acumulación del mismo en las balsas, podría suponer, a priori, un incremento en la tasa de exhalación de radón de la zona, así como en las concentraciones de radón registradas en superficie.

La contribución a la atmósfera de radón debido a un material que contiene ^{226}Ra , dada por el parámetro conocido como tasa de exhalación, se cuantifica como el flujo de actividad de radón que atraviesa la interfase material – aire. Sin embargo, la exhalación a la atmósfera es consecuencia del transporte de los átomos de radón en el material, por lo que la tasa de exhalación no es característica del material, sino del proceso de transporte y no se mantiene constante en el tiempo.

El contenido en humedad del sustrato es determinante en la tasa de exhalación. La saturación de humedad del medio, la cual modifica el coeficiente de difusión de radón, cambia en función de las condiciones meteorológicas, presentes y pasadas. A su vez, el coeficiente de solubilidad del radón se modifica con la temperatura por lo que la tasa de exhalación presentará variaciones continuas.

Por otro lado, el gas radiactivo ^{222}Rn ha sido ampliamente empleado en la evaluación de modelos atmosféricos de transporte (Jacob et al., 1997; Dentener et al., 1999) Además, mediante la aplicación inversa de estos modelos, es posible determinar la localización, extensión y magnitud de fuentes y sumideros de gases de efecto invernadero (Gurney et al., 2002; Rodenbeck et al., 2003; Bousquet et al., 2006)

El establecimiento de valores de exhalación típica para una zona permitiría estimar la significancia de la contribución de fuentes antropogénicas y evaluar la perturbación que éstas representan sobre el fondo local.

Actualmente, el uso efectivo del ^{222}Rn en este contexto está limitado por la precisión de los inventarios de emisiones a la atmósfera, los cuales son escasos y están basados en presunciones simples, con poca resolución espacial y no dependientes de la climatología (Rasch et al., 2000; Conen and Robertson, 2002; Szegvary et al., 2009; Schery and Wasiolek, 1998)

La concentración de radio en los suelos determina de manera significativa el aporte local de radón a la atmósfera. Así mismo, los cambios en las condiciones meteorológicas influyen de manera importante en la evolución estacional de la exhalación de una misma localización. Debido a la situación de la fuente (la superficie terrestre), el flujo de radón exhalado se dispersa en las capas inferiores de la capa límite planetaria o capa de mezcla (Planetary Boundary Layer, PBL) Esta capa es la parte inferior de la troposfera, directamente influenciada por la presencia de la superficie y donde se desarrollan procesos de mezcla turbulenta.

Debido a la naturaleza gaseosa del radón, a su periodo de semidesintegración radiactiva y al origen distribuido y variable de su término fuente, la evolución de la atmósfera juega un papel fundamental en la concentración de radón local. Así, la atmósfera condiciona los flujos en superficie, tanto horizontales como verticales, propiciando fenómenos de transporte, acumulación o dispersión de radón. De esta manera, la concentración de radón registrada en una estación de medida determinada está influenciada por las condiciones sinópticas específicas, las cuales influyen en el estado de la baja troposfera y condicionan los flujos y la estabilidad. A su vez, estos flujos son modificados por la orografía de la zona, lo cual condiciona los vientos en superficie y el desarrollo de fenómenos locales.

Así, la descripción de la baja troposfera a nivel mesoescalar de los episodios es fundamental a la hora de comprender la dinámica de cambio a corto plazo del radón. Sin embargo, no existe una red de estaciones de medida con una resolución espacial suficiente como para entender la dinámica atmosférica a este nivel. Así, se hace necesario el empleo de modelos teóricos que ayuden a entender la situación y permitan obtener una descripción de las variables puestas en juego durante los procesos que dan lugar a una determinada concentración de radón en una cierta situación geográfica.

La física de la atmósfera trata de entender y explicar los procesos termodinámicos y de transporte involucrados en la evolución de la atmósfera de una manera determinista. De esta manera, a partir de las ecuaciones de conservación de la energía y continuidad se plantea un sistema de ecuaciones diferenciales acoplado que describe la dinámica atmosférica (Wallace and Hobbs, 1977) En general, este sistema de ecuaciones diferenciales no permite una solución analítica por lo que es necesario el empleo de técnicas de cálculo numérico para su resolución. La validez de los resultados obtenidos mediante la simulación depende en gran medida de la calidad de los modelos físicos empleados y de la precisión de los métodos numéricos implementados para su resolución.

2. Objetivos

Como objetivo fundamental de este trabajo se plantea estudiar el comportamiento tanto de las fuentes de radón como el de su concentración en la baja atmósfera en Andalucía, caracterizar la dependencia de ambos con las condiciones meteorológicas locales y, de esta forma, evaluar el efecto de fuentes antropogénicas tales como las balsas de fosfoyeso de Huelva sobre la concentración local de radón superficial en la ciudad y poblaciones cercanas del Sur de la Península Ibérica.

La amplitud del objetivo general hace necesario el establecimiento de varios objetivos parciales:

a) Establecer un inventario de emisiones de radón a la atmósfera, a escala europea, con alta resolución espacial y dependiente de las variables meteorológicas, que permita la fácil integración con modelos atmosféricos de transporte además de servir como línea base de alta resolución en la toma de decisiones políticas respecto a la determinación de zonas de alto riesgo de exposición a radón y evaluar la perturbación respecto del fondo local de fuentes de radón antropogénicas. Además, se pretenden obtener las fluctuaciones estacionales y los ciclos de exhalación anuales para Europa.

Para ello, en el capítulo 2 de este trabajo se ha llevado a cabo la implementación de un modelo de transporte de radón en medios porosos, heterogéneos, basado en la ecuación fundamental de transporte y resuelto mediante técnicas de cálculo numérico y se ha elaborado de una climatología de 40 años de exhalación de radón en Europa mediante simulaciones.

b) Cuantificar la contribución antropogénica debida a la balsa de fosfoyeso de las marismas de Mendaña, situadas en Huelva, así como la evaluación de su rango de variación en función de las condiciones ambientales. A su vez, se pretende evaluar la eficiencia en la reducción de exhalación de radón de varias cubiertas propuestas, una de las cuales se ha ensayado de manera experimental.

Así, en el capítulo 3 de este trabajo se ha realizado una caracterización física y radiométrica de las balsas de fosfoyeso a través de sondeos geotécnicos y el análisis en laboratorio de muestras de fosfoyeso superficial con el objetivo de conocer las condiciones de humedad y porosidad, así como el potencial de radón, típicas del yeso, tanto en superficie como en la columna. Además, se han realizado simulaciones de una columna de fosfoyeso desnudo en diferentes escenarios de porosidad, humedad, temperatura y potencial de radón empleando para ello un modelo numérico de transporte de radón en medios porosos heterogéneos en 3D. Además, se han simulado 2 cubriciones propuestas para la restauración de las balsas de fosfoyeso y se ha evaluado la eficiencia en la reducción de tasa de exhalación de cada una de ellas.

Por otro lado, se ha realizado una caracterización experimental de la tasa de exhalación de radón en la superficie de las balsas de fosfoyeso en dos periodos diferentes mediante la realización de dos campañas extensivas de monitorización de flujo de radón en superficie, así como la precipitación acumulada durante el mes anterior a la realización de cada campaña,

además de una caracterización experimental de la eficiencia de reducción experimental de tasa de exhalación de una cubrición multicapa ensayada a través de la realización de una campaña de monitorización sobre la parcela cubierta (piloto) y su gemela descubierta (control)

c) Evaluar los valores típicos de concentración de radón, así como su dinámica de cambio, en diferentes localizaciones del sur de la península ibérica. Por otro lado, se pretende evaluar la influencia de las balsas de fosfoyeso sobre la concentración de radón de Huelva y estimar la contribución a la tasa de dosis efectiva media debida a la inhalación de radón en exteriores de esta fuente antropogénica.

Así, el capítulo 4 de este trabajo se ha dedicado al análisis climatológico de las concentraciones de radón en la baja atmósfera, focalizado en Andalucía, a partir de las series temporales de radón, viento, temperatura y humedad relativa registradas durante el periodo 1998-2006 en cinco estaciones automáticas y del cálculo de los tiempos característicos de las fluctuaciones de radón además de los indicadores estadísticos más interesantes de las concentraciones, además de al análisis de los patrones fundamentales de cambio y evaluación tanto de la persistencia, como de la recurrencia de episodios de acumulación de larga duración. Además, se ha realizado una evaluación de la dosis efectiva media debida a la inhalación de radón y descendientes en exteriores en cada localización y estimación de la posible influencia de las balsas de fosfoyeso de Huelva sobre la la concentración de radón de la ciudad de Huelva y, por ende, sobre el posible incremento en la tasa de dosis efectiva media que pudiera derivarse.

d) Determinar la influencia del marco sinóptico sobre los procesos mesoescalares desarrollados sobre Andalucía y, con especial énfasis, sobre la evolución de la concentración de radón en cinco estaciones seleccionadas. Además, se pretende determinar la dimensión, tanto espacial como en magnitud, de la afección de la balsa sobre Huelva y el suroeste peninsular en ciertos episodios interesantes.

Para ello se ha realizado una selección de episodios de radón y se ha descrito el marco meteorológico (distribución y evolución de los centros de acción, evolución de la estructura vertical de la atmósfera, condiciones de estabilidad, evolución de los vientos en las estaciones concretas y simulaciones de alta resolución). Además, se han caracterizado las concentraciones de radón en superficie en las cinco estaciones andaluzas y su relación con el marco meteorológico específico (estadísticos, correlaciones y evolución temporal) A su vez, se ha llevado a cabo la simulación de la dispersión de radón desde una fuente local antropogénica puntual situada en Huelva y el estudio de la evolución de la pluma en cada uno de los escenarios.

Capítulo 2

“Variabilidad espacial y temporal del flujo de radón en superficie en Europa”

Contenidos

1. Introducción

2. Modelo de transporte de radón en medios porosos
 - 2.1. Medio homogéneo. Solución analítica
 - 2.2. Medio heterogéneo. Solución numérica
 - 2.3. Cubierta de nieve

3. Metodología
 - 3.1. Bases de datos
 - 3.1.1. Caracterización geoquímica
 - 3.1.2. Propiedades geofísicas
 - 3.1.3. Variables climáticas
 - 3.2. Dominio geográfico, malla y preprocesado

- 3.3. Implementación del modelo de transporte
- 3.4. Ejecución, análisis y postprocesado

- 4. Resultados y discusión
 - 4.1. Mapa europeo de exhalación de radón
 - 4.1.1. Estadísticos y distribución de probabilidad a nivel europeo
 - 4.1.2. Estadísticos y distribuciones de probabilidad por regiones
 - 4.2. Comparación con medidas experimentales de exhalación de radón
 - 4.3. Comparación con otros modelos europeos de exhalación de radón
 - 4.4. Fluctuaciones interanuales respecto al valor medio local
 - 4.5. Limitaciones y fuentes de error

- 5. Conclusiones

1. Introducción

Debido a la problemática radiológica asociada al radón y a su condición de fuente distribuida, las autoridades nacionales e internacionales han tratado de mapear durante la última década las zonas de alto riesgo de exposición a radón residencial, (Bochicchio, 2008). Este intento se ha llevado a cabo de manera poco coordinada y con criterios y categorizaciones independientes para cada estado. De esta manera, se han seguido metodologías basadas en medidas de concentración de radón en interiores, extrapolaciones a partir de medidas de radiación externa (Quindós, et al. 2004) y, en muy pocos casos, medidas directas del flujo de radón en superficie (Kemski et al., 2001). Esto último se debe a que la realización de campañas de medidas de flujo de radón en superficie de manera extensiva es una tarea ardua y costosa.

Además de su origen natural, grandes acumulaciones de residuos procedentes de industrias NORM (Naturally Occurring Radioactive Materials) podrían contribuir de manera significativa a la concentración de radón de una determinada localización. El conocimiento de la exhalación típica de la zona permitiría estimar la significancia de la contribución de esta fuente antropogénica y evaluar la perturbación que ésta representa sobre el fondo local.

Por otro lado, el gas radiactivo ^{222}Rn ha sido ampliamente empleado en la evaluación de modelos atmosféricos de transporte (Jacob et al., 1997; Dentener et al., 1999) Además, mediante la aplicación inversa de estos modelos, es posible determinar la localización, extensión y magnitud de fuentes y sumideros de gases de efecto invernadero (Gurney et al., 2002; Rodenbeck et al., 2003; Bousquet et al., 2006)

Actualmente, el uso efectivo del ^{222}Rn en este contexto está limitado por la precisión de los inventarios de emisiones a la atmósfera, los cuales son escasos y está basados en presunciones simples, con poca resolución espacial y no dependientes de la climatología (Rasch et al., 2000; Conen and Robertson, 2002).

Un inventario más preciso, a nivel europeo, ha sido descrito en Szegvary et al., (2009) basado en correlaciones experimentales entre la tasa de exhalación y la tasa de exposición a radiación gamma externa. Éste incluye además variaciones temporales de la tasa de exhalación. Sin embargo, la diferente composición isotópica de los suelos europeos limita la aplicabilidad de las correlaciones empleadas en la obtención de la exhalación, mostrando zonas en las que la exhalación predicha no corresponde con los resultados experimentales (Grossi, et al. 2010)

Una aproximación diferente a este tipo de inventario se describe en Schery and Wasiolek (1998), proponiendo la obtención de la exhalación a partir de un modelo de transporte en medios porosos y calibración a través de medidas experimentales para la obtención de los parámetros que gobiernan el flujo en el subsuelo. La limitación que plantea esta metodología recae en la aplicabilidad espacial asociada a la calibración local del modelo, la cual no será extrapolable a otras zonas.

Recientemente se ha publicado un nuevo inventario basado en esta filosofía, (Griffiths et al.,

2010) Los autores presentan un mapa de exhalación para Australia con una resolución espacial de 0.05° (~ 5.5 km) y temporal de un mes basados en la incorporación de los parámetros geofísicos y geoquímicos de los suelos así como las condiciones meteorológicas. Sin embargo, los autores han basado su solución en una aproximación analítica a la ecuación general de transporte, en la cual incorporan una combinación lineal de soluciones para las diferentes capas. Esto implica que la solución numérica no es completa debido a la expansión matemática del término difusivo cuando el coeficiente de difusión no es homogéneo en todo el perfil del suelo.

Teniendo en cuenta las consideraciones anteriores, el objetivo de este capítulo ha sido desarrollar un modelo de transporte de radón en medios porosos, heterogéneos, basado en la ecuación fundamental de transporte y resuelto mediante técnicas de cálculo numérico con el objetivo de obtener un inventario de emisiones de radón a la atmósfera, a escala europea, con alta resolución espacial y dependiente de las variables meteorológicas, que permita la fácil integración con modelos atmosféricos de transporte además de servir como línea base de alta resolución en la toma de decisiones políticas respecto a la determinación de zonas de alto riesgo de exposición a radón y evaluar la perturbación respecto del fondo local de fuentes de radón antropogénicas. A su vez, se lleva a cabo una climatología de 40 años mediante simulaciones con el objetivo de obtener las fluctuaciones estacionales y los ciclos de exhalación anuales para Europa.

2. Modelo de transporte de radón en medios porosos

La desintegración α del ^{226}Ra presente en la corteza terrestre permite la transformación de este elemento radiactivo en ^{222}Rn , el cual presenta una movilidad mucho mayor que su progenitor debido a su naturaleza gaseosa. Sin embargo, sólo una fracción de átomos de radón generados en los granos alcanzan el volumen de poro y quedan disponibles para el transporte (factor de emanación). Los átomos de radón que han emanado de los granos del material se distribuyen en las diferentes fases presentes en el medio: aire, agua y sólido. En cada una de estas fases existe transporte de masa conducido por flujos advectivos y difusivos, a la vez que términos de generación (fuente) y términos de aniquilación (sumidero). Por esto, para modelar el transporte de radón en materiales porosos es necesario plantear las ecuaciones de continuidad de la concentración de radón para cada fase, teniendo en cuenta los términos de intercambio entre cada una de ellas.

La complejidad del problema puede reducirse mediante la transformación de las ecuaciones de transporte para cada fase a una ecuación equivalente para una fase simple, el aire del volumen intersticial, usando definiciones expandidas del coeficiente de difusión, de la permeabilidad y de la porosidad (Rogers and Nielson, 1991). Estas magnitudes expandidas se identifican mediante el término “efectivo” y dan cuenta del acople entre fases.

Con todo esto es posible escribir como ecuación general de transporte de radón en el material poroso la siguiente ecuación:

$$\beta \frac{\partial C_{Rn}}{\partial t} = \nabla \cdot \left(D_b \nabla C_{Rn} + \frac{K}{\mu} \nabla P C_{Rn} \right) - \beta \lambda_{Rn} C_{Rn} + \rho_b \varepsilon \lambda_{Rn} C_{Ra} \quad [1]$$

$$D_b = \beta D_e \quad [2]$$

$$\begin{aligned} L &= C_w / C_{Rn} \\ k_a &= C_s / C_{Rn} \\ \beta &= (1 - s + sL) p + \rho_b k_a \\ s &= p_w / p \end{aligned} \quad [3]$$

donde el subíndice w se asocia a la fase agua, el subíndice s a la fase sólida y el subíndice Rn corresponde a la fase aire.

β	porosidad efectiva
p	porosidad
s	saturación de humedad (fracción de poros llenos de agua)
L	coeficiente de Ostwald o coeficiente de solubilidad ($L = 0.2593$ para $T = 20^\circ\text{C}$)
k_a	coeficiente de adsorción en fase sólida
ρ_b	densidad aparente
D_b	coeficiente de difusión de bloque
D_e	coeficiente de difusión efectivo
K	permeabilidad intrínseca
μ	viscosidad dinámica del aire en los poros
P	campo de presiones en función de x, y, z
λ_{Rn}	constante de tiempo del ^{222}Rn ($2.098 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$)
C_{Rn}	concentración de radón en la fase aire de los poros
ε	factor de emanación

En la ecuación (1), el primer término después de la igualdad representa la "fuerza" que gobierna el transporte de radón, la cual se expresa como la divergencia de los flujos de masa existentes; flujo difusivo y flujo advectivo, respectivamente.

El flujo debido a la difusión está modelado por la primera ley de Fick de difusión molecular. El empleo de esta expresión es apropiado debido a que el recorrido libre medio del gas es menor que el diámetro medio de los poros y el proceso está gobernado por colisiones molécula – molécula (Youngquist, 1969). El coeficiente de difusión varía considerablemente en función de la humedad presente en la muestra y de la porosidad. Es posible escribir la siguiente expresión empírica para D_e (Rogers and Nielson, 1991):

$$D_e = D_0 p \exp(-6sp - 6s^{14p}) \quad [4]$$

siendo D_0 el coeficiente de difusión de radón en el aire, $1.1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. La ventaja de esta expresión es que permite la determinación de un coeficiente de carácter microscópico, y cuya determinación no es trivial, a través de otros dos parámetros de carácter macroscópico (s y p) fácilmente determinables en el laboratorio.

La expresión empleada para modelar el flujo de radón conducido por presión o flujo advectivo es conocida como ley de Darcy. Esta expresión solo tiene validez a bajo número de Reynolds ($Re < 1$) debido a que es una aproximación para flujo viscoso y régimen laminar. En el caso del transporte de radón en medios porosos, esta suposición, podrá hacerse en la mayoría de las circunstancias, (Scheidegger, 1960). Es posible estimar el valor de la permeabilidad atendiendo a la siguiente ecuación empírica (Rogers and Nielson, 1991).

$$K = \left(\frac{p}{110} \right)^2 d^{4/3} \exp(-12s^4) \quad [5]$$

donde d es la media aritmética del diámetro de los granos del material.

En general, el flujo advectivo es despreciable frente al difusivo ya que la permeabilidad de los suelos suele ser varios órdenes de magnitud inferior al coeficiente de difusión y el gradiente de presión hidrostática es pequeño. En caso de grandes variaciones de la presión en superficie, este término podría llegar a tener importancia en régimen transitorio.

El siguiente término que aparece en la ecuación (1) expresa la desintegración radiactiva de radón, por lo que es un término sumidero. El último término representa el término fuente debido a la generación de radón en el material.

El término que gobierna la adsorción de radón en las superficies sólidas depende del tipo de material y del contenido en humedad y se cuantifica mediante el coeficiente k_a , que suele ser pequeño y habitualmente despreciable. Este parámetro es el coeficiente de reparto entre la fase sólida y la fase gas. A su vez, el reparto entre la fase acuosa y la fase gas se cuantifica mediante el coeficiente de solubilidad o coeficiente de Ostwald.

Tanto el coeficiente de difusión, como la permeabilidad, dependen de manera explícita de la porosidad del suelo y del contenido en humedad. De esta manera se introducen en el modelo las dependencias meteorológicas de la exhalación de radón, las cuales serán fruto de la modificación de las condiciones de transporte en el suelo.

A su vez, la constante de solubilidad de radón en fase acuosa o constante de Ostwald depende de la temperatura. De esta manera, y como se refleja en Clever (1979), la solubilidad de radón en agua disminuye a medida que la temperatura aumenta, lo que modifica el reparto de radón entre las fases agua-aire.

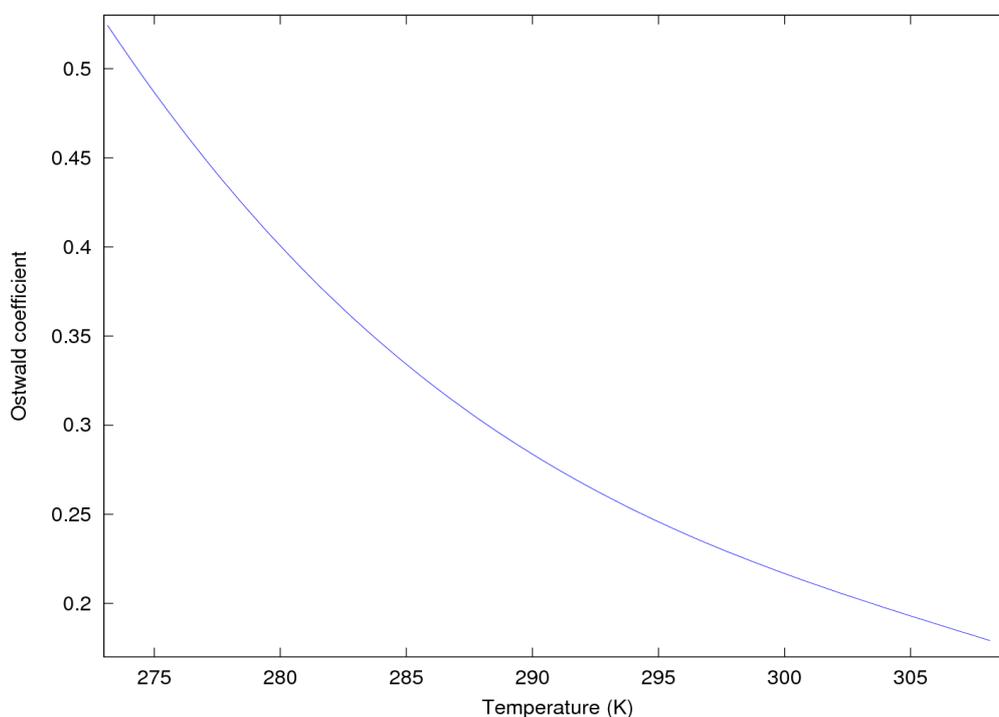


Figura 2.1. Coeficiente de Ostwald, o de reparto de fases, como función de la temperatura para el ^{222}Rn (Clever, 1979)

2.1 Medio homogéneo. Solución analítica

En general, la corteza terrestre puede considerarse como un medio poroso de profundidad finita que descansa sobre la roca generatriz del suelo. El coeficiente de difusión de radón de la roca es varios órdenes de magnitud inferior al de la corteza y la transferencia en la interfase roca - corteza será despreciable.

En el caso particular de un medio monodimensional y homogéneo, tanto en término fuente como en coeficientes de transporte, es posible obtener una solución analítica para el perfil de concentraciones en estado estacionario para un suelo de profundidad finita z_0 . Considerando como condiciones de contorno, concentración de radón constante en superficie ($z = 0$) e impermeabilidad en el horizonte del perfil ($z = z_0$), es posible escribir el siguiente resultado, (Porstendöfer, 1994; López-Coto et al., 2009):

$$C_{Rn}(z,t) = (C_{Rn}^0 - \Phi_0) \operatorname{tgh}\left(\frac{z_0}{l_0}\right) \operatorname{senh}\left(\frac{z}{l_0}\right) + (C_{Rn}^0 - \Phi_0) \operatorname{cosh}\left(\frac{z}{l_0}\right) + \Phi_0 \quad [6]$$

$$l_0 = \sqrt{\frac{D_e}{\lambda_{Rn}}} \quad ; \quad \Phi_0 = \frac{\rho}{\beta} \Omega \quad [7]$$

La exhalación de radón a la atmósfera se define como la actividad de radón que atraviesa la interfase suelo – atmósfera por unidad de tiempo y superficie, y puede calcularse aplicando la primera ley de Fick en $z = 0$. Así:

$$E = -D_b \left. \frac{\partial C_{Rn}}{\partial z} \right|_{z=0} = \frac{D_b}{l_0} \cdot (\Phi_0 - C_{Rn}^0) \cdot \operatorname{tgh}\left(\frac{z_0}{l_0}\right) \quad [8]$$

Observando la ecuación (8), es posible considerar el caso en el cual la profundidad del suelo es mucho mayor que la longitud de difusión en la muestra, $z_0 \gg l_0$. En este caso, la exhalación del material no depende de la profundidad, sino de la longitud de difusión, ecuación (10).

$$\operatorname{tgh}\left(\frac{z_0}{l_0}\right) \xrightarrow{z_0 \gg l_0} 1 \quad [9]$$

$$E_0 = \varepsilon C_{Ra} \rho_b \lambda_{Rn} l_0 \quad [10]$$

Este resultado impone un límite superior a la tasa de exhalación. Así, debido a que la longitud de difusión corresponde a la longitud media que recorre un átomo de radón en el material antes de desintegrarse, el radón generado a una profundidad pocas veces mayor que l_0 no contribuirá a la exhalación.

En la ecuación (8), la tasa de exhalación depende de la longitud de difusión, así como de la profundidad del horizonte del suelo, hasta que degenera en una constante, E_0 , que será la máxima tasa de exhalación de la columna. Como se puede apreciar en la figura 2.2.a, a partir de 3 veces la longitud de difusión, la exhalación en superficie deja de aumentar a medida que se aumenta la profundidad de la columna. Por el contrario, a medida que la longitud de difusión aumenta, la exhalación en superficie se ve favorecida, figura 2.2.b. Sin embargo, a partir de que la longitud de difusión es igual a la profundidad de la columna, la pendiente disminuye, mermando el crecimiento de la exhalación, hasta casi detenerse cuando l_0 está en torno a 10 veces z_0 .

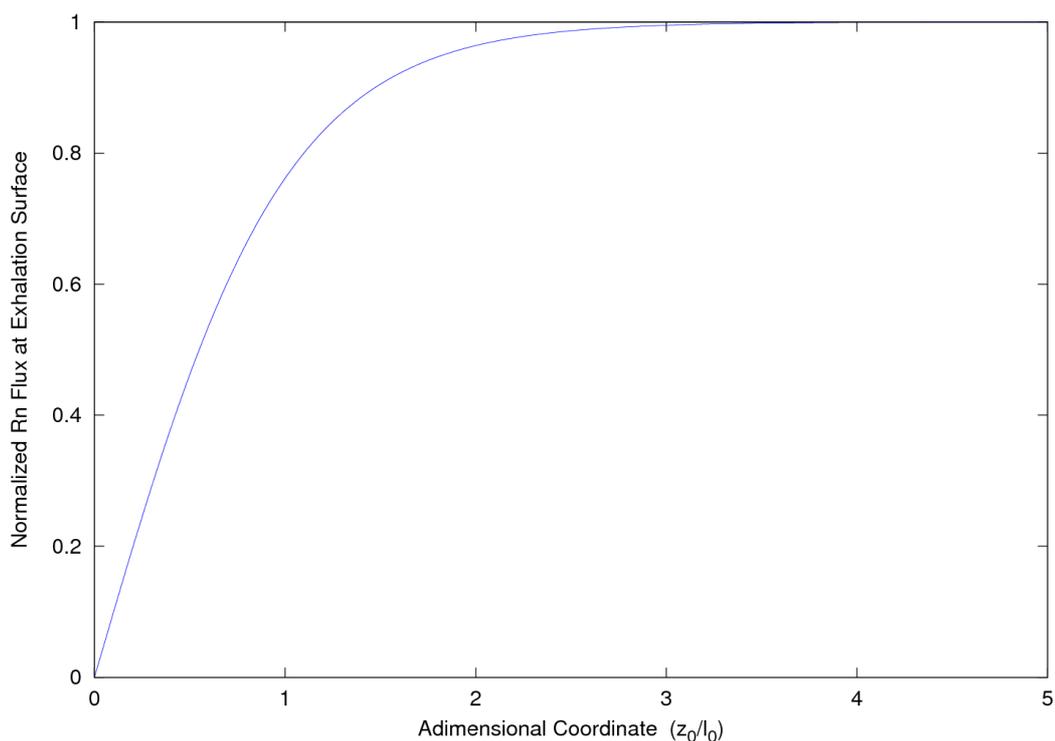


Figura 2.2.a Exhalación normalizada en superficie como función de la profundidad de la columna

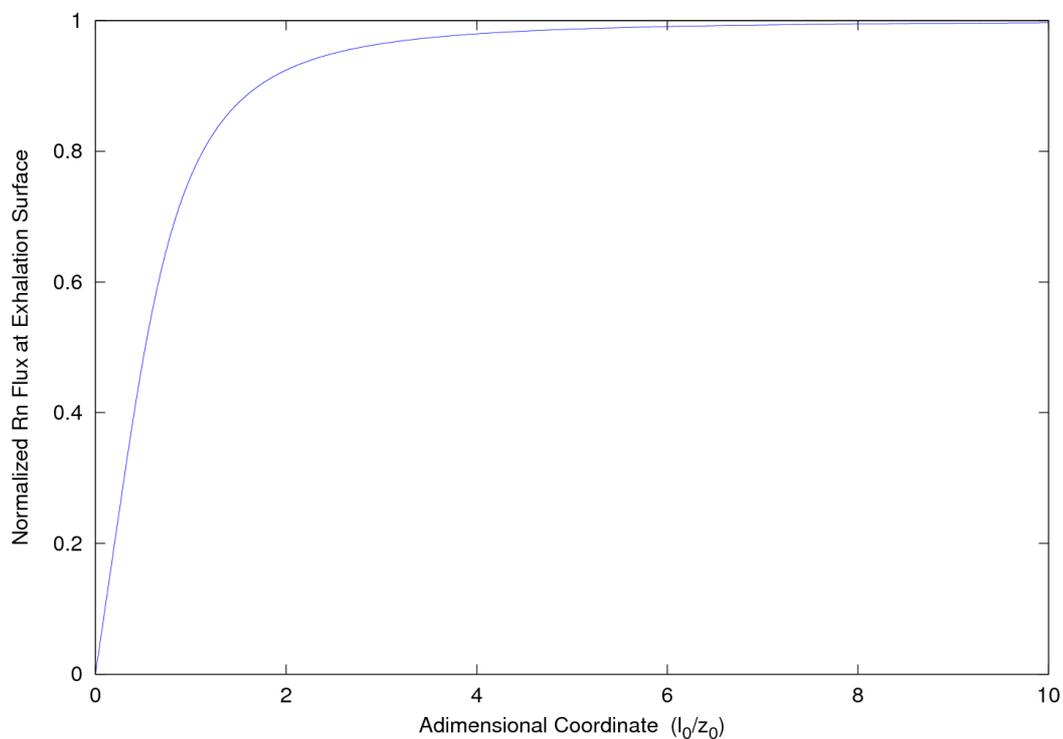


Figura 2.2.b Exhalación normalizada en superficie como función de la longitud de difusión del material

2.2 Medio heterogéneo. Solución numérica

En general, la columna de suelo tendrá un coeficiente de difusión variable con la profundidad debido fundamentalmente al perfil de humedad y temperatura que presente la misma. En esta situación, el término difusivo se expande de manera que el gradiente en el coeficiente de difusión también ejerce una influencia sobre el transporte.

$$\nabla \cdot (D_b \nabla C_{Rn}) = \nabla D_b \nabla C_{Rn} + D_b \nabla^2 C_{Rn} \quad [11]$$

Esta situación no permite la solución analítica de manera simple, ni bajo cualquier perfil de coeficiente de difusión. Así, es necesario emplear técnicas de cálculo numérico a fin de obtener, al menos, resultados aproximados.

Con la idea de resolver el problema se ha escogido la técnica de diferencias finitas hacia adelante con un esquema de resolución explícito (Hildebran, 1968; Smith, 1977). A partir de la discretización del dominio y de las ecuaciones, el problema en derivadas parciales se transforma en un conjunto de ecuaciones algebraicas iterativas que se pueden resolver de manera simple en cualquier lenguaje de programación. El método explícito impone una limitación en la convergencia de la solución tal que el coeficiente de la segunda derivada (D), el paso de tiempo (dt) y la resolución espacial (dx) deben cumplir una relación algebraica:

$$dt < \frac{(dx)^2}{2D} \quad [12]$$

2.3 Cubierta de nieve

La existencia de una cubierta de nieve sobre la superficie del suelo ejerce un efecto de apantallamiento en el flujo de radón hacia la superficie debido a que se interpone una capa adicional en el transporte con espesor finito. En estado estacionario, la difusión de radón a través de una capa sin término fuente de radón puede describirse como una exponencial decreciente, modulada por la longitud de difusión.

De esta manera, considerando la capa de nieve como un material poroso compuesto de agua en estado sólido, es posible asumir que el contenido en agua líquida que influya en el reparto de fases es 0. A su vez, la compactación de la cubierta de nieve es variable en función de la altura de la columna de nieve y del tiempo desde su deposición, (Kudryashov et al., 1999) Sin embargo, es posible asumir una porosidad de la cubierta de nieve entorno a $p = 0.6$ para nieve joven. Así, es posible estimar la reducción en la tasa de exhalación en función del espesor de la cubierta de nieve.

La cubierta de nieve, en las condiciones consideradas, consigue una reducción del 20 % de la tasa de exhalación en apenas medio metro de espesor. Sin embargo, debido a su comportamiento exponencial, el cambio en el efecto de la misma es menor a medida que el espesor de la nieve aumenta.

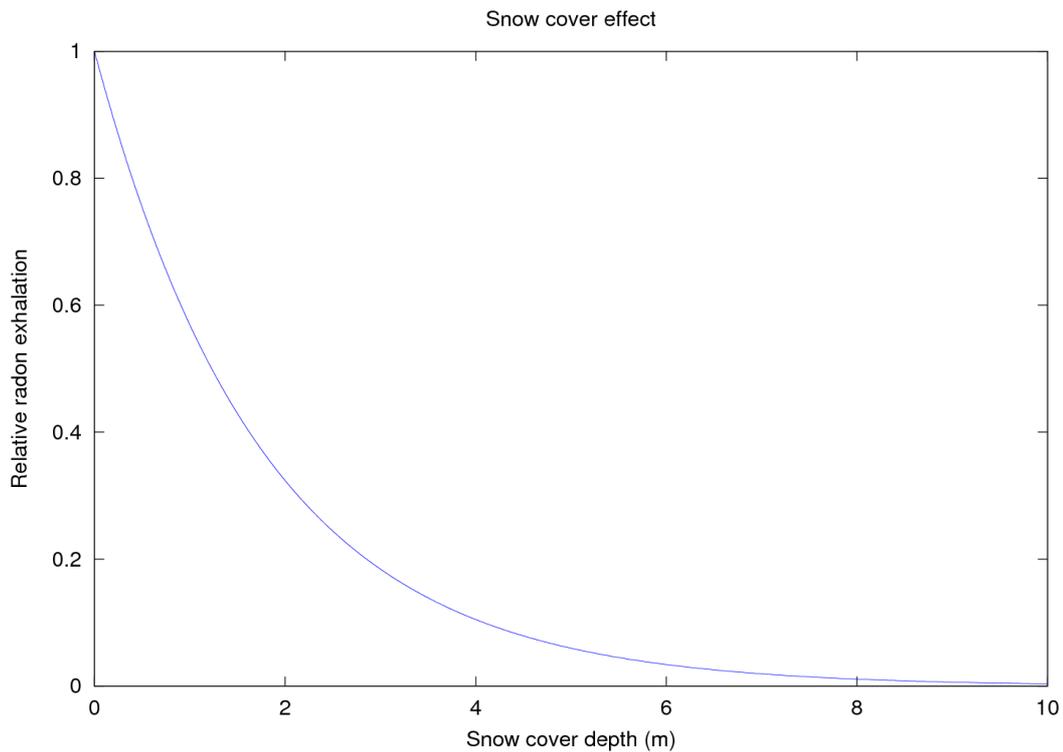


Figura 2.3 Exhalación de radón relativa en función del espesor de la columna de nieve ($D_e = 6.6 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)

3. Metodología

3.1 Bases de datos

La aplicación a escala europea del modelo propuesto supone la necesidad de conocer diferentes parámetros físicos, químicos y termodinámicos de los suelos con una buena resolución espacial. Además, la calidad de estos datos de partida compromete de manera significativa la validez de los resultados obtenidos. De esta manera, se ha realizado una intensa revisión de las diferentes bases de datos disponibles con el objetivo de seleccionar las más adecuadas a nuestros propósitos, primando la calidad, resolución y disponibilidad de las mismas.

3.1.1 Caracterización geoquímica

La concentración de actividad de ^{226}Ra se ha determinado a partir de la concentración de uranio total empleando los factores de conversión propuestos por la "International Atomic Energy Agency" (12.35 Bq/kg de ^{238}U por 1 ppm U; IAEA, 1989) y asumiendo que el ^{226}Ra está en equilibrio secular con su progenitor, ^{238}U .

Por su parte, la concentración de U total se ha obtenido a partir de la base de datos geoquímicos FOREGS (Salminen, 2006; de Vos and Tarvainen, 2006) de la “Association of the Geological Surveys of The European Union” Este Atlas geoquímico proporciona una base de datos de alta calidad, que contiene información sobre 26 elementos químicos analizados por ICP-MS en muestras procedentes de 26 países de la comunidad europea, seleccionadas usando un esquema jerárquico y aleatorio basado en la malla de 160 km² de la red global de referencia, (Darnley et al. 1995) La calidad de los resultados de esta base de datos ha sido probada mediante la duplicación de muestras, la realización de intercomparaciones y la medida rutinaria de materiales de referencia.

3.1.2 Propiedades geofísicas

Las propiedades geofísicas se han obtenido a partir de la “Harmonized World Soil Database” (HWSD), realizada por la “Food and Agriculture Organization of the United Nations” (FAO) en el marco del programa “Land Use Change and Agriculture Program” (LUC), en colaboración con “ISRIC-World Soil Information”, “the European Soil Bureau Network” y “the Institute of Soil Science, Chinese Academy of Sciences”

La HWSD representa el estado del arte en información sobre características y propiedades del suelo a nivel internacional. Es una base de datos “raster”, con resolución espacial de 0.5' (~ 1 km), y con más de 16000 unidades de tipos de suelo que combina las diferentes bases de datos regionales de información del suelo a lo largo del mundo (SOTER, ESD, Soil Map of China, WISE) con la información contenida dentro del mapa del mundo de la FAO-UNESCO (FAO, 2009).

A partir de la densidad aparente proporcionada por la HWSD, se ha determinado la porosidad de las unidades del suelo, asumiendo que la densidad de grano = 2.65 g cm⁻³, (Cameron and Buchan, 2006)

$$p = 1 - \frac{\text{densidad aparente}}{\text{densidad de grano}} \quad [12]$$

Por su parte, el factor de emanación se ha considerado contante e igual a 0.2 para todas las unidades de suelo y para todas las condiciones de humedad. Esta aproximación se sustenta en la escasa variabilidad del mismo publicada en la literatura (Ferry et al., 2002; López-Coto et al., 2009). Además, según Sasaki et al., 2003, y Hassan et al., 2011, entre otros, el factor de emanación se ve reducido sólo en casos de humedad por debajo del 5 % por lo que no será significativo en el contexto climatológico que se desarrolla este trabajo.

3.1.3 Variables climáticas

La temperatura, humedad del suelo y el espesor de la capa de nieve han sido obtenidos a partir de los datos del proyecto “ERA-40 global-reanalysis”, realizado por el ECMWF (Uppala et al.

2005).

ERA-40 es una base de datos climáticos global de la atmósfera, la superficie terrestre y el océano para el periodo Septiembre 1957 - Agosto 2002. Esta base de datos combina datos observacionales de diferentes fuentes; satélites, radiosondeos, aviones, etc., con un modelo 3D de predicción meteorológica usando un sistema de asimilación de datos variacional. La combinación de observaciones con el modelo de pronóstico permite desarrollar datos precisos y consistentes de manera global.

La parametrización empleada en ERA-40 para la superficie terrestre simula las interacciones suelo-atmósfera y suelo-vegetación, y proporciona un balance diario de agua y energía para cada celda del grid en cuatro capas con espesores de 7, 21, 72 y 189 cm

3.2 Dominio geográfico, malla y preprocesado

El origen diverso de las bases de datos disponibles hace necesario un trabajo previo de acondicionamiento y estandarización de formatos y resoluciones. De esta manera, la extensión de la malla estándar seleccionada es tal que engloba todos los países del EU27, con una resolución espacial de 0.5' (~ 1 km) Se ha escogido una proyección de Lambert entre 32.5° N y 75° N de latitud y -27.5° E y 45° E de longitud. Esta configuración resulta en una malla de 5101 x 8701 elementos. La coordenada vertical consta de 100 elementos, cubriendo hasta dos metros de profundidad.

Se ha seleccionado netCDF 4.0 (network Common Data Form) como formato de ficheros para el almacenamiento y manipulación de datos debido a su accesibilidad, volumen de memoria ocupado y la extensa difusión en la comunidad científica actual. NetCDF es un conjunto de librerías software desarrolladas en el marco del programa UNIDATA, de la “University Corporation for Atmospheric Research” (UCAR), que permite la creación, acceso, manipulación e intercambio de datos científicos en grandes cantidades.

La base de datos FOREGS ha sido convertida de formato plano xyz ascii, a formato Virtual Raster (VRT). Posteriormente se ha empleado un algoritmo de interpolación pesado por el inverso de la distancia con el fin de adecuar los datos a la malla definida. Finalmente, el resultado de la interpolación se ha convertido a netCDF 4.0 para la integración en el modelo de transporte. Esto se ha llevado a cabo mediante la librería GDAL, publicada por la “Open Source Geospatial Foundation”. Esta librería permite la conversión entre diferentes formatos de datos geoespaciales, tanto vectoriales como planos (raster). Además posee un conjunto de funciones para la interpolación y procesado de los datos.

La densidad aparente de cada unidad de suelo ha sido extraída de la base de datos HWSD y convertida a formato ascii. El archivo raster correspondiente a la localización de la unidad del suelo ha sido convertido mediante la librería GDAL a netCDF y se ha asignado el valor correspondiente de la densidad aparente y la porosidad a cada celda del grid seleccionado.

A partir de los promedios mensuales de los datos de re-análisis de ERA-40, se ha calculado una climatología global para todo el periodo, obteniéndose de esta manera el ciclo promedio anual de la humedad, temperatura del suelo y espesor de la cubierta de nieve. Además, los resultados han sido interpolados de manera lineal para cubrir toda la extensión horizontal de la malla en cada una de las capas.

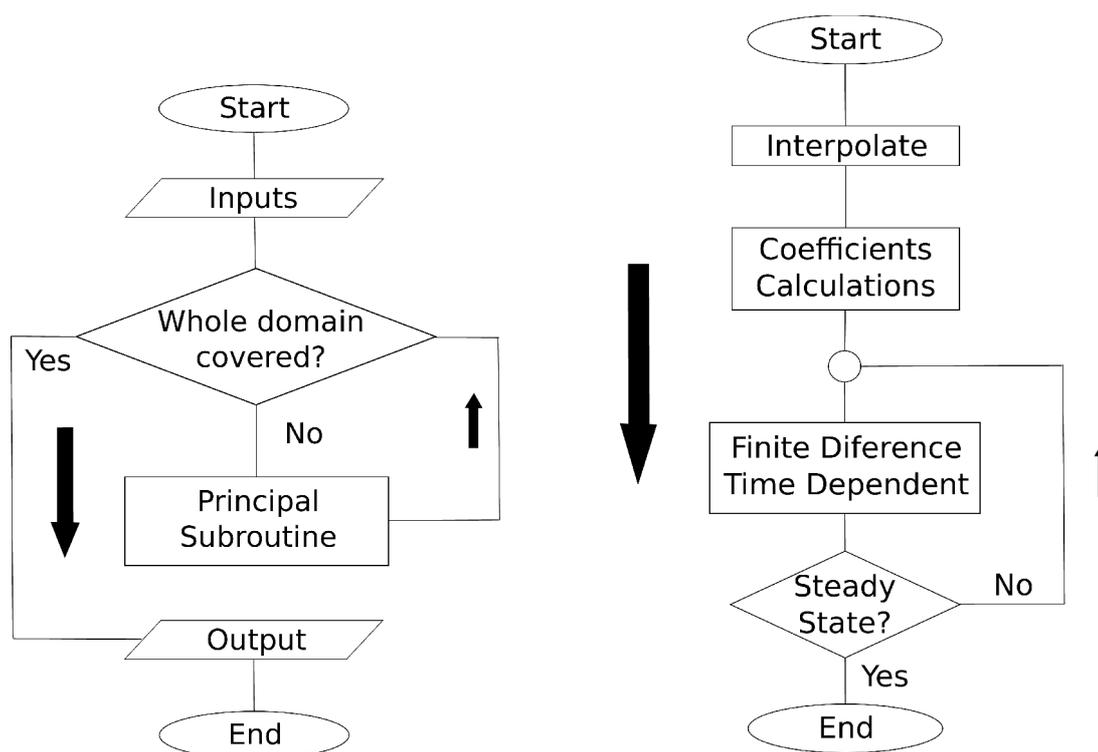
3.3 Implementación del modelo de transporte

Para la resolución numérica del problema planteado se ha escrito un código en C++ que, a partir de los archivos de datos previamente acondicionados, permite calcular el perfil de concentración de Radón en estado estacionario y, así, derivar la tasa de exhalación superficial para cada celda de una malla horizontal.

El código posee dos etapas anidadas:

- El programa global lee los archivos con las entradas necesarias y carga las variables en memoria. A continuación, recorre la malla horizontal ejecutando la subrutina principal correspondiente al modelo de transporte para cada una de las celdas de la malla. Una vez se ha recorrido todo el dominio, escribe la salida a un archivo netCDF.
- La subrutina principal interpola mediante polinomios de grado tres las variables dependientes de z y calcula el coeficiente de difusión para cada celda del perfil de suelo. A continuación, resuelve la ecuación de transporte monodimensional dependiente del tiempo de manera iterativa hasta el estado estacionario y calcula la tasa de exhalación en superficie.

Para asegurar la estabilidad de la misma se ha escogido un paso de tiempo ($dt \sim 10 - 100$ s) acorde a la ecuación (12) y a las restricciones impuestas por la resolución vertical ($dx = 0.02$ m) y las propiedades del medio ($D \sim 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)



a) Rutina global

b) Subrutina principal

Figura 2.4 Diagramas de flujo simplificados de las operaciones del código implementado

3.4 Ejecución, análisis y postprocesado

La ejecución se ha realizado de manera secuencial y automática para cada uno de los meses promedio, obteniéndose un archivo netCDF para cada mes que almacena la exhalación en superficie calculada para todo el dominio.

El análisis de resultados se ha llevado a cabo mediante el cálculo de los parámetros estadísticos más interesantes, las distribuciones de probabilidad, los promedios zonales, las anomalías netas y las anomalías relativas. Además, se han seleccionado diferentes localizaciones de manera estratégica para comparar los ciclos anuales característicos de exhalación.

Para la visualización de los resultados y la generación de mapas se ha empleado la aplicación NCL, manteniendo la proyección geográfica seleccionada y definiendo de manera apropiada el mapa de colores en función de la distribución de probabilidad promedio de los resultados. "NCAR Command Language" (NCL) es un lenguaje de comandos interpretado específicamente diseñado para procesamiento, análisis y visualización de datos científicos, desarrollado por el "Computational and Information Systems Laboratory" perteneciente al "National Center for Atmospheric Research" (NCAR).

4. Resultados

4.1 Mapa europeo de exhalación de radón

En la figura 2.5 se muestran los mapas de exhalación de radón correspondientes a los meses de Enero y Julio promedio para el periodo 1957 - 2002. A simple vista puede observarse que los meses húmedos presentan un menor valor de exhalación, debido fundamentalmente al menor coeficiente de difusión de radón que presenta el suelo húmedo, (Rogers and Nielson, 1991).

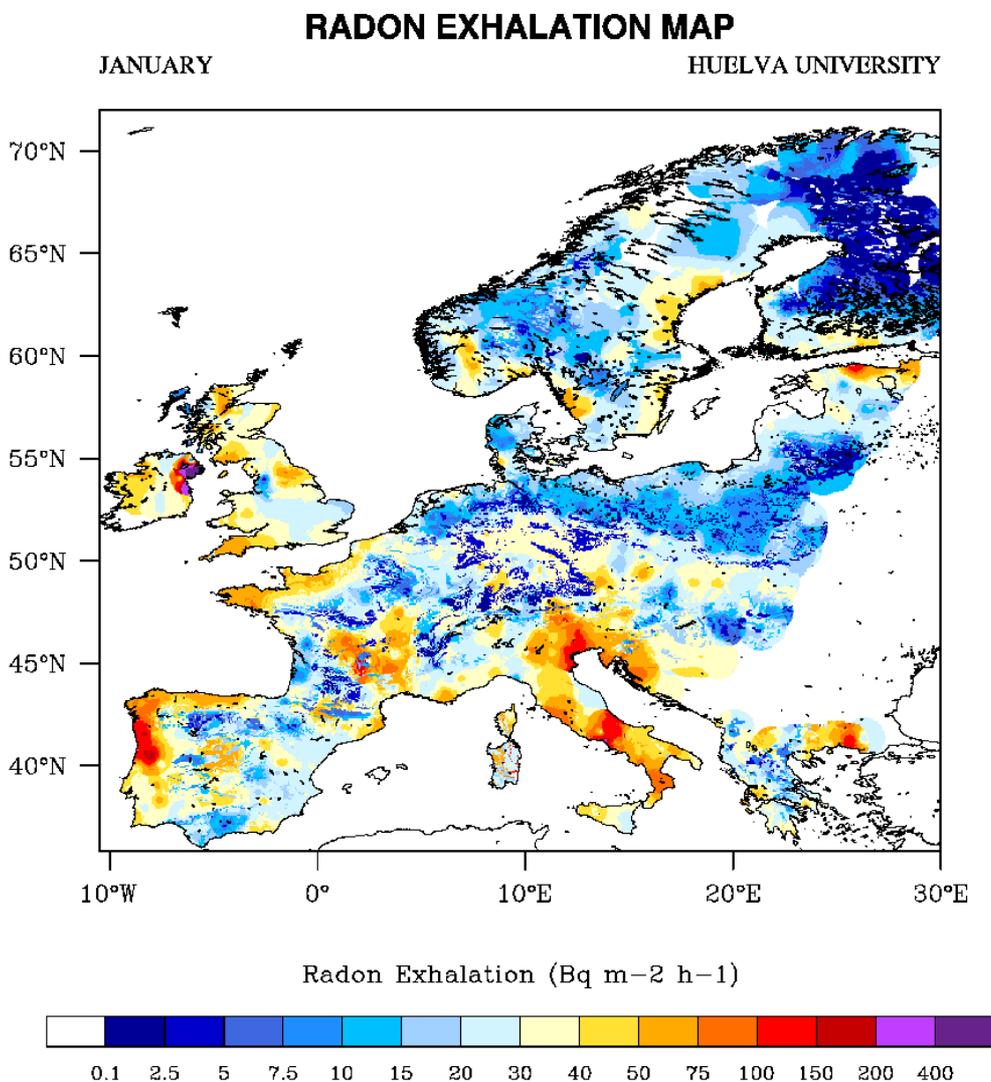


Figura 2.5.a) Mapa de flujo de ^{222}Rn en superficie ($\text{Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) correspondiente al mes de Enero promedio para el periodo 1957 - 2002.

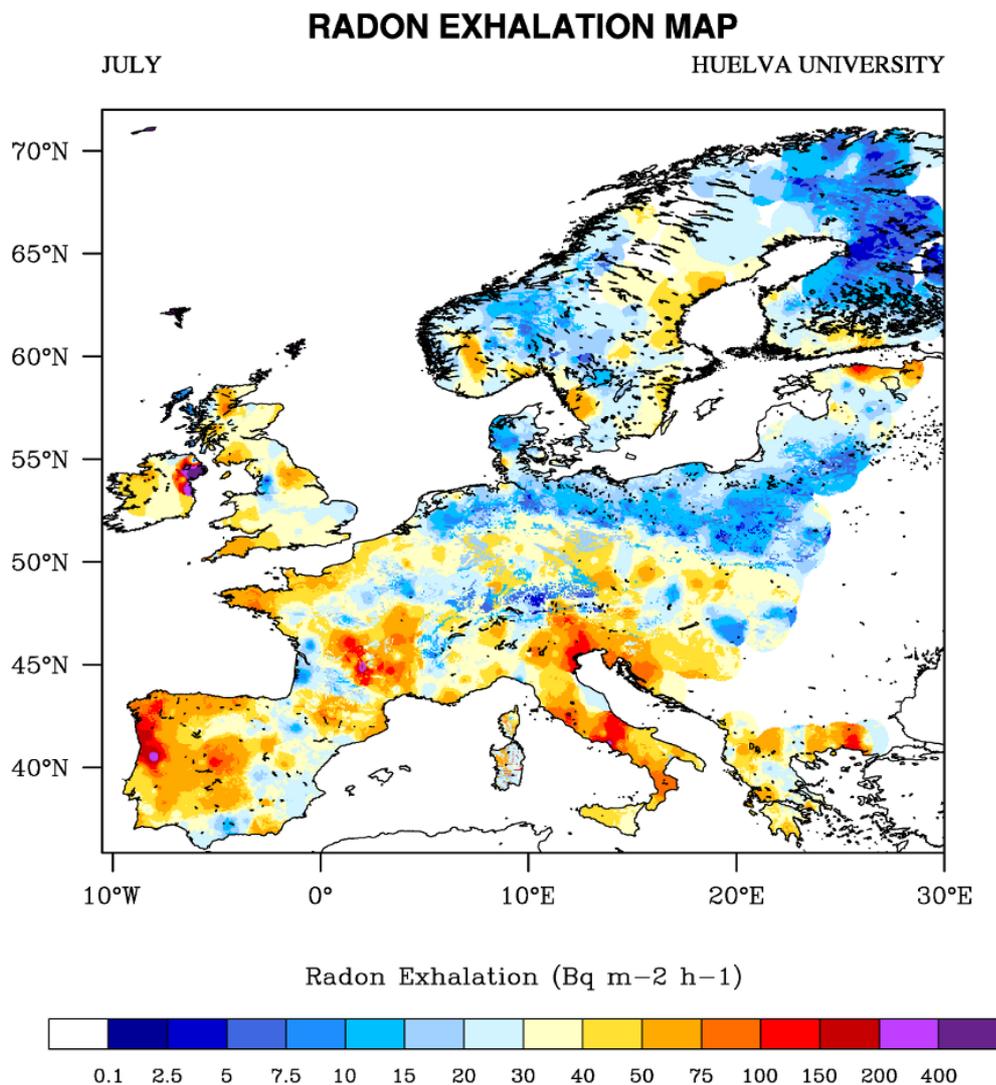


Figura 2.5.b) Mapa de flujo de ^{222}Rn en superficie ($\text{Bq m}^{-2} \text{h}^{-1}$) correspondiente al mes de Julio promedio para el periodo 1957 - 2002.

4.1.1 Estadísticos y distribución de probabilidad a nivel europeo

De manera detallada, en la tabla 2.1 se presentan los promedios mensuales de exhalación de radón, además de la desviación estándar y los percentiles 95 y 99, para todo el dominio geográfico.

Los meses húmedos muestran los valores de exhalación más bajos, en torno a $26 \text{ Bq m}^{-2} \text{h}^{-1}$, poniendo de manifiesto la influencia de las condiciones hidrometeorológicas en la exhalación

de radón. A su vez, la diferencia entre la media aritmética y la geométrica está por encima de 9 Bq m⁻² h⁻¹ durante los meses de Enero hasta Abril, mostrando la abundancia de valores de exhalación próximos a cero, debido fundamentalmente a las lluvias del periodo invernal junto con la presencia de la cubierta de nieve en la parte norte de Europa. La desviación estándar, 27 Bq m⁻² h⁻¹, muestra una gran variabilidad de valores a lo largo del dominio. Además, el percentil 95 está por debajo de 60 Bq m⁻² h⁻¹, muy desplazado del percentil 99, que ronda los 100 Bq m⁻² h⁻¹.

Los meses secos presentan indicadores más elevados. Así, el valor medio alcanza en Agosto 34 Bq m⁻² h⁻¹. La media geométrica, 27 Bq m⁻² h⁻¹ se muestra más próxima a la media aritmética, indicando la reducción sustancial de valores próximos a cero, como es de esperar con la reducción de las precipitaciones. La desviación estándar es ligeramente superior a los meses fríos, 28 Bq m⁻² h⁻¹. Por su parte, el percentil 95 y el 99 presentan en agosto el valor más elevado, 70 y 115 Bq m⁻² h⁻¹, coincidiendo con el punto álgido de la sequía estival.

Tabla 2.1 Estadísticos mensuales de la exhalación de radón (Bq m⁻² h⁻¹)

	Media Aritmética	Media Geométrica	Desviación estándar	P95	P99
Enero	26.67	17.65	27.08	59.22	101.64
Febrero	26.01	15.99	27.18	58.6	101.19
Marzo	26.32	15.59	27.41	59.39	102.41
Abril	26.31	17.15	27.09	58.9	101.73
Mayo	30.08	22.8	27.5	63.4	105.93
Junio	31.93	25.84	27.71	66.02	109.19
Julio	33.29	27.04	28.38	69.23	113.83
Agosto	33.56	27.24	28.39	69.68	114.45
Septiembre	32.57	26.23	27.95	67.59	111.32
Octubre	31.21	24.96	27.29	64.56	107.23
Noviembre	29.51	22.83	27.02	61.93	104.3
Diciembre	27.92	20.3	27.01	60.36	102.63

Llama la atención la existencia de un máximo de exhalación que supera los $1000 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, localizado a 50 km al sur de Belfast (Irlanda del Norte). Esto se debe a la elevada concentración de uranio que posee el suelo de la zona, en torno a 700 ppm de U (8 Bq g^{-1} de ^{238}U), la cual es, con diferencia, muy superior al resto de los suelos europeos, (Salminen, 2006; De Vos et al., 2006).

En la figura 2.6 se muestran las distribuciones de probabilidad de exhalación de radón para los meses de enero y julio como representativos de los periodos húmedo y seco. Ambos meses muestran una forma funcional semejante, desplazadas unos $7 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. La tendencia log-normal muestra la existencia de localizaciones concretas con exhalaciones atípicamente elevadas.

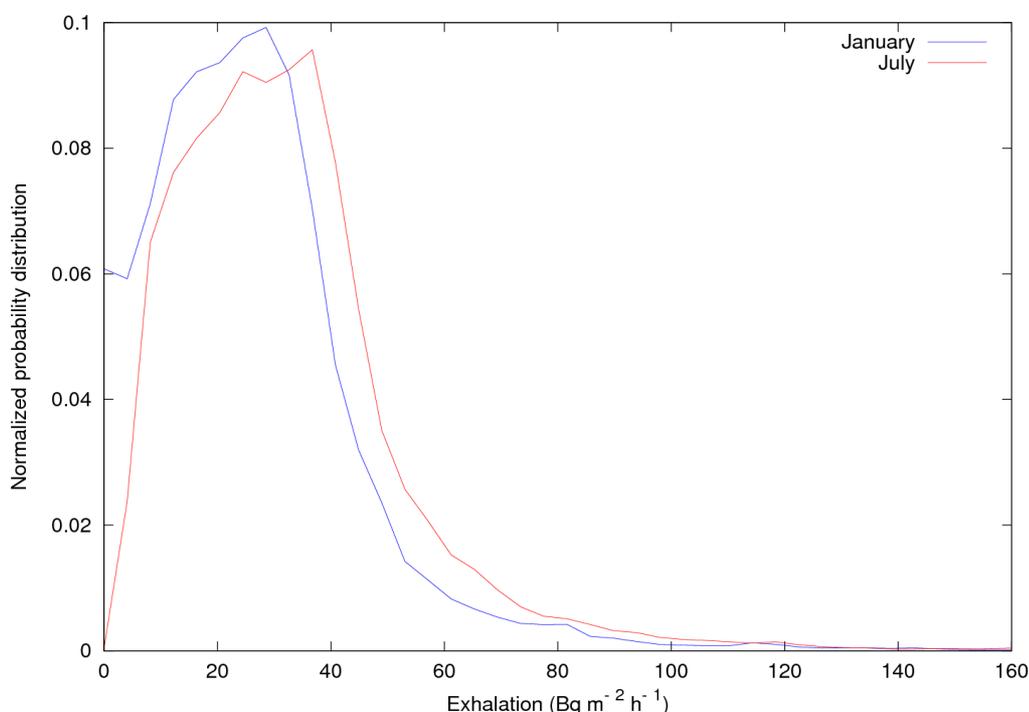


Figura 2.6 Distribución de probabilidad de la tasa de exhalación del dominio completo para los meses Enero y Julio promedio del periodo 1957 – 2002

4.1.2 Estadísticos y distribuciones de probabilidad por regiones

Las distribuciones de probabilidad en detalle de las diferentes regiones muestran un comportamiento característico de cada zona, en función del ciclo hidrológico y del sustrato geológico, figura 2.7

De esta manera, el promedio regional para Irlanda está en torno a $75 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. Sin embargo, la media geométrica, en torno a $50 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, muestra la gran asimetría de los valores. La distribución de probabilidad muestra claramente dos valores de exhalación más probables, 35

y $50 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, junto con otro núcleo de menor probabilidad de ocurrencia, en torno a $95 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. A su vez, el P95 ronda los $275 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, siendo muy superior al promedio europeo. Como se ha comentado, al sur de Belfast se localiza el máximo, tanto irlandés como europeo, de tasa de exhalación en torno a los $1000 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$.

El Reino Unido presenta una distribución de probabilidad bastante simétrica. El valor medio está en torno a $36 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, $1 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ por encima de la media geométrica. A su vez, la desviación estándar está en torno a $10 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, mostrando la similitud de los valores para toda la región. El P95 está por debajo de $59 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ y el máximo ronda los $100 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$.

Por su parte, la Península Ibérica presenta una distribución ligeramente log-normal, con valores medios en torno a 25 y $45 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, para invierno y verano, respectivamente y con desviación estándar de $24 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. Observando la distribución, aparecen 3 valores más probables a lo largo de la Península, los cuales fluctúan entre 12, 30 y $45 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ para el periodo invernal y 35, 50 y $60 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ en el periodo de estío. Se observa una gran fluctuación estacional en torno a $20 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. El P95 ronda los 80 - $90 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ y el máximo en torno a $220 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, localizado al Este de Oporto, Portugal. Claramente, la Península Ibérica muestra una gran variabilidad regional, así como grandes fluctuaciones estacionales.

Francia presenta un patrón similar al de la Península Ibérica, con menor fluctuación estacional. De esta manera, el valor medio fluctúa en torno a $40 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, con $24 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ de desviación estándar. A su vez, los P95 rondan los 75 - $95 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ y el máximo se presenta en torno a $250 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ cerca de la ciudad de Cabannes.

Italia presenta valores medios en torno a $60 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ con una desviación estándar de $28 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. A su vez, el P95 es de $115 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, mostrando la elevada probabilidad de exhalaciones elevadas. Observando en detalle la distribución de probabilidad, se observa un patrón multimodal con un máximo claro en torno a $45 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. Además, se aprecia la existencia de valores en torno a $25 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, los cuales disminuyen su probabilidad de ocurrencia de manera drástica en los meses cálidos. El patrón se completa con un pico estrecho, en torno a $75 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, con elevada probabilidad de ocurrencia y otros dos, más a la derecha, 85 y $120 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ con probabilidad comparable entre ellos pero menor que el anterior.

La tasa de exhalación en Alemania presenta valores relativamente bajos; el valor medio fluctúa entre 21 y $26 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, con una desviación estándar en torno a $12 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. La distribución de valores está claramente afectada por la variación estacional, como se aprecia por la reducción estival de la diferencia entre la media aritmética y la geométrica. Además, la distribución muestra una gran abundancia de valores en torno a $3 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ durante el invierno, los cuales reducen su probabilidad de ocurrencia a cero en beneficio de valores en torno a $20 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. Por encima de estos valores, aparece otro núcleo de elevada probabilidad de ocurrencia centrado en 35 - $40 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, coincidiendo con el P95. Por su parte, el máximo no supera los $50 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$.

La distribución de probabilidad para los países de Europa del Este es muy similar a la de Alemania; sin embargo, predominan los valores de tasa de exhalación en torno a $15 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$,

frente a los de 35 – 40 Bq m⁻² h⁻¹. De esta manera, el valor medio fluctúa entre 17 – 21 Bq m⁻² h⁻¹, con una desviación estándar de 11 Bq m⁻² h⁻¹. De nuevo, el P95 ronda los 35 – 40 Bq m⁻² h⁻¹, pero el máximo alcanza valores en torno a los 65 Bq m⁻² h⁻¹.

La Península escandinava presenta valores medios en torno a 25 Bq m⁻² h⁻¹, con una desviación estándar de 10 Bq m⁻² h⁻¹ y una fluctuación estacional en torno a 5 Bq m⁻² h⁻¹. El P95 está en torno a 45 Bq m⁻² h⁻¹ y el máximo no supera los 70 Bq m⁻² h⁻¹.

Por su parte, Finlandia presenta los valores más bajos de Europa, con un valor medio de 9 Bq m⁻² h⁻¹ para el invierno y 15 Bq m⁻² h⁻¹ para el verano. En concreto, el valor de la media geométrica, 3 Bq m⁻² h⁻¹, indica la elevada presencia de valores muy próximos a cero. La desviación estándar está en torno a 10 Bq m⁻² h⁻¹ y el P95 en torno a 33 Bq m⁻² h⁻¹. A pesar de estos valores, el máximo se presenta en 80 Bq m⁻² h⁻¹, mostrando localizaciones de elevada exhalación al sur del país, en torno a Helsinki.

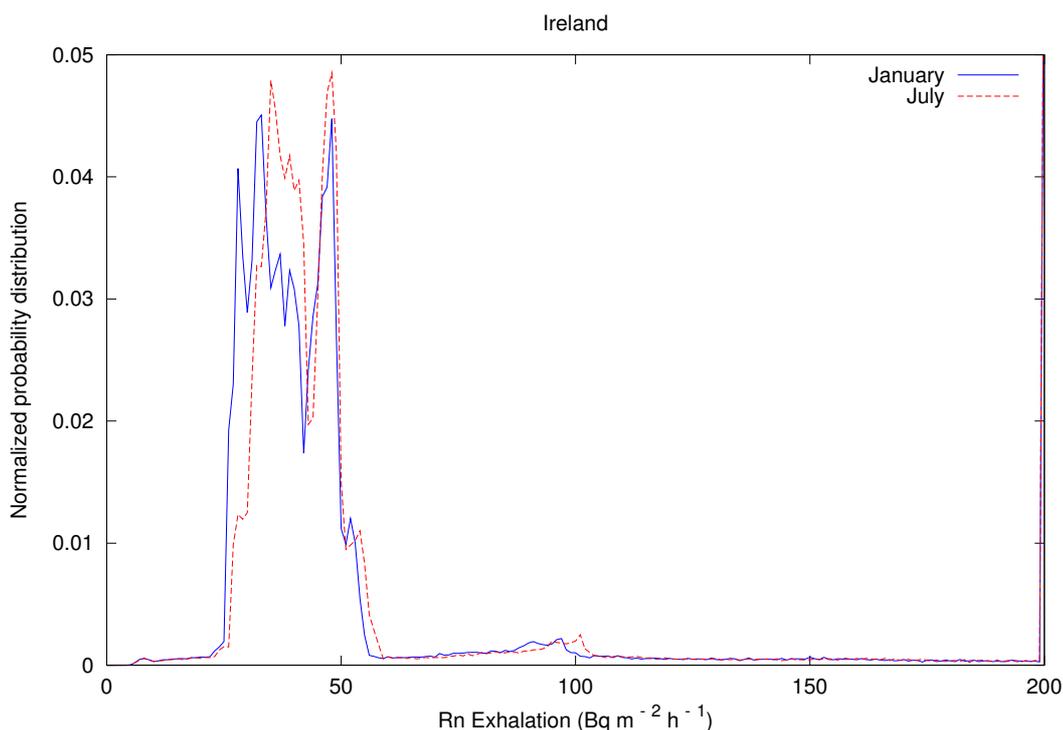


Figura 2.7.a) Distribuciones de probabilidad de la tasa de exhalación de Radón en Irlanda para los meses Enero y Julio promedio del periodo 1957 – 2002

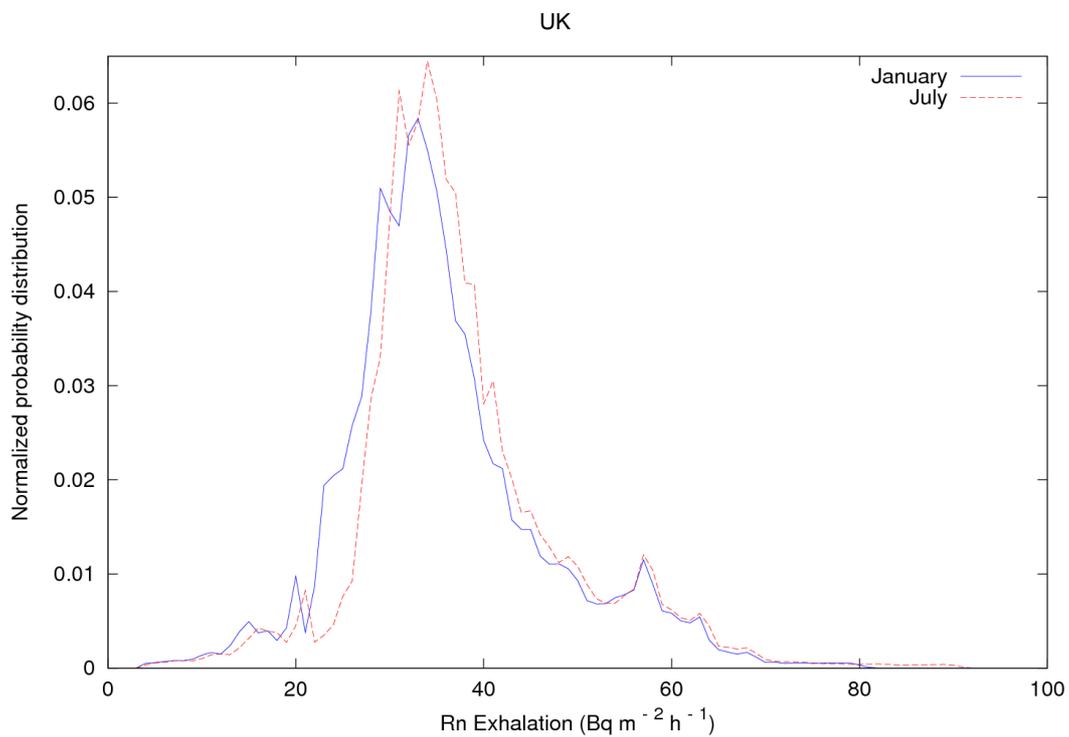


Figura 2.7.b) Distribuciones de probabilidad de la tasa de exhalación de Radón en el Reino Unido para los meses Enero y Julio promedio del periodo 1957 – 2002

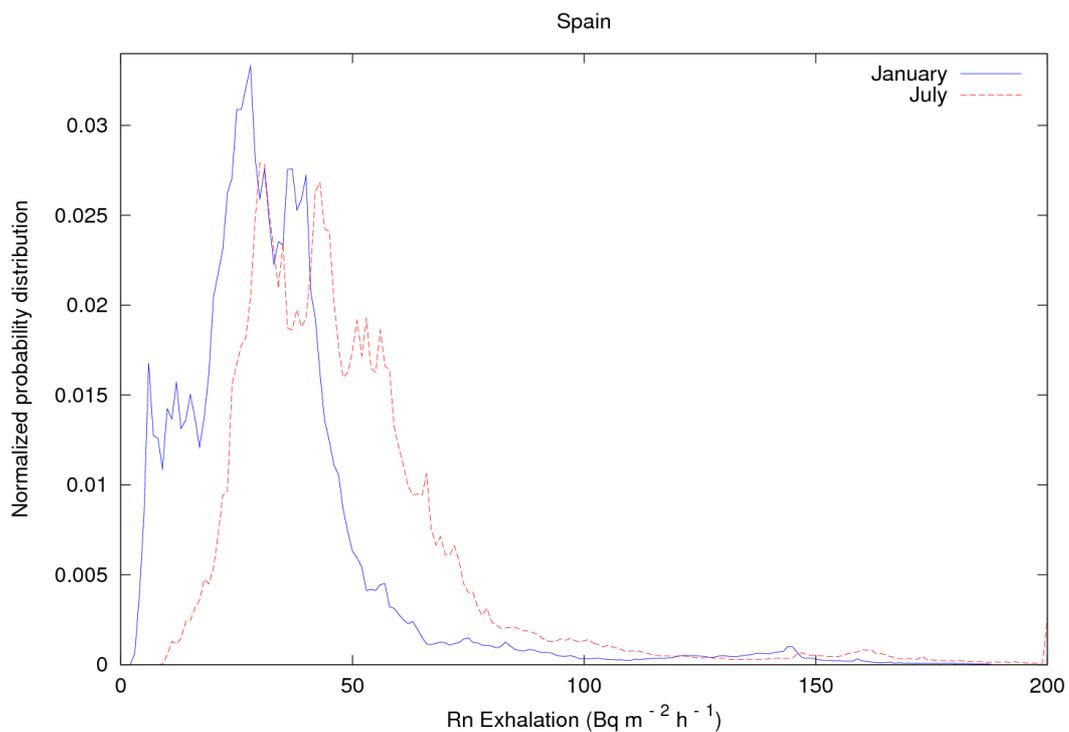


Figura 2.7.c) Distribuciones de probabilidad de la tasa de exhalación de Radón en la Península Ibérica para los meses Enero y Julio promedio del periodo 1957 – 2002

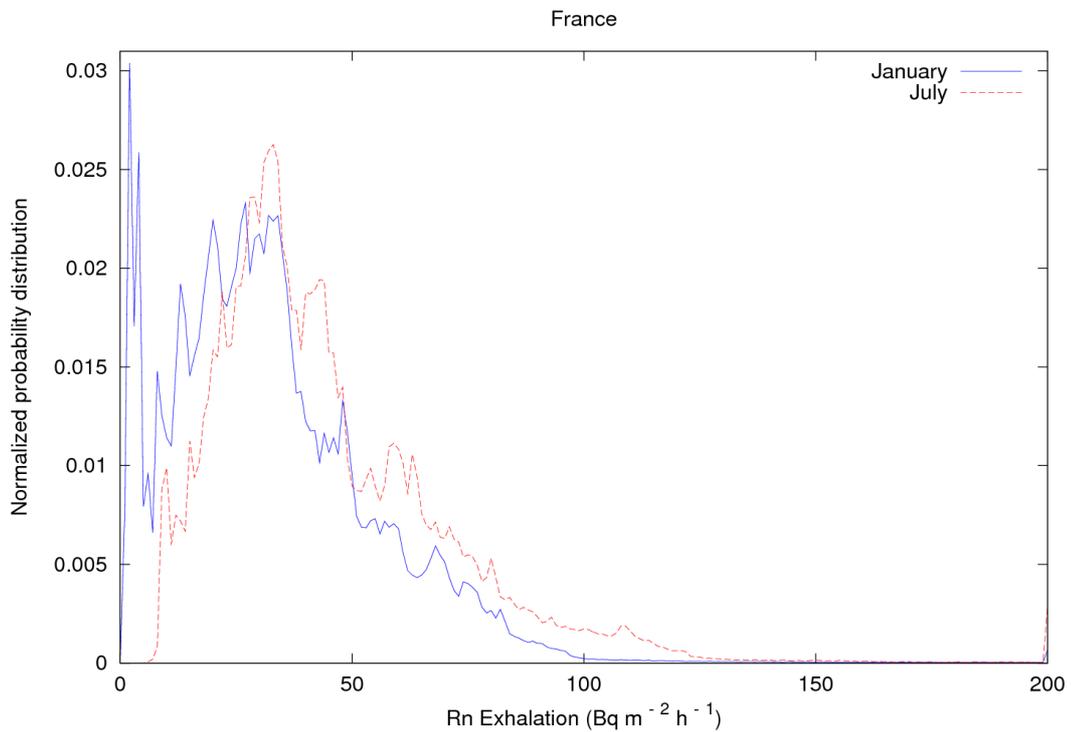


Figura 2.7.d) Distribuciones de probabilidad de la tasa de exhalación de Radón en Francia para los meses Enero y Julio promedio del periodo 1957 – 2002

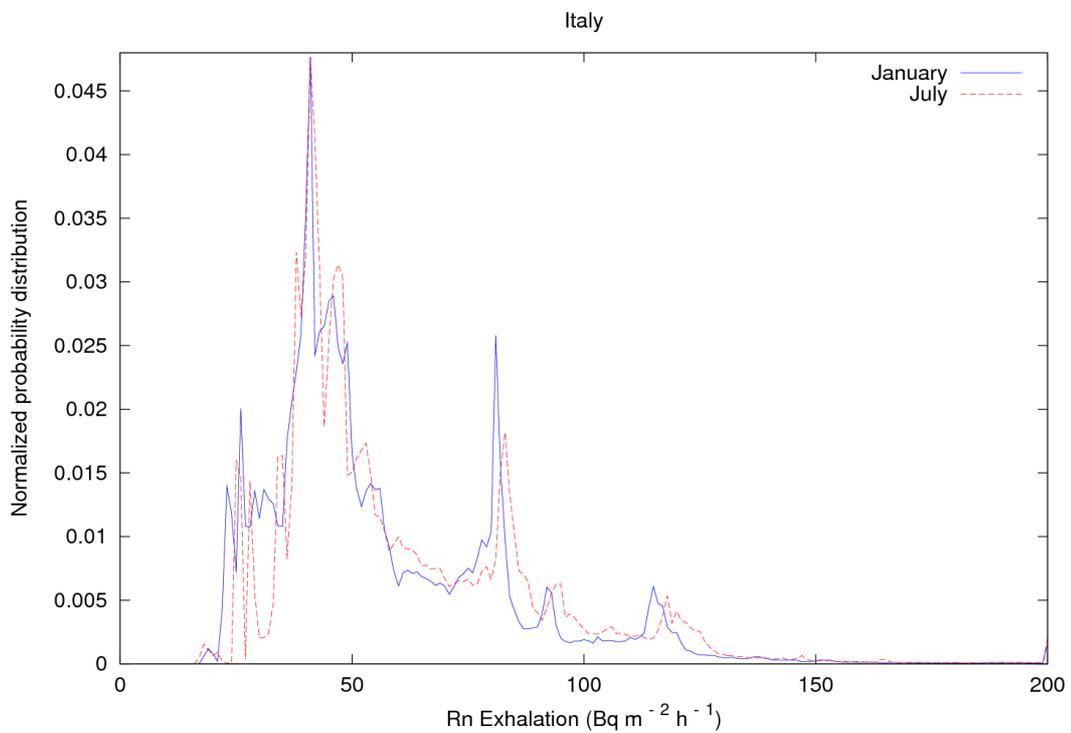


Figura 2.7.e) Distribuciones de probabilidad de la tasa de exhalación de Radón en Italia para los meses Enero y Julio promedio del periodo 1957 – 2002

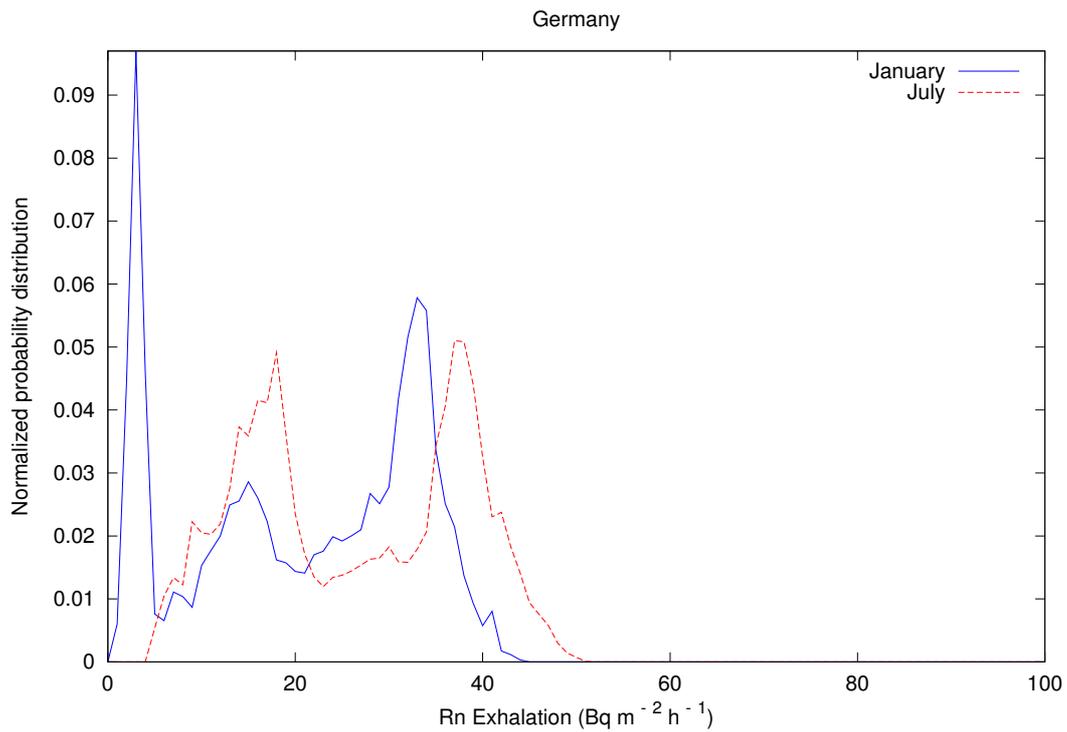


Figura 2.7.f) Distribuciones de probabilidad de la tasa de exhalación de Radón en Alemania para los meses Enero y Julio promedio del periodo 1957 – 2002

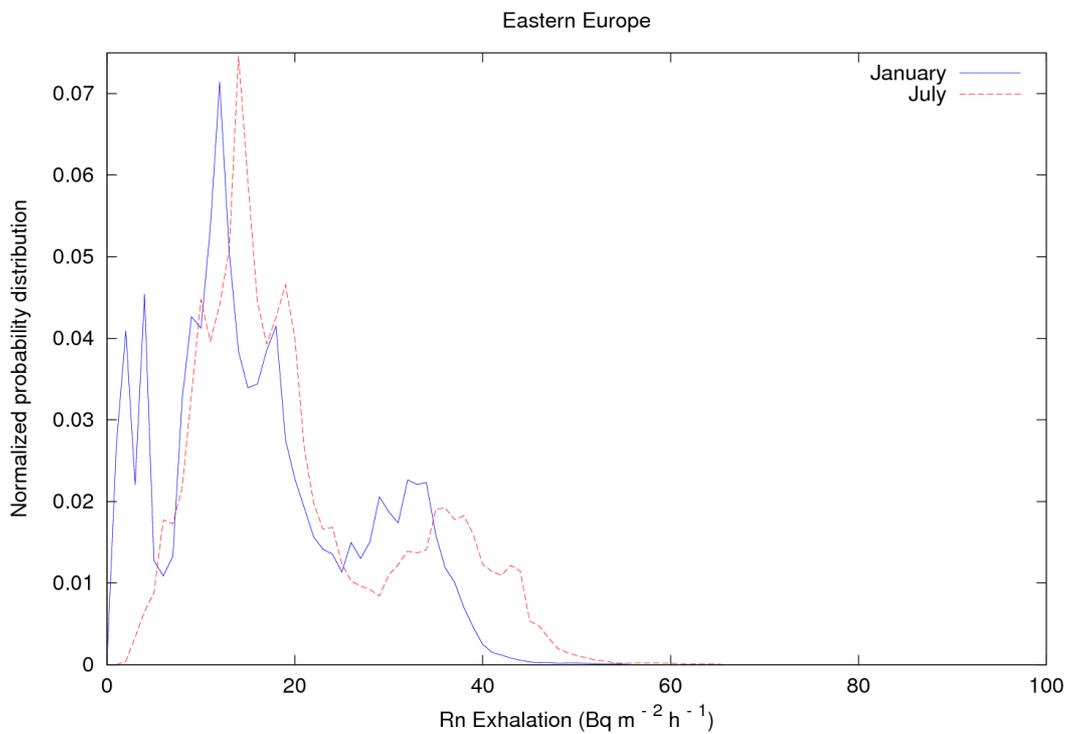


Figura 2.7.g) Distribuciones de probabilidad de la tasa de exhalación de Radón en Europa del Este para los meses Enero y Julio promedio del periodo 1957 – 2002

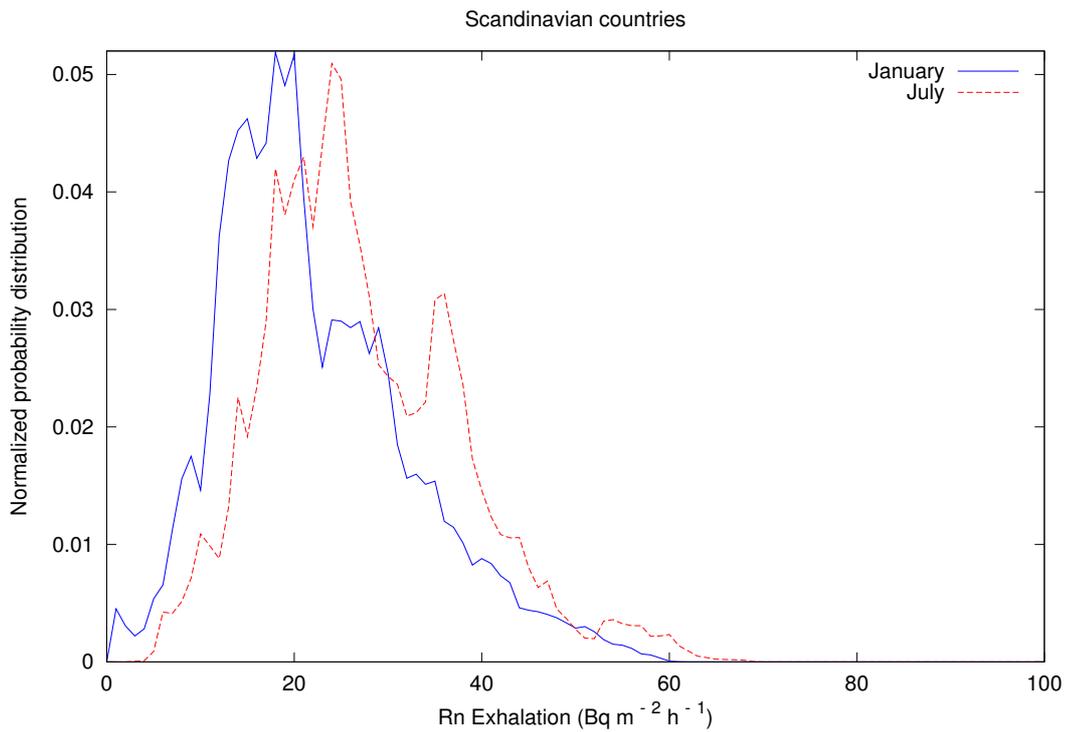


Figura 2.7.h) Distribuciones de probabilidad de la tasa de exhalación de Radón en la Península Escandinava para los meses Enero y Julio promedio del periodo 1957 – 2002

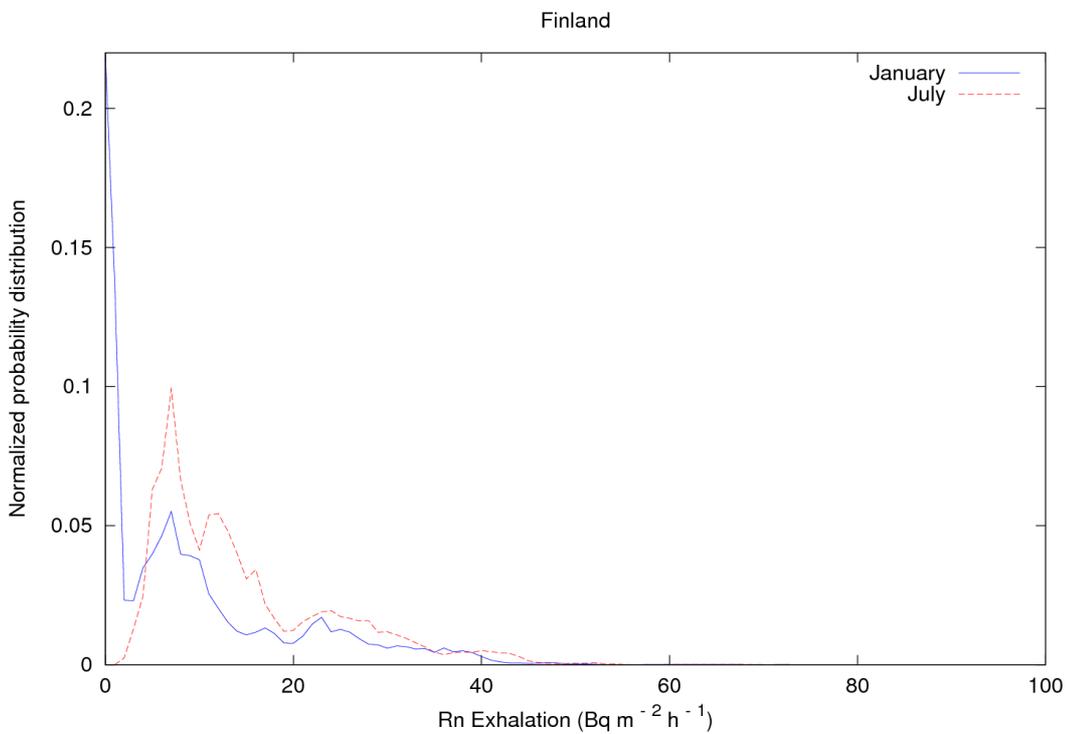


Figura 2.7.i) Distribuciones de probabilidad de la tasa de exhalación de Radón en Finlandia para los meses Enero y Julio promedio del periodo 1957 – 2002

4.2 Comparación con medidas experimentales de exhalación de radón

Existen pocas medidas experimentales de tasa de exhalación sobre Europa; sin embargo, es posible encontrar referencias como Jennings et al. (2006) donde se muestran los resultados de una campaña de exhalación de radón, con más de 90 medidas, llevadas a cabo en Irlanda durante los meses de Octubre de 2000 y Julio de 2001. Los autores presentan unos valores promedio de 28 y 50 Bq m⁻² h⁻¹ correspondientes al periodo invernal y estival respectivamente. En promedio, los autores sugieren una exhalación de radón de unos 38 Bq m⁻² h⁻¹ para Irlanda. Sin embargo, la mayor parte de las medidas se localizan al noroeste y sureste de la isla y no cubren toda la superficie. La existencia de un máximo muy extremo en Irlanda no detectado por esta campaña hace que los valores medios estén subestimados con respecto al mapa presentado.

Dörr and München (1990) presentan los resultados de medidas directas del flujo de radón en superficie en 14 localizaciones en las proximidades de Heidelberg, junto con 10 más distribuidas por el Oeste de Alemania. Según los autores, la distribución de probabilidad muestra dos valores más probables, 25 y 66 Bq m⁻² h⁻¹, con un valor medio de 53 Bq m⁻² h⁻¹. Atendiendo a las series temporales, los autores hablan de una fluctuación estacional de más del 30 %. Comparativamente, los valores obtenidos con el modelo presentado reproducen los dos máximos de ocurrencia obtenidos en esta campaña, ofreciendo valores ligeramente inferiores. Esto se debe fundamentalmente al carácter climatológico del mapa obtenido, el cual reduce las fluctuaciones estacionales.

En Szegvary et al. (2007) se muestran los resultados obtenidos en una campaña de 58 medidas de exhalación realizadas a lo largo de Suiza (24), Alemania (6), Finlandia (16) y Hungría (12). Así, los autores calculan, para Suiza, un valor medio de 58 Bq m⁻² h⁻¹, próximo a los 50 Bq m⁻² h⁻¹ obtenidos en este trabajo. Por su parte, Alemania presenta valores demasiado elevados, en torno a 77 Bq m⁻² h⁻¹ y una desviación estándar mayor a 50 Bq m⁻² h⁻¹. Esto se debe a la escasa representatividad estadística de estas 6 medidas. Finlandia presenta dos zonas diferenciadas. En el norte, el valor medio de exhalación ronda los 30 Bq m⁻² h⁻¹, siendo superior a los 15 Bq m⁻² h⁻¹ predichos para el promedio de verano. A su vez, el sur presenta valores más elevados, en torno a 100 Bq m⁻² h⁻¹, siendo coherente con los resultados obtenidos. En Hungría, el valor medio ronda los 60 Bq m⁻² h⁻¹, lo que supone un valor elevado para los 40 Bq m⁻² h⁻¹ obtenidos en este trabajo. En promedio, los resultados reflejan un valor medio por localizaciones superior al obtenido en este trabajo. Esto se debe a que las campañas de medida se llevaron a cabo durante el verano, propiciando la exhalación de radón.

Ielscha et al., (2002) describe una campaña de exhalación de radón realizada en 1998 durante el periodo seco (Julio-Agosto) en 85 localizaciones próximas a la costa sur de la Bretaña francesa. Según los autores, el valor medio para esta región está en torno a los 180 Bq m⁻² h⁻¹ junto con una desviación estándar de 250 Bq m⁻² h⁻¹. Los autores asocian los valores de elevada exhalación a la litología uranífera de la región, la cual presenta valores de ²²⁶Ra entre los 100 y 180 Bq kg⁻¹. A su vez, informan de una gran variabilidad en la saturación de humedad de los suelos estudiados, entre 10 – 95 %, lo que influye de manera significativa en la exhalación. En

promedio, estos resultados superan en más de $80 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ las predicciones obtenidas con el modelo climatológico presentado en este trabajo, debido fundamentalmente al efecto de amortiguamiento que sufren las fluctuaciones estacionales en el mapa climatológico.

Dueñas et al., (1997) presenta una campaña local de más de 230 medidas individuales de exhalación de radón en torno a la ciudad de Málaga, al sur de España. El flujo de radón, según los autores, varía entre 10 y $90 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, presentando una media geométrica en torno a $35 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. El contenido en humedad ronda el 7% en masa para la mayoría de los suelos estudiados. El modelo propuesto en este trabajo predice un valor ligeramente inferior, en torno a $15 - 30 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ para la zona, debido probablemente al carácter climatológico del mismo. Por otra parte, Abril et al., (2009) presenta un estudio enfocado a evaluar las implicaciones del uso de fosfoyeso como medida correctora en suelos agrícolas de la zona de Sevilla. Como punto de control para los suelos de la zona, presenta unos resultados entre $15 - 40 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, para los periodos húmedo y seco respectivamente. Estos resultados son muy consistentes con los resultados predichos para la zona, entre $15 - 35 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$.

En el verano de 2008, Grossi et al., (2010) lleva a cabo una campaña de intercomparación de medidas de exhalación de radón en cuatro localizaciones españolas. Los valores medidos obtenidos en esta campaña rondan los $30 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ para Teruel y Los Pedrones, sobre los $50 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ para Quintanar de la Orden y los $90 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ para Madrid. Por su parte, el modelo propuesto predice una exhalación para el periodo seco promedio de $32, 27, 43$ y $55 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ para las cuatro localizaciones respectivamente. Como resultado fundamental de la campaña comentada cabría destacar la gran desviación obtenida entre los dispositivos comparados, entre un 10 % y un 25 %. Este hecho pone de manifiesto la elevada incertidumbre asociada a las medidas de flujo de radón en superficie encontradas en la literatura. Los valores medios calculados para periodo seco mediante el modelo propuesto reproducen los resultados obtenidos en las medidas, sin embargo, las desviación del valor experimental aumentan a medida que éste crece, mostrando de nuevo el efecto de suavizado que genera el carácter climatológico del mapa obtenido.

4.3 Comparación con otros modelos europeos de exhalación de radón

Debido a la escasez de medidas directas de flujo de radón en superficie, y a la relativa fiabilidad de las mismas, varios autores han propuesto diferentes alternativas con el fin de estimar la exhalación de radón a nivel europeo. De esta forma, Rasch et al. (2000) propuso un valor global de exhalación en torno a los $75 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ entre 30° y 60° N, y de $33 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ para latitudes superiores. A su vez, Conen y Robertson (2002) sugirieron que el flujo de radón podría decrecer de manera lineal entre $75 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ a 30° N hasta $15 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ a 70° N.

La figura 2.8 muestra el promedio zonal tanto en latitudes como en longitudes para los meses de Enero y Julio. Claramente se observa un aumento de exhalación de 25 a $50 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, en promedio, entre 35° y 42° N, seguido de una disminución no-lineal hasta los $15 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ para 70° N. Entorno a 53° N, aparece un máximo de exhalación, bastante estrecho, que

desenmascara la existencia de unos valores atípicos de exhalación en estas latitudes. Es claro que la tendencia latitudinal sugerida por Conen y Robertson (2002) reproduce de manera similar los resultados calculados mediante el modelo. Sin embargo, para latitudes por debajo de 42° N, la propuesta de Conen sobreestima los resultados de exhalación. Por su parte, la media zonal como función de la longitud muestra un comportamiento decreciente de Oeste a Este. Los valores máximos corresponden a longitudes entre 5° y 10° W, donde aparecen dos picos con exhalaciones por encima de 60 y 80 Bq m⁻² h⁻¹ centrados en torno a 8° y 5.2° W respectivamente.

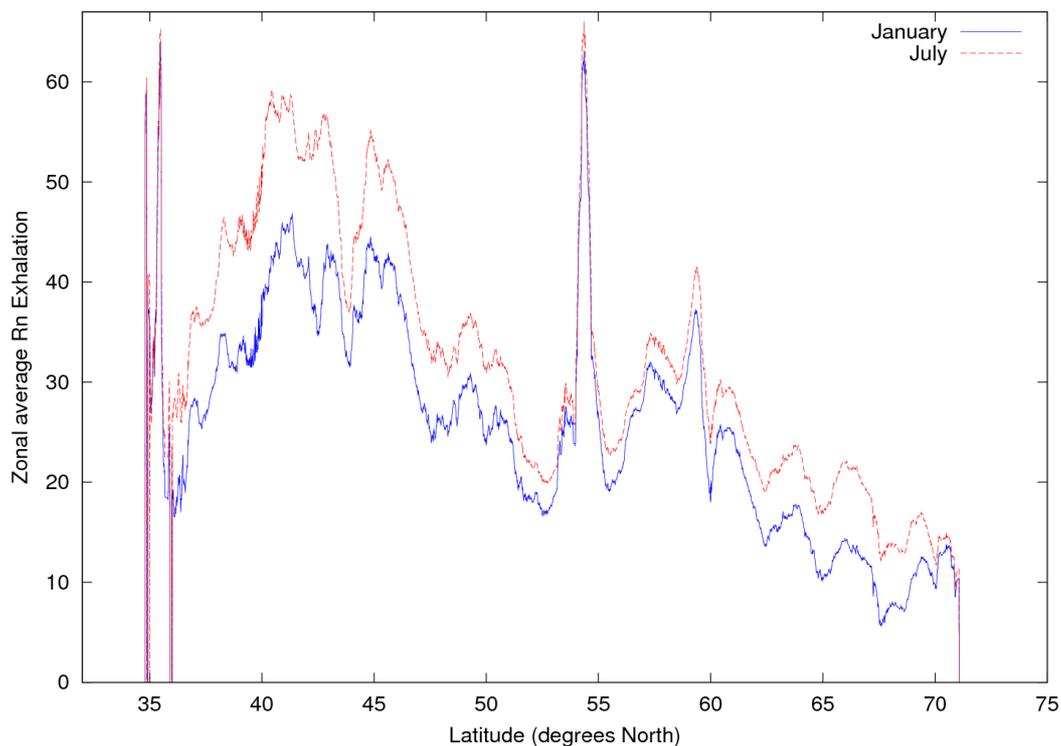


Figura 2.8.a) Promedio zonal de la tasa de exhalación en función de la latitud

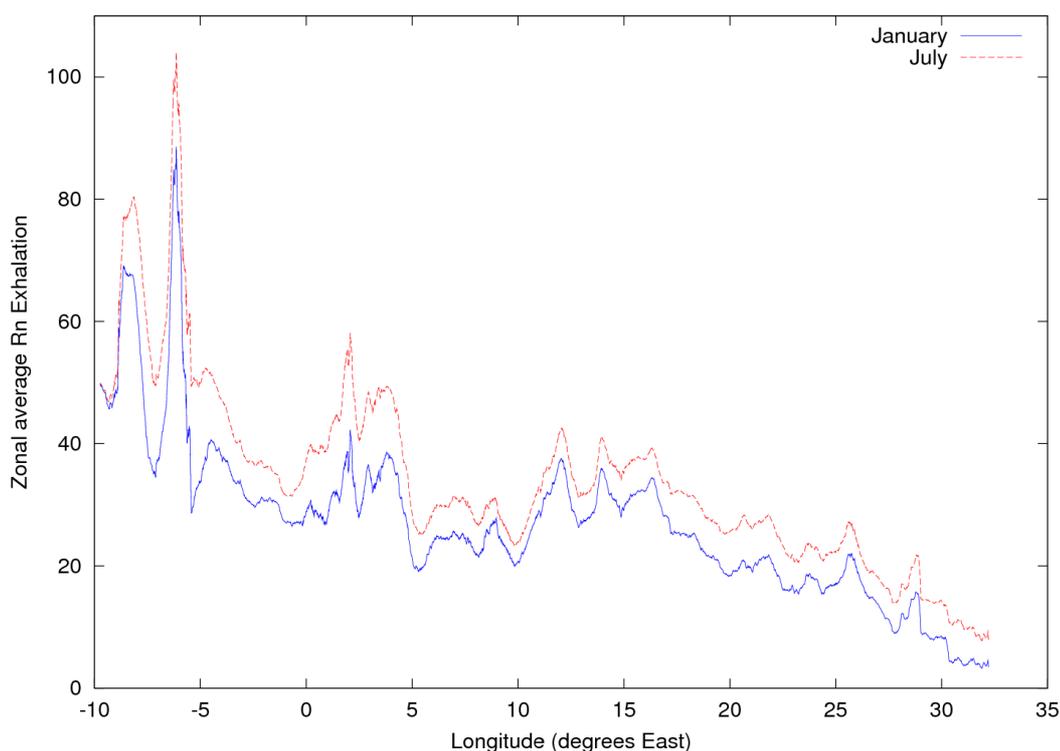


Figura 2.8.b) Promedio zonal de la tasa de exhalación en función de la longitud

En Szegvary et al., (2009) se presenta un mapa de flujo de radón derivado a partir de correlaciones entre la tasa de exhalación y la tasa de dosis por irradiación externa obtenidas experimentalmente en un trabajo previo (Szegvary et al., 2007) Como valor medio global para Europa obtienen unos $38 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ superior a los $30 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ obtenidos en este trabajo, y con una desviación estándar de unos $15 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, inferior a los $27 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. Casi de manera sistemática, la aproximación de Szegvary proporciona valores de exhalación superiores a los obtenidos con el modelo propuesto en este trabajo. De esta forma, los valores medios regionales para el Reino Unido, $50 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, España, $77 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, Francia, $45 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, Alemania, $39 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, Finlandia, $22 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, son superiores a los comentados en el apartado anterior. La mayor desviación se obtiene para la Península Ibérica, donde se sabe que la aproximación de Szegvary sobreestima los valores de exhalación, Grossi et al., (2010)

4.4 Fluctuaciones interanuales respecto al valor medio local

En la figura 2.9 se muestran las desviaciones absolutas respecto al valor medio local, en promedio, para los meses Enero y Julio. De manera evidente, durante los meses húmedos todo el dominio presenta valores por debajo del valor medio local; a su vez, el periodo seco presenta desviaciones positivas en todo el dominio. De manera sistemática, las latitudes bajas presentan las mayores desviaciones, mostrando mayor amplitud en las fluctuaciones. Así, en

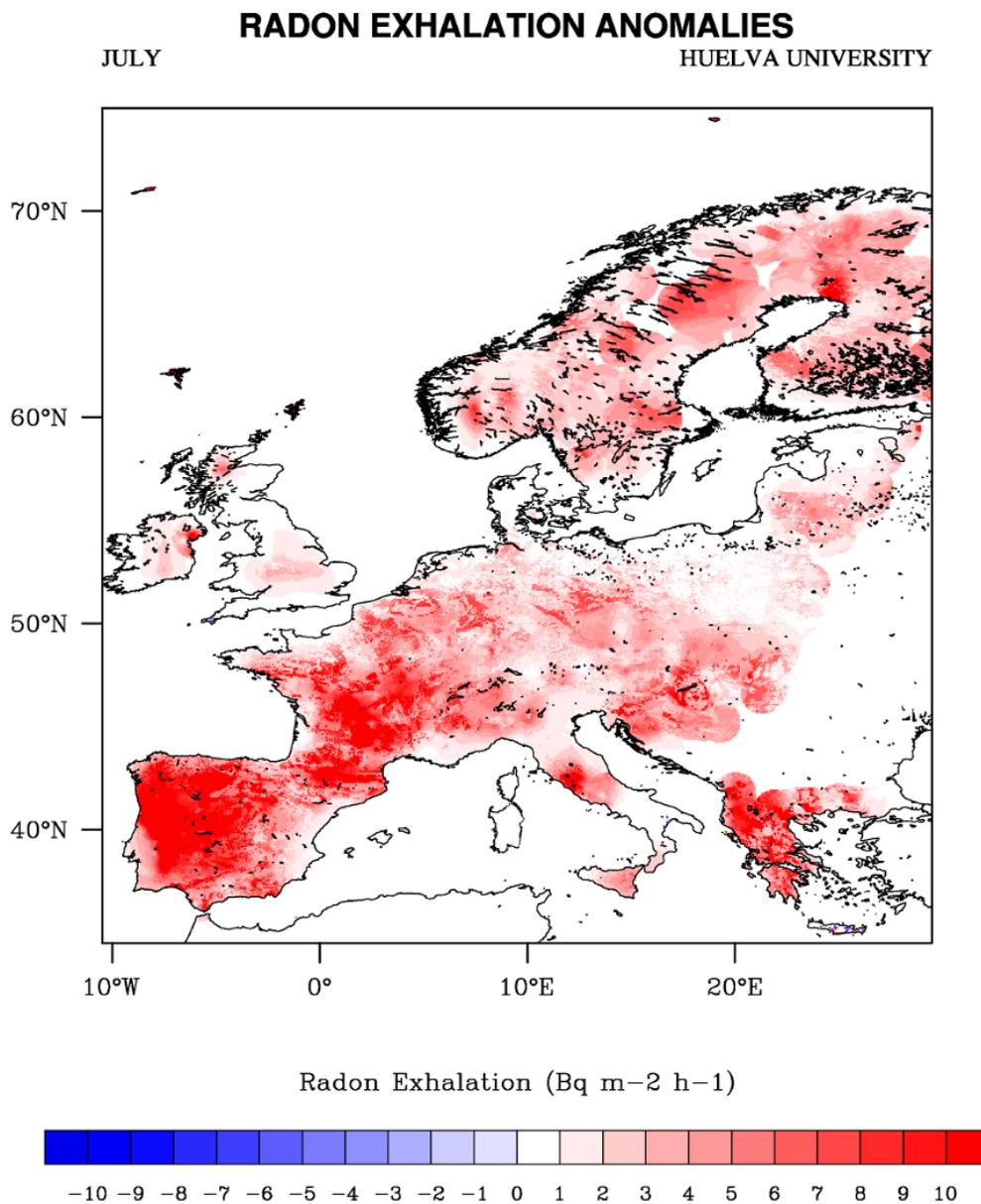


Figura 2.9.b) Desviaciones absolutas respecto del valor medio local de la tasa de exhalación para Julio promedio del periodo 1957 - 2002

Como ejemplo de ciclos medios anuales, se han seleccionado cuatro localizaciones interesantes a lo largo del continente europeo. De esta manera es posible observar en la figura 2.10 la similitud del ciclo de exhalación para las diferentes localizaciones. Observando en detalle la figura se aprecian matices diferenciadores propios de cada localización. Así, las ciudades más septentrionales presentan el máximo de exhalación en Julio, mientras que las ciudades al sur lo muestran en Agosto. A su vez, las ciudades situadas más hacia el Este presentan el mínimo de exhalación en Marzo, siendo Abril el mes con menor exhalación para las ciudades del Oeste.

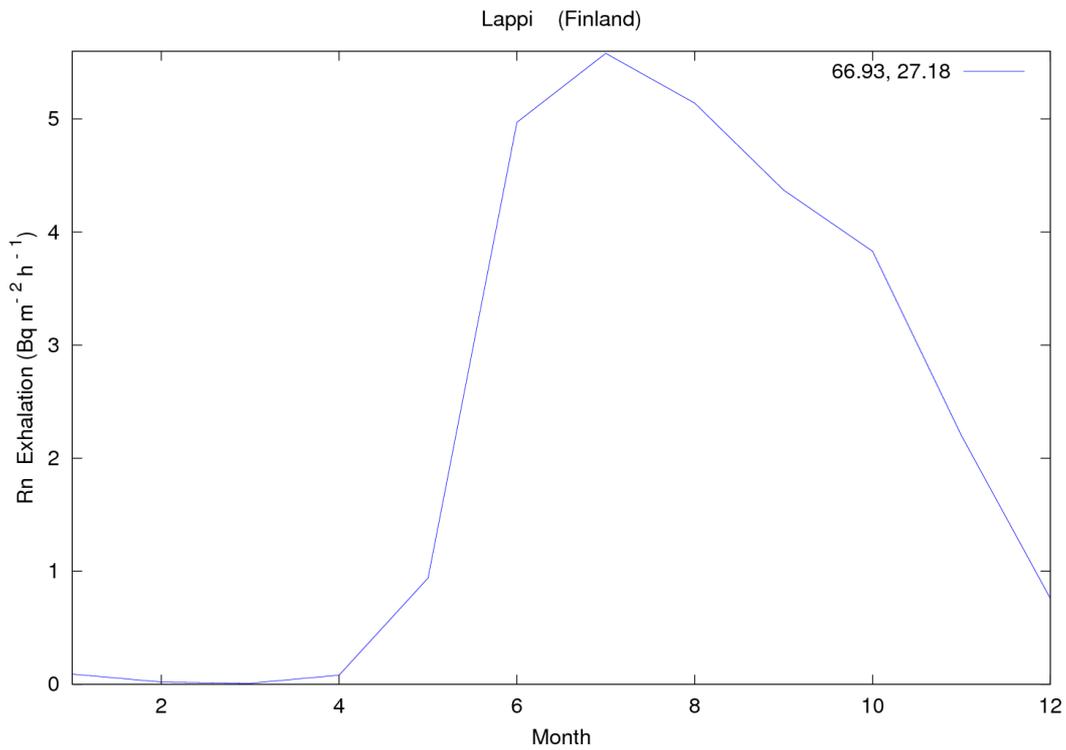


Figura 2.10.a) Ciclo anual de tasa de exhalación para Lappi, Finlandia (66.93 N, 27.18 E)

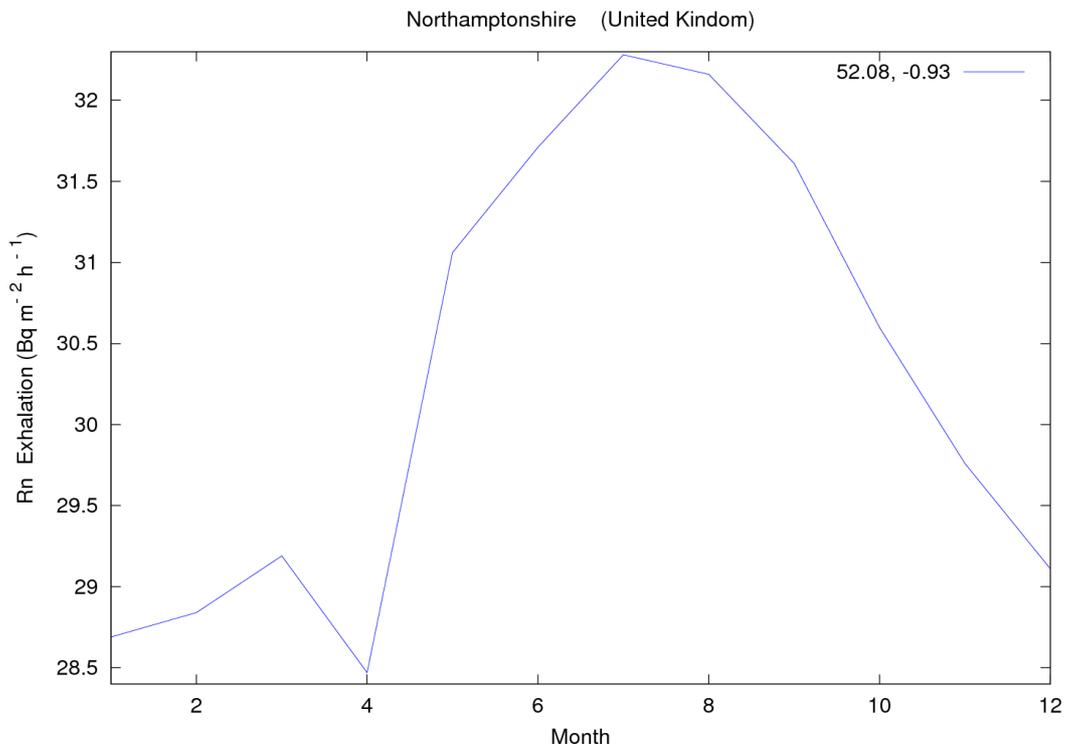


Figura 2.10.b) Ciclo anual de tasa de exhalación para Northamptonshire, UK (52.08 N, 0.93 W)

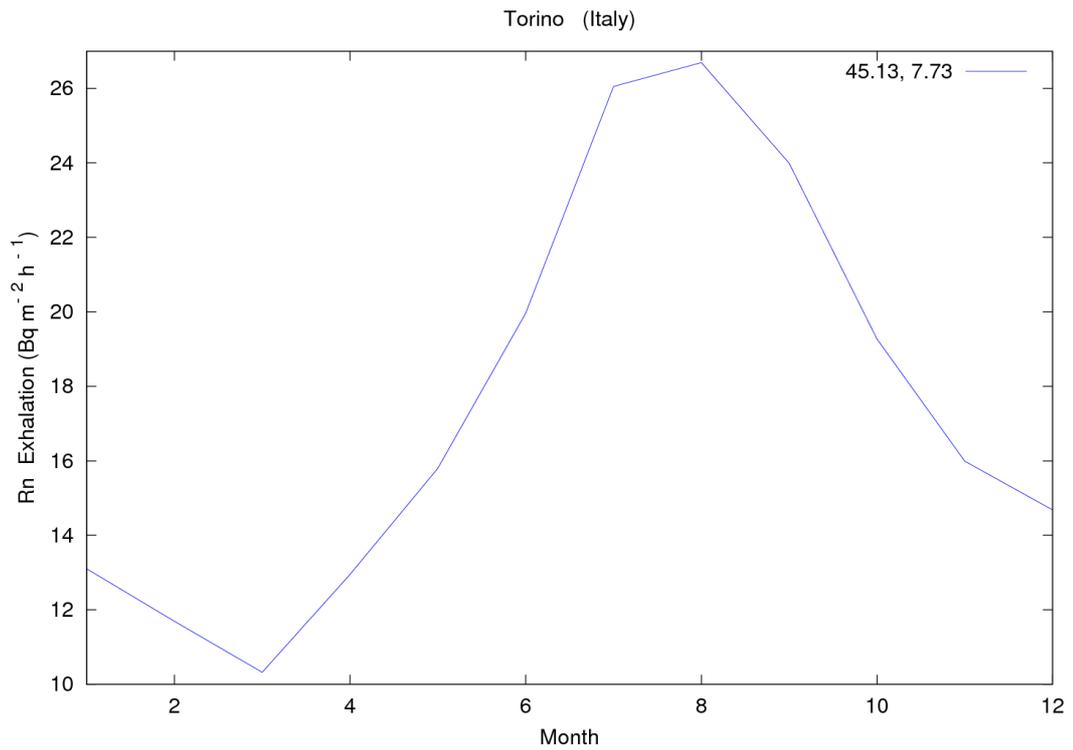


Figura 2.10.c) Ciclo anual de tasa de exhalación para Torino, Italia (45.13 N, 7.73 E)

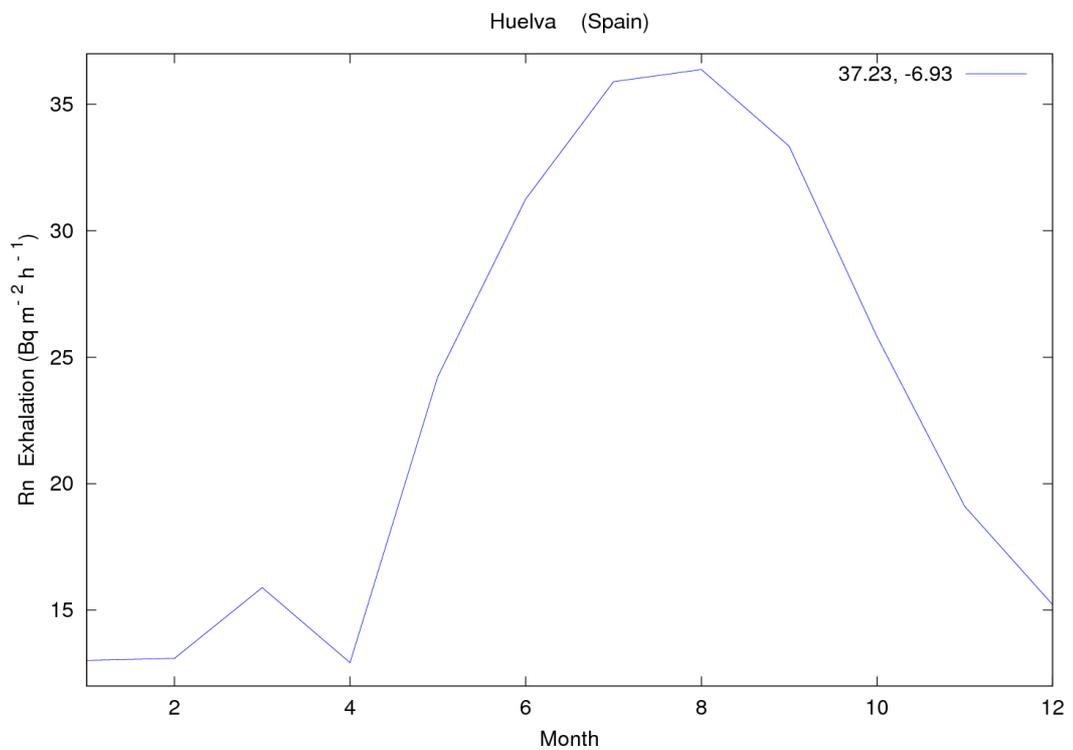


Figura 2.10.d) Ciclo anual de tasa de exhalación para Huelva, España (37.23 N, 6.93 W)

El efecto de la cubierta de nieve determina en gran medida la exhalación en zonas como Lappi, Finlandia. Así, en la figura 2.10.a se observa como los meses más fríos presentan una exhalación entorno a 0. Esto se debe fundamentalmente a la presencia de la cubierta de nieve que, de una parte apantalla la exhalación de radón en superficie y, además, mantiene muy húmedo el suelo bajo ella. Este efecto combinado hace que la cubierta de nieve juegue un papel muy importante en las fluctuaciones estacionales de la exhalación.

4.5 Limitaciones y fuentes de error

Claramente, las aproximaciones realizadas en el modelo introducen ciertas limitaciones a los resultados presentados. De esta manera, la naturaleza monodimensional del modelo no evalúa los flujos difusivos horizontales que pudieran ocurrir entre las diferentes zonas. A su vez, la consideración de un factor de emanación constante podría incluir una incertidumbre hasta del 50 % en el término fuente de determinados suelos extremadamente secos. Por su parte, la asunción de homogeneidad considerada en la cubierta de nieve puede considerarse con fines climatológicos. Sin embargo, la naturaleza dinámica de la misma, la cual modifica la compactación en función del tiempo de deposición y del espesor, hace que, de manera probable, el efecto de apantallamiento esté subestimado.

Por su parte, la resolución y precisión de los inventarios de datos determina en gran medida las incertidumbres asociadas a los resultados obtenidos. Así, las interpolaciones horizontales realizadas limitan en cierto modo la resolución final de los resultados, por lo que se hace necesario la inclusión de inventarios de mayor resolución, tanto climáticos como de geoquímicos.

5. Conclusiones

Se ha implementado un modelo numérico de transporte de radón en medios porosos heterogéneos y finitos que permite calcular la tasa de exhalación en superficie a partir de los parámetros geológicos, geoquímicos y climatológicos de los suelos europeos a una resolución horizontal de 0.5' (~ 1 km)

El modelo teórico parte de la ecuación fundamental de transporte de radón en medios porosos, con los coeficientes de transporte dependientes de la humedad y temperatura. Además, incluye un modelo simple que evalúa el efecto de la cubierta de nieve.

Para la resolución numérica del problema planteado se ha escrito un código en C++ que, a partir de las bases de datos internacionales FOREGS, HWSD y ERA-40, permite calcular el perfil de concentración de radón en estado estacionario y, así, derivar la tasa de exhalación superficial para cada celda de una malla horizontal en formato netCDF.

A partir de las simulaciones realizadas se ha llevado a cabo una climatología mensual de la

exhalación de radón en superficie y se han calculado los valores medios, las distribuciones de probabilidad y las anomalías estacionales, así como un inventario europeo de alta resolución de exhalación de radón media mensual.

Los resultados obtenidos se han comparado con medidas experimentales de flujo de radón en superficie halladas en la literatura mostrando en general un buen acuerdo. Sin embargo, el carácter climatológico del inventario calculado se hace patente en la ligera subestimación de los resultados en los periodos estivales concretos durante los cuales se desarrollaron la mayoría de las campañas de medida.

En general, los resultados muestran grandes variaciones en función de la localización, mostrando una desviación estándar espacial que ronda el valor medio anual ($30 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$). A su vez, la desviación interanual presenta un valor medio entorno al 25 % del valor medio anual. De manera sistemática, las latitudes bajas presentan las mayores desviaciones, mostrando mayor amplitud en las fluctuaciones estacionales. Las ciudades más septentrionales presentan el máximo de exhalación en Julio, mientras que las ciudades al sur lo muestran en Agosto. A su vez, las ciudades situadas más hacia el Este presentan el mínimo de exhalación en Marzo, siendo Abril el mes con menor exhalación para las ciudades del Oeste. La asimetría de los resultados en torno al valor medio pone de manifiesto la existencia de localizaciones concretas con exhalaciones atípicamente elevadas. Las distribuciones de probabilidad en detalle de diferentes regiones concretas muestran un comportamiento característico de cada zona, en función del ciclo hidrológico y del sustrato geológico.

El modelo desarrollado permite el calculo de mapas similares al mostrado para Europa en cualquier región del mundo que posea una base de datos adecuada. Además, la estructura del algoritmo permite una fácil adaptación para resolver las ecuaciones en modo transitorio y calcular la tasa de exhalación para episodios meteorológicos concretos.

El inventario calculado permite la fácil integración en modelos atmosféricos de transporte además de servir como línea base de alta resolución en la toma de decisiones políticas respecto a la determinación de zonas de alto riesgo de exposición a radón. Además, permite evaluar la perturbación respecto del fondo local de fuentes antropogénicas.

Capítulo 3

“Caracterización y simulación de las balsas de fosfoyeso de Huelva”

Contenidos

1. Introducción

2. Materiales y métodos
 - 2.1. Descripción de la zona de estudio
 - 2.1.1. Balsas de fosfoyesos
 - 2.1.2. Parcela piloto
 - 2.2. Caracterización física y radiométrica
 - 2.2.1. Descripción de las muestras analizadas en laboratorio
 - 2.2.2. Porosidad y saturación de humedad
 - 2.2.3. Sondeos geotécnicos
 - 2.2.4. Técnica de acumulación
 - 2.2.5. Espectrometría gamma
 - 2.3. Evaluación de las tasas de exhalación por simulación numérica

- 2.3.1. Formulación numérica del modelo de transporte
 - 2.3.2. Modelo de Malla
 - 2.3.3. Escenarios de simulación
 - 2.3.4. Eficiencia de dos cubiertas tipo
 - 2.4. Determinación experimental de la tasa de exhalación
 - 2.4.1. Detectores para la medida de la exhalación de radón
 - 2.4.2. Campañas de medida de tasas de exhalación
 - 2.4.2.1. Balsas de fosfoyeso
 - 2.4.2.2. Parcela piloto
3. Resultados y discusión
- 3.1. Caracterización física y radiométrica
 - 3.1.1. Sondeos geotécnicos
 - 3.1.2. Potencial de radón y actividades de ^{226}Ra
 - 3.2. Simulación de la tasa de exhalación
 - 3.2.1. Ejercicio interno de validación del modelo propuesto
 - 3.2.2. Fosfoyeso en diferentes escenarios. Sensibilidad
 - 3.2.3. Eficiencia de dos cubiertas tipo
 - 3.3. Determinación experimental de la tasa de exhalación
 - 3.3.1. Balsas de fosfoyeso
 - 3.3.2. Eficiencia de la cubierta ensayada en la parcela piloto
4. Conclusiones

1. Introducción

Una gran variedad de empresas no dedicadas a la industria nuclear utilizan materias primas que de manera natural pueden presentar altas concentraciones de elementos radiactivos (NORM = Naturally Occurring Radioactive Matter), en relación a los contenidos promedios presentes en la corteza terrestre.

Este hecho tiene una incidencia especial en los procesos de producción de fertilizantes fosfatados, como el caso de las factorías de producción de ácido fosfórico y fertilizantes fosfatados de Huelva. Este proceso requiere utilizar grandes cantidades de materia prima, denominada fosfato roca o fosforita.

Es bien conocido que la roca comercial de origen sedimentario marino, la más utilizada en España, suele contener concentraciones de uranio (U) entre 100 y 300 ppm, valor muy por encima de las aproximadamente 2-3 ppm presentes en la mayoría de las rocas naturales de la corteza terrestre. Por tanto, durante el proceso de producción del ácido fosfórico se ponen en juego elevadas cantidades de radionúclidos naturales.

Como subproducto del proceso industrial se genera sulfato cálcico dihidratado con impurezas varias (entre ellas, radionucleidos naturales), denominado fosfoyeso, y que se apila en balsas construidas directamente sobre las marismas de la margen derecha de la desembocadura del río Tinto, y ubicadas relativamente próximas a Huelva ciudad, figura 3.1.

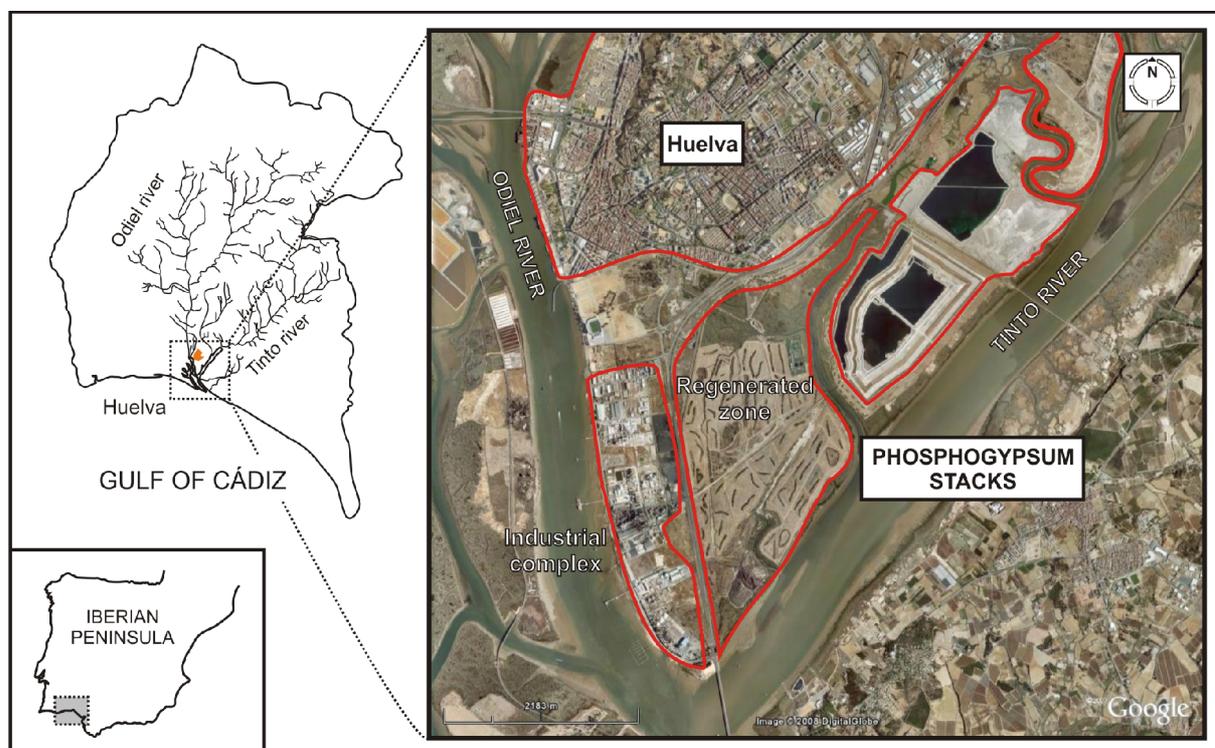


Figura 3.1 Mapa de localización de las balsas de fosfoyeso junto a la ciudad de Huelva (SW de España). Pérez-López et al., (2010)

De los trabajos previos realizados se sabe que sobre el 85 % del U y un 30 % del Th contenido en la fosforita acompaña en disolución al ácido fosfórico, mientras que más del 90 % del Ra y el Po y del 70 % del Th quedan en el fosfoyeso, (Guimond y Hardin, 1989; Bolívar et al., 1995; Bolívar et al., 1996; Bolívar et al., 2009)

Hasta el 31 de diciembre de 2010, año en que cesó la producción de fosfoyeso, la cantidad anual de éste generada era aproximadamente de unos 2.5 millones de toneladas. Hasta el año 1997 se utilizaba una política de vertidos en la cual tras la decantación del fosfoyeso en la balsa, el agua marina utilizada se vertía directamente al estuario del río Tinto. A partir del año 1998, la gestión de vertidos cambió; el fosfoyeso se transportaba a las balsas de decantación mediante bombeo en una suspensión de agua dulce, con un máximo de fosfoyeso en suspensión del 20 %. Una vez decantado el fosfoyeso, el agua de bombeo a pH = 1-2, se volvía a recircular hacia el proceso, formando un ciclo cerrado. Este nuevo sistema de recirculación con agua dulce supuso una notable mejora ambiental respecto al anterior proceso de transporte, en el que las aguas de bombeo que se vertían al medio acuoso transportaban en disolución y suspensión una fracción elevada de la radiactividad originalmente presente en el fosfoyeso.

La elevada concentración de Ra en el fosfoyeso, junto con la acumulación del mismo en las balsas, podría suponer, a priori, un incremento en la tasa de exhalación de radón de la zona, así como en las concentraciones de radón registradas en superficie.

La contribución a la atmósfera de radón debido a un material, tasa de exhalación, se cuantifica como el flujo de actividad de radón que atraviesa la interfase material – aire. Sin embargo, la exhalación a la atmósfera es consecuencia del transporte de los átomos de radón en el material, por lo que la tasa de exhalación no es característica del material, sino del proceso de transporte y no se mantiene constante en el tiempo.

Como se ha mostrado en el capítulo anterior, el contenido en humedad del sustrato es determinante en la tasa de exhalación. La saturación de humedad del medio, la cual modifica el coeficiente de difusión de radón, cambia en función de las condiciones meteorológicas, presentes y pasadas. A su vez, el coeficiente de solubilidad del radón se modifica con la temperatura por lo que la tasa de exhalación presentará variaciones continuas.

El conocimiento preciso del termino fuente a la atmósfera de manera experimental requiere de la realización de campañas extensivas de monitorización de tasa de exhalación, periódicas. Una alternativa es la aplicación de modelos predictivos de tasa de exhalación en función de las condiciones atmosféricas, de los parámetros de transporte y de la producción de radón en el seno del material que permitan la evaluación del rango de variación esperable en condiciones meteorológicas diferentes.

A la hora de caracterizar el término fuente de radón de un material es necesario conocer la cantidad de radón disponible para el transporte que se genera en el seno del mismo, lo cual se denomina potencial de radón (Ω), López-Coto et al., 2009

Esta magnitud tiene unidades de Bq kg⁻¹ y da cuenta de la tasa de producción de radón en el

material que estaría disponible para el transporte por unidad de masa. Depende de la concentración de radio, C_{Ra} ($Bq\ kg^{-1}$), y del factor de emanación, ε , y puede ser considerado como característico del material. Viene dado por:

$$\Omega = \varepsilon C_{Ra} \quad [1]$$

Bajo este contexto, en este capítulo se plantea como objetivo general la cuantificación de la tasa de exhalación de Radón de las balsas de fosfoyeso situadas en Huelva, así como la evaluación de su rango de variación en función de las condiciones ambientales. A su vez, se pretende evaluar la eficiencia en la reducción de exhalación de radón de varias cubiertas propuestas, una de las cuales se ha ensayado de manera experimental.

Se ha realizado una caracterización física y radiométrica de las balsas de fosfoyeso a través de sondeos geotécnicos y el análisis en laboratorio de muestras de fosfoyeso superficial con el objetivo de conocer las condiciones de humedad y porosidad, así como el potencial de radón, típicas del yeso, tanto en superficie como en la columna.

A partir de estos resultados, se han realizado simulaciones de una columna de fosfoyeso desnudo en diferentes escenarios de porosidad, humedad, temperatura y potencial de radón empleando para ello un modelo numérico de transporte de radón en medios porosos heterogéneos en 3D. Así mismo, se han realizado simulaciones de 2 coberturas propuestas para la restauración de las balsas de fosfoyeso y se ha evaluado la eficiencia en la reducción de tasa de exhalación de cada una de ellas.

Adicionalmente, se ha caracterizado de manera experimental la tasa de exhalación de radón en la superficie de las balsas de fosfoyeso en dos periodos diferentes mediante la realización de dos campañas extensivas de monitorización de flujo de radón en superficie, así como la precipitación acumulada durante el mes anterior a la realización de cada campaña, con el objetivo de evaluar la influencia de ésta sobre la exhalación de radón de las balsas. A su vez, estos resultados se han comparado con los publicados para otras campañas similares realizadas sobre las balsas de fosfoyeso de Huelva. Así mismo, se ha evaluado la eficiencia de reducción experimental de tasa de exhalación de una cubrición multicapa ensayada a través de la realización de una campaña de monitorización sobre la parcela cubierta (pílogo) y su gemela descubierta (control)

2. Materiales y Métodos

2.1. Descripción de la zona de estudio

2.1.1 Balsas de fosfoyesos

La zona objeto de estudio, balsas de fosfoyeso, ocupa una franja de las marismas del río Tinto, en el margen derecho de este río y muy cerca de la confluencia con la Ría de Huelva. Sobre este espacio se han depositado, desde mediados de la década de los 60 hasta septiembre de

1997, más del 80 % del fosfoyeso generado en las plantas de ácido fosfórico y fertilizantes ubicadas en el polígono industrial de la Punto del Sebo, ver figura 3.1. El resto de fosfoyeso generado (20 %) se liberaba directamente a la ría del Odiel. A partir de finales del año 1997, se pone en práctica el proyecto de reordenación de vertidos y todo el fosfoyeso generado, unos 2.5 millones de toneladas, se deposita según un ciclo cerrado. El 31 de diciembre de 2010 cesa el vertido por orden de la Audiencia Nacional, la cual fue ratificada por el Tribunal Supremo. Se estima que durante estos 45 años de operación la cantidad total acumulada de fosfoyeso es de unos 100 millones de toneladas, cubriendo una extensión de 1000 hectáreas.

En la actualidad podemos distinguir cuatro zonas bien diferenciadas, y que se describen a continuación.

La zona 1 es el área que ha sido sometida a un proceso de regeneración o restauración consistente en el recubrimiento de la superficie, unas 450 Ha, con una capa de suelo arcilloso de unos 30 cm de espesor sobre la que se han plantado diversas especies vegetales. El objetivo inicial de esta restauración era recuperar este espacio para uso público. Esta zona, constituye un sector de las Marismas del río Tinto, que se encuentra situada junto al casco urbano de Huelva limitada por el estero de la Metas, el estero del Rincón, el río Tinto y la carretera Nacional 442 de Huelva a Matalascañas (Avda de Cádiz). Se estima que la cantidad de fosfoyeso que en su día fueron ubicados en esta zona es de unos doce millones de toneladas. Además de estos fosfoyesos en la zona se depositaron en su día residuos urbanos y cantidades relativamente importante de cenizas y lodos de pirita.

La zona 2, que ocupa alrededor de unas 270 Ha, se encuentra delimitada por el estero del Rincón y la Ría del Tinto. Respecto de la zona 1, está separada por el estero del Rincón; y en la relación con la zona 3, la línea de separación viene a coincidir aproximadamente con la tubería de conducción de agua de la Confederación Hidrográfica del Guadiana.

Esta es la zona sobre la que últimamente se realizaban los vertidos de fosfoyeso, de manera que éstos iban decantando y apilándose, en las correspondientes balsas. El sistema de apilamiento comprende una superficie de aproximadamente 170 Ha, y está compuesto por dos balsas para la decantación y almacenamiento de yesos con una superficie total de 150 Ha, un embalse regulador de 17 Ha de superficie y un canal perimetral para la recogida de las filtraciones. El sistema operaba en circuito cerrado, de manera que el agua utilizada para el transporte de yesos era decantada, clarificada y enfriada, retornando posteriormente a las plantas de ácido fosfórico para su reutilización cerrándose de esta manera el circuito. Para ello se disponía de una estación de bombeo consistente en tres bombas así como dos líneas de retorno de aguas del embalse hasta la fábrica de 3700 m de longitud que corren paralelas a las dos líneas de envío de la suspensión de yesos hacia la zona del apilamiento.

En las balsas es donde se produce la decantación del yeso y la clarificación del agua de transporte como paso previo al enfriamiento y bombeo hacia las instalaciones de la fábrica. Cada una de ellas tiene una superficie de aproximadamente 75 Ha y posee unos muros de cerramiento cuyo primer nivel superior inicial se encuentra en la cota de 10.5 m. Se dispone de dos balsas de decantación para que, mientras una de ellas se encuentra en operación, la otra

pueda permanecer en reserva y realizándose las labores de mantenimiento que son requeridas a lo largo de la vida del apilamiento. Las cotas citadas son relativas al nivel del mar, encontrándose el fondo del apilamiento a un nivel comprendido entre los 6 y 7.5 metros bajo el nivel de referencia. En cada una de las balsas se dispone de un punto móvil de descarga por tubería de la suspensión de yesos a una cota igual a la coronación del muro perimetral inicial. A medida que la pila de yeso que se construye ha ido creciendo en altura, los bordes se han ido recubriendo de suelo y una cubierta vegetal hasta los 30 m actuales. Actualmente los vertidos han cesado. Sin embargo, el agua del circuito interno se mantiene en las balsas de decantación.

La zona 3, contigua a la anterior, posee una extensión aproximada de unos 180 Ha. Se encuentra delimitada por la Ría del Tinto, la tubería de agua de la Confederación Hidrográfica del Guadiana y el Estero del Mendaña. Esta zona, totalmente llana y cubierta de fosfoyeso, se encuentra actualmente inactiva.

La zona 4, se encuentra delimitada por el estero del Mendaña, el estero de la Anicoba y la vía del ferrocarril, y actualmente su recuperación ambiental está finalizada. Los terrenos inicialmente ocupados por el fosfoyeso están cubiertos con diferentes residuos industriales, urbanos y escombros para posteriormente ser recubiertos con una capa final de suelo sobre el que se han plantado diferentes especies vegetales. En esta zona es donde se sitúa el Centro de Recuperación de Inertes, CRI-9, y no será objeto de este estudio.

2.1.2 Parcela piloto

Dentro de las actividades incluidas en el proyecto de restauración de las balsas de fosfoyeso, se contempló la construcción de una parcela piloto en la cual se ensayarían las técnicas de restauración propuestas. De esta manera se delimitó una parcela de 50 x 20 m² dentro de la zona 3, al borde de la marisma que limita con el río Tinto.

La parcela piloto se compone de dos subparcelas gemelas, una intacta y otra restaurada, sobre las que se han llevado a cabo ensayos experimentales con el objeto de evaluar la efectividad de las medidas correctoras empleadas, figura 3.2

De manera concreta, la cubierta está compuesta de una primera capa arcillo-limosa carbonatada mezclada al 50% con fosfoyeso, alcanzando la mezcla fosfoyeso-limo unos 50 cm. A continuación se disponen 30 cm de grava gruesa compactada con el objeto de favorecer el drenaje de los lixiviados superficiales. Sobre esta capa se encuentran 50 cm de suelo agrícola para favorecer la regeneración paisajística del entorno. Figura 3.3

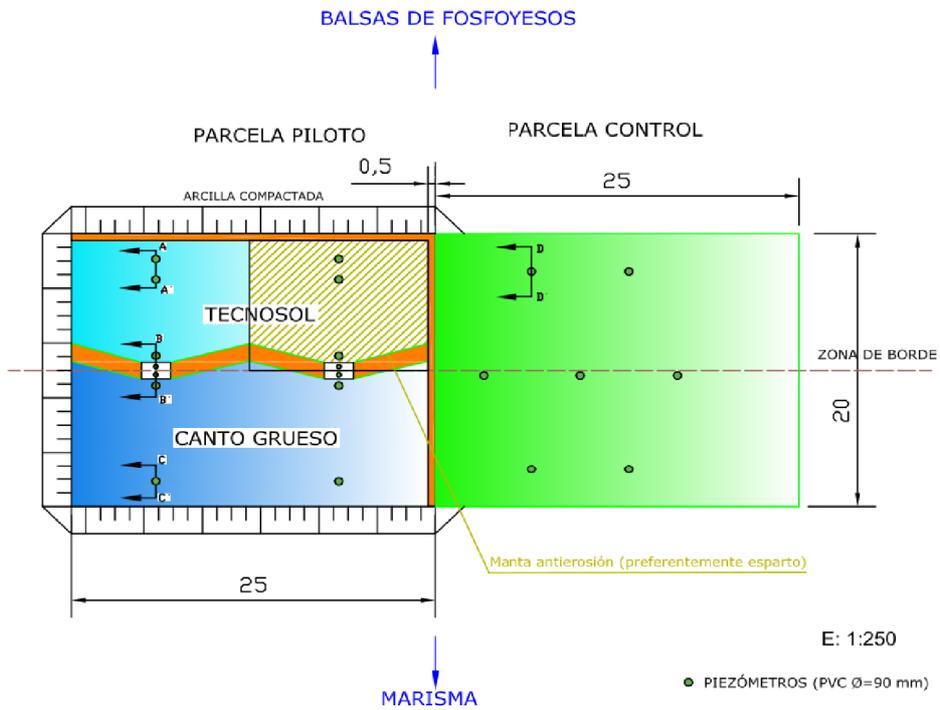


Figura 3.2 Esquema técnico de las parcelas piloto y control

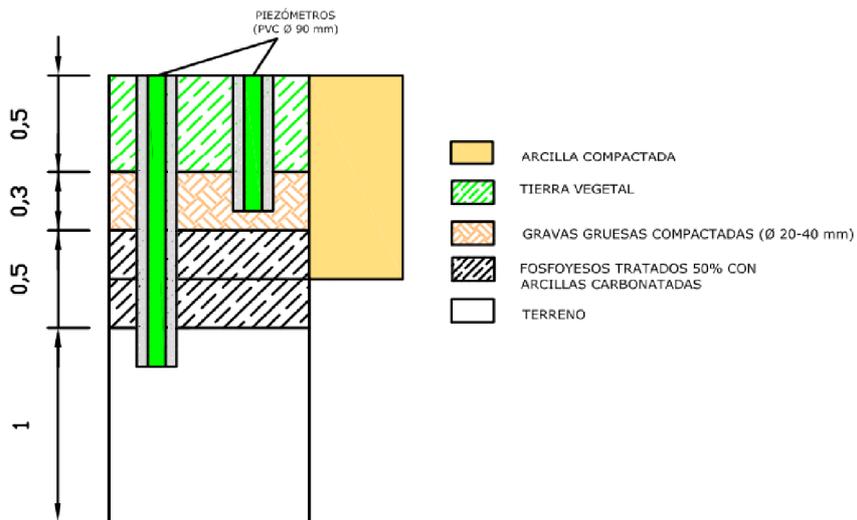


Figura 3.3 Sección transversal de la cubrición de la parcela piloto

2.2. Caracterización física y radiométrica

2.2.1 Descripción de las muestras analizadas en laboratorio

La caracterización física y radiométrica de las balsas de fosfoyeso se ha llevado a cabo mediante el empleo de diversas técnicas de laboratorio con el objetivo de determinar la compactación típica de los apilamientos, el contenido en humedad, el potencial de radón y el contenido en ^{226}Ra .

De esta manera, se han analizado en el laboratorio tres tipos de muestras: a) muestras antiguas de yeso superficial y profundo, con el objetivo de determinar la concentración de actividad de ^{226}Ra presente en la matriz y el potencial de radón de la misma, b) muestras procedentes de sondeos geotécnicos, con el objetivo de determinar los perfiles de humedad y compactación de los apilamientos, y c) muestras superficiales recientes, con el objetivo de determinar la saturación de humedad superficial.

Las muestras antiguas se han recopilado de la base de datos y del almacén de muestras que el grupo FRYMA ha ido construyendo a partir de la participación en diferentes proyectos de investigación referentes a las balsas de fosfoyesos. Las muestras recientes se tomaron en periodo seco, en Julio de 2010, coincidiendo de manera aproximada con la campaña de tasa de exhalación.

Así, se han seleccionado 42 muestras de fosfoyeso procedentes de las diferentes zonas de las balsas, más 9 de la cubierta existente en la zona 1. Se han determinado en laboratorio el potencial de radón, la concentración de actividad de ^{226}Ra y la porosidad de las diferentes muestras con el objetivo de obtener una caracterización física y radiométrica de la matriz de yeso superficial de las balsas y de la cubierta de la zona 1. Además, se ha determinado la porosidad y la saturación de humedad de 26 muestras procedentes de los sondeos y 23 muestras recientes; 14 muestras de fosfoyesos de la zona 3, y 9 muestras de la cubierta de la zona 1.

Tabla 3.1 Descripción del tipo de muestra en función del código

Código	Descripción
Sn,m	Sondeo m de la balsa n
Gn,m	Fosfoyeso antiguo m de la balsa n
Cn,m	Cubierta m de la balsa n
Nn,m	Fosfoyeso reciente m de la balsa n

2.2.2 Porosidad y saturación de humedad

La porosidad (p) y la saturación de humedad (s) se han obtenido mediante el empleo de técnicas gravimétricas:

$$p = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_g} \quad [2]$$

$$s = \frac{w}{pV\rho_w} \quad [3]$$

Donde ρ_g es la densidad de grano, ρ_b es la densidad aparente, w es la masa de agua que contiene un volumen, V , de muestra y ρ_w es la densidad del agua.

La densidad aparente se ha determinado mediante la medida del volumen real que ocupa el yeso, sin triturar, y su masa una vez seco.

2.2.3 Sondeos Geotécnicos

En Noviembre de 2009 se llevaron a cabo diferentes sondeos geotécnicos en las zonas 2 y 3 de las balsas de fosfoyeso como parte del estudio para el diagnóstico y recuperación de las mismas. La localización de los sondeos geotécnicos realizados se muestra en la figura 3.4



Figura 3.4 Localización de los sondeos geotécnicos realizados en 2009

El método de perforación empleado fue de rotación con recuperación de testigo en continuo con una maquinaria TP-50 montada en camión. El diámetro de la perforación es de 143 mm, el diámetro de entubación es de 90 mm, el diámetro del testigo recuperado es de 86 mm y la profundidad de la perforación oscila entre 15 y 20 m, en función del sondeo.

De cada sondeo se determinó el nivel freático y se realizó una descripción litológica de la columna, permitiendo conocer la profundidad de fosfoyeso. Además, cada testigo se dividió en tramos hasta cubrir la totalidad de la capa de fosfoyeso, permitiendo determinar perfiles de saturación de humedad y de porosidad.

2.2.4 Técnica de acumulación

La simulación de la generación y transporte de radón en el fosfoyeso requiere como punto de partida la caracterización del potencial de radón del material, el cual determina la producción de radón en el seno del mismo.

Para la caracterización del potencial de radón de las diferentes matrices de fosfoyeso procedentes de las diferentes zonas de las balsas se ha empleado un método basado en la técnica de acumulación desarrollado y puesto a punto en el seno del grupo de investigación FRYMA de la Universidad de Huelva.

A partir de las curvas de crecimiento del radón en el interior de una cámara sellada es posible obtener la exhalación del bloque y, bajo condiciones experimentales específicas, el potencial de radón y el factor de emanación de la matriz de material de cada una de las muestras, (López-Coto, et al. 2009).

Durante las primeras horas de acumulación, es factible aproximar la concentración de radón en la cámara por una ley lineal con el tiempo y, de la pendiente de esta recta, b , es posible determinar el potencial de radón, Ω (Bq kg⁻¹), (López-Coto, et al. 2009):

$$\Omega = \frac{(b + (\lambda_{Rn} + \lambda_{leak}) C_0) V}{\lambda_{Rn} m} \quad [4]$$

Donde λ_{Rn} es la constante de desintegración radiactiva del ²²²Rn (s⁻¹), C_0 es la concentración de radón de fondo (Bq m⁻³), m es la masa de la muestra (kg), V es el volumen de la cámara en (m³) y λ_{leak} es la constante de fugas de la cámara (s⁻¹). Este último parámetro es propio del sistema experimental y representa la probabilidad de escape de un átomo de radón por unidad de tiempo a través de las fisuras, poros y conexiones de la cámara, (López-Coto et al., 2007)

En este trabajo se ha empleado una cámara de acumulación basada en el detector de radón AlphaGUARD PQ2000PRO. La cámara consta de una pieza cilíndrica, roscada, construida en aluminio. Esta pieza enrosca directamente en la abertura del AlphaGUARD, consiguiendo con ello la acumulación de radón dentro de la propia cámara de ionización del detector. El

volumen efectivo de cámara es de 0.6 L y la constante de fugas es de $(4.5 \pm 0.7) 10^{-6} \text{ s}^{-1}$



Figura 3.5 Cámara de acumulación basada em detector AlphaGUARD. $V_c=590 \text{ cm}^3$, $V_m=124 \text{ cm}^3$, $S=21.3 \text{ cm}^2$. A la derecha se observa la pieza roscada de Al con la muestra en su interior.

El método presenta límites de detección para potencial de radón inferiores a 1 Bq kg^{-1} y la incertidumbre asociada oscila entre 5 – 10 % del valor nominal por lo que se presenta adecuado para todo tipo de muestras ambientales y, en concreto, para este trabajo.

2.2.5. Espectrometría gamma

La determinación de la concentración de radio presente en cada muestra se ha realizado mediante espectrometría gamma, utilizando para ello un detector de germanio hiperpuro de rango extendido con una eficiencia relativa del 38 % y una resolución (FWHM) de 0.95 keV para la emisión de 122 keV del ^{57}Co y 1.9 keV para la emisión de 1333 keV del ^{60}Co ; modelo Canberra GX3519. Posee un blindaje pasivo de hierro de 15 cm de espesor. La calibración en eficiencia se ha llevado a cabo en el rango de 150 keV – 1800 keV, mediante la aplicación de un método original de nuestro grupo de investigación (Pérez-Moreno, 2002). Las actividades de ^{226}Ra se han determinado mediante el pico de 352 keV del ^{214}Pb , asegurando previamente que ambos radionucleidos se encuentran en equilibrio secular debido a que el recuento se realiza tras un mes del sellado de las muestras. Las incertidumbres asociadas a las actividades de ^{226}Ra oscilan entre 3 – 5 % del valor nominal.

2.3 Evaluación de las tasas de exhalación mediante simulación

El problema de transporte de radón a través de medios porosos ha sido descrito en el capítulo anterior. En este contexto, la ecuación de difusión-advección-reacción que gobierna la generación, transporte y desintegración de radón en medios porosos, heterogéneos, de geometría finita y tridimensional no puede resolverse con técnicas analíticas debido a lo cual debe atacarse de manera numérica.

En esta sección se describen brevemente las técnicas numéricas empleadas en la resolución del problema de transporte y las herramientas software utilizadas en este contexto. Se muestran las mallas empleadas en la discretización de la geometría considerada y se presentan los escenarios de simulación utilizados, tanto para la columna de fosfoyeso desnuda como para las diferentes cubriciones simuladas.

2.3.1 Formulación numérica del modelo de transporte

A partir del problema de cálculo diferencial, planteado en forma variacional, el Método de Elementos Finitos (FEM) permite construir un problema de álgebra lineal que, en general, se plantea sobre un espacio vectorial de dimensión no-finita, pero que puede resolverse aproximadamente encontrando una proyección sobre un subespacio de dimensión finita y, por tanto con un número finito de ecuaciones, (Weinstock, 1974; Lewis and Ward, 1991; Brenner and Scott, 1994; Chandrupatla and Belegundu, 1997) Para la resolución del enorme sistema de ecuaciones algebraicas, en general, se emplean los métodos convencionales del álgebra lineal en espacios vectoriales de dimensión finita.

En este trabajo se ha empleado una herramienta software para la resolución mediante FEM del problema planteado, Elmer (Lyly et al., 2000; Zwinger and Moore, 2009). Ha sido desarrollada por el "CSC - IT Center for Science Ltd", Finlandia, y liberada bajo licencia GPL (General Public License). Elmer permite la resolución de problemas físicos en geometrías complejas mediante la aplicación del método de elementos finitos, proporcionando diferentes aproximaciones numéricas y estrategias de resolución que deben ser configuradas adecuadamente en función del problema a resolver.

Se ha escogido una configuración en transitorio y se ha dejado evolucionar hasta el estado estacionario con un criterio de convergencia de 10^{-5} . Para la resolución del problema se ha seleccionado un esquema numérico múltipaso, "backward differentiation formulae" (BDF) de orden 2, (Ascher and Petzold, 1998)

Se han escogido condiciones de contorno de impermeabilidad en todas las superficies laterales de la columna con el objetivo de representar una columna de fosfoyeso en el medio de las balsas, flanqueada por fosfoyeso en similares condiciones y, por tanto, el transporte lateral no es importante. A su vez, en la cara inferior de la columna ($z = 0$) también se ha escogido condición de contorno de impermeabilidad, representando de esta manera la presencia de una capa que no permite la difusión de radón a través de ella, como fosfoyeso saturado o la propia marisma muy saturada. Por su parte, en la cara correspondiente con la interfase fosfoyeso-aire ($z = 3$) se ha escogido una condición de contorno donde la concentración de radón se mantiene constante, 5 Bq m^{-3} .

2.3.2 Modelo de malla

Un modelo de malla para elementos finitos es un conjunto de elementos geométricos tridimensionales (funciones de forma; rectas, triángulos, cubos, tetraedros, prismas, hexaedros y pirámides) dispuestos, cubriendo el dominio de interés, de manera que la intersección entre dos de estos elementos sólo es posible en una cara, un borde o un nodo, y nunca de otro modo.

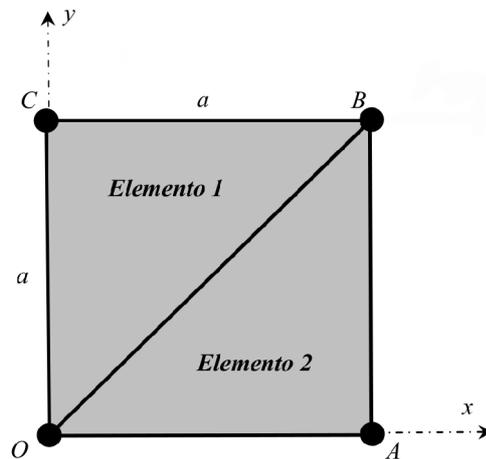


Figura 3.6 Ejemplo de malla en 2D con 2 elementos triangulares y cuatro nodos cubriendo un dominio cuadrado de arista "a".

La generación de la malla se lleva a cabo de manera ascendente. Primero se discretizan las rectas; empleando esta malla, se genera la malla para las superficies y, con ésta, la de los volúmenes. En este proceso, la malla de una unidad elemental está solo restringida por su contorno. Esto automáticamente asegura la conformidad de la malla cuando dos unidades elementales de dimensión n comparten una unidad elemental de dimensión $n-1$.

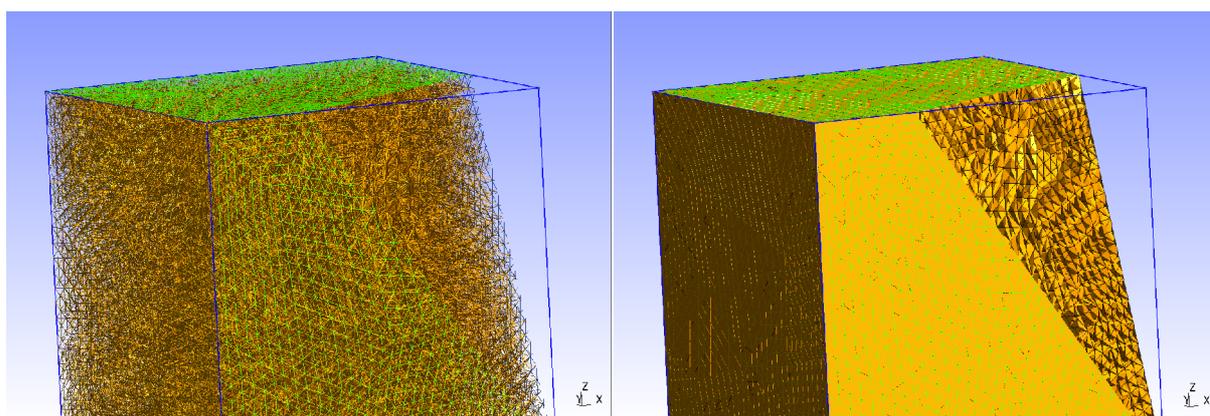
Los modelos de malla no estructurados se caracterizan porque las entidades geométricas elementales están definidas por una lista ordenada de sus nodos, y no por una relación de orden predefinido entre elementos.

En este trabajo se ha empleado para la generación de la malla una herramienta software, gmsh (Geuzaine and Remacle, 2009), desarrollada por Christophe Geuzaine y Jean-François Remacle, y liberada bajo licencia GPL. Gmsh permite la generación de mallas de elementos finitos tridimensionales no estructuradas a partir del modelo digital del dominio geométrico.

Con el objetivo de representar tres bloques de material de $1 \times 1 \text{ m}^2$ de superficie y alturas de 3, 3.4 y 3.6 m, se han construido tres mallas no estructuradas tridimensionales con unos 10^5 nodos en superficie y unos $5 \cdot 10^5$ nodos en el volumen de cada una de las mallas. Esto forma

una estructura de unos $2 \cdot 10^5$ triángulos para cubrir la superficie y de unos $3 \cdot 10^6$ tetraedros repartidos por el volumen de cada una de las mallas.

Tras la definición de la geometría y generación de la malla inicial, ésta se ha optimizado recursivamente mediante la aplicación de un algoritmo de gmsh que minimiza el número de elementos necesarios para la discretización del dominio, manteniendo la coherencia topológica de la malla inicial.



a) Representación visual de los elementos lineales que conforman el volumen b) Representación visual de los elementos superficiales que conforman el volumen

Figura 3.7 Fragmento de la malla 3D empleada en las simulaciones (se ha realizado un corte en una esquina para facilitar la visualización de los elementos que conforman la malla)

2.3.3 Escenarios de simulación

A partir del modelo numérico construido se han llevado a cabo diferentes simulaciones de la tasa de exhalación bajo condiciones de humedad, porosidad, temperatura (la cual modifica el coeficiente de reparto de fases o coeficiente de Ostwald, L, (Clever, 1979)) y potencial de radón diferentes. De esta manera es posible evaluar el rango de variación de la tasa de exhalación en condiciones hipotéticas.

En primer lugar, se ha realizado un ejercicio interno de validación del modelo numérico propuesto mediante la simulación y comparación del "escenario 0" publicado en el experimento de intercomparación internacional de modelos de radón ERRICCA (RISO-R-1120). Este escenario permite comparar los resultados obtenidos con el modelo numérico propuesto a los publicados por 6 laboratorios en el citado informe, además de a la solución analítica obtenida bajo una aproximación monodimensional. Los parámetros empleados en la simulación de este ejercicio corresponden con un termino fuente $S = 0.129749 \text{ Bq m}^{-3} \text{ s}^{-1}$, que describe la producción de radón por unidad de tiempo y volumen de muestra, y coeficiente de difusión efectivo $D_e = 3.3 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ($p = 0.3, s = 0$).

Posteriormente, se ha evaluado la variabilidad de la tasa de exhalación en función de los parámetros que gobiernan el transporte mediante la simulación de diferentes escenarios: se han considerado tanto casos extremos en las condiciones (desde la saturación de humedad hasta la extrema sequía, combinadas con grandes variaciones en la compactación), como casos intermedios más probables. Así, se han simulado 21 escenarios con variaciones en la porosidad entre 0.1 y 0.9, en la humedad entre 0 y 1, la temperatura entre 0 °C (sin congelación del agua de poro) y 30 °C y tres valores de potencial de radón, 60, 100 y 120 Bq kg⁻¹, típicos de fosfoyesos (López-Coto et al., 2009) Además de los 6 casos homogéneos considerados, se han construido 15 escenarios mediante una combinación de 2 perfiles de porosidad (p1, p2) y 7 de saturación de humedad (s1, ..., s7) variables en función de la profundidad, tabla 3.2

Tabla 3.2 Porosidad (p) y humedad (s) empleadas en los casos donde estos son variables con la profundidad (fracciones de volumen) La coordenada vertical se ha tomado desde la base del yeso (z = 0) hasta la interfase yeso – aire (z = 3 m)

z (m)	p1	p2	s1	s2	s3	s4	s5	s6	s7
0	0.4	0.4	1	1	1	0.95	0.95	0.95	0.95
1	0.5	0.45	1	1	1	0.95	0.95	0.95	0.95
2	0.5	0.5	0.9	0.9	1	0.95	0.95	0.95	0.95
3	0.6	0.55	0.6	0.7	0.95	0.7	0.8	0.9	0.85

2.3.4 Eficiencia de dos cubiertas tipo

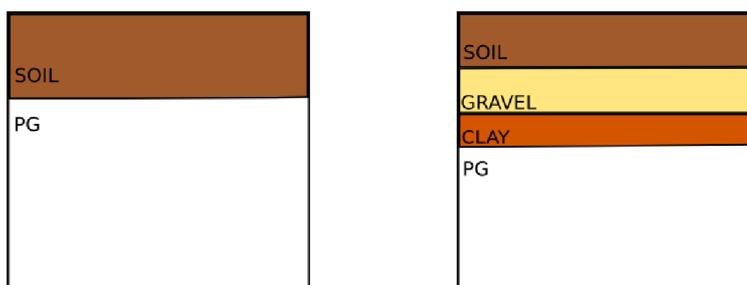
La efectividad de la cubierta en la reducción de las emisiones de radón es un parámetro fundamental a la hora de planificar la restauración de las balsas de fosfoyeso. De esta manera, un mal diseño de las características físicas de las capas a emplear en la cubierta supondría una inversión ineficiente frente a las emisiones de radón a la atmósfera.

Con el objetivo de evaluar la influencia de la cubierta, se ha propuesto como indicador de eficiencia la reducción porcentual de la tasa de exhalación en la superficie de la cubierta frente a la tasa de exhalación en la superficie de la columna de fosfoyeso desnuda.

Se han llevado a cabo simulaciones de dos configuraciones de la cubrición, además de una columna sin cobertura a modo de referencia. De esta manera, se ha seleccionado de manera arbitraria un escenario de referencia con valores de s y p de 0.5, a 25 °C y con potencial de radón de 100 Bq kg⁻¹ junto con dos cubiertas tipo a fin de evaluar la eficiencia de las diferentes opciones. La cubierta A consta de una capa de suelo agrícola de unos 40 cm, similar a la

existente en la zona 1. La segunda cubierta, B, es una cubierta multicapa con 15 cm de arcilla, una segunda capa de grava fina de 15 cm para facilitar el drenaje lateral de los lixiviados superficiales y una capa de suelo agrícola de 30 cm para facilitar la restauración paisajística.

En concreto, la cubierta A consta de una capa de 40 cm de suelo agrícola que presenta valores típicos de s y $p = 0.5$. Por su parte, la cubierta B está compuesta de tres capas con características bien diferenciadas: 15 cm arcilla húmeda ($p = 0.3$, $s = 0.7$), 15 cm grava fina ($p = 0.7$, $s = 0.2$) y 30 cm suelo agrícola ($p = 0.5$, $s = 0.6$). Se ha elegido como potencial de radón de todas las capas un valor de 0 Bq kg^{-1} con el objetivo de evaluar el efecto en la reducción de la exhalación en superficie de la cubrición, despreciando la generación en el seno de la misma.



a) Esquema de la cubierta A

b) Esquema de la cubierta B

Figura 3.8. Esquemas de las dos cubiertas simuladas (no a escala)

2.4 Determinación experimental de la tasa de exhalación

2.4.1 Detectores para la medida de tasa de exhalación de radón

La determinación del flujo de radón en superficie se ha llevado a cabo mediante el empleo de la técnica de acumulación, utilizando para ello un sistema de detección integrador basado en cámara de ionización. El campo eléctrico interior se genera a partir de un material aislante con carga implantada que se denomina electrete. En la figura 3.9 se muestra un esquema del dispositivo completo.

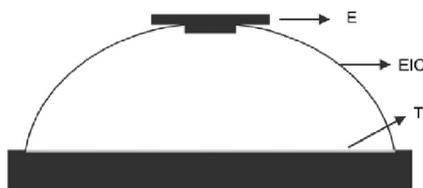


Figura 3.9 Esquema de la cámara de ionización empleada en la determinación del flujo de ^{222}Rn .

El dispositivo consiste en una cúpula semiesférica con una ventana de Tyvek de 15 cm de diámetro (Kotrappa et al., 1993, 2004). Es una cámara de ionización donde el electrete (E),

situado en su parte superior interna, y cargado positivamente, genera el campo eléctrico. La ventana de Tyvek (T) permite que el gas radón exhalado del suelo penetre en la cámara de ionización (EIC) durante un período de tiempo t . El dispositivo empleado posee un filtro de ^{220}Rn que consiste en una cámara de aire de unos 2 cm de espesor que hace que la mayoría de los átomos de torón se desintegren antes de alcanzar el volumen activo de detección de la cámara de ionización. La tensión del electrete disminuye en relación con el total de aire ionizado debido a la desintegración del radón y descendientes en el interior de la cámara.

El cálculo de la exhalación en $\text{Bq m}^{-2} \text{h}^{-1}$ se lleva a cabo mediante las siguientes ecuaciones, (Grossi, et al. 2011; Kotrappa, et al. 1990)

$$E = \frac{\langle C_{Rn} \rangle \lambda_{Rn} V}{S \left[1 - \left(\frac{1 - e^{-\lambda_{Rn} t}}{\lambda_{Rn} t} \right) \right]} \quad [5]$$

$$\langle C_{Rn} \rangle = \frac{(U_i - U_f)}{t CF} - BG \quad [6]$$

$$CF = A + B \frac{(U_i + U_f)}{2} \quad [7]$$

Donde, $\langle C_{Rn} \rangle$ es el valor medio de la concentración de radón en la cámara (Bq m^{-3}), λ_{Rn} es la constante de desintegración radiactiva del ^{222}Rn (h^{-1}), S es la superficie de exposición (m^2), V el volumen activo de la cámara de ionización (m^3), t es el tiempo de exposición (h), U_i es el voltaje inicial del electrete (V), U_f es la tensión final (V), CF es el factor de calibración ($\text{Bq m}^{-3} \text{h}^{-1}$), BG es la contribución equivalente de la radiación gamma (Bq m^{-3}) y A y B son constantes de calibración.

El protocolo de medida empleado y bajo el cual se considera válida la calibración requiere que tras el tiempo de exposición (5 horas en este trabajo), los detectores se dejen reposar durante 3 horas en un ambiente pobre en radón con objeto de completar el proceso de generación de descendientes y posterior ionización del aire dentro de la cámara.

La calibración de estos detectores se ha llevado a cabo en la cámara de calibración de Radón que mantiene el laboratorio Radón del Instituto de técnicas energéticas (INTE) de la UPC, trazable al Physikalisch-Technische Bundesanstalt (PTB), (Vargas et al. 2004)

Dado que para unas condiciones típicas de medida el límite de detección del método está entorno a los $5 \text{ Bq m}^{-2} \text{h}^{-1}$, y que la exhalación media de los suelos a nivel europeo puede estimarse en 5 - 6 veces dicha cantidad, el método propuesto resulta apropiado para el objetivo planteado en este capítulo. Además, teniendo en cuenta su bajo costo, es idóneo cuando se desea realizar medidas de exhalación sobre superficies extensas. La incertidumbre asociada a la medida puede estimarse entre 5 - 10 % del valor nominal, (Vargas et al. 2004, Grossi, et al. 2011)

2.4.2 Campañas de medida de tasa de exhalación

La heterogeneidad espacial en las características físicas del sustrato geológico impone limitaciones a la hora de caracterizar la tasa de exhalación de las balsas de fosfoyeso de manera experimental. Además, para una localización concreta, la tasa de exhalación es variable en el tiempo en función de las condiciones ambientales, como se ha mostrado en el capítulo anterior.

De esta manera, las campañas de medida se diseñaron con el propósito de cubrir dos objetivos fundamentales: a) determinar la tasa de exhalación, su desviación espacial y el cambio estacional de las balsas de fosfoyeso, y b) evaluar la eficiencia de reducción de las emisiones de radón de la cubierta ensayada en la parcela piloto.

Se diseñaron un total de 3 muestreos sobre las balsas de fosfoyeso basados en la misma estrategia: en cada punto de medida, y con el objeto de comprobar la reproducibilidad de las medidas, se colocó una pareja de electretes separados 15 cm

2.4.2.1 Balsas de fosfoyeso

Con objeto de determinar la tasa de exhalación y la variación estacional de las balsas de fosfoyeso, se han llevado a cabo dos campañas gemelas; una en Mayo y otra en Julio. Se han seleccionado 26 puntos de muestreo a lo largo de las zonas 1, 2 y 3 previamente definidas. La localización de los puntos de muestreo se ha escogido de manera estratégica a través de cada zona de muestreo, con objeto de cubrir la máxima superficie posible, (figura 3.10) En la zona 1 se han distribuido 10 puntos de manera que las distancias entre los vecinos más próximos es aproximadamente constante, 250 – 300 m. Por su parte, la distribución de los 9 puntos sobre la balsa 2 corresponde con las cotas 10 y 20 m. De esta manera, se ha circundado la balsa con 4 puntos en la primera cota y con 5 en la segunda, distribuidos de manera similar. La balsa 3 se ha cubierto con 7 puntos distribuidos a lo largo de la superficie con distancias medias entre vecinos de 200 – 300 m.



a) Zona 1. Balsa restaurada. b) Zona 2. Apilamiento activo. c) Zona 3. Apilamiento inactivo.

Figura 3.10 Localización de los puntos de muestreo de exhalación de radón sobre las balsas de fosfoyeso, puntos rojos. Imágenes de Google Earth.

2.4.2.2 Parcela piloto

Con objeto de comprobar in situ la efectividad de la cubierta propuesta para la recuperación de las balsas, se ha llevado a cabo un muestreo específico en la parcela piloto descrita. De esta manera, se han utilizado un total de 16 detectores; 6 en la parcela piloto (sobre la capa de suelo agrícola) y 8 en la parcela control (sobre yeso “desnudo”).

La ubicación de los detectores obedeció a la siguiente disposición: se trazó una línea imaginaria en la parte horizontal, y por tanto sin pendiente, de cada una de las parcelas (piloto y control). Siguiendo esta línea, en la parcela piloto se colocaron tres parejas de detectores equidistantes entre sí, mientras que en la parcela control fueron colocadas cuatro parejas, una más con respecto a la parcela piloto debido a que la parcela control estaba totalmente desprovista de malla geotextil, mientras que para el caso de la parcela piloto, la presencia en un porcentaje importante de superficie de este tipo de malla impidió la colocación de más detectores. No obstante, el número de detectores colocados en ambas parcelas, debido a sus pequeñas dimensiones, se considera más que suficiente para la consecución del objetivo planteado.

3. Resultados y discusión

En este apartado se presentan los resultados obtenidos en este capítulo estructurados en tres subsecciones correspondientes a tres objetivos parciales: a) la caracterización física y radiométrica de las balsas de fosfoyeso, b) el rango de variación de la tasa de exhalación que podría presentar las balsas de fosfoyeso obtenido mediante simulación en diferentes escenarios, incluidos 2 escenarios con cubriciones monocapa y multicapa, y c) la tasa de exhalación experimental de las balsas de fosfoyeso y su variación estacional, además de la evaluación de la eficiencia una cubrición real ensayada.

3.1 Caracterización física y radiométrica

3.1.1 Sondeos geotécnicos

Los sondeos realizados han permitido obtener una descripción litológica detallada de la zona 2 y zona 3 de las balsas de fosfoyeso y su emplazamiento. Se ha localizado el nivel freático y se ha medido la profundidad de la columna de yeso.

En general, la zona 2 presenta un espesor de yeso homogéneo de unos 5 m. Este espesor se debe a que los sondeos se sitúan sobre la primera cota. El nivel freático está unos 4 metros por debajo de la columna de yeso en el sondeo S21, correspondiente a la parte cercana al río Tinto. Sin embargo, el sondeo S23 presenta un nivel freático mucho menor, estando sobre el nivel de fosfoyeso. A su vez, ambos sondeos presentan fosfoyeso muy húmedo, que se licúa tras la perforación, a partir de una profundidad en torno a los 0.6 - 0.9 m. Este hecho muestra el

elevado contenido de humedad de la balsa, la cual se encuentra en un estado próximo a la saturación de humedad a poca profundidad de la superficie. Por su parte, la zona 3 presenta un espesor de yeso variable entre 3.4 y 8.2 m. El nivel freático se encuentra en contacto con la interfase yeso-marisma en los sondeos S32 y S34 y por debajo de ésta en el S33. En general, el fosfoyeso se encuentra próximo a la saturación a partir de los primeros 0.5 m de profundidad.

Tabla 3.3 Descripción litológica, nivel freático y profundidad de la columna de fosfoyeso

Código Sondeo	Nivel freático (m)	Columna yeso (m)	Descripción litológica
S21	9.14	5.6	0,00 - 0,94 Fosfoyeso seco de textura más granular y compacto, 0,94 - 3,60 Fosfoyeso blanco-grisáceo que sufre procesos de licuefacción tras ser perforado, 3,60 - 5,60 Fosfoyeso con contenido variable de cenizas de pirita que le confiere un color rojizo-rosáceo y negruzco en algunos tramos
S23	2.18	5.1	0 - 0,23 Suelo vegetal procedente de la revegetación, 0,23-0,60 Fosfoyeso grisáceo con alto grado de humedad y más competente, 0,60-5,10 Fosfoyeso de color beige-grisáceo que se licúa por la perforación.
S32	3.45	3.4	0,00 - 0,50 Fosfoyeso seco, suelto, disgregado y de color blanco grisáceo, 0,50 - 1,20 Fosfoyeso que se licua al perforarlo. Es de color rosáceo y con niveles de un color marrón-negruzco, 1,20 - 3,40 Fosfoyeso de color blanco que se licua al perforarlo (Nivel rosáceo situado a 2.40 de profundidad es debido a la tinción de la corona de perforación.
S33	10.96	8.2	0,00 - 8,20 Fosfoyeso de color blanco-grisáceo, en ocasiones con tonalidades rosáceas, que sufre procesos de licuefacción al ser perforado. Existen niveles donde el fosfoyeso presenta un alto grado de humedad pero no se licua. Estos niveles coinciden con el fin de las maniobras de perforación. Las tonalidades rosáceas pueden deberse a la tinción del material producida por la fricción con el útil de corte (corona de perforación). Se aprecia una elevada entrada de agua en un nivel que presenta signos de karstificación.
S34	5.84	5.8	0,00 - 0,60 Fosfoyeso granular seco, granular y disgregado. 0,60 - 5,30 Fosfoyeso blanco que sufre proceso de licuefacción durante la perforación. Existen algunos niveles más competentes que coinciden con el fin de la maniobra, 5,30 - 5,80 Fosfoyeso que tiene un alto grado de humedad, 5,80 - 6,00 Fosfoyeso de color gris-negruzco con alto grado de humedad

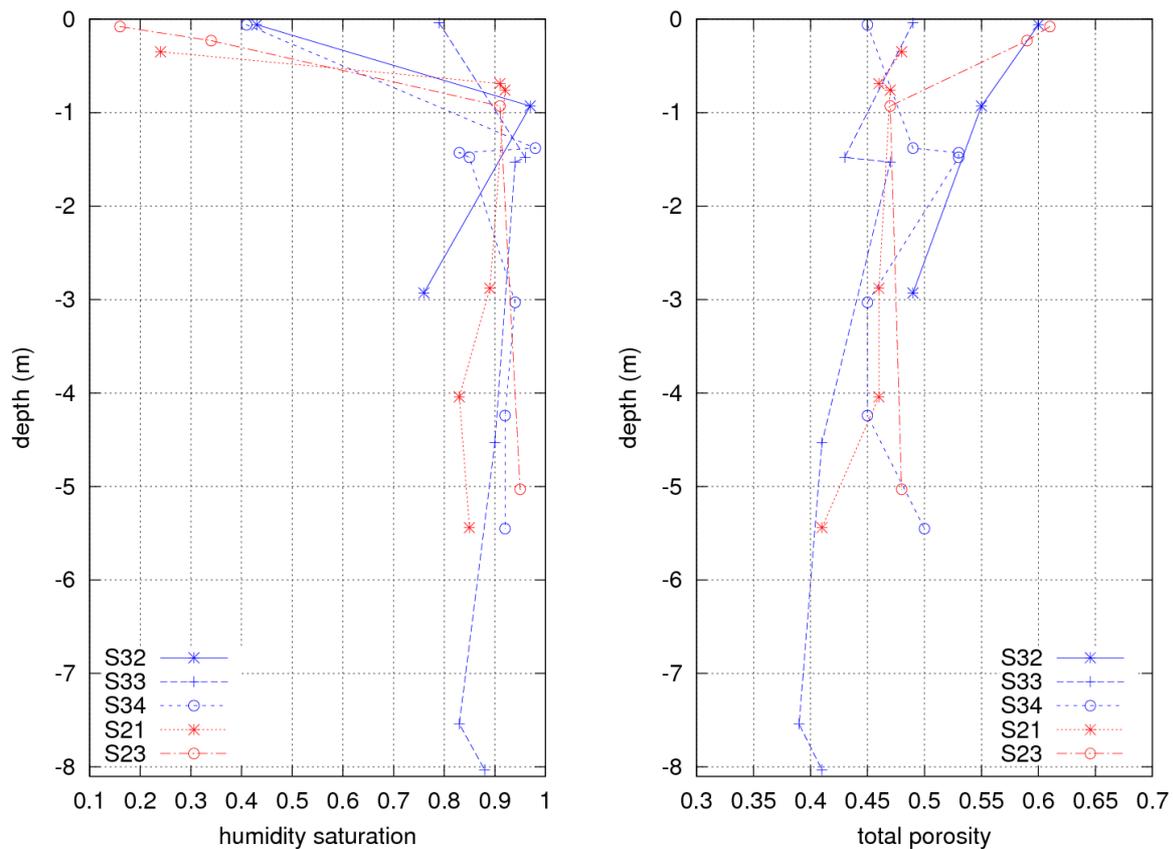


Figura 3.11 Perfiles verticales de saturación de humedad y de porosidad para los 5 sondeos geotécnicos estudiados. La coordenada vertical se ha tomado desde la superficie del yeso ($z = 0$)

Tanto en la zona 2, como en la zona 3, el perfil de porosidad que muestra el fosfoyeso es similar para todos los sondeos, presentando valores entre 0.45 – 0.6 en la parte más superficial y decreciendo con la profundidad hasta 0.4 – 0.5, figura 3.11, como era de esperar debido a la compactación que se produce por efecto del aumento de la presión hidrostática en el medio poroso. Por su parte, el fosfoyeso presenta valores de saturación de humedad en superficie variables entre 0.15 – 0.8 Sin embargo, a partir de los primeros 0.5 m, la saturación de humedad fluctúa en torno a 0.9 para todos los sondeos realizados.

3.1.2 Potencial de radón

Se han analizado 42 muestras de fosfoyesos procedentes de las balsas 1, 2 y 3, así como 9 muestras de la cubrición empleada en la zona 1. Se han determinado la porosidad y el potencial de radón de las diferentes muestras, además de la concentración de actividad de ^{226}Ra , con el objetivo de caracterizar las propiedades físicas que controlan el transporte y generación de radón en el seno de la balsa.

Las muestras procedentes de la cubrición de la zona 1, tabla 3.4, presentan una porosidad entre 0.38 y 0.6, con un valor medio de 0.44. La saturación de humedad muestra valores entre 0.04 y 0.17, con un valor medio de 0.1 y la concentración de radio está entre 12 y 33 Bq kg⁻¹, con un valor medio de 22 Bq kg⁻¹. Por su parte, el potencial de radón presenta unos valores bajos, entre 3 y 12 Bq kg⁻¹, con un valor medio de 6 Bq kg⁻¹. El factor de emanación fluctúa entre 0.15 y 0.38, mostrando 0.27 de valor medio.

Tabla 3.4 Caracterización física y radiométrica de los materiales (suelos) empleados en la cubrición de la zona 1

	p (± 10%)	s (± 5%)	²²⁶ Ra (Bq kg ⁻¹) (± 5%)	ε (± 10%)	Ω (Bq kg ⁻¹) (± 5%)
Cl.1	0.40	0.10	12	0.26	3
Cl.2	0.45	0.04	13	0.28	4
Cl.3	0.38	0.08	23	0.31	7
Cl.4	0.41	0.13	27	0.20	5
Cl.5	0.50	0.17	33	0.37	12
Cl.6	0.41	0.04	24	0.15	3
Cl.7	0.39	0.16	20	0.23	4
Cl.8	0.39	0.08	15	0.25	3
Cl.9	0.60	0.09	30	0.38	11
Mean	0.44	0.1	22	0.27	6
S.D.	0.07	0.04	8	0.07	4

Los yesos procedentes de la zona 1, tabla 3.5, presentan una porosidad entre 0.38 y 0.5, con un valor medio de 0.48. La concentración de radio está entre 480 y 1110 Bq kg⁻¹, con un valor medio de 656 Bq kg⁻¹. Por su parte, el potencial de radón presenta valores entre 75 y 202 Bq kg⁻¹, con un valor medio de 127 Bq kg⁻¹. El factor de emanación fluctúa entre 0.12 y 0.28, mostrando un valor medio de 0.2

Tabla 3.5 Caracterización física y radiométrica de los fosfoyesos procedentes de la zona 1

	p (± 10%)	²²⁶ Ra (Bq kg ⁻¹) (± 5%)	ε (± 10%)	Ω (Bq kg ⁻¹) (± 5%)
G1.1	0.53	590	0.21	126
G1.2	0.39	480	0.28	134
G1.3	0.49	650	0.15	99
G1.4	0.5	620	0.12	75
G1.5	0.49	580	0.19	110
G1.6	0.49	570	0.22	128
G1.7	0.43	730	0.17	123
G1.8	0.5	770	0.19	142
G1.9	0.53	650	0.21	133
G1.10	0.46	660	0.21	141
G1.11	0.55	600	0.20	122
G1.12	0.51	1110	0.18	205
G1.13	0.53	560	0.19	109
G1.14	0.38	610	0.22	131
Mean	0.48	656	0.20	127
S.D.	0.05	149	0.04	29

Los yesos procedentes de la zona 2, tabla 3.6, presentan una porosidad entre 0.37 y 0.55, con un valor medio de 0.47. La concentración de radio está entre 210 y 1280 Bq kg⁻¹, con un valor medio de 671 Bq kg⁻¹. Por su parte, el potencial de radón presenta valores entre 45 y 299 Bq kg⁻¹, con un valor medio de 150 Bq kg⁻¹. El factor de emanación fluctúa entre 0.16 y 0.26, mostrando un valor medio de 0.22

Tabla 3.6 Caracterización física y radiométrica de los fosfoyesos procedentes de la zona 2

	p (± 10%)	²²⁶ Ra (Bq kg ⁻¹) (± 5%)	ε (± 10%)	Ω (Bq kg ⁻¹) (± 5%)
G2.1	0.46	591	0.26	152
G2.2	0.55	278	0.18	49
G2.3	0.48	210	0.21	45
G2.4	0.48	662	0.23	153
G2.5	0.37	844	0.16	138
G2.6	0.47	446	0.23	101
G2.7	0.48	570	0.21	122
G2.8	0.40	1280	0.23	299
G2.9	0.53	984	0.26	260
G2.10	0.48	648	0.25	165
G2.11	0.55	771	0.16	123
G2.12	0.49	688	0.24	164
G2.13	0.43	706	0.23	164
G2.14	0.47	712	0.25	181
Mean	0.47	671	0.22	150
S.D.	0.05	270	0.03	69

Los yesos procedentes de la zona 3, tabla 3.7, presentan una porosidad entre 0.42 y 0.6, con un valor medio de 0.45. La saturación de humedad muestra valores entre 0.42 y 0.99, con un valor medio de 0.69. La concentración de radio está entre 197 y 814 Bq kg⁻¹, con un valor medio de 433 Bq kg⁻¹. Por su parte, el potencial de radón presenta valores entre 34 y 130 Bq kg⁻¹, con un valor medio de 81 Bq kg⁻¹. El factor de emanación fluctúa entre 0.15 y 0.22, mostrando un valor medio de 0.2

Tabla 3.7 Caracterización física y radiométrica de los fosfoyesos procedentes de la zona 3

	p (± 10%)	s (± 10%)	²²⁶ Ra (Bq kg ⁻¹) (± 5%)	ε (± 10%)	Ω (Bq kg ⁻¹) (± 5%)
N3.1	0.40	0.90	503	0.19	96
N3.2	0.60	0.42	693	0.17	116
N3.3	0.50	0.99	432	0.23	99
N3.4	0.42	0.79	585	0.16	94
N3.5	0.45	0.50	454	0.2	89
N3.6	0.47	0.85	416	0.17	70
N3.7	0.42	0.79	292	0.22	64
N3.8	0.38	0.79	291	0.22	62
N3.9	0.43	0.45	197	0.17	34
N3.10	0.42	0.55	311	0.2	61
N3.11	0.40	0.60	555	0.23	130
N3.12	0.43	0.56	292	0.2	58
N3.13	0.52	0.67	234	0.17	40
N3.14	0.49	0.81	814	0.15	120
Mean	0.45	0.69	433	0.19	81
S.D.	0.06	0.18	181	0.03	30

En general, el potencial de radón presenta una gran dispersión para las muestras de fosfoyeso estudiadas 34 – 299 Bq/kg. Esto se debe fundamentalmente a la gran dispersión de ²²⁶Ra que presentan las muestras, (197 – 1280 Bq kg⁻¹) Por su parte, el factor de emanación es mucho más homogéneo, (0.12 – 0.30), así como la compactación, que se distribuye entre 0.37 – 0.60.

La cubierta presenta valores de porosidad similar al yeso. Sin embargo, la humedad es mucho menor, mostrando el menor potencial de retención de agua que presentan estos materiales respecto del fosfoyeso. Los valores de concentración de radio son inferiores a los típicos de los suelos, así como su potencial de radon, mostrando unos valores de emanación típicos de suelos normales o ligeramente superiores (López-Coto et al., 2009).

La zona 2 presenta los niveles más altos de radio y, consecuentemente, de potencial de radón. La zona 1 muestra niveles similares a la zona 2 en concentraciones de radio y potencial de

radón. Por su parte, la zona descubierta e inactiva (zona 3) presenta concentraciones de radio ligeramente inferiores a las anteriores.

3.2 Simulación de la tasa de exhalación

En esta sección se presentan los resultados del ejercicio interno de validación del modelo propuesto, además de los resultados de las simulaciones de la tasa de exhalación en los 21 escenarios propuestos. A su vez, se presentan las simulaciones realizadas para el cálculo de la eficiencia de reducción de la tasa de exhalación para dos cubriciones diferentes en condiciones típicas de humedad y porosidad de las mismas.

3.2.1 Ejercicio interno de validación del modelo propuesto

La simulación del "escenario 0" publicado en el experimento de intercomparación internacional ERRICCA, (RISO-R-1120, 1999), ha permitido comparar los resultados obtenidos con el modelo numérico propuesto, a los publicados por 6 laboratorios en el citado informe, además de a la solución analítica obtenida bajo una aproximación monodimensional.

La figura 3.12 muestra los resultados obtenidos mediante el MEF con esquema BDF de orden 2 y la solución analítica de este escenario.

La exhalación en superficie reflejada en el informe ERRICCA es de $0.4722824 \cdot 10^{-2} \text{ Bq m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Los resultados obtenidos mediante el esquema de solución numérica empleado presentan una desviación relativa de menos de 10^{-5} respecto de este valor, así como de la solución analítica, por lo que se puede asegurar que el modelo numérico construido proporciona resultados satisfactorios.

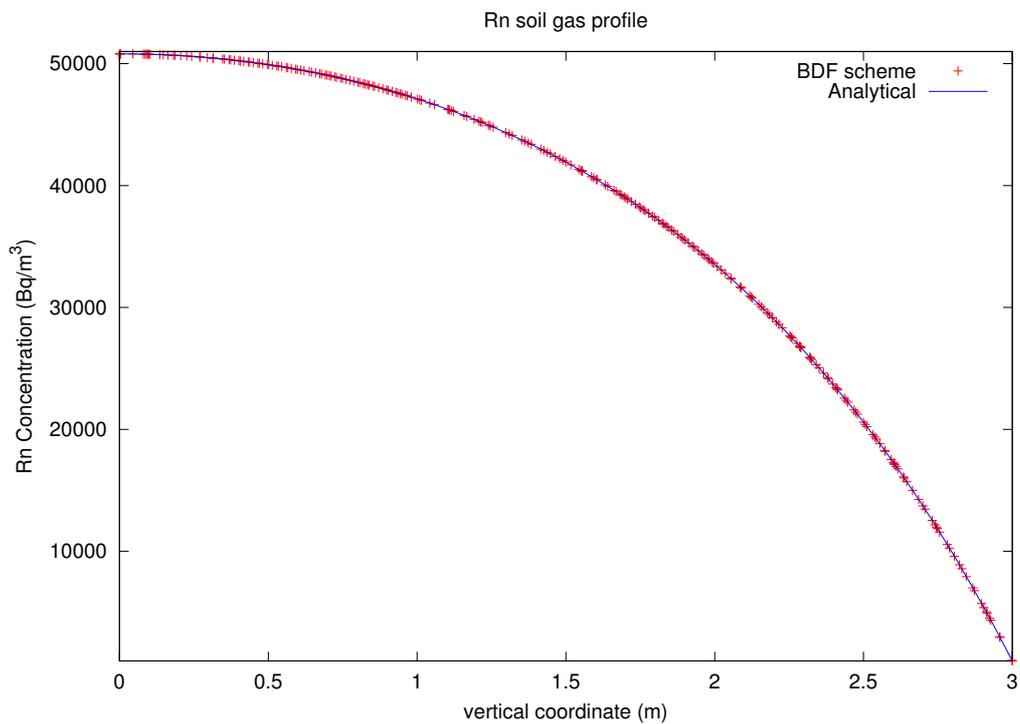


Figura 3.12.a) Comparación entre la solución analítica y la solución numérica de la concentración de Rn a lo largo de la columna en el escenario de validación ERRICCA

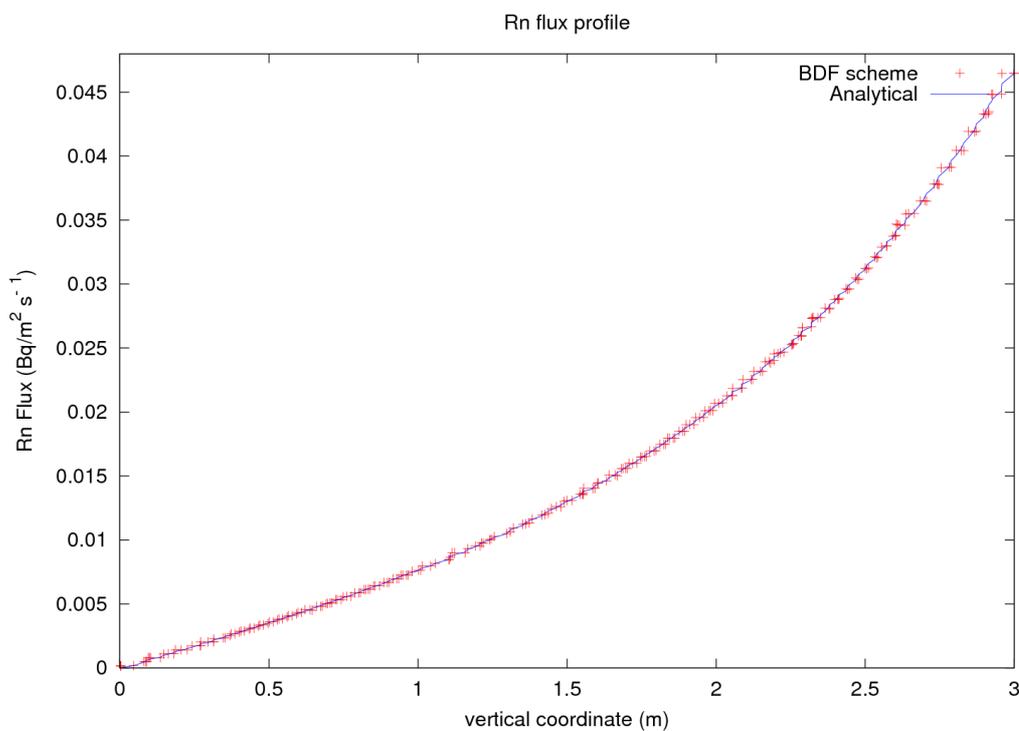


Figura 3.12.b) Comparación entre la solución analítica y la solución numérica del flujo difusivo de Rn a lo largo de la columna en el escenario de validación ERRICCA

3.2.2 Fosfoyeso en diferentes escenarios. Sensibilidad a los parámetros

Se han llevado a cabo diferentes simulaciones de una columna de fosfoyeso sin cubierta en 21 escenarios diferentes. La figura 3.13 muestra, a modo de ejemplo, el flujo de radón a través de la columna de yeso bajo las condiciones consideradas en el escenario 14, tabla 3.8.

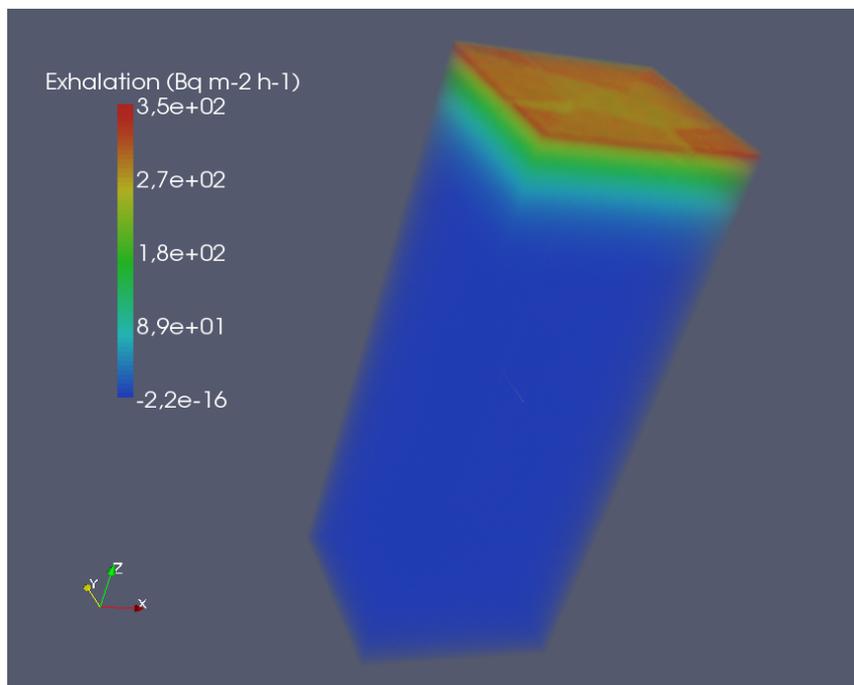


Figura 3.13.a Flujo difusivo de Rn y Exhalación en superficie de una columna de PG con perfil de s y p descritos en el escenario 14

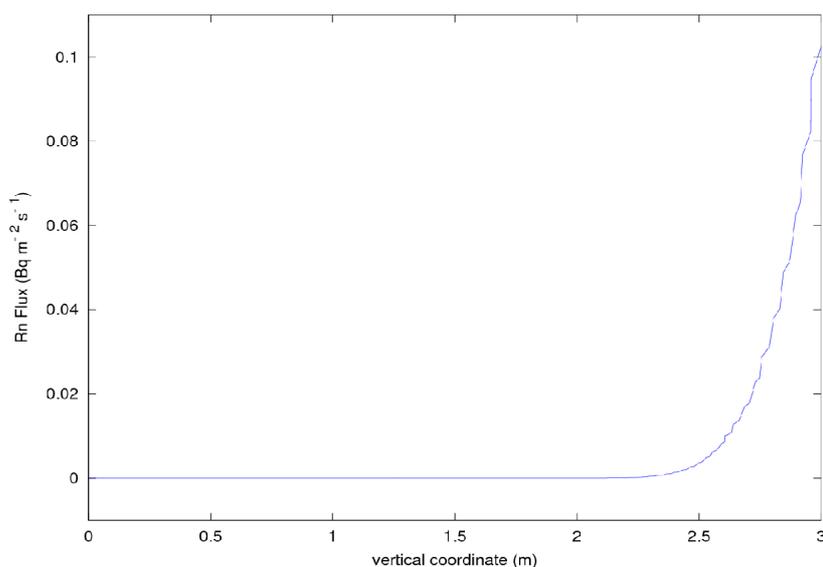


Figura 3.13.b Flujo difusivo de Rn y Exhalación en superficie a través del centro de una columna de PG con perfil de s y p descritos en el escenario 14

Es fácil apreciar cómo el flujo de radón en el interior de la columna es nulo hasta pocos decímetros de la interfase yeso – aire ($z = 3$), en las condiciones de la simulación considerada. Esto se debe a que el coeficiente de difusión de radón es pequeño y, por ende, la movilidad del gas, dada por la longitud de difusión, también lo será.

Como se mostró en el capítulo anterior, la longitud de difusión limita el espesor de la capa de yeso que contribuye a la exhalación. Con este resultado se puede afirmar que una columna de fosfoyeso de 30 m de altura tendrá la misma contribución a la atmósfera que una de 5 m o incluso que una de entre 1 y 2 m en las mismas condiciones de humedad, porosidad y potencial de radón.

Esto tiene implicación directa en la política de gestión de estos vertidos. Así, la estrategia de acumulación en altura, apilamiento, genera menor problemática, en cuanto a la contribución de los yesos al radón atmosférico, que la estrategia de acumulación en superficie.

En la tabla 3.8 se muestran los valores de la tasa de exhalación obtenidos mediante simulaciones junto con los parámetros empleados en cada escenario.

Tabla 3.8 Exhalación de Rn en superficie y parámetros empleados en los escenarios simulados

Escenario	Ω (Bq kg ⁻¹)	L	s	p	E (Bq m ⁻² h ⁻¹)
1	100	0.35 (10 °C)	0.1	0.5	1830
2	100	0.35	0.9	0.5	61.272
3	100	0.35	0.5	0.5	814.11
4	100	0.35	0.5	0.9	823.3
5	100	0.35	0.5	0.1	72.837
6	100	0.35	s1	pl	568.66
7	100	0.35	0.1	0.9	2834.3
8	100	0.35	s2	pl	412.55
9	100	0.35	1	pl	2.76
10	100	0.35	0	pl	2407.9
11	100	0.35	s2	pl	412.55
12	100	0.2593 (20 °C)	s2	pl	387.51
13	100	0.5 (0 °C)	s2	pl	450.44
14	100	0.2 (30 °C)	s2	pl	370.08

15	120	0.35	s2	p1	495.06
16	100	0.2266 (25 °C)	s2	p1	378.01
17	100	0.2266	s3	p1	16.22
18	60	0.35	s4	p2	231.4
19	60	0.35	s5	p2	134.45
20	60	0.35	s6	p2	42.89
21	60	0.35	s7	p2	85.31

NOTA: El escenario 11 es una repetición del caso 8 con el objetivo de evaluar la reproducibilidad del modelo numérico en condiciones de s y p variables con la profundidad.

El escenario 9 es el que, con diferencia, muestra un valor más bajo de exhalación, $3 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. Esto se debe a que el yeso se encuentra totalmente saturado de agua y la difusión de radón se minimiza en gran medida. Por su parte, el escenario 7 es el que presenta valores de exhalación más elevados, $2800 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, similar al límite establecido por la EPA. Este escenario es irreal por completo debido a los valores de saturación de humedad y porosidad empleados ($s = 0.1$ y $p = 0.9$). Considerando una porosidad más realista, 0.5, la exhalación se reduce hasta unos $1800 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, escenario 1. Así mismo, ambos escenarios, 7 y 1, muestran una situación muy atípica ya que estima que la columna de yeso se encuentra en condiciones de sequía intensa, $s = 0.1$.

Los escenarios 1 - 2 y 4 - 5 muestran cómo el mismo cambio en la humedad y en la porosidad influyen de manera diferente la exhalación. De esta manera, un aumento de humedad reduce la exhalación y, por el contrario, un aumento en la porosidad, la incrementa. Además, la humedad ejerce mucha mayor influencia sobre la exhalación que la porosidad.

Por su parte, los escenarios 11 al 14 muestran cómo una diferencia en la temperatura de 30°C podría influir en la exhalación hasta un 30%, así como el escenario 15 muestra como un aumento en el potencial de radón influye en igual magnitud, de manera relativa, en la exhalación.

Entre las situaciones más realistas se sitúan los escenarios 18 al 21, que representan unas balsas con un potencial de radón bajo, 60 Bq kg^{-1} , un perfil de porosidad típico, según los sondeos geotécnicos analizados, y una humedad muy elevada en profundidad (0.95) que oscila en superficie entre 0.7 y 0.95. En estas condiciones, la balsa presenta una tasa de exhalación de entre 40 y $230 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, que supera los niveles típicos de los suelos europeos, $30 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, y, en concreto, de la zona $23 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$.

El escenario 17 muestra una balsa con un potencial de radón medio, 100 Bq kg^{-1} que se encuentra próxima a la saturación en profundidad y bastante húmeda en superficie. En estas condiciones la tasa de exhalación se sitúa entorno a $15 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. Este resultado muestra que la balsa podría alcanzar, en periodo húmedo, valores de exhalación inferiores a los típicos de

la zona.

En general, la exhalación se ve favorecida en escenarios secos y fríos. El contenido en humedad es determinante para la exhalación en superficie. Así, escenarios muy húmedos presentan valores de exhalación típicos de suelos no contaminados en condiciones normales. La porosidad del medio juega un papel importante en la exhalación, de esta manera el incremento de la porosidad se asocia con un aumento de la exhalación, pero ésta influye en menor medida que la disminución de la humedad. El aumento de temperatura supone una disminución en el coeficiente de Ostwald, y así los escenarios cálidos exhalan menos que escenarios fríos en las mismas condiciones respecto a los demás parámetros.

3.2.4 Eficiencia de dos cubiertas tipo

Según se ha definido, la eficiencia de reducción de radón de una cubierta será la variación porcentual, relativa a la exhalación de una columna de fosfoyeso desnuda, que sufra la tasa de exhalación. De esta manera, la tabla 3.9 muestra los resultados de las simulaciones realizadas para las dos cubiertas tipo estudiadas.

Tabla 3.9 Tasa de exhalación y eficiencia simuladas para dos cubiertas tipo en condiciones típicas

Escenario	Exhalación (Bq m ⁻² h ⁻¹)	Eficiencia (%)
Columna de PG	774	--
Cubierta A (monocapa)	310	60
Cubierta B (multicapa)	40	95

El valor de exhalación en superficie para la columna de yeso de referencia es de 774 Bq m⁻² h⁻¹, para los parámetros empleados en las simulaciones. Como se ha mostrado en el apartado de caracterización física, este escenario no se ajusta a la realidad en cuanto a contenido en humedad de la columna de yeso. Sin embargo, tanto la porosidad como el potencial de radón se ajustan a los valores esperables de la balsa. Debido a la humedad, la exhalación de la columna de referencia es superior a lo esperable en una columna de fosfoyeso desnudo, sin embargo, cumple sus propósitos de servir de valor de referencia.

La cubierta A muestra una exhalación entorno a 300 Bq m⁻² h⁻¹. Esto supone una eficiencia de reducción del 60% del valor de referencia. Este valor, aún siendo considerable, no es del todo satisfactorio teniendo en cuenta que, en condiciones donde se favorezca la exhalación, ésta

podría tomar valores considerablemente elevados. Por su parte, la cubierta B muestra una eficiencia de reducción del 95 %, manteniendo la tasa de exhalación en superficie en torno a $40 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. Este resultado muestra cómo una ligera modificación en el diseño de la cubierta repercute en gran medida en la eficiencia en cuanto a la reducción de emisiones de radón se refiere.

En las figuras 3.14 se muestra el perfil de concentración de radón, así como el flujo del mismo a través de la columna de fosfoyeso dotada de la cubierta A (a y c) y de la cubierta B (b y d)

La columna de fosfoyeso dotada con la cubierta monocapa, A, muestra una disminución de la concentración de radón poco acusada en la interfase yeso - cubierta. Esto se debe a que el coeficiente de difusión de radón de la cubierta es del orden del fosfoyeso. A su vez, el flujo de radón presenta una disminución progresiva a través del suelo agrícola, disminuyendo así la exhalación.

Por su parte, la columna dotada de cubierta multicapa, B, muestra una reducción mucho más notable de la concentración de radón en la interfase yeso - cubierta. La disminución brusca en el coeficiente de difusión que impone la presencia de la arcilla hace que la concentración de radón disminuya de manera importante. Del mismo modo, la cubierta modifica el flujo de radón a través de ella. Así, el efecto de la arcilla se deja notar en la reducción drástica del flujo que se produce a través de ella debido a su pequeño coeficiente de difusión. A su vez, la grava permite la difusión del radón de manera fácil ya que su coeficiente de difusión es muy superior a la capa anterior, por lo que se registra un nuevo aumento del flujo, el cual se reduce de nuevo al pasar por el suelo agrícola.

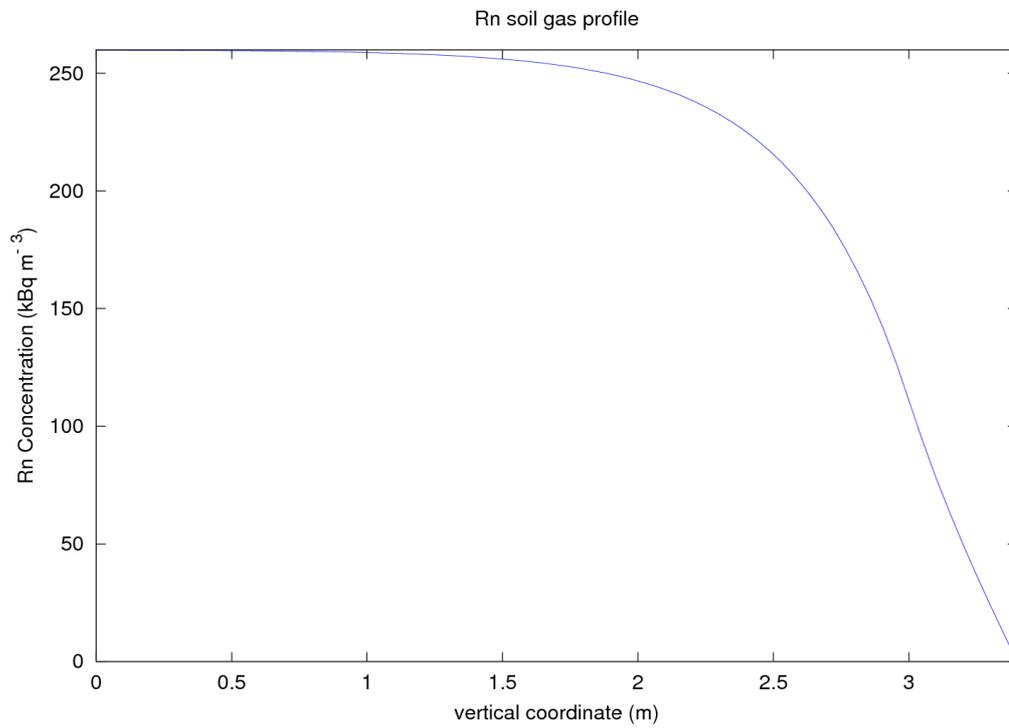


Figura 3.14.a) Perfil de concentración en la columna con la cubierta A

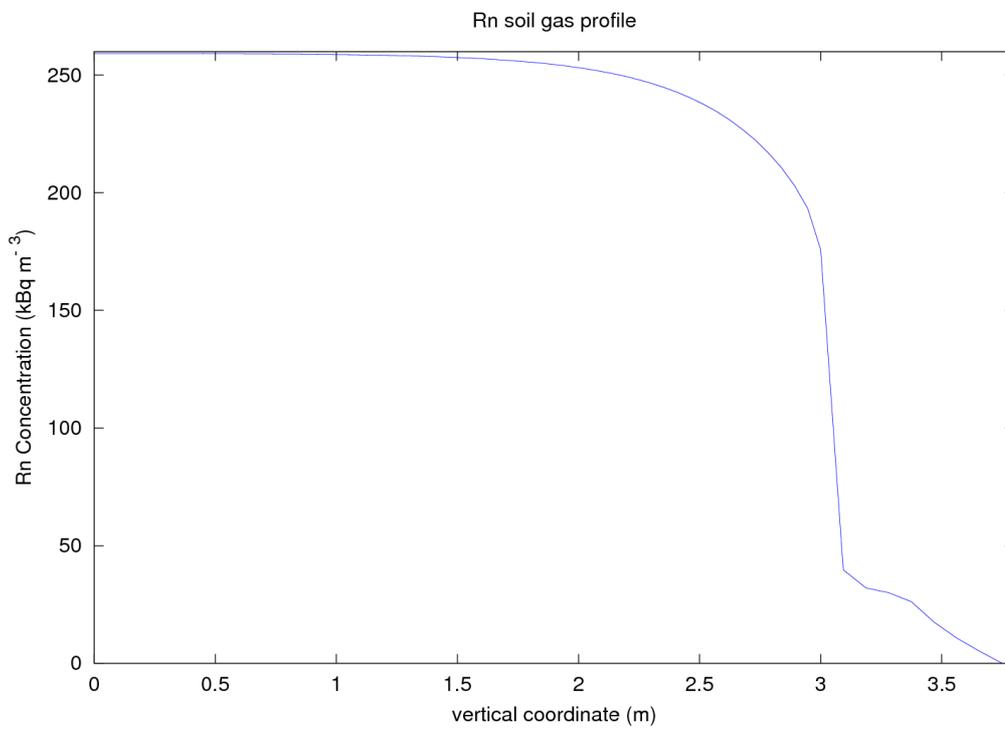


Figura 3.14.b) Perfil de concentración en la columna con la cubierta B

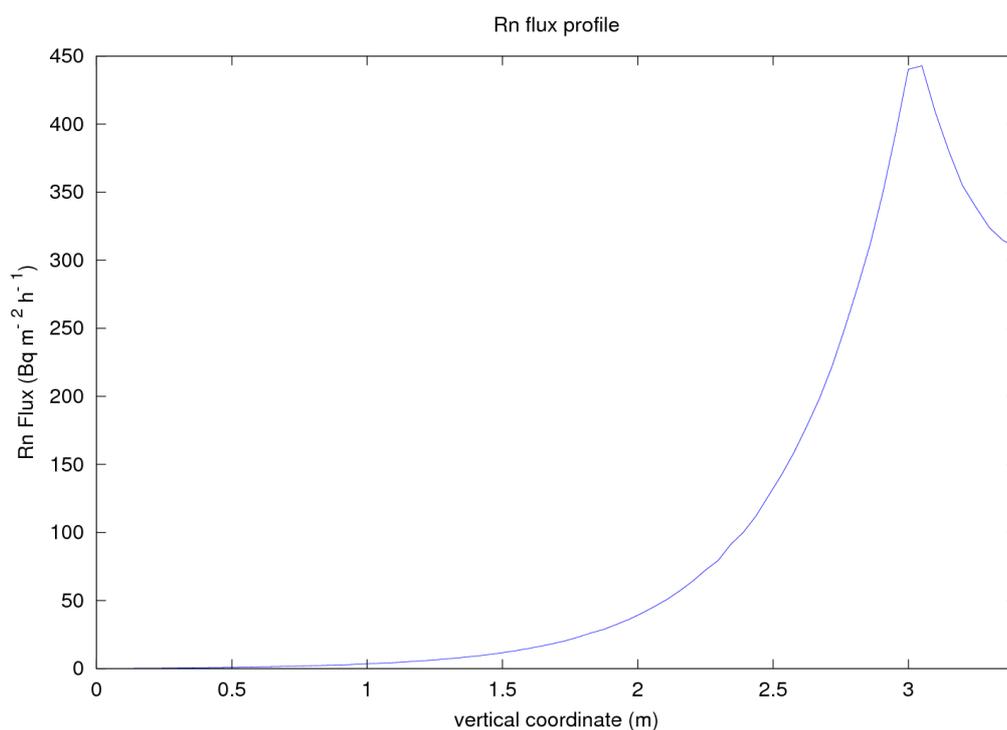


Figura 3.14.c) Flujo difusivo de radón a través de la columna dotada de la cubierta A

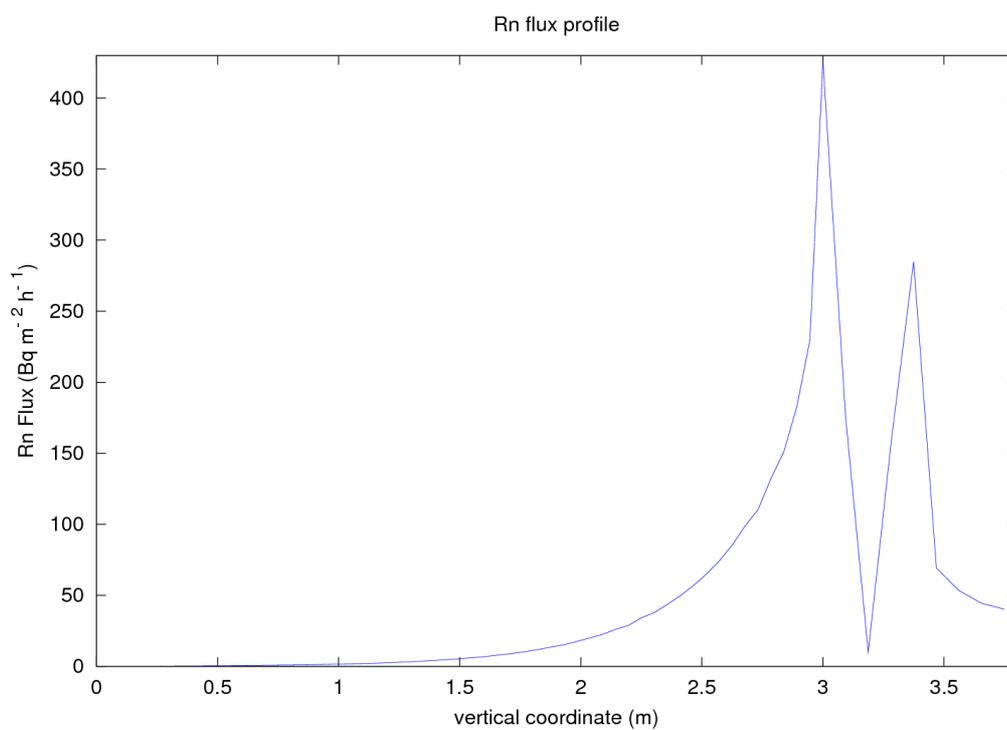


Figura 3.14.d) Flujo difusivo de radón a través de la columna dotada de la cubierta B

3.3 Determinación experimental de la tasa de exhalación

En esta sección se presentan los resultados de la determinación experimental de la tasa de exhalación de las balsas de fosfoyeso en dos periodos diferentes, además de los resultados preliminares de la eficiencia experimental de reducción de tasa de exhalación de una cubrición ensayada.

3.3.1 Balsas de fosfoyeso

Durante los días 10 - 12 Mayo y 5 - 7 de Julio de 2010 se llevaron a cabo las campañas diseñadas en las balsas de fosfoyeso en colaboración con el grupo Radón del INTE-UPC.

Según la estación de Moguer, Huelva, (37.1477 N, 6.7911 W) perteneciente a la red Agroclimática de Andalucía dependiente de la Junta de Andalucía, la temperatura media durante la campaña de Mayo permaneció entorno a los 15 °C, mientras que en Julio fue de 28 °C La precipitación acumulada durante el mes anterior a cada una de las campañas corresponde con 101.6 l m⁻² y 11 l m⁻² para Mayo y Julio respectivamente. Por su parte, el periodo 01/09/2009 – 01/09/2010 resultó ser bastante húmedo, con una precipitación acumulada de 902.8 l m⁻² Este valor supera en un factor 2 la precipitación acumulada anual típica de la zona según la Agencia Estatal de Meteorología, (AEMET, 2008)

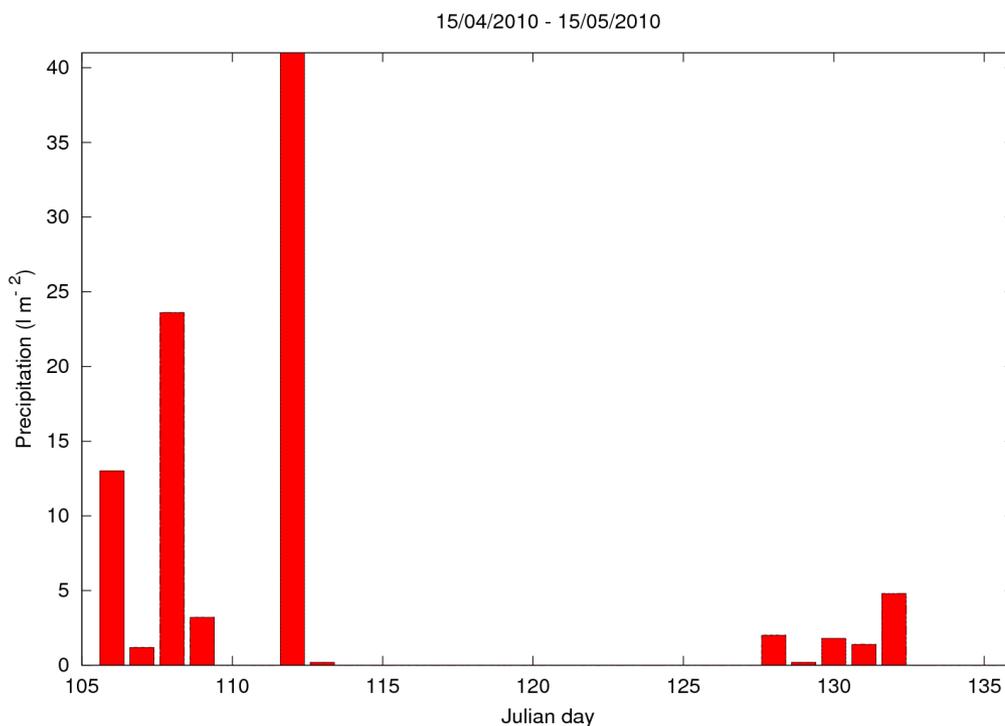


Figura 3.15.a) Precipitación diaria para el periodo 15/04/2010 – 15/05/2010 Acumulado del periodo 101.6 l m⁻²

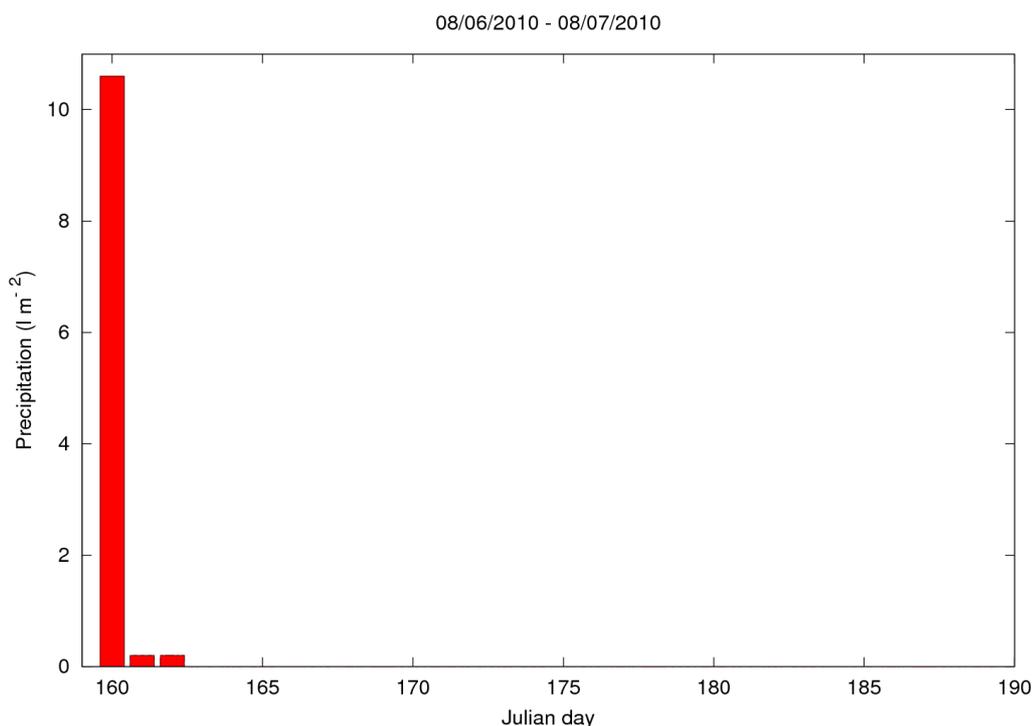


Figura 3.15.b) Precipitación diaria para el periodo 08/06/2010 – 08/07/2010 Acumulado del periodo 11 l m^{-2}

En las tablas 3.10 hasta 3.12 se muestran los resultados obtenidos de la tasa de exhalación en ambas campañas junto con las coordenadas geográficas de los puntos de muestreo.

La balsa activa, zona 2, con yesos muy húmedos y potenciales de radón elevados como se ha mostrado en la sección anterior, presenta una tasa de exhalación media de $103 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, con una desviación estándar próxima a los $90 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. Los valores oscilan entre los $17 - 18 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ de los puntos I10 y M22, y los $253 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ del punto I04. En general, la cota superior presenta la mayor fluctuación, mostrando los valores más altos y los más bajos. Los puntos I13, M15 y M13 presentan valores elevados, hallándose situados en la cara Este de la balsa y próximos a los taludes. Debido a la distribución y geometría de la balsa, es de suponer que esta cara sufre la insolación desde el amanecer y acusa más el efecto de la misma sobre la humedad superficial del yeso.

Tabla 3.10 Tasa de exhalación y coordenadas de los puntos muestreados en la balsa 2 (Zona Activa)

Código	Latitud	Longitud	E (Bq m ⁻² h ⁻¹) Mayo (± 10%)
M09	37.240165	-6.920152	35
M12	37.244381	-6.912370	106
M15	37.250723	-6.905566	160
M18	37.254813	-6.913165	90
M22	37.246280	-6.921472	17
I01	37.254065	-6.913670	42
I04	37.247709	-6.920677	253
I10	37.245192	-6.913374	18
I13	37.250767	-6.907030	211
		Media	103
		S.D.	87

La balsa inactiva presenta valores bajos de la tasa de exhalación en ambas campañas. Así, en Mayo, el valor medio de esta balsa fue de 37 Bq m⁻² h⁻¹, con una desviación estándar entorno a 20 Bq m⁻² h⁻¹. Los valores fluctuaron entre los 14 Bq m⁻² h⁻¹ del punto V6 y los 69 Bq m⁻² h⁻¹ del V21. Por su parte, la campaña de Julio presentó un valor medio de 54 Bq m⁻² h⁻¹, con una desviación estándar de 23 Bq m⁻² h⁻¹. Los valores fluctuaron entre los 27 Bq m⁻² h⁻¹ del punto V19 y los 86 Bq m⁻² h⁻¹ del V14.

Los resultados presentaron una fluctuación estacional de los valores medios entorno a los 18 Bq m⁻² h⁻¹, siendo el punto V14 el que mayor cambió su exhalación, 65 Bq m⁻² h⁻¹. Llama la atención el caso del punto V19, el cual reduce su exhalación en esta campaña siguiendo una tendencia inversa al resto de puntos.

Los puntos V16, V19 y V21, al Este de la balsa, presenta mayor tasa de exhalación que los restantes durante la campaña de Mayo. A su vez, en Julio, los puntos V16 y V21 siguen siendo los de mayor exhalación, sin embargo, los puntos V6 y V14, situados en el centro, son los que más cambian su exhalación.

Tabla 3.11 Tasa de exhalación y coordenadas de los puntos muestreados en la balsa 3 (Zona Inactiva)

Código	Latitud	Longitud	E (Bq m ⁻² h ⁻¹)	
			Mayo (± 10%)	Julio (± 10%)
V5	37.254776	-6.903920	21	33
V6	37.256780	-6.902061	14	55
V7	37.258663	-6.900486	26	37
V14	37.253635	-6.901596	21	86
V16	37.257242	-6.898147	53	63
V19	37.253979	-6.899613	54	27
V21	37.257479	-6.896257	69	82
Media			37	54
S.D.			21	23

La balsa cubierta, zona 1, presenta valores bajos de la tasa de exhalación en ambas campañas, pero superiores a los registrados en la zona inactiva. Así, en Mayo, el valor medio de esta balsa fue de 40 Bq m⁻² h⁻¹, con una desviación estándar entorno a 27 Bq m⁻² h⁻¹. Los valores fluctuaron entre los 15 Bq m⁻² h⁻¹ del punto P8 y los 97 Bq m⁻² h⁻¹ del P1. Por su parte, la campaña de Julio presentó un valor medio de 91 Bq m⁻² h⁻¹, con una desviación estándar de 60 Bq m⁻² h⁻¹. Los valores fluctuaron entre los 20 Bq m⁻² h⁻¹ del punto P2 y los 215 Bq m⁻² h⁻¹ del P1.

Los resultados presentaron una fluctuación estacional de los valores medios en tono a los 50 Bq m⁻² h⁻¹, siendo el punto P1 el que más cambió su exhalación, 120 Bq m⁻² h⁻¹, y el P3 el que menos, 3 Bq m⁻² h⁻¹.

Tabla 3.12 Tasa de exhalación y coordenadas de los puntos muestreados en la balsa 1 (Zona Recuperada)

Código	Latitud	Longitud	E (Bq m ⁻² h ⁻¹)	
			Mayo (± 10%)	Julio (± 10%)
P1	37.242554	-6.938732	97	215
P2	37.225737	-6.940294	17	20

P3	37.226734	-6.928771	76	147
P4	37.235097	-6.923605	49	146
P5	37.243195	-6.932108	25	69
P6	37.235828	-6.939614	25	50
P7	37.229093	-6.934849	48	71
P8	37.233515	-6.927413	15	78
P9	37.238231	-6.929629	25	75
P10	37.235368	-6.934937	28	35
	Media		40	91
	S.D.		27	60

En general, la balsa inactiva, zona 3, presentó los valores de tasa de exhalación más bajos en ambas campañas, mostrando valores similares a la balsa cubierta durante la campaña de Mayo. A su vez, la balsa cubierta, zona 1, presentó la mayor fluctuación estacional, mostrando un valor medio en Julio similar al valor medio de la zona 2, balsa activa, durante la campaña de Mayo. A su vez, el valor máximo de la balsa cubierta es comparable a los obtenidos en la balsa activa, superior a los 200 Bq m⁻² h⁻¹, la cual, además, es la balsa que presenta los valores más dispersos.

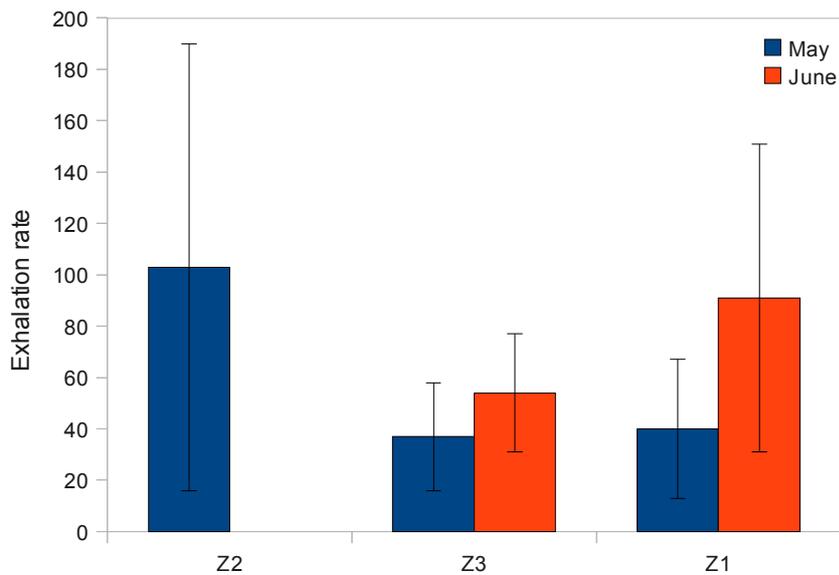


Figura 3.16 Tasa de exhalación media junto con su desviación estándar para cada zona en ambas campañas

De manera probable, los 100 l m⁻² de precipitación acumulada durante el mes anterior a la realización de la campaña de Mayo mantuvieron a las balsas húmedas durante la realización de las medidas, mostrando valores de la tasa de exhalación bajos. La escasa precipitación registrada durante el mes anterior a la campaña de Julio permitió que la superficie de las balsas estuviera más seca, favoreciendo el flujo de radón durante la realización de las medidas. Este resultado muestra cómo el contenido en humedad de la balsa influye de manera efectiva en la tasa de exhalación.

La pequeña fluctuación registrada entre campañas mostrada por la balsa inactiva podría indicar que el tiempo medio de residencia del agua en el interior de la balsa es elevado, manteniéndola húmeda aún en ausencia de lluvia. Por el contrario, la mayor fluctuación entre campañas registrada en la balsa recuperada podría indicar cómo la presencia de la capa con cobertura vegetal favorece el secado de la balsa, disminuyendo el tiempo de residencia del agua en la misma y aumentando así la exhalación registrada.

En términos generales, los datos registrados en ambas campañas son sensiblemente inferiores a los mostrados por otros autores. En concreto, Abril et al. (2009) muestran valores medios para la balsa inactiva, zona 3, del orden de los 400 Bq m⁻² h⁻¹, con desviaciones estándar del mismo orden. Este valor es el resultado de varias campañas realizadas sobre la zona durante el año 2005 donde reflejan un rango de tasa de exhalación entre 28 y 1000 Bq m⁻² h⁻¹. Sin embargo, debido al elevado tiempo de residencia del agua en la balsa de fosfoyeso, y a su escasa movilidad, la humedad de la balsa dependerá de las precipitaciones acumuladas en un periodo de tiempo considerablemente elevado.

La precipitación total acumulada para el periodo 01/09/2004 – 01/09/2005 (270 l m⁻²) fue aproximadamente la mitad del valor anual típico de la zona (490 l m⁻²). A su vez, la precipitación acumulada durante el periodo 01/09/2009 – 01/09/2010 (900 l m⁻²) excedió en un factor 2 el valor normal y en un factor 3.3 el valor del primer periodo. Esto permite asumir que la campaña descrita en Abril et al. (2009) corresponde con una balsa seca, pero con contenido en humedad muy heterogéneo, donde es posible alcanzar valores muy elevados de la tasa de exhalación en zonas secas y valores muy bajos en zonas húmedas. Por su parte, la campaña realizada en este trabajo corresponde con una balsa húmeda que presenta valores de la tasa de exhalación inferiores y, a su vez, menos dispersos debido a la mayor homogeneidad en el contenido de humedad.

De esta manera, años hídricos pobres favorecen la exhalación de radón en la balsa, pudiendo alcanzar valores relativamente altos. A su vez, la distribución heterogénea del agua en el interior de la balsa permite que, en condiciones secas, existan zonas muy húmedas que presentan valores de exhalación bajos.

A modo de referencia, y según el capítulo anterior, el valor medio de tasa de exhalación para los suelos europeos no supera los 30 Bq m⁻² h⁻¹. A su vez, para la Península Ibérica se obtiene un valor de 35 Bq m⁻² h⁻¹, con valores máximos en torno a los 220 Bq m⁻² h⁻¹ y un percentil 95 entorno a 90 Bq m⁻² h⁻¹. Por su parte, la tasa de exhalación de Huelva oscila entre 15 y 35 Bq m⁻² h⁻¹, por debajo del valor medio de la Península Ibérica y de Europa como se muestra en el

capítulo anterior. Con esto, se observa que las balsas de fosfoyeso sobrepasan en general los valores medios, tanto local, como regional, mostrando valores por encima de los mismos incluso en condiciones de exhalación pobre. Sin embargo, la norma (US Regulatory Guide 3.64, 1989) establece el valor límite de emisiones de radón desde una balsa de fosfoyeso en $2660 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, siendo este valor muy superior al registrado en esta campaña y excediendo a su vez los publicados por Abril et al. (2009)

Tanto los resultados de tasa de exhalación obtenidos en este trabajo, como los publicados por Abril et al. (2009), están incluidos en el rango de variación de tasa de exhalación obtenido mediante simulaciones. Además, el comportamiento registrado de manera experimental en cuanto a fluctuaciones estacionales debidas al ciclo hídrico parece corroborar el resultado de que escenarios húmedos ven reducida su exhalación frente a escenarios secos.

3.3.2 Eficiencia de la cubierta ensayada en la parcela piloto

A principios de Septiembre de 2010 se llevaron a cabo las medidas sobre la parcela piloto. En la tabla 3.13 se muestran los valores de exhalación de ^{222}Rn ($\text{Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) obtenidos en cada uno de los puntos muestreados, tanto en la parcela piloto como en la parcela de control. El valor asociado a cada punto se ha calculado a partir de los dos datos obtenidos de cada pareja de electretes situados en dicho punto.

Tabla 3.13 Valores de exhalación de ^{222}Rn ($\text{Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) calculados tanto para la parcela piloto como para la parcela control. Cálculo de la eficiencia de reducción de la exhalación de ^{222}Rn .

Parcela	Código	E ($\text{Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) ($\pm 10\%$)
Piloto	PP.1	161
	PP.2	42
	PP.3	46
	Valor medio	83 \pm 67
Control	PC.1	225
	PC.2	154
	PC.3	178
	PC.4	167
	Valor medio	181 \pm 30
Eficiencia (%)		54

La exhalación en la parcela de control presenta valores entre 154 - 225 Bq m⁻² h⁻¹, con un valor medio de 181 Bq m⁻² h⁻¹. Estos resultados son sensiblemente superiores a los registrados en las campañas anteriores. Presentan una dispersión elevada, lo que de nuevo refleja la heterogeneidad del fosfoyeso y de sus propiedades en la balsa, incluso a escala espacial de pocos metros.

Desde la realización de la campaña de Julio, la precipitación acumulada para la zona fue de 3.6 l m⁻². La ausencia de precipitaciones importantes permitió que la balsa continuara secándose y, así, favoreciendo la exhalación frente a meses anteriores. Esta situación, una vez más, pone de manifiesto la importancia de la historia hídrica de la zona en la tasa de exhalación.

Por su parte, la parcela con la cubierta piloto de tecnosol presenta valores entre 42 - 161 Bq m⁻² h⁻¹, con un valor medio de 83 Bq m⁻² h⁻¹ y una dispersión de resultados superior en un factor dos a la presentada por la parcela de control. La eficiencia en la reducción de la exhalación obtenida (54 %), es comparable con la eficiencia de reducción simulada para la cubierta A, suelo agrícola de 40 cm y porosidad 0.5 Este resultado indica, como era de esperar, que la capa de grava no influye en la reducción de la tasa de exhalación de radón de manera significativa. Esto se debe a que la grava posee una porosidad muy elevada y, generalmente, retiene poca agua por lo que el coeficiente de difusión de radón es muy elevado y el radón difunde a través de ella fácilmente.

La variabilidad encontrada en los valores de exhalación de ²²²Rn determinados dentro de una misma parcela es equivalente a la mostrada en las balsas completas, mostrando como la exhalación de radón presenta la misma variabilidad a diferentes escalas espaciales, desde pocos metros, hasta kilómetros.

4. Conclusiones

Se ha implementado un modelo numérico de generación, transporte y desintegración de radón en medios porosos, heterogéneos, de geometría finita y tridimensional, y se ha resuelto mediante la técnica de elementos finitos. El modelo propuesto se ha validado mediante la simulación de un escenario de referencia publicado en la literatura mostrando desviaciones de la tasa de exhalación calculada inferiores a 10⁻⁵ respecto a los valores publicados en el proyecto ERRICCA y tomados como referencia.

A partir del modelo numérico construido, se han llevado a cabo diferentes simulaciones de la tasa de exhalación bajo condiciones de humedad, porosidad, temperatura y potencial de radón diferentes con el objetivo de evaluar el rango de variación de la tasa de exhalación en condiciones hipotéticas. Además, se han llevado a cabo simulaciones de la eficiencia en dos configuraciones de cubierta, una monocapa y otra multicapa.

Atendiendo a las simulaciones realizadas con el modelo propuesto, la exhalación se ve favorecida en escenarios secos, así como en escenarios fríos. El contenido en humedad es determinante para la exhalación en superficie. Así, escenarios muy húmedos presentan

valores de exhalación típicos de suelos no contaminados en condiciones normales. La porosidad del medio juega un papel importante en la exhalación, de esta manera el incremento de la porosidad se asocia con un aumento de la misma; sin embargo, influye en menor medida que la disminución de la humedad. El aumento de temperatura supone una disminución en el coeficiente de Ostwald, así los escenarios cálidos exhalan menos que escenarios fríos en las mismas condiciones respecto a los demás parámetros.

Además, una columna de fosfoyeso de 30 m de altura tendrá, en las mismas condiciones de humedad, porosidad y potencial de radón, la misma contribución a la atmosfera que una de 5 m o incluso que una de entre 1 m en ciertas condiciones. Así, la estrategia de acumulación en altura, apilamiento, genera menor problemática, en cuanto a la contribución de los yesos al radón atmosférico, que la estrategia de acumulación en superficie.

Se han analizado 42 muestras de fosfoyesos procedentes de las balsas 1, 2 y 3 junto con 9 muestras de la cubierta empleada en la zona 1 y 5 sondeos geotécnicos y se ha determinado la porosidad, la saturación de humedad y el potencial de radón de las diferentes muestras, además de la concentración de actividad de ^{226}Ra en las muestras en las que este parámetro no se conocía, con el objetivo de caracterizar las propiedades físicas que controlan el transporte y generación de radón en el seno de la balsa.

En general, la porosidad del fosfoyeso es similar en todas las zonas, presentando valores de 0.37 – 0.6 en la parte más superficial y decreciendo con la profundidad hasta 0.4 – 0.5. Por su parte, el fosfoyeso presenta valores de saturación de humedad en superficie variables entre 0.15 – 0.99. Sin embargo, a partir de los primeros 0.5 m, la saturación de humedad fluctúa poco en torno a 0.9.

El potencial de radón presenta una gran dispersión para las muestras de fosfoyeso estudiadas. Esto se debe fundamentalmente a la gran dispersión de ^{226}Ra que presentan las muestras. Por el contrario, el factor de emanación es mucho más homogéneo, mostrándose como una propiedad intrínseca del fosfoyeso.

La cubierta de la zona 1 presenta valores de porosidad similar al yeso. Sin embargo, la humedad es mucho menor, mostrando el menor potencial de retención de agua que presentan estos materiales respecto del fosfoyeso. Los valores de concentración de radio son inferiores a los típicos de los suelos, así como su potencial de radón, mostrando unos valores de emanación típicos de suelos normales.

La zona 2 presenta los niveles más altos de radio y, consecuentemente, de potencial de radón. Además presenta los niveles más elevados de humedad debido a la presencia de agua del proceso de decantación. La zona 1 muestra niveles similares a la zona 2 en concentraciones de radio y potencial de radón; sin embargo, la humedad presente en la misma es menor. Por su parte, la zona descubierta e inactiva presenta concentraciones de radio ligeramente inferiores a las anteriores, además de condiciones de humedad muy variables.

Con objeto de determinar la tasa de exhalación y la variación estacional de las balsas de fosfoyeso, se han llevado a cabo dos campañas gemelas; una en Mayo y otra en Julio, con 26

puntos de muestreo a lo largo de las zonas 1, 2 y 3

En general, las balsas de fosfoyeso sobrepasan los valores medios, tanto local como regional, de la tasa de exhalación, mostrando valores por encima de los mismos incluso en condiciones de exhalación pobre.

La balsa inactiva, zona 3, presenta los valores de tasa de exhalación más bajos, mostrando valores similares a la balsa cubierta durante la campaña de Mayo. A su vez, la balsa cubierta, zona 1, presenta la mayor fluctuación estacional, mostrando un valor medio en Julio similar al valor medio de la zona 2, balsa activa, durante la campaña de Mayo. A su vez, el valor máximo de la balsa cubierta es comparable a los obtenidos en la balsa activa, superior a los $200 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, la cual, además, es la balsa que presenta los valores más dispersos.

La pequeña fluctuación registrada entre campañas mostrada por la balsa inactiva podría indicar que el tiempo medio de residencia del agua en el interior de la balsa es elevado, manteniéndola húmeda aún en ausencia de lluvia. Por el contrario, la mayor fluctuación entre campañas registrada en la balsa recuperada podría indicar cómo la presencia de la capa con cobertura vegetal favorece el secado de la balsa, disminuyendo el tiempo de residencia del agua en la misma y aumentando así la exhalación registrada.

Con objeto de comprobar in situ la efectividad de la cubierta ensayada, se ha llevado a cabo un muestreo específico en la parcela piloto, con un total de 16 detectores repartidos entre parcela piloto (tecnosol) y la parcela control (yeso "desnudo").

La eficiencia en la reducción de la tasa de exhalación obtenida en la parcela piloto cubierta con tecnosol es del 54 % en referencia a la tasa de exhalación mostrada por la parcela control. A su vez, esta eficiencia es comparable a la obtenida mediante simulaciones, cubierta A.

La cubierta multicapa propuesta (arcilla-grava-suelo agrícola) presenta una eficiencia simulada de más del 95 % en la reducción de la tasa de exhalación de radón en condiciones normales de humedad, por lo que aparece como solución óptima para la recuperación en cuanto a reducción de emisiones de radón en superficie. Este resultado muestra como una ligera modificación en el diseño de la cubierta repercute en gran medida en la eficiencia en cuanto a la reducción de emisiones de radón se refiere.

La variabilidad encontrada en los valores de exhalación de ^{222}Rn determinados dentro de una misma parcela es equivalente a la mostrada en las balsas completas, mostrando cómo la exhalación de radón presenta la misma variabilidad a diferentes escalas espaciales, desde pocos metros, hasta kilómetros.

Capítulo 4

“Caracterización climatológica del radón superficial en Andalucía”

Contenidos

1. Introducción

2. Materiales y Métodos
 - 2.1. Dominio geográfico
 - 2.2. Red de estaciones automáticas de vigilancia radiológica
 - 2.3. Indicadores y métodos estadísticos
 - 2.4. Estimación de la dosis media anual debida al radón atmosférico

3. Resultados
 - 3.1. Valores climatológicos normales
 - 3.2. Regímenes de viento y masas de aire superficiales
 - 3.3. Caracterización del radón superficial
 - 3.3.1. Escalas temporales en la variabilidad de la concentración de radón
 - 3.3.2. Variaciones mensuales

3.3.3. Variaciones diarias

3.3.4. Episodios de acumulación

3.4. Estimación de la dosis efectiva media anual

4. Conclusiones

1. Introducción

El Comité Científico sobre los efectos de las radiaciones ionizantes de las Naciones Unidas (UNSCEAR) estima una dosis equivalente anual promedio de 2.4 mSv para el público en general, debido a fuentes de radiación naturales. Hasta 1.15 mSv a⁻¹ es atribuido a la inhalación de radón y descendientes, mientras que el resto se debe a los rayos cósmicos, radiación gamma terrestre y radionúclidos en el cuerpo distintos del radón, (UNSCEAR, 2000). La dosis efectiva promedio debida a radón estimada por UNSCEAR corresponde a una concentración promedio pesada por la población de 40 Bq m⁻³ en interiores y 10 Bq m⁻³ en exteriores.

Como se ha mostrado en el capítulo anterior, las balsas de fosfoyeso de Huelva actúan como fuente antropogénica de radón y, al menos como hipótesis de partida, podría modificar la concentración de radón en la zona circundante a las mismas. La contribución total a la atmósfera de las 1000 ha de las balsas de fosfoyeso oscila entre los 1 y 10 GBq h⁻¹. Esto supone un incremento en torno a 10 - 100 veces respecto a la misma superficie del fondo natural de Huelva. Sin embargo, las variaciones en la concentración de radón en la atmósfera dependen de un gran número de factores; incluyendo tanto factores geológicos, como meteorológicos.

La concentración de radio en los suelos determina de manera significativa el aporte local de radón a la atmósfera. Así mismo, los cambios en las condiciones climatológicas influyen de manera importante en la evolución estacional de la exhalación de una misma localización. Debido a la situación de la fuente (la superficie terrestre), el flujo de radón exhalado se dispersa en las capas inferiores de la capa límite planetaria o capa de mezcla (Planetary Boundary Layer, PBL) Esta capa es la parte inferior de la troposfera, directamente influenciada por la presencia de la superficie y donde se desarrollan procesos de mezcla turbulenta.

El objetivo fundamental de este capítulo es cuantificar los valores típicos de concentración de radón en superficie en Andalucía, así como analizar su comportamiento. Por otro lado, se pretende evaluar la influencia de las balsas de fosfoyeso sobre la concentración de radón de Huelva y estimar la contribución a la tasa de dosis efectiva media debida a la inhalación de radón en exteriores de esta fuente antropogénica.

Bajo estas premisas, en este capítulo se desarrolla un análisis climatológico de las concentraciones de radón en la baja atmósfera, focalizado en Andalucía. A partir de las series temporales de radón, viento, temperatura y humedad relativa registradas durante el periodo 1998-2006 en cinco estaciones automáticas se muestra el contexto climático de la región y se analizan los tiempos característicos de las fluctuaciones de radón además de los indicadores estadísticos más interesantes de las concentraciones. Se analizan los patrones fundamentales de cambio y se evalúa tanto la persistencia, como la recurrencia de episodios de acumulación de larga duración. Además, se evalúa la dosis efectiva media debida a la inhalación de radón y descendientes en exteriores en cada localización y se discute la posible influencia de las balsas de fosfoyeso de Huelva sobre la la concentración de radón de la ciudad de Huelva y, por ende, sobre el posible incremento en la tasa de dosis efectiva media que pudiera derivarse.

2. Materiales y métodos

2.1. Dominio geográfico

Andalucía, al sur de la península Ibérica, se encuentra enmarcada entre los paralelos 36° y 38° 44' N, y los meridianos 3°50' W y 0°34' E. Tiene una superficie de 87.597 km², lo que la convierte en una de las regiones más grandes de España, y sus costas tienen una longitud total de 864 kilómetros. Hacia el Este limita con el Mar Mediterráneo y al Oeste con el Océano Atlántico. Al Norte lo hace con la Sierra Morena que la separa de la Meseta y al Sur con el Estrecho de Gibraltar que la separa del continente africano.

El relieve andaluz se define por el fuerte contraste en altitud que comprende toda la región. El litoral atlántico se caracteriza por un predominio de playas y costas bajas. Por su parte, el litoral mediterráneo tiene una presencia muy importante de acantilados, sobre todo en la Axarquía malagueña, Granada y Almería. Sierra Morena, al mismo tiempo que marca una ruptura entre Andalucía y la Meseta, presenta una gran separación entre la Sierra y la Campiña de Huelva, Sevilla, Córdoba y Jaén. Sin embargo, su elevación es escasa; inferior a los 1.300 m. Las Cordilleras Béticas (Penibética y Subbética) se desarrollan paralelas al Mediterráneo y no están alineadas, dejando entre ellas el Surco Intrabético. El Subbético es muy discontinuo, por lo que presenta numerosos pasillos que facilitan la comunicación. Por el contrario, el Penibético ejerce de barrera aisladora entre el litoral mediterráneo y el interior. Las mayores alturas de Andalucía se encuentran en Sierra Nevada, al sureste de España; allí se sitúan las cotas más elevadas de la Península Ibérica: el pico Mulhacén (3.478 m) y el Veleta (3.392 m). El Valle del Guadalquivir se encuentra entre ambos sistemas. Es un territorio llano casi en su totalidad, abierto hacia el Golfo de Cádiz por el suroeste.



Figura 4.1 Mapa del relieve de Andalucía y localización de las estaciones de medida

2.2. Red de estaciones automáticas de vigilancia radiológica

La red de estaciones automáticas de vigilancia ambiental (REA) del Consejo de Seguridad Nuclear (CSN) está integrada por 25 estaciones idénticas distribuidas por todo el territorio nacional, compartiendo infraestructura con estaciones automáticas de la Agencia Española de Meteorología (AEMET). La recepción y gestión de los datos obtenidos, así como el mantenimiento de la red, es llevado a cabo por el Consejo de Seguridad Nuclear (CSN).

Cada estación de la REA está compuesta por una estación meteorológica automática (EMA), una estación radiológica automática (REA) y un discriminador selectivo inteligente de comunicaciones (DSIC), que se encarga de almacenar y enviar los datos recogidos. La EMA dispone de instrumentación para medir temperatura, humedad relativa del aire, precipitación, velocidad y dirección del viento. Por su parte, la ERA dispone de sondas de radiación gamma ambiental (Geiger-Müller) y de un monitor de aerosoles radiactivos LB/BAI BERTHOLD 9850-6 que permite determinar la concentración alfa, beta y radioyodo en aerosoles.

El monitor de aerosoles aspira aire del exterior y lo hace pasar por un filtro, el cual se encuentra enfrentado a un centelleador plástico de Sulfuro de Zinc. Las emisiones alfa y beta de los aerosoles depositados en el filtro son detectadas y discriminadas, entre origen artificial o descendientes del radón, mediante el método de la pseudocoincidencia diferencial alfa-beta (Método ABPD) Este método se basa en que la desintegración beta del ^{214}Bi está seguida inmediatamente ($T_{1/2} = 163 \mu\text{s}$) por la desintegración alfa del ^{214}Po en la cadena de desintegración del radón. Así, cuando el dispositivo de medida detecta simultáneamente (en un intervalo inferior a $200 \mu\text{s}$) una partícula alfa y una beta, se asume que éstas son debidas a los descendientes del radón atmosférico natural (Smetsers, 1995; Vargas et al., 2008). A partir del número de pseudocoincidencias de sus descendientes de vida corta se estima la concentración de ^{222}Rn en aire. El límite de detección para el método puede estimarse en 0.1 Bq m^{-3} y la incertidumbre puede alcanzar valores de hasta el 100 % en episodios de concentraciones muy bajas para el tiempo de recuento seleccionado (10 minutos).

La REA posee cinco estaciones de medida situadas en enclaves estratégicos a lo largo de la extensa geografía andaluza, las cuales llevan operando en continuo desde 1992, (tabla 4.1). En este estudio, se han analizado las series temporales de cada una de ellas para un periodo de nueve años, 1998 – 2006, ambos inclusive.

Tabla 4.1 Situación geográfica de las estaciones automáticas seleccionadas

Observatorio	Provincia	Latitud	Longitud	Altitud	Datos validos
Huelva	Huelva	N 37º 16' 48"	W 6º 54' 33"	20	91%
Sevilla	Sevilla	N 37º 24' 00"	W 6º 01' 00"	11	86%
Andújar	Jaén	N 38º 02' 15"	W 4º 03' 00"	220	85%
Tarifa	Cádiz	N 36º 01' 00"	W 5º 36' 00"	41	94%
Motril	Granada	N 36º 44' 42"	W 3º 31' 03"	50	88%

2.3. Indicadores y métodos estadísticos

Se han analizado las series temporales de concentración de radón, velocidad y dirección del viento de las 5 estaciones andaluzas de la REA durante el periodo 1998 – 2006. Cada una de estas series de datos ha sido filtrada y acondicionada para su posterior manipulación y análisis, unificando formatos y descartando los datos no válidos.

Se han realizado dos etapas de filtrado: a) automática y b) manual. En la etapa automática se han marcado como no válidos los valores de concentración inferiores al límite de detección y los que superaban en 20 veces el valor medio. A su vez, se han marcado como datos "a revisar" los que mostraban una evolución atípica, donde el cambio en la concentración era muy brusco. En la segunda etapa, se han estudiado en detalle los datos marcados como cambios bruscos en las concentraciones, así como los eventos con concentraciones excesivamente elevadas (entre 5 y 20 veces el valor medio), y se han descartado los datos correspondientes a mal funcionamiento de los equipos.

El tratamiento de datos se ha llevado a cabo empleando un lenguaje de programación de alto nivel interpretado, GNU Octave, desarrollado por John W. Eaton y liberado bajo licencia GPL. Este lenguaje posee un amplio conjunto de funciones enfocadas para el cálculo científico.

Se ha llevado a cabo un análisis de las direcciones y velocidades del viento superficial, con el objetivo de conocer el régimen de viento que se establece en cada zona. Así, se ha determinado la probabilidad de ocurrencia, mensual y estacional, de los vientos superficiales. Se han definido para ello 16 direcciones y 7 clases de velocidades.

Las diferentes series temporales de radón correspondientes al periodo completo de estudio se han analizado mediante la transformada rápida de Fourier (FFT) con objeto de obtener las frecuencias propias de variación y la significación de las mismas frente a las fluctuaciones de carácter aleatorio y poder estimar cuál es la escala temporal de los cambios de la meteorología de la zona que tienen mayor peso en el comportamiento de la concentración de radón en exteriores.

La transformada rápida de Fourier es un algoritmo que permite calcular la transformada discreta de Fourier de una serie de datos finita, (Bergland, 1969; Strang 1993) Sin embargo, impone ciertas limitaciones. Así, cada serie temporal es una serie discreta, con longitud finita. Estas dos características de los conjuntos de datos limita el análisis de forma que la frecuencia de muestreo de la estación restringe la frecuencia máxima detectable. En particular, para un periodo de muestreo de 10 minutos (frecuencia de muestreo, 1/600 S/s), la frecuencia máxima detectable está en torno a $8 \cdot 10^{-4}$ Hz, por lo que es ideal para capturar procesos con tiempos característicos superiores a 20 minutos. Por otro lado, la longitud finita de la serie de datos impone una restricción en la resolución. Así, una serie de 9 años limita la resolución, y por lo tanto la frecuencia mínima detectable, a unos $4 \cdot 10^{-9}$ Hz.

Como criterio de selección de picos, se ha establecido un evaluador estadístico que pretende cuantificar el nivel de significancia relativo, SL, de cada una de las frecuencias propias, ω .

$$SL(dB) = 20 \cdot \log_{10} \left(\frac{\sqrt{(X(\omega) - \langle x(\Delta\omega) \rangle)^2}}{3 \cdot \sigma(\Delta\omega)} \right) \quad [1]$$

Donde $X(\omega)$ es la norma de la transformada de Fourier para la frecuencia ω , $\langle x(\Delta\omega) \rangle$ es el valor promedio de las normas correspondientes al intervalo de frecuencias $\Delta\omega$ centrado en ω y $\sigma(\Delta\omega)$ es la desviación estándar de las normas correspondientes al mismo intervalo de frecuencias.

Este índice evalúa la desviación cuadrática media entre el valor de la norma de la transformada de Fourier para cada frecuencia y el valor promedio de las normas correspondientes al intervalo de frecuencias correspondiente y lo compara con la desviación estándar del mismo intervalo de frecuencias. De esta manera, cuando la desviación entre la norma y el valor medio es mayor a 3 veces la desviación estandar del conjunto, el nivel de significancia relativo de esa frecuencia, $SL(\omega)$, será mayor que 0 dB y será considerado como significativo debido a que la desviación no se debe a una fluctuación aleatoria en torno al valor medio con un 99% de intervalo de confianza.

Se han analizado las características espectrales de la concentración de radón registrada en cada uno de los emplazamientos. Se han identificado los periodos de variación más significativos en las diferentes escalas temporales. El espesor de la franja de variación de cada periodo característico se ha calculado como la desviación estándar de la franja temporal en cuestión; además, el SL correspondiente se asocia al valor máximo de la misma franja de frecuencias.

La caracterización general de las concentraciones de radón en las diferentes localizaciones se ha llevado a cabo mediante el análisis de diferentes indicadores estadísticos. Así, se ha calculado el valor medio, los percentiles 10 y 90 y la semi-desviación intercuartil (SID); esto es, la mitad de la diferencia entre los percentiles 25 y 75. Típicamente, el P10 y el P90 se asocian con la media de los mínimos y de los máximos respectivamente. A su vez, el SID es una medida de la dispersión de la distribución, pero a diferencia del rango o de la desviación estándar, es un estadístico robusto poco influenciado por valores extremos.

Además, se ha calculado la distribución de probabilidad mensual de las concentraciones de cada estación. Se ha realizado un ajuste de mínimos cuadrados a una distribución de probabilidad log-normal y se han calculado los coeficientes de correlación para cada mes del año compuesto. Además, se ha evaluado el día promedio de cada uno de los meses del año compuesto, junto con el día medio normalizado al valor medio del ciclo.

Para evaluar la dinámica de las concentraciones de radón se ha calculado el exponente de Hurst, el cual permite cuantificar la persistencia de una serie temporal, es decir, determinar el grado de influencia de los datos pasados en los presentes. En concreto, el exponente de Hurst mide la dependencia del rango reescalado clásico, $(R/S)_n$, frente al número de observaciones, n , (Hurst, 1951; Mandelbrot y Hudson, 2004)

$$\left(\frac{R}{S}\right)_n \sim c n^H \quad [2]$$

Donde R es el rango de la serie de n elementos calculado como la diferencia entre el máximo y el mínimo, S la desviación estándar de la serie de n elementos, c una constante y H el exponente de Hurst.

El rango reescalado clásico de un conjunto de n elementos compara la amplitud total de las fluctuaciones con la desviación estándar de las mismas. A medida que el número de observaciones (n) aumenta, el rango y la desviación estándar podrían evolucionar de manera diferente por lo que el rango reescalado clásico mostrará una tendencia u otra en función de las propiedades de la distribución de probabilidad. Así, en el caso extremo $H = 0$, el rango reescalado de la serie permanece constante para todo n; sin embargo, para $H = 1$, el rango reescalado de la serie aumentará proporcionalmente al número de muestras.

Con esta definición, $H = 1/2$ corresponde con una serie aleatoria, típica del movimiento browniano. Además, establece un límite entre series persistentes, ($0.5 < H < 1$), o con autocorrelación positiva, en las que un aumento de la magnitud en el pasado implica un aumento en el futuro, y series antipersistentes, ($0 < H < 0.5$), o con autocorrelación negativa, en las que un aumento en el pasado implica una disminución en el futuro).

Para la estimación del exponente de Hurst se ha construido un algoritmo basado en la metodología de rango reescalado clásico (R/S) de Mandelbrot y Wallis (1969a y 1969b) De esta manera, se ha realizado un ajuste de mínimos cuadrados entre el logaritmo del rango reescalado y el logaritmo del número de observaciones. A partir de la pendiente de la recta se obtiene de manera directa el exponente de Hurst, ecuación (2).

Con el objetivo de cuantificar la variabilidad y duración de las diferentes situaciones de acumulación acontecidas a lo largo del periodo de estudio, se ha realizado una clasificación de episodios, atendiendo a la variación diaria del valor medio de la concentración de radón para cada uno de los emplazamientos. Así, se definen 4 categorías de acumulación, A, B, C, D, en las que se enmarcan los episodios en los que el cambio neto en el valor medio diario de la concentración de radón es positivo; y una categoría, NIE, para los eventos de limpieza o en los que el cambio neto es menor que cero. Además, para las categorías de acumulación, el criterio de diferenciación está basado en la permanencia del episodio. Así, las diferentes categorías mencionadas corresponden con 1, 2, 3 y ≥ 4 días de duración respectivamente.

Se ha construido un estimador que evalúa la ocurrencia de los eventos como el número de días correspondientes a la categoría, n_e , frente a los días totales del periodo de cálculo, n_p . Este evaluador mide el tiempo relativo al periodo que los eventos tipo en estudio están presentes. Además, puede considerarse como una medida de la probabilidad de ocurrencia de la categoría en cuestión en el periodo considerado.

$$ratio = \frac{n_e}{n_p} \quad [3]$$

2.4. Estimación de la dosis media anual

A partir de los valores medios anuales de concentración de cada estación se ha estimado la dosis efectiva anual debida al radón atmosférico en exteriores (\dot{D}) empleando para ello la fórmula presentada en (UNSCEAR, 2000):

$$\dot{D} (\mu\text{Sv a}^{-1}) = C_{Rn} (\text{Bq m}^{-3}) \cdot f \cdot OF (\text{h a}^{-1}) \cdot F_{Rn} (\mu\text{Sv (Bq h m}^{-3})^{-1}) \quad [4]$$

Donde f es el factor de equilibrio y toma valores para exteriores entre 0.6 y 0.8, OF es el factor de ocupación, estimado en 1760 h a⁻¹ y F_{Rn} es el factor de conversión de dosis para el radón, 0.009 $\mu\text{Sv (Bq h m}^{-3})^{-1}$ (UNSCEAR, 2000).

3. Resultados

3.1. Valores climatológicos normales

Según AEMET (2008), la temperatura media anual para todas las estaciones se sitúa en torno a los 17 °C, tabla 4.2, figura 4.2, típico de un clima mediterráneo, siendo Andújar la estación más fría, 16 °C, y Sevilla la más cálida con 18.6 °C. La variación estacional, propia de la región, encuentra en Andújar un máximo, debido fundamentalmente al aislamiento impuesto por los relieves circundantes y la altitud. Así, en invierno las temperaturas son superiores a 7 °C y la humedad relativa en torno a 77 %. En verano, las temperaturas medias alcanzan los 27.5 °C en Julio con una humedad relativa del 44 %.

La influencia del océano se hace patente en Huelva, ya que reduce la amplitud térmica anual, propiciando inviernos en los cuales la temperatura media se sitúa siempre por encima de 10 °C, y veranos que registran temperaturas medias en torno a 25 °C. La humedad relativa varía entre el 52 % en verano y el 76 % en invierno y las precipitaciones, en torno a 490 mm, se concentran en la estación invernal.

Sevilla con sus inviernos suaves y húmedos (10 °C, 72 %) refleja una gran influencia oceánica en esta estación. Sin embargo, sus veranos cálidos y secos (27.5 °C, 47 %) marcan un comportamiento típico del interior del Valle. Las precipitaciones, aunque predominantes en invierno, se reparten algo más durante los meses de transición que en la estación anterior.

Tabla 4.2. Valores climatológicos normales para las estaciones seleccionadas (AEMET, 2008)

	Huelva			Sevilla			Andújar			Tarifa			Motril												
	T	TM	R	H	T	TM	R	H	T	TM	R	H	T	TM	R	H									
Enero	11.4	16.3	6.6	73	74	10.6	15.9	5.2	65	72	7.5	14.7	3.7	64	77	13.4	15.3	11.4	83	77	11.9	16.6	7.3	81	71
Febrero	12.7	17.6	7.7	43	72	12.2	17.9	6.7	54	68	10.2	16.9	4.9	53	73	13.4	15.2	11.5	73	78	12.8	17.7	7.9	55	69
Marzo	14.6	20.3	9	36	65	14.7	21.2	8.2	38	61	11	20.5	6.4	40	64	14.3	16.1	12.4	60	77	14.1	19.1	9	49	67
Abril	16	21.4	10.7	46	64	16.4	22.7	10.1	57	60	12.8	22.1	8.6	61	62	15.1	17	13.2	61	77	15.6	20.9	10.4	41	63
Mayo	18.8	24.1	13.4	30	62	19.7	26.4	13.1	34	57	17.6	26.2	11.8	34	58	16.9	18.7	15.1	31	78	18.7	23.8	13.4	25	61
Junio	22.2	27.8	16.6	9	58	23.9	31	16.7	13	52	22.5	31.6	15.5	17	52	19.2	21	17.5	9	80	22.2	27.3	17.1	12	59
Julio	25.4	31.6	19.2	3	52	27.4	35.3	19.4	2	47	27.5	36.2	18.1	3	44	21.4	23.2	19.5	2	81	24.8	29.9	19.7	2	60
Agosto	25.5	31.8	19.3	4	54	27.2	35	19.5	6	50	26.3	35.9	18.5	3	46	22	23.8	20.1	4	82	25.4	30.3	20.5	6	62
Septiembre	23.5	29.3	17.7	21	60	24.5	31.6	17.5	23	54	22.2	31.7	16.2	24	53	20.9	22.6	19.2	14	82	23.1	27.9	18.2	16	66
Octubre	19.4	24.7	14.2	56	66	19.6	25.6	13.5	62	63	16.7	25	12.1	62	65	18.6	20.2	16.9	67	81	19	23.7	14.3	56	71
Noviembre	15.3	20.2	10.4	74	71	14.8	20.1	9.3	84	71	10.2	18.9	7.6	85	75	16.1	17.9	14.4	77	78	15.4	19.9	10.8	95	72
Diciembre	12.6	17	8.1	95	76	11.8	16.6	6.9	95	75	7.5	15.3	5.2	89	80	14.5	16.3	12.7	118	77	12.9	17.4	8.4	88	73
Anual	18.1	23.5	12.7	490	64	18.6	24.9	12.2	534	61	16	24.6	10.7	536	62	17.1	19	15.3	603	79	18	22.9	13.1	524	66

T, temperatura media (°C); TM, temperatura máxima (°C); Tm, temperatura mínima (°C); R, precipitación (1m⁻²); H, humedad relativa (%)

La situación en la costa mediterránea está caracterizada fundamentalmente por una gran suavidad térmica invernal, que se genera en virtud de la intervención de tres mecanismos básicos: la influencia suavizadora del mar, la orientación sur de la costa, y la protección frente a las coladas septentrionales que le otorgan las cadenas Béticas. Las temperaturas medias mensuales en invierno se sitúan en torno a los 12 °C, y son especialmente destacables las elevadas temperaturas mínimas debidas a la elevada temperatura del mar mediterráneo. Los veranos, como en el caso de la costa onubense, no son demasiado extremos, 25.4 °C, ni secos, 59 %. Las precipitaciones en esta costa son muy variables de unos enclaves a otros y, en general, muestran un gradiente de disminución oeste-este, desde los enclaves muy lluviosos del estrecho de Gibraltar hasta el dominio subdesértico que se establece en la costa almeriense (AEMET, 2008).

La situación geográfica de Tarifa le confiere características particulares. La escasa variabilidad estacional de la temperatura media, así como la elevada humedad relativa a lo largo del año, reflejan la influencia que ambos mares ejercen sobre esta localización. Las elevadas precipitaciones recogidas a lo largo del año, 600 mm, se concentran en los meses más fríos del año. Este fenómeno está propiciado por la interacción de masas de aire frías, procedentes del atlántico, con masas de aire cálidas y muy húmedas del mediterráneo.

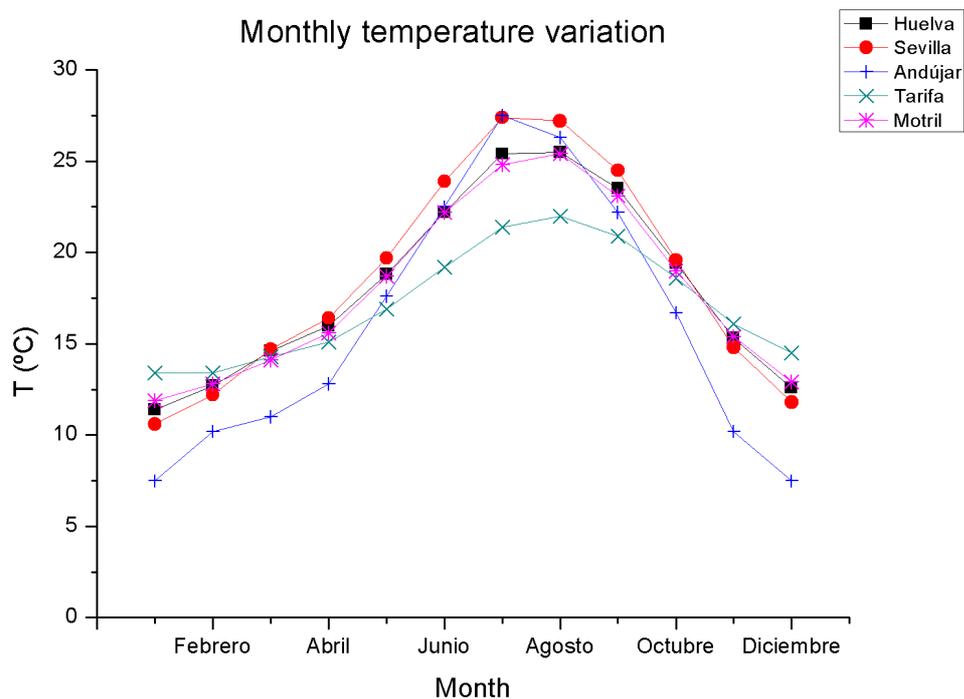


Figura 4.2.a) Temperatura media mensual

En general, el ciclo anual de temperatura en las cinco estaciones muestra características diferenciadoras, figura 4.2.a. De esta manera, Huelva y Sevilla exhiben un ciclo similar con una ligera diferencia favorable a Sevilla en los veranos. Andújar muestra veranos cálidos como

Sevilla, pero con los inviernos más fríos con diferencia de todas las estaciones. A su vez, Motril muestra el mismo ciclo térmico que Huelva todo el año por lo que el efecto de la costa muestra su influencia en ambas estaciones frente a las del interior en la reducción de la amplitud térmica del ciclo. Tarifa muestra un ciclo térmico de menor amplitud, con veranos e inviernos suaves. Esto se debe a la situación especial de Tarifa entre dos grandes masas de agua, lo que le confiere características casi de isla.

En función al ciclo térmico, es posible realizar una categorización de las cinco estaciones como interior (Andújar), transición (Sevilla), costera (Huelva y Motril) y marítima (Tarifa)

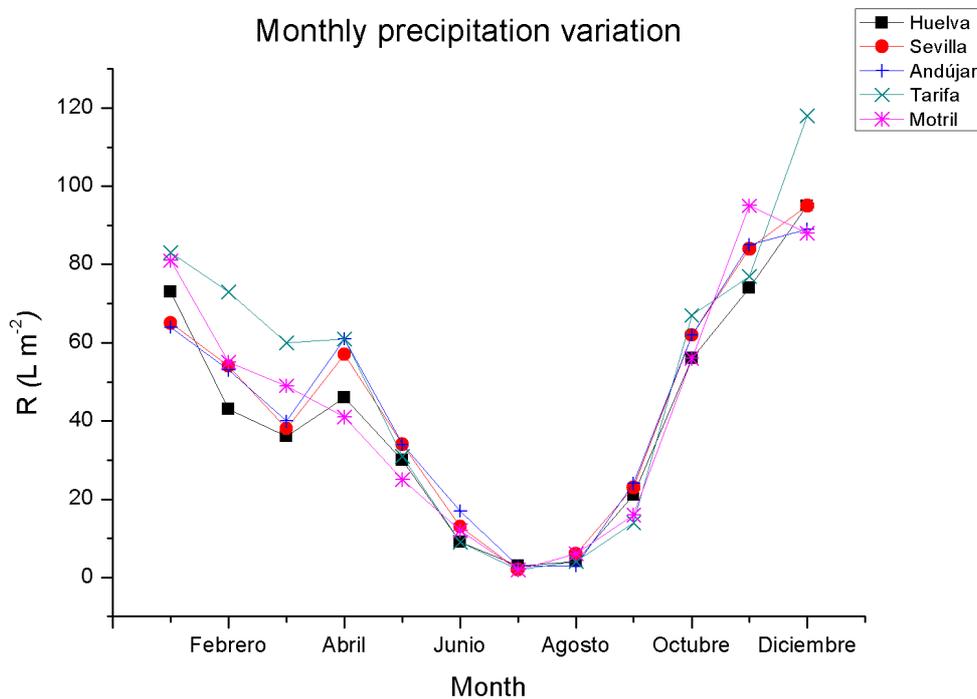


Figura 4.2.b) Precipitación media mensual

De igual manera que la proximidad a las masas de agua influencia el ciclo térmico, el ciclo anual de precipitación muestra influencia con respecto a la longitud geográfica de la estación y su situación respecto a los sistemas béticos, figura 4.2.b. De esta manera, las estaciones situadas al Oeste (Huelva, Sevilla y Andújar) presentan un incremento en las precipitaciones durante Abril. Este comportamiento se exhibe parcialmente en Tarifa, con un incremento poco significativo, debido a su situación especial. Este incremento no se presenta para nada en Motril, la cual está enmarcada en la costa Este de Andalucía. Sin embargo, exhibe un máximo en Noviembre, que supera al resto de estaciones durante ese mes..

3.2 Regímenes de viento y masas de aire superficiales

La diferencia entre el régimen de vientos para los diferentes periodos del año es patente en todas las localizaciones, (figuras 4.3 - 4.7). Existen direcciones predominantes en invierno que, de forma general, se invierten en verano, siendo la primavera y el otoño estaciones de transición en las cuales aparecen tanto componentes estivales como invernales.

En particular, la estación de Huelva (figura 4.3) registra tres direcciones predominantes. En invierno, la componente fundamental es NE, con velocidades bajas ($1 - 2 \text{ m s}^{-1}$). Esta componente puede estar asociada a un fenómeno local de brisa débil hacia el mar causado por la baja temperatura de la superficie terrestre (debido a la menor insolación) en comparación a la temperatura del océano, o por la canalización a través del Valle de masas de aire procedentes del NE. Además, existe una componente NW de velocidades más elevadas ($2 - 3 \text{ m s}^{-1}$) En verano la situación se modifica, la componente SW, así como la NW, se hacen mucho más frecuentes, manteniendo las velocidades. Sin embargo, la componente NE se reduce hasta casi desaparecer. Las estaciones de transición muestran un patrón combinado entre ambos periodos extremos, con el ligero matiz de que el otoño se asemeja más al invierno y la primavera al verano. Las calmas ($< 0.5 \text{ m s}^{-1}$) son escasas, en torno al 1.5% en meses cálidos y 2.5% en meses fríos.

Por su parte, Sevilla (figura 4.4) muestra un comportamiento similar al de Huelva en el cual la dirección NE es predominante en invierno y la SW en verano; sin embargo, existen diferencias sutiles. En invierno, la componente SW posee las mismas características de frecuencia y velocidad. Por su parte, la componente NE desarrolla velocidades más elevadas que en la estación anterior ($1 - 4 \text{ m s}^{-1}$). En verano, la componente NE desaparece, apareciendo componentes S, SW de velocidades relativamente bajas ($1 - 3 \text{ m s}^{-1}$). De nuevo, las estaciones de transición son una combinación de los casos extremos con la misma similitud que en el caso anterior: primavera - verano y otoño - invierno. Las calmas son más elevadas que en el caso de Huelva, en torno al 12% en invierno y primavera, 17% en verano y 21% en otoño.

La situación en Andújar (figura 4.5) es diferente a las estaciones anteriores. Durante el invierno, la dirección W - WSW posee una presencia elevada, desarrollando velocidades altas ($2 - 4 \text{ m s}^{-1}$). Por su parte, la componente E - ESE, de velocidades más moderadas ($1 - 3 \text{ m s}^{-1}$), tiene también una presencia importante, siendo más frecuente que la anterior. Sin embargo, la presencia de calmas es elevada, en torno al 22.5 % En verano, la componente W cobra más importancia, seguida de un componente WNW que en invierno se desarrolla pocas veces. Además, la componente WSW se mantiene, incrementando su frecuencia. Las velocidades de estas componentes sigue siendo alta, aunque también se favorecen menores velocidades ($1 - 4 \text{ m s}^{-1}$) La componente E - ESE está casi extinta en este periodo. El porcentaje de calmas se reduce en esta estación al 10 % De nuevo, la primavera presenta un patrón combinado entre los casos extremos, asemejándose más al verano, y el otoño al invierno. Las calmas en estos meses de transición están en torno a 13 % y 17 % respectivamente.

La presencia de la componente W - WSW durante todo el año, pero intensificada en los meses cálidos, puede ser asociada a la influencia de masas de aire atlánticas que penetran por

todo el valle y que son aceleradas valle arriba conforme se estrecha la amplitud del mismo. Este fenómeno se ve reforzado en los meses cálidos por la propia presencia del valle. La presencia de la ladera de Sierra Morena en las cercanías se pone de manifiesto en la dirección del viento, el cual gira desde la dirección SW hasta la W – WSW. Por otro lado, la componente E – ESE, que se genera con frecuencia en los meses fríos, desarrolla velocidades más lentas. El origen de esta componente puede encontrarse en el mismo fenómeno que la componente NE en Sevilla y Huelva. El aire frío y denso de las cumbres de Sierra Morena y el Sistema Penibético desciende por el valle buscando bajas presiones. La diferencia en la dirección de esta componente está marcada por la orografía particular de la zona.

De forma general, podría decirse que a lo largo del valle del Guadalquivir existen dos fenómenos meteorológicos de origen diferente que condicionan los flujos de masas de aire a nivel superficial. En primer lugar, las incursiones oceánicas a través de la Costa de Huelva y el Golfo de Cádiz. Este fenómeno se desarrolla con más frecuencia en verano, como se puede observar por las velocidades y frecuencias registradas para la dirección SW en la estación de Huelva, Sevilla y Andújar, (Adame et. al, 2008). Sin embargo, la presencia de un amplio valle, flanqueado por dos sistemas montañosos importantes, propicia una marcada influencia local en el viento superficial. Así, en los meses fríos, la escasez de insolación propiciará que el aire, frío y denso procedentes del Norte, o de las zonas más elevadas del valle, deslicen canalizándose valle abajo y calentándose así de forma adiabática. Esta masa de aire catabática competirá con las intrusiones atlánticas más cálidas a lo largo del valle. Así, sólo las masas de aire oceánicas más energéticas serán capaces de barrer el valle hacia arriba a nivel superficial. Por el contrario, en verano, la mayor insolación propicia el recalentamiento del valle. De esta forma, el aire cálido del valle, al ascender verticalmente, genera bajas presiones superficiales que favorecen la penetración valle arriba de las incursiones atlánticas. (Adame et. al, 2008)

Tarifa, situada en la punta del estrecho de Gibraltar, tiene un patrón de vientos particular (figura 4.6). De forma general, las velocidades registradas son mucho más elevadas que en los casos anteriores ($2 - >6 \text{ m s}^{-1}$), y la frecuencia de calmas ronda el 0.5% durante todo el año. Existen dos direcciones predominantes, W - NW de velocidades moderadas ($2 - 4 \text{ m s}^{-1}$) y E – ESE (denominado viento de “levante” del estrecho) desarrollando velocidades superiores ($3 - >6 \text{ m s}^{-1}$). Esta última dirección, que posee una elevada frecuencia en todas las estaciones y se ve reforzada en verano, tiene su origen en las masas de aire mediterráneas que son canalizadas por el mar de Alborán y circulan paralelas a la costa andaluza. Las elevadas velocidades registradas para esta componente deben asociarse a un fenómeno local de encajonamiento orográfico (principio de continuidad de masa), (Cook et al., 1978). La componente W – NW, procedente del atlántico, presenta mayor dispersión de direcciones en invierno. Así, en meses cálidos, las direcciones predominantes son la W – WNW. Durante los meses fríos, aparece una componente NW de características similares en cuanto a velocidades se refiere. En este caso, el origen de esta componente puede localizarse en la misma célula atmosférica que en verano, sin embargo, actuando como depresión. La alternancia entre anticiclón y depresión de la célula de las Azores en los meses fríos se ve reflejada en la dispersión de direcciones, antes comentada, que presenta esta estación.

Por su parte, Motril presenta un patrón algo más complejo (figura 4.7). Durante los meses

fríos aparece una componente N – NE muy frecuente y de velocidades bajas. La presencia de montañas al norte de Motril, combinado con el efecto de la costa, propicia que las masas de aire procedentes del Norte pierdan entidad al sobrepasar las montañas y se desplacen en forma de frentes catabáticos hacia la costa. Las componentes paralelas a la costa, W – WNW y E – ESE tienen su origen en las masas de aire mediterráneas canalizadas por el mar de Alborán y en las intrusiones atlánticas que superan el estrecho. Las calmas son elevadas, 11.5% y 16.3% en invierno y otoño respectivamente. Los meses cálidos presentan tres direcciones fundamentales, con orígenes diferentes. La componente W – WSW, favorecida en primavera, presenta velocidades entre 1 - 4 m s⁻¹ y podría tener su origen en la conjunción entre las masas de aire generadas por el anticiclón de las azores y la depresión del Sahara. Por su parte, la componente S – SW, muy frecuente en verano, con velocidades bajas (1 – 2 m s⁻¹) está asociado a un fenómeno local de brisa marina potenciado por el ascenso anabático del aire en la ladera sur del sistema Subbético y a través del valle del Guadalfeo. Además, una componente SE de velocidades 1 – 4 m s⁻¹ se presenta recursivamente en estos meses.

En general, durante los meses de verano se favorecen en todas las estaciones direcciones de los vientos en superficie con origen W, por lo que los centros de acción de origen atlántico son los que dominarán la zona en este periodo. Por su parte, en invierno hay una mayor presencia de eventos con origen N y NE, marcando la influencia de centros de acción procedentes del N y su canalización a través del Valle.

Huelva, Sevilla y Andújar muestran características muy similares, reflejando la influencia del Valle sobre estas estaciones. De esta manera, las direcciones fundamentales de los vientos son paralelas al eje del Valle del Guadalquivir durante todo el año. Por su parte, Tarifa y Motril muestran características particulares de su situación. Así, Tarifa muestra el efecto de encajonamiento orográfico que genera el estrecho de Gibraltar en las direcciones recurrentes y en las velocidades elevadas. La cordillera que flanquea a Motril al Norte hace que las masas de aire procedentes del N penetren en la zona muy debilitadas, e impone una barrera a las procedentes de otros orígenes que modifica su dirección.

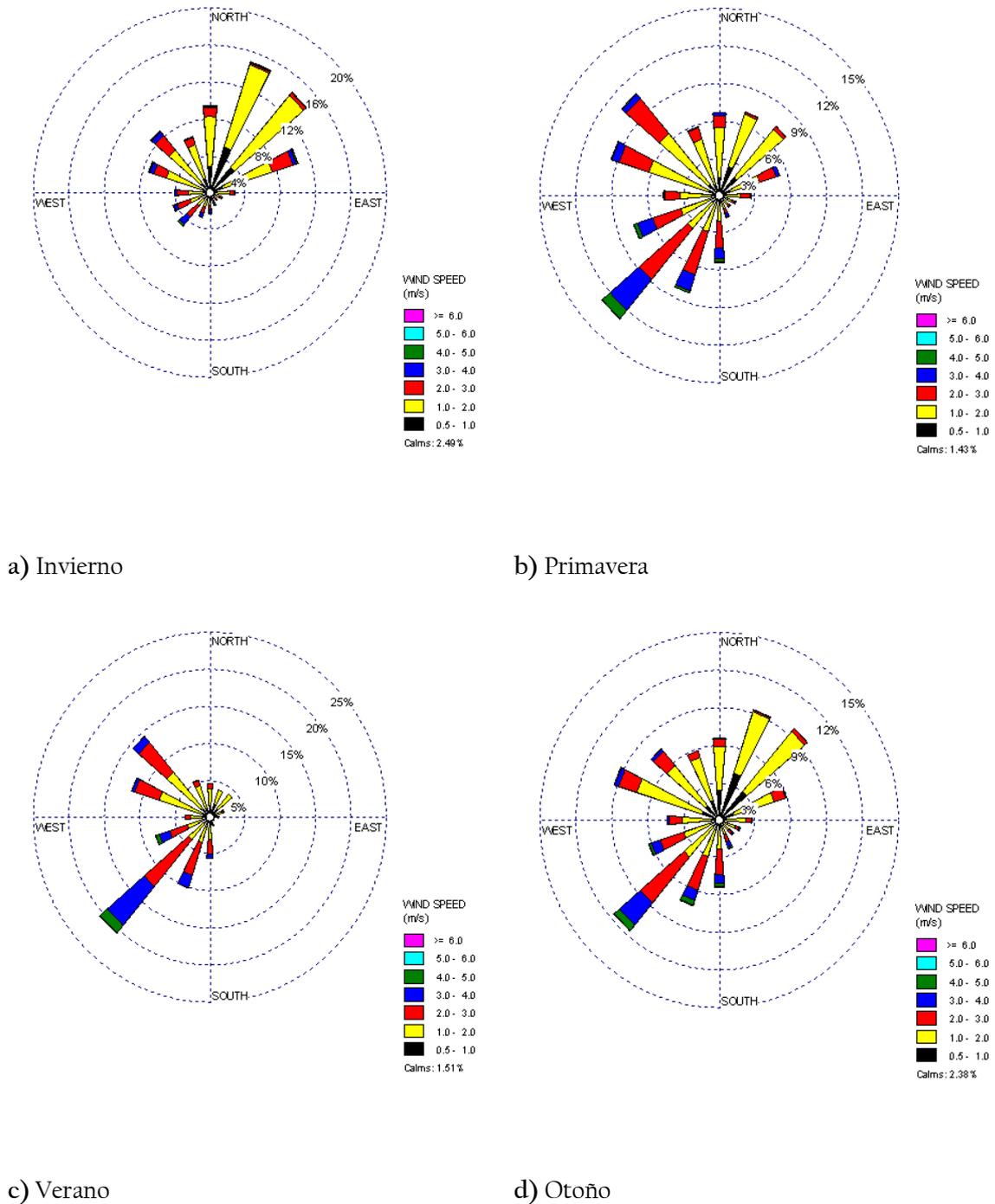
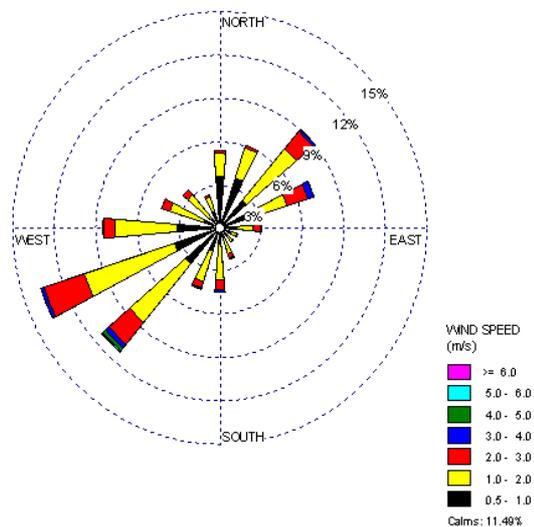
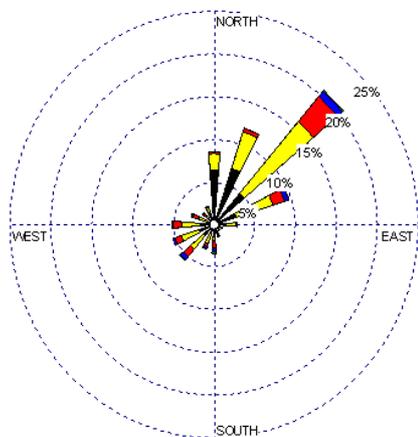
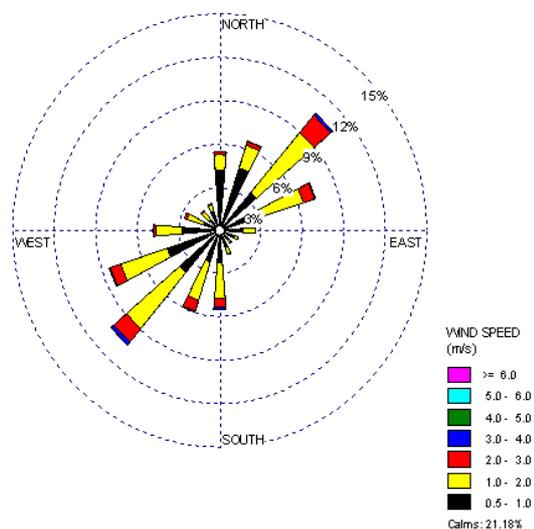
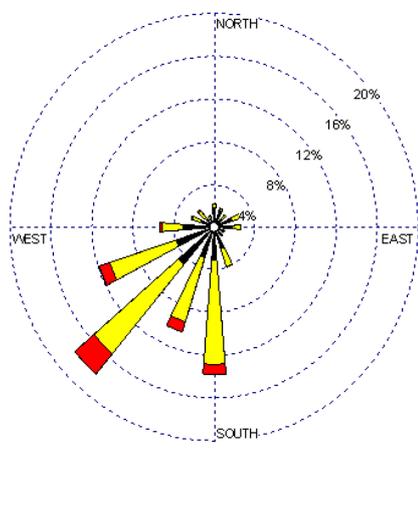


Figura 4.3 Rosas de viento estacionales para la estación de Huelva



a) Invierno

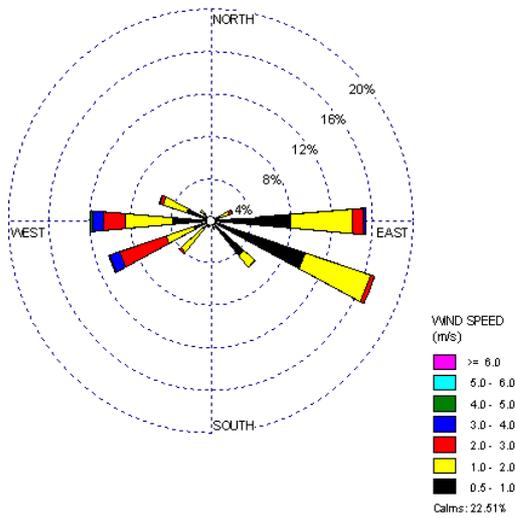
b) Primavera



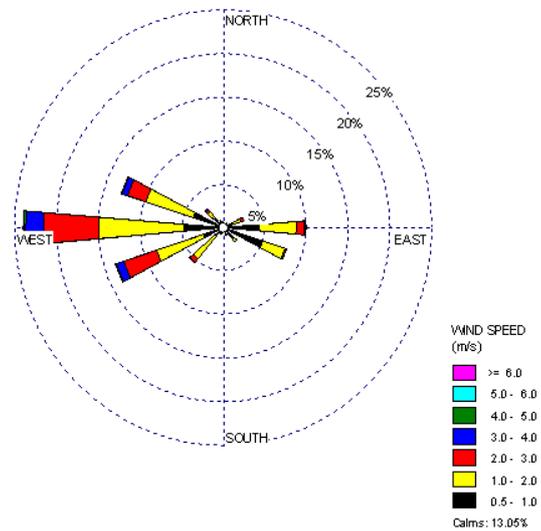
c) Verano

d) Otoño

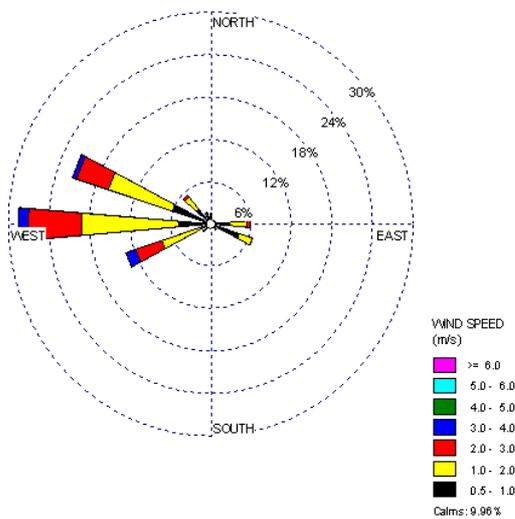
Figura 4.4 Rosas de viento estacionales para la estación de Sevilla



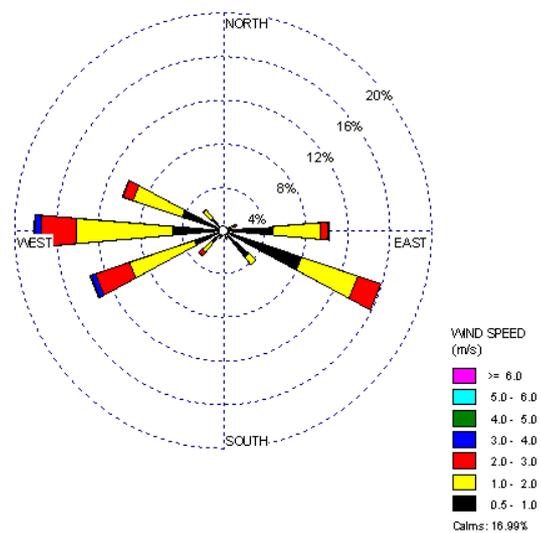
a) Invierno



b) Primavera

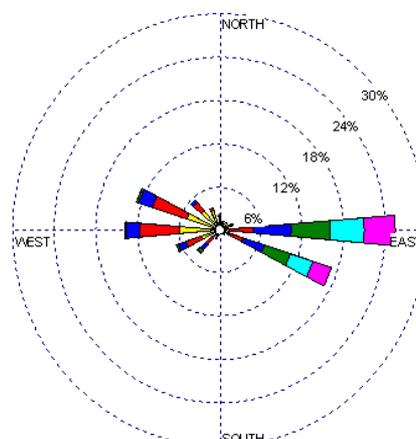
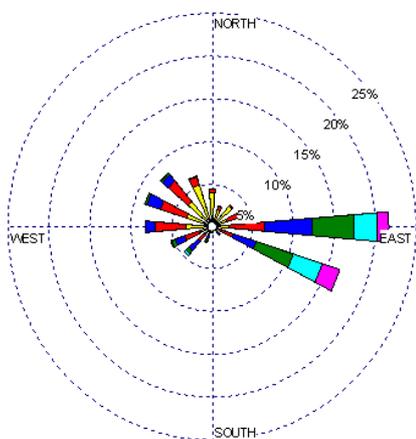


c) Verano



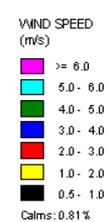
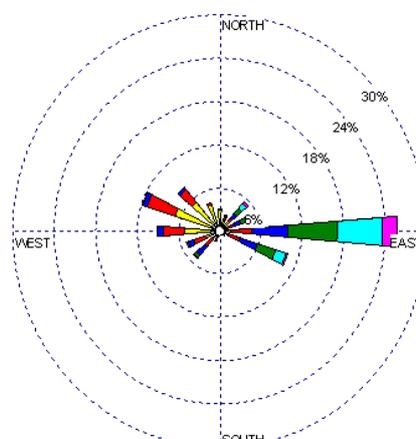
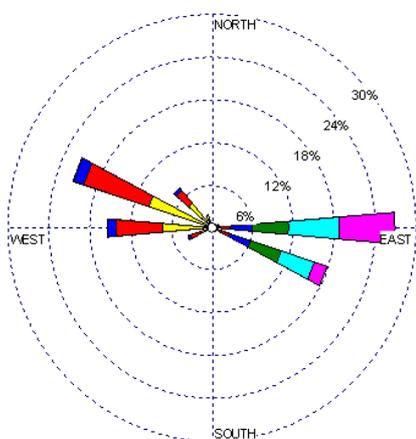
d) Otoño

Figura 4.5 Rosas de viento estacionales para la estación de Andújar



a) Invierno

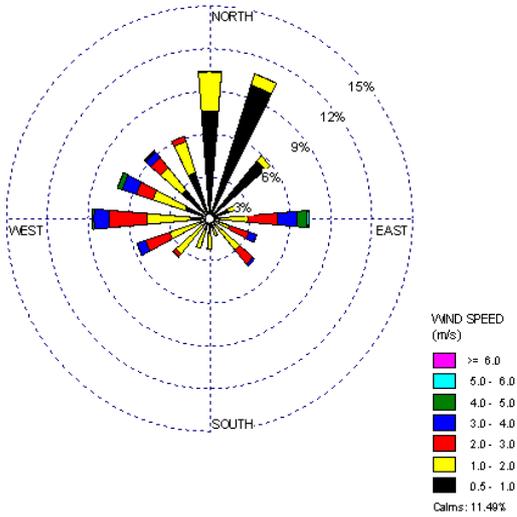
b) Primavera



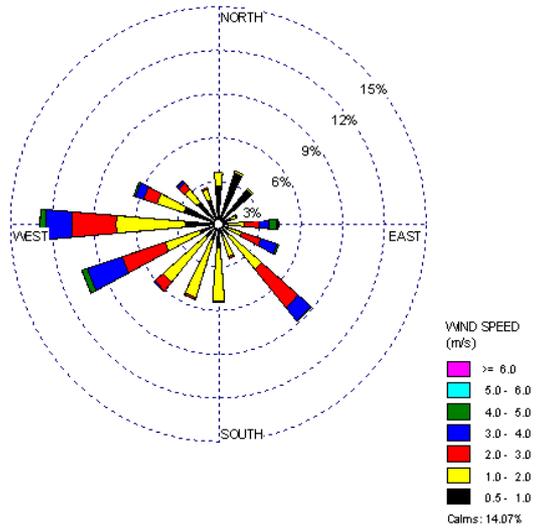
c) Verano

d) Otoño

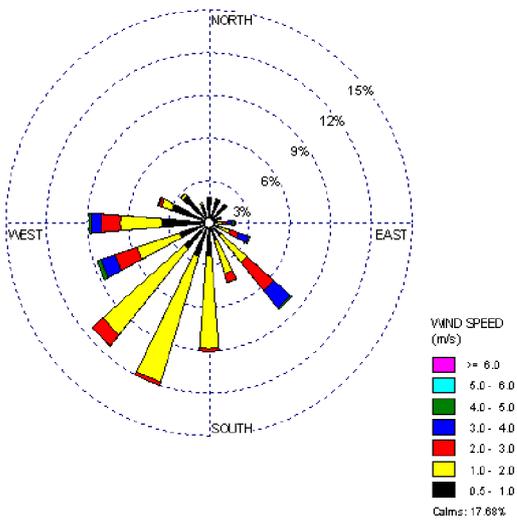
Figura 4.6 Rosas de viento estacionales para la estación de Tarifa



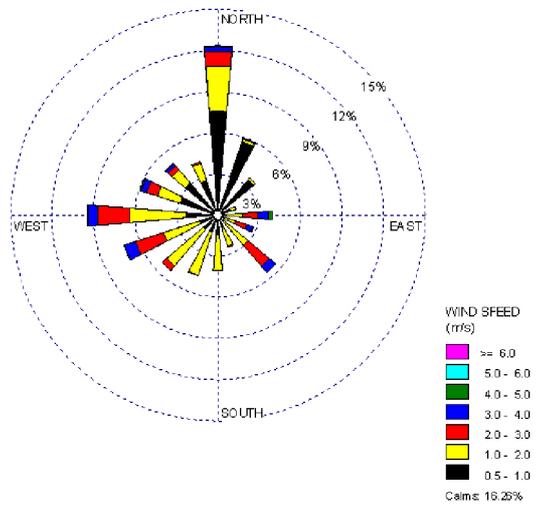
a) Invierno



b) Primavera



c) Verano



d) Otoño

Figura 4.7 Rosas de viento estacionales para la estación de Motril

3.3 Características generales de las concentraciones de radón

En general, el índice de validez de datos en las series temporales de concentración de radón está en torno a un 90%

Los valores medios anuales muestran niveles típicos de radón atmosférico en todas las localizaciones (Tabla 4.3). Huelva y Andújar presentan los valores medios anuales más elevados de 7.7 y 6.8 Bq m⁻³ respectivamente, que son, a su vez, inferiores a los 10 Bq m⁻³ que Sesana et al. (2003) presenta para Milán. Sevilla muestra una media anual de 5 Bq m⁻³, coincidiendo con el valor medio que Arnold et al. (2009) presenta para España, mientras que Tarifa y Motril presentan los valores mínimos, 1.6 y 2.7 Bq m⁻³. Estos valores medios corresponden típicamente a estaciones muy próximas a la costa, (Chambers et al., 2009).

El P10 toma por lo general un valor inferior a 1 Bq m⁻³ en todas las estaciones. Sin embargo, el P90 muestra una diferencia notable entre las estaciones del interior y del exterior del Valle del Guadalquivir. Así, Huelva, Sevilla y Andújar presentan valores de este indicador en torno a 15 Bq m⁻³, mientras que Tarifa y Motril no superan los 6 Bq m⁻³. Coherentemente, los valores del SID reproducen el mayor rango de variación de las estaciones del interior.

3.3.1 Escalas temporales en la variabilidad de la concentración de radón

La concentración de radón muestra variaciones que se presentan con cierta recurrencia cíclica. Así, existen diferencias patentes entre los diferentes años, las estaciones del año o los periodos día - noche. Estas variaciones estarán originadas por diferentes fenómenos atmosféricos asociados a diferentes escalas espaciales y temporales; desde la circulación general con periodos típicos del orden del año, hasta la microescala con tiempos característicos de segundos o minutos, y que afectan tanto al comportamiento del radón presente en las masas de aire como al término fuente local (tasa de exhalación) y su variabilidad, puesta ya de manifiesto en el capítulo 2 de este trabajo.

Las figuras 4.8 a y b muestran, a modo de ejemplo, el espectro en frecuencias y el nivel de significación de las variaciones temporales de la concentración de radón correspondientes a la estación de Huelva. A primera vista, en la figura 4.8.a, aparecen 6 frecuencias muy marcadas. Estas frecuencias dominan de forma clara las variaciones de radón y son las que marcan los tiempos característicos de la dinámica del radón en la baja troposfera. Con este análisis, se podría decir que la concentración de radón a lo largo del tiempo se describe mediante un término constante, al que se le superponen perturbaciones con periodos característicos de 24, 12, 8, 6 y 4.8 horas fundamentalmente.

Sin embargo, si se observa en detalle la figura 4.8.b, se obtiene mucha más información. En este caso se ha representado el nivel de significancia relativo representativamente (99% c.i.) diferente del ruido (SL > 0 dB) para cada periodo de variación característico. Hay que recordar que 3 dB de SL significa que la magnitud del pico es el doble que el ruido de carácter aleatorio presente en la serie.

Tabla 4.3 Estadísticos mensuales de la concentración de radón durante el periodo de estudio (Bq m⁻³)

	Huelva			Sevilla			Andújar			Tarifa			Motril							
	media	P10	P90	SID	media	P10	P90	SID	media	P10	P90	SID	media	P10	P90	SID				
Enero	9.9	0.0	25.7	5.8	7.1	0.3	17.0	4.1	7.1	0.8	16.1	3.9	1.8	0.4	4.0	0.8	2.9	0.8	5.7	1.3
Febrero	7.8	0.6	18.3	4.3	6.5	0.6	15.0	3.4	7.7	1.0	18.5	4.4	1.8	0.4	4.0	0.8	2.9	0.8	5.7	1.2
Marzo	6.4	0.6	15.0	3.7	3.8	0.3	9.4	1.9	5.7	0.6	15.4	3.4	0.9	0.1	2.0	0.5	2.3	0.4	5.0	1.1
Abril	5.2	0.6	12.0	3.1	2.9	0.3	6.6	1.4	4.1	0.7	11.5	1.9	0.9	0.1	2.0	0.5	2.1	0.4	4.5	0.9
Mayo	5.2	0.4	12.5	2.7	3.3	0.8	7.4	1.2	4.0	0.7	10.3	1.7	1.1	0.2	2.3	0.5	1.8	0.0	4.0	0.8
Junio	5.0	1.1	11.6	2.1	3.8	0.9	8.1	1.4	3.6	0.8	8.9	1.3	1.3	0.3	2.5	0.6	2.3	0.8	4.6	0.9
Julio	4.6	1.1	9.6	1.7	4.5	1.3	9.2	1.6	4.0	0.9	9.6	1.5	1.9	0.5	3.7	0.7	2.5	0.6	5.3	1.0
Agosto	4.9	0.8	10.8	2.0	4.2	0.6	9.4	1.6	6.4	0.9	13.5	1.9	2.6	0.5	6.1	0.9	3.1	0.6	5.0	1.0
Septiembre	5.6	0.4	15.0	3.0	5.1	0.9	12.5	2.1	6.6	0.9	17.6	2.9	1.9	0.2	4.6	0.9	2.8	0.9	5.5	1.1
Octubre	6.7	0.6	17.0	3.7	6.2	0.8	14.2	3.1	11.1	0.6	27.2	5.4	1.5	0.1	3.3	0.7	3.1	0.8	6.2	1.3
Noviembre	15.9	0.3	30.7	5.9	7.6	1.2	17.2	3.9	10.2	1.1	26.4	5.8	2.1	0.0	4.4	1.0	3.4	1.0	6.6	1.4
Diciembre	16.6	0.1	46.1	9.8	7.9	0.6	17.9	4.2	11.3	1.4	25.9	6.4	1.9	0.2	4.2	0.8	3.5	0.8	7.1	1.6
Anual	7.7	0.5	17.3	3.7	5.0	0.7	12.1	2.5	6.8	0.8	17.0	3.4	1.6	0.2	3.5	0.7	2.7	0.6	5.5	1.2

En primer lugar se observa que la franja de periodos inferiores a 4.8 horas presenta un nivel de significancia constante que ronda los 5dB. A estas escalas temporales, las variaciones de radón están dominadas por turbulencias, no periódicas, que introducen carácter ruidoso en la señal registrada. Así, las perturbaciones en la concentración dentro de esta escala temporal serán poco predecibles. Entre 4.8 y 24 horas aparece el grupo de frecuencias anteriormente comentado. El periodo 24 h, con un nivel de significancia en torno a los 25 dB, domina la variación temporal de la concentración de radón en esta escala temporal, junto con sus 4 primeros armónicos, 12, 8, 6 y 4.8 horas. El elevado nivel de significancia de los picos, unido a la delgadez de los mismos, indica el carácter altamente periódico de esta perturbación que parece asociada a la rotación terrestre. Para tiempos característicos entre 1 y 30 días, aparece un pico dominante centrado en 7 días. La anchura a media altura está en torno a 3 días. En esta escala temporal, las variaciones de radón vienen dominadas por fenómenos sinópticos de transporte que, aunque perturbado, presentan un carácter periódico dentro de una franja definida de variación temporal. A escalas superiores al mes, destacan 2 picos; 2-3 y 12 meses. Ésta es la perturbación asociada al cambio estacional; la traslación terrestre, junto con la inclinación del eje de rotación de la Tierra, generarán variaciones en la circulación general atmosférica que se hacen patentes en las concentraciones de radón en superficie, así como en otras variables meteorológicas como se ha mostrado en la sección anterior.

De forma general, la dinámica de las variaciones en la concentración de radón sigue el mismo patrón en todos los emplazamientos, tabla 4.4 . No obstante, aparecen ligeras discrepancias que denotan diferencias en el comportamiento específico en cada localización. Así, a escala global se han identificado 5 grupos de frecuencias diferenciados que se reproducen en todas las localizaciones. Se observa un periodo de variación de 14 ± 2 meses con un SL en torno a 14 dB para Hueva, Sevilla y Andújar, y de 11 dB para Tarifa y Motril. El periodo correspondiente a 12 meses presenta menor espesor, en torno a 10 días, y un SL de 14 dB para Huelva. Las demás estaciones presentan un valor de significancia para este periodo inferior a 10 dB, siendo de sólo 5dB para Sevilla. Las variaciones que presentan periodo característicos del orden de los 6 ± 1.5 meses son réplicas de los periodos anuales y presentan un SL inferior a 9 dB en todos los casos. En torno a 2.5 ± 0.5 meses aparece un pico con nivel de significancia comparable a los anteriores, (6 – 10 dB), siendo Motril la estación que menos acusa esta frecuencia. Las variaciones mensuales serán réplicas a menor escala de las variaciones anteriores. Así, estas presentan un SL más bajo, en torno a 7 dB.

Dentro de la escala sinóptica, las variaciones en la concentración de radón vienen gobernadas por periodos de entre 4 y 10 días. Las estaciones de Huelva y Sevilla acusan estas frecuencias de manera marcada con un SL de 7 dB. Huelva presenta un tiempo característico de 7 ± 2 días mientras que Sevilla presenta una dinámica sinóptica ligeramente más lenta, 10 ± 2 días. Por su parte, Andújar presenta el mismo SL que las estaciones anteriores y un periodo de cambio de 8 días; sin embargo, el rango de variación es mayor, 5 días. Tarifa y Motril presentan un SL de 6 y 5 dB respectivamente para esta escala temporal. El rango de variación será de 4 días para ambas estaciones; sin embargo, Tarifa presenta una dinámica sinóptica mucho más rápida, 4 días.

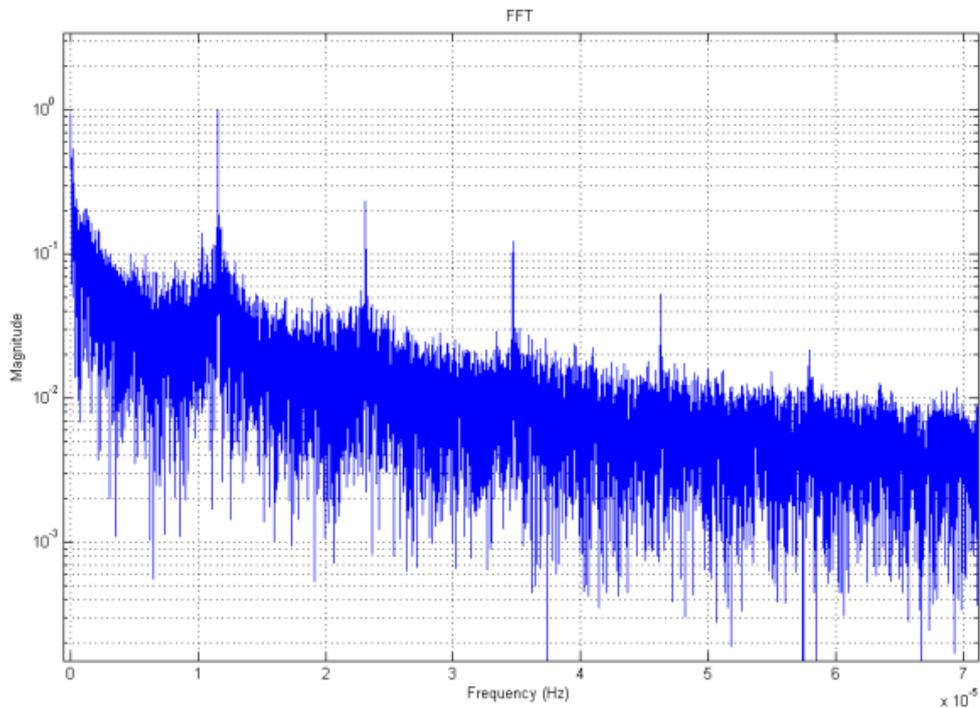


Figura 4.8.a) Espectro en frecuencias de las variaciones temporales de la concentración de radón durante el periodo de estudio 1998-2006 para Huelva

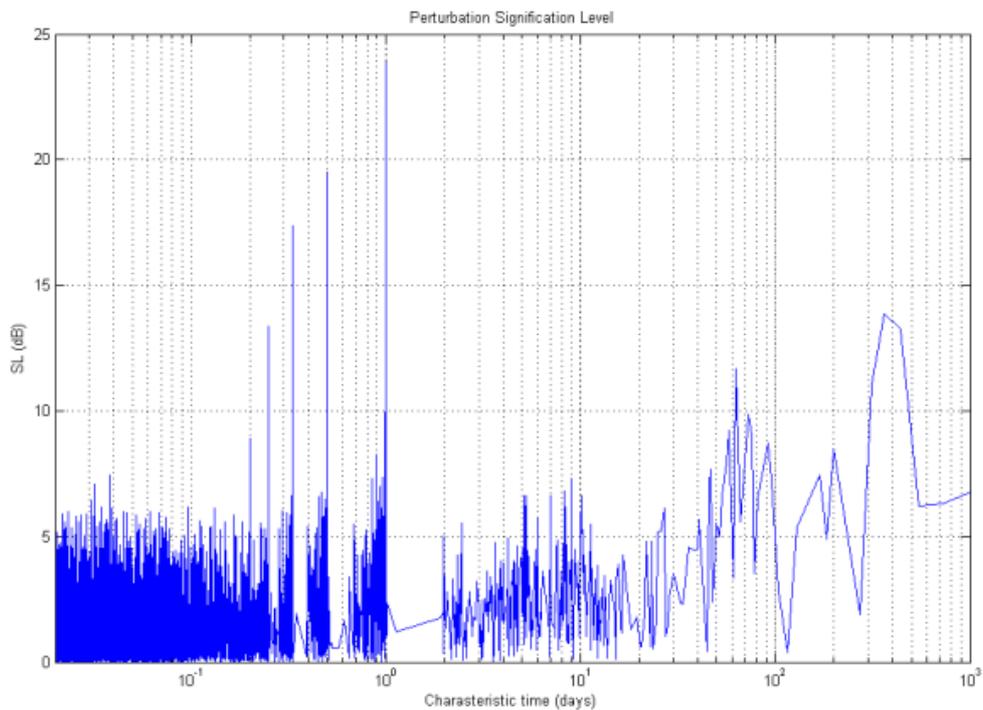


Figura 4.8.b) Nivel de significancia relativo en función del tiempo característico de las variaciones temporales de la concentración de radón durante el periodo de estudio 1998-2006 para Huelva

Tabla 4.4. Característica espectral de las variaciones temporales en la concentración de radón

	Huelva		Sevilla		Andujar		Tarifa		Motril						
	T (días)	ΔT (días)	SL (dB)	T (días)	ΔT (días)	SL (dB)	T (días)	ΔT (días)	SL (dB)	T (días)	ΔT (días)	SL (dB)			
Escala Global	440	80	13	450	50	14	425	70	16	450	50	11	425	40	11
	365	10	14	370	10	5	320	40	8	370	10	10	365	10	7
	140	50	8	200	40	9	200	50	6	200	40	9	260	40	9
	67	8	10	66	8	8	77	10	8	65	20	7	71	14	6
	40	11	7	34	8	8	34	2	7	33	5	5	24	9	6
Escala Sinóptica	7	2	7	10	2	7	8	5	7	4	4	6	8	4	5
Mesoescala	1.00	0.01	24	1.00	0.01	26	1.00	0.01	24	1.00	0.01	19	1.00	0.01	25
	0.50	0.01	19	0.50	0.01	21	0.50	0.01	18	0.50	0.01	8	0.50	0.01	16
	0.33	0.02	17	0.33	0.01	19	0.33	0.01	18	0.33	0.03	7	0.33	0.01	18
	0.25	0.01	11	0.25	0.01	13	0.25	0.01	14	---	---	---	0.25	0.01	12
Microescala	0.20	0.01	9	0.20	0.01	8	---	---	---	---	---	---	0.20	0.01	8
	<0.2	0.05	<6	<0.2	0.06	<7	<0.2	0.03	<6	<0.33	0.05	<5	<0.2	0.04	<6

*T representa el tiempo característico asociado a las frecuencias propias y ΔT el espesor del pico

Observando la tabla 4.4, salta a la vista que los fenómenos mesoescalares son los que dominan la dinámica del radón de manera general, cómo indican los altos coeficientes SL asociados a esta escala. Para todos los emplazamientos el SL de la frecuencia dominante, 24 horas, es mayor que 24 dB, exceptuando a Tarifa que ronda los 20 dB. La incertidumbre en la determinación del tiempo característico, en torno a 20 minutos, es mínima para este periodo y sus armónicos superiores. Estos resultados implican que la principal fuente de cambio en la concentración de radón es altamente periódica.

La dinámica del radón dentro de la microescala está gobernada fundamentalmente por procesos turbulentos fuertemente aperiódicos con tiempos característicos por debajo de 4.8 horas. En todas las estaciones, el SL de las turbulencias está por debajo de los 5 – 6 dB y se mantiene constante dentro de todo el rango. Tarifa, por sus características especiales, acusa el régimen turbulento para tiempos característicos inferiores a 8 horas.

3.3.2 Variaciones mensuales

En la figura 4.9 se presenta el valor medio de la concentración de radón para las diferentes localizaciones a lo largo del año.

Las estaciones del interior del Valle presentan valores medios mensuales más altos que las del exterior durante todo el año. Además, en los meses fríos, las concentraciones de radón presentan valores altos, siendo Huelva la que presenta los valores medios más altos. Durante los meses de Septiembre hasta Febrero, los valores medios mensuales de las estaciones del Valle son mayores que el valor medio anual de las mismas. Por otro lado, las estaciones exteriores presentan un ciclo ligeramente diferente, los meses que registran concentraciones más altas son los invernales como en el caso anterior, sin embargo, Agosto registra valores próximos a los observados en los meses fríos, disminuyendo de nuevo en Septiembre.

De forma general, los diferentes emplazamientos presentan los P90 y los SID mayores en los meses de Noviembre y Diciembre, siendo Tarifa la única excepción que lo hace en Agosto, tabla 4.3 Cabe destacar los elevados valores del P90 registrados en Huelva durante todo el año; este indicador es similar o ligeramente superior a Sevilla y Andújar en los meses cálidos, pero incluso el doble en meses fríos. La ocurrencia de eventos de concentraciones elevadas de radón en la ciudad de Huelva es mayor que en el resto de emplazamientos.

La presencia de direcciones NE durante el invierno, así como un mayor porcentaje de calmas, hace que el radón generado durante las acumulaciones nocturnas en el Valle se disperse a través del mismo. Por su parte, la recurrencia de las direcciones SW en verano permitirá que las masas de aire con bajas concentraciones de radón procedentes del mar limpien el Valle, desalojando el radón acumulado durante la noche.

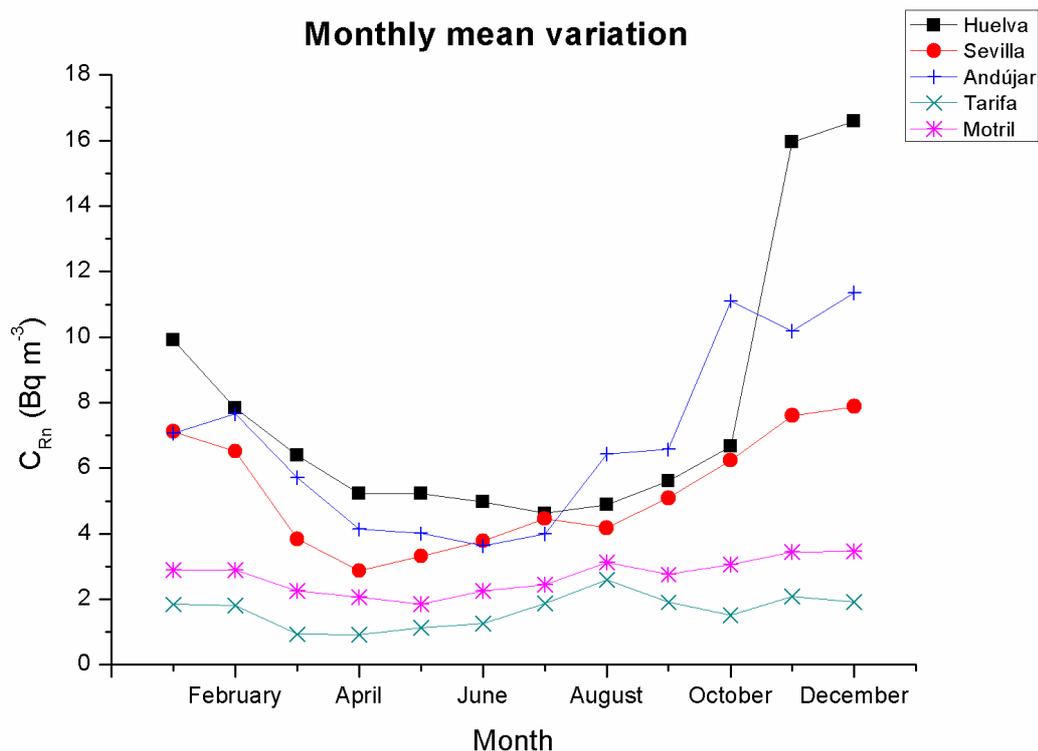


Figura 4.9 Variación mensual de la concentración de radón en los diferentes emplazamientos para el periodo de estudio 1998-2006

Así como el régimen de vientos local afecta de manera severa en la concentración de radón y su comportamiento, la fluctuación del término fuente local de radón durante los diferentes meses también influirá en su evolución.

A partir de los resultados obtenidos en el capítulo 2, la exhalación en Huelva fluctúa entre 12 y 37 $\text{Bq m}^{-2} \text{h}^{-1}$, mientras que Sevilla presenta mayor fluctuación, 8 – 35 $\text{Bq m}^{-2} \text{h}^{-1}$, con valores ligeramente inferiores. Por su parte, Andújar presenta la mayor fluctuación estacional en el término fuente, 13 – 47 $\text{Bq m}^{-2} \text{h}^{-1}$, mostrando a su vez los valores más altos. Por su parte, Tarifa y Motril presentan menores fluctuaciones 20 – 26 $\text{Bq m}^{-2} \text{h}^{-1}$ y 16 – 34 $\text{Bq m}^{-2} \text{h}^{-1}$ respectivamente.

Los mínimos de concentración estivales coinciden con los máximos de exhalación debido a la menor humedad del suelo, propiciada por la falta de precipitaciones y el aumento de radiación solar y temperatura. Es decir, los momentos en que el término fuente presenta mayor intensidad se solapan con los de preeminencia de entrada de masas de aire con baja aportación de radón procedente del océano (y por tanto, alta capacidad de dilución) además de que durante estos meses la atmósfera está más inestable debido a la mayor ganancia radiativa, permitiendo una buena mezcla. Los relativamente elevados valores de Tarifa y Motril alcanzados en Agosto podrían estar relacionados con el incremento de la exhalación

característico de este mes o por el aumento de incursiones de masas de aire procedentes de África.

Los máximos invernales no coinciden con los mínimos de exhalación. Así, el final del Otoño y principio del invierno muestra las concentraciones más elevadas, asociadas a la menor movilidad de la atmósfera. Además, el suelo aún no se ha humedecido demasiado debido a las precipitaciones, por lo que la exhalación no se encuentra en su mínimo anual.

Llaman la atención los elevados valores registrados en Huelva, tanto para el P90 (47 Bq m^{-3}) como para la media (17 Bq m^{-3}), calculados para Diciembre. Estos valores son superiores a los correspondientes al resto de localizaciones, incluso cuando se comparan con los datos de las estaciones del interior. Así, Andújar presenta una exhalación mínima similar a la de Huelva para dicho mes, pero con indicadores que muestran menor concentración. Esto indica que la concentración de radón de Huelva está siendo influenciada por algún factor ajeno al resto de estaciones. Además, la afección se intensifica a final del Otoño y perdura durante los meses invernales como se observa por los elevados valores del P90 y el valor medio durante estos meses.

Por otro lado, la distribución de probabilidad de las concentraciones de radón a lo largo del año es muy asimétrica y además cambia de tamaño. Así, en los meses cálidos la distancia entre la moda y la media es menor en general, y el SID es mayor en los meses fríos. En la figura 4.10 se presentan la distribución de probabilidad (Figura 4.10.a) y los valores del coeficiente de correlación (Figura 4.10.b) obtenido mediante el ajuste de los datos experimentales a una distribución Log-normal para cada uno de los meses y estaciones.

Por tanto, la población de valores de concentraciones de radón para cada uno de los emplazamientos estará, de forma general, bien descrita mediante una distribución de probabilidad Log-normal, con un coeficiente de correlación promedio en torno a 0.95

En invierno, la distribución de probabilidad muestra una gran asimetría, con la moda muy próxima al límite de detección del sistema de medida y una larga cola hacia las concentraciones elevadas, casi degenerando en una distribución exponencial. En verano la distribución es menos asimétrica. La probabilidad de concentraciones elevadas cae de manera más rápida que en el caso anterior, por lo que los episodios de altas concentraciones serán menos recurrentes.

El comportamiento Log-normal se genera debido a la presencia de procesos aleatorios, modulados por una dependencia intrínseca de los estados anteriores. A medida que disminuye la asimetría de la distribución, ésta se parece más a la normal y la remanencia o efecto memoria es menor. Sin embargo, la asimetría de estos periodos es, en general, elevada; esto indica la presencia recurrente de eventos de autocorrelación poco influidos por factores externos, como acumulaciones.

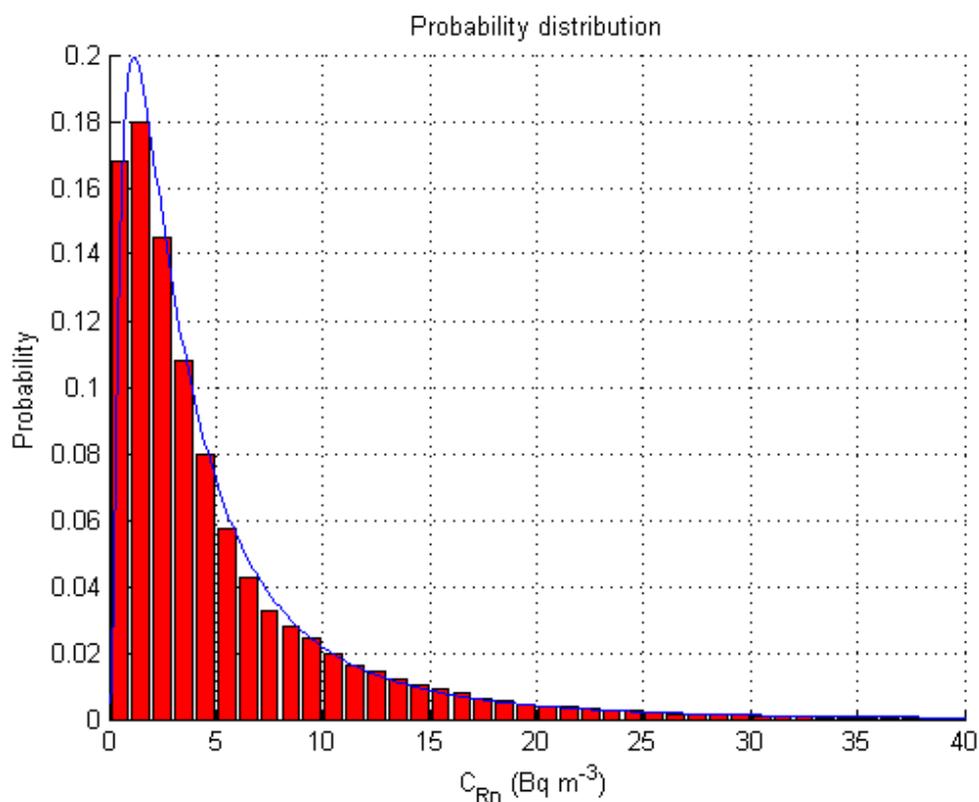


Figura 4.10.a) Distribución de probabilidad Log-normal para la estación de Huelva en Junio promedio para el periodo 1998 - 2006

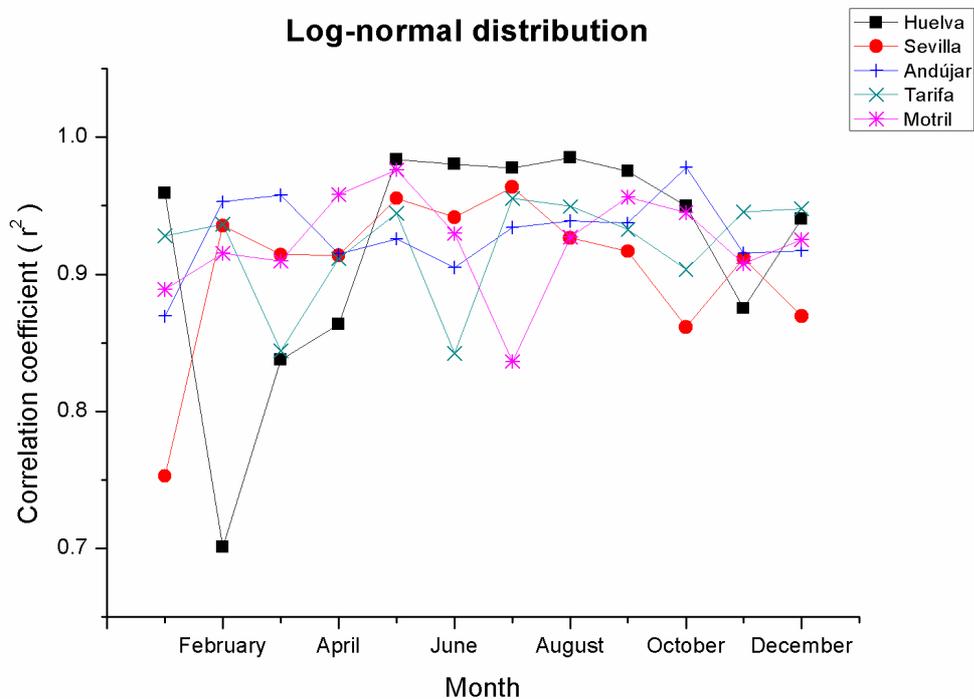


Figura 4.10.b) Variación mensual media del coeficiente de correlación para la distribución Log-normal para el periodo 1998 - 2006

Según las distribuciones de probabilidad, la presencia de un efecto memoria en las series temporales de radón es patente en todos los emplazamientos en mayor o menor medida. Así, meses invernales, que presentan una gran asimetría, mostrarán un elevado efecto memoria propiciado por la acumulación de radón. Por su parte, los meses estivales muestran una asimetría menor y, así, una naturaleza algo más aleatoria. De esta manera, los meses estivales mostrarán episodios de mezcla turbulenta de forma más habitual, como cabría esperar debido a la mayor disponibilidad energética que tiene la atmósfera en estos meses.

La existencia de efecto memoria en las series temporales de radón se pone de manifiesto nuevamente mediante el exponente de Hurst, figura 4.11

Todas las estaciones muestran valores de este exponente superiores a 0.75 mostrando así una gran persistencia o autocorrelación, (Bejar et al., 1995; Bossew and Lettner, 2002) A su vez, estos valores indican que la naturaleza de la dinámica del radón es poco aleatoria y tiene una componente altamente periódica y determinista.

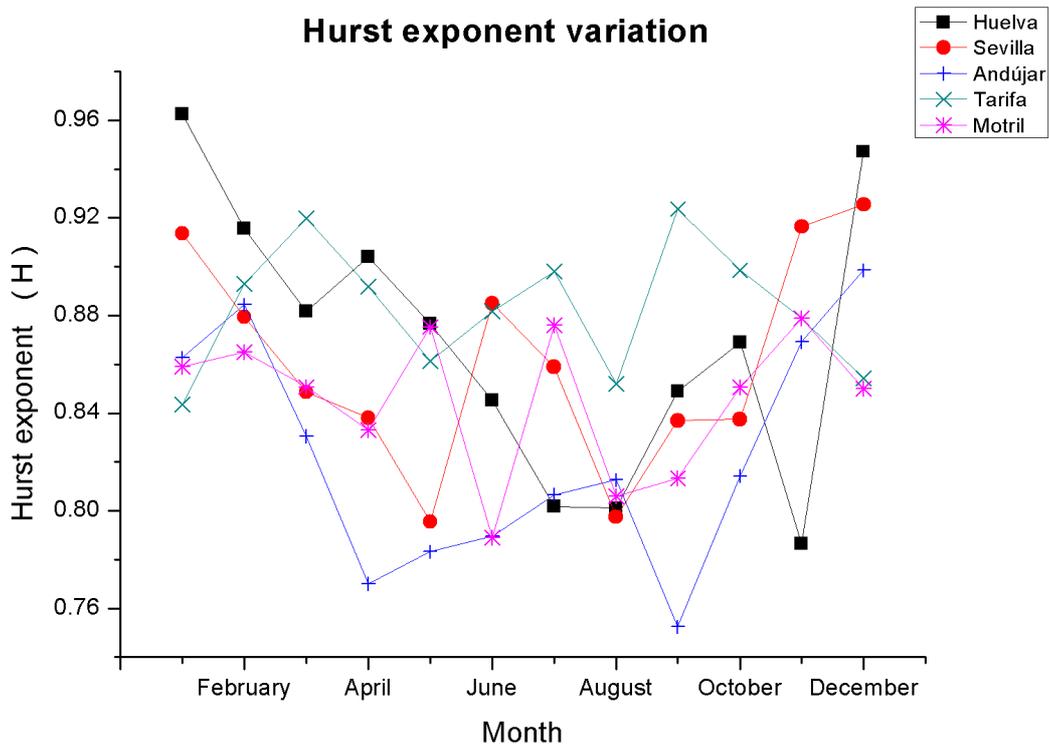


Figura 4.11 Variación mensual del exponente de Hurst.

Concretamente, Huelva es el emplazamiento que muestra los valores más elevados de este exponente, en torno a 0.95 durante Enero y Diciembre. Por el contrario, Julio, Agosto y Noviembre muestran el exponente mas pequeño, 0.8

Por su parte, Sevilla muestra un comportamiento similar a Huelva, con exponentes por encima de 0.92 para los meses de Enero, Noviembre y Diciembre, mientras que los meses de Mayo y Agosto muestran los valores mas pequeños, 0.8

Andújar refleja un exponente de Hurst sistemáticamente inferior a las estaciones anteriores, alcanzando los valores mas bajos en torno a 0.76 los meses de Abril y Septiembre. De nuevo, los meses más frios muestran los exponentes más elevados, 0.9

Marzo y Septiembre muestran para Tarifa los valores más altos del exponente de Hurst, 0.92 A su vez, Enero, Mayo, Agosto y Diciembre muestran el exponente más bajo de esta estación, 0.84 - 0.86

Motril presenta los mínimos en Junio, Agosto y Septiembre en torno a 0.78 – 0.82 y los máximos en Enero, Febrero, Mayo, Julio y Noviembre, por encima de 0.86

Las estaciones de Tarifa y Motril presentan las menores fluctuaciones del exponente de Hurst. Por su parte, el resto de estaciones muestran una tendencia similar en cuanto a la disminución del exponente de Hurst en los meses estivales y al aumento del mismo en los invernales.

Durante todos los meses, la dinámica del radón está dominada por procesos de acumulación persistentes que muestran su influencia en estados posteriores. Estos procesos se manifiestan de manera más severa durante el invierno según muestran los valores elevados del exponente de Hurst.

3.3.3 Variaciones diarias

Se han calculado los valores medios horarios (día promedio) de cada uno de los emplazamientos analizados, figura 4.12

De manera global, la dinámica del radón a lo largo del día promedio en las diferentes estaciones sigue un mismo patrón, con clara tendencia cíclica (Porstendörfer, 1994; Blaauboer and Smetzers, 1997). Destaca la presencia de un máximo a primera hora de la mañana, coincidiendo con la salida del sol (6 – 8 horas UTC). Un rápido descenso en las concentraciones caracterizan las siguientes horas. La presencia de un mínimo en torno a las 18:00 horas UTC ralentiza el descenso en las concentraciones y marca el comienzo de un periodo de acumulación nocturna, que se prolonga hasta el amanecer.

Esta acumulación nocturna se debe a una capa de mezcla baja generada por una inversión térmica con base en la superficie. Además, la elevada estabilidad nocturna favorece la acumulación durante este periodo. Al amanecer, cuando la insolación calienta la superficie terrestre, la inversión se destruye y se activa el proceso de mezcla, levantando la altura de la capa. El mínimo se alcanza de manera habitual a media tarde, cuando la capa de mezcla alcanza su valor más elevado.

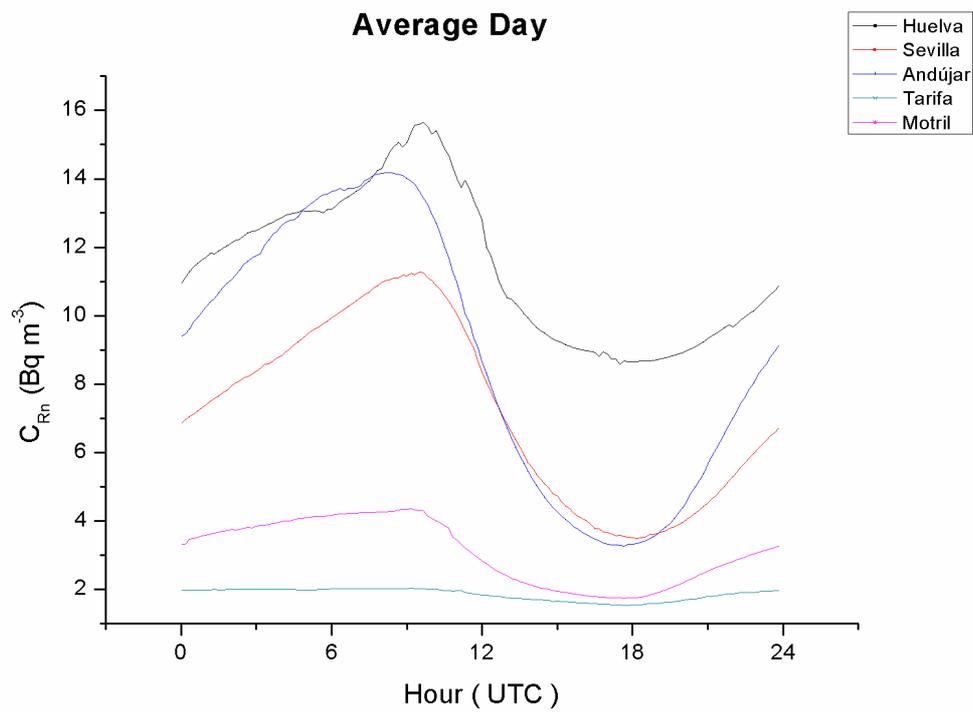


Figura 4.12.a) Días promedio estacionales (Invierno) para los diferentes emplazamientos durante el periodo de estudio 1998-2006

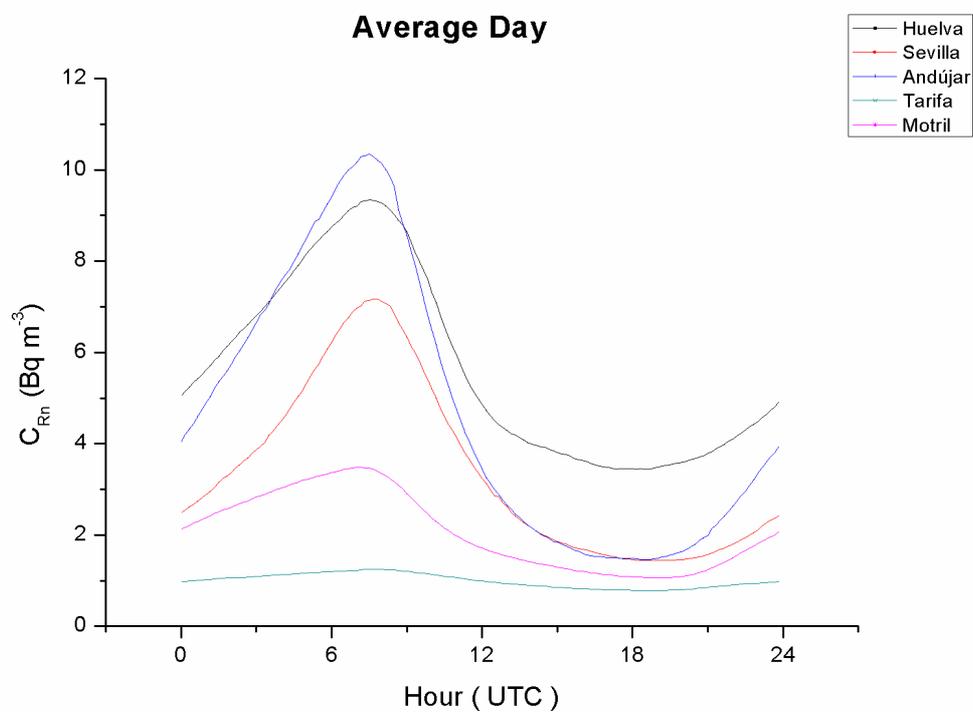


Figura 4.12.b) Días promedio estacionales (Primavera) para los diferentes emplazamientos durante el periodo de estudio 1998-2006

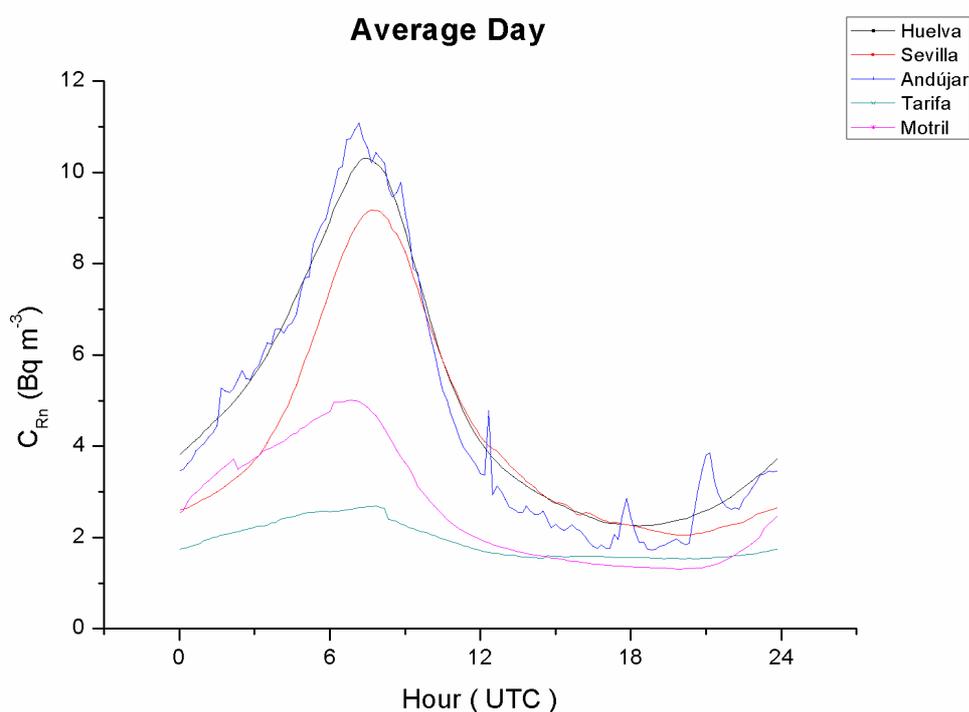


Figura 4.12.c) Días promedio estacionales (Verano) para los diferentes emplazamientos durante el periodo de estudio 1998-2006

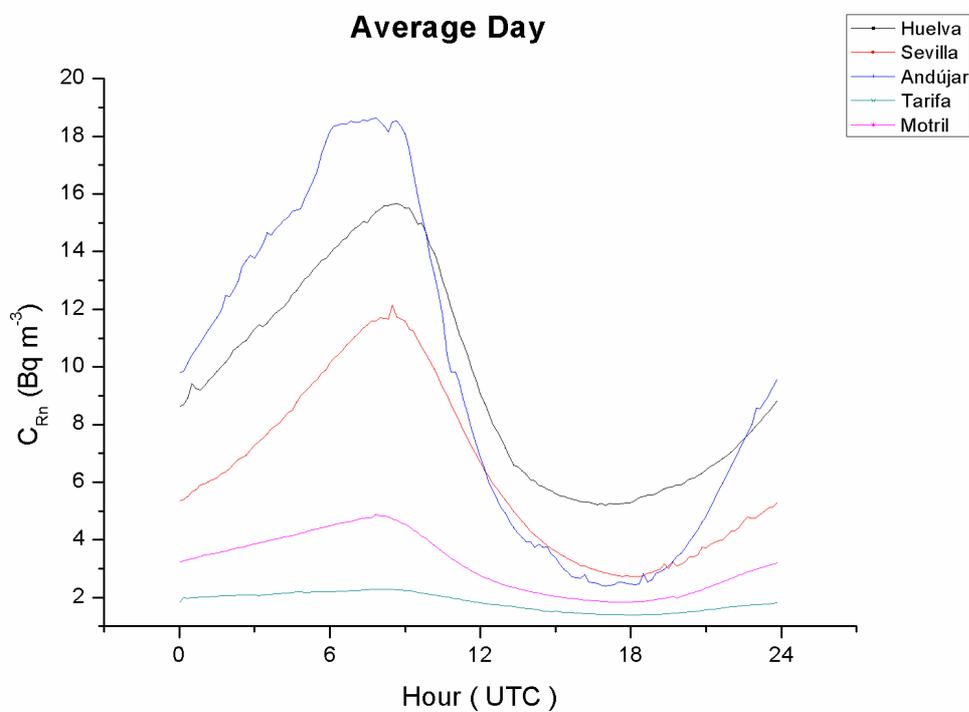


Figura 4.12.d) Días promedio estacionales (Otoño) para los diferentes emplazamientos durante el periodo de estudio 1998-2006

El ciclo diario promedio del radón muestra clara tendencia estacional, así como una gran influencia de la localización, como se observa por el cambio en la anchura del máximo, el valor medio del ciclo, y la amplitud del mismo. El periodo de acumulación nocturna es más uniforme en los meses invernales. Esto implica que el máximo es más ancho, y el mínimo más estrecho. Durante los meses de estío, el mínimo se hace más constante y duradero; la acumulación nocturna muestra una tendencia exponencial creciente, con lo que el máximo es más estrecho.

Tarifa presenta un patrón diario típico de estaciones puramente marítimas, bajo la influencia constante de masas de aire de origen marítimo. Así, los ciclos mostrados para esta estación coinciden con los mostrados por Chambers et al. (2009) para la isla de Sado (Japón), así como en valores medios y amplitud del ciclo.

La concentración mínima del día cambia en función de la época del año, así como con la localización. De esta manera, el mínimo en verano es similar en todos los emplazamientos, en torno a 2 Bq m^{-3} , mientras que en invierno este mínimo tiene una mayor variabilidad espacial. Así, el mínimo en invierno oscila entre 1 Bq m^{-3} en Tarifa y 9 Bq m^{-3} en Huelva. Esto muestra que durante el invierno las estaciones presentan un comportamiento más local que en verano. Además, Huelva presenta los valores mínimos más altos de manera sistemática. Esto podría indicar dos cosas: a) que la altura de la capa de mezcla durante el día es más baja en Huelva que en estaciones como Sevilla y Andújar, fundamentalmente en Invierno; y, b) que Huelva registra una contribución adicional de radón que afecta a la ciudad fundamentalmente durante la tarde.

La concentración máxima muestra una gran dependencia de la localización, así como de la estación climatológica. Tanto Huelva como Andújar muestran los valores más elevados en todos los periodos, 11 Bq m^{-3} en Verano y 18 Bq m^{-3} en Otoño. Llama la atención que los valores más elevados del máximo se registran en Otoño y en Andújar.

La presencia de elevados valores de exhalación durante el Verano y el Otoño hacen que Andújar, Huelva y Sevilla muestren valores elevados de concentración durante las acumulaciones nocturnas, además de hacer que la acumulación sea más rápida. A su vez, la magnitud de la acumulación nocturna es similar en Huelva y Andújar, y superior en 2 Bq m^{-3} a Sevilla, por lo que indica que la exhalación de Huelva y Andújar deberían ser similares y superiores a la de Sevilla. Sin embargo, se ha mostrado que Huelva presenta de manera natural un término fuente de radón inferior a Andújar y similar a Sevilla. Esta situación podría implicar que Huelva se encuentra bajo la influencia de una fuente local de radón antropogénica durante la noche que afecta a la magnitud de la acumulación así como a su velocidad.

Con objetivo de comparar la variabilidad de las estaciones, se han representado en la figura 4.13 los días promedio normalizados al valor medio del ciclo.

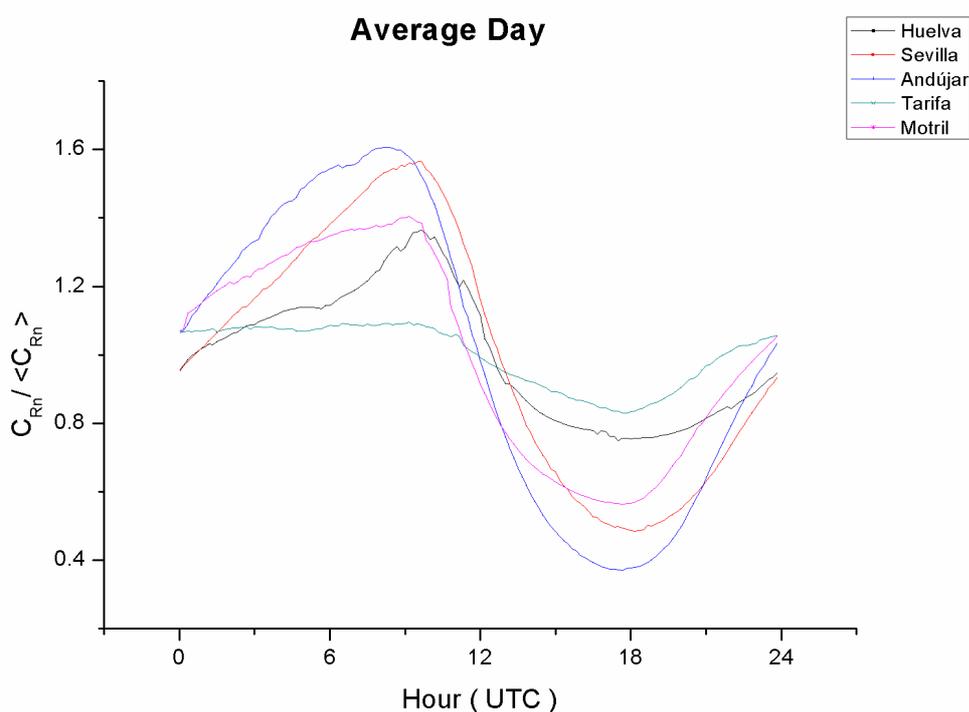


Figura 4.13.a) Días promedio, normalizados al valor medio del ciclo, durante la estación de invierno correspondientes al periodo de estudio 1998-2006

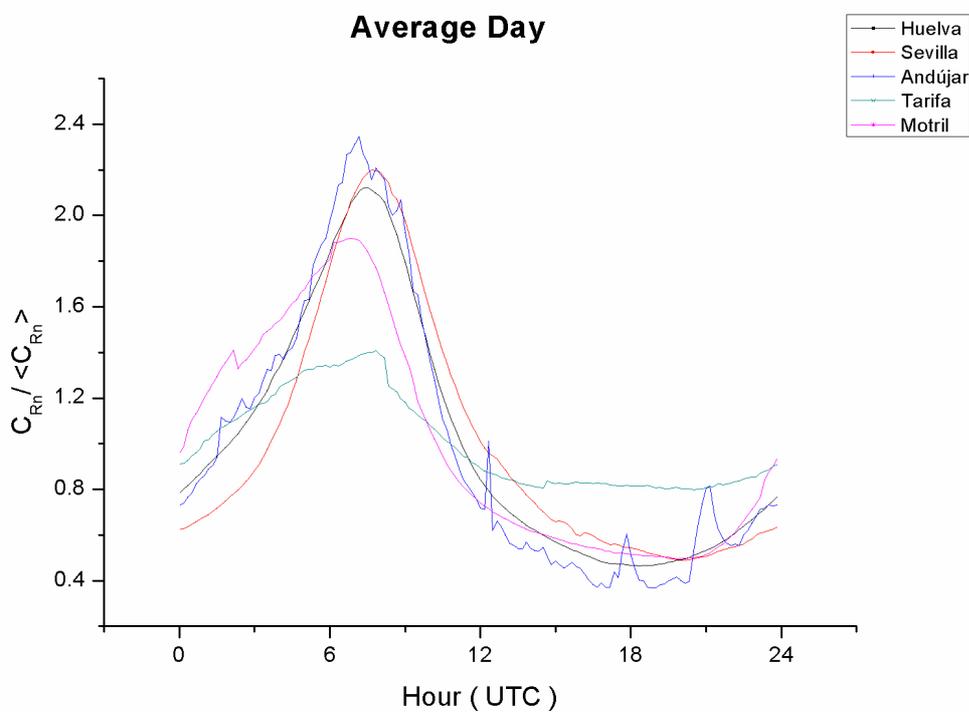


Figura 4.13.b) Días promedio, normalizados al valor medio del ciclo, durante la estación de verano correspondientes al periodo de estudio 1998-2006

Durante los meses de invierno, las estaciones de Andújar y Sevilla muestran un comportamiento muy similar, presentando la mayor variabilidad del conjunto. Por otro lado, Tarifa es la estación que presenta menor variabilidad, con un patrón casi constante. Motril y Huelva muestran una tendencia similar en la acumulación nocturna; sin embargo, el mínimo de la tarde que muestra Huelva se asemeja más a Tarifa, siendo suave, mientras que Motril exhibe un mínimo más pronunciado, similar a Sevilla o Andújar. En verano, el máximo nocturno es más pronunciado con respecto al valor medio y el mínimo más duradero y constante. En este caso, Andújar, Sevilla y Huelva muestran un comportamiento muy similar, al cual se asemeja bastante la dinámica de Motril. Sin embargo, la acumulación nocturna en esta última estación es más constante, de manera similar a Tarifa.

Las estaciones de Huelva, Motril y Tarifa son estaciones costeras; sin embargo, las tres muestran un comportamiento diferente a lo largo del año. Tarifa, por su escasa variabilidad, podría ser considerada puramente marítima, donde la presencia de grandes cantidades de agua modula la temperatura y no permite grandes variaciones en la altura de la capa de mezcla además del efecto de dilución de los vientos constantes de procedencia marítima. Motril, por su parte, presenta un el mínimo de la tarde muy pronunciado en invierno. Esto podría corresponder con cambios rápidos en la altura de la capa de mezcla durante la tarde y puede asociarse a pérdidas rápidas de energía en la baja atmósfera. A su vez, Huelva muestra una tendencia de escasa variabilidad respecto al valor medio en los meses fríos, con un comportamiento costero, como Motril. Sin embargo, durante los meses cálidos, el comportamiento de Huelva pasa a ser semejante al comportamiento de estaciones como Andújar y Sevilla, reflejando una posible unificación del dominio meteorológico.

3.3.4 Episodios de acumulación

Teniendo en cuenta la naturaleza persistente que exhibe la concentración de radón, es interesante cuantificar la ocurrencia de estos fenómenos de acumulación y su distribución a lo largo de las diferentes épocas del año.

Mediante la clasificación de eventos establecida se ha cuantificado la ocurrencia de episodios de acumulación, figura 4.14.

En general, todas las estaciones muestran un comportamiento similar respecto a los eventos de acumulación. De esta manera, los episodios tipo A presentan una mayor recurrencia que el resto, entre los 0.33 de Tarifa y los 0.37 de Motril. A su vez, los eventos tipo B presentan un ratio medio de 0.12 para Huelva, Sevilla y Tarifa, y de 0.16 para Andújar y Motril. Los eventos tipo C ocurren en menos ocasiones y así el valor medio anual del ratio oscila entre los 0.03 de Huelva, Sevilla y Tarifa y los 0.06 de Andújar y Motril. Aún inferior es el ratio correspondiente para los eventos tipo D, que oscila entre 0.01 y 0.02 para los dos mismos grupos de estaciones. Los eventos de no acumulación, NIE, representan la mayoría de los casos. Así, el ratio de esta categoría oscila entre los 0.46 de Sevilla, Andújar y Motril y los 0.48 - 0.49 de Huelva y Tarifa respectivamente.

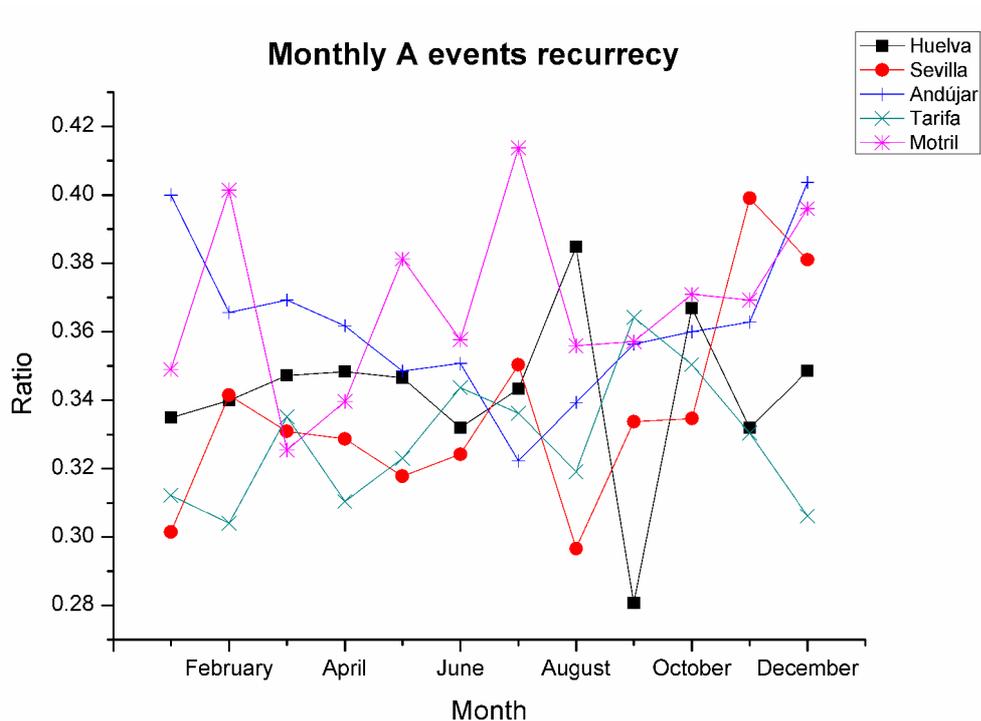


Figura 4.14.a) Variación mensual media de la duración relativa para episodios de acumulación de tipo A (1 día) para los diferentes emplazamientos durante el periodo de estudio 1998-2006

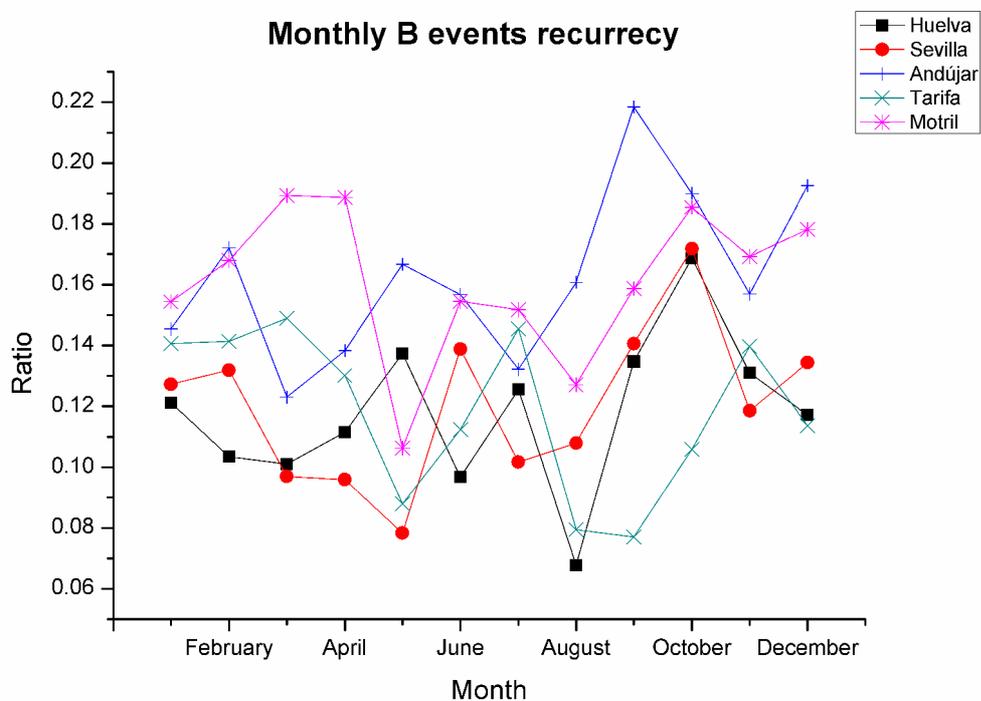


Figura 4.14.b) Variación mensual media de la duración relativa para episodios de acumulación de tipo B (2 días) para los diferentes emplazamientos durante el periodo de estudio 1998-2006

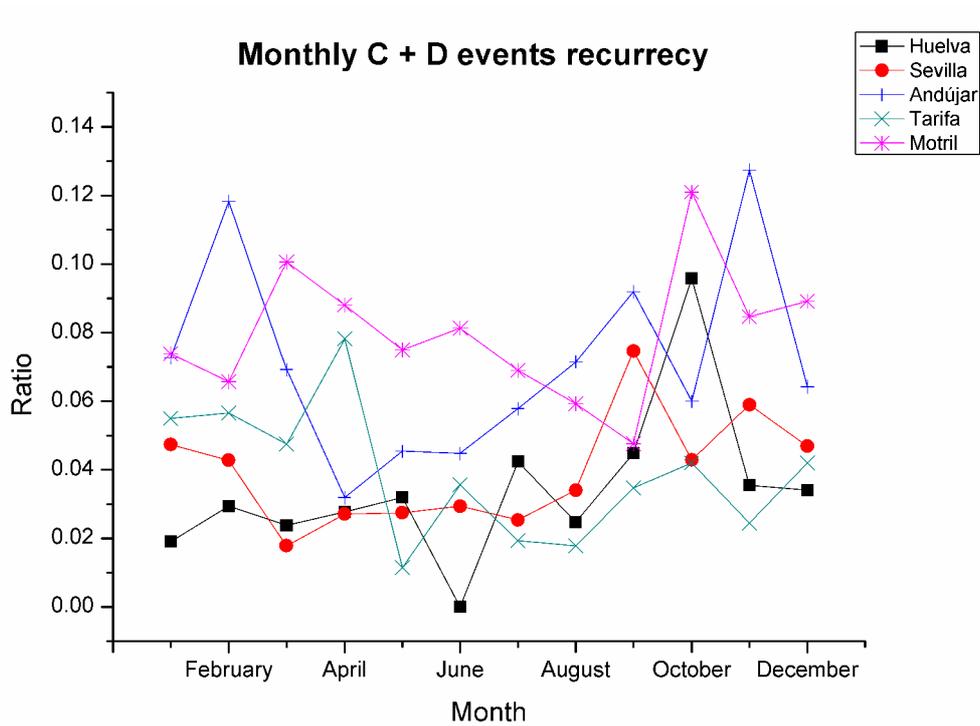


Figura 4.14.c) Variación mensual media de la duración relativa para episodios de acumulación de tipo C + D (≥ 3 días) para los diferentes emplazamientos durante el periodo de estudio 1998-2006

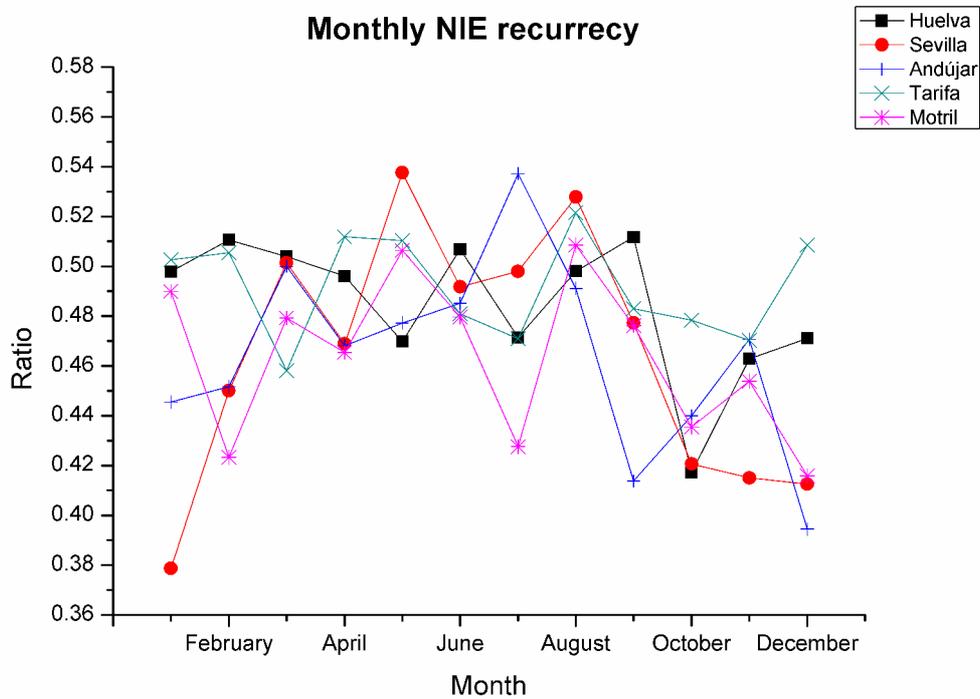


Figura 4.14.d) Variación mensual media de la duración relativa para episodios limpieza (NIE) para los diferentes emplazamientos durante el periodo de estudio 1998-2006

En Huelva, la recurrencia de los eventos de tipo A, un día de acumulación, presenta un valor medio anual de 0.34, siendo Agosto el mes donde se presenta mayor ocurrencia de este tipo de eventos, 0.38, y Septiembre el que menos, 0.28 A su vez, los eventos de tipo B presentan menor recurrencia promedio, 0.12, siendo Octubre el mes de máxima recurrencia, 0.17, y Agosto el que menos, 0.07 Los eventos tipo C y D ocurren en muy pocas ocasiones, con una recurrencia media de 0.03 Sin embargo, Octubre es el mes que mayor ocurrencia de este tipo de eventos exhibe, 0.07 y 0.03 respectivamente. Por su parte, más del 48 % de los días el valor medio de concentración de radón no exhibe un incremento respecto del día anterior (NIE), siendo Junio y Febrero los meses que mayor ratio presentan, 0.51 y Octubre el que menos, 0.42

Sevilla presenta un ratio para eventos de tipo A entre los 0.30 de Enero y Agosto y los 0.4 de Noviembre. A su vez, el mes que mayor recurrencia de eventos tipo B es Octubre, con 0.17 y el que menos, Mayo, 0.08 Los eventos tipo C oscilan entre los 0.02 de los meses Marzo hasta Agosto y los 0.05 de Septiembre y Noviembre. Los eventos de tipo ocurren mayoritariamente en Septiembre, con 0.03 Los eventos NIE para esta estación fluctúan entre 0.38 de Enero y 0.53 Agosto.

La estación de Andújar presenta una recurrencia de eventos A entre 0.32 de Julio y 0.40 de Enero y Diciembre. Los eventos de tipo B presentan valores del ratio entre 0.12 de Marzo y 0.22 de Septiembre. A su vez, los eventos tipo C muestran una fluctuación entre 0.04 de Mayo hasta Agosto y 0.09 en Noviembre. Los eventos tipo D presentan su máximo de ocurrencia en Febrero y en Noviembre, 0.04. Por su parte, el NIE muestra valores entre 0.39 de Diciembre y 0.54 de Julio.

Tarifa es la estación que presenta menor fluctuación entre meses para cada uno de los tipos de eventos. Así, los eventos tipo A presentan un ratio entre 0.30 en Febrero, y 0.36 en Septiembre. Los eventos tipo B muestran este indicador entre 0.08 de Agosto y Septiembre y 0.15 de Marzo y Julio. Los eventos tipo C fluctúan entre 0.01 en Mayo y 0.05 en Marzo y Abril. A su vez, tanto Abril como Diciembre presentan un ratio de 0.03 para los eventos tipo D. Por su parte, los eventos NIE oscilan entre 0.46 en Marzo y 0.52 en Agosto.

En Motril, los eventos de tipo A se suceden con mayor frecuencia en Julio, 0.41, mientras que es en Marzo cuando menos veces ocurren, 0.33 Así mismo, los eventos tipo B muestran un ratio de 0.11 en Mayo y de 0.19 durante Marzo y Abril. Los eventos tipo C se suceden de manera recurrente casi con la misma frecuencia en todos los meses 0.05 – 0.07 A su vez, el mes de Octubre presenta un ratio de 0.05 de eventos de muy larga duración, tipo D. Por su parte, el NIE muestra valores comprendidos entre 0.42 de Febrero y Diciembre y 0.51 de Mayo y Agosto.

En general, las estaciones de la parte Este, Motril y Andújar, son las estaciones que presentan mayor probabilidad de ocurrencia de eventos de acumulación de larga duración, más de 2 días (B + C + D), superando a Sevilla. Por su parte, Tarifa y Huelva son las estaciones que presentan mayor probabilidad de eventos de no-acumulación (NIE), probablemente propiciado por la elevada presencia de incursiones de masas de aire procedentes del mar.

3.4. Estimación de la dosis efectiva media anual

La dosis efectiva media anual debida a radón atmosférico en exteriores en las diferentes localizaciones, considerando factores de equilibrio de 0.6 y 0.8, se presenta en la tabla 4.5

Tabla 4.5 Dosis efectiva media anual debida a radón atmosférico en las diferentes localizaciones considerando factores de equilibrio de 0.6 y 0.8

	Huelva	Sevilla	Andújar	Tarifa	Motril
$D_{0.6}$ ($\mu\text{Sv a}^{-1}$)	73	48	65	15	26
$D_{0.8}$ ($\mu\text{Sv a}^{-1}$)	98	63	86	20	34

La dosis efectiva media anual debida a radón atmosférico en exteriores está comprendida entre los $15 \mu\text{Sv a}^{-1}$ de Tarifa y los $73 \mu\text{Sv a}^{-1}$ de Huelva, inferiores a los $88 \mu\text{Sv a}^{-1}$ publicados por Chan et al. (2010) para Hong Kong. A su vez, en el caso de mayor concentración de descendientes de radón en la atmósfera ($f = 0.8$), la dosis estimada para Huelva, $98 \mu\text{Sv a}^{-1}$, permanece aún por debajo de los valores publicados por Sesana et al. (2003) para Milán, $120 \mu\text{Sv a}^{-1}$

Huelva exhibe los valores más elevados, superando en un factor 3 a Motril y en un factor 5 a Tarifa. Sin embargo, si consideramos a Sevilla o Andújar como referencias, el factor se reduce a 1.5 ó 1.12, respectivamente. El incremento de la tasa de dosis por exposición a radón atmosférico en exteriores que exhibe la estación de Huelva podría ser debido a la contribución de la fuente antropogénica de radón comentada anteriormente.

A modo comparativo, es posible considerar a Sevilla como una estación muy similar a Huelva, pero sin la influencia de la balsa de fosfoyeso. De este modo es posible estimar la contribución de la balsa de fosfoyeso a la dosis efectiva media anual debida a la exposición a radón atmosférico para la estación de Huelva en torno a $25 \mu\text{Sv a}^{-1}$. Este valor supone un 2.5 % del valor límite de 1mSv a^{-1} establecido por el ICRP (International Commission on Radiological Protection) para el público en general (ICRP, 1991).

4. Conclusiones

A lo largo de este capítulo se ha presentado una climatología de las concentraciones de radón en la baja atmósfera para las 5 estaciones andaluzas de la REA durante el periodo 1998 – 2006.

Se ha llevado a cabo un análisis de las direcciones y velocidades del viento superficial, con el objetivo de conocer el régimen de viento que se establece en cada zona. La diferencia entre el régimen de vientos para los diferentes periodos del año es patente en todas las localizaciones. Existen direcciones predominantes en invierno que, de forma general, se invierten en verano siendo la primavera y el otoño estaciones de transición en las cuales aparecen tanto

componentes estivales como invernales. En general, durante los meses de verano se favorecen en todas las estaciones direcciones de los vientos en superficie con origen W. Por su parte, en invierno hay una mayor presencia de eventos con origen E. Huelva, Sevilla y Andújar muestran características muy similares, reflejando la influencia del Valle sobre estas estaciones en el establecimiento de una dirección predominante que recorre el Valle. Por su parte, Tarifa y Motril muestran características particulares de su situación, como las velocidades elevadas de Tarifa o las direcciones cambiantes de Motril de velocidades suaves provocadas por la cordillera que flanquea la ciudad al N.

A partir de la transformada rápida de Fourier y del nivel de significancia relativo se han identificado las escalas temporales de la variación de los niveles de radón en los diferentes emplazamientos, mostrando una gran similitud entre ellos. Los fenómenos mesoescalares son los que dominan la dinámica del radón de manera general. La incertidumbre en la determinación del tiempo característico, 24 h, es mínima para este periodo. Estos resultados implican que la principal fuente de cambio en la concentración de radón es altamente periódica. Sin embargo, la presencia de otros tiempos característicos de las fluctuaciones muestra como el radón atmosférico está afectado en todas las escalas meteorológicas y climáticas, desde las turbulencias de la microescala, hasta las fluctuaciones anuales y estacionales.

Los valores medios anuales de concentración muestran niveles típicos de radón atmosférico en todas las localizaciones. Huelva y Andújar presentan los valores medios anuales más elevados. Sevilla muestra una media anual coincidiendo con el valor medio para España, mientras que Tarifa y Motril presentan los valores mínimos.

Las estaciones del interior del Valle del Guadalquivir, Huelva, Sevilla y Andújar, presentan valores medios mensuales más altos que las del exterior durante todo el año. Además, en los meses fríos, las concentraciones de radón presentan valores altos, siendo Huelva la que presenta los valores medios más altos desde Noviembre hasta Febrero. Durante los meses de Marzo hasta Agosto, los valores medios mensuales de las estaciones del Valle son menores que el valor medio anual de las mismas. Por otro lado, las estaciones exteriores presentan un ciclo ligeramente diferente, los meses que registran concentraciones más altas son los invernales como en el caso anterior, sin embargo, agosto registra valores próximos a los observados en los meses fríos, disminuyendo de nuevo en Septiembre.

De forma general, los diferentes emplazamientos presentan los P90 y los SID mayores en los meses de Noviembre y Diciembre, siendo Tarifa la única excepción que lo hace en Agosto. Cabe destacar los elevados valores del P90 registrados en Huelva durante todo el año; este indicador es similar o ligeramente superior a Sevilla y Andújar en los meses cálidos, pero incluso el doble en meses fríos. La ocurrencia de eventos de concentraciones elevadas de radón en la ciudad de Huelva es mayor que en el resto de emplazamientos.

La presencia de direcciones NE durante el invierno, así como un mayor porcentaje de calmas, hace que el radón generado durante las acumulaciones nocturnas en el Valle se disperse a través del mismo. Por su parte, la recurrencia de las direcciones SW en verano permitirá que

las masas de aire con bajas concentraciones de radón procedentes del mar limpien el Valle, desalojando el radón acumulado durante la noche.

Según las distribuciones de probabilidad (log-normal), la presencia de un efecto memoria en las series temporales de radón es patente en todos los emplazamientos. Así, meses invernales, que presentan una gran asimetría en la distribución de frecuencias de radón, mostrarán un elevado efecto memoria propiciado por la acumulación de radón. Por su parte, los meses estivales muestran una asimetría menor y, así, una naturaleza algo más aleatoria. De esta manera, los meses estivales mostrarán episodios de mezcla turbulenta de forma más habitual, como cabría esperar debido a la mayor disponibilidad energética que tiene la atmósfera en estos meses. Sin embargo, todas las estaciones muestran valores del exponente de Hurst superiores a 0.75 mostrando así una gran persistencia o autocorrelación. Estos valores indican que la naturaleza de la dinámica del radón es poco aleatoria y tiene una componente altamente periódica y determinista.

De manera global, la dinámica del radón a lo largo del día promedio en las diferentes estaciones sigue un mismo patrón, con clara tendencia cíclica. Destaca la presencia de un máximo a primera hora de la mañana, coincidiendo con la salida del sol (6 – 8 horas UTC). Un rápido descenso en las concentraciones caracterizan las siguientes horas. La presencia de un mínimo en torno a las 18:00 horas UTC marca el comienzo de un periodo de acumulación nocturna, que se prolonga hasta el amanecer. Cuando la insolación calienta la superficie terrestre, la inversión se destruye y se activa el proceso de mezcla, levantando la altura de la capa. El mínimo se alcanza de manera habitual a media tarde, cuando la capa de mezcla alcanza su valor más elevado.

La concentración mínima del día cambia en función de la época del año, así como con la localización. De esta manera, el mínimo en verano es similar en todos los emplazamientos mientras que en invierno este mínimo tiene una mayor variabilidad espacial. Esto muestra que durante el invierno las estaciones presentan un comportamiento más local que en verano. La concentración máxima muestra una gran dependencia de la localización, así como de la estación climatológica. Tanto Huelva como Andújar muestran los valores más elevados en todos los periodos. Llama la atención que los valores más elevados del máximo se registran en Otoño y en Andújar.

En general, Motril y Andújar son las estaciones que presentan mayor probabilidad de ocurrencia de eventos de acumulación de larga duración, más de 2 días (B + C + D), mientras que Tarifa y Huelva son las estaciones que presentan mayor probabilidad de eventos de no-acumulación (NIE).

Huelva exhibe los valores más elevados de dosis efectiva por exposición a radón atmosférico en exteriores, superando en un factor 3 a Motril y en un factor 5 a Tarifa. Sin embargo, si consideramos a Sevilla o Andújar como referencias, el factor se reduce a 1.5 ó 1.12 respectivamente.

En particular, llama la atención los elevados valores registrados en Huelva, tanto para el P90 como para la media calculados para Diciembre. Estos valores son superiores a los

correspondientes al resto de localizaciones, incluso del interior. Además, Huelva presenta los valores mínimos diarios más altos de manera sistemática en todas las estaciones. Durante el Verano y el Otoño, Andújar y Huelva muestran valores elevados de concentración durante las acumulaciones nocturnas, además de una acumulación rápida. A su vez, la magnitud de la acumulación nocturna es similar en ambas localizaciones por lo que la exhalación debería ser similar. Sin embargo, se ha mostrado que Huelva presenta de manera natural un término fuente de radón inferior a Andújar.

Estos resultados indican que la concentración de radón de Huelva podría estar siendo influenciada por algún factor ajeno al resto de estaciones que actúa como fuente local de radón; las balsas de fosfoyeso.

La contribución de la fuente antropogénica de radón, balsas de fosfoyeso, se deja notar en el incremento de dosis efectiva por exposición a radón atmosférico en exteriores. A modo comparativo, es posible hacer la hipótesis de considerar a Sevilla como una estación similar a Huelva, pero sin la influencia de la balsa de fosfoyeso. De este modo, es posible estimar la contribución de la balsa de fosfoyeso a la dosis efectiva media anual debida a la exposición a radón atmosférico para la estación de Huelva en torno a $25 \mu\text{Sv a}^{-1}$. Este valor supone un 2.5 % del valor límite de 1 mSv a^{-1} establecido por el ICRP para el público en general.

Capítulo 5

“Análisis y simulación de episodios interesantes en Andalucía”

Contenidos

1. Introducción

2. Materiales y métodos
 - 2.1. Selección subjetiva de episodios
 - 2.2. Tipos y fuentes de datos meteorológicos
 - 2.3. Simulación mesoescalar de episodios
 - 2.3.1. Entorno de cálculo
 - 2.3.2. Modelo meteorológico de alta resolución (WRF)
 - 2.3.3. Modelo de dispersión (Hysplit)

3. Resultados
 - 3.1. Optimización del entorno de computación
 - 3.2. Episodios

- 3.2.1. Episodio 1: Niveles bajos de radón (17/04/2005 – 21/04/2005)
- 3.2.2. Episodio 2: Niveles medios de radón (12/01/2001 – 16/01/2001)
- 3.2.3. Episodio 3: Niveles altos de radón (06/10/2003 – 10/10/2003)

4. Conclusiones

1. Introducción

Debido a la naturaleza gaseosa del radón, a su periodo de semidesintegración radiactiva y al origen distribuido y variable de su término fuente, la evolución de la atmósfera juega un papel fundamental en la concentración de radón local. Así, la atmósfera condiciona los flujos en superficie, tanto horizontales como verticales, propiciando fenómenos de transporte, acumulación o dispersión de radón. De esta manera, la concentración de radón registrada en una estación local está influenciada por las condiciones sinópticas específicas, las cuales influyen en el estado de la baja troposfera y condicionan los flujos y la estabilidad. A su vez, estos flujos son modificados por la orografía de la zona, lo cual condiciona los vientos en superficie y el desarrollo de fenómenos locales.

Así, la descripción de la baja troposfera a nivel mesoescalar de los episodios es fundamental a la hora de comprender la dinámica de cambio a corto plazo del radón. Sin embargo, no existe una red de estaciones de medida con una resolución espacial suficiente como para entender la dinámica atmosférica a este nivel. Así, se hace necesario el empleo de modelos teóricos que ayuden a entender la situación y permitan obtener una descripción de las variables puestas en juego durante los procesos que dan lugar a una determinada concentración de radón en una cierta situación geográfica.

La física de la atmósfera trata de entender y explicar los procesos termodinámicos y de transporte involucrados en la evolución de la atmósfera de una manera determinista. De esta manera, a partir de las ecuaciones de conservación de la energía y continuidad se plantea un sistema de ecuaciones diferenciales acoplado que describe la dinámica atmosférica (Wallace and Hobbs, 1977) En general, este sistema de ecuaciones diferenciales no permite una solución analítica por lo que es necesario el empleo de técnicas de cálculo numérico para su resolución. La validez de los resultados obtenidos mediante la simulación depende en gran medida de la calidad de los modelos físicos empleados y de la precisión de los métodos numéricos implementados para su resolución.

Estos modelos parten de datos obtenidos en radiosondeos, satélites meteorológicos, y observaciones meteorológicas en tierra. Las observaciones, que están distribuidas de forma irregular, se procesan mediante técnicas de asimilación de datos y métodos de análisis objetivos que realizan un control de calidad y obtienen valores útiles para los algoritmos matemáticos de los modelos numéricos.

La contribución de la balsa de fosfoyeso sobre la concentración de radón de la ciudad de Huelva ha sido sugerida y estimada en promedio, en capítulos anteriores. Además, en función de las direcciones de los flujos predominantes se intuye un posible fenómeno de transporte desde la balsa hacia el interior del Valle que podría afectar a otras localizaciones.

A lo largo de este capítulo se presentan diferentes situaciones meteorológicas interesantes acontecidas durante el periodo de estudio con el objetivo de dilucidar la influencia del marco sinóptico sobre los procesos mesoescalares desarrollados sobre Andalucía y, con especial énfasis, sobre la evolución de la concentración de radón en las diferentes estaciones

seleccionadas. Además, se pretende determinar la dimensión, tanto espacial como en magnitud, de la afección de la balsa sobre Huelva y el suroeste peninsular en cada uno de los episodios.

En virtud de lo expuesto anteriormente, la evolución de las concentraciones de radón deberá ser analizada en paralelo con información relevante sobre el comportamiento general y local de la meteorología de las zonas de interés. De esta manera, el estudio de los episodios puntuales de radón se lleva a cabo mediante: 1) la descripción del marco meteorológico (distribución y evolución de los centros de acción, evolución de la estructura vertical de la atmósfera, condiciones de estabilidad, evolución de los vientos en las estaciones concretas y simulaciones de alta resolución), 2) la caracterización de las concentraciones de radón en superficie en las cinco estaciones andaluzas y su relación con el marco meteorológico específico (estadísticos, correlaciones y evolución temporal) y 3) la simulación de la dispersión de radón desde una fuente local antropogénica puntual situada en Huelva y el estudio de la evolución de la pluma en el escenario concreto.

2. Materiales y métodos

2.1. Selección subjetiva de eventos

A partir de los datos de radón proporcionados por las estaciones de la REA, y analizados en el capítulo anterior, se han seleccionado 3 episodios interesantes. El criterio de selección se ha basado fundamentalmente en el comportamiento de la serie temporal de radón en la estación de Huelva con el objetivo de estudiar la evolución de este gas en diferentes escenarios meteorológicos, evaluar la influencia de las balsas de fosfoyeso sobre la concentración de radón de la ciudad de Huelva y determinar el alcance real de esta fuente local mediante el estudio de la evolución de la concentración en las otras cuatro estaciones andaluzas.

Teniendo en cuenta la gran variedad de situaciones meteorológicas posibles, es difícil seleccionar unos pocos escenarios representativos de manera objetiva. Así, se han seleccionado episodios donde se aprecia, de manera subjetiva, un comportamiento específico del gas sobre la ciudad de Huelva de manera sostenida durante los días del episodio. En este sentido se han seleccionado 3 episodios donde la concentración de radón se mantiene por debajo del valor medio, con idea de observar los mecanismos de limpieza del Valle, entorno al valor medio, con la idea de estudiar el comportamiento que se podría considerar promedio, o es muy superior a dicho valor, a fin de entender los mecanismos que propician la acumulación de radón.

Por otro lado, en la selección de estos episodios se ha teniendo en cuenta que las componentes fundamentales de los vientos que se desarrollan en superficie en la estación de Huelva son SW, NW y NE y que estas componentes se desarrollan con diferente intensidad a lo largo de las diferentes épocas del año.

Debido a que el periodo de semidesintegración del ^{222}Rn es de 3.8 días, para la duración de los

episodios se ha tomado un lapso de tiempo de 4 días con objeto de observar si existen fenómenos de persistencia significativos. Se ha seleccionado como hora de inicio y fin de los eventos las 00:00 UTC de cada día correspondiente.

Como se ha mostrado en el capítulo anterior, el índice de validez de datos por estación y variable está entorno a un 90 % por lo que es posible estimar que la probabilidad de encontrar un dato válido en cualquier serie temporal es de $p = 0.9$. Teniendo en cuenta que para el estudio de los episodios se han empleado $n = 3$ variables por estación (concentración de radón, velocidad y dirección del viento) y que son $m = 5$ estaciones, la probabilidad de encontrar datos válidos en todas las estaciones y variables de manera simultánea, P_T , se sitúa por debajo de un 21 % ($P_T = p^{nm}$). Esta situación se complica si el periodo de estudio es de 4 días y se pretende estudiar episodios de radón con evolución de interés por lo que la selección de los mismos se torna complicada. Debido a esto, en este trabajo se han seleccionado episodios con al menos datos válidos en 4 estaciones completas donde alguna de ellas fuera Huelva.

La selección de eventos se ha realizado de manera semi-automática, a partir de la observación conjunta de subseries de cuatro días de las series temporales de velocidad y dirección del viento y concentración de radón de las 5 estaciones. Para ello se ha construido una rutina en Octave que de manera automática construye gráficos de cuatro días de las 15 series temporales comenzando a las 00:00 UTC de cada día. Además, calcula el porcentaje de datos válidos, los estadísticos de las series de radón y evalúa las direcciones predominantes de los vientos durante el periodo. Esta rutina genera unas 3300 figuras, además de un fichero de texto por figura con los resultados estadísticos del periodo.

2.2. Tipos y fuentes de datos meteorológicos

El análisis de las diferentes situaciones meteorológicas se ha llevado a cabo mediante la descripción de la situación sinóptica de las capas bajas de la troposfera a través de la presentación de mapas de presión en superficie junto con los frentes más importantes que se desarrollan. Para ello se ha contado con los mapas de presión en superficie ofrecidos por la oficina de meteorología del Reino Unido (MetOffice, UK), dado que la AEMET no dispone de un registro de igual extensión y nivel de detalle que recoja la totalidad de los episodios usados en este trabajo.

Para ayudar en la descripción general del estado de la atmósfera se han usado mapas de altura geopotencial de 500 y 850 hPa. Esta magnitud se define como el aporte de energía necesario para elevar la unidad de masa hasta el nivel de altura en que la presión local es de 500 (u 850) hPa, altitudes que dependen de las condiciones meteorológicas pero oscilan aproximadamente alrededor de los 5500 y 1500 m sobre el nivel del mar. La utilización de estas curvas permite desprestigiar los efectos asociados a la variación del valor de la gravedad con la latitud. La observación de las líneas de igual nivel (es decir, las curvas que unen los puntos que están a la misma presión) para dos niveles de presión y altitud distintos, permite determinar el grado de acoplamiento de la capa más superficial de la columna de aire con las

capas medias durante el episodio. Para ello se ha contado con la información de re-análisis generada por el National Centers for Environmental Predictions (NCEP) mediante el empleo del Global Data Assimilation System (GDAS, Kanamitsu, 1989) y proporcionada por el archivo del Air Resource Laboratory (ARL, NOAA) a una resolución espacial de 1° (FNL)

El análisis de la estructura vertical de la atmósfera y su estabilidad se completa mediante el empleo de sondeos termodinámicos lanzados desde Gibraltar (LXGB, 8495). Esta estación se localiza en 36.15° N, 5.35° W y con una elevación de 4 metros sobre el nivel del mar. El histórico de estos sondeos es accesible a través de la web del Departamento de Ciencia Atmosférica de la Universidad de Wyoming. Se ha seleccionado la estación de Gibraltar por ser la única dentro del dominio de interés dentro de esta base de datos. Claramente, los resultados del análisis de estos sondeos serán poco extrapolables a otras estaciones en las capas más bajas de la atmósfera. Sin embargo, a niveles de presión inferiores a los 850 hPa es posible obtener una idea algo más global del estado de la columna de aire.

Para describir la estabilidad atmosférica a partir de los sondeos termodinámicos se han empleado diferentes índices de estabilidad ampliamente usados en meteorología de diagnóstico, (Huschke, 1959)

El índice CAPE (Convective Available Potential Energy, [J kg^{-1}]) es una medida de la energía potencial disponible para convección. Está directamente relacionada con la velocidad vertical potencial máxima de un movimiento vertical ascendente. Así, valores elevados de la CAPE indica un gran potencial para el desarrollo de tiempo severo donde se desarrollan fenómenos convectivos de manera intensa. Los valores observados en ambientes tormentosos de manera habitual podrían exceder los 1000 J kg^{-1} , y en casos extremos los 5000 J kg^{-1} . Sin embargo, no existe un umbral a partir del cual el mal tiempo sea inminente.

El índice LI (Lifted Index, [K]) es una medida de la estabilidad atmosférica, (Galway, 1956), entre la superficie y 500 hPa y se emplea, entre otras cosas, para determinar el potencial de tormenta. Mide la diferencia entre la temperatura de una parcela de aire que asciende por convección desde la superficie hasta 500 hPa, y la temperatura del ambiente a ese nivel. Así, si el índice de ascensión (LI) es muy negativo, entonces la parcela estará mucho más caliente que el entorno y continuará subiendo, por lo que la inestabilidad atmosférica será elevada (Tabla 5.1). Es importante tener en cuenta que el LI no es una cantidad medible, sino que es un parámetro derivado de manera teórica a partir de los datos del sondeo.

El índice de Showalter (SHOW, [K]) es una medida de la estabilidad atmosférica entre la capa de 850 hPa y la de 500 hPa, (Showalter, 1947) Tiene el mismo significado físico que el Lifted Index, pero se aplica a una capa de la atmósfera más estrecha. La clasificación de valores mostrada para el LI corresponde con la empleada para el índice SHOW.

El índice PWAT (Precipitable water, [mm]) corresponde con la cantidad total de agua precipitable para toda la extensión vertical del sondeo.

Tabla 5.1 Categorías de estabilidad

Lifted Index (K)	Inestabilidad
> 11	Extremadamente estable
8 y 11	Muy estable
4 y 7	Estable
0 y 3	Mayormente estable
-3 y -1	Ligeramente inestable
-5 y -4	Inestable
-7 y -6	Altamente inestable
< -7	Extremadamente inestable

El índice K (KINX, [K]) es una medida del potencial convectivo basado en el gradiente térmico vertical, el contenido de humedad de la baja atmósfera y la extensión vertical de la capa húmeda. Se deriva a partir de la diferencia de temperatura entre 850 y 500 hPa, la temperatura del punto de rocío a 850 hPa y la diferencia entre la temperatura a 700 hPa y la temperatura del punto de rocío del mismo nivel. En general, índices K entre 15 - 25 indican un potencial convectivo pequeño; entre 26 - 39, moderado y > 40, alto.

A lo largo de las secciones siguientes, buena parte de la información descrita anteriormente se presenta de forma condensada en diagramas skew-T log-P, figura 5.1.

Brevemente, este tipo de diagramas ofrece de forma condensada una visión general de la situación de la atmósfera a distintos niveles hasta aproximadamente los 100 hPa. En la figura pueden verse:

- 1) isóbaras, dispuestas horizontalmente y con la escala marcada en el eje de abscisas izquierdo,
- 2) isotermas, líneas sólidas de SO a NE en el diagrama; la escala se presenta en la base del diagrama,
- 3) líneas de mezcla saturada: indican la masa (g) de vapor de agua por kg de aire seco; son líneas discontinuas orientadas de SW a NE
- 4) Indicación de velocidad y dirección del viento
- 5) “Lapse rate” adiabática seca; líneas sólidas orientadas de SE a NO que indican el descenso

de temperatura con la altura de una parcela ascendente seca ($\sim 9.8 \text{ }^\circ\text{C/km}$)

6) “Lapse rate” adiabática húmeda: Tasa de enfriamiento (con la altura) de una parcela adiabática ascendente de aire saturado ($\sim 5 \text{ }^\circ\text{C/km}$)

7) temperatura real de la atmósfera: Representa el valor real de la temperatura del aire medida durante el sondeo termodinámico. Obsérvese así que, en los niveles bajos de la troposfera, la temperatura disminuye con la altura, mientras que a partir de cierto nivel se da un aumento de la misma,

8) temperatura del punto de rocío; siempre aparece a la izquierda de la del sondeo termodinámico.

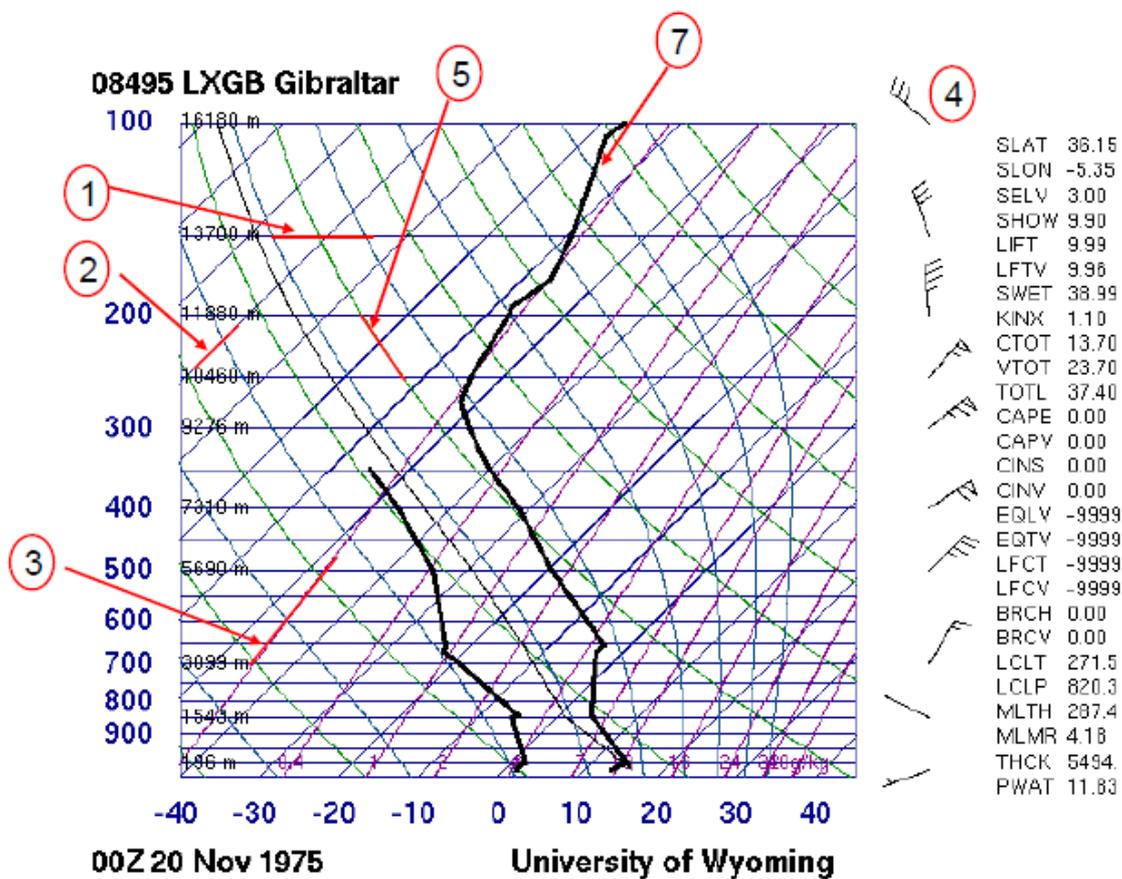


Figura 5.1. Ejemplo de diagrama SkewT-logP

A partir de los datos proporcionados por el CSN y analizados en el capítulo anterior, se sigue la evolución temporal de la dirección y velocidad del viento y la concentración de radón en superficie en cada una de las estaciones durante la duración de cada episodio estudiado.

Para ello, se han calculado el valor medio, la desviación estándar, el máximo, el percentil 95 y el mínimo de las series temporales de radón de cada estación durante el episodio. Además se ha calculado la matriz de correlación lineal entre estaciones con el objetivo de observar el

grado de acoplamiento de las mismas en cada uno de los episodios. De esta manera, correlaciones positivas de manera generalizada en todas las estaciones podría indicar que el evento meteorológico es global e influye de manera similar en todas las estaciones.

2.3 Simulación mesoescalar de eventos

El análisis de los eventos se completa con simulaciones meteorológicas y de dispersión de radón desde una fuente local sobre el dominio de interés, Andalucía.

Las simulaciones meteorológicas de alta resolución se han empleado para estudiar la evolución temporal y espacial de los campos de vientos, presión y temperatura en superficie. A su vez, se han realizado secciones verticales a lo largo del Valle del Guadalquivir con el fin de estudiar la evolución de los movimientos verticales y de la concentración de vapor de agua en la Cuenca del Guadalquivir. Además, se ha estudiado la evolución de la altura de la capa de mezcla y la concentración de vapor de agua para las 5 localizaciones correspondientes a las estaciones de la REA y se ha seguido su evolución a lo largo de cada uno de los episodios estudiados.

Por otro lado, los campos meteorológicos de alta resolución obtenidos se han empleado en la simulación de la dispersión de radón desde una fuente local, balsas de fosfoyeso, situada en las proximidades de la ciudad de Huelva con idea de estudiar la evolución de la pluma de radón durante los episodios y determinar la dimensión, tanto espacial como en magnitud, de la afección de la balsa sobre Huelva y el suroeste peninsular.

2.3.1. Entorno de cálculo

A fin de optimizar los tiempos de cálculo en las simulaciones realizadas en este trabajo, se han empleado cuatro plataformas hardware diferentes:

- Centro Informático Científico de Andalucía (CICA). Posee una plataforma de cálculo de memoria distribuida con 250 nodos de doble núcleo y 4Gb RAM por nodo. Procesadores intel Xeon dual-core.
- FiLiCo. Plataforma de memoria distribuida con 6 nodos de 4x2 núcleos y 4Gb RAM por nodo. Procesadores intel Xeon X5460
- FrYma 1. Plataforma de memoria compartida con 1 nodo de 2 núcleos y 4Gb RAM. Procesador intel Xeon dual-core
- FrYma 2. Plataforma de memoria compartida con 1 nodo de 4x2 núcleos y 4Gb RAM. Procesador intel i-7 840

Las dos primeras configuraciones hardware corresponden con sistemas de computación en

paralelo con memoria distribuida. Son clusters del tipo Beowulf (Sterling et al., 1995; Chiola and Ciaccio, 1997; Sonzogni et al., 2002) que tratan la información de proceso de manera local en cada nodo y se comunican a través de los nodos mediante el estándar MPI (Message Passing Interface) A su vez, cada uno de los nodos trata la información local almacenada en memoria de manera compartida entre cada uno de los núcleos de cada nodo.

Las dos últimas configuraciones corresponden con ordenadores independientes trabajando en configuración de memoria compartida entre sus procesadores.

En todas las plataformas, el sistema operativo empleado esta basado en Unix, con un Kernel Linux 64 bits, soporte OpenMPI y compiladores GNU.

La velocidad de proceso de cada una de las configuraciones se ha evaluado de manera comparativa. De esta manera, se ha calculado la eficiencia de cálculo (r) como el cociente entre el tiempo de cálculo (t_{cpu}) y el periodo de tiempo simulado (t_p) para cada una de las configuraciones y diferente número de núcleos.

$$r = \frac{t_{cpu}}{t_p} \quad [1]$$

Se han llevado a cabo 11 ejecuciones idénticas del proceso completo de simulación para un episodio de prueba de 24 h en las diferentes configuraciones hardware disponibles y se ha evaluado la eficiencia de cálculo de cada plataforma, r , en función del numero de procesadores empleados en el cálculo.

2.3.2. Modelo meteorológico de alta resolución (WRF)

Para conseguir una descripción matemática del flujo atmosférico, la atmósfera es considerada como un fluido continuo multicomponente constituido por aire seco, vapor de agua, agua líquida y agua en estado sólido formando una mezcla ideal. El sistema está sujeto al efecto de la gravedad y a las fuerzas de Coriolis, además de a procesos internos de calentamiento, transferencia de masa y de momento y cambios de fase. A partir de la conservación de la masa, el momento y la energía para cada una de las fases es posible escribir un conjunto completo de ecuaciones diferenciales en derivadas parciales que describen de manera matemática la evolución del sistema (Wallace and Hobbs, 1977).

El Weather Research and Forecasting System (WRF) es un modelo numérico de predicción meteorológica de mesoescala, determinista, euleriano, no hidrostático y compresible que incluye modelos físicos y parametrizaciones pertenecientes al estado del arte en física atmosférica. Ha sido diseñado para servir tanto como herramienta de investigación como para proporcionar predicciones operacionales con elevada resolución temporal y espacial. Ha sido desarrollado mediante un esfuerzo colaborativo entre el National Center for Atmospheric Research (NCAR), la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), el National Center for Environmental Prediction (NCEP), la Air Force Weather Agency

(AFWA), el Naval Research Laboratory (NRL), la Universidad de Oklahoma y la Federal Aviation Administration (FAA).

El conjunto de ecuaciones diferenciales que describe la dinámica atmosférica se formula, en general, en coordenadas esféricas ortogonales, con z como altura geométrica sobre el nivel medio del mar. En caso de orografía compleja, la solución numérica llega a ser difícil debido a la formulación de la condición de contorno inferior. Debido a esto el WRF aplica un cambio de variable a un sistema de coordenadas que siguen el terreno mediante niveles adimensionales de presión híbridos que permiten mantener el contorno inferior a un nivel constante ($\sigma = 1$). La transformación a coordenadas híbridas de presión (σ) se describe en profundidad en Pielke and Martin (1981) y se ejemplifica en la figura 5.2.

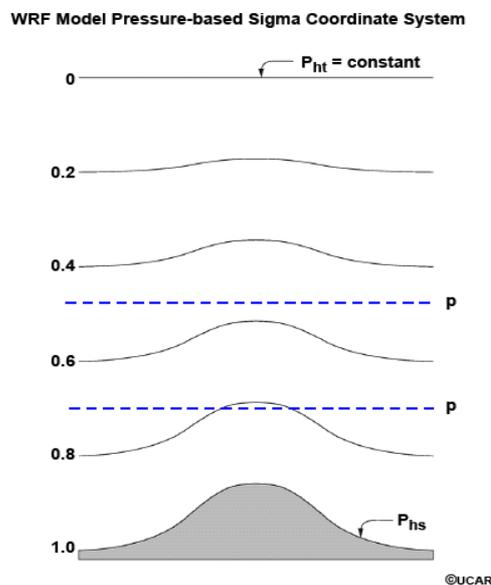


Figura 5.2. Ejemplo de discretización vertical en coordenadas híbridas de presión Sigma.

De manera simple, las simulaciones realizadas permiten realizar un downscaling con fundamentos físicos a partir de los datos de re-análisis de modelos atmosféricos diseñados para su uso a escala global. En particular, en este trabajo se emplean los datos de re-análisis del National Center of Environmental Prediction (NCEP), procedentes del Global Forecasting System (GFS) con una resolución espacial de 1º y temporal de 6 horas.

De esta manera, se ha seleccionado una estrategia de downscaling basada en 3 dominios de cálculo anidados con el objetivo de conseguir una resolución espacial horizontal de $3 \times 3 \text{ km}^2$ sobre el dominio de interés. Partiendo de una resolución inicial de unos 111 km, se ha pasado a dominios con una resolución de 27, 9 y 3 km respectivamente. El número de celdas incluidas en cada uno de los dominios es de 99×99 , 114×81 y 225×138 . El anidamiento entre ellos se ha realizado siguiendo un flujo de cálculo unidireccional en dirección descendente (top-down) Para asegurar la convergencia de la solución, el paso de tiempo se ha fijado a 180 s.

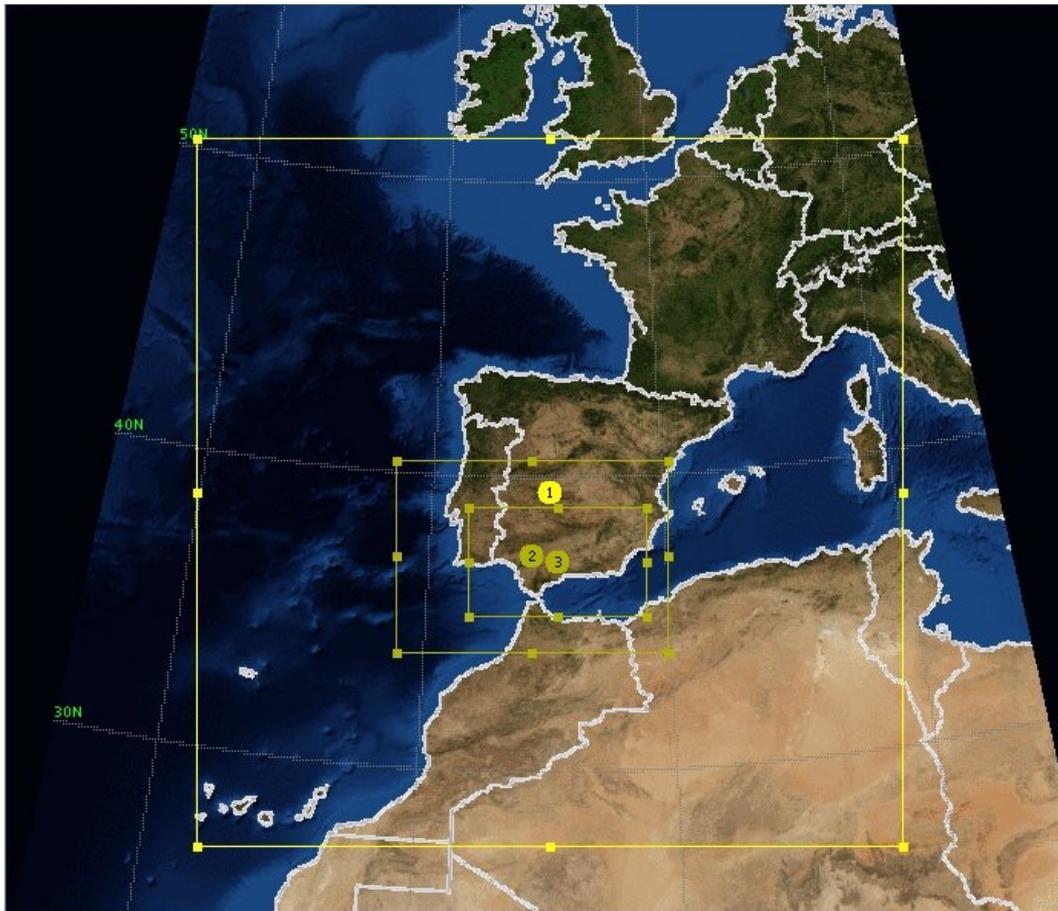


Figura 5.3. Dominios de simulación

El modelo WRF v3.1.1 usado en este trabajo dispone de una amplia biblioteca de parametrizaciones que permiten seleccionar la configuración concreta del mismo, de acuerdo a las condiciones de trabajo y los datos disponibles de entrada particulares de este estudio. De entre las distintas posibilidades disponibles, las parametrizaciones empleadas en las simulaciones descritas en este trabajo corresponden con: WSM 3-class simple ice scheme para resolver la microfísica de nubes, (Hong et al., 2004), RRTM scheme para la radiación de onda larga (Iacono et al., 2008), Dudhia scheme para radiación de onda corta (Mlawer et al., 1997) Monin-Obukhov scheme para la capa superficial (Chen et al., 1997), unified Noah land-surface model para la superficie terrestre y para el suelo (Sridhar et al., 2002), YSU scheme para la capa de mezcla (Planetary Boundary Layer), (Hong et al., 2006), Kain-Fritsch (new Eta) scheme para los cúmulos y difusión de segundo orden para el transporte de magnitudes junto con el esquema de Smagorinsky de cerramiento horizontal de primer orden para la mezcla turbulenta. (Kain, 2004; Scotti et al., 1993)

Según la literatura, (Prabha and Hoogenboom, 2008; Pay et al., 2010) el Weather Research and Forecasting System ha probado su utilidad, así como su buen funcionamiento, en

numerosos trabajos y proyectos a lo largo del mundo. Además, la parametrización de la Universidad de Yonsei (YSU scheme) reproduce, en general, la evolución de la baja atmósfera de manera precisa y permite resolver fenómenos locales en la capa de mezcla como la brisa costera en latitudes medias, (Challa et al., 2009), por lo que se muestra como ideal para llevar a cabo el objetivo propuesto.

2.3.3. Modelo de dispersión (Hysplit)

Un modelo lagrangiano de dispersión se basa en el seguimiento de cada una de las trayectorias seguidas por las partículas (en nuestro caso, átomos de radón) de manera individual. Esto es, la advección de cada partícula es calculada de manera independiente a partir de los campos de viento tridimensionales (u,v,w) El método de integración es muy común (Kreyszig, 1968) y ha sido ampliamente empleado en el análisis de trayectorias (Petterssen, 1940; Draxler, 1996) tanto hacia adelante, trayectorias, como hacia atrás, retrotrayectorias.

En un modelo lagrangiano de partículas, el proceso de dispersión se representa añadiendo una componente turbulenta al vector velocidad del viento obtenido de los datos meteorológicos (Fay et al., 1995). Así, la dispersión de las emisiones desde una fuente puede simularse mediante la emisión de un número elevado de partículas durante el periodo de interés. El desplazamiento de cada partícula se calcula mediante la adición de una componente aleatoria, que describe la turbulencia, a la componente advectiva propia del campo de viento. De esta manera, el clúster de partículas emitido en un punto se expande en el espacio y tiempo, simulando la naturaleza dispersiva de la atmósfera.

El modelo de dispersión empleado en este trabajo es HYSPLIT 4.8 (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) desarrollado por el Air Resource Laboratory (ARL) Es un sistema completo para el cálculo de trayectorias simples hasta complejas simulaciones de dispersión incluyendo efectos de precipitación seca y húmeda y desintegración radiactiva. El modelo emplea conjuntos de datos meteorológicos georeferenciados en tres proyecciones diferentes (Polar, Lambert, Mercator). Permite el empleo de puffs (sucesión de emisiones puntuales subsecuentes), partículas 3D y una combinación de ambos, para el cálculo de la dispersión de las especies contaminantes. La dispersividad se calcula a partir del perfil vertical de difusividad, la cizalladura del viento y la deformación horizontal del campo de viento.

La utilidad y buen funcionamiento de este modelo lagrangiano han sido probados en diferentes trabajos; tanto en modo trayectorias, como en modo dispersión (Caputo et al., 2003; McGowan and Clark, 2008; Escudero, et al., 2011)

La determinación del origen de las masas de aire que confluyen en la zona de interés se ha llevado a cabo mediante el cálculo de retrotrayectorias cinemáticas de 96 h con destino a tres alturas diferentes (500, 1500 y 5000 m) empleando para ello los datos FNL del ARL a una resolución espacial de 1º y temporal de 6h.

La dispersión de radón desde una fuente local se ha llevado a cabo mediante la emisión en continuo de unas 10^5 partículas por episodio de interés de cuatro días, empleando una perspectiva lagrangiana tridimensional sobre los campos meteorológicos obtenidos con WRF con una resolución horizontal de 3 km, vertical de 27 niveles y temporal de 1h.

Teniendo en cuenta que la superficie de las balsas de fosfoyeso es de 1000 ha y la superficie de una celda de la malla es de 900 ha, es posible considerar la balsa como una fuente puntual. Por su parte, el aporte de radón a la atmósfera debido a las balsas cambia en función del contenido en humedad de las mismas y, por ende, de la estación del año y de la historia hídrica. A fin de tener un criterio comparativo entre los episodios estudiados, se ha escogido un valor promedio de referencia para la tasa de exhalación de la balsa de fosfoyeso en todas las simulaciones. De esta manera, según el capítulo 3 de este trabajo, la exhalación total de la fuente puede considerarse, en promedio, como 3 GBq h^{-1} ($300 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$)

De manera probable, este valor de la tasa de exhalación subestima los niveles estivales. Sin embargo, los meses cálidos son los que menor probabilidad de concentraciones elevadas presentan. Por el contrario, en periodos invernales donde las acumulaciones pueden llegar a ser severas, el valor de la tasa de exhalación puede ser muy inferior al escogido en este trabajo, por lo que se toma una actitud conservadora frente a la contribución de radón de la balsa para periodos invernales.

El modelo físico de dispersión de radón evalúa la desintegración radiactiva del gas ($T_{1/2} = 3.8$ días) y la deposición húmeda por disolución en el agua atmosférica según la ley de Henry, $9.3 \cdot 10^{-3} \text{ M atm}^{-1}$, (Wilhelm et al., 1977)

3. Resultados

3.1. Eficiencia del entorno de cálculo

En general, el tiempo de cálculo empleado por cada plataforma es menor al periodo de tiempo simulado, tabla 5.2. Sin embargo, las características de los procesadores empleados se dejan notar de manera severa mostrando un rango de variación de la eficiencia de 0.17 – 0.7

La plataforma que se muestra más rápida es FRYMA2, con $r = 0.17$ para los 8 núcleos. A su vez, la plataforma que se muestra más lenta es FRYMA1, con 0.7 y 0.5 de para 1 y 2 procesadores respectivamente. En este caso, el empleo de dos procesadores frente a uno representa una mejora en la velocidad de cálculo. Por su parte, CICA presenta un $r = 0.6$ para un solo procesador, e incrementa su eficiencia de cálculo en función del número de procesadores de manera no significativa, siendo $r = 0.49$ para 32 procesadores. Un comportamiento similar, pero a la inversa, se observa en el clúster FILICO, el cual presenta un $r = 0.18$ para 8 procesadores frente a $r = 0.20$ para 32 procesadores.

El aumento de procesadores empleados en el cálculo no representa un aumento sustancial de la velocidad de cálculo en los sistemas de memoria distribuida debido a la velocidad de

comunicación entre máquinas. Por su parte, el aumento del número de procesadores dentro de la misma placa base supone un incremento en la velocidad de ejecución debido a que el ancho de banda de comunicación entre procesadores es mucho mayor y que la memoria es compartida entre los procesadores.

Tabla 5.2. Eficiencia de cálculo para cada plataforma hardware en función del número de procesadores empleados

	1	2	8	16	24	32
CICA	0.6	0.55	0.54	---	---	0.49
FILICO	---	---	0.18	0.19	0.2	0.2
FRYMA1	0.7	0.5	---	---	---	---
FRYMA2	---	---	0.17	---	---	---

3.2. Episodios

En esta sección se describen en detalle los tres episodios seleccionados. De forma general, y a modo introductorio, el episodio 1 corresponde con un evento ocurrido en Abril de 2005 en el cual las concentraciones de radón se mantuvieron por debajo del valor medio calculado en el capítulo anterior. El episodio 2 transcurre en Enero de 2001 y presenta concentraciones de radón entorno al valor medio climatológico. Por su parte, el episodio 3 transcurre en Octubre de 2003 y presenta concentraciones de radón elevadas.

En cada uno de los episodios se sigue la misma estrategia de presentación de resultados. En primer lugar se describe el marco sinóptico a partir de los mapas de geopotencial, de presión en superficie y los sondeos termodinámicos y se estudian los orígenes de las masas de aire que confluyen en la zona de interés a partir de las retrotrayectorias. A continuación se muestra una descripción mesoescalar basada en simulaciones de alta resolución donde se muestran: los mapas de presión, temperatura y vientos en superficie; la evolución temporal de la altura de la capa de mezcla y la concentración de vapor de agua en las cinco localizaciones; y la estructura vertical del interior del Valle. Además, se estudia la evolución temporal y los estadísticos de las concentraciones de radón y los vientos en las diferentes estaciones andaluzas. Por último, se muestran los resultados de las simulaciones de dispersión de radón desde una fuente puntual situada en Huelva y se evalúa su influencia sobre Huelva y el resto de estaciones.

3.2.1 Episodio 1: Niveles bajos de radón (2005/04/17 – 2005/04/21)

a) Marco Sinóptico

En los niveles medios, 500 hPa, de la troposfera, la situación comienza con la península sometida a un gradiente de altura geopotencial de unos 30 m, en una zona de advección fría tras el paso de una vaguada (depresión barométrica alargada entre dos zonas de alta presión) generada por una baja sobre el norte de Italia, figura 5.4. Al NW, una célula ciclónica se aproxima a las islas británicas generando una zona de advección cálida sobre el atlántico norte. Al SW, una célula anticiclónica compite con las células de bajas presiones y mantiene los gradientes de geopotencial. A medida que la célula noratlántica toma posiciones frente a las islas británicas, las isohipsas que discurren sobre la PI cambian ligeramente de orientación y reducen su curvatura, por lo que la advección de vorticidad cambiará de forma suave. Los vientos geostroficados, que aparecen cuando se equilibran las fuerzas de gradiente de presión con la de Coriolis y siguen la dirección de las isobaras, serán del NW con una intensidad considerable durante el episodio, debido fundamentalmente al efecto combinado de la baja en el NE y la alta al SW. En niveles bajos, la situación está bastante influenciada por las capas superiores, pero con una disminución de intensidad. Así, las isohipsas en este nivel siguen la distribución de las capas superiores, presentando un menor gradiente de geopotencial y una mayor influencia de la célula anticiclónica sobre la parte sur de la península.

La estructura en superficie de los centros de acción, figura 5.5, corresponde con la distribución en altura, por lo que se pone de manifiesto el grado de acoplamiento en la baja troposfera con los niveles medios. Es una situación de gran forzamiento sinóptico donde los centros de convección o subsidencia se encuentran bordeando a la PI y, así, ésta será una zona de paso donde los vientos horizontales serán los dominantes. Durante los días 17 y 18, la presencia de la borrasca frente a las islas británicas advecta en superficie un frente frío procedente del atlántico norte que barrerá la península desde el NW. A partir del día 19 y hasta el final del evento, el anticiclón tropical genera un frente cálido por contacto con las masas de aire frío advectadas por la borrasca británica que refuerza el canal de comunicación entre las masas frías del NW y la PI.

En Gibraltar, figura 5.6, los sondeos termodinámicos muestran que la atmósfera se mantiene estable, presentando una CAPE de cero durante todo el evento. Así mismo, tanto el Lift index (LI) como el índice de Showalter (SHOW) presentan valores positivos, por lo que la estabilidad total de la capa entre 500 y 1000 hPa se mantiene. Además, la evolución del índice K (KINX) y del índice de agua precipitable (PWAT) muestra como la atmósfera se va cargando de humedad durante los días 17 y 18, para secarse de manera drástica el 19 y mantenerse durante el día 20.

El nivel de la tropopausa se mantiene por encima de los 200 hPa, mostrando un lapse rate próximo a cero durante todo el episodio. Los vientos en esta capa, del W, son muy intensos, alcanzando su máximo durante el día 19. Entre la base de esta capa y 500 hPa se presenta una capa potencialmente inestable, como se observa por el valor del lapse rate entre el lapse rate adiabático saturado y el seco. Esta capa va cargándose de humedad a la vez que los vientos pasan de ser de componente N a componente W. Además, la inestabilización debida al aumento de humedad se traduce en un aumento de la altura a la que se localiza la frontera

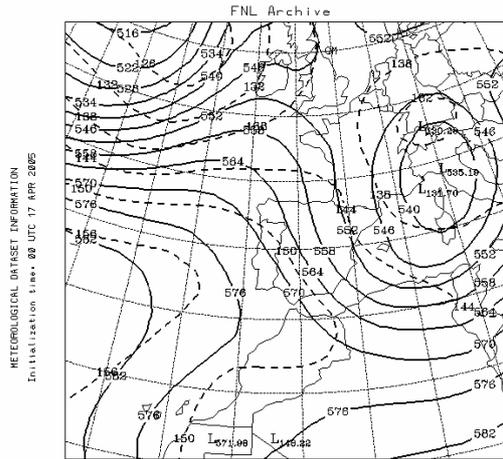
inferior.

Entre 500 y 850 hPa, la situación parte desde un estado potencialmente inestable, ligeramente saturado, con una pequeña inversión térmica en su frontera inferior. Realmente, los vientos de esta capa y su lapse rate indican que está bastante acoplada a la capa 200 – 500 hPa. Sin embargo, a medida que la capa superior se humedece, la capa baja se mantiene relativamente seca durante la noche del 18. La incursión de un frente seco, frío en 500 hPa y cálido en 850 hPa, durante el día 18 y la noche del 19, propicia la formación de una inversión en la frontera superior y otra en la inferior, que mantienen a esta capa seca y potencialmente inestable. La noche del 20, la frontera se diluye y el lapse rate de esta capa se unifica con el de la capa superior siguiendo un perfil de neutralidad saturada. La capa más superficial parte de una estratificación débil, mostrando una situación próxima a la neutralidad, con un lapse rate adiabático seco. A medida que la atmósfera se va humedeciendo, el lapse rate cambia a saturado y la base de la inversión sube hasta los 800 hPa (noche del 18). A medida que penetra el frente seco, la humedad superficial se concentra en la capa más baja, lo que hace aumentar la inestabilidad de la misma y definir aún más la frontera con la capa superior. A partir de la noche del 20, la temperatura de la capa superficial aumenta en niveles muy bajos, 950 hPa, provocando una nueva estratificación.

Durante todo el episodio, las retrotrayectorias (Figura 5.7) calculadas muestran un alto grado de acoplamiento. Así, al comienzo del evento los niveles 5000 y 1500 m presentan trayectorias anticiclónicas con origen en el atlántico norte, para ir enderezándose progresivamente y cambiando su origen a continental, Canadá. A su vez, el nivel de 500 m comienza mostrando un origen polar, con una ligera tendencia ciclónica, sin embargo, a medida que avanza el episodio se va enderezando y acoplando a los niveles superiores. De esta manera, los flujos que se reciben en Huelva en los tres niveles proceden del NW, circulando sobre el océano durante todo su recorrido. El gran acoplamiento que sufre la atmósfera propicia una situación de pocas pérdidas por cizalla, y escasa competencia entre masas de aire que favorecen el desplazamiento rápido de las masas de aire y generan un gran forzamiento sinóptico en superficie.

a) 2005/04/17; 00:00 UTC

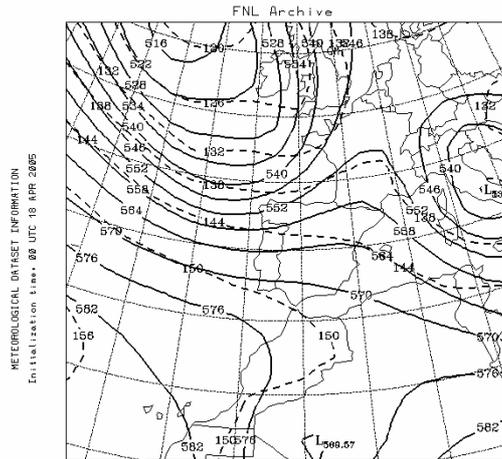
NOAA Air Resources Laboratory
 This product was produced by an Internet user on the NOAA Air Resources Laboratory's web site. See the disclaimer for further information (<http://www.arl.noaa.gov/ready/disclaim.html>).



HEIGHT
 HEIGHT
 HGTS (DM), LVL= 850., 00 UTC 17 APR 2005 (+ 00 H)
 HGTS (DM), LVL= 500., 00 UTC 17 APR 2005 (+ 00 H)

b) 2005/04/18; 00:00 UTC

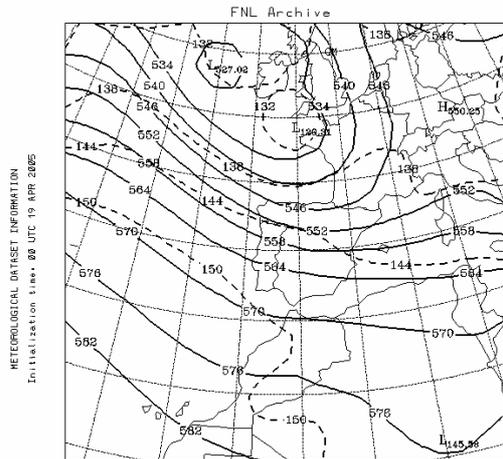
NOAA Air Resources Laboratory
 This product was produced by an Internet user on the NOAA Air Resources Laboratory's web site. See the disclaimer for further information (<http://www.arl.noaa.gov/ready/disclaim.html>).



HEIGHT
 HEIGHT
 HGTS (DM), LVL= 850., 00 UTC 18 APR 2005 (+ 00 H)
 HGTS (DM), LVL= 500., 00 UTC 18 APR 2005 (+ 00 H)

c) 2005/04/19; 00:00 UTC

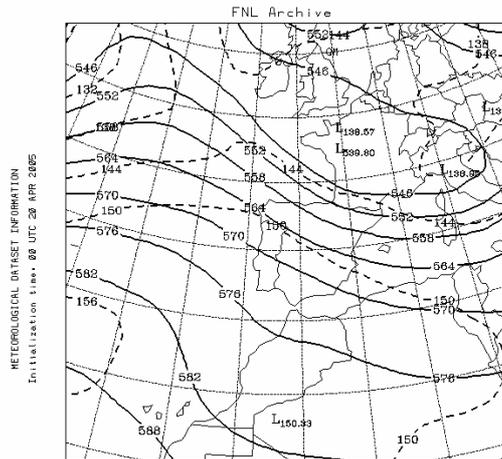
NOAA Air Resources Laboratory
 This product was produced by an Internet user on the NOAA Air Resources Laboratory's web site. See the disclaimer for further information (<http://www.arl.noaa.gov/ready/disclaim.html>).



HEIGHT
 HEIGHT
 HGTS (DM), LVL= 850., 00 UTC 19 APR 2005 (+ 00 H)
 HGTS (DM), LVL= 500., 00 UTC 19 APR 2005 (+ 00 H)

d) 2005/04/20; 00:00 UTC

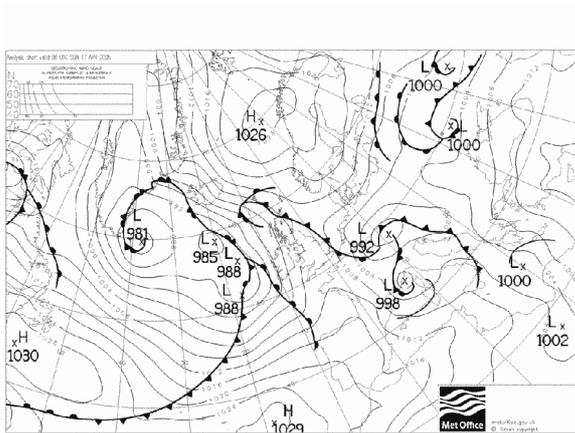
NOAA Air Resources Laboratory
 This product was produced by an Internet user on the NOAA Air Resources Laboratory's web site. See the disclaimer for further information (<http://www.arl.noaa.gov/ready/disclaim.html>).



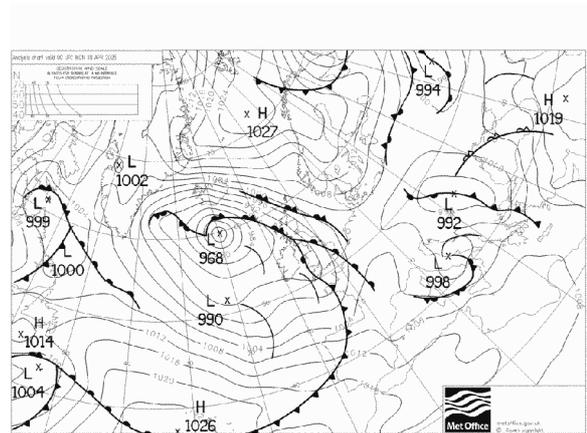
HEIGHT
 HEIGHT
 HGTS (DM), LVL= 850., 00 UTC 20 APR 2005 (+ 00 H)
 HGTS (DM), LVL= 500., 00 UTC 20 APR 2005 (+ 00 H)

Figura 5.4. Mapas de altura geopotencial a 500 hPa y 850 hPa.

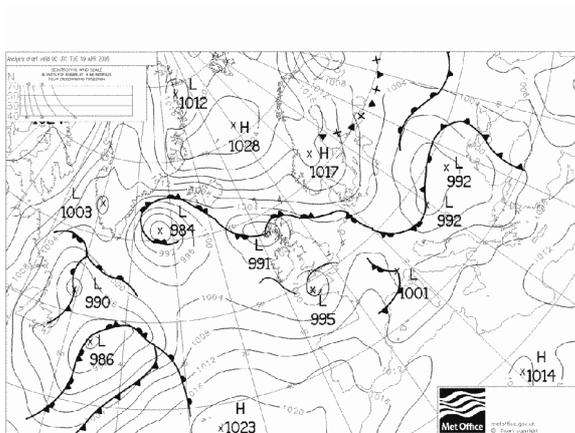
a) 2005/04/17; 00:00 UTC



b) 2005/04/18; 00:00 UTC



c) 2005/04/19; 00:00 UTC



d) 2005/04/20; 00:00 UTC

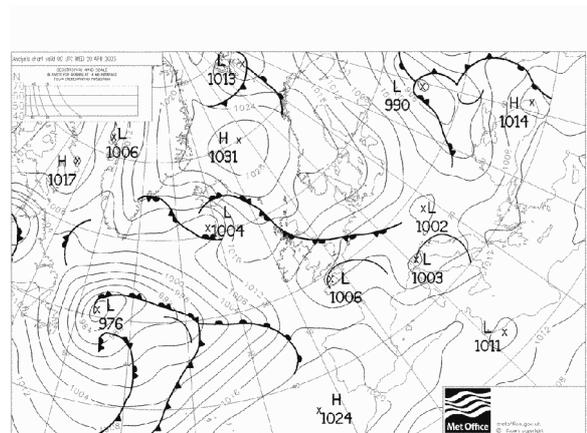
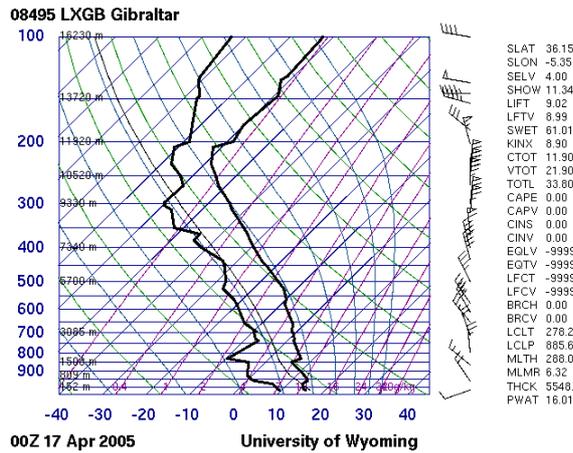
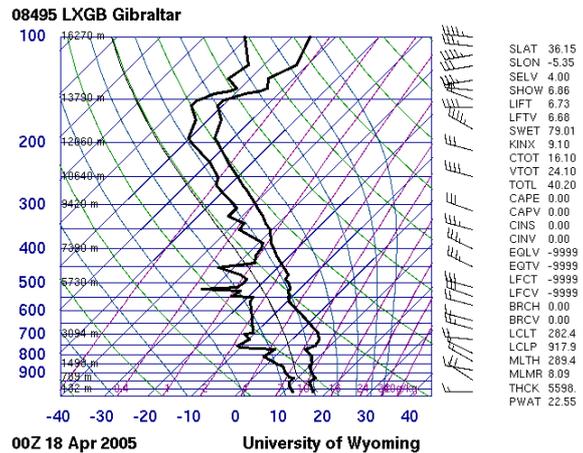


Figura 5.5. Mapas de presión en superficie.

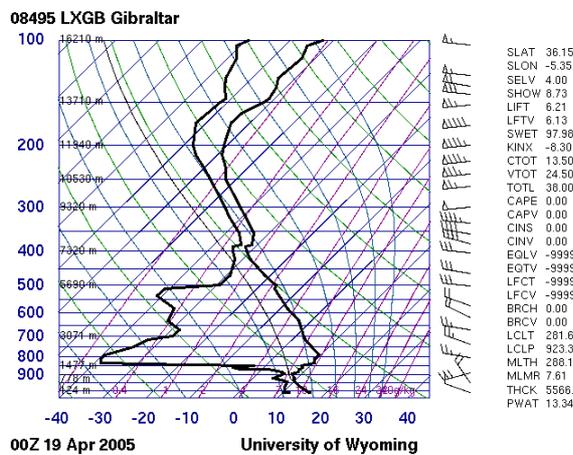
a) 2005/04/17; 00:00 UTC



b) 2005/04/18; 00:00 UTC



c) 2005/04/19; 00:00 UTC



d) 2005/04/20; 00:00 UTC

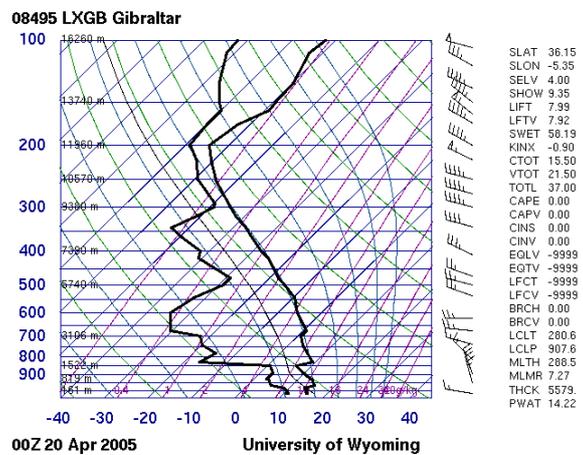


Figura 5.6. Sondeos termodinámicos verticales para la estación de Gibraltar (LXGB).

a) 2005/04/17; 00:00 UTC

b) 2005/04/20; 00:00 UTC

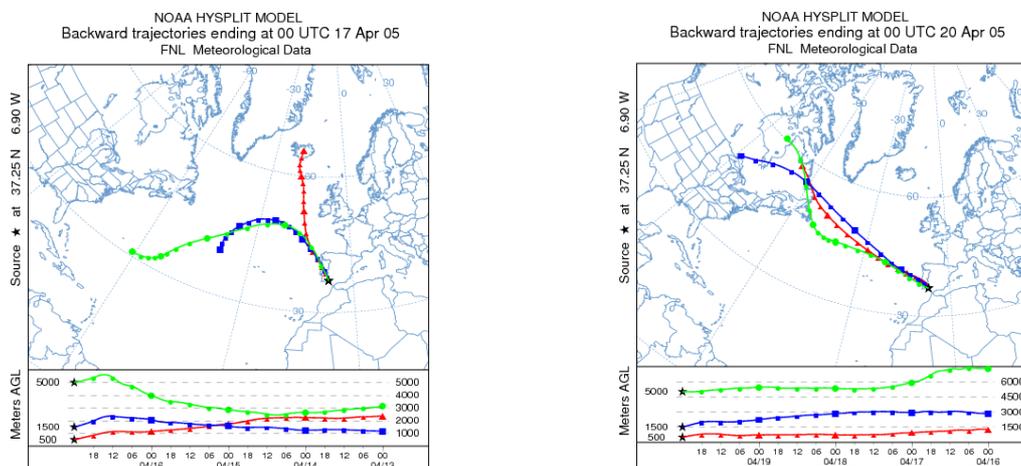


Figura 5.7. Retro-trayectorias cinemáticas a 96 h con destino en la estación de Huelva a tres alturas sobre el nivel del mar (500, 1500 y 5000 m)

b) Evolución mesoescalar y vientos en superficie

En superficie, todas las estaciones evidencian el gran forzamiento sinóptico durante el episodio, presentando un patrón de vientos de componente NW generalizado con características específicas de cada emplazamiento, figura 5.8.

En Huelva, el efecto de la brisa se deja notar modificando los vientos NW que llegan a Huelva de manera regular durante los cuatro días. De esta manera, se observan vientos en superficie procedentes del SW durante las primeras horas de la tarde. A su vez, la velocidad y dirección del viento en esta estación refleja que la brisa empieza a tener suficiente fuerza para competir con los vientos sinópticos a partir de las 12:00 UTC. La evolución de la velocidad del viento muestra un aumento progresivo hasta alcanzar un máximo a media tarde. Tras esto, muestra un descenso progresivo hasta que de nuevo entran en juego los vientos sinópticos.

En Sevilla, durante el primer día se registran vientos de componente W - SW de intensidad débil. Estos vientos en superficie son el resultado de los vientos NW en altura junto con el forzamiento orográfico debido a la Sierra Norte de Sevilla. A partir de las últimas horas del día 17 se aprecia una disminución en la velocidad del viento a la vez que un cambio de dirección. Los vientos en superficies son de componente N de intensidad muy débil. Esto se debe a los vientos catabáticos que tienen su origen en la Sierra Norte de Sevilla que descienden hacia la

capital aislando la capa más superficial del forzamiento sinóptico. Al amanecer, la capa fría y estable que aísla la capital se destruye permitiendo de nuevo la unificación de los vientos en superficie con los vientos en altura y se recupera la dirección W - SW. Los dos días siguientes se repite el mismo patrón de vientos catabáticos nocturnos de componente N, seguidos de vientos del W – SW durante el día. El efecto brisa costera de Huelva junto con la presencia del Valle del Guadalquivir refuerzan los vientos W – SW registrados en Sevilla mostrando un aumento de la velocidad del viento durante la tarde.

Tarifa muestra un patrón similar durante todo el episodio. Los vientos superficiales marcan una clara tendencia W, modificados ligeramente hacia el Norte durante la noche. Estos vientos del N son de intensidad débil y se deben a la destrucción de la baja térmica situada en el Valle del Guadalquivir. Al equilibrarse las presiones entre la costa de la Bahía de Cádiz y el estuario del río, los vientos vuelven a ser del NW, forzados por las capas superiores. A su vez, la Sierra Sur de Cádiz actúa como barrera orográfica modificando el viento superficial que llega a Tarifa, N.

Por su parte, Motril muestra una clara tendencia W e intensidad elevada durante los dos primeros días del episodio. Esto se debe a la situación sinóptica y a la modificación de los vientos debido a la orografía. Sin embargo, a partir del 19 los vientos comienzan a reducir su intensidad y a mostrar direcciones opuestas.

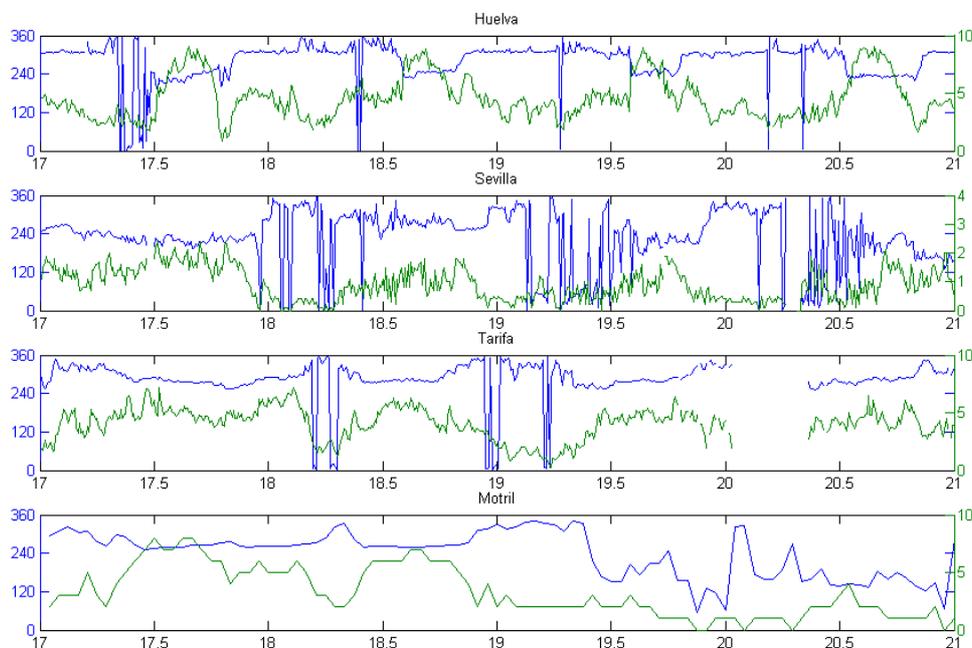


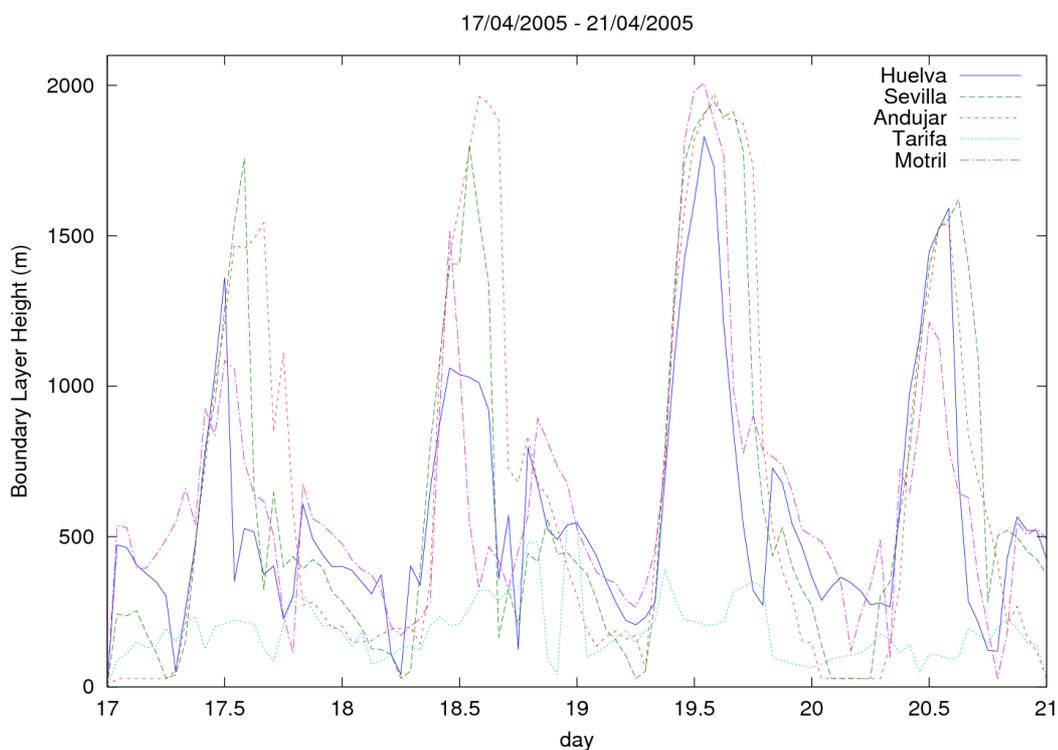
Figura 5.8 Evolución de la dirección (Eje izquierdo) y velocidad (Eje derecho, $m s^{-1}$) del viento en superficie registrado en las estaciones durante el evento en estudio.

En general, la evolución de la altura de la capa de mezcla es semejante para todas las estaciones, a excepción de Tarifa, que muestra una capa de mezcla marítima permanente, figura 5.9.

Huelva y Motril muestran una evolución similar, con una capa muy alta durante el día, que es sustituida por otra más baja a primera hora de la tarde. Esto se debe a la constitución de la baja térmica debida a la irradiación solar del terreno, que eleva la capa de mezcla. A su vez, el efecto de la brisa procedente del mar que comienza a entrar a primera hora de la tarde disminuye la altura de la capa.

Sevilla y Andújar muestran un mayor periodo de duración de la capa de mezcla diurna. Sin embargo, el día 18 por la tarde el efecto de la brisa costera de la Bahía de Cádiz junto con el efecto Valle que genera la cuenca del Guadalquivir provocan la llegada de masas marinas a Sevilla y posteriormente a Andújar que disminuyen la altura de la capa de mezcla.

Durante los dos primeros días del periodo, todas las estaciones muestran una concentración de vapor de agua en superficie elevada que denota el carácter oceánico de las masas de aire que penetran en la región, figura 5.9. A su vez, las estaciones muestran una clara tendencia de disminución de la concentración de vapor de agua en función de la distancia que la separa de la costa Oeste de la península, mostrando como el recorrido sobre Andalucía va secando las masas. A partir del 19 se aprecia una disminución del vapor de agua generalizada en la región, fruto de la intrusión del frente seco en altura antes comentado.



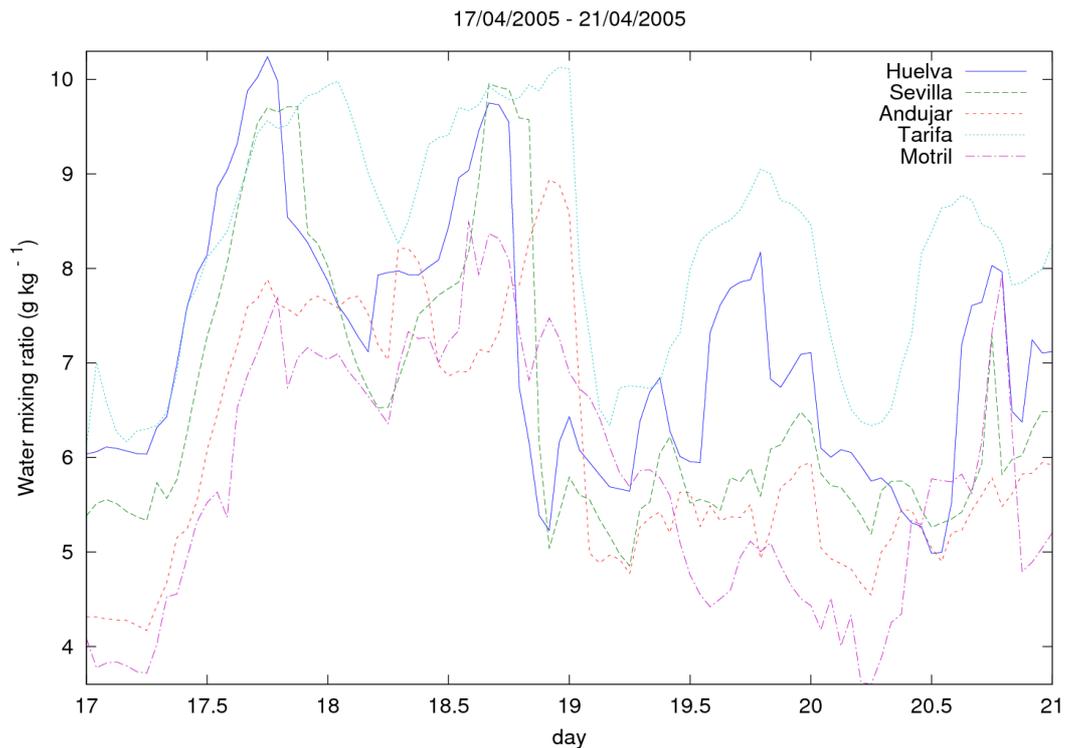


Figura 5.9 Evolución de la altura de la capa de mezcla (m) y la concentración de vapor de agua (g/kg) durante el evento en estudio obtenidas mediante simulación.

En la figura 5.10 se muestra el mapa en superficie y dos secciones verticales del Valle del Guadalquivir para el 2005/04/17. En ella se muestra como el calentamiento de la superficie terrestre de la parte Oeste del Valle empieza a ser importante y genera una baja térmica que modifica la dirección de los vientos en superficie activando la brisa mar-tierra. Se observa cómo existe una zona en la costa de unos 50 km con movimientos ascendentes bien definidos que ascienden hasta los 810 hPa. A su vez, estos vientos mar-tierra, conducidos por la baja térmica, advectan masas de aire marítimas muy húmedas que comienzan a penetrar en el Valle.

En la parte sureste del Valle, al sur de la Cordillera Penibética, se establece una baja presión, debido al forzamiento orográfico de las montañas, que propicia la generación de un vórtice sobre el mar de Alborán, frente a las costas de Málaga y Granada.

A lo largo del día, los vientos a lo largo del Valle se van intensificando y la masa de aire marítima que penetró por la costa onubense viaja Valle arriba. La cordillera Penibética es fundamental en la canalización de los vientos hacia arriba; sin embargo, la presencia de un paso en superficie entre la parte Este y Oeste de esta cordillera habilita un canal de comunicación de masas de aire que permite que parte del viento que recorre el Valle se escape hacia el Mediterráneo.

A las 20:00, la brisa costera de Huelva que activa el mecanismo de transporte Valle arriba se

ha destruido (Figura 5.11) y los vientos en la costa de Huelva vuelven a ser del NW, bloqueando la entrada de masas húmedas al interior. Sin embargo, como se puede apreciar en la sección vertical correspondiente, el transporte de masas de aire desde la costa de Huelva durante el día ha permitido la acumulación de aire húmedo a lo largo de todo el Valle. Los vientos verticales que se suceden a lo largo del Valle sugieren fenómenos de mezcla convectiva que mantienen al aire bien mezclado durante el día en el interior. Por su parte, la Sierra Este de Jaén supone una barrera orográfica que no permite el acceso fácil de las masas de aire hacia el Este, por lo que las mantiene confinadas en el Valle.

A medida que anochece, figura 5.12, la dirección NW se recupera costa adentro, afectando unos 250 – 300 km. Los canales béticos siguen permitiendo la comunicación de masas de aire, estableciendo un viento a través de ellos que flanquea por el Oeste a la masa de aire húmeda que permanece en la parte norte del Valle. A su vez, la Sierra de Cádiz sigue modificando los vientos superficiales, propiciando que la parte SE de la Depresión Bética registre vientos Valle arriba. Entre los canales intrabéticos y la Sierra de Jaén, la masa de aire húmedo ha quedado confinada. La ausencia de aporte de masas de aire marítimo, unido con la situación de estancamiento parcial de esta masa de aire provoca que se vaya secando progresivamente.

Los movimientos verticales han reducido su intensidad y la mezcla es mucho más débil. El espesor de la capa mezclada es menor; sin embargo, la longitud de escala horizontal de la turbulencia es mayor.

De manera similar, durante los días 18 a 21 se repite el ciclo de encajonamiento descrito debido a la persistencia del forzamiento sinóptico en altura, con ligeros matices debidos a la fluctuación de los centros de acción que repercute en una oscilación NW – W de los vientos que atraviesan la zona de interés durante el episodio.

La incursión del frente seco en las capas medias repercute de manera directa en la concentración de vapor de agua que se distribuye a lo largo del Valle; sin embargo, el ciclo de encajonamiento se repite con intensidad similar.

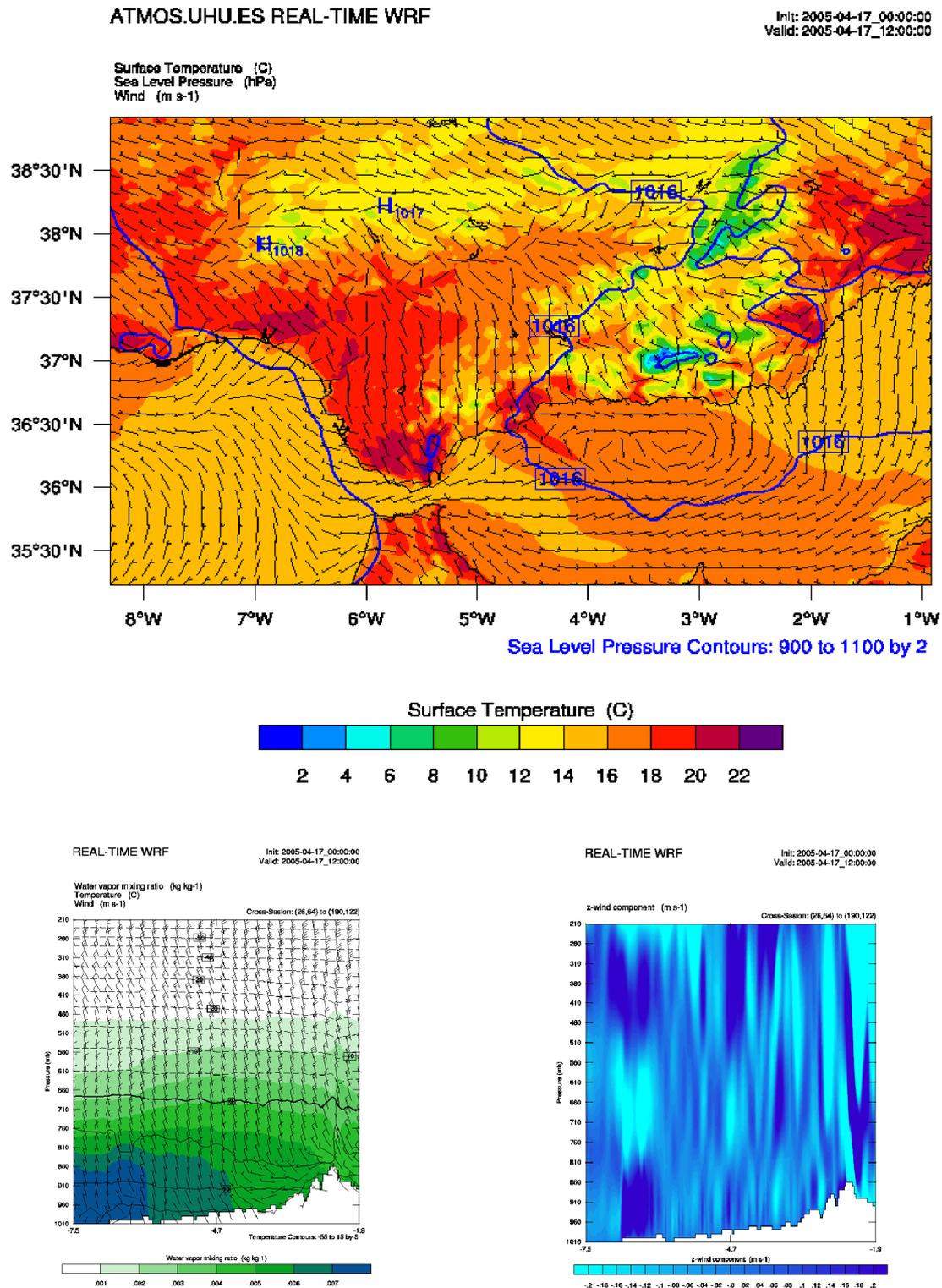


Figura 5.10 Arriba: Temperatura, presión y campo de viento en superficie. Abajo: Secciones verticales a lo largo del Valle del Guadalquivir con inicio en (36.99 N, 7.51 W) y fin en (38.57 N, 1.86 W). Izquierda: Concentración de vapor de agua, temperatura y vientos horizontales. Derecha: Velocidad vertical de los vientos

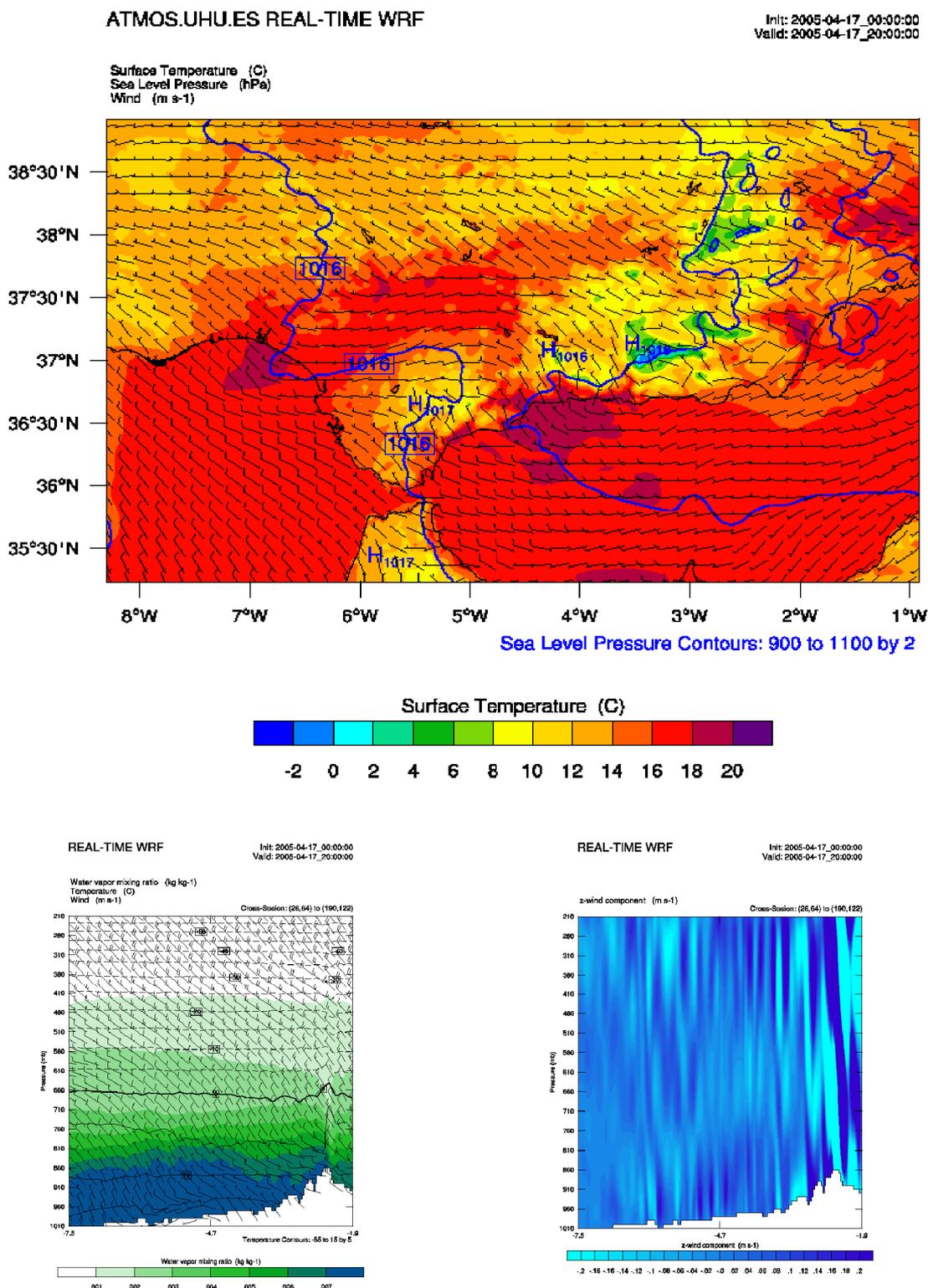


Figura 5.II Arriba: Temperatura, presión y campo de viento en superficie. Abajo: Secciones verticales a lo largo del Valle del Guadalquivir con inicio en (36.99 N, 7.51 W) y fin en (38.57 N, 1.86 W). Izquierda: Concentración de vapor de agua, temperatura y vientos horizontales. Derecha: Velocidad vertical de los vientos

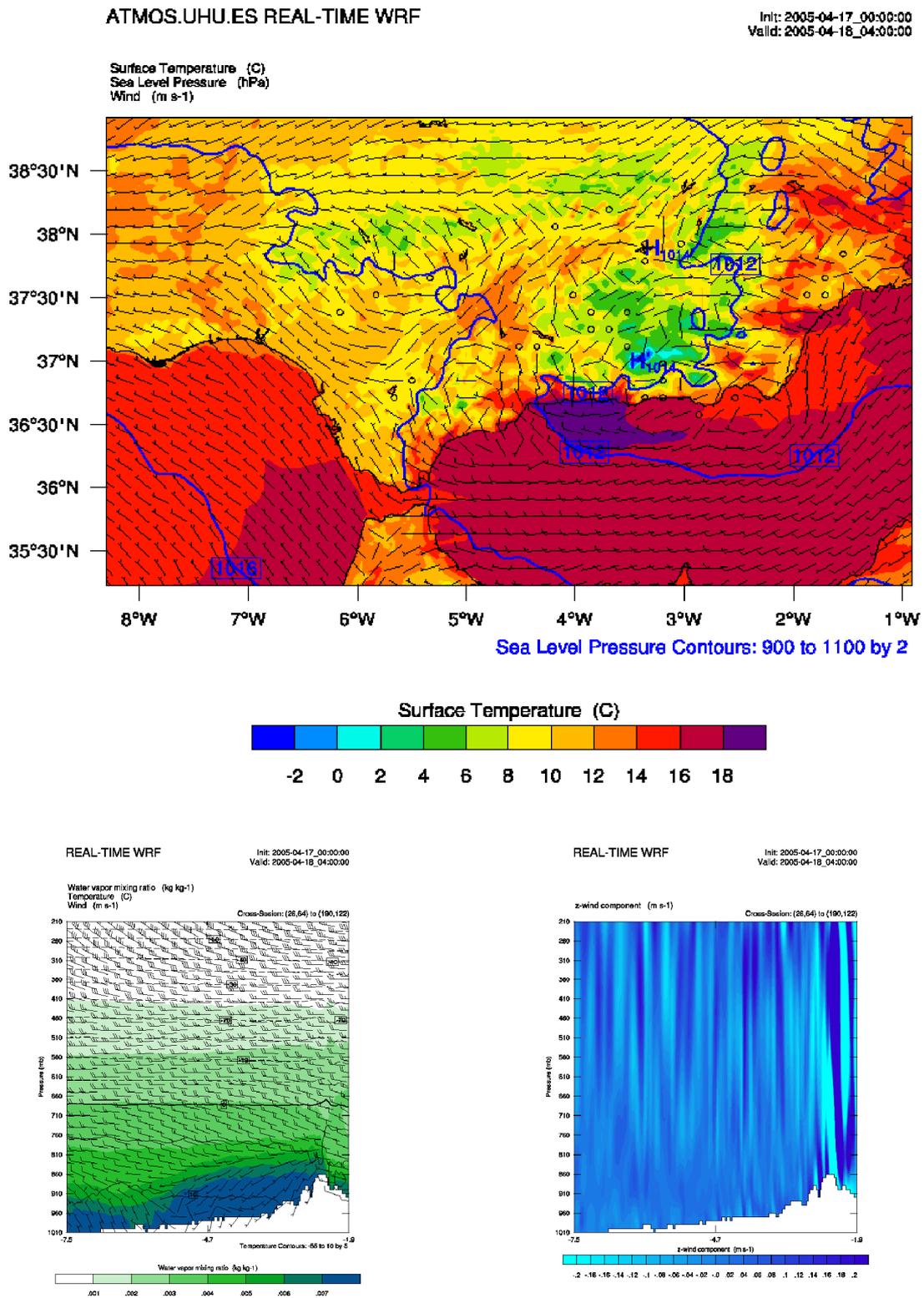


Figura 5.12 Arriba: Temperatura, presión y campo de viento en superficie. Abajo: Secciones verticales a lo largo del Valle del Guadalquivir con inicio en (36.99 N, 7.51 W) y fin en (38.57 N, 1.86 W). Izquierda: Concentración de vapor de agua, temperatura y vientos horizontales. Derecha: Velocidad vertical de los vientos

c) Evolución de la concentración de radón en superficie

En general, tabla 5.3, la concentración de radón registrada durante el evento es baja en todas las estaciones, mostrando máximos de 6.8 y 5.6 Bq m⁻³ y valores medios de 2.7 y 1.9 Bq m⁻³ en Huelva y Sevilla respectivamente. Por su parte, Tarifa presenta valores medios de 0.21 Bq m⁻³ y Motril 1.25 Bq m⁻³. Las mayores fluctuaciones se presentan en las estaciones de Huelva y Sevilla, con una desviación estándar de 1.26 Bq m⁻³. En este episodio la estación de Andújar no proporcionó datos válidos.

Tabla 5.3. Principales estadísticos para las series temporales de Rn (Bq m⁻³) para cada estación durante el periodo en estudio

	Huelva	Sevilla	Andújar	Tarifa	Motril
Media	2.67	1.92	---	0.21	1.25
SD	1.26	1.26	---	0.13	0.42
Máximo	6.83	5.62	---	0.58	2.24
Q95	4.91	4.64	---	0.48	1.82
Mínimo	0.62	0.17	---	0.10	0.14

La matriz de correlación lineal entre estaciones muestra que todas las estaciones presentan cierta correlación positiva durante el evento, de mayor o menor intensidad, tabla 5.4. Esto significa que el comportamiento de la estaciones presenta la misma tendencia general para el episodio.

La estación de Huelva presenta la mayor correlación con Sevilla (0.39) y la mínima con Tarifa (0.08), la cual puede considerarse de escasa magnitud. A su vez, Sevilla muestra una correlación de 0.5 con Motril, lo que sugiere un patrón de evolución similar entre las estaciones mencionadas. A su vez, Sevilla muestra una correlación de 0.17 con Tarifa, la cual presenta su mayor correlación con Motril, 0.38. A pesar de la distancia, Huelva y Motril presentan una correlación de 0.22. Según estos resultados, el episodio en estudio presenta características regionales, afectando a todas las estaciones.

Este comportamiento se debe a los vientos que se establecen durante el día a lo largo del Valle y a través de los canales intrabéticos, antes comentados. Durante el avance de la brisa, las masas de aire de Huelva se ponen en contacto con las masas de aire sevillanas, las cuales se transportan hacia el interior del Valle, hacia Andújar, y hacia la costa mediterránea, hacia Motril. Además, los vientos del estrecho ponen en contacto las masas de tarifa con las de Motril, así como la destrucción de la brisa durante la tarde-noche implica el transporte desde Huelva y, predominantemente, Sevilla hacia Tarifa.

Tabla 5.4. Matriz de correlación lineal entre estaciones para el periodo

	Huelva	Sevilla	Andújar	Tarifa	Motril
Huelva	1	0.39	---	0.08	0.22
Sevilla	0.39	1	---	0.17	0.5
Andújar	---	---	---	---	---
Tarifa	0.08	0.17	---	1	0.38
Motril	0.22	0.5	---	0.38	1

La evolución de la concentración de radón en las diferentes estaciones muestra características comunes, como era de esperar según las correlaciones mostradas. Todas las estaciones muestran valores bajos, con fluctuaciones diarias típicas poco marcadas (Figura 5.13). Huelva y Sevilla presentan las mayores fluctuaciones, con máximos nocturnos más elevados, de la misma magnitud.

El aporte continuo, tanto en capas medias como en superficie, de masas de aire oceánicas supone una renovación continua del aire del interior del Valle. De esta manera, las masas de aire con bajo radón procedentes de la costa barren el Valle durante la tarde. A su vez, la presencia de esta masa durante la noche en el interior del Valle implica que la capa de mezcla siga una dinámica más lenta, manteniendo una altitud relativamente elevada durante la noche y propiciando una acumulación de radón débil.

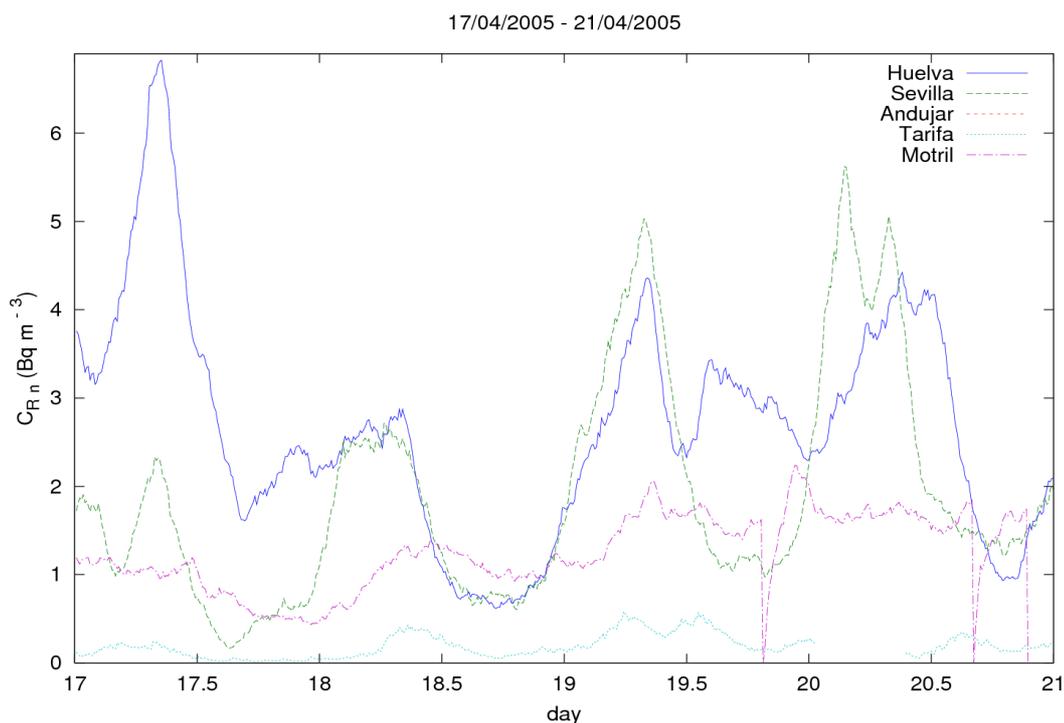


Figura 5.13. Evolución de la concentración de Rn (Bq m^{-3}) en superficie durante el evento en estudio.

d) Simulación de la dispersión de radón desde una fuente local

La contribución de la balsa de fosfoyeso a la concentración de radón de las diferentes estaciones obtenida mediante simulación, se muestra en la figura 5.14. Como puede apreciarse, la única estación que registra una contribución continua es Huelva, mostrando fluctuaciones típicas diarias que no superan los 2 Bq m^{-3} en ningún caso. La hora de los máximos coincide con los registrados en las medidas por lo que puede asociarse a la acumulación durante la noche. Por su parte, Sevilla, Tarifa y Motril registran la influencia de la balsa en periodos discretos, cortos, que coinciden con los fenómenos de transporte de masas de aire comentados. La influencia de la balsa sobre la concentración en estas estaciones durante este episodio podría estimarse entre 0.01 y 0.1 Bq m^{-3} , durante intervalos pequeños y concretos.

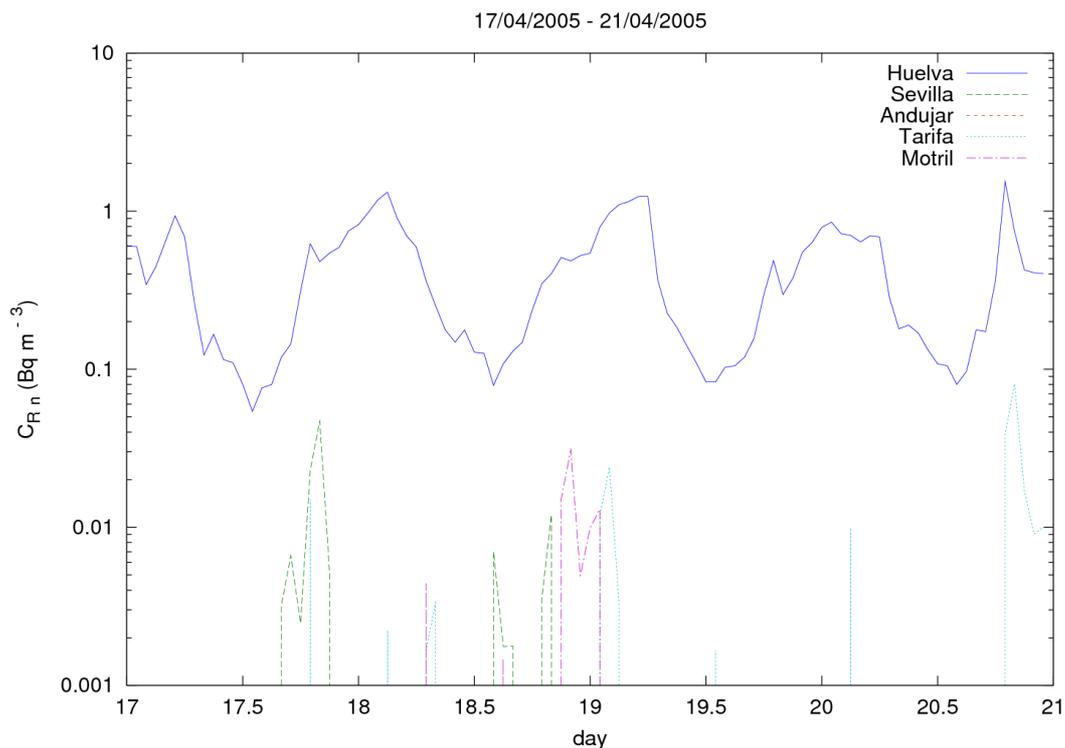
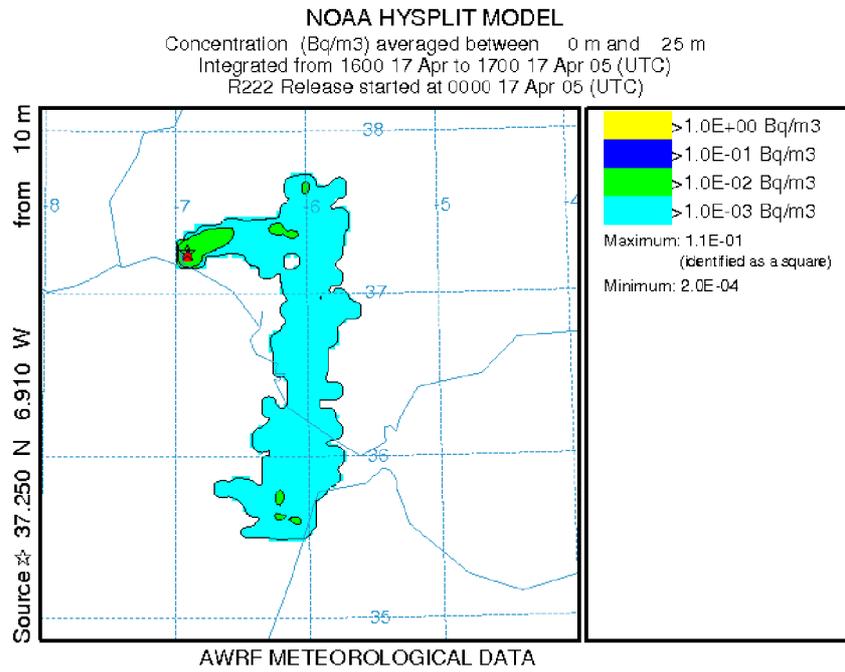


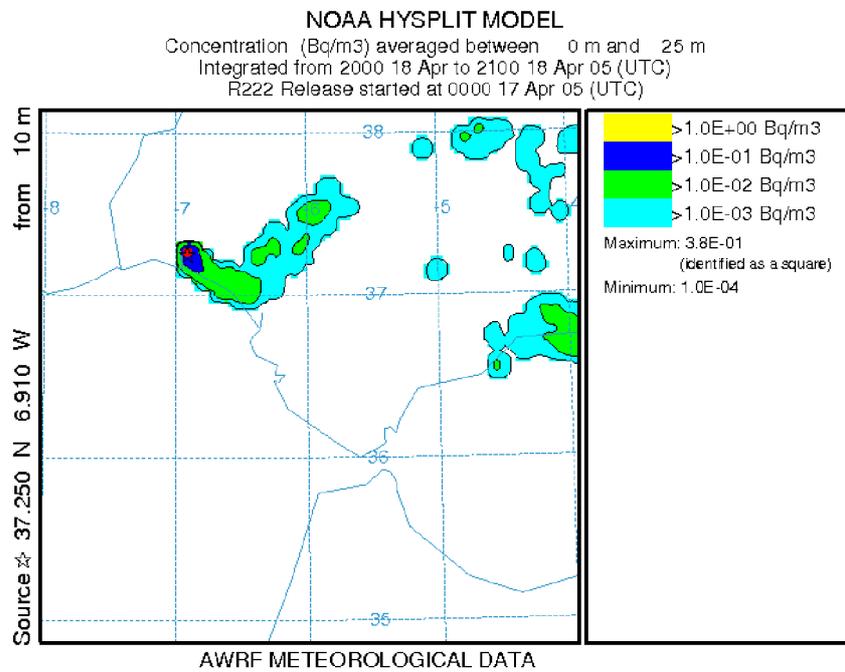
Figura 5.14. Evolución de la concentración de Rn ($Bq\ m^{-3}$) en superficie simulada para una fuente local.

Como se observa en la figura 5.15, la pluma de radón se distribuye en primera instancia paralela a la costa. La activación de la brisa genera una advección horizontal hacia el interior del Valle, así como un desplazamiento lateral de la pluma inicial hacia el W, en dirección al estrecho. Durante la tarde, el radón se transporta Valle arriba y a través de los canales intrabéticos. La dispersión y mezcla de radón hace que en Andújar no se detecte la influencia de la balsa; sin embargo, en Motril, la presencia del vórtice frente a su costa hace que el radón quede confinado y se pueda estimar su contribución en $0.01\ Bq\ m^{-3}$ durante unas horas.

A modo de resumen, cabe destacar que el gran forzamiento sinóptico presente durante el evento, junto con la orografía particular del Valle del Guadalquivir, propician una situación regional característica. De esta manera, durante la tarde, el aire del interior del Valle se renueva gracias al aporte de las masas de aire oceánicas advectadas desde la costa de Huelva. A su vez, el confinamiento del aire húmedo en el interior del Valle durante la noche propicia una situación de inestabilidad débil que mantiene la capa de mezcla ligeramente elevada. Este ciclo mantiene la concentración de radón baja durante el día y una acumulación nocturna débil. Además, mantiene en contacto las masas de aire del interior del Valle con las masas de aire de la costa mediterránea.



a) 2005/04/17 17:00 (UTC)



b) 2005/04/18 21:00 (UTC)

Figura 5.15 Pluma de radón en superficie (< 25 m)

3.2.2 Episodio 2: Niveles medios de radón (12/01/2001 - 16/01/2001)

a) Marco Sinóptico

En 500 hPa, figura 5.16, el paso de un mínimo de geopotencial sobre la PI junto con la expansión de una dorsal, (zona de alta presión alargada entre dos células de baja presión) sobre el océano atlántico y la aparición de una subsidencia sobre las islas británicas mantiene a España en una situación ciclónica, con tendencia a desaparecer, pero que se mantiene de forma débil. Así, al comienzo del evento se observa un mínimo de geopotencial sobre la costa NW de la PI originando convección, que se va desplazando hacia el ESE. Además, una dorsal bastante plegada se encuentra al W de la baja mientras que al N, se presentan zonas de influencia anticiclónica. A medida que la baja se desplaza, la dorsal se refuerza frente a la costa SW de la PI. Al Norte, sobre las islas británicas, la célula anticiclónica va ganando intensidad. La presencia de esta célula curva las isohipsas sobre Francia, y genera una vaguada con eje NW sobre la parte superior de la PI, día 14, que va perdiendo consistencia progresivamente. En 850 hPa, la situación comienza mostrando un gran acoplamiento con la capa superior. A medida que la situación evoluciona, las isohipsas muestran un incremento de separación, lo que implica que la situación en esta capa presenta bajo gradiente de geopotencial, pero manteniendo a la parte SW de la península con mayor altura que a la parte NE, lo que indica la influencia de una subsidencia tropical en este nivel que se aproxima por el SW.

La situación en superficie, figura 5.17, comienza mostrando una baja presión justo debajo de la depresión en altura, la cual se encuentra confinada entre un frente ocluido al NW y otro cálido al NE. Al Norte, una célula anticiclónica de gran intensidad va reforzándose y forzando un frente frío continental procedente del NE. Bajo Groenlandia, a la altura de Canadá, una célula de baja presión se va reforzando a medida que se desplaza hacia el ENE y, favorecida por la presencia del anticiclón tropical, va forzando el avance de un frente cálido tropical al principio, que se convierte en un frente ocluido a partir del día 14 por el alcance desde el NW de la baja presión. Esta situación de competencia de células y frentes mantiene a la PI ligeramente aislada de masas de aire externas. Además, el escaso gradiente isobárico indica poco forzamiento sinóptico horizontal, por lo que los vientos en superficies tenderán a ser débiles, como se ratifica en el mapa de superficie.

Al comienzo del período, figura 5.18, los índices SHOW y LI indican que la atmósfera se encuentra en una situación estable, la cual se va reforzando ligeramente hasta el final del episodio. La CAPE se mantiene a cero durante todo el periodo, mostrando de nuevo la estabilidad latente de la atmósfera. Además, el índice K muestra que el potencial de precipitación se va reduciendo, así como el agua precipitable de la columna va disminuyendo (PWAT), lo que ayuda a reforzar la estabilidad. El espesor entre 500 y 1000 hPa va oscilando a lo largo del periodo, por lo que deja intuir una evolución influenciada por diferentes centros de acción que actúan en sentidos opuestos.

La presencia de una célula convectiva sobre el océano ha cargado de humedad las masas de aire que muestran un perfil adiabático saturado durante la primera noche. La base de la

tropopausa se encuentra baja, en torno a los 300 hPa, mostrando vientos de componente W, con intensidad considerable. La noche del 13 la base de la tropopausa baja aún más y se sitúa en torno a los 400 hPa, comprimiendo las capas inferiores y, calentando de forma adiabática las masas de aire húmedas, las cuales se van secando progresivamente. Durante los días siguientes, la tropopausa vuelve a subir a nivel de 300 hPa, mostrando vientos del NW. Bajo esta capa se sitúan los niveles medios, los cuales comienzan con un lapse rate adiabático saturado para ir evolucionando hacia condiciones más estables debido al efecto de la subsidencia en altura que va comprimiendo la atmósfera. Los vientos en esta capa comienzan siendo de componente SW, para acabar de componente NNW. Como se aprecia en la figura, la atmósfera se va secando progresivamente desde las capas superiores hacia la superficie. Así, se observa que la capa más superficial comienza el episodio aislada de las capas superiores debido a una inversión débil situada en torno a los 700 hPa. Además, esta misma noche presenta dos niveles de condensación a 825 y 890 hPa. A medida que la subsidencia va secando la atmósfera desde arriba, la inversión se refuerza, manteniendo esta capa en condiciones de inestabilidad potencial. Esta situación concluye con una inversión en 800 hPa y otra en torno a 950 hPa que sigue manteniendo al nivel superficial más húmedo que las capas superiores.

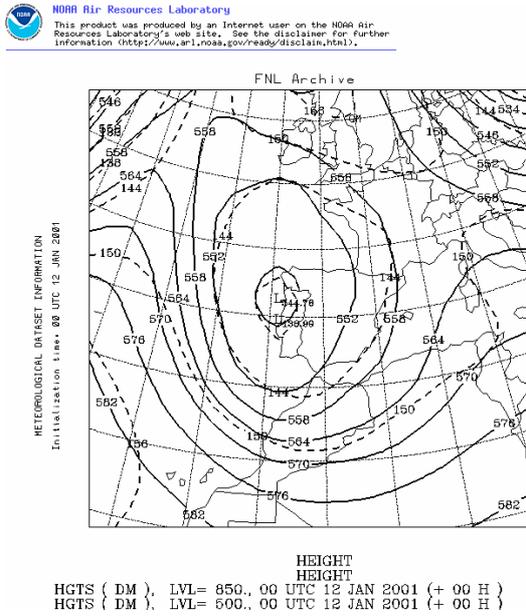
Las retrotrayectorias calculadas en los tres niveles muestran una clara influencia ciclónica en sus recorridos para los dos primeros días, figura 5.19. A partir del tercer día, la influencia de la subsidencia tropical generada por la dorsal de eje NE que se aproxima por el W se deja notar en el descenso de las trayectorias que llegan a Huelva.

En 5000 m, las masas de aire comienzan con origen muy cercano a la costa W de la PI girando en sentido ciclónico y alcanzando Huelva desde el SW. A medida que los centros de acción se van desplazando, la trayectoria se va modificando para acabar mostrando una dirección NW a su llegada a Huelva.

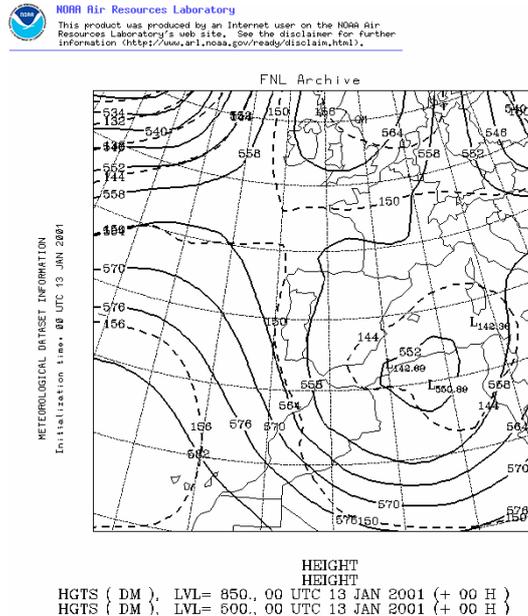
En 1500 y 500 m, las trayectorias muestran un comportamiento bastante similar. Durante todo el episodio, las trayectorias muestran un sentido de giro ciclónico; sin embargo, la influencia de la dorsal de eje NE se hace patente en la ligera modificación de las trayectorias en su tramo final durante los dos últimos días del evento así como en la tendencia descendente. A partir del segundo día, las trayectorias de 500 m muestra un recorrido cíclico sobre la península, alcanzando a Huelva desde el NW, advectando masas de aire que se han secado debido a su recorrido peninsular.

El escaso gradiente de geopotencial que se genera por la confluencia de los centros de acción se hace patente en la reducción de velocidades que presentan las trayectorias al final del evento.

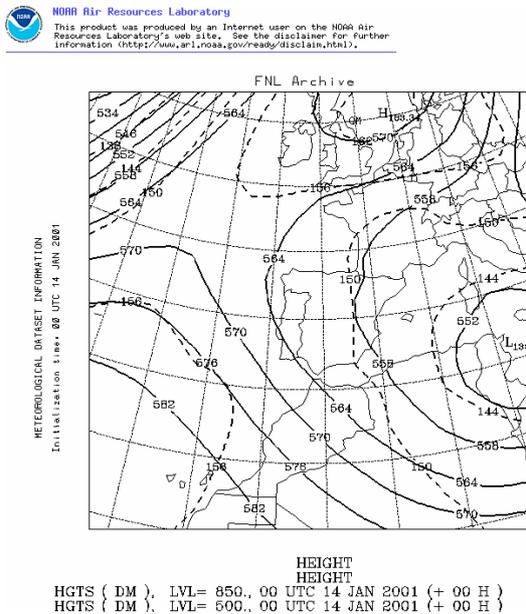
a) 2001/01/12; 00:00 UTC



b) 2001/01/13; 00:00 UTC



c) 2001/01/14; 00:00 UTC



d) 2001/01/15; 00:00 UTC

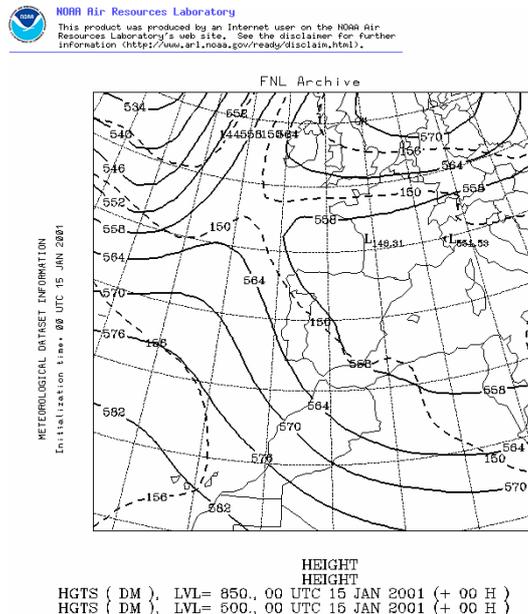
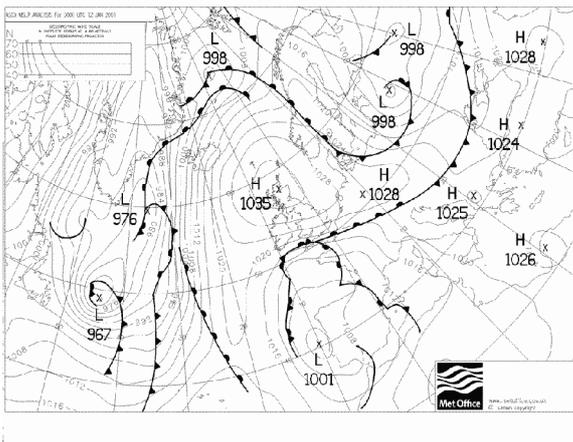
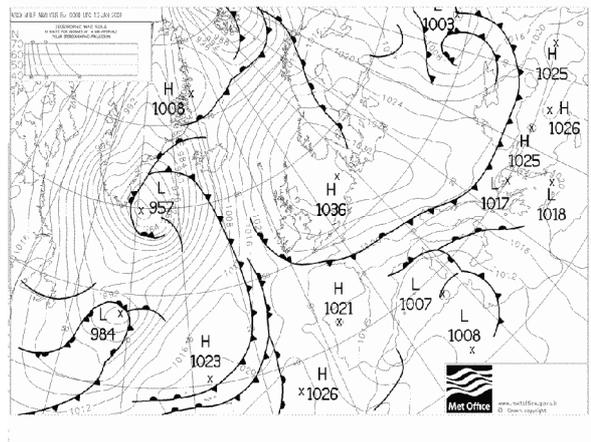


Figura 5.16 Mapas de altura geopotencial a 500 hPa y 850 hPa.

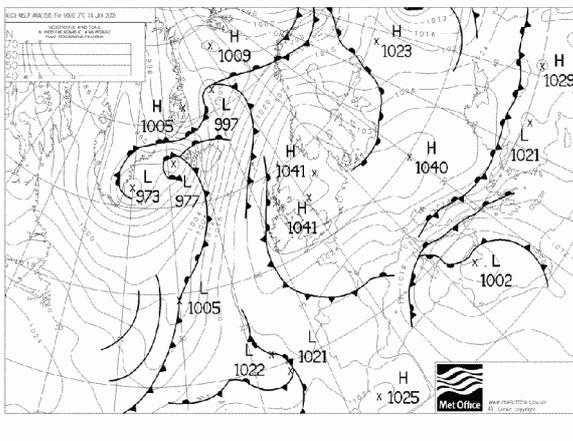
a) 2001/01/12; 00:00 UTC



b) 2001/01/13; 00:00 UTC



c) 2001/01/14; 00:00 UTC



d) 2001/01/15; 00:00 UTC

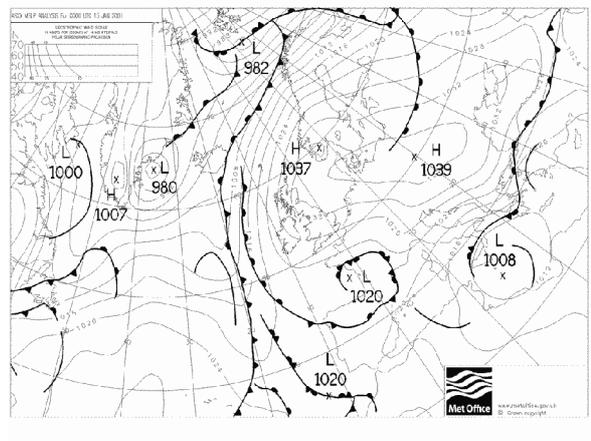
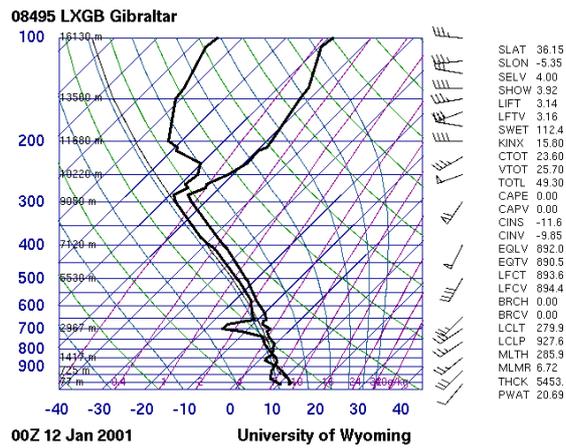
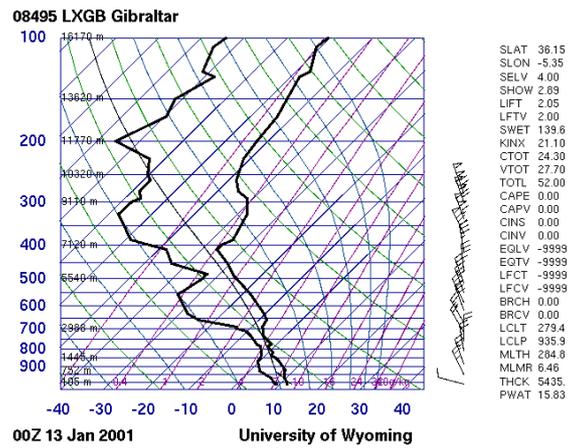


Figura 5.17 Mapas de presión en superficie.

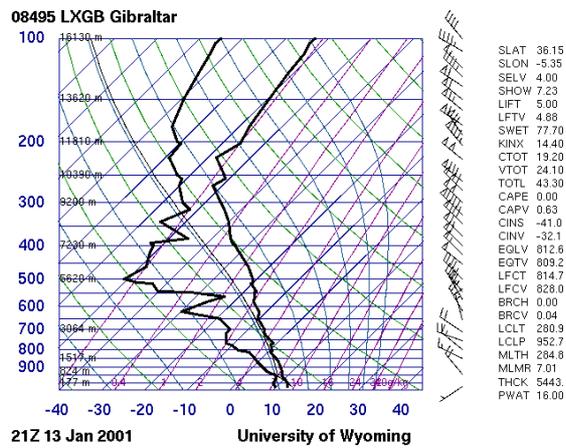
a) 2001/01/12; 00:00 UTC



b) 2001/01/13; 00:00 UTC



c) 2001/01/13; 21:00 UTC



d) 2001/01/15; 00:00 UTC

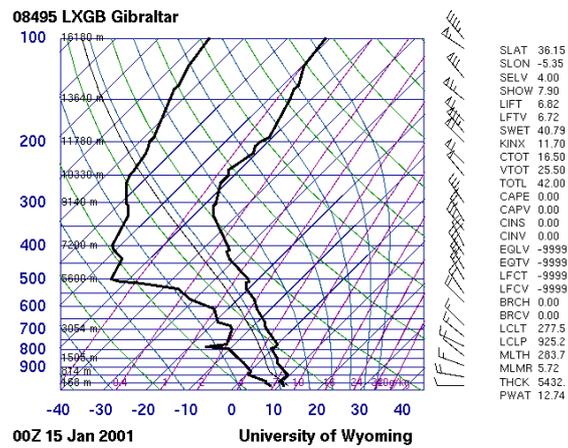
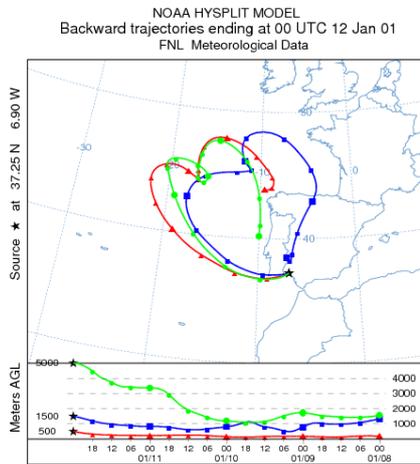
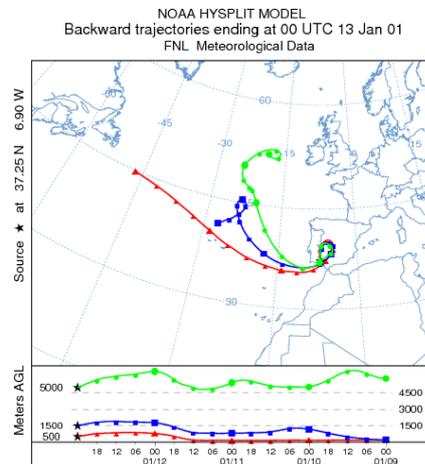


Figura 5.18 Sondeos termodinámicos verticales para la estación de Gibraltar (LXGB).

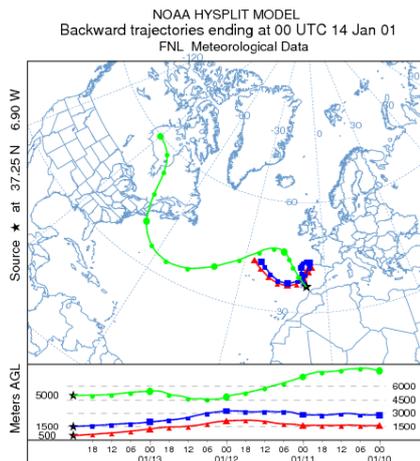
a) 2001/01/12; 00:00 UTC



b) 2001/01/13; 00:00 UTC



c) 2001/01/14; 00:00 UTC



d) 2001/01/15; 00:00 UTC

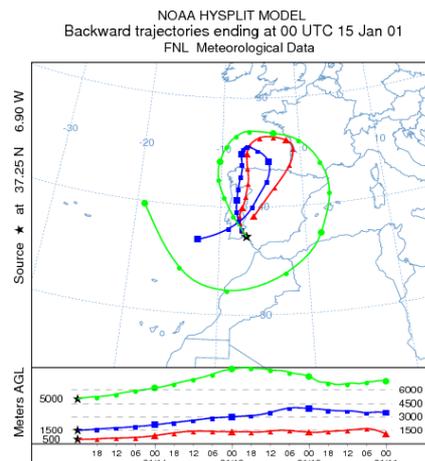


Figura 5.19 Retro-trayectorias cinemáticas a 96 h con destino en la estación de Huelva a tres alturas sobre el nivel del mar (500, 1500 y 5000 m)

b) Evolución mesoescalar y vientos en superficie

En superficie, las estaciones reflejan el marco sinóptico existente en la zona. Los vientos en superficies son débiles, con dirección variable a medida que la situación evoluciona, figura 5.20.

De esta manera, Huelva registra vientos muy débiles o nulos durante la madrugada del 12, manifestando que se encuentra bajo la influencia del centro de bajas presiones en sí mismo. A medida que la célula de bajas presiones se desplaza hacia el E, la influencia de la misma se hace notar en las direcciones NW que se registran en esta estación, así como en el aumento de velocidades de los vientos. Esta situación se mantiene de manera continua hasta la tarde noche del 14 y la madrugada del 15, momento en el cual se registra una disminución de las velocidades, así como un cambio en la dirección de los vientos, que pasan de NW a SSW, y posteriormente a E. A partir de las 6:00 del 15, los vientos retoman direcciones NW hasta que, por la tarde, se registra de nuevo una rotación de los vientos hacia el SSW.

Esta situación concreta de Huelva muestra como la célula de bajas presiones barre la zona hacia el E, influenciando los vientos. A partir del día 14, la célula de bajas presiones ha perdido intensidad en la zona y los fenómenos locales empiezan a cobrar entidad mostrando sus efectos.

Por su parte, Andújar registra vientos muy débiles de componente SE al principio, que van rotando en sentido horario hacia NW, debido al paso de la baja. Los dos últimos días, los vientos muestran una dirección NW durante las noches y WSW durante las tardes, dejando entrever la menor influencia de la baja.

Tarifa comienza la madrugada del 12 con una rotación en sentido horario de los vientos desde el S al NW, además de con una disminución progresiva de intensidades; para acabar soplando del SW con vientos del orden de los 7 m s^{-1} , durante la mañana y las primeras horas de la tarde. A partir de las 18:00 del mismo día, se registra un cambio brusco de direcciones, que se establecen WNW, así como una reducción drástica en las velocidades, que ya no superan los 2 m s^{-1} .

La situación en Motril durante el evento es muy cambiante. Las velocidades son débiles, entre 0 y 4 m s^{-1} , así como las direcciones poco estables. El cambio continuo en las direcciones se debe a la gran vorticidad que presentan las masa de aire superficiales en la zona. Debido a que los vientos dominantes proceden del NW, la cordillera Penibética ejerce de pantalla orográfica y genera una baja presión tras de sí que se resuelve con un aumento de la vorticidad de la zona.

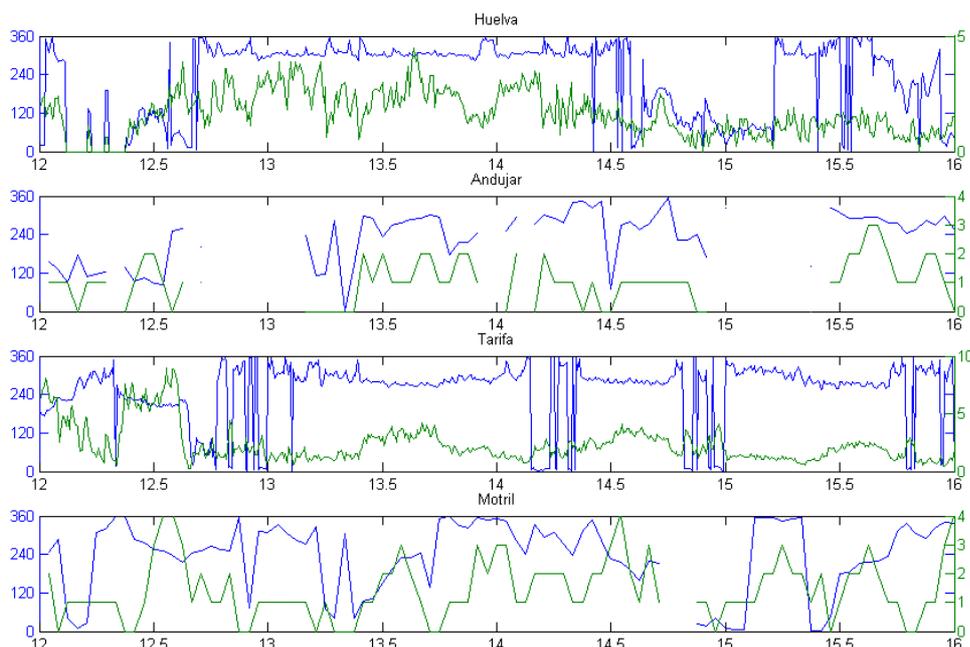


Figura 5.20 Evolución de la dirección (Eje izquierdo) y velocidad (Eje derecho, m s^{-1}) del viento en superficie registrado en las estaciones durante el evento en estudio.

En general, las estaciones muestran una altura de la capa de mezcla moderadas, con un máximo puntual entorno a 1200 m, alcanzado en Motril, figura 5.21.

En Huelva, la capa de mezcla comienza entorno a 200 m, para caer drásticamente durante la madrugada. Con la salida del Sol, la capa comienza a ascender hasta unos 800 m, para descender de manera progresiva hasta los 500 m. Entorno a las 00:00 del 13, la capa cae bruscamente por debajo de los 400 m y se mantiene hasta el amanecer. Tras la ganancia radiativa, la capa asciende de nuevo hasta los 700 m y muestra una evolución típica, en la que el descenso es similar al aumento. La madrugada del 14, la capa se mantiene por debajo de los 200 m, para evolucionar durante el día hasta los 700 m y caer a partir de las 18:00 a valores por debajo de 100 m y mantenerse así hasta el final del evento.

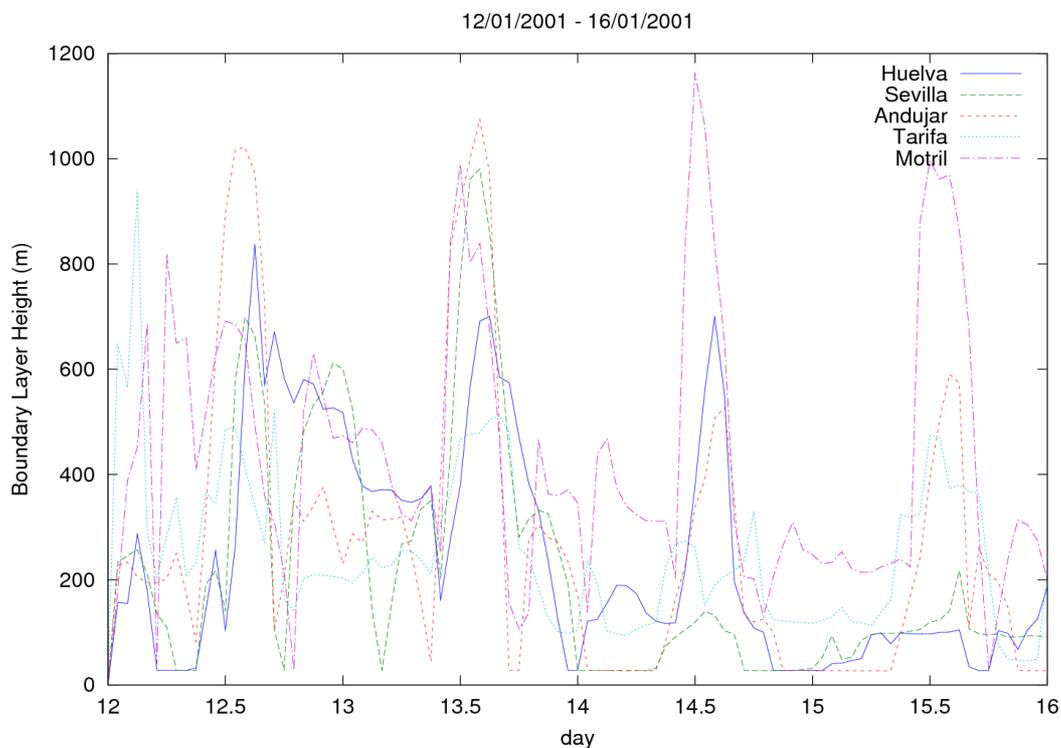
La evolución de la capa de mezcla en Sevilla es muy similar a la seguida en Huelva con pequeños matices diferenciadores. Por su parte, Andújar presenta una evolución normal todo el episodio, a excepción de la tarde noche del 12 y la madrugada del 13, que la capa se mantiene entorno a los 300 m. A partir de este momento, la evolución diurna es normal, alcanzando altura máximas de 1000 m el día 13 y 600 m los siguientes. A su vez, la capa nocturna se mantiene muy baja.

Tarifa muestra fluctuaciones de la capa entre los 200 m y los 900 m durante el paso del centro de bajas presiones. Los días restantes, mantiene una evolución normal con máximos inferiores a 500 m y mínimos entorno a 100 m.

En Motril, la capa de mezcla fluctúa entre 400 y 800 m hasta el amanecer del día 13, momento en el cual la capa comienza a ascender hasta los 1000 m. Los dos últimos días, la capa permanece con mínimos nocturnos de 400 m y 200 m respectivamente, así como con máximos inferiores a 1200 m y 1000 m.

La evolución de la concentración de humedad es similar en todas las estaciones, en evolución y valores, a excepción de Tarifa, que presenta un valor entorno a 1 g kg^{-1} más que el resto.

El paso de la baja mantiene la zona con humedad entorno a 7 g kg^{-1} , para caer a una concentración por debajo de 4.5 g kg^{-1} la mañana del 13. A partir de este momento, la humedad aumenta hasta los 6 g kg^{-1} durante las tardes y disminuye hasta los 4.5 g kg^{-1} durante las noches.



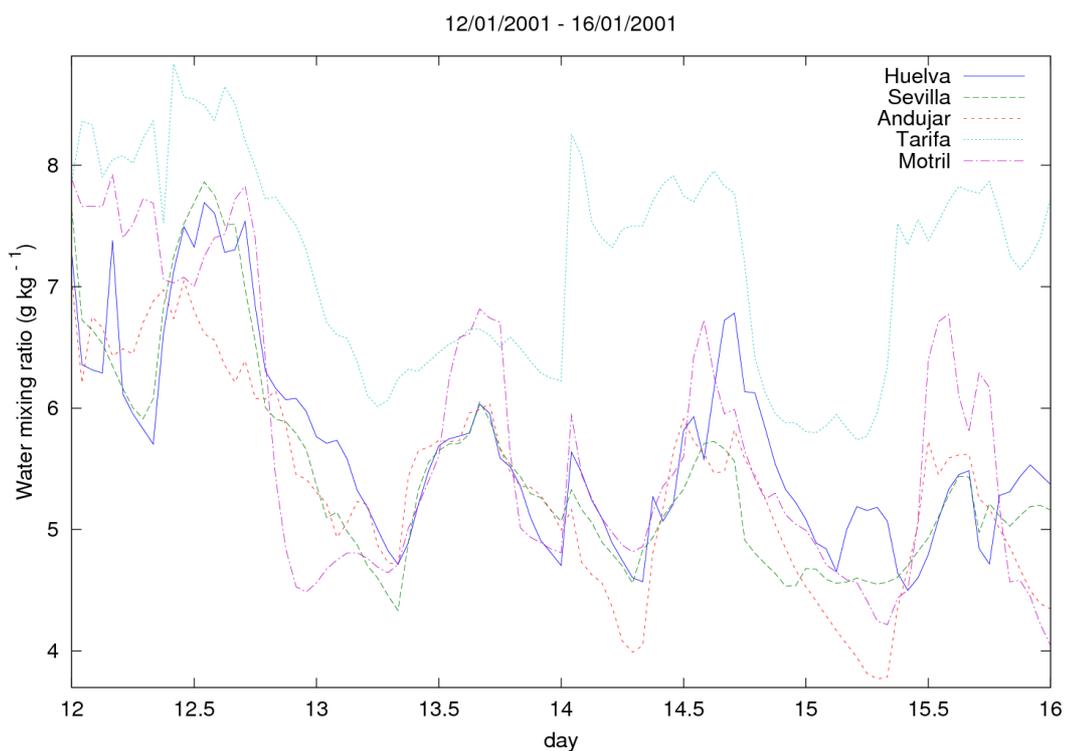


Figura 5.21 Evolución de la altura de la capa de mezcla (m) y la concentración de vapor de agua (g/kg) durante el evento en estudio obtenidas mediante simulación.

El día 12, a las 7:00, el centro de bajas presiones, que en este caso ha degenerado en una línea, afecta la costa de la Luz, figura 5.22. Se observa cómo los vientos rotan en la desembocadura del Guadalquivir, permaneciendo esa zona en reposo. Los vientos penetran por el N de Cádiz y se canalizan ligeramente Valle arriba, así como son advectados hacia el N debido a la influencia de la baja. Al N del Valle los vientos marcan componente SE.

La estructura vertical de la baja muestra un frente que alcanza toda la troposfera. El eje vertical de la baja se refleja en el cambio de direcciones de los vientos, del NW al W del eje, y del SSE, al E del mismo. Por su parte, la humedad se mantiene relativamente alta en el interior del Valle.

Los movimientos verticales en superficie, de escasa intensidad, reflejan el paso de la baja por la desembocadura del Guadalquivir. A su vez, los vientos del SE advectados hacia Sierra Morena en la parte N del Valle muestran movimientos ascendentes mayores que los provocados por el centro de la baja.

El paso de la baja mantiene a toda Andalucía bajo los efectos de la misma, figura 5.23. De esta manera, los vientos en superficie, débiles, proceden del N y muestran ligeras perturbaciones provocadas por la orografía. La parte N del Valle, presenta vientos muy débiles, casi en reposo, debido a que las cordilleras se oponen al viento. A su vez, frente a la costa de Motril se aprecia cómo la cordillera Penibética genera una depresión tras de sí que aumenta la

vorticidad de la zona. De manera clara, dos vórtices girando en sentido opuesto advectan aire hacia la costa.

La estructura vertical de la atmósfera presenta un perfil muy acoplado, mostrando las mismas direcciones a todas las alturas y a lo largo de todo el Valle, como se muestra en la sección vertical de la figura 5.23. La concentración de humedad se mantiene baja en todo el Valle, mostrando mayores valores en la parte N. Esto se debe a la condensación producida por el ascenso forzado de las masas de aire al encontrarse con la cordillera Penibética, la cual retiene la humedad.

Los movimientos verticales son muy acusados en toda la atmósfera, indicando que los procesos de mezcla están muy activos a todos los niveles. En superficie se suceden movimientos ascendentes y descendentes a lo largo del Valle con un desarrollo vertical considerable.

A las 18:00 del día 14, figura 5.24, la atmósfera en Andalucía se encuentra más calmada. El escaso gradiente de geopotencial que permanece de costa a costa propicia que el forzamiento, y por ende los vientos, sean de escasa intensidad. En la costa onubense se ha desarrollado una brisa que influye sobre los vientos de la zona, modificando las direcciones. Sin embargo, la escasa insolación del periodo no confiere suficiente energía a la brisa como para desarrollarse por completo. El Valle al completo se encuentra en una situación de vientos muy débiles poco definidos, conducidos por las características de cada zona concreta.

En altura, la estructura es muy homogénea en general, con vientos del NW en todas las capas. Sin embargo, en la parte Este del Valle, penetra un frente en 750 hPa, advectando masas en sentido contrario. El desarrollo de la brisa débil en la costa de Huelva permite que la parte W del Valle se cargue ligeramente de humedad, al permitir el acceso de masas de aire marítimas en la misma.

Por su parte, los movimientos verticales han perdido entidad, y ahora se muestran más moderados. Por debajo de 500 hPa, la atmósfera presenta movimientos verticales débiles y, en general, descendentes. A nivel superficial, el desarrollo de los vientos verticales es muy débil, a excepción de los motivados por las cordilleras, al N del Valle, y de los generados en la costa de Huelva debidos a la brisa.

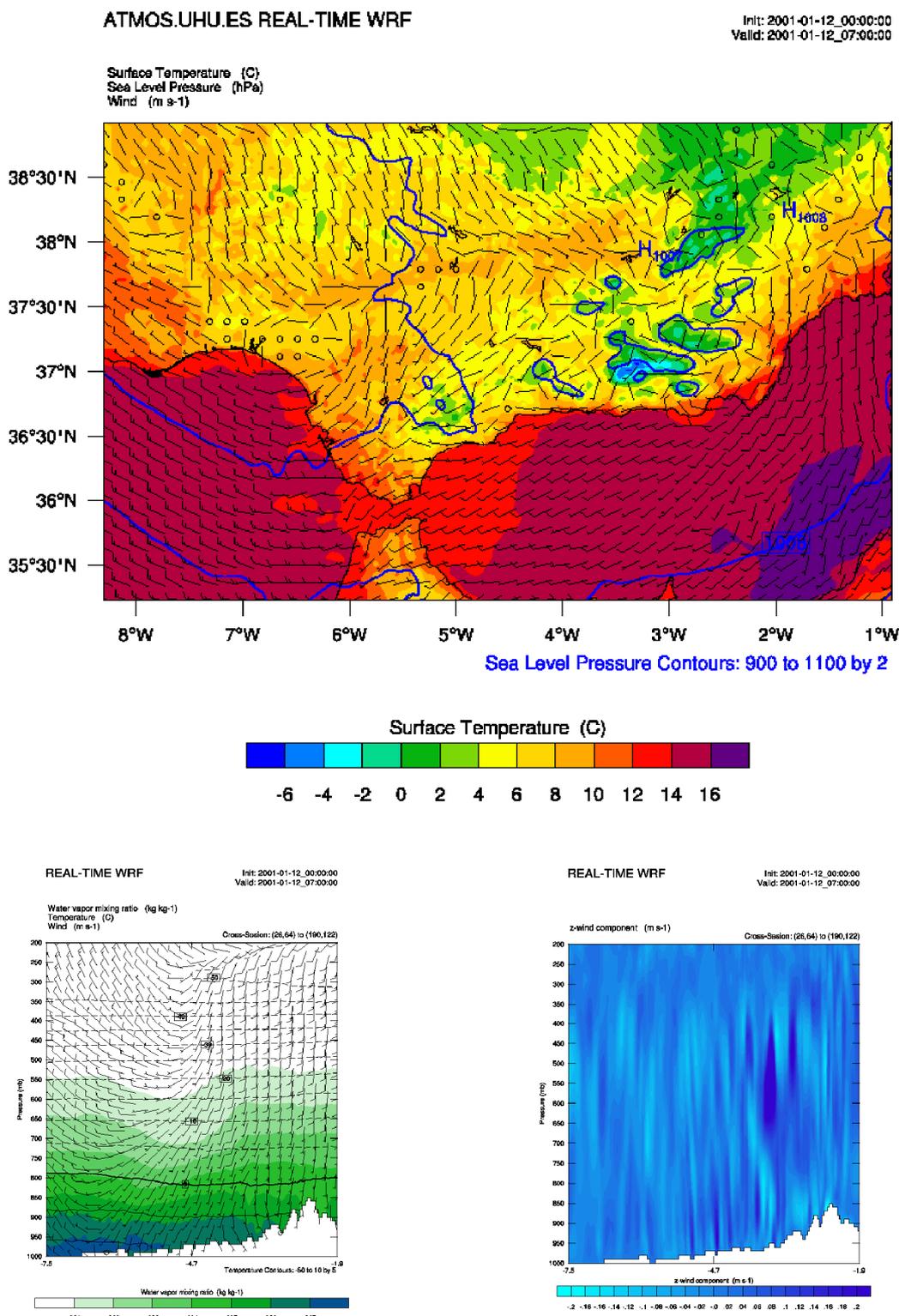


Figura 5.22 Arriba: Temperatura, presión y campo de viento en superficie. Abajo: Secciones verticales a lo largo del Valle del Guadalquivir con inicio en (36.99 N, 7.51 W) y fin en (38.57 N, 1.86 W). Izquierda: Concentración de vapor de agua, temperatura y vientos horizontales. Derecha: Velocidad vertical de los vientos

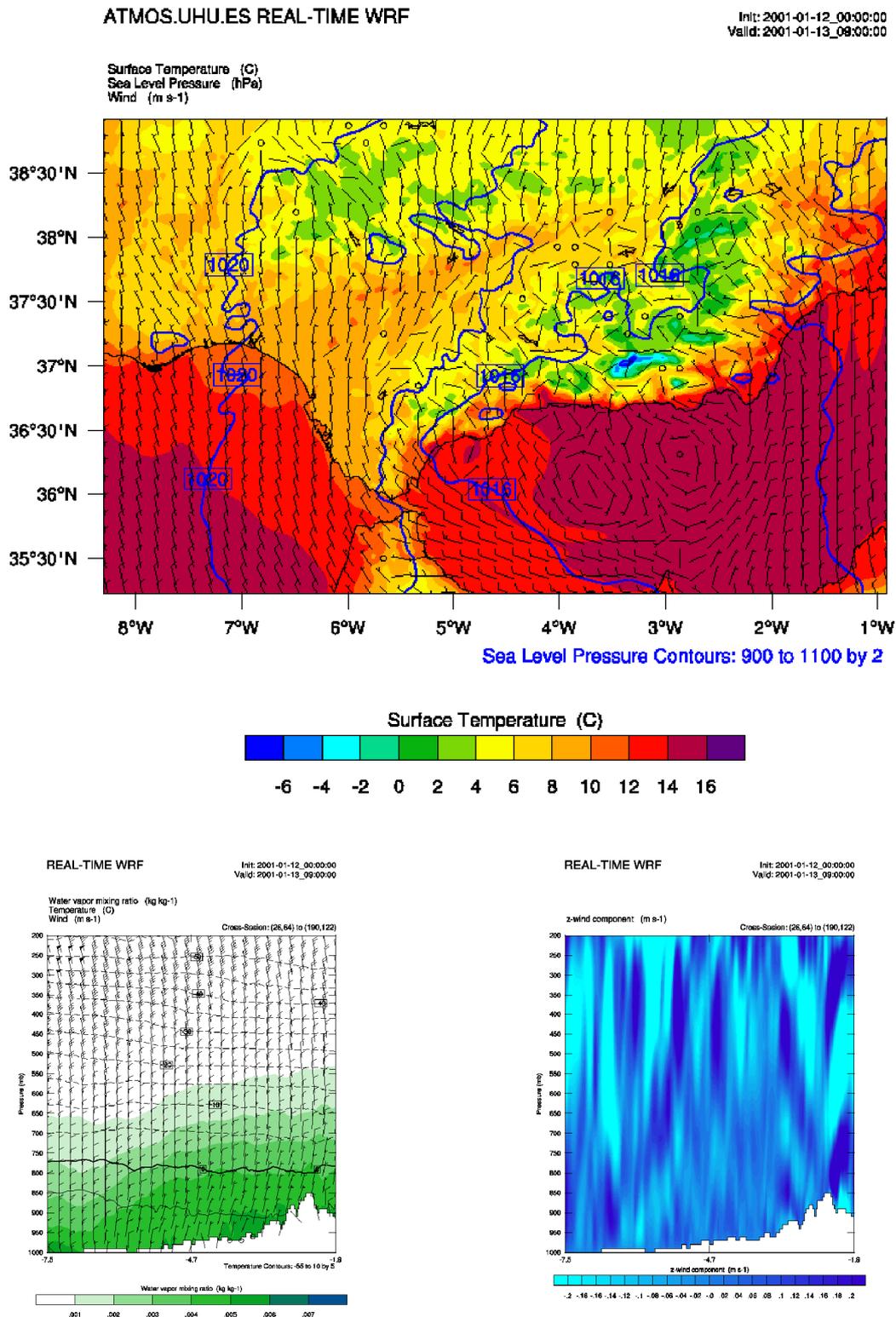


Figura 5.23 Arriba: Temperatura, presión y campo de viento en superficie. Abajo: Secciones verticales a lo largo del Valle del Guadalquivir con inicio en (36.99 N, 7.51 W) y fin en (38.57 N, 1.86 W). Izquierda: Concentración de vapor de agua, temperatura y vientos horizontales. Derecha: Velocidad vertical de los vientos

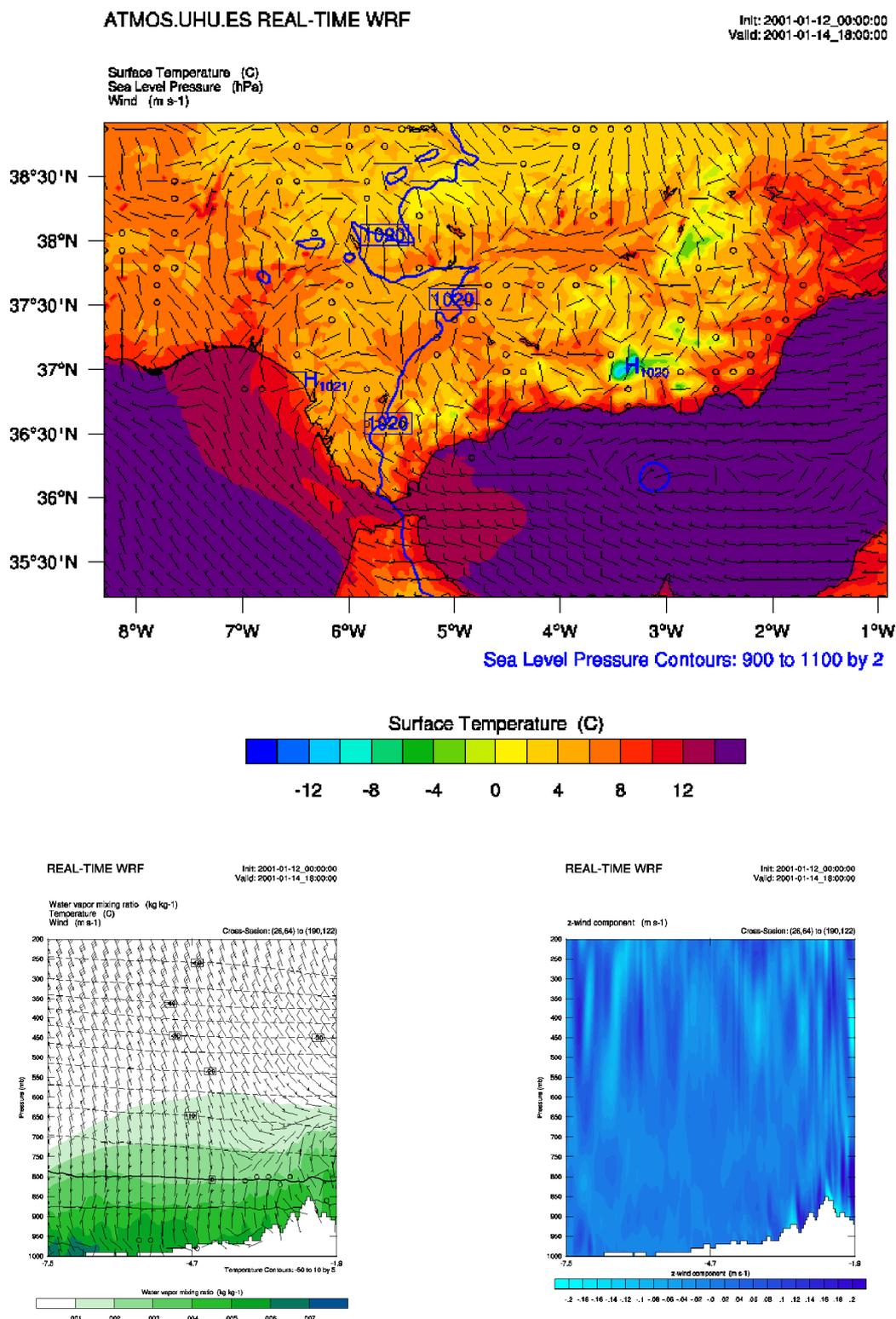


Figura 5.24 Arriba: Temperatura, presión y campo de viento en superficie. Abajo: Secciones verticales a lo largo del Valle del Guadalquivir con inicio en (36.99 N, 7.51 W) y fin en (38.57 N, 1.86 W). Izquierda: Concentración de vapor de agua, temperatura y vientos horizontales. Derecha: Velocidad vertical de los vientos

c) Evolución de la concentración de radón en superficie

En general, las concentraciones medias no son muy elevadas, entre 5 y 7 Bq m⁻³ en las estaciones del interior del Valle, y entorno a 3 Bq m⁻³, las exteriores, tabla 5.5 Las mayores fluctuaciones se registran en Andújar, con una desviación estándar de 3.5 Bq m⁻³, y las mínimas en Motril, por debajo de 1 Bq m⁻³. Los valores máximos se alcanzan en Andújar y en Huelva, por encima de 14 Bq m⁻³, con la diferencia de que Andújar presenta un Q95 entorno a 14 Bq m⁻³, 1.5 Bq m⁻³ por encima de Huelva. Además, este episodio muestra los indicadores estadísticos de Tarifa más altos de lo habitual, con valores medios y máximos por encima de Motril, así como el Q95. Los valores mínimos para Huelva y Motril muestran un valor similar, entorno a 1.5 Bq m⁻³, mientras que Andújar dobla este valor.

Tabla 5.5 Principales estadísticos para las series temporales de cada estación para el periodo en estudio

	Huelva	Sevilla*	Andújar	Tarifa	Motril
Media	6.45	4.95	6.96	3.72	2.95
SD	2.80	1.80	3.52	1.43	0.91
Máximo	14.37	9.73	14.60	6.18	5.07
Q95	12.42	7.70	13.90	5.92	4.49
Mínimo	1.47	1.9	3.09	0.41	1.37

* La serie temporal de radón para Sevilla carece de datos validos a partir de las 12:00 del día 14.

En general, todas las estaciones muestra una correlación positiva, indicando que la evolución de las estaciones es similar. Huelva presenta la misma correlación con Tarifa y Motril, en torno a 0.5, mientras que con Andújar presenta sólo 0.12 A su vez, Andújar presenta correlaciones muy pequeñas con todas las estaciones, siendo Motril la que muestra mayor correlación, 0.28 La mayor correlación se presenta entre Tarifa y Motril, 0.68, la cual puede considerarse importante en magnitud. De manera probable, los vientos que pasan por el estrecho son capturados por el vórtice generado en la costa de Motril y advectados hacia la ciudad.

Tabla 5.6 Matriz de correlación lineal entre estaciones para el periodo

	Huelva	Sevilla	Andújar	Tarifa	Motril
Huelva	1	---	0.12	0.49	0.5
Sevilla	---	---	---	---	---
Andújar	0.12	---	1	0.18	0.28
Tarifa	0.49	---	0.18	1	0.68
Motril	0.5	---	0.28	0.68	1

En general, la concentración de Radón en todas las estaciones muestra una tendencia al alza, seguida de una disminución al final del evento, figura 5.25. Sin embargo, cada estación presenta comportamientos particulares. Así, Huelva comienza con una acumulación nocturna débil que se destruye tras el mediodía del día 12, para volver a acumularse de manera más pronunciada durante el siguiente día. Durante la tarde del 13, la concentración de radón no disminuye cómo sería habitual debido al aporte desde el Norte de masas de aire continentales. Tras el amanecer del día 14, la concentración de radón vuelve a disminuir hasta que por la noche se repite la acumulación, de manera más severa debido a que la capa de mezcla se encuentra más baja que en días anteriores.

Los dos primeros días, Sevilla registra una evolución similar a Huelva hasta que la tarde del 13 la concentración, a diferencia de Huelva, disminuye. La noche del 14, la acumulación es débil, dejando notar la presencia de vientos dispersivos en superficie.

Andújar presenta un patrón típico de acumulación ventilación diario. Así, al amanecer se alcanzan máximos debido a la acumulación nocturna, seguidos de una disminución pronunciada debido a la mezcla de la capa superficial. El último día, la acumulación en esta estación es menor debido al aumento de la movilidad de los vientos superficiales.

Tarifa y Motril siguen una evolución similar, con fluctuaciones diarias poco pronunciadas y denotando influencia de masas de aire con baja concentración de radón procedente de otras zonas.

El paso de la baja mantiene el aire bien mezclado debido a la convección inducida por la misma.

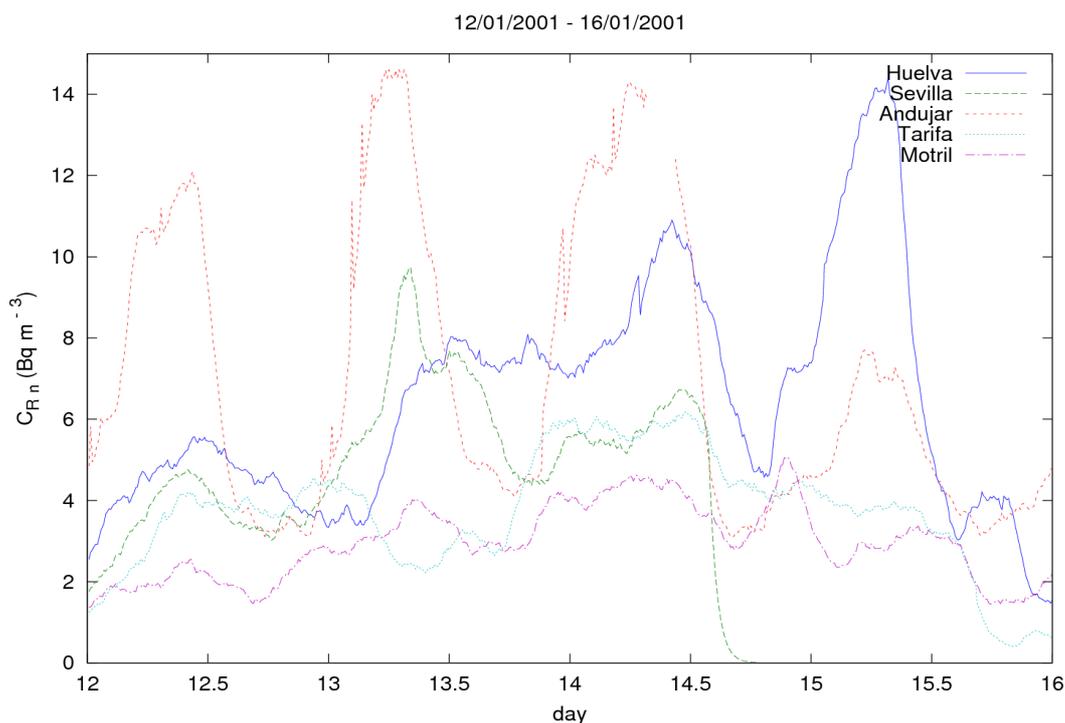


Figura 5.25 Evolución de la concentración de Rn (Bq m^{-3}) en superficie durante el evento en estudio.

d) Simulación de la dispersión de radón desde una fuente local

En la figura 5.26 se muestra la afección de la balsa de fosfoyeso obtenida mediante simulación sobre la concentración de radón de las cinco estaciones. Durante la primera noche, los débiles vientos presentes en Huelva permiten la dispersión de radón desde la balsa a nivel superficial hacia la ciudad de Huelva. A su vez, los flujos de radón advectados desde el N, que poseen carácter ciclónico, hacen que durante los días 13 y 14 la influencia de la balsa sea inferior a 1 Bq m^{-3} en general. La madrugada del 15, así como el atardecer, reflejan un aumento en la afección que pueden deberse a los cambios de dirección provocados por la brisa local que se desarrolla en la zona y a la disminución de la altura de la capa de mezcla.

La única estación, a parte de Huelva, que puntualmente registra influencia sobre su concentración de radón es Tarifa. Los niveles no superan los 0.01 Bq m^{-3} en ningún caso.

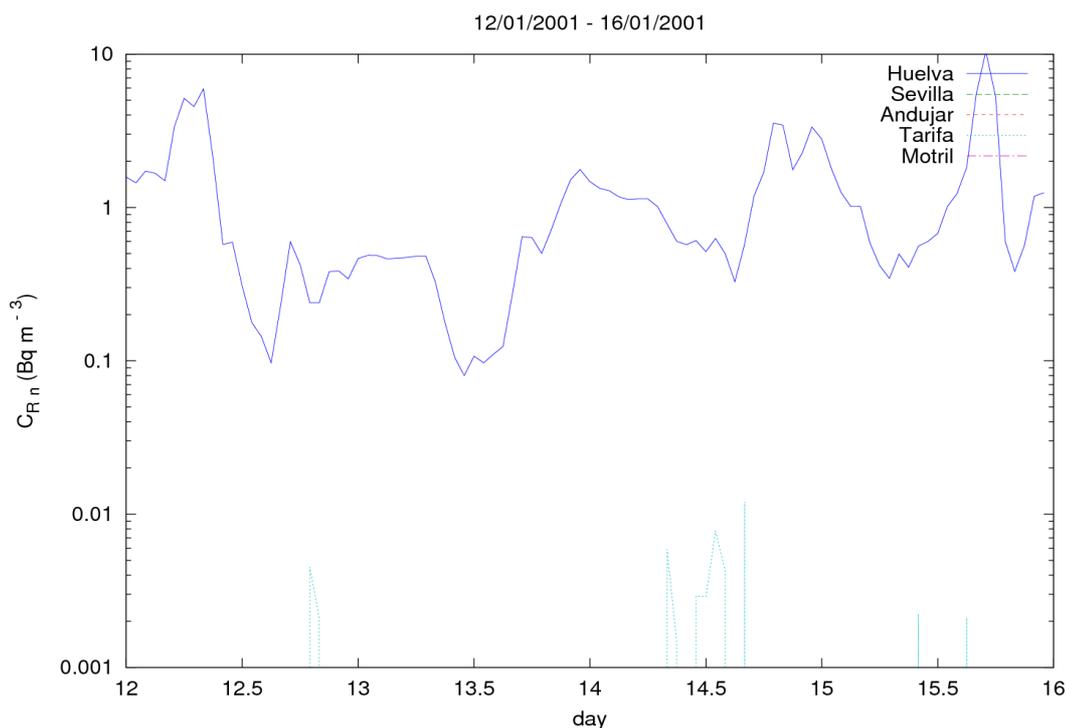
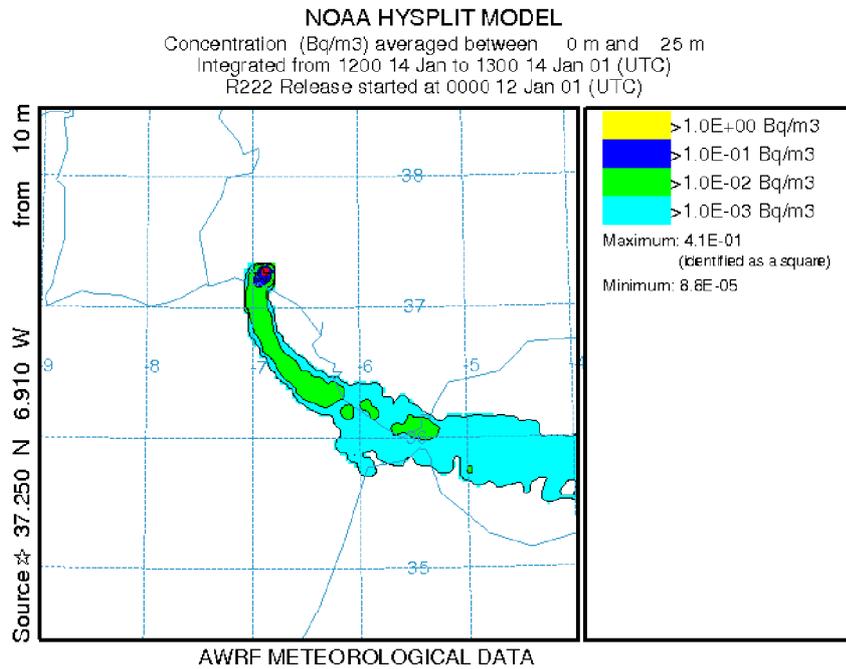


Figura 5.26 Evolución de la concentración de Rn (Bq m^{-3}) en superficie simulada para una fuente local.

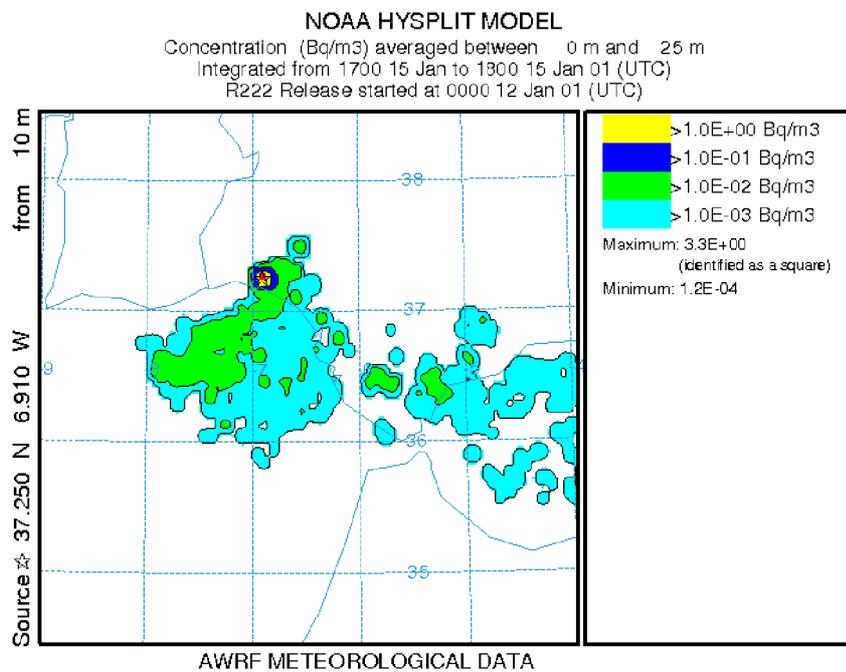
Observando los niveles de concentración de radón medidos en Huelva y comparando con la afección debida a las balsas, es posible determinar que el término fuente considerado en la balsa es inferior en este periodo que el empleado en el cálculo. Esta situación era de esperar debido a las variaciones estacionales de la exhalación y a la postura conservadora escogida en este trabajo. De esta manera, la afección sufrida en las estaciones para este periodo es menor aún de lo mostrado en la figura 5.26

Los vientos presentes en la zona hacen que la pluma de radón se disperse hacia el mar, girando a posteriori para canalizarse a través del estrecho, figura 5.27. Es posible observar como la pluma se mantiene con un espesor similar, sin apenas abrirse, mientras que es arrastrada hacia el estrecho.

Por el contrario, la desaparición de los centros de acción en altura genera una situación de dispersión local, en la cual la pluma se abre y dispersa mostrando poca advección horizontal. Además, la presencia de la brisa en Huelva se aprecia en el desplazamiento hacia el interior de la pluma, la cual no penetra más de varias decenas de kilómetros.



a) 2001/01/14, 13:00 UTC



b) 2001/01/15, 18:00 UTC

Figura 5.27. Pluma de Radón en superficie (< 25 m)

3.2.3 Episodio 3: Niveles altos de radón (2003/10/06 – 2003/10/10)

a) Marco Sinóptico

En las capas medias, 500 hPa, la situación comienza con la confluencia sobre la península de dos ejes de dorsales, los cuales casi cierran una célula ciclónica que mantiene a la península dentro de la isohipsa de 5760 m y centra su mayor intensidad frente a la costa W de Marruecos, figura 5.28. Esta célula, inestable, genera convección desde las capas bajas, lo que enfriará el aire de manera adiabática y el espesor de la capa tenderá a disminuir. A medida que el anticiclón atlántico se aproxima a la costa gallega, la baja se desplaza hacia el NE y pierde intensidad; sin embargo, mantiene a la mitad SE de la península bajo la influencia de la inestabilidad. A partir del día 8, el anticiclón atlántico influencia las capas superiores de toda la península, induciendo una ligera estabilidad en el conjunto. Sin embargo, la presencia de altas africanas, junto con bajas débiles al N de las islas Canarias y una vaguada de gran intensidad sobre Europa, resuelven la situación manteniendo a la península en condiciones de escaso viento vertical, además de vientos horizontales débiles y competitivos. En el nivel de 850 hPa, el comportamiento de las masas de aire está bastante acoplado a la capa superior. Al comienzo, bajo la célula ciclónica se sitúa una depresión de 1500 m que influencia la parte W de Andalucía. A medida que evoluciona el anticiclón atlántico, una gran zona de espesor casi constante, 1560 m, se sitúa bajo la confluencia de las diferentes células en altura. Esta situación indica que los movimientos verticales en esta zona serán mínimos, y la península se mantendrá en una situación de escasa influencia sinóptica.

La célula anticiclónica que está sobre el Atlántico genera una subsidencia generalizada que se resuelve con altas presiones en superficie, figura 5.29. Por otro lado, la célula de bajas presiones también se desarrolla en superficie y mantiene bajo su influencia a la península, advectando aire cálido sobre la costa oriental andaluza. La situación de esta célula sobre el mar causa que la convección vaya saturando la masa de aire. El desplazamiento hacia el NE permite el establecimiento del frente cálido sobre la línea del Valle del Guadalquivir. Además, por el NW se aproxima un frente frío advectado por la alta oceánica. A partir del día 8, la célula oceánica juega mayor papel sobre la península, generando una situación de escaso gradiente barométrico con isóbaras bastante plegadas que propician unos vientos en superficie del NE, bastante débiles.

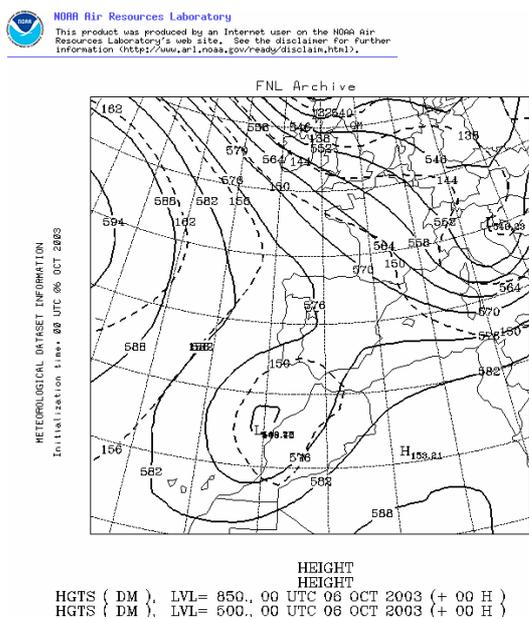
El periodo comienza con una atmósfera casi neutra según se aprecia por los valores ligeramente positivos de los índices SHOW y LI, figura 5.30. La atmósfera se encuentra bastante saturada en los niveles bajos, donde la diferencia entre la temperatura ambiente y la temperatura de condensación es próxima a cero. A lo largo del día, la atmósfera se hace más inestable debido al desplazamiento desde el S de una masa de aire de origen oceánico, muy húmeda, que resuelve sobre Gibraltar en condiciones de neutralidad saturada, la noche del 7, con valores de 31 para el índice K y de 36.47 para el PWAT. Durante esta noche la atmósfera muestra su máximo de saturación y presenta un LCL de 931 hPa. A partir de este momento se vuelve a ganar estabilidad debido a la incursión en altura de un frente seco, anticiclónico, que comienza a estabilizar las capas superiores y a disminuir los índices K y PWAT.

Durante los días 6 y 7, la inestabilidad de las capas medias y bajas tiende a enfriar y saturar la atmósfera, por lo que el espesor disminuye durante esta fase. Así, el nivel de la tropopausa comienza en torno a 200 hPa para evolucionar hasta los 270 hPa aproximadamente, con vientos del W, marcando una frontera bien definida con los niveles medios. Esta capa intermedia se caracteriza por un lapse rate muy próximo al de neutralidad saturada, presentando una ligera inestabilidad potencial, como se aprecia por el valor positivo de la CAPE y el nivel de convección libre (LFCT), 672 hPa. En la base, 950 hPa, una capa fina, estable, ejerce de frontera con la capa más superficial. A medida que se satura, el perfil de temperatura se aproxima de manera clara a la adiabática saturada y comienzan a localizarse zonas de condensación en las proximidades a la superficie. El LFCT se sitúa ahora en torno a 931 hPa, como resultado de la humidificación y condensación de la capa estable que ejerce de frontera con la capa superficial.

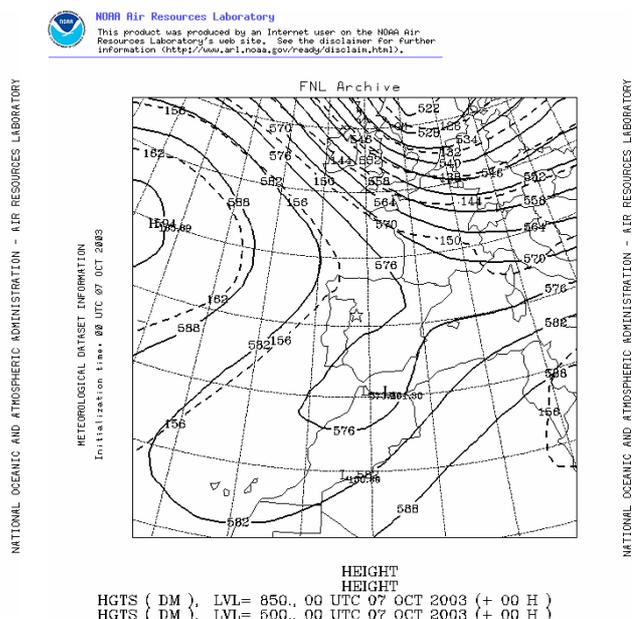
Los vientos en esta capa comienzan siendo del S, evolucionando de manera rápida al NE, y soplando con intensidad. En superficie, la capa límite se encuentra en condiciones de estabilidad neutral, siguiendo la adiabática seca el día 6, y la saturada el 7. A partir del día 8, una masa de aire cálido, que se acerca desde el E, deja notar su presencia secando los niveles medios de la atmósfera y aumentando la estabilidad de la capa. El aumento de temperatura provoca el aumento de espesor de la capa lo que origina que la frontera con la tropopausa no esté bien definida de nuevo y, además, genera una estratificación en la zona de los 950 hPa que impermeabiliza la frontera con la capa límite superficial frente a los vientos verticales. El cambio de la dirección del viento (NW) en los niveles bajos de esta capa (500 hPa – 900 hPa) durante el día 9, seca aún más la capa y refuerza tanto la estabilidad de la misma como la frontera inferior, la cual evoluciona en una inversión débil por subsidencia presentando núcleos de condensación a niveles bajos, 970 hPa. La presencia de nubes en estos niveles disminuye la ganancia radiativa durante el día y, en consecuencia, reduce la temperatura de la superficie y favorece la condensación.

En los tres niveles, las trayectorias muestran un movimiento inconstante, exhibiendo cambios de dirección bruscos debidos a la competencia de los diferentes frentes de acción puestos en juego, figura 5.31. En 5000 m, las trayectorias muestran un sentido ciclónico desplazando el origen de las masas desde el atlántico norte hasta las costas de Marruecos, ralentizándose siempre cuando viaja sobre la península. Por otro lado, en el nivel de 1500 m las trayectorias muestran diverso origen, sin embargo, durante el evento las masas de aire en este nivel recorren el Valle del Guadalquivir con velocidades pequeñas. En el nivel inferior, 500 m, las trayectorias muestran origen noratlántico, recorriendo en su camino gran parte de la superficie de la península y girando para penetrar en el Valle del Guadalquivir desde el NE el primer y último día y del E los días intermedios.

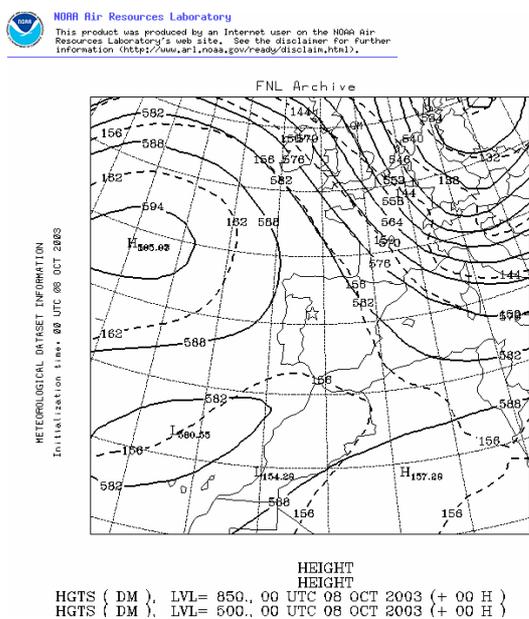
a) 2003/10/06; 00:00 UTC



b) 2003/10/07; 00:00 UTC



c) 2003/10/08; 00:00 UTC



d) 2003/10/09; 00:00 UTC

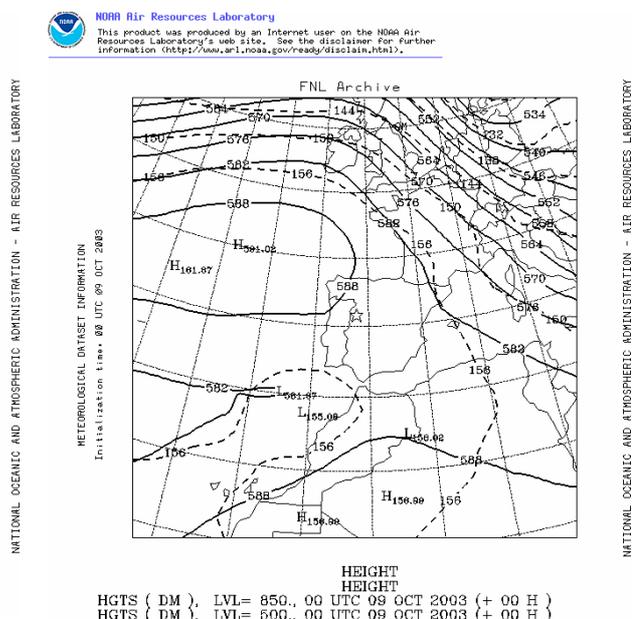
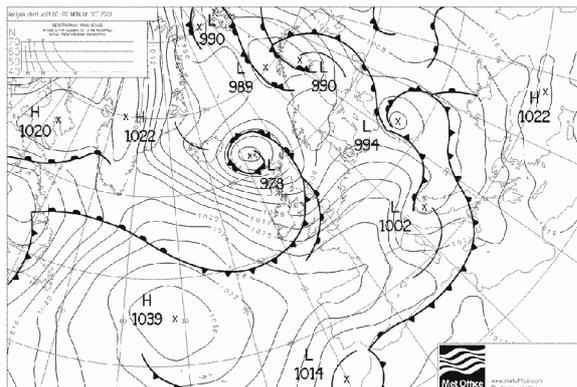
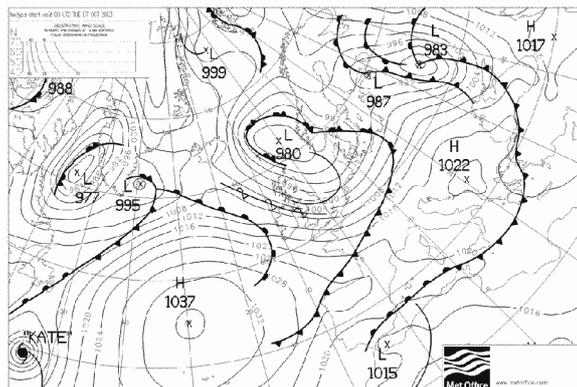


Figura 5.28 Mapas de altura geopotencial a 500 hPa y 850 hPa.

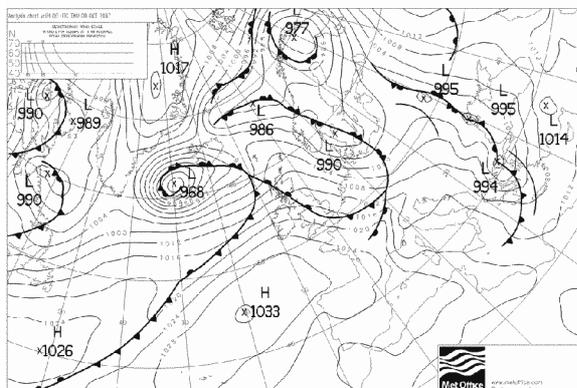
a) 2003/10/06; 00:00 UTC



b) 2003/10/07; 00:00 UTC



c) 2003/10/08; 00:00 UTC



d) 2003/10/09; 00:00 UTC

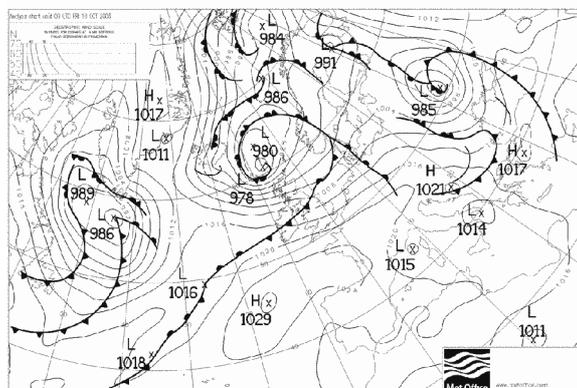
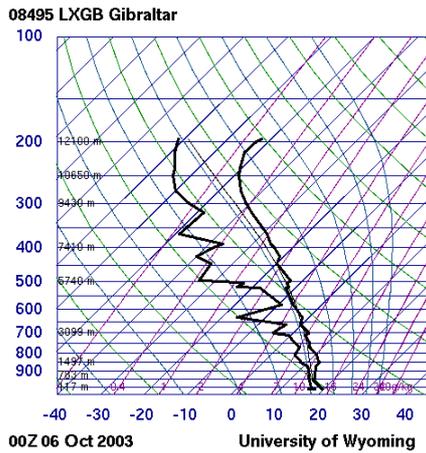
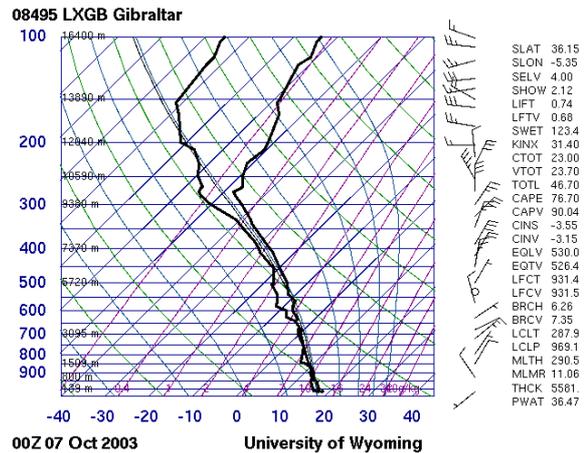


Figura 5.29 Mapas de presión en superficie.

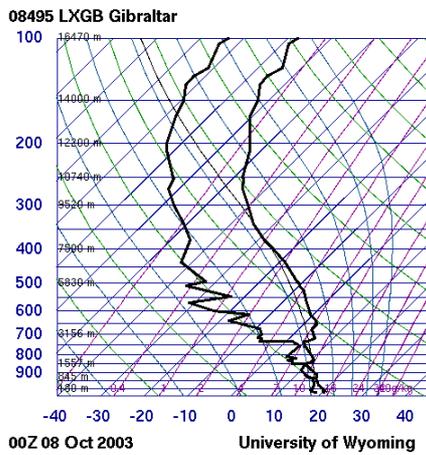
a) 2003/10/06; 00:00 UTC



b) 2003/10/07; 00:00 UTC



c) 2003/10/08; 00:00 UTC



d) 2003/10/09; 00:00 UTC

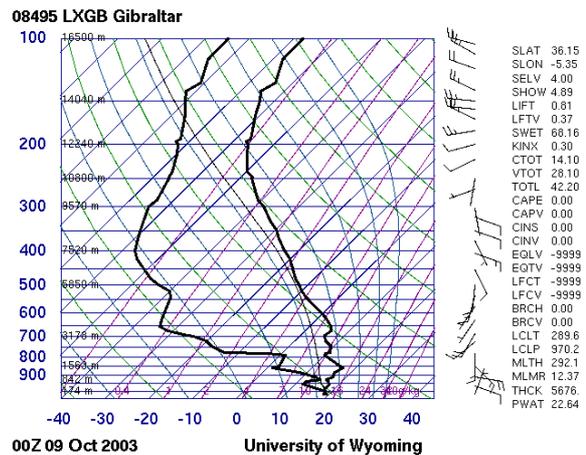
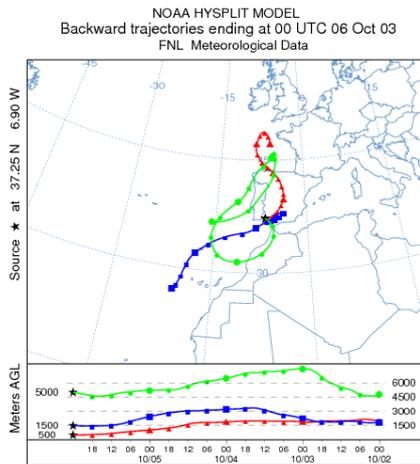
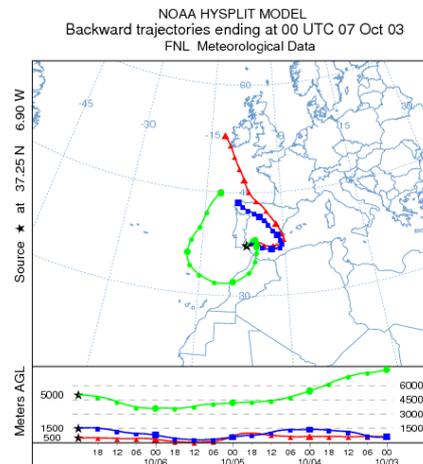


Figura 5.30 Sondeos termodinámicos verticales para la estación de Gibraltar (LXGB).

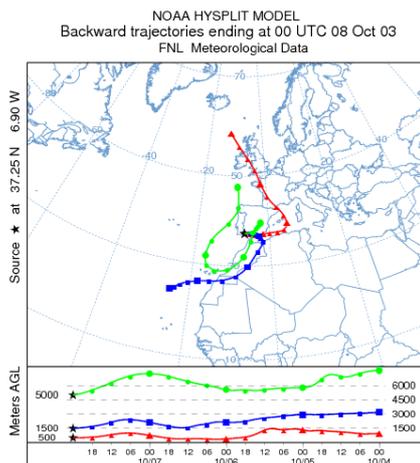
a) 2003/10/06; 00:00 UTC



b) 2003/10/07; 00:00 UTC



c) 2003/10/08; 00:00 UTC



d) 2003/10/09; 00:00 UTC

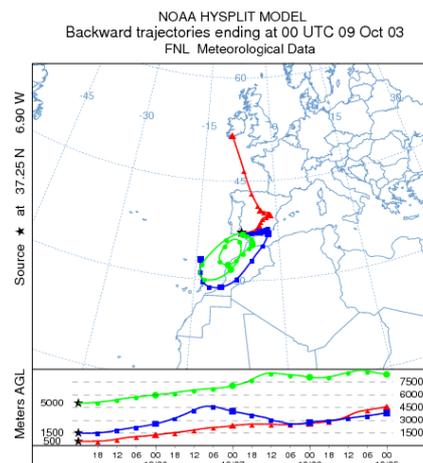


Figura 5.31 Retro-trayectorias cinemáticas a 96 h con destino en la estación de Huelva a tres alturas sobre el nivel del mar (500, 1500 y 5000 m)

b) Evolución mesoescalar y vientos en superficie

En superficie, las estaciones registran diferentes situaciones, figura 5.32. Así, de manera aproximada, en Huelva se suceden durante el episodio vientos débiles del N, entre las 00:00 y las 10:00 del primer día, con vientos que superan los 5 m/s de origen SW, el resto del tiempo. Estos vientos pueden asociarse a fenómenos de brisa mar-tierra en la costa de Huelva que se desarrollan debido a la insolación durante la mañana. El forzamiento sinóptico no es muy patente, a excepción de los vientos del N durante la noche, que sugieren una modificación de los vientos sinópticos del NE, debido a la barrera orográfica que impone la parte W de Sierra Morena.

En Sevilla, los vientos en superficie, muy débiles, marcan una rotación de SW a NW durante la primera noche, para cambiar a componente E durante la mañana con velocidad entorno 3 m/s. Estos vientos entran en competencia con las masas que penetran por la costa de Málaga y los canales intrabéticos y a partir de las primeras horas de la tarde se registra una rotación progresiva de los vientos desde el E hasta el S. A partir de aquí, los vientos en superficies son del N muy débiles durante la tarde – noche. Durante el día, los vientos son débiles, marcan dirección E la primera tarde, SW la segunda y S y la tercera. Esta situación en superficie muestra que Sevilla se encuentra en una zona de competencia de masas débiles.

Andújar por su parte registra vientos muy débiles, del SE los dos primeros días y del SW los dos últimos. La escasez de datos no permite comentar nada más sobre esta estación en este caso concreto.

Tarifa muestra de manera clara la influencia de las masas del E. Así, la primera noche se registran vientos débiles que giran 270° desde el N hasta el E, para mantener esta dirección con velocidades entorno a 7.5 m s^{-1} una vez se ha establecido el viento dominante. El cambio en el origen de los vientos en superficie durante la primera noche se debe a la competencia entre masas advectadas desde el W y las propias del E. La influencia sinóptica favorece la penetración de las masas del E que consiguen dominar la situación. Sin embargo, la competencia entre masas junto con el efecto embudo ejercido en superficie por el estrecho de Gibraltar genera una diferencia de presión en la zona que se resuelve con la generación de un vórtice que se encarga de liberar energía, aumentando la rotación de las masas de aire de la zona.

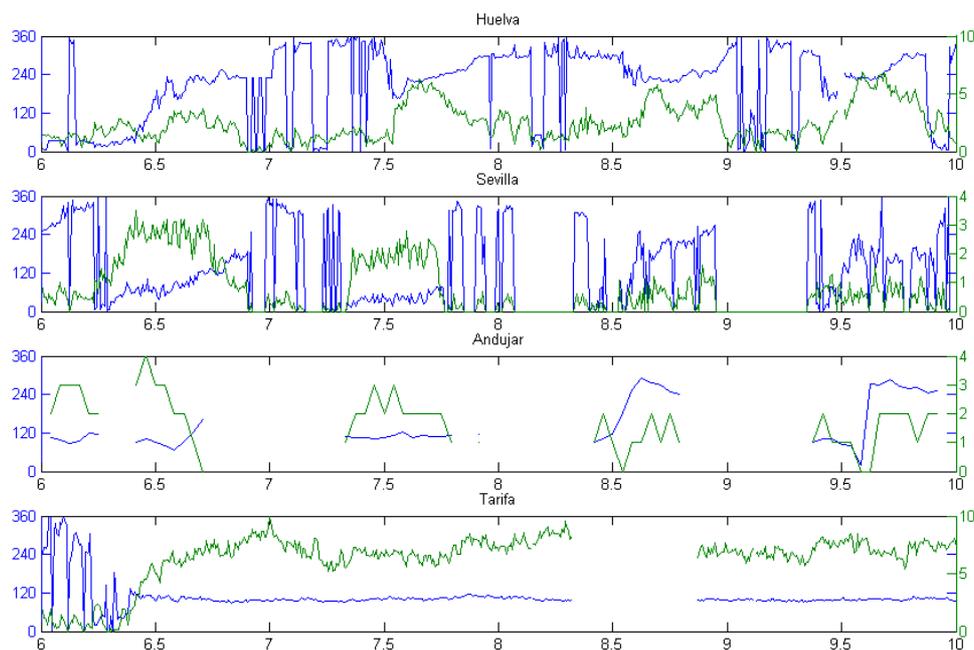
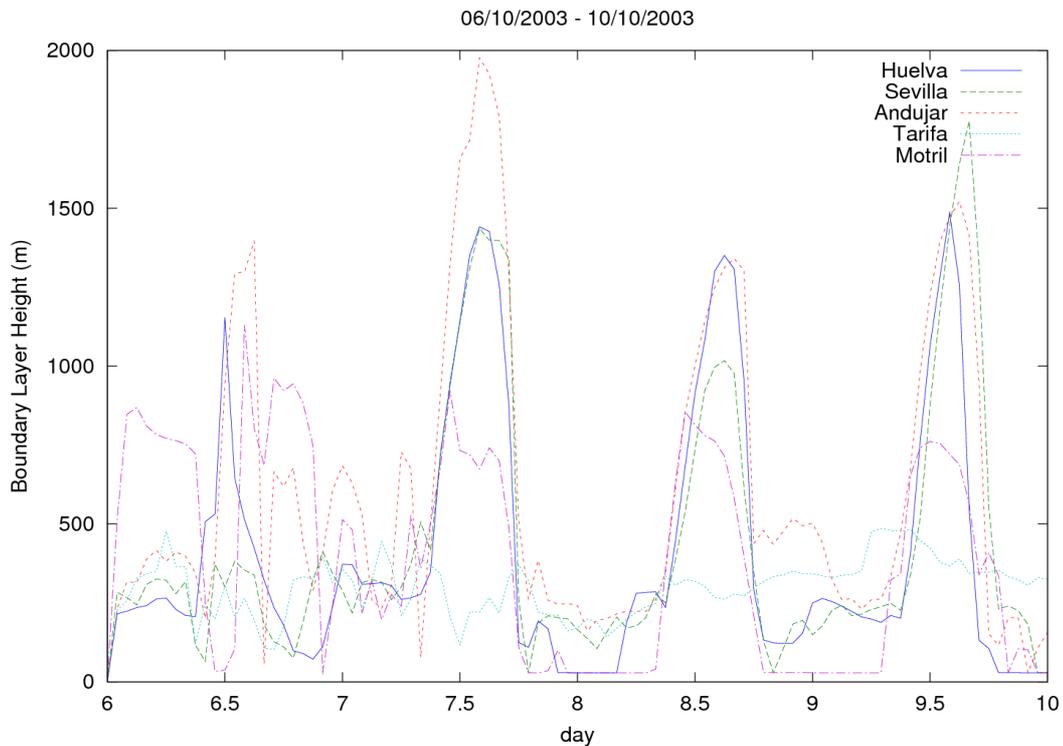


Figura 5.32 Evolución de la dirección (Eje izquierdo) y velocidad (Eje derecho, m s^{-1}) del viento en superficie registrado en las estaciones durante el evento en estudio.

La competencia de las masas de aire se deja notar en la evolución de la capa de mezcla, la cual muestra fluctuaciones importantes durante el primer día (figura 5.33, arriba) Tarifa presenta alturas entre 100 y 500 m durante todo el episodio, mostrando una evolución de menor a mayor altura a partir del segundo día. Por su parte, Motril muestra alturas entorno a los 800 m durante el día, y muy bajas durante la noche. El cambio de frentes se deja notar en la altura de la capa registrada durante la noche del primer día, la cual es inusualmente elevada para ser capa nocturna. Esto indica la presencia de masas de aire marítimas cálidas que elevan la capa superficial. Andújar muestra grandes fluctuaciones durante la primera tarde y segunda noche debido a la influencia del vórtice en el Valle. A partir de aquí, la capa muestra evolución normal, mostrando alturas entorno a los 1500 m durante el día y 250 m durante la noche. La estación de Sevilla registra durante el primer día alturas entorno a 300 m, lo que sugiere la creación de una capa durante todo el día que limita la mezcla vertical. Los días siguientes, la evolución de la capa es normal, mostrando máximos diurnos entorno a los 1500 m y mínimos nocturnos entorno a 100 m. La estación de Huelva muestra durante el primer día un descenso rápido de la altura de la capa de mezcla, debido a la influencia de las masas que se establecen en el Valle. Como Sevilla y Andújar, la evolución de los días restantes muestra un patrón normal con máximos durante el día de 1500 m y mínimos nocturnos inferiores a los 250 m.

La concentración de vapor de agua es prácticamente idéntica durante todo el episodio en Huelva y Sevilla (figura 5.33, abajo) Durante la tarde de los dos primeros días, la incursión de masas húmedas refleja un aumento en el contenido de vapor de agua en las estaciones. A

partir del tercer día, la concentración de vapor de agua disminuye de manera notable en estas estaciones. Andújar es la estación que menos humedad presenta. Muestra una tendencia al alza durante los dos primeros días, disminuyendo de igual forma que las anteriores a partir del tercer día. Motril muestra durante todo el evento fluctuaciones diarias con máximos durante la tarde y mínimos nocturnos; sin embargo, la primera tarde muestra una disminución de concentración a media tarde debida, de manera probable, a la influencia del vórtice generado en el estrecho. Por su parte, Tarifa muestra una elevada concentración de vapor de agua durante todo el evento, mostrando de manera clara la influencia de las masas marítimas sobre la estación. Desde las 12:00 del día 6 hasta las 12:00 del día 7, Tarifa muestra una disminución en la concentración de vapor de agua registrada debido a que el vórtice advecta aire de origen terrestre hacia la estación, concretamente, aire de la cuenca del Guadalquivir.



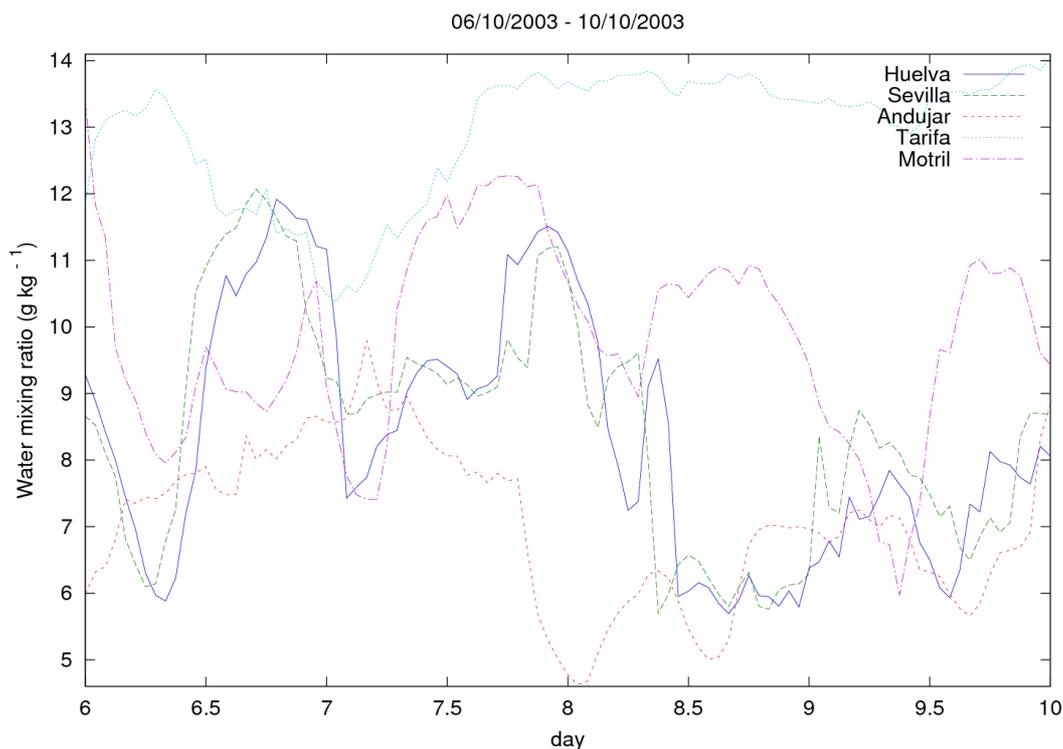


Figura 5.33 Evolución de las variables meteorológicas mas representativas durante el evento en estudio obtenidas mediante simulación.

Tras la primera noche, el Valle se ha cargado de humedad debido a que los vientos por encima de 960 hPa fluyen desde el S. En superficie, los vientos barren el dominio desde el NE, mostrando un gran desacople respecto de la capa superior, figura 5.34.

Los vientos en superficie muestran intensidad débil, canalizados a través del Valle. Se observa cómo las cordilleras que flanquean el Valle ejercen un forzamiento orográfico importante que modifica las direcciones de los vientos de manera que la mayor parte del viento es conducido por el exterior, bordeando las cordilleras. A su vez, los canales intrabéticos permiten la penetración del viento que bordea la costa mediterránea hacia el interior del Valle. En el estrecho, las costas de ambos continentes ejercen un efecto embudo que opone ligera resistencia al paso de los vientos y aumenta la vorticidad de las masas de aire en la zona.

A media altura, una masa con vientos opuestos empieza a penetrar desde el E, dejando ver su influencia en el cambio de dirección de los vientos y la reducción de intensidad. A su vez, los movimientos verticales en superficie son débiles y con poca profundidad vertical, a excepción de las laderas enfrentadas a los vientos, donde el forzamiento orográfico ejerce su influencia en la ascensión y descenso de las masas. Por su parte, la masa que penetra desde el E presenta cierta componente descendente, fundamentalmente en la frontera.

El día 7, a las 18:00, el Valle del Guadalquivir permanece bajo el amparo de las cordilleras que lo flanquean y apantallan los vientos superficiales, figura 5.35. Esta situación genera una ligera

depresión en el interior la Cuenca que provoca la advección de masas a través de los canales intrabéticos. A su vez, la costa de Huelva permanece bajo la influencia de la brisa costera, la cual se opone a la salida de los vientos del interior del Valle. Esta interacción da lugar a un campo de vientos en superficie débil, con direcciones poco definidas.

Debido al cambio en la dirección de los vientos en altura, que ahora proceden del NE, al N del Valle comienzan a penetrar débilmente masas de aire secas de origen continental que sustituyen al aire húmedo superficial. Además, se desarrollan movimientos verticales a lo largo del Valle hasta una altura entorno a los 810 hPa, lo que permite el mezclado de la capa inferior, además del contacto de las masas de aire superficiales con las masas secas que fluyen sobre estas. La situación “desordenada” de la parte W del Valle se reproduce hasta los 810 hPa, poniendo de manifiesto la interacción entre masas de la costa mediterránea canalizadas a través de los canales intrabéticos, la brisa de la costa de Huelva y las masas de aire de componente NE que fluyen en altura.

A media altura, la atmósfera presenta una ligera componente descendente entre los niveles de 710 hPa y 400 hPa. Esta capa se apoya sobre la capa superficial, generando una frontera entre los 810 y 710 hPa, con escaso desarrollo de movimientos verticales.

El día 9, a las 8:00 UTC, el Valle ha reducido su humedad bastante debido a los vientos N en altura que han permanecido hasta ahora. Los vientos en superficie son muy débiles, recorriendo el Valle hasta la Costa de Huelva, figura 5.36.

Los canales intrabéticos siguen advectando aire al interior del Valle, que compiten en superficie con los vientos que bajan del Valle, provocando el estancamiento de las masas de aire en la parte superior del mismo. Además, la mayor parte de este viento busca la salida del Valle hacia el W y fluye sobre la capa más superficial. Esto se aprecia en la sección vertical del Valle, en la cual aparece la parte W cubierta de una capa con vientos procedentes del SW que se apoya sobre la capa más superficial y se desarrolla hasta los 800 hPa. La parte E del Valle está confinada entre las cordilleras y los vientos que penetran desde la costa mediterránea, generando el estancamiento comentado.

En superficie, los movimientos verticales son débiles y de escaso desarrollo vertical, lo cual indica que la capa superficial permanece poco mezclada. En altura, los movimientos verticales son débiles y poseen una relativa continuidad.

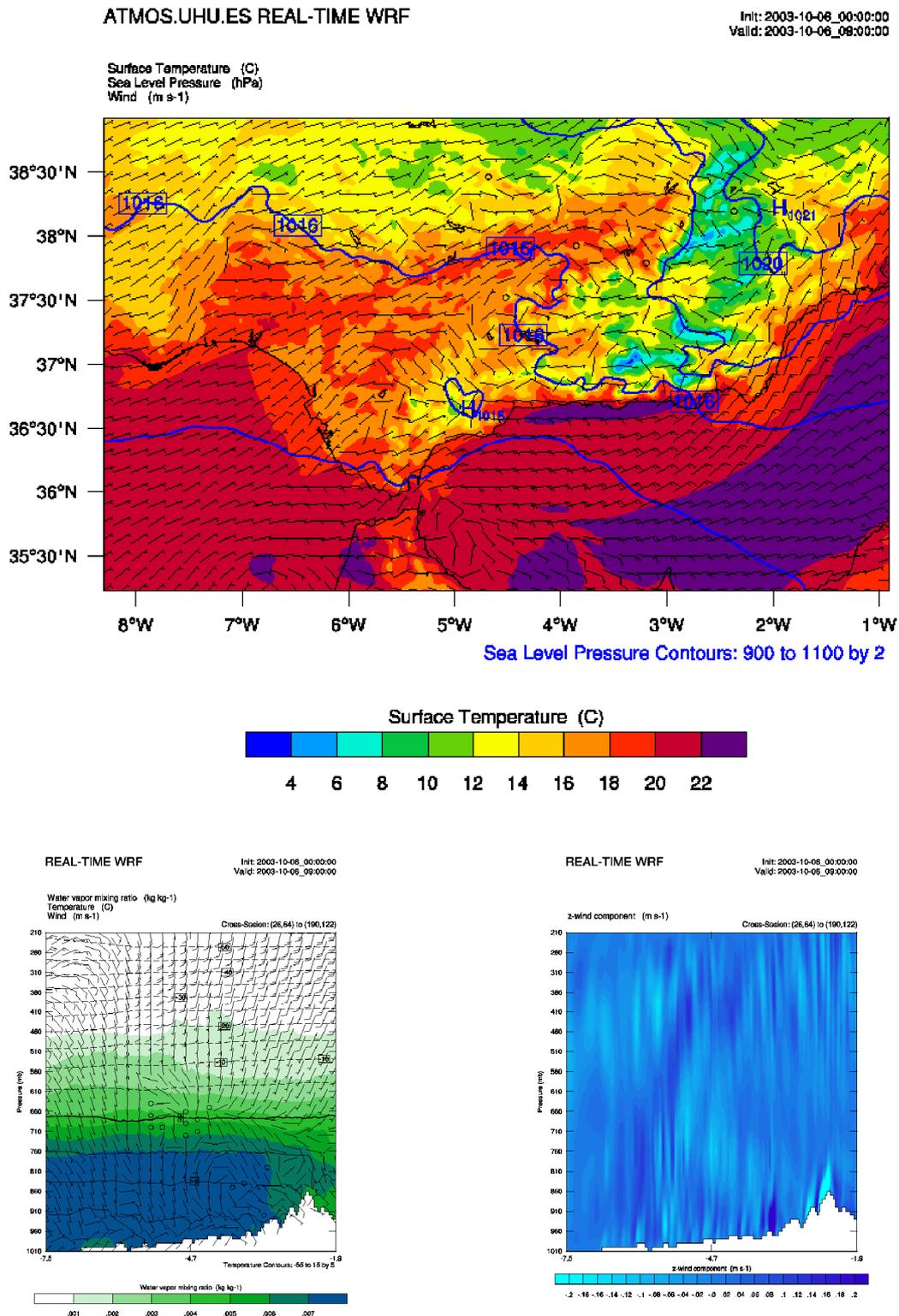


Figura 5.34 Arriba: Temperatura, presión y campo de viento en superficie. Abajo: Secciones verticales a lo largo del Valle del Guadalquivir con inicio en (36.99 N, 7.51 W) y fin en (38.57 N, 1.86 W). Izquierda: Concentración de vapor de agua, temperatura y vientos horizontales. Derecha: Velocidad vertical de los vientos

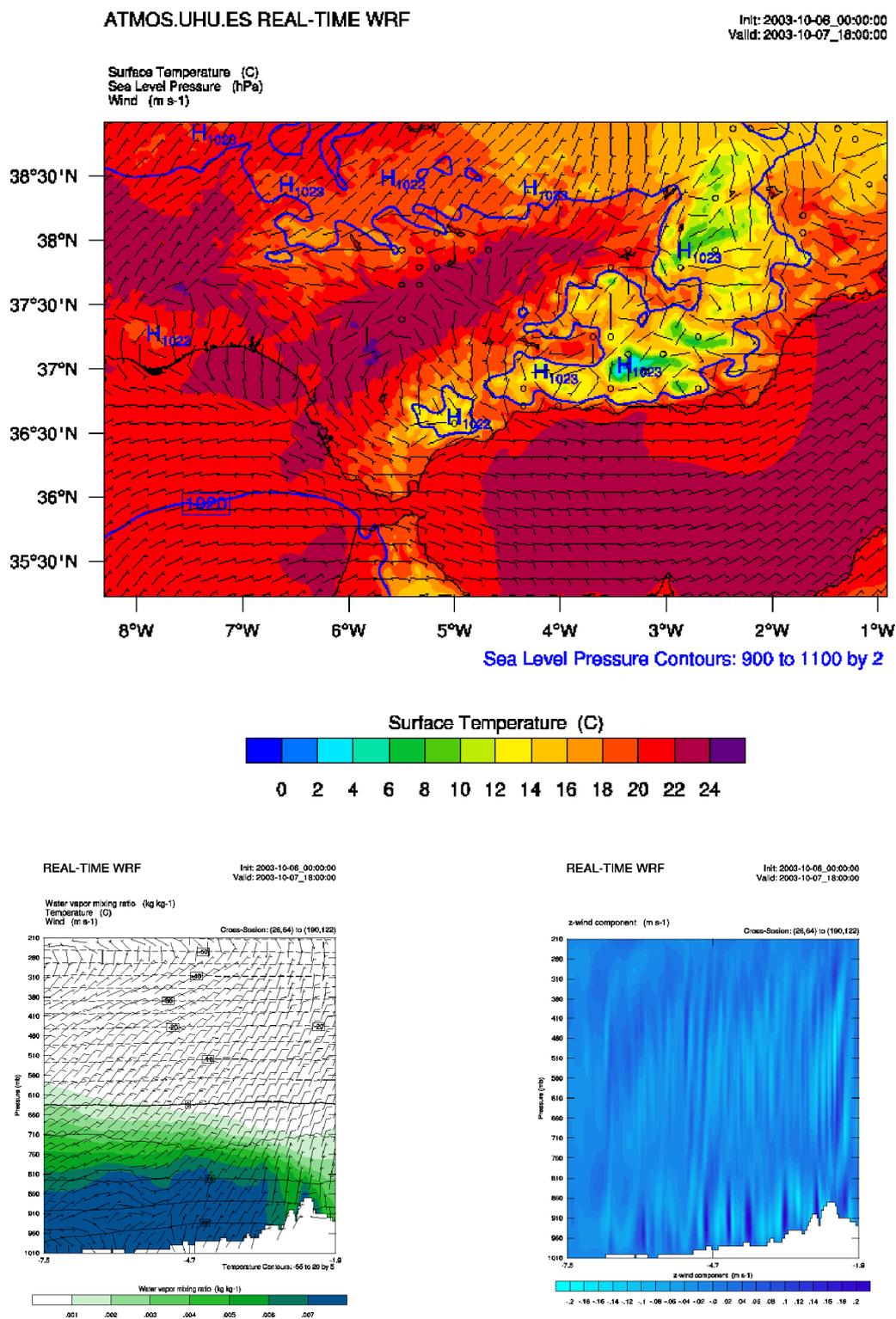


Figura 5.35 Arriba: Temperatura, presión y campo de viento en superficie. Abajo: Secciones verticales a lo largo del Valle del Guadalquivir con inicio en (36.99 N, 7.51 W) y fin en (38.57 N, 1.86 W). Izquierda: Concentración de vapor de agua, temperatura y vientos horizontales. Derecha: Velocidad vertical de los vientos

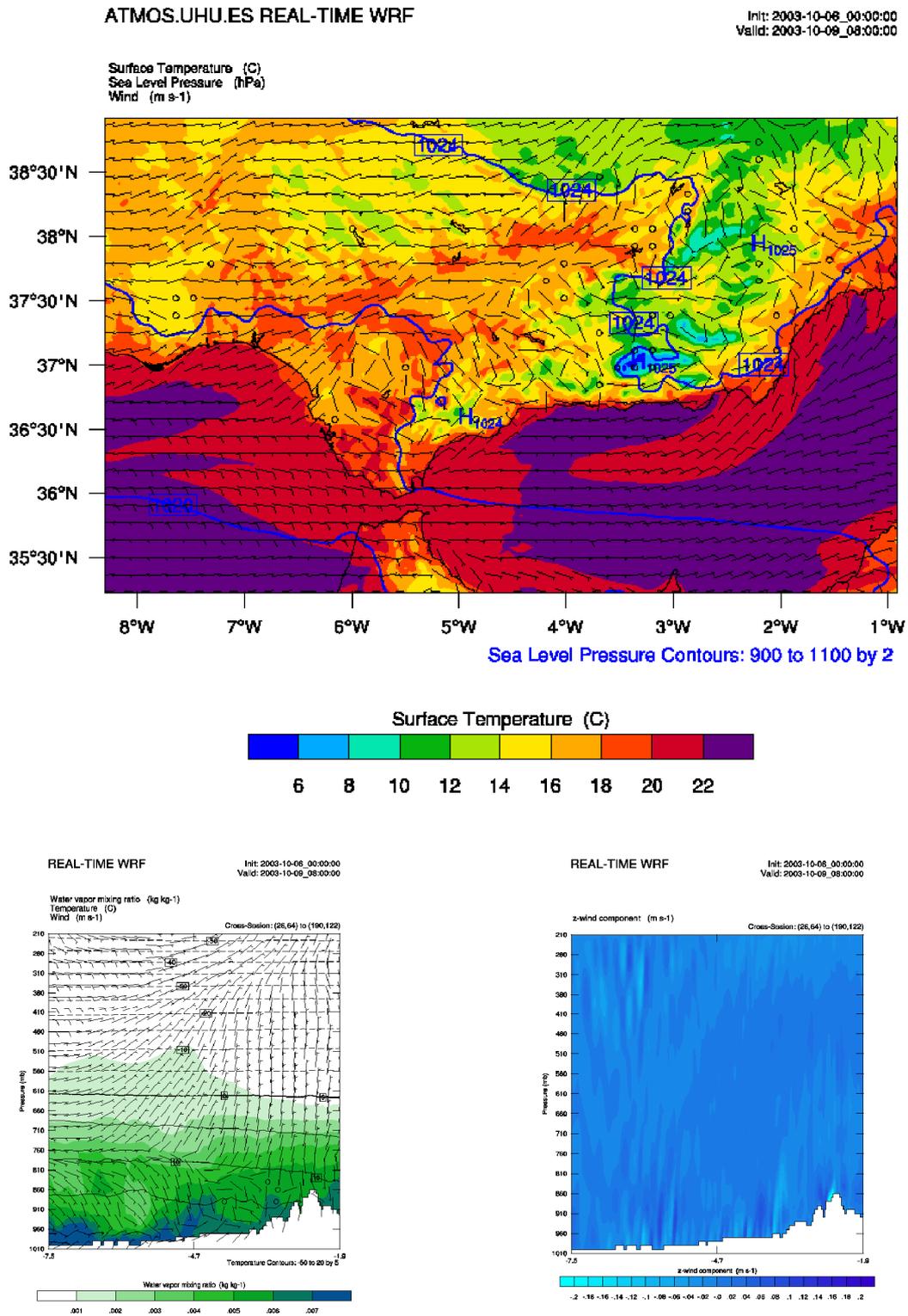


Figura 5.36 Arriba: Temperatura, presión y campo de viento en superficie. Abajo: Secciones verticales a lo largo del Valle del Guadalquivir con inicio en (36.99 N, 7.51 W) y fin en (38.57 N, 1.86 W). Izquierda: Concentración de vapor de agua, temperatura y vientos horizontales. Derecha: Velocidad vertical de los vientos

c) Evolución de la concentración de radón en superficie

Los valores medios registrados en las estaciones muestran valores dispares, tabla 5.7. Así, Huelva y Andújar muestran valores entorno a 19 Bq m^{-3} , mientras que Tarifa y Motril rondan los 2 Bq m^{-3} . Por su parte, Sevilla presenta un valor medio de 8.5 Bq m^{-3} . La SD para Huelva y Sevilla es similar ($7 - 8 \text{ Bq m}^{-3}$), siendo mucho mayor en Andújar (19 Bq m^{-3}). El máximo corresponde con 76.5 Bq m^{-3} en Andújar, siendo 3 veces superior al de Huelva (35 Bq m^{-3}), la cual supera a Sevilla en 10 Bq m^{-3} . Por su parte, Tarifa registra un máximo entorno a 7.7 Bq m^{-3} , superior a Motril en 1.5 Bq m^{-3} . Hay que tener en cuenta que, durante este evento, la estación de Motril ofrece tan solo un 25 % de los datos del periodo y los estadísticos de la misma no son representativos.

Tabla 5.7 Principales estadísticos para las series temporales de cada estación para el periodo en estudio

	Huelva	Sevilla	Andújar	Tarifa	Motril
Media	18.51	8.48	19.41	2.07	1.97
SD	8.33	6.46	19.28	1.88	1.31
Máximo	35.48	24.05	76.50	7.72	6.28
Q95	31.57	21.95	63.70	6.63	4.18
Mínimo	3.91	2.01	0.39	0.13	0.45

Durante el episodio, los coeficientes de correlación lineal de las estaciones muestran una situación interesante, tabla 5.8. De esta manera, Huelva muestra la máxima correlación con Tarifa, además de una ligera correlación positiva con Sevilla; sin embargo, la correlación mostrada con Andújar es inversa por lo que es indicativo de evoluciones opuestas en ambos extremos de la Cuenca del Guadalquivir. Por su parte, Tarifa muestra una correlación inversa a Sevilla y Andújar y positiva con Huelva. Andújar muestra una elevada correlación positiva con Sevilla. Con las otras estaciones, la correlación es inversa. Sevilla muestra correlación positiva con Huelva y Andújar y negativa con Tarifa. Esta combinación de correlaciones es una manifestación de los fenómenos de transporte interno a través de la cuenca que establecen a Sevilla como zona de paso y competencia entre masas superficiales.

Tabla 5.8 Matriz de correlación lineal entre estaciones para el periodo

	Huelva	Sevilla	Andújar	Tarifa	Motril
Huelva	1	0.14	-0.19	0.37	---
Sevilla	0.14	1	0.76	-0.15	---
Andújar	-0.19	0.76	1	-0.34	---
Tarifa	0.37	-0.15	-0.34	1	---
Motril	---	---	---	---	---

La evolución de la concentración de radón en la diferentes estaciones revela un comportamiento de bajo forzamiento, ya que las oscilaciones se reproducen de manera similar, figura 5.37. Así Huelva presenta máximos nocturnos por encima de 30 Bq m^{-3} y mínimos durante el día entorno a los 12 Bq m^{-3} . El día 8, la estación de Huelva registra el máximo pasadas las 12:00 debido a la incursión de vientos NNW que proceden del interior y presentan niveles relativamente elevados de radón. Sevilla muestra un patrón de acumulación nocturna similar, pero con valores mínimos por debajo de 5 Bq m^{-3} y máximos por encima de 20 Bq m^{-3} Andújar presenta oscilaciones entre 5 y 45 Bq m^{-3} las noche 7 y 8 para alcanzar el máximo de 76 Bq m^{-3} la noche del día 9. Por su parte, Tarifa solo muestra acumulación evidente la noche del 6, donde se alcanzan los 8 Bq m^{-3} , para evolucionar a niveles típicos, entorno a 2 Bq m^{-3} , a medida que evoluciona el episodio.

En líneas generales, es interesante notar los elevados valores de los mínimos diurnos en Huelva, que contrastan con el resto de estaciones. Esto se debe al fenómeno de brisa costera que, aunque débilmente, se desarrolla en la Costa de la Luz. Así, la brisa costera: a) impide el desalojo de las masas de aire del interior del Valle, las cuales se acumularán por estancamiento, b) influencia que la capa de mezcla esté más baja, y c) advecta radón desde la balsa de fosfoyeso hacia la ciudad.

A su vez, se observa que la amplitud de oscilación es similar en Huelva y Sevilla, siendo mucho mayor en Andújar. Además, llama la atención la elevada concentración alcanzada en Andújar la noche del 9 debida de manera probable al fenómeno de estancamiento de masas que ocurre, de manera severa, durante la noche del 8 al 9.

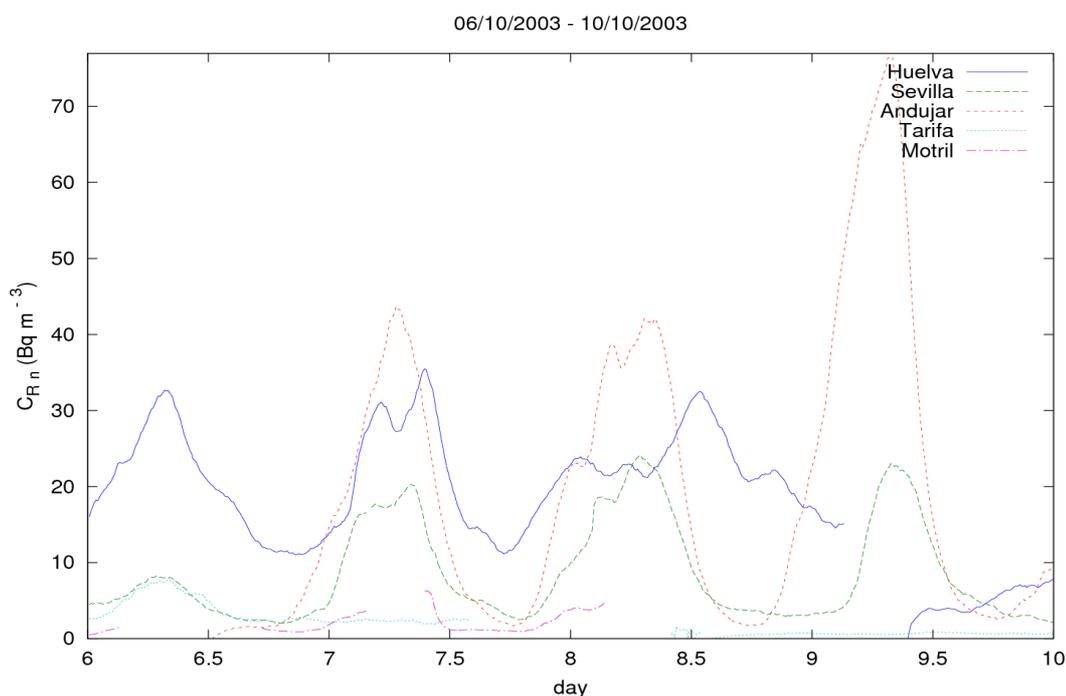


Figura 5.37 Evolución de la concentración de Rn (Bq m^{-3}) en superficie durante el evento en estudio.

d) Simulación de la dispersión de radón desde una fuente local

La contribución de la balsa de fosfoyeso a la concentración de radón de las diferentes estaciones se muestra en la figura 5.38. Como puede apreciarse, la única estación que registra una contribución continua es Huelva, mostrando fluctuaciones típicas diarias que no superan los 6 Bq m^{-3} en ningún caso y se mantienen por debajo de 1 Bq m^{-3} la mayor parte del tiempo. La hora de los máximos coincide con los registrados en las medidas por lo que puede asociarse a la acumulación durante la noche. Por su parte, el resto de estaciones no registran en ningún caso la influencia de la balsa. De manera clara, los vientos en superficie se encargan de no distribuir hacia el W la concentración de radón.

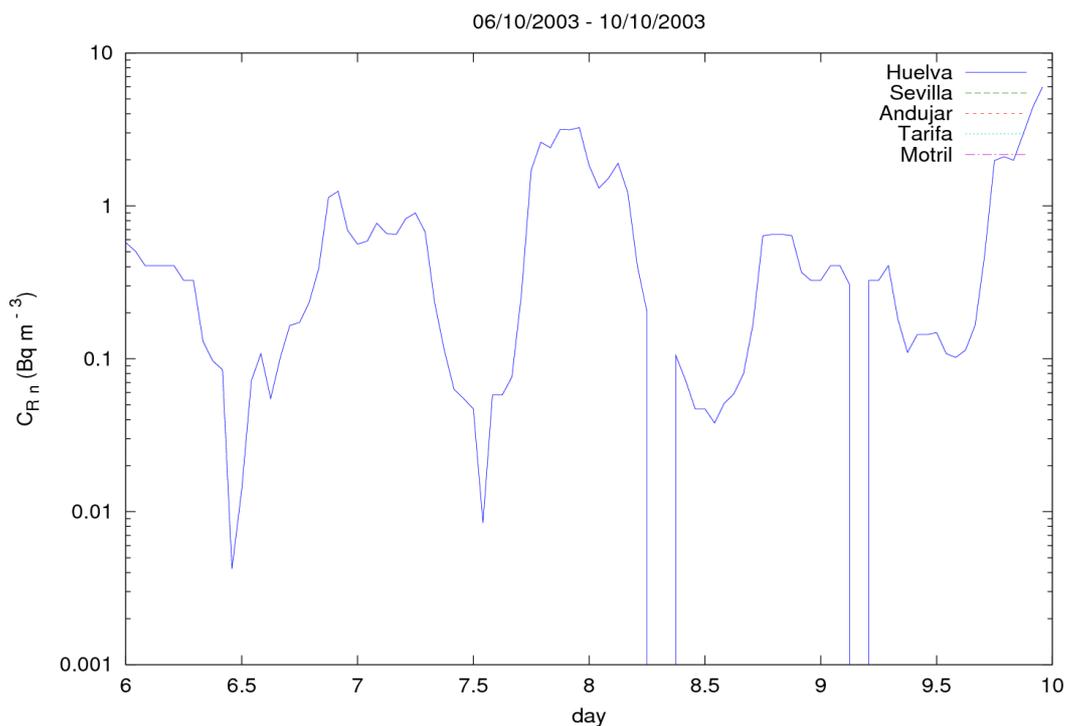
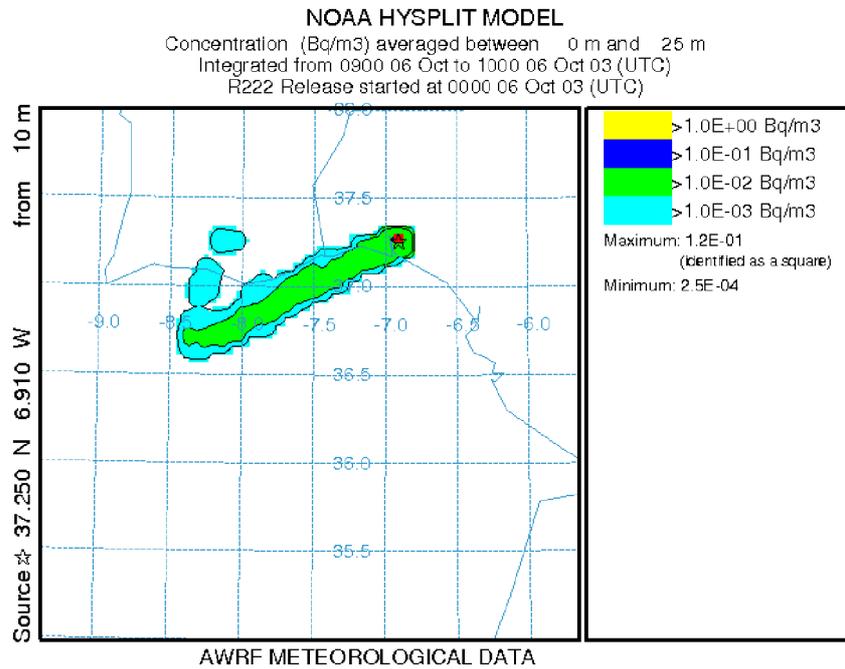


Figura 5.38 Evolución de la concentración de Rn ($Bq\ m^{-3}$) en superficie simulada para una fuente local.

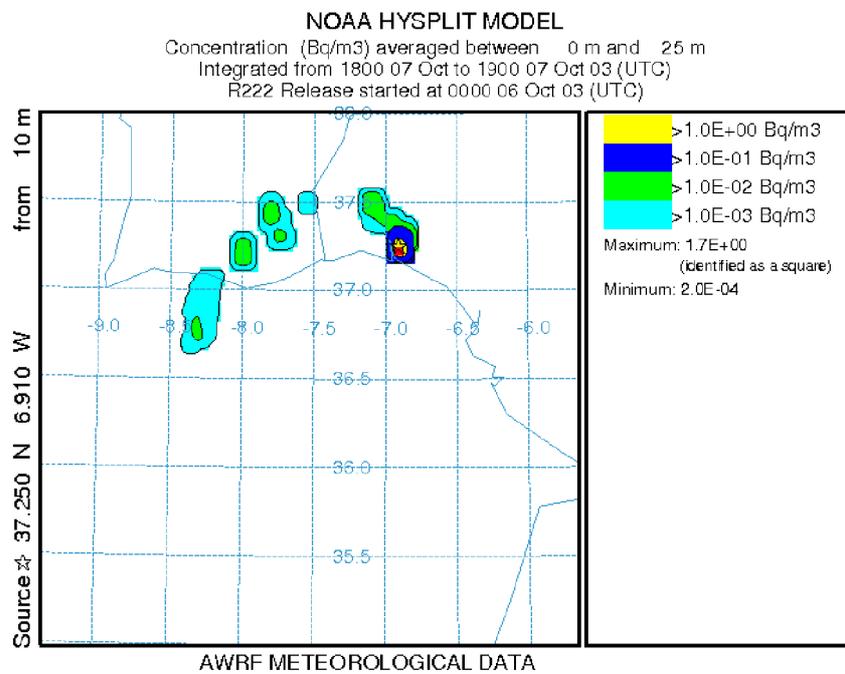
Como se observa en la figura 5.39, la pluma de radón se distribuye durante la noche y primeras horas de la mañana de manera poco dispersiva siguiendo la dirección principal del Valle, en sentido al Océano. La activación de la brisa genera una advección horizontal hacia el interior del Valle, así como un desplazamiento lateral de la pluma inicial hacia el N. El fenómeno de competencia de masas de aire hace que la concentración de radón no se disperse y muestre poco alcance hacia el interior.

En general, la situación es similar durante el episodio, mostrando una pluma similar hacia el océano durante las noches y primeras horas de la mañana, y una pluma durante la tarde que muestra la influencia de la brisa sobre la costa de Huelva.

A modo de resumen, cabe destacar que los vientos superficiales existentes durante todo el evento procedentes del NE son apantallados y canalizados por el exterior del Valle del Guadalquivir, generando una depresión en el interior que permite la advección hacia el interior a través de los canales intrabéticos. El escaso viento que supera las cordilleras se canaliza Valle abajo encontrando la competencia de los vientos intrabéticos además de, durante las tardes, la brisa costera que se desarrolla en la Costa de Luz que bloquea la salida del Valle. Esto provoca un efecto de estancamiento de masas de aire en el interior del Valle, el cual se va cargando del radón exhalado por el propio Valle y propicia acumulaciones nocturnas más severas.



a) 2003/10/06, 10:00 (UTC)



a) 2003/10/07, 19:00 (UTC)

Figura 5.39 Pluma de Radón en superficie (< 25 m)

4. Conclusiones

A lo largo de este capítulo se han presentado diferentes situaciones meteorológicas interesantes con el objetivo de dilucidar la influencia del marco sinóptico sobre los procesos mesoescales desarrollados sobre Andalucía y, con especial énfasis, sobre la evolución de la concentración de radón en las diferentes estaciones seleccionadas y se ha evaluado la dimensión, tanto espacial como en magnitud, de la afección de la balsa de fosfoyeso sobre Huelva y el suroeste peninsular en cada uno de los episodios.

De esta manera, el estudio de los episodios puntuales de radón se ha llevado a cabo mediante: 1) la descripción del marco meteorológico (distribución y evolución de los centros de acción, evolución de la estructura vertical de la atmósfera, condiciones de estabilidad, evolución de los vientos en las estaciones concretas y simulaciones de alta resolución), 2) la caracterización de las concentraciones de radón en superficie en las cinco estaciones andaluzas y su relación con el marco meteorológico específico (estadísticos, correlaciones y evolución temporal) y 3) la simulación de la dispersión de radón desde una fuente local antropogénica puntual situada en Huelva y el estudio de la evolución de la pluma en el escenario concreto.

Las simulaciones meteorológicas de alta resolución se han empleado para estudiar la evolución temporal y espacial de los campos de vientos, presión y temperatura en superficie, además de la altura de la capa de mezcla y la concentración de vapor de agua para las 5 localizaciones correspondientes a las estaciones de la REA. Por otro lado, los campos meteorológicos de alta resolución simulados se han empleado en la simulación de la dispersión de radón desde una fuente local, balsas de fosfoyeso, situada en las proximidades de la ciudad de Huelva con idea de estudiar la evolución de la pluma de radón durante los episodios.

A fin de optimizar los tiempos de cálculo en las simulaciones realizadas en este trabajo, se han empleado cuatro plataformas hardware diferentes y se ha evaluado su rendimiento. En general, el tiempo de cálculo empleado por cada plataforma es menor al periodo de tiempo simulado. Sin embargo, las características de los procesadores empleados se dejan notar de manera severa. El aumento de procesadores empleados en el cálculo no representa un aumento sustancial de la velocidad de cálculo en los sistemas de memoria distribuida debido a la velocidad de comunicación entre máquinas.

El primer episodio analizado, niveles bajos de radón, corresponde con una situación de gran forzamiento sinóptico donde los centros de convección o subsidencia se encuentran bordeando a la PI y, así, ésta será una zona de paso donde los vientos horizontales serán los dominantes. La atmósfera se mantiene estable en general, pero en capas bajas la inestabilidad tiende a aumentar a lo largo del episodio. Además, los vientos que se reciben en Huelva proceden del NW, circulando sobre el océano durante todo su recorrido. El gran acoplamiento que sufre la atmósfera propicia una situación de pocas pérdidas por cizalla y escasa competencia entre masas de aire que favorecen el desplazamiento rápido de las masas de aire y generan un gran forzamiento sinóptico en superficie.

En Huelva, el efecto de la brisa se deja notar modificando los vientos NW que llegan a Huelva de manera regular durante los cuatro días. De esta manera, se observan vientos en superficie procedentes del SW durante las primeras horas de la tarde. A su vez, la velocidad del viento en esta estación refleja que la brisa empieza a tener suficiente fuerza para competir con los vientos sinópticos a partir de las 12:00 UTC.

En general, la evolución de la altura de la capa de mezcla es semejante para todas las estaciones, a excepción de Tarifa, que muestra una capa de mezcla marítima permanente. En Huelva y Motril, la constitución de la baja térmica debida a la irradiación solar del terreno eleva la capa de mezcla durante la mañana. A su vez, el efecto de la brisa procedente del mar que comienza a entrar a primera hora de la tarde disminuye la altura de la capa.

Por la mañana, el calentamiento de la superficie terrestre de la parte Oeste del Valle empieza a ser importante y genera una baja térmica que modifica la dirección de los vientos en superficie activando la brisa mar-tierra. A su vez, estos vientos mar-tierra, conducidos por la baja térmica, advectan masas de aire marítimas muy húmedas que comienzan a penetrar en el Valle. A lo largo del día, los vientos a lo largo del Valle se van intensificando y la masa de aire marítima que penetró por la costa onubense viaja Valle arriba. La cordillera Penibética es fundamental en la canalización de los vientos hacia arriba; sin embargo, la presencia de un paso en superficie entre la parte Este y Oeste de esta cordillera habilita un canal de comunicación de masas de aire que permite que parte del viento que recorre el Valle se escape hacia el Mediterráneo. A las 20:00, la brisa costera de Huelva que activa el mecanismo de transporte Valle arriba se ha destruido y los vientos en la costa de Huelva vuelven a ser del NW, bloqueando la entrada de masas húmedas al interior. La Sierra Este de Jaén supone una barrera orográfica que no permite el acceso fácil de las masas de aire desde el interior del Valle hacia el Este por lo que estas masas se mantienen confinadas. A medida que anochece, la dirección NW se recupera costa adentro, afectando unos 250 – 300 km. Los canales béticos siguen permitiendo la comunicación de masas de aire, estableciendo un viento a través de ellos que flanquea por el Oeste a la masa de aire húmeda que permanece en la parte norte del Valle. A su vez, la Sierra de Cádiz sigue modificando los vientos superficiales, propiciando que la parte SE de la Depresión Bética registre vientos Valle arriba. Entre los canales intrabéticos y la Sierra de Jaén, la masa de aire húmedo ha quedado confinada. La ausencia de aporte de masas de aire marítimo, unido con la situación de estancamiento parcial de esta masa de aire provoca que se vaya secando progresivamente. De manera similar, durante los días 18 a 21 se repite el ciclo de encajonamiento descrito debido a la persistencia del forzamiento sinóptico en altura.

En general, la concentración de radón registrada durante el evento es baja en todas las estaciones y siguen la misma tendencia general para el episodio. Durante el avance de la brisa, las masas de aire de Huelva se ponen en contacto con las masas de aire sevillanas, las cuales se transportan hacia el interior del Valle, hacia Andújar, y hacia la costa mediterránea, hacia Motril. Además, los vientos del estrecho ponen en contacto las masas de Tarifa con las de Motril, así como la destrucción de la brisa durante la tarde-noche implica el transporte desde Huelva y, predominantemente, Sevilla hacia Tarifa. Todas las estaciones muestran valores

bajos, con fluctuaciones diarias típicas poco marcadas. Huelva y Sevilla presentan las mayores fluctuaciones, con máximos nocturnos más elevados, de la misma magnitud. El aporte continuo, tanto en capas medias como en superficie, de masas de aire oceánicas supone una renovación continua del aire del interior del Valle. De esta manera, las masas de aire con bajo radón procedentes de la costa barren el Valle durante la tarde. A su vez, la presencia de esta masa durante la noche en el interior del Valle implica que la capa de mezcla siga una dinámica más lenta, manteniendo una altitud relativamente elevada durante la noche y propiciando una acumulación de radón débil.

En cuanto a la balsa de fosfoyeso, la única estación que registra una contribución continua es Huelva, mostrando fluctuaciones típicas diarias que no superan los 2 Bq m^{-3} en ningún caso. La hora de los máximos coincide con los registrados en las medidas por lo que puede asociarse a la acumulación durante la noche. Por su parte, Sevilla, Tarifa y Motril registran de manera insignificante la influencia de la balsa en periodos discretos, cortos, que coinciden con los fenómenos de transporte de masas de aire comentados.

La pluma de radón se distribuye en primera instancia paralela a la costa. La activación de la brisa genera una advección horizontal hacia el interior del Valle, así como un desplazamiento lateral de la pluma inicial hacia el W, en dirección al estrecho. Durante la tarde, el radón se transporta Valle arriba y a través de los canales intrabéticos. La dispersión y mezcla de radón hace que en Andújar no se detecte la influencia de la balsa.

A modo de resumen, cabe destacar que el gran forzamiento sinóptico presente durante el evento, junto con la orografía particular del Valle del Guadalquivir, propician una situación regional característica. De esta manera, durante la tarde, el aire del interior del Valle se renueva gracias al aporte de las masas de aire oceánicas advectadas desde la costa de Huelva. A su vez, el confinamiento del aire húmedo en el interior del Valle durante la noche propicia una situación de inestabilidad débil que mantiene la capa de mezcla ligeramente elevada. Este ciclo mantiene la concentración de radón baja durante el día y una acumulación nocturna débil. Además, mantiene en contacto las masas de aire del interior del Valle con las masas de aire de la costa mediterránea.

En el segundo episodio, niveles medios de radón, se ha mostrado un situación de competencia de células y frentes que mantiene a la PI ligeramente aislada de masas de aire externas. Además, el escaso gradiente isobárico indica poco forzamiento sinóptico horizontal, por lo que los vientos en superficies tenderán a ser débiles. La capa más superficial comienza el episodio aislada de las capas superiores. A medida que la subsidencia va secando la atmósfera, la inversión se refuerza, manteniendo esta capa en condiciones de inestabilidad potencial. Las retrotrayectorias muestran una clara influencia ciclónica en sus recorridos.

Las estaciones reflejan el marco sinóptico existente en la zona; los vientos en superficies son débiles, con dirección variable a medida que la situación evoluciona. El paso de la baja mantiene a toda Andalucía bajo los efectos de la misma. De esta manera, los vientos en superficie, débiles, proceden del N y muestran ligeras perturbaciones provocadas por la orografía. La parte N del Valle, presenta vientos muy débiles, casi en reposo, debido a que las

cordilleras se oponen al viento. A su vez, frente a la costa de Motril se aprecia como la cordillera Penibética genera una depresión tras de sí que aumenta la vorticidad de la zona. De manera clara, dos vórtices girando en sentido opuesto advectan aire hacia la costa.

El escaso gradiente de geopotencial que permanece de costa a costa propicia que el forzamiento, y por ende los vientos, sean de escasa intensidad. En la costa onubense se ha desarrollado una brisa que influye sobre los vientos de la zona, modificando las direcciones. Sin embargo, la escasa insolación del periodo no confiere suficiente energía a la brisa como para desarrollarse por completo. El Valle al completo se encuentra en una situación de vientos muy débiles poco definidos, conducidos por las características de cada zona concreta.

En general, todas las estaciones muestra una evolución similar, el paso de la baja mantiene el aire bien mezclado debido a la convección inducida por la misma. Sin embargo, un aumento en la afección de la brisa sobre Huelva puede deberse a los cambios de dirección provocados por la brisa local que se desarrolla en la zona.

En general, la pluma se mantiene con un espesor similar, sin apenas abrirse, mientras que es arrastrada hacia el estrecho. Por el contrario, la desaparición de los centros de acción en altura genera una situación de dispersión local, en la cual la pluma se abre y dispersa mostrando poca advección horizontal. Además, la presencia de la brisa en Huelva se aprecia en el desplazamiento hacia el interior de la pluma, la cual no penetra más de varias decenas de kilómetros.

Durante el último episodio, niveles altos de radón, se ha presentado una situación en condiciones de escaso viento vertical, además de vientos horizontales débiles y competitivos. El periodo comienza con una atmósfera casi neutra. A lo largo del día, la atmósfera se hace más inestable debido al desplazamiento desde el S de una masa de aire de origen oceánico, muy húmeda. Tras esto se vuelve a ganar estabilidad debido a la incursión en altura de un frente seco, anticiclónico, que comienza a estabilizar las capas superiores. En superficie, la capa límite se encuentra en condiciones de estabilidad neutral. Las trayectorias muestran un movimiento inconstante, exhibiendo cambios de dirección bruscos debidos a la competencia de los diferentes frentes de acción puestos en juego. En el nivel inferior las trayectorias muestran origen noratlántico, recorriendo en su camino gran parte de la superficie de la península y girando para penetrar en el Valle del Guadalquivir desde el NE el primer y último día y del E los días intermedios.

El forzamiento sinóptico de la zona no es muy elevado por lo que se desarrolla la brisa mar-tierra en la costa de Huelva debido a la insolación durante la mañana. Durante la noche, se instauran vientos del N que sugieren una modificación de los vientos sinópticos del NE, debido a la barrera orográfica que impone la parte W de Sierra Morena. Tarifa muestra de manera clara la influencia de las masas del E.

Los vientos en superficie muestran intensidad débil, canalizados a través del Valle desde el E. Se observa como las cordilleras que flanquean el Valle ejercen un forzamiento orográfico importante que modifica las direcciones de los vientos de manera que la mayor parte del

viento es conducido por el exterior, bordeando las cordilleras. A su vez, los canales intrabéticos permiten la penetración del viento que bordea la costa mediterránea hacia el interior del Valle. En el estrecho, las costas de ambos continentes ejercen un efecto embudo que opone ligera resistencia al paso de los vientos y aumenta la vorticidad de las masas de aire en la zona.

Los movimientos verticales en superficie son débiles y con poca profundidad vertical, a excepción de las laderas enfrentadas a los vientos, donde el forzamiento orográfico ejerce su influencia en la ascensión y descenso de las masas. Por su parte, la masa que penetra desde el E presenta cierta componente descendente, fundamentalmente en la frontera.

El día 7, a las 18:00, el Valle del Guadalquivir permanece bajo el amparo de las cordilleras que lo flanquean y apantallan los vientos superficiales. Esta situación genera una ligera depresión en el interior que provoca la advección de masas a través de los canales intrabéticos. A su vez, la costa de Huelva permanece bajo la influencia de la brisa costera, la cual se opone a la salida de los vientos del interior del Valle. Esta interacción provoca un campo de vientos en superficie débil, con direcciones poco definidas. El día 9, a las 8:00 UTC, el Valle ha reducido su humedad bastante debido a los vientos N en altura que han permanecido hasta ahora. Los vientos en superficie son muy débiles, recorriendo el Valle hasta la Costa de Huelva. Los canales intrabéticos siguen advectando aire al interior del Valle, que compiten en superficie con los vientos que bajan del Valle, provocando el estancamiento de las masas de aire en la parte superior del mismo. Además, la mayor parte de este viento busca la salida del Valle hacia el W y fluye sobre la capa más superficial. En superficie, los movimientos verticales son débiles y de escaso desarrollo vertical, lo cual indica que la capa superficial permanece poco mezclada.

En líneas generales, es interesante notar los elevados valores de los mínimos diarios en Huelva, que contrastan con el resto de estaciones. Esto se debe al fenómeno de brisa costera que, aunque débilmente, se desarrolla en la Costa de la Luz. Así, la brisa costera: a) impide el desalojo de las masas de aire del interior del Valle, las cuales se acumularán por estancamiento, b) influencia que la capa de mezcla esté más baja, y c) advecta radón desde la balsa de fosfoyeso hasta la ciudad de Huelva.

La única estación que registra una contribución continua debida a la balsa de fosfoyeso es Huelva, mostrando fluctuaciones típicas diarias. La hora de los máximos coincide con los registrados en las medidas por lo que puede asociarse a la acumulación durante la noche. Por su parte, el resto de estaciones no registran en ningún caso la influencia de la balsa. De manera clara, los vientos en superficie se encargan de no distribuir hacia el W la pluma de radón, la cual se distribuye durante la noche y primeras horas de la mañana de manera poco dispersiva siguiendo la dirección principal del Valle, en sentido al Océano. La activación de la brisa genera una advección horizontal hacia el interior del Valle, así como un desplazamiento lateral de la pluma inicial hacia el N. El fenómeno de competencia de masas de aire hace que la concentración de radón no se disperse y muestre poco alcance hacia el interior.

Capítulo 6

“Conclusiones”

Contenidos

1. Conclusiones
 - 1.1 Conclusión general
 - 1.2 Conclusiones específicas

2. Líneas futuras

1. Conclusiones

1.1 Conclusión general

En este trabajo se ha estudiado el comportamiento tanto de las fuentes de radón como el de su concentración en la baja atmósfera, se ha caracterizado la dependencia de ambos con las condiciones meteorológicas locales y, de esta forma, se ha evaluado el efecto de fuentes antropogénicas tales como las balsas de fosfoyeso de Huelva sobre la concentración local de radón superficial en la ciudad y poblaciones cercanas del Sur de la Península Ibérica.

En general, la tasa de exhalación de radón presenta una variabilidad espacial a escala europea entorno a 100 % y un fluctuación estacional promedio entorno a un 25 % respecto al valor medio local. Por su parte, las balsas de fosfoyesos de Huelva presentan valores de exhalación muy variables, pero con valores medios claramente superiores a los suelos de la zona. El contenido en humedad modifica drásticamente la tasa de exhalación por lo que en condiciones muy secas la balsa de fosfoyeso puede alcanzar valores de exhalación hasta 40 veces superiores a los suelos de la zona.

Por otro lado, la concentración de radón atmosférico en Huelva muestra por lo general valores típicos de zonas similares. Sin embargo, existen indicios de episodios de acumulaciones severas y de la posible contribución de la balsa de fosfoyeso. En general, las concentraciones más elevadas se registran entre Otoño y Enero, además de las mayores diferencias entre localizaciones. En promedio, la concentración de radón de Huelva muestra valores ligeramente superiores al resto de estaciones andaluzas. Además es posible cuantificar un incremento de tasa de dosis efectiva debida a inhalación de radón atmosférico entorno a un 15 - 20 % respecto de las estaciones del interior del Valle del Guadalquivir.

El estudio de episodios de radón en diferentes condiciones meteorológicas ha puesto de manifiesto el papel del Valle del Guadalquivir en la concentración de radón en la baja atmósfera. De esta manera, se ha mostrado como la brisa costera que se desarrolla en la costa atlántica de Andalucía es un mecanismo por el cual se impide la salida de masas de aire del interior del Valle, además de causar del transporte de radón desde la balsa hacia el interior. La contribución de la balsa de fosfoyeso es continua en la ciudad de Huelva. Sin embargo, la magnitud de esta contribución es pequeña. A su vez, el resto de estaciones andaluzas no registran, en general, la afección de la balsa de fosfoyesos, a excepción de momentos puntuales en los cuales la magnitud está entre 10 - 100 veces por debajo de la de Huelva. De esta manera, la balsa de fosfoyesos actúa como fuente antropogénica de radón ejerciendo una afección muy localizada y débil sobre Huelva y poblaciones muy cercanas a la misma.

1.2 Conclusiones específicas

De manera más detallada, se exponen las conclusiones obtenidas agrupadas por bloques:

a) Variabilidad espacial y temporal del flujo de Radón en superficie en Europa

Se ha implementado un modelo numérico de transporte de radón en medios porosos heterogéneos y finitos que permite calcular la tasa de exhalación en superficie a partir de los parámetros geológicos, geoquímicos y climatológicos de los suelos europeos a una resolución horizontal de 0.5' (~ 1 km)

A partir de las simulaciones realizadas se ha llevado a cabo una climatología mensual de la exhalación de radón en superficie y se han calculado los valores medios, las distribuciones de probabilidad y la fluctuación estacional, así como un inventario europeo de alta resolución de la media mensual de la tasa de exhalación de radón.

Los resultados obtenidos se han comparado con medidas experimentales de flujo de radón en superficie halladas en la literatura mostrando en general un buen acuerdo. Sin embargo, el carácter climatológico del inventario calculado se hace patente en la ligera subestimación de los resultados en los periodos estivales concretos durante los cuales se desarrollaron la mayoría de las campañas de medida.

En general, los resultados muestran grandes variaciones en función de la localización, mostrando una desviación estándar espacial que ronda el valor medio anual ($30 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) A su vez, la fluctuación estacional presenta un valor medio en torno al 25 % del valor medio anual. De manera sistemática, las latitudes bajas presentan las mayores desviaciones, mostrando mayor amplitud en las fluctuaciones estacionales. Las ciudades más septentrionales presentan el máximo de exhalación en Julio, mientras que las ciudades al sur lo muestran en Agosto. A su vez, las ciudades situadas más hacia el Este presentan el mínimo de exhalación en Marzo, siendo Abril el mes con menor exhalación para las ciudades del Oeste. La asimetría de los resultados en torno al valor medio pone de manifiesto la existencia de localizaciones concretas con exhalaciones elevadas. Las distribuciones de probabilidad en detalle de diferentes regiones concretas muestran un comportamiento característico de cada zona, en función del ciclo hidrológico y del sustrato geológico.

El modelo desarrollado permite el cálculo de mapas similares al mostrado para Europa en cualquier región del mundo que posea una base de datos adecuada. Además, la estructura del algoritmo permite una fácil adaptación para resolver las ecuaciones en modo transitorio y calcular la tasa de exhalación para episodios meteorológicos concretos.

El inventario calculado permite la fácil integración en modelos atmosféricos de transporte además de servir como línea base de alta resolución en la toma de decisiones políticas respecto a la determinación de zonas de alto riesgo de exposición a radón. Además, permite evaluar la perturbación respecto del fondo local de fuentes antropogénicas.

b) Caracterización y simulación de las balsas de fosfoyeso de la ciudad de Huelva

Se ha implementado un modelo numérico de generación, transporte y desintegración de radón en medios porosos, heterogéneos, de geometría finita y tridimensional, y se ha resuelto mediante la técnica de elementos finitos. El modelo propuesto se ha validado mediante la

simulación de un escenario de referencia publicado en la literatura mostrando desviaciones de la tasa de exhalación calculada inferiores a 10^{-5} respecto a los valores publicados en el proyecto ERRICCA y tomados como referencia.

A partir del modelo numérico construido, se han llevado a cabo diferentes simulaciones de la tasa de exhalación bajo condiciones de humedad, porosidad, temperatura y potencial de radón diferentes con el objetivo de evaluar el rango de variación de la tasa de exhalación en condiciones hipotéticas. Además, se han llevado a cabo simulaciones de la eficiencia en dos configuraciones de cubierta, una monocapa y otra multicapa.

Atendiendo a las simulaciones realizadas con el modelo propuesto, la exhalación se ve favorecida en escenarios secos, así como en escenarios fríos. El contenido en humedad es determinante para la exhalación en superficie. Así, escenarios muy húmedos presentan valores de exhalación típicos de suelos no contaminados en condiciones normales. La porosidad del medio juega un papel importante en la exhalación, de esta manera el incremento de la porosidad se asocia con un aumento de la misma; sin embargo, influye en menor medida que la disminución de la humedad. El aumento de temperatura supone una disminución en el coeficiente de Ostwald, así los escenarios cálidos exhalan menos que escenarios fríos en las mismas condiciones respecto a los demás parámetros.

Además, una columna de fosfoyeso de 30 m de altura tendrá, en las mismas condiciones de humedad, porosidad y potencial de radón, la misma contribución a la atmósfera que una de 5 m o incluso que una de entre 1 m en ciertas condiciones. Así, la estrategia de acumulación en altura, apilamiento, genera menor problemática, en cuanto a la contribución de los yesos al radón atmosférico, que la estrategia de acumulación en superficie.

Se han analizado 42 muestras de fosfoyesos procedentes de las balsas 1, 2 y 3 junto con 9 muestras de la cubierta empleada en la zona 1 y 5 sondeos geotécnicos y se ha determinado la porosidad, la saturación de humedad y el potencial de radón de las diferentes muestras, además de la concentración de actividad de ^{226}Ra en las muestras en las que este parámetro no se conocía, con el objetivo de caracterizar las propiedades físicas que controlan el transporte y generación de radón en el seno de la balsa.

En general, la porosidad del fosfoyeso es similar en todas las zonas, presentando valores de 0.37 – 0.6 en la parte más superficial y decreciendo con la profundidad hasta 0.4 – 0.5. Por su parte, el fosfoyeso presenta valores de saturación de humedad en superficie variables entre 0.15 – 0.99. Sin embargo, a partir de los primeros 0.5 m, la saturación de humedad fluctúa poco en torno a la saturación de humedad, 0.9.

El potencial de radón presenta una gran dispersión para las muestras de fosfoyeso estudiadas. Esto se debe fundamentalmente a la gran dispersión de ^{226}Ra que presentan las muestras. Por el contrario, el factor de emanación es mucho más homogéneo, mostrándose como una propiedad intrínseca del fosfoyeso.

La cubierta de la zona 1 presenta valores de porosidad similar al yeso. Sin embargo, la humedad es mucho menor, mostrando el menor potencial de retención de agua que presentan

estos materiales respecto del fosfoyeso. Los valores de concentración de radio son inferiores a los típicos de los suelos, así como su potencial de radón, mostrando unos valores de emanación típicos de suelos normales.

La zona 2 presenta los niveles más altos de radio y, consecuentemente, de potencial de radón. Además presenta los niveles más elevados de humedad debido a la presencia de agua del proceso de decantación. La zona 1 muestra niveles similares a la zona 2 en concentraciones de radio y potencial de radón; sin embargo, la humedad presente en la misma es menor. Por su parte, la zona descubierta e inactiva presenta concentraciones de radio ligeramente inferiores a las anteriores, además de condiciones de humedad muy variables.

Con objeto de determinar la tasa de exhalación y la variación estacional de las balsas de fosfoyeso, se han llevado a cabo dos campañas gemelas; una en Mayo y otra en Julio, con 26 puntos de muestreo a lo largo de las zonas 1, 2 y 3

En general, las balsas de fosfoyeso sobrepasan los valores medios, tanto local como regional, de la tasa de exhalación, mostrando valores por encima de los mismos incluso en condiciones de exhalación pobre.

La balsa inactiva, zona 3, presenta los valores de tasa de exhalación más bajos, mostrando valores similares a la balsa cubierta durante la campaña de Mayo. A su vez, la balsa cubierta, zona 1, presenta la mayor fluctuación estacional, mostrando un valor medio en Julio similar al valor medio de la zona 2, balsa activa, durante la campaña de Mayo. A su vez, el valor máximo de la balsa cubierta es comparable a los obtenidos en la balsa activa, superior a los $200 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, la cual, además, es la balsa que presenta los valores más dispersos.

La pequeña fluctuación registrada entre campañas mostrada por la balsa inactiva podría indicar que el tiempo medio de residencia del agua en el interior de la balsa es elevado, manteniéndola húmeda aún en ausencia de lluvia. Por el contrario, la mayor fluctuación entre campañas registrada en la balsa recuperada podría indicar cómo la presencia de la capa con cobertura vegetal favorece el secado de la balsa, disminuyendo el tiempo de residencia del agua en la misma y aumentando así la exhalación registrada.

Con objeto de comprobar in situ la efectividad de la cubierta ensayada, se ha llevado a cabo un muestreo específico en la parcela piloto, con un total de 16 detectores repartidos entre parcela piloto (tecnosol) y la parcela control (yeso “desnudo”).

La eficiencia en la reducción de la tasa de exhalación obtenida en la parcela piloto cubierta con tecnosol es del 54 % en referencia a la tasa de exhalación mostrada por la parcela control. A su vez, esta eficiencia es comparable a la obtenida mediante simulaciones, cubierta A.

La cubierta multicapa propuesta (arcilla-grava-suelo agrícola) presenta una eficiencia simulada de más del 95 % en la reducción de la tasa de exhalación de radón en condiciones normales de humedad, por lo que aparece como solución óptima para la recuperación en cuanto a reducción de emisiones de radón en superficie. Este resultado muestra como una ligera modificación en el diseño de la cubierta repercute en gran medida en la eficiencia en

cuanto a la reducción de emisiones de radón se refiere.

La variabilidad encontrada en los valores de exhalación de ^{222}Rn determinados dentro de una misma parcela es equivalente a la mostrada en las balsas completas, mostrando cómo la exhalación de radón presenta la misma variabilidad a diferentes escalas espaciales, desde pocos metros, hasta kilómetros.

c) Caracterización climatológica del radón superficial en Andalucía

A lo largo de este capítulo se ha presentado una climatología de las concentraciones de radón en la baja atmósfera para las 5 estaciones andaluzas de la REA durante el periodo 1998 – 2006.

Se ha llevado a cabo un análisis de las direcciones y velocidades del viento superficial, con el objetivo de conocer el régimen de viento que se establece en cada zona. La diferencia entre el régimen de vientos para los diferentes periodos del año es patente en todas las localizaciones. Existen direcciones predominantes en invierno que, de forma general, se invierten en verano siendo la primavera y el otoño estaciones de transición en las cuales aparecen tanto componentes estivales como invernales. En general, durante los meses de verano se favorecen en todas las estaciones direcciones de los vientos en superficie con origen oeste. Por su parte, en invierno hay una mayor presencia de eventos con origen este. Huelva, Sevilla y Andújar muestran características muy similares, reflejando la influencia del Valle sobre estas estaciones en el establecimiento de una dirección predominante que recorre el Valle. Por su parte, Tarifa y Motril muestran características particulares de su situación, como las velocidades elevadas de Tarifa o las direcciones cambiantes de Motril de velocidades suaves provocadas por la cordillera que flanquea la ciudad al norte.

A partir de la transformada rápida de Fourier y del nivel de significancia relativo se han identificado las escalas temporales de la variación de los niveles de radón en los diferentes emplazamientos, mostrando una gran similitud entre ellos. Los fenómenos mesoescales son los que dominan la dinámica del radón de manera general. Además, la incertidumbre en la determinación del periodo característico, 24 h, es mínima. Estos resultados implican que la principal fuente de cambio en la concentración de radón es altamente periódica. Sin embargo, la presencia de otros tiempos característicos de las fluctuaciones muestra como el radón atmosférico está afectado en todas las escalas meteorológicas y climáticas, desde las turbulencias de la microescala, hasta las fluctuaciones anuales y estacionales.

Los valores medios anuales de concentración muestran niveles típicos de radón atmosférico en todas las localizaciones. Huelva y Andújar presentan los valores medios anuales más elevados. Sevilla muestra una media anual coincidiendo con el valor medio para España, mientras que Tarifa y Motril presentan los valores mínimos.

Las estaciones del interior del Valle del Guadalquivir, Huelva, Sevilla y Andújar, presentan valores medios mensuales más altos que las del exterior durante todo el año. Además, en los meses fríos, las concentraciones de radón presentan valores altos, siendo Huelva la que

presenta los valores medios más altos desde noviembre hasta febrero. Durante los meses de marzo hasta agosto, los valores medios mensuales de las estaciones del valle son menores que el valor medio anual de las mismas. Por otro lado, las estaciones exteriores presentan un ciclo ligeramente diferente, los meses que registran concentraciones más altas son los invernales como en el caso anterior, sin embargo, agosto registra valores próximos a los observados en los meses fríos, disminuyendo de nuevo en septiembre.

De forma general, los diferentes emplazamientos presentan los percentiles P90 y los SID mayores en los meses de noviembre y diciembre, siendo Tarifa la única excepción que lo hace en agosto. Cabe destacar los elevados valores del P90 registrados en Huelva durante todo el año; este indicador es similar o ligeramente superior a Sevilla y Andújar en los meses cálidos, pero incluso el doble en meses fríos. La ocurrencia de eventos de concentraciones elevadas de radón en la ciudad de Huelva es mayor que en el resto de emplazamientos.

La presencia de direcciones NE durante el invierno, así como un mayor porcentaje de calmas, hace que el radón generado durante las acumulaciones nocturnas en el valle se disperse a través del mismo. Por su parte, la recurrencia de las direcciones SW en verano permitirá que las masas de aire con bajas concentraciones de radón procedentes del mar limpien el valle, desalojando el radón acumulado durante la noche.

Según las distribuciones de probabilidad (log-normal), la presencia de un efecto memoria en las series temporales de radón es patente en todos los emplazamientos. Así, meses invernales, que presentan una gran asimetría en la distribución de frecuencias de radón, mostrarán un elevado efecto memoria propiciado por la acumulación de radón. Por su parte, los meses estivales muestran una asimetría menor y, así, una naturaleza algo más aleatoria. De esta manera, los meses estivales mostrarán episodios de mezcla turbulenta de forma más habitual, como cabría esperar debido a la mayor disponibilidad energética que tiene la atmósfera en estos meses. Sin embargo, todas las estaciones muestran valores del exponente de Hurst superiores a 0.75 mostrando así una gran persistencia o autocorrelación. Estos valores indican que la naturaleza de la dinámica del radón es poco aleatoria y tiene una componente altamente periódica y determinista.

De manera global, la dinámica del radón a lo largo del día promedio en las diferentes estaciones sigue un mismo patrón, con clara tendencia cíclica. Destaca la presencia de un máximo a primera hora de la mañana, coincidiendo con la salida del sol (6 – 8 horas UTC). Un rápido descenso en las concentraciones caracterizan las siguientes horas. La presencia de un mínimo en torno a las 18:00 horas UTC marca el comienzo de un periodo de acumulación nocturna, que se prolonga hasta el amanecer. Cuando la insolación calienta la superficie terrestre, la inversión se destruye y se activa el proceso de mezcla, levantando la altura de la capa. El mínimo se alcanza de manera habitual a media tarde, cuando la capa de mezcla alcanza su valor más elevado.

La concentración mínima del día cambia en función de la época del año, así como con la localización. De esta manera, el mínimo en verano es similar en todos los emplazamientos mientras que en invierno este mínimo tiene una mayor variabilidad espacial. Esto muestra que

durante el invierno las estaciones presentan un comportamiento más local que en verano. La concentración máxima muestra una gran dependencia de la localización, así como de la estación climatológica. Tanto Huelva como Andújar muestran los valores más elevados en todos los periodos. Llama la atención que los valores más elevados del máximo se registran en Otoño y en Andújar.

En general, Motril y Andújar son las estaciones que presentan mayor probabilidad de ocurrencia de eventos de acumulación de larga duración, más de 2 días, mientras que Tarifa y Huelva son las estaciones que presentan mayor probabilidad de eventos de no-acumulación.

Huelva exhibe los valores más elevados de dosis efectiva por exposición a radón atmosférico en exteriores, superando en un factor 3 a Motril y en un factor 5 a Tarifa. Sin embargo, si consideramos a Sevilla o Andújar como referencias, el factor se reduce a 1.5 ó 1.12 respectivamente.

En particular, llama la atención los elevados valores registrados en Huelva en comparación al resto de estaciones estudiadas, tanto para el P90 como para la media calculados para diciembre. Estos valores son superiores a los correspondientes al resto de localizaciones, incluso del interior. Además, Huelva presenta los valores mínimos diarios más altos de manera sistemática en todas las estaciones. Durante el verano y el otoño, Andújar y Huelva muestran valores elevados de concentración durante las acumulaciones nocturnas, además de una acumulación rápida. A su vez, la magnitud de la acumulación nocturna es similar en ambas localizaciones por lo que la exhalación debería ser similar. Sin embargo, se ha mostrado que Huelva presenta de manera natural un término fuente de radón inferior a Andújar.

Estos resultados indican que la concentración de radón de Huelva podría estar siendo influenciada por algún factor ajeno al resto de estaciones que actúa como fuente local de radón; las balsas de fosfoyeso.

La contribución de la fuente antropogénica de radón, balsas de fosfoyeso, se deja notar en el incremento de dosis efectiva por exposición a radón atmosférico en exteriores. A modo comparativo, es posible hacer la hipótesis de considerar a Sevilla como una estación similar a Huelva, pero sin la influencia de la balsa de fosfoyeso. De este modo, es posible estimar la contribución de la balsa de fosfoyeso a la dosis efectiva media anual debida a la exposición a radón atmosférico para la estación de Huelva entorno a $25 \mu\text{Sv a}^{-1}$. Este valor supone un 2.5 % del valor límite de 1 mSv a^{-1} establecido por el ICRP para el público en general.

d) Análisis y simulación de episodios de interés en Andalucía

A lo largo de este capítulo se han presentado diferentes situaciones meteorológicas interesantes con el objetivo de dilucidar la influencia del marco sinóptico sobre los procesos mesoescalares desarrollados sobre Andalucía y, con especial énfasis, sobre la evolución de la concentración de radón en las diferentes estaciones seleccionadas y se ha evaluado la

dimensión, tanto espacial como en magnitud, de la afección de la balsa de fosfoyeso sobre Huelva y el suroeste peninsular en cada uno de los episodios.

Se ha llevado a cabo un estudio de los episodios puntuales de radón mediante: 1) la descripción del marco meteorológico (distribución y evolución de los centros de acción, evolución de la estructura vertical de la atmósfera, condiciones de estabilidad, evolución de los vientos en las estaciones concretas y simulaciones de alta resolución), 2) la caracterización de las concentraciones de radón en superficie en las cinco estaciones andaluzas y su relación con el marco meteorológico específico (estadísticos, correlaciones y evolución temporal) y 3) la simulación de la dispersión de radón desde una fuente local antropogénica puntual situada en Huelva y el estudio de la evolución de la pluma en el escenario concreto.

Las simulaciones meteorológicas de alta resolución se han empleado para estudiar la evolución temporal y espacial de los campos de vientos, presión y temperatura en superficie, además de la altura de la capa de mezcla y la concentración de vapor de agua para las 5 localizaciones correspondientes a las estaciones de la REA. Por otro lado, los campos meteorológicos de alta resolución simulados se han empleado en la simulación de la dispersión de radón desde una fuente local, balsas de fosfoyeso, situada en las proximidades de la ciudad de Huelva con idea de estudiar la evolución de la pluma de radón durante los episodios.

A fin de optimizar los tiempos de cálculo en las simulaciones realizadas en este trabajo, se han empleado cuatro plataformas hardware diferentes y se ha evaluado su rendimiento. En general, el tiempo de cálculo empleado por cada plataforma es menor al periodo de tiempo simulado. Sin embargo, las características de los procesadores empleados se dejan notar de manera severa. El aumento de procesadores empleados en el cálculo no representa un aumento sustancial de la velocidad de cálculo en los sistemas de memoria distribuida debido a la velocidad de comunicación entre máquinas.

El primer episodio analizado, niveles bajos de radón, corresponde con una situación de gran forzamiento sinóptico donde los centros de convección o subsidencia se encuentran bordeando a la Península Ibérica y, así, ésta será una zona de paso donde los vientos horizontales serán los dominantes. La atmósfera se mantiene estable en general, pero en capas bajas la inestabilidad tiende a aumentar a lo largo del episodio. Además, los vientos que se reciben en Huelva proceden del NW, circulando sobre el océano durante todo su recorrido. El gran acoplamiento que sufre la atmósfera propicia una situación de pocas pérdidas por cizalla y escasa competencia entre masas de aire que favorecen el desplazamiento rápido de las masas de aire y generan un gran forzamiento sinóptico en superficie.

En Huelva, el efecto de la brisa se deja notar modificando los vientos NW que llegan a Huelva de manera regular durante los cuatro días. De esta manera, se observan vientos en superficie procedentes del SW durante las primeras horas de la tarde. A su vez, la velocidad del viento en esta estación refleja que la brisa empieza a tener suficiente fuerza para competir con los vientos sinópticos a partir de las 12:00 UTC.

En general, la evolución de la altura de la capa de mezcla es semejante para todas las estaciones, a excepción de Tarifa, que muestra una capa de mezcla marítima permanente. En Huelva y Motril, la constitución de la baja térmica debida a la irradiación solar del terreno eleva la capa de mezcla durante la mañana. A su vez, el efecto de la brisa procedente del mar que comienza a entrar a primera hora de la tarde disminuye la altura de la capa.

Por la mañana, el calentamiento de la superficie terrestre de la parte Oeste del Valle empieza a ser importante y genera una baja térmica que modifica la dirección de los vientos en superficie activando la brisa mar-tierra. A su vez, estos vientos mar-tierra, conducidos por la baja térmica, advectan masas de aire marítimas muy húmedas que comienzan a penetrar en el Valle. A lo largo del día, los vientos a lo largo del Valle se van intensificando y la masa de aire marítima que penetró por la costa onubense viaja Valle arriba. La cordillera Penibética es fundamental en la canalización de los vientos hacia arriba; sin embargo, la presencia de un paso en superficie entre la parte Este y Oeste de esta cordillera habilita un canal de comunicación de masas de aire que permite que parte del viento que recorre el Valle se escape hacia el Mediterráneo. A las 20:00, la brisa costera de Huelva que activa el mecanismo de transporte Valle arriba se ha destruido y los vientos en la costa de Huelva vuelven a ser del NW, bloqueando la entrada de masas húmedas al interior. La Sierra Este de Jaén supone una barrera orográfica que no permite el acceso fácil de las masas de aire desde el interior del Valle hacia el Este por lo que estas masas se mantienen confinadas. A medida que anochece, la dirección NW se recupera costa adentro, afectando unos 250 – 300 km. Los canales béticos siguen permitiendo la comunicación de masas de aire, estableciendo un viento a través de ellos que flanquea por el Oeste a la masa de aire húmeda que permanece en la parte norte del Valle. A su vez, la Sierra de Cádiz sigue modificando los vientos superficiales, propiciando que la parte SE de la Depresión Bética registre vientos Valle arriba. Entre los canales intrabéticos y la Sierra de Jaén, la masa de aire húmedo ha quedado confinada. La ausencia de aporte de masas de aire marítimo, unido con la situación de estancamiento parcial de esta masa de aire provoca que se vaya secando progresivamente. De manera similar, durante los días 18 a 21 se repite el ciclo de encajonamiento descrito debido a la persistencia del forzamiento sinóptico en altura.

En general, la concentración de radón registrada durante el evento es baja en todas las estaciones y siguen la misma tendencia general para el episodio. Durante el avance de la brisa, las masas de aire de Huelva se ponen en contacto con las masas de aire sevillanas, las cuales se transportan hacia el interior del Valle, hacia Andújar, y hacia la costa mediterránea, hacia Motril. Además, los vientos del estrecho ponen en contacto las masas de Tarifa con las de Motril, así como la destrucción de la brisa durante la tarde-noche implica el transporte desde Huelva y, predominantemente, Sevilla hacia Tarifa. Todas las estaciones muestran valores bajos, con fluctuaciones diarias típicas poco marcadas. Huelva y Sevilla presentan las mayores fluctuaciones, con máximos nocturnos más elevados, de la misma magnitud. El aporte continuo, tanto en capas medias como en superficie, de masas de aire oceánicas supone una renovación continua del aire del interior del Valle. De esta manera, las masas de aire con bajo radón procedentes de la costa barren el Valle durante la tarde. A su vez, la presencia de esta masa durante la noche en el interior del Valle implica que la capa de mezcla siga una dinámica

más lenta, manteniendo una altitud relativamente elevada durante la noche y propiciando una acumulación de radón débil.

En cuanto a la balsa de fosfoyeso, la única estación que registra una contribución continua es Huelva, mostrando fluctuaciones típicas diarias que no superan los 2 Bq m^{-3} en ningún caso. La hora de los máximos coincide con los registrados en las medidas por lo que puede asociarse a la acumulación durante la noche. Por su parte, Sevilla, Tarifa y Motril registran de manera insignificante la influencia de la balsa en periodos discretos, cortos, que coinciden con los fenómenos de transporte de masas de aire comentados.

La pluma de radón se distribuye en primera instancia paralela a la costa. La activación de la brisa genera una advección horizontal hacia el interior del Valle, así como un desplazamiento lateral de la pluma inicial hacia el W, en dirección al estrecho. Durante la tarde, el radón se transporta Valle arriba y a través de los canales intrabéticos. La dispersión y mezcla de radón hace que en Andújar no se aprecie la influencia de la balsa.

A modo de resumen, cabe destacar que el gran forzamiento sinóptico presente durante el evento, junto con la orografía particular del Valle del Guadalquivir, propician una situación regional característica. De esta manera, durante la tarde, el aire del interior del Valle se renueva gracias al aporte de las masas de aire oceánicas advectadas desde la costa de Huelva. A su vez, el confinamiento del aire húmedo en el interior del Valle durante la noche propicia una situación de inestabilidad débil que mantiene la capa de mezcla ligeramente elevada. Este ciclo mantiene la concentración de radón baja durante el día y una acumulación nocturna débil. Además, mantiene en contacto las masas de aire del interior del Valle con las masas de aire de la costa mediterránea.

En el segundo episodio, niveles medios de radón, se ha mostrado una situación de competencia de células y frentes que mantiene a la PI ligeramente aislada de masas de aire externas. Además, el escaso gradiente isobárico indica poco forzamiento sinóptico horizontal, por lo que los vientos en superficies tenderán a ser débiles. La capa más superficial comienza el episodio aislada de las capas superiores. A medida que la subsidencia va secando la atmósfera, la inversión se refuerza, manteniendo esta capa en condiciones de inestabilidad potencial. Las retrotrayectorias muestran una clara influencia ciclónica en sus recorridos.

Las estaciones reflejan el marco sinóptico existente en la zona; los vientos en superficies son débiles, con dirección variable a medida que la situación evoluciona. El paso de la baja mantiene a toda Andalucía bajo los efectos de la misma. De esta manera, los vientos en superficie, débiles, proceden del N y muestran ligeras perturbaciones provocadas por la orografía. La parte N del Valle, presenta vientos muy débiles, casi en reposo, debido a que las cordilleras se oponen al viento. A su vez, frente a la costa de Motril se aprecia como la cordillera Penibética genera una depresión tras de sí que aumenta la vorticidad de la zona. De manera clara, dos vórtices girando en sentido opuesto advectan aire hacia la costa.

El escaso gradiente de geopotencial que permanece de costa a costa propicia que el forzamiento, y por ende los vientos, sean de escasa intensidad. En la costa onubense se ha

desarrollado una brisa que influye sobre los vientos de la zona, modificando las direcciones. Sin embargo, la escasa insolación del periodo no confiere suficiente energía a la brisa como para desarrollarse por completo. El valle al completo se encuentra en una situación de vientos muy débiles poco definidos, conducidos por las características de cada zona concreta.

En general, todas las estaciones muestra una evolución similar, el paso de la baja mantiene el aire bien mezclado debido a la convección inducida por la misma. Sin embargo, un aumento en la afección de la brisa sobre Huelva puede deberse a los cambios de dirección provocados por la brisa local que se desarrolla en la zona.

En general, la pluma se mantiene con un espesor similar, sin apenas abrirse, mientras que es arrastrada hacia el estrecho. Por el contrario, la desaparición de los centros de acción en altura genera una situación de dispersión local, en la cual la pluma se abre y dispersa mostrando poca advección horizontal. Además, la presencia de la brisa en Huelva se aprecia en el desplazamiento hacia el interior de la pluma, la cual no penetra más de varias decenas de kilómetros.

Durante el último episodio, niveles altos de radón, se ha presentado una situación en condiciones de escaso viento vertical, además de vientos horizontales débiles y competitivos. El periodo comienza con una atmósfera casi neutra. A lo largo del día, la atmósfera se hace más inestable debido al desplazamiento desde el S de una masa de aire de origen oceánico, muy húmeda. Tras esto se vuelve a ganar estabilidad debido a la incursión en altura de un frente seco, anticiclónico, que comienza a estabilizar las capas superiores. En superficie, la capa límite se encuentra en condiciones de estabilidad neutral. Las trayectorias muestran un movimiento inconstante, exhibiendo cambios de dirección bruscos debidos a la competencia de los diferentes frentes de acción puestos en juego. En el nivel inferior las trayectorias muestran origen noratlántico, recorriendo en su camino gran parte de la superficie de la península y girando para penetrar en el Valle del Guadalquivir desde el NE el primer y último día y del E los días intermedios.

El forzamiento sinóptico de la zona no es muy elevado por lo que se desarrolla la brisa mar-tierra en la costa de Huelva debido a la insolación durante la mañana. Durante la noche, se instauran vientos del N que sugieren una modificación de los vientos sinópticos del NE, debido a la barrera orográfica que impone la parte W de Sierra Morena. Tarifa muestra de manera clara la influencia de las masas del E.

Los vientos en superficie muestran intensidad débil, canalizados a través del Valle desde el E. Se observa como las cordilleras que flanquean el Valle ejercen un forzamiento orográfico importante que modifica las direcciones de los vientos de manera que la mayor parte del viento es conducido por el exterior, bordeando las cordilleras. A su vez, los canales intrabéticos permiten la penetración del viento que bordea la costa mediterránea hacia el interior del Valle. En el estrecho, las costas de ambos continentes ejercen un efecto embudo que opone ligera resistencia al paso de los vientos y aumenta la vorticidad de las masas de aire en la zona.

Los movimientos verticales en superficie son débiles y con poca profundidad vertical, a excepción de las laderas enfrentadas a los vientos, donde el forzamiento orográfico ejerce su influencia en la ascensión y descenso de las masas. Por su parte, la masa que penetra desde el E presenta cierta componente descendente, fundamentalmente en la frontera.

El día 7, a las 18:00, el Valle del Guadalquivir permanece bajo el amparo de las cordilleras que lo flanquean y apantallan los vientos superficiales. Esta situación genera una ligera depresión en el interior que provoca la advección de masas a través de los canales intrabéticos. A su vez, la costa de Huelva permanece bajo la influencia de la brisa costera, la cual se opone a la salida de los vientos del interior del Valle. Esta interacción provoca un campo de vientos en superficie débil, con direcciones poco definidas. El día 9, a las 8:00 UTC, el Valle ha reducido su humedad bastante debido a los vientos N en altura que han permanecido hasta ahora. Los vientos en superficie son muy débiles, recorriendo el Valle hasta la Costa de Huelva. Los canales intrabéticos siguen advectando aire al interior del Valle, que compiten en superficie con los vientos que bajan del Valle, provocando el estancamiento de las masas de aire en la parte superior del mismo. Además, la mayor parte de este viento busca la salida del Valle hacia el W y fluye sobre la capa más superficial. En superficie, los movimientos verticales son débiles y de escaso desarrollo vertical, lo cual indica que la capa superficial permanece poco mezclada.

En líneas generales, es interesante notar los elevados valores de los mínimos diarios en Huelva, que contrastan con el resto de estaciones. Esto se debe al fenómeno de brisa costera que, aunque débilmente, se desarrolla en la Costa de la Luz. Así, la brisa costera: a) impide el desalojo de las masas de aire del interior del Valle, las cuales se acumularán por estancamiento, b) influencia que la capa de mezcla esté más baja, y c) advecta radón desde la balsa de fosfoyeso hasta la ciudad de Huelva.

La única estación que registra una contribución continua debida a la balsa de fosfoyeso es Huelva, mostrando fluctuaciones típicas diarias. La hora de los máximos coincide con los registrados en las medidas por lo que puede asociarse a la acumulación durante la noche. Por su parte, el resto de estaciones no registran en ningún caso la influencia de la balsa. De manera clara, los vientos en superficie se encargan de no distribuir hacia el W la pluma de radón, la cual se distribuye durante la noche y primeras horas de la mañana de manera poco dispersiva siguiendo la dirección principal del Valle, en sentido al Océano. La activación de la brisa genera una advección horizontal hacia el interior del Valle, así como un desplazamiento lateral de la pluma inicial hacia el N. El fenómeno de competencia de masas de aire hace que la concentración de radón no se disperse y muestre poco alcance hacia el interior.

2. Líneas Futuras

La realización de este trabajo abre la puerta a futuras líneas de investigación que se relacionan o se apoyan de manera directa en las metodologías empleadas o resultados obtenidos:

- Modificación del código escrito para calcular exhalación en transitorio a partir de los datos meteorológicos de alta resolución de simulaciones WRF y obtener un inventario de emisiones de radón natural a nivel europeo funcionando en continuo.
- Integración del inventario de emisiones en WRF-CHEM para ejecutar simulaciones de dispersión de radón y descendientes.
- Localización y cuantificación del término fuente de gases de efecto invernadero mediante algoritmos de inversión empleando para ello el inventario de emisiones de radón calculado junto con medidas de experimentales de concentraciones de radón en estaciones y torres.
- Ampliación de las campañas experimentales y mejora de los métodos de medida de exhalación de radón en las balsas de fosfoyeso. Continuación del estudio de las cubiertas piloto experimentales y su eficiencia.
- Ampliación y mejora de la red de detección de radón atmosférico en poblaciones circundantes a las balsas (< 50 km) instalando al menos 5 estaciones de medida automáticas; 3 en las direcciones predominantes de los vientos, una sobre la balsa, y otra en la ciudad de Huelva.
- Empleo de las series temporales para entrenar modelos de radón predictivos basados en estadística (ARIMA), teoría del caos (TISSEAN) o redes neuronales.
- Implementación de un modelo de transporte predictivo regional de dispersión de radón desde las balsas de fosfoyeso considerando término fuente variable con el tiempo y empleando los datos meteorológicos de alta resolución de predicciones diarias generados por el servidor (<http://atmos.uhu.es>)
- Ampliación del catálogo de episodios de radón estudiados bajo diferentes condiciones meteorológicas.

Capítulo 7

“Referencias”

Referencias

- Abril, J. M., García-Tenorio, R., Manjón, G. (2009) Extensive radioactive characterization of a phosphogypsum stack in SW Spain: ^{226}Ra , ^{238}U , ^{210}Po concentrations and ^{222}Rn exhalation rate. *Journal of Hazardous Materials*, 164, 790 - 797
- Abril, J. M., García-Tenorio, R., Periañez, R., Enamorado, S. M., Andreu, L., Delgado, A. (2009) Occupational dosimetric assessment (inhalation pathway) from the application of phosphogypsum in agriculture in South West Spain. *Journal of Environmental Radioactivity*; 100; 29–34
- Adame, J. A., Lozano, A., Bolívar, J. P., De la Morena, B. A., Contreras, J., Godoy, F. (2008) Behavior, distribution and variability of surface ozone at an arid region in the south of Iberian Peninsula (Seville, Spain). *Chemosphere*, 70, 841-849
- AEMET, (2008) Guía resumida del clima en España 1971-2000. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid
- Arnold, D., Vargas, A., Vermeulen, A. T., Verheggen, B., Seibert, P. (2010) Analysis of radon origin by backward atmospheric transport modelling. *Atmospheric Environment*, 44, 494 - 502.
- Arnold; D., Vargas, A., 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
- Ascher, U. M., Petzold, L. R. (1998) *Computer Methods for Ordinary Differential Equations and Differential-Algebraic Equations*. SIAM, Philadelphia
- Bejar, J., Facchini, U., Giroletti, E., Magnoni, S. (1995) Low dimensional Chaos is present in radon time variations. *Journal Environmental Radioactivity*, 28, 73 – 89
- Bergland, G. D. (1969) A Guided Tour of the Fast Fourier Transform *IEEE Spectrum* 6, 41 - 52
- Blauboer, R.O., Smetsers, R.C.G.M., (1997) Outdoor concentrations of the equilibrium-equivalent decay products of ^{222}Rn in the Netherlands and the effect of meteorological variables. *Radiation Protection Dosimetry* 69, 7 – 18
- Bohicchio, F., (2008) The radon issue: considerations on regulatory approaches and exposure evaluations on the basis of recent epidemiological results. *Applied Radiation and Isotopes*, 66, 1561 – 1566
- Bolívar J.P., R. García-Tenorio y M. García-León (1995) Enhancement of natural radioactivity in soils and saltmarshes surrounding a non-nuclear industrial complex, *The Science of the Total Environment* 173, 125-136.
- Bolívar J.P., R. Garcia-Tenorio, M. Garcia-Leon (1996) Radioactive Impact of some Phosphogypsum Piles in Soils and Salt Marshes Evaluated by γ -Ray Spectrometry, *Applied*

Radiation and Isotopes 47, 1069-1075.

Bolívar, J.P., Pérez-Moreno, J.P., Mas, J.L., Martín, J.E., San Miguel, E.G. and García-Tenorio, R. (2009). External radiation assessment in a wet phosphoric acid production plant. *Applied Radiation and Isotopes*, 67, 1930-1938.

Bossew, P., Lettner, H., (2002) Statistical analysis of radon data. Project Report to the Ministry of Social Affairs, University of Salzburg, Salzburg

Bousquet, P., Ciais, P., Miller, J.B., Dlugokencky, E.J., Hauglustaine, D.A., Prigent, C., van der Werf, G., Peylin, P., Brunke, E., Carouge, C., Langenfelds, R.L., Lathiere, J., Papa, F., Ramonet, M., Schmidt, M., Steele, L.P., Tyler, S.C., White, J.W.C. (2006) Contribution of anthropogenic and natural sources methane emissions variability. *Nature* 443, 439–443.

Brenner, S., Scott, L. (1994) The mathematical theory of finite element methods. Springer-Verlag, New York

Cameron, K. C., Buchan, G. D., (2006) Porosity and pore size distribution. In *Encyclopedia of soil science*. 1350–1353. Taylor and Francis, London.

Caputo, M., Giménez, M., Schlamp, M. (2003) Intercomparison of atmospheric dispersion models. *Atmospheric Environment*, 37, 2435 - 2449

Challa, V. S., Indracanti, J., Rabarison, M. K., Patrick, C., Baham, J. M., Young, J., Hughes, R., Hardy, M. G., Swanier, S. J., Yerramilli, A. (2009) A simulation study of mesoscale coastal circulations in Mississippi Gulf coast. *Atmospheric Research*, 91, 9 - 25

Chambers, S., Zahorowski, W., Matsumoto, K., Uematsu, M. (2009) Seasonal variability of radon-derived fetch regions for Sado Island, Japan, based on 3 years of observations: 2002–2004. *Atmospheric Environment*, 43, 271 – 279

Chan, S. W., Lee, C. W., Tsui, K. C. (2010) Atmospheric radon in Hong Kong. *Journal of Environmental Radioactivity*, 101, 494 – 503

Chandrupatla, T., Belegundu, A. D. (1997) *Introduction To Finite Elements in Engineering*. Prentice Hall

Chen, F., Janjic, Z, Mitchell, K. (1997) Impact of Atmospheric Surface-layer Parameterizations in the new Land-surface Scheme of the NCEP Mesoscale Eta Model. *Boundary-Layer Meteorology*, 85, 391 – 421

Chiola, G., Ciaccio, G. (1997) Implementing a low cost, low latency parallel platform. *Parallel Computing*, 22, 13, 1703 - 1717

Clever H. L. (1979) Solubility data series. Volume 2. Krypton, xenon and radon - gas solubilities. Pergamon Press.

Conen, F., Robertson, L.B., (2002). Latitudinal distribution of radon-222 flux from

continents. *Tellus* 54 (B), 127–133.

Cook, N. J., Coulson, B. H., McKay, W. (1978), Wind conditions around The Rock of Gibraltar. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 2, 289-309

Darnley, A.G. (1995) A global geochemical database for environmental and resource management. Final report of IGCP Project 259, UNESCO, Paris.

de Vos, W., Tarvainen, T. (2006) Geochemical atlas of Europe part 2: interpretation of geochemical maps, additional tables, figures, maps and related publications, Vol. 2 of Geochemical Atlas of Europe, EuroGeosurveys & Foregs, Espoo, Finland.

Dentener, F., Feichter, J., Jeuken, A., (1999) Simulation of the transport of Rn-222 using on-line and off-line global models at different horizontal resolutions: a detailed comparison with measurements. *Tellus* 51 (B), 573–602.

Dörr, H., Münich, K. O. (1990) Radon flux and soil air concentration profiles in West Germany. Soil 222Rn as tracer for gas transport in the unsaturated soil zone. *Tellus* 42B, 20–28.

Draxler, R. R. (1996) Trajectory Optimization for Balloon Flight Planning, *Weather and Forecasting*, 11, 111 – 114

Duenas, C., Fernandez, M. C., Carretero, J., Liger, E., Perez, M. (1997) Release of 222Rn from some soils. *Annales Geophysicae*, 15, 124 - 133

ES-09/08. Verifications under the terms of article 35 of the EURATOM treaty. HUELVA sites: Phosphogypsum piles and CRI-9, SPAIN. Technical Report. European Commission, 2009

Escudero, M., Stein, A. F., Draxler, R. R., Querol, X., Alastuey, A., Castillo, S., Avila, A. (2011) Source apportionment for African dust outbreaks over the Western Mediterranean using the HYSPLIT model. *Atmospheric Research*, 99, 518 - 527

FAO/IIASA/ISRIC/ISSCAS/JRC (2009) Harmonized World Soil Database (version 1.1). FAO, Rome, Italy and IIASA, Laxenburg, Austria.

Fay, B., et al., Glaab, H., Jacobsen I., Schrodin, R. (1995) Evaluation of Eulerian and Lagrangian atmospheric transport models at the Deutscher Wetterdienst using ANATEX surface tracer data. *Atmospheric Environment* 29, 2485 – 2497

Ferry, C., Richon, P., Beneito, J., Cabrera, J., Sabroux, C. (2002) An experimental method for measuring the radon-222 emanation factor in rocks. *Radiation measurement*; 35; 579 – 583

Galway, J. G., (1956) The lifted index as a predictor of latent instability. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 528 – 529.

George, J. J., (1960) *Weather Forecasting for Aeronautics*, Academic Press. New York

Geuzaine, C., Remacle, J. F. (2009) Gmsh: A 3-D finite element mesh generator with built-in pre- and post-processing facilities. *International Journal for Numerical Methods in Engineering*, 79, 1309–1331

Griffiths, A. D., Zahorowski, W., Element, A., Werczynski, S. (2010) A map of radon flux at the Australian land surface. *Atmospheric chemistry and physics*, 10, 8969 – 8982

Grossi, C., Vargas, A., Camacho, A., López-Coto, I., Bolivar, J.P., Xia, I., Conen, F. (2011) Intercomparison of different direct and indirect methods to determine ²²²Rn flux from soils. *Radiation Measurements*, 46, 112 - 118

Guimond R.J. and J.M. Hardin. (1989) Radioactivity released from phosphate-containing fertilizers and from gypsum. U.S. Environmental protection Agency. Office of radiation program. Washington. *Rad. Phys. Chem.*, 34: 309-315.

Gurney, K.R., Law, R.M., Denning, A.S., Rayner, P.J., Baker, D., Bousquet, P., Bruhwiler, L., Chen, Y.H., Ciais, P., Fan, S., Fung, I.Y., Gloor, M., Heimann, M., Higuchi, K., John, J., Maki, T., Maksyutov, S., Masarie, K., Peylin, P., Prather, M., Pak, B.C., Randerson, J., Sarmiento, J., Taguchi, S., Takahashi, T., Yuen, C.W. (2002) Towards robust regional estimates of CO₂ sources and sinks using atmospheric transport models. *Nature* 415, 626–630.

Hassan N. M., Ishikawa, T., Hosoda, M., Iwaoka, K., Sorimachi, A., Sahoo, S. K., Janik, M., Kranrod, C., Yonehara, H., Fukushi, M., Tokonami, S. (2011)

Hildebrand, F. B. (1968) *Finite-Difference Equations and Simulations*, Section 2.2, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.

Hong S. Y., Noh, Y. Dudhia, J. (2006) A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes. *Monthly Weather Review*, 134, 2318 – 2341

Hong, S. Y., Dudhia, J., Chen, S. H. (2004) A Revised Approach to Ice Microphysical Processes for the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation. *Monthly Weather Review*, 132, 103 – 120

Hurst, H.E., (1951) Long-Term Storage Capacity of Reservoirs. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 116

Huschke, R. E., (1959) *Glossary of Meteorology*, American Meteorological Society, Boston, Massachusetts. USA

Iacono, M. J., Delamere, J. S., Mlawer, E. J., Shephard, M. W., Clough, S. A., Collins, W. D. (2008) Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. *Journal of Geophysical Research*, 113, D13103

IAEA, (1989) International Atomic Energy Agency; Construction and Use of Calibration Facilities for Radiometric Field Equipment; Technical Reports Series No. 309, IAEA, Vienna.

ICRP, (1991) Recommendations of the International Commission on Radiological Protection.

ICRP Publication 60, Ann. ICRP 21 (1-3)

Ielscha, G., Ferry, C., Tymen, G., Robe, M.C. (2002) Study of a predictive methodology for quantification and mapping of the radon-222 exhalation rate. *Journal of Environmental Radioactivity*; 63; 15-33

Jacob, D.J., Prather, M.J., Rasch, P.J., Shia, R.L., Balkanski, Y.J., Beagley, S.R., Bergmann, D.J., Blackshear, W.T., Brown, M., Chiba, M., Chipperfield, M.P., deGrandpre, J., Dignon, J.E., Feichter, J., Genthon, C., Grose, W.L., Kasibhatla, P.S., Kohler, I., Kritz, M.A., Law, K., Penner, J.E., Ramonet, M., Reeves, C.E., Rotman, D.A., Stockwell, D.Z., VanVelthoven, P.F.J., Verver, G., Wild, O., Yang, H., Zimmermann, P. (1997). Evaluation and intercomparison of global atmospheric transport models using Rn-222 and other short-lived tracers. *Journal of Geophysical Research* 102, 5953-5970

Jennings, S.G., Ciais, P., Biraud, S., Ramonet, M. (2006) Environmental RTDI Programme 2000-2006, Irish Greenhouse Gas Emissions. Final Report, Technical Report. Environmental Protection Agency, Ireland.

Kain, J. S. (2004) The Kain Fritsch Convective Parameterization: An Update. *Journal of Applied Meteorology*, 43, 170 - 181

Kanamitsu, M. (1989) Description of the NMC Global Data Assimilation and Forecast System. *Weather and Forecasting*, 4, 335 - 342

Kemski, J., Siehl, A., Stegemann, R., Valdivia-Manchego, M. (2001) Mapping the geogenic radon potential in Germany. *The Science of The Total Environment*, 272, 217-230

Kotrappa, P., Dempsey, J. C., Stieff, L.R., (1993) Recent advances in electret ion chamber technology for radiation measurements. *Radiation Protection Dosimetry*, 47, 461- 464

Kotrappa, P., Dempsey, J.C., Ramsey, R.W., Stieff, L.R. (1990) A practical E-PERM (electret passive environmental radon monitor) system for indoor ²²²Rn measurement. *Health Physics*, 58, 461-467

Kotrappa, P., Stieff, L. R., Volkovitsky, P. (2004) Radon monitor calibration using NIST radon emanation standards: steady flow method. *Radiation Protection Dosimetry*, 113, 70 - 74

Kreyszig, E. (1968) *Statistische Methoden und ihre anwendungen*. Vandenhoeck and Ruprecht.

Kudryashov, N. A., Alekseeva, I. K., Nagornov, O. V. (1999) Formation of a snow-firn layer in surface melting of snow. *Journal of Engineering Physics and Thermophysics*, 72, 1099 - 1106

Lewis, R. E., Ward, J. P. (1991) *The Finite Element Method: principles and applications*. Addison-Wesley

López-Coto, I., Mas, J. L., Bolivar, J. P., García-Tenorio, R. (2009) A short-time method to measure the radon potential of porous materials. *Applied Radiation and Isotopes*, 67, 133-138

- Lyly, M., Ruokolainen, J., Järvinen, E. (2000) ELMER - A finite element solver for multiphysics. CSC-report on scientific computing. Espoo, Finland
- Mandelbrot, B. y Wallis, J. (1969 a) Robustness of the Rescaled Range R/S in the Measurement of Noncyclic Long-Run Statistical Dependence. *Water Resources Research*, 5
- Mandelbrot, B. y Wallis, J. (1969 b) Global Dependence in Geophysical Records. *Water Resources Research*, 5
- Mandelbrot, B., Hudson, R. L. (2004) *The (Mis)Behavior of Markets*, Basic Books. New York
- McGowan, H., Clark, A. (2008) Identification of dust transport pathways from Lake Eyre, Australia using Hypsplit. *Atmospheric Environment*, 42, 6915 – 6925
- Miller, R. C., (1972) Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. Technical Report 200(R), Headquarters, Air Weather Service, USAF.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., Clough, S. A. (1997) Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysics Research*, 102, 663 - 682
- National Council for Radiation Protection and Measurements (1989) *Control of Radon in houses*. NCRP. Bethesda.
- Pay, M. T., Piot, M., Jorba, O., Gassó, S., Gonçalves, M., Basart, S., Dabdub, D., Jiménez-Guerrero, P., Baldasano, J. M. (2010) A full year evaluation of the CALIOPE-EU air quality modeling system over Europe for 2004. *Atmospheric Environment*, 44, 3322 - 3342
- Pérez-López, R., Nieto, J. M., López-Coto, I., Aguado, J. L., Bolívar, J. P., Santisteban, M. (2010) Dynamics of contaminants in phosphogypsum of the fertilizer industry of Huelva (SW Spain): From phosphate rock ore to the environment. *Applied Geochemistry*, 25, 705-715
- Pérez-Moreno J. P., San Miguel, E. G. Bolívar, J. P., Aguado, J. L. (2002) A comprehensive calibration method of Ge detectors for low level gamma-spectrometry measurements, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research A*, 491, 111-121
- Petterssen, S. (1940) *Weather analysis and forecasting*. MacGraw Hill, New York.
- Pielke, R. A., Martin, C. L. (1981) The derivation of a terrain-following coordinate system for use in a hydrostatic model. *Journal of Atmospheric Science*, 38, 1703 – 1707
- Porstendorfer, J. (1994) Properties and behaviour of radon and thoron and their decay products in the air. *Journal Aerosol Science*; 25; 219 -263.
- Porstendorfer, J., (1994) Properties and behaviour of radon and thoron and their decay products in the air. *Journal of the Aerosol Science*, 25, 219 – 263
- Prabha, T., Hoogenboom, G. (2008) *Evaluation of the Weather Research and Forecasting*

model for two frost events. *Computers and electronics in agriculture*, 64, 234 – 237

Quindós Poncela, L. S., Fernandez, P. L., Gomez Arozamena, J., Sainz, C., Fernandez, J. A., Suarez Mahou, E., Martin Matarranz, J. L., Cascon, M. C., (2004) Natural gamma radiation map (MARNA) and indoor radon levels in Spain, *Environment International*; 29; 1091-1096

Rasch, P., Feichter, J., Law, K., Mahowald, N., Penner, J., Benkovitz, C., Genthon, C., Giannakopoulos, C., Kasibhatla, P., Koch, D., Levy, H., Maki, T., Prather, M., Roberts, D.L., Roelofs, G.-J., Stevenson, D., Stockwell, Z., Taguchi, S., Kritz, M., Chipperfield, M., Baldocchi, D., McMurry, P., Barrie, L., Balkanski, Y., Chatfield, R., Kjellstrom, E., Lawrence, M., Lee, H.N., Lelieveld, J., Noone, K.J., Seinfeld, J., Stenchikov, G., Schwartz, S., Walcek, C., Williamson, D., (2000) A comparison of scavenging and deposition processes in global models: results from the WCRP Cambridge Workshop of 1995. *Tellus* 52 (B), 1025–1056.

RISO-R-1120 (1999) ERRICCA radon model intercomparison exercise. RISO National Laboratory, Roskilde, Denmark

Rodenbeck, C., Houweling, S., Gloor, M., Heimann, M. (2003) CO₂ flux history 1982 – 2001 inferred from atmospheric data using a global inversion of atmospheric transport. *Atmospheric Chemistry and Physics* 3, 1919–1964.

Rogers, V. C., Nielson, K. K. (1991) Multiphase radon generation and transport in porous media. *Health Physics*; 60; 807-815

Salminen (2006) Geochemical atlas of Europe part I: background information, methodology and maps. In: T. Salminen, Editor, Vol. 1 of Geochemical Atlas of Europe, EuroGeosurveys & Foregs, Espoo, Finland.

Sasaki, T., Gunji, Y., Okuda, T. (2003) Mathematical modelling of radon emanation. *Journal of nuclear science and technology*; 41; 142, 151

Scheidegger, A. E. (1960) *The physics of flow through porous media*, Macmillan, New York.

Schery, S.D. and Wasiolek, M. (1998) Modeling radon flux from the earth's surface. *Radon and Thoron in the Human Environment*. World Scientific, Singapore, 207 – 217

Scotti, A., Meneveau, C., Lilly, D. K. (1993) Generalized Smagorinsky model for anisotropic grids. *Physics Fluids A*, 3, 2306 – 2314

Sesana, L., Caprioli, E., Marcazzan, G. M. (2003) Long period study of outdoor radon concentration in Milan and correlation between its temporal variations and dispersion properties of atmosphere. *Journal of Environmental Radioactivity*, 65, 147 – 160

Showalter, A. K., (1947) A stability index for forecasting thunderstorms. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 34, 250 – 252

Smetzers, R.C. (1995) An automated gross alpha/beta activity monitor applied to time-resolved quantitative measurements of radon progeny in air. *Radiation Protection Dosimetry*.

546-552.

Smith, G. D. (1977) Numerical solution of partial differential equations: Finite difference methods, Oxford University Press (Clarendon), London & New York.

Sonzogni, V. E., Yommi, A. M., Nigro, N. M., Storti, M. A. (2002) A parallel finite element program on a Beowulf cluster. *Advances in Engineering Software*, 33, 427 – 443

Sridhar, V., Elliott, R. L., Chen, F., Brotzge, J. A. (2002) Validation of the NOAA-OSU Land surface model using surface flux measurements in Oklahoma. *Journal of Geophysical Research*, 107, D20

Sterling, T., Becker, D. J., Savarese, D., Dorband, J. E., Ranawake, U. A., Packer, C. V. (1995) BEOWULF: A parallel workstation for scientific computation. *Proceedings. 24th International Conference on Parallel Processing. Gconomowoc, Wisconsin.*

Strang, G. (1993) Wavelet Transforms Versus Fourier Transforms. *Bulletin of the American Mathematical Society*, 28, 288 - 305

Szegvary, T., Conen, F., Ciais, P. (2009) European ²²²Rn inventory for applied atmospheric studies. *Atmospheric Environment*; 43; 1536–1539

Szegvary, T., Leuenberger, M. C., and Conen, F. (2007) Predicting terrestrial ²²²Rn flux using gamma dose rate as a proxy. *Atmospheric Chemistry and Physics*; 7; 2789–2795

U.S. Nuclear Regulatory Commission. Regulatory Guide 3.64. Calculation of radon flux attenuation by earthen uranium mill tailings covers. Washington DC. (1989)

UNSCEAR (2000) Report of the United Nation Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation. United Nations, New York.

Uppala, S. M., KÅllberg, P. W., Simmons, A. J., Andrae, U., Bechtold, V. Da Costa, Fiorino, M., Gibson, J. K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G. A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R. P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M. A., Beljaars, A. C. M., Berg, L. Van De, Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Hólm, E., Hoskins, B. J., Isaksen, L., Janssen, P. A. E. M., Jenne, R., McNally, A. P., Mahfouf, J. F., Morcrette, J. J., Rayner, N. A., Saunders, R. W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K. E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P., Woollen, J. (2005) The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 131, issue 612, pp. 2961-3012

Vargas, A., Arnold, D., Ortega, X., Parages, C. (2008) Influence of natural radioactive aerosols on artificial radioactivity detection in the Spanish surveillance networks. *Applied Radiation and Isotopes*; 66; 1627– 1631.

Vargas, A., Ortega, X., Martín-Matarranz, J. L. (2004) Traceability of radon-222 activity concentration in the radon chamber at the technical university of Catalonia (Spain). *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*; 526; 501-509

Wallace, J. M., Hobbs P., V. (1977) Atmospheric science: An introductory survey. Academic Press, New York.

Weinstock, R. (1974) Calculus of Variations. Dover, New York

Wilhelm, E., Battino, R., Wilcock, R. J. (1977) Low-pressure solubility of gases in liquid water. Chemical Review, 77, 219 - 262

Youngquist, G. R. (1969) Diffusion and flow of gases in porous solids. Symp. on flow through porous media, American Chemical Society Publications; 58 Washington DC

Zwinger, T., Moore, J. C. (2009) Diagnostic and prognostic simulations with a full Stokes model accounting for superimposed ice of Midtre Lovénbreen, Svalbard. The Cryosphere, 3, 217-229