

Capítulo 2

Radiación ionizante ambiental

2.1. Introducción

Desde el descubrimiento de la radiactividad el ser humano se ha interesado por cuantificar la magnitud de los campos de radiación ionizante que le envuelven, estudiar su interacción con el medio material, y determinar sus efectos en los seres vivos.

Las fuentes de radiación ionizante responsables de la generación de la radiación a las que está expuesto el ser humano se pueden clasificar en dos grandes grupos: Las *fuentes de radiación natural*, cuyo origen se encuentra en las fuentes existentes en la naturaleza, y las *fuentes de radiación artificial*, debidas a la actividad tecnológica del ser humano.

En este capítulo se presentan las características de la radiación ionizante ambiental y de sus fuentes principales de generación, tanto de origen natural como de origen artificial. Además se describen los elementos que influyen en las variaciones de los campos de radiación ionizante, y los estudios realizados hasta la actualidad a nivel mundial.

2.2. Radiación ambiental de origen natural

El conjunto de toda la población mundial ha estado sometida a la acción de las radiaciones ionizantes de origen natural en una proporción relativamente constante a lo largo del tiempo. Por otro lado, la exposición a fuentes de radiación natural de las diversas poblaciones varía considerablemente en función de su localización geográfica.

La radiación de origen natural constituye la parte más importante de radiación que recibe el ser humano. Por otro lado, también cabe destacar el interés por cuantificar la magnitud de las variaciones de dicha radiación con el tiempo y el espacio. Ello permitirá evaluar la dosis de radiación que el ser humano recibe de las fuentes naturales y además determinar el impacto de otras fuentes de radiación de origen artificial.

Existen diversas fuentes naturales, responsables de la emisión de radiación ionizante:

- a) Fuentes externas de origen extraterrestre, también denominadas *rayos cósmicos*.
- b) Fuentes externas de origen terrestre constituidas por los radionucleidos presentes en la corteza terrestre y en el aire.
- c) Fuentes internas, constituidas por radionucleidos incorporados al cuerpo humano por ingestión o inhalación.

2.2.1. Radiación cósmica

Se entiende por radiación cósmica, aquella cuyo origen se debe directa o indirectamente a la radiación que proviene del espacio extraterrestre y que incide en la atmósfera terrestre. La radiación que proviene directamente del espacio exterior se denomina *radiación cósmica primaria*. Por otro lado, cuando la radiación cósmica primaria interacciona con los núcleos atómicos de la atmósfera, las partículas secundarias y la radiación electromagnética generada se denominan *radiación cósmica secundaria*, y los radionúcleos producidos se denominan *radionúcleos cosmogénicos*.

Radiación cósmica primaria

Debe su origen a la radiación ionizante que proviene de diversos cuerpos celestes de nuestra galaxia, incluyendo a la que proviene del Sol.

La radiación cósmica primaria está constituida principalmente por:

- Protones de alta energía con una abundancia de aproximadamente un 90 %. Su espectro energético se extiende entre 1 MeV y 10^{14} MeV, con un máximo que oscila alrededor de los 300 MeV.
- Iones de ${}^4_2\text{He}$. Su abundancia es del orden de un 10 % respecto el total.

- Partículas pesadas, electrones, fotones, y neutrinos, en proporciones muy bajas.

La densidad de flujo de los rayos cósmicos primarios ha variado muy poco (inferior a un factor 2) durante los últimos 10^9 años. Los únicos factores responsables de la modificación de densidad de flujo de los rayos cósmicos son: 1) el campo magnético terrestre, y 2) la existencia de ciclos solares.

El campo magnético terrestre desvía hacia el espacio las partículas cargadas que inciden con energías por debajo de los 10^4 MeV. Este fenómeno depende de la latitud geomagnética, lo que implica unas densidades de flujo de protones de baja energía mayores en los Polos que en regiones ecuatoriales.

La actividad solar sufre variaciones cíclicas con una periodicidad de 11 años, que afectan la densidad de flujo de los protones galácticos de baja energía $E_p < 10^4$ MeV en las capas superiores de la atmósfera terrestre. Durante los periodos de máxima actividad solar la densidad de flujo es mínima y es máxima durante los periodos de mínima actividad solar. Debido a que este fenómeno tiene lugar en las capas altas de la atmósfera ($H > 10$ km), su efecto es mínimo en lo que respecta a la dosis a la altura de la superficie terrestre.

Radiación cósmica secundaria

Debe su origen a las reacciones de espalación entre las partículas más energéticas de la radiación cósmica primaria y los núcleos de los átomos del aire, según se puede observar en la figura 2.1. Los productos de estas reacciones consisten en protones, neutrones, y piones, junto con los denominados *radionucleidos cosmogénicos*, como por ejemplo ^3H , ^7Be , ^{10}Be , ^{22}Na , y ^{24}Na .

La radiación cósmica, que está constituida inicialmente por protones, neutrones y piones de alta energía, puede interactuar con otros núcleos del aire y formar nuevas partículas secundarias en un proceso denominado *de cascada*. En general, los piones sufren procesos de desintegración, generando muones y fotones que a su vez generan nuevas cascadas, que pueden llegar hasta las capas inferiores de la atmósfera.

Debido a que la sección eficaz de interacción de los muones con los núcleos atómicos es muy pequeña, y que se desplazan a velocidades relativistas, pueden penetrar hasta capas inferiores de la atmósfera terrestre y atravesar los materiales de construcción. Por otro lado, también aparecen electrones por desintegración de muones, por ionización producida por partículas cargadas, y por cascada electromagnética (ver tabla 2.1).

Radionucleidos cosmogénicos

Como se ha comentado anteriormente, los radionucleidos cosmogénicos son los productos de las reacciones de espalación entre la radiación cósmica primaria y los núcleos de los átomos de

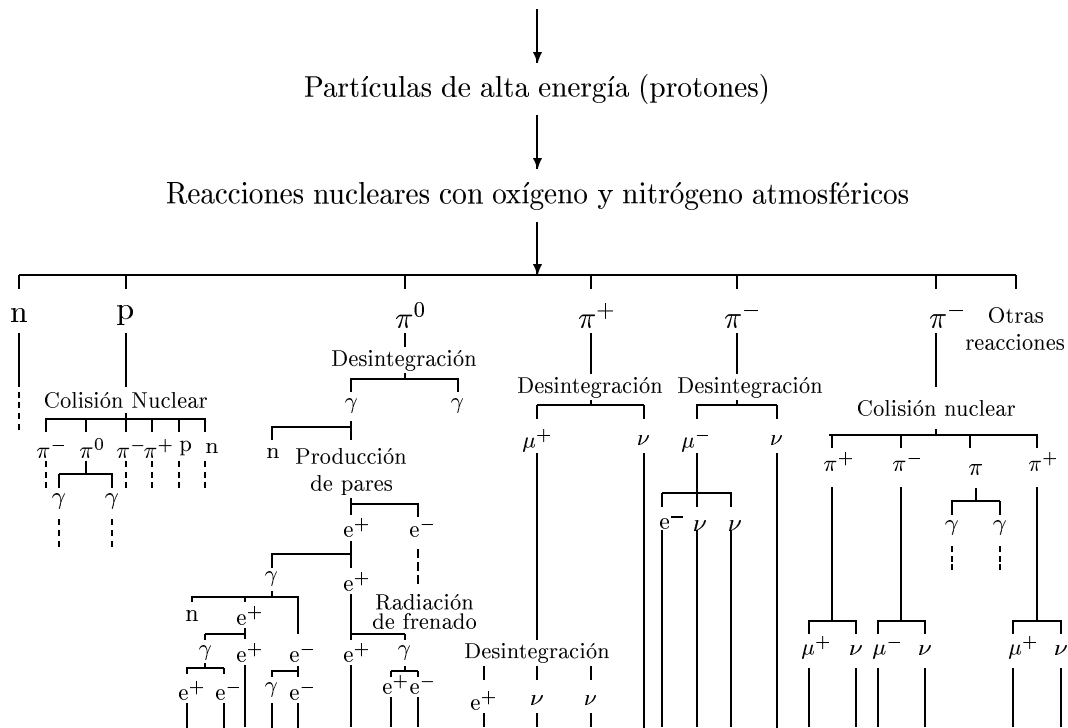


Figura 2.1: Interacción de la radiación cósmica primaria con la atmósfera. Adaptado de [3]

Primaria		Secundaria	
H	89 %	Muones	70 %
He	9 %	e ⁺ y e ⁻	29 %
Li,Be,B	0.5 %	Iones	
C,N,O	0.5 %	pesados	1 %
Ne,Mg,Si	0.1 %		
Fe	0.03 %		

Cuadro 2.1: Composición de la radiación cósmica primaria en capas altas de la atmósfera, y radiación cósmica secundaria al nivel del mar. Referencia [2].

aire. Se forman principalmente en altas capas de la atmósfera (estratosfera), posteriormente sufren procesos de difusión que los desplazan hasta capas inferiores de la atmósfera (troposfera) siendo arrastrados a la superficie terrestre por precipitación y deposición gravitatoria.

En la tabla 2.2 se indican los principales radionucleidos cosmogénicos, junto con los modos de desintegración y energías de la radiación emitida. De todos ellos, los únicos que tienen importancia, en lo que se refiere a efectos biológicos sobre el organismo, son el ^3_1H y el $^{14}_6\text{C}$, y en menor grado el ^7_4Be y el $^{22}_{11}\text{Na}$

Radionucleido	Periodo	Principales modos de desintegración y energías ¹ expresadas en keV. Entre paréntesis, la fracción de ramificación, en %.	
		γ	β
^3_1H	12.33 años		18.6[100] (β^-)
^7_4Be	53.29 días	478[10.4]	
$^{10}_4\text{Be}$	1,6x10 ⁶ años		556[100] (β^-)
$^{14}_6\text{C}$	5730 años		156[100] (β^-)
$^{22}_{11}\text{Na}$	2.6 años	1274[99.94]	545[90.4] (β^+)
$^{24}_{11}\text{Na}$	14.66horas	1369[100];2754[99.9]	1393[99.9] (β^-)
$^{32}_{14}\text{Si}$	172 años		224[100] (β^-)
$^{32}_{15}\text{P}$	14.28 días		1710[100] (β^-)
$^{33}_{15}\text{P}$	25.34 días		249[100] (β^-)
$^{35}_{16}\text{S}$	87.51 días		167[100] (β^-)
$^{36}_{17}\text{Cl}$	3,0x10 ⁵ años		709[98.1] (β^-)
$^{38}_{16}\text{S}$	2.84 horas	1942[83]	995[83] (β^-)
$^{38}_{17}\text{Cl}$	37.24 minutos	1640[31];2170[42]	4920[57.6];1110[32] (β^-)
$^{39}_{17}\text{Cl}$	55.6 minutos	250[47];1270[54.3];1520[38.6]	1920[83] (β^-)
$^{39}_{19}\text{Ar}$	269 años		565[100] (β^-)
$^{81}_{36}\text{Kr}$	2,3x10 ⁵ años	12[46.9];13[6.4];276[3.6]	81[99.7] (β^+)

Cuadro 2.2: Principales radionucleidos cosmogénicos. Datos obtenidos de [4] y [3], y adaptados según [5] y [6].

El $^{14}_6\text{C}$ se forma en la estratosfera principalmente mediante la reacción $^{14}_7\text{N}(n, p)^{14}_6\text{C}$. Es un

¹En el caso de partículas β , se indica la energía máxima.

radionucleido cosmogénico que tiene gran importancia en lo que se refiere a su relación con los organismos vivos.

El ${}^3_1\text{H}$ se genera en la atmósfera de forma natural por acción de la radiación cósmica (y también de forma artificial en los reactores nucleares y en las explosiones nucleares). Su concentración en el aire troposférico es del orden de $\sim 1\text{mBq/m}^3$ (referencia [4]). Respecto al ${}^3_1\text{H}$ presente en la corteza terrestre, el 99 % se halla en moléculas de agua (HTO), formando el *agua tritiada*.

Debido a que tanto el ${}^{14}_6\text{C}$ como el ${}^3_1\text{H}$ son emisores de partículas β de baja energía (ver tabla 2.2), la fracción más importante de dosis depositada en los organismos vivos será de origen interno, siendo mínima su contribución a la dosis externa.

El ${}^7_4\text{Be}$ se detecta tanto en la atmósfera al nivel del suelo, como en el agua de lluvia, en concentraciones que oscilan alrededor¹ de los 10mBq/m^3 y 700mBq/m^3 respectivamente (referencia [4]).

El ${}^{22}_{11}\text{Na}$ se detecta en concentraciones del orden de $\sim 1\mu\text{Bq/m}^3$ en capas inferiores de la atmósfera y $0,1\text{Bq/m}^3$ en el agua de lluvia, según [4]. Debido a su comportamiento metabólico en el ser humano y a que las radiaciones emitidas son más energéticas, su contribución a la tasa de dosis será superior a la de otros radionucleidos cosmogénicos como por ejemplo el ${}^3_1\text{H}$.

2.2.2. Radiación terrestre

La radiación ionizante terrestre de origen natural existe desde la formación del planeta Tierra. La fuente de esta radiación se debe a los denominados *radionucleidos primordiales* que consisten en núcleos radiactivos presentes en la corteza e interior de la Tierra desde su formación, junto con sus posibles descendientes radiactivos.

Cuando se formó la Tierra (hace aproximadamente 5000 millones de años), existían muchas sustancias radiactivas con periodos de semidesintegración desde segundos hasta millones de años. En la actualidad la mayoría de las sustancias radiactivas con periodos de semidesintegración inferiores a 10^8 años, son indetectables, ya que han transcurrido del orden de 50 periodos, lo que implica una reducción de la actividad de 2^{50} y sólo perduran aquellas con periodos de semidesintegración del orden de la edad de la Tierra.

Los radionucleidos primordiales se dividen en dos grandes grupos: Radionucleidos sin descendientes radiactivos, y los radionucleidos que pertenecen a una de las cuatro series radiactivas. A continuación se describen las características de los distintos tipos de radionucleidos primordiales presentes en la naturaleza.

Radionucleidos sin descendientes radiactivos

Se han identificado en la naturaleza veinte radionucleidos primordiales (tabla 2.3) que no pertenecen a ninguna serie radiactiva. La contribución de dichos radionucleidos a la tasa de

¹A una temperatura de 20°C y 1 atm de presión atmosférica.

dosis ambiental está relacionada con su abundancia en la naturaleza, su periodo de semidesintegración y su participación en los procesos biológicos del organismo humano. Del conjunto de radionucleidos primordiales de la tabla 2.3, sólo dos contribuyen significativamente a la tasa de dosis ambiental: el $^{40}_{19}\text{K}$ y el $^{87}_{37}\text{Rb}$.

Radionucleido	Periodo(años)	Abundancia (%)	Principales modos de desintegración y energías ¹ expresadas en keV. Entre paréntesis, la fracción de ramificación, en %.		
			γ	β	α
$^{40}_{19}\text{K}$	$1,277 \times 10^9$	0.0117	1460.8[10.67]	1312[89](β^-)	
$^{50}_{23}\text{V}$	$1,3 \times 10^{17}$	0.25	1553.8 [>70]		
$^{87}_{37}\text{Rb}$	$4,80 \times 10^{10}$	27.835		282.3(β^-)	
$^{113}_{48}\text{Cd}$	$9,3 \times 10^{15}$	12.22		316 (β^-)	
$^{115}_{49}\text{In}$	$4,41 \times 10^{14}$	95.7		497(β^-)	
$^{123}_{52}\text{Te}$	$1,3 \times 10^{13}$	0.908	3.604[3.9]		
$^{138}_{57}\text{La}$	$1,06 \times 10^{11}$	0.09	788.7[33.3] 1435.8[66.7]	1044[33](β^-)	
$^{142}_{58}\text{Ce}$	$> 5 \times 10^{16}$	11.08			1500
$^{144}_{60}\text{Nd}$	$2,1 \times 10^{15}$	23.80			1830
$^{147}_{62}\text{Sm}$	$1,06 \times 10^{11}$	15.0			2233
$^{148}_{62}\text{Sm}$	7×10^{15}	11.3			1960
$^{149}_{62}\text{Sm}$	$> 1 \times 10^{16}$	13.8			< 2000
$^{152}_{64}\text{Gd}$	$1,08 \times 10^{14}$	0.20			2140
$^{156}_{66}\text{Dy}$	$> 1,0 \times 10^{18}$	0.06			~ 3000
$^{176}_{71}\text{Lu}$	$3,59 \times 10^{10}$	2.59	201.9[84] 306.9[93]	594.9[99.7](β^-)	
$^{174}_{72}\text{Hf}$	$2,0 \times 10^{15}$	0.162			2500
$^{180}_{73}\text{Ta}$	$> 2,8 \times 10^{13}$	0.012		(β^-)	
$^{187}_{75}\text{Re}$	$4,6 \times 10^{10}$	62.6		2.64(β^-)	
$^{190}_{78}\text{Pt}$	$6,0 \times 10^{11}$	0.013			3175
$^{204}_{82}\text{Pb}$	$> 1,4 \times 10^{17}$	1.4			2600

Cuadro 2.3: Radionucleidos primordiales que no pertenecen a ninguna de las series radiactivas. Datos obtenidos de [3], y adaptados según [5] y [6].

$^{40}_{19}\text{K}$. Este radionucleido puede desintegrarse por dos vías: desintegración β^- , con la consiguiente emisión de partículas β^- , con una energía máxima de 1.33 MeV; y desintegración β^+ , seguido de la emisión de fotones con una energía de 1460 keV.

La abundancia isotópica del ^{40}K respecto del potasio natural es pequeña (0.0118%), pero dado que el potasio natural está ampliamente distribuido en la naturaleza, tanto en la corteza terrestre como en los seres vivos, su contribución a los campos de radiación ambiental será muy importante. La concentración de potasio natural en el terreno varía en función del tipo de suelo. La piedra caliza contiene las concentraciones más bajas ($\sim 0.1\%$), y algunas rocas

¹En el caso de partículas β , se indica la energía máxima.

graníticas poseen las concentraciones más elevadas ($\sim 3.5\%$), según [3]. La actividad específica de diversos tipos de terrenos se puede observar en la tabla 2.4

Tipo de terreno	Concentración ($\mu\text{g/g}$)	Actividad específica (Bq/g)
Sienita	5.66	1.47
Granito A ¹	4.96	1.29
Esquistos	3.14	0.81
Granito B ²	2.97	0.77
Arcilla de sedimentos marinos	2.95	0.765
Arenisca	1.26	0.327
Basalto	0.98	0.254
Carbonatos de Sedimentos marinos	0.34	0.088
Carbonatos	0.32	0.083
Roca ígnea ultra-básica	0.0047	0.001

Cuadro 2.4: Presencia de $^{40}_{19}\text{K}$ en la corteza terrestre. Datos obtenidos de [3].

$^{87}_{37}\text{Rb}$. Se desintegra por emisión β^- , con un periodo de $4,8 \times 10^{10}$ años. La energía máxima de las partículas beta emitidas es de 0.274 MeV, sin la emisión de radiación gamma.

Se encuentra distribuido en la corteza terrestre y el cuerpo humano al igual que ocurre con el potasio. La composición típica en las rocas oscila entre los 10 ppm y 200 ppm, lo que implica actividades específicas que pueden variar entre 0.007 Bq/g y 0.019 Bq/g, siendo ciertos tipos de granito los que contienen la mayor concentración.

La contribución a la tasa de dosis externa del resto de radionucleidos primordiales de la tabla 2.3 es insignificante debido a que su concentración en el terreno es muy baja, y además la radiación emitida consiste, mayoritariamente, en radiación alfa y beta de baja energía, caracterizada por su corto alcance en aire.

Series radiactivas naturales

Existen cuatro series radiactivas naturales, de las cuales sólo tres de ellas se encuentran en la naturaleza al estar encabezadas por un radionucleido con un periodo de semidesintegración del mismo orden de magnitud que la edad de la Tierra:

$^{232}_{90}\text{Th}$, serie del torio.

$^{238}_{92}\text{U}$, serie del uranio.

$^{235}_{92}\text{U}$, serie del actinio.

¹Granito con baja concentración de calcio.

²Granito con alta concentración de calcio.

La cuarta serie, denominada serie del neptunio, tiene por radionucleido inicial al ${}_{94}^{241}\text{Pu}$, que dispone de un periodo de semidesintegración de 13.2 años. Esta serie natural debe su nombre al descendiente que posee el periodo de semidesintegración más largo ($1,62 \times 10^5$ años), el ${}_{93}^{237}\text{Np}$. Del conjunto de componentes de la cadena de desintegración sólo permanece en la Tierra, en cantidades significativas, el descendiente estable ${}_{83}^{209}\text{Bi}$, que es el último componente de la serie radiactiva.

${}_{92}^{238}\text{U}$ y descendientes . El uranio natural que se encuentra en la Tierra está compuesto por cuatro isótopos de número atómico 230, 234, 235, y 238. La abundancia isotópica del ${}_{92}^{238}\text{U}$ es de 99.275 %, generalmente en equilibrio con el ${}_{92}^{234}\text{U}$ ya que éste forma parte de la cadena de desintegración del uranio.

El periodo de semidesintegración del ${}_{92}^{238}\text{U}$ es de 4.4638×10^9 años. Se desintegra por emisión alfa generando una cadena de descendientes (ver figura 2.2) que se pueden agrupar en 5 subseries. También puede sufrir fisión espontánea, pero con una proporción muy pequeña. Cabe destacar el caso especial del descendiente radiactivo ${}_{86}^{222}\text{Rn}$, que en condiciones normales es un gas, por lo que existirá mezclado con los gases de la atmósfera. Su comportamiento y descendientes serán tratados de forma especial en el apartado 2.2.3.

Existe uranio en prácticamente todos los tipos de rocas y terrenos. Las concentraciones más elevadas se encuentran en las rocas de fosfatos siendo la concentración de uranio del orden de 120 ppm. Por otro lado las concentraciones más bajas se encuentran en las rocas ígneas ultra-básicas. En la tabla 2.5 se indican las concentraciones típicas de uranio en ciertos tipos de terreno.

TIPO DE ROCA	CONCENTRACIÓN (ppm)
Roca de fosfatos(Florida)	120
Esquistos bituminosos (Tennessee)	50-80
Roca de fosfatos(N. África)	20-30
Granito común	4
Ígnea ácida	3.0
Ígnea intermedia	1.5
Roca caliza	1.3
Otras rocas sedimentarias	1.2
Ígnea básica	0.6
Ígnea ultrabásica	0.03
Meteoritos	0.003

Cuadro 2.5: Presencia de uranio en diversos tipos de rocas. Datos obtenidos de [4].

En la tabla 2.6 se presentan los componentes de la serie natural del ${}_{92}^{238}\text{U}$, junto con sus características principales como son el periodo de semidesintegración, el modo de desintegración, la energía de la radiación generada, y su intensidad relativa.

Al igual que el uranio, algunos de sus descendientes también estarán presentes en todos los tipos de rocas y suelos en proporciones variables, así como también en el agua y aire atmosférico.

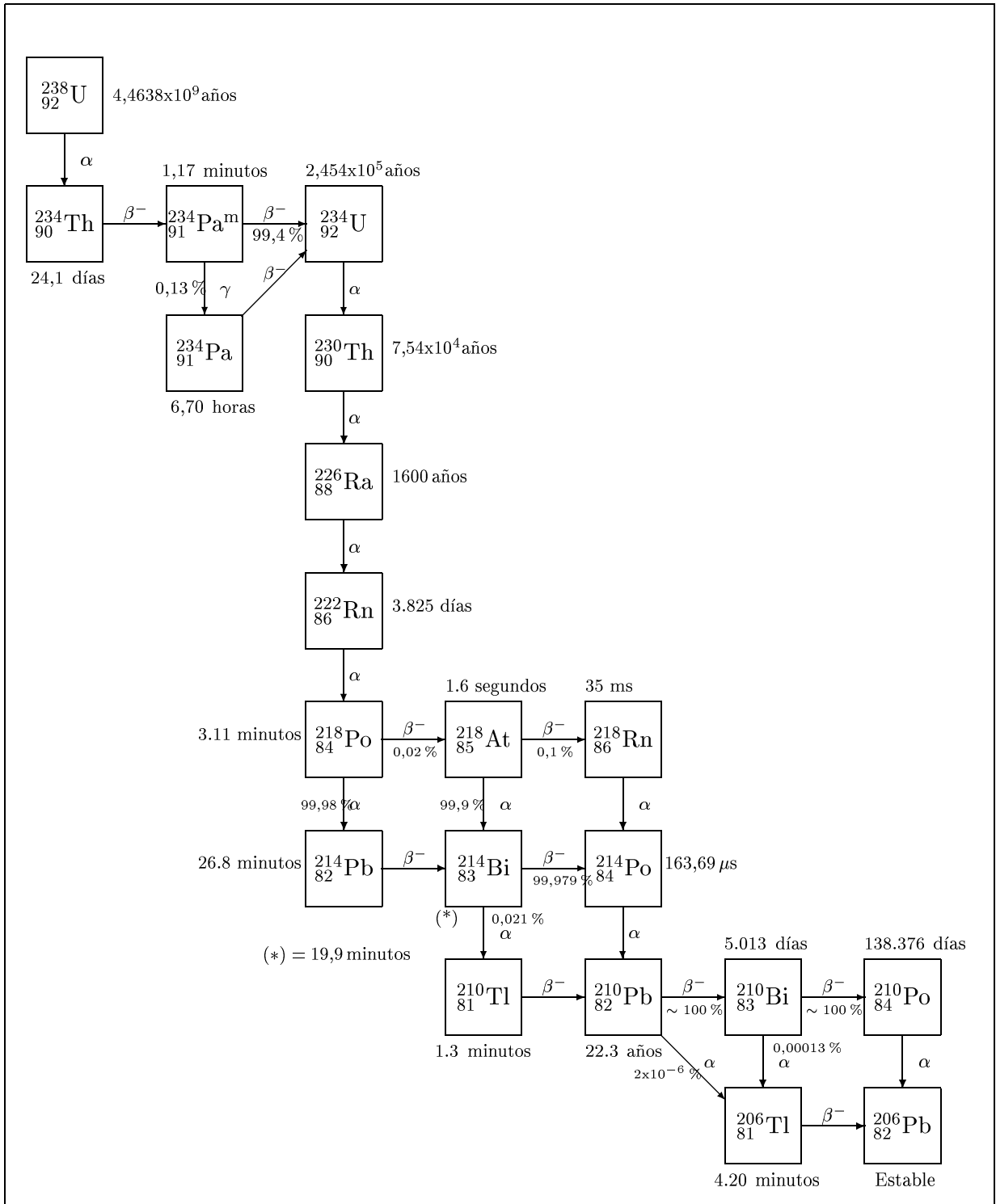


Figura 2.2: Cadena de desintegración del $^{238}_{92}\text{U}$. Referencia [7]

Radionucleido	Periodo	Principales modos de desintegración y energías expresadas en keV. Entre paréntesis, la fracción de ramificación, en %.		
		α	β	γ
$^{238}_{92}\text{U}$	4,4638x10 ⁹ años	4147 (23) 4196 (77)	—	16,2 (4,1) , 13 (3)
$^{234}_{90}\text{Th}$	24,1 días	—	106,3 (7,6) , 106,7 (19,2) 199,1 (70,3)	13,3 (3,9) , 16,6 (4,4) , 63,3 (3,8) 92,6 (5,41)
$^{234}_{91}\text{Pa}^m$	1,17 min	—	2197 (98,2)	94,7 (0,12) , 98,4(0,2) 766,4 (0,2) , 1001 (0,7)
$^{234}_{91}\text{Pa}$	6,70 h	—	414,5 (8) 473,6 (33) 474,1 (12,4) 644,4 (19,4) 1173,3 (3,9) 1207,6 (4,8)	13,6 (43) , 17,1(52) , 20,3(11,8) 94,7 (15,7) , 98,4(23,3) , 131,3(20) 569,5 (10,7) , 883,2(12)
$^{234}_{92}\text{U}$	2,454x10 ⁵ años	4723 (27,5) 4776 (72,5)	—	53,2 (0,12)
$^{230}_{90}\text{Th}$	7,54x10 ⁴ años	4621 (23,4) 4687 (76,3)	—	67,7 (0,4) , 143,9(0,05)
$^{226}_{88}\text{Ra}$	1600 años	4601,4 (5,55) 4678,4 (94,45)	—	83,8 (0,3) , 186,1(3,3)
$^{222}_{86}\text{Rn}$	3,825 días	5489,7 (99,92) 46784 (94,45)	—	510 (0,07)
$^{218}_{84}\text{Po}$	3,11 min	6002,55 (~ 100) 46784 (94,45)	264 (~ 0,019)	—
$^{214}_{82}\text{Pb}$	26,8 min	—	727,8 (40,5) 987,1 (46) 1023 (9,3)	74,8 (6,5) 77,1 (11) 241,9 (7,5) 295,1 (19,2) 351,9 (37,1)
$^{218}_{85}\text{At}$	1,6 s	6654 (6) 6695 (90) 6748 (4)	< 2883 (~ 0,01)	—
$^{218}_{86}\text{Rn}$	35 ms	6534,9 (0,16) 7133,1 (99,8)	—	609,3 (0,12)
$^{214}_{83}\text{Bi}$	19,9 min	5450 (0,011) 5513 (0,0023)	1507,5 (16,9) 1992,4 (17,5) 3272 (19,9)	609,3 (46,1) 768,4 (4,9) 934 (3,2) 1120,3 (15) 1238,1 (5,9) , 1378,7 (4) 1764,5 (15,9) , 2204,1 (5)
$^{214}_{84}\text{Po}$	163,69 μs	7686,9 (99,9895)	—	797,9 (0,0104)
$^{210}_{81}\text{Tl}$	1,3 min	—	4386,3 (20)	298,1 (79) 797,9 (98,96) 860 (6,9) 1068 (12) , 1110 (6,9) , 1208 (17) 1314 (21) , 2008 (6,9) 2358 (8) , 2428 (9)
$^{210}_{82}\text{Pb}$	22,3 años	3720 (2x10 ⁻⁶)	16,96 (84) 63,5 (16)	10,8 (9,2) 13,1 (10,4) 43,5 (4,1)
$^{210}_{83}\text{Bi}$	5,013 días	4648,3 (60rel) 4686,7 (40rel)	1162,7 (~ 100)	266,2 (4x10 ⁻⁵) 305,3 (6x10 ⁻⁵)
$^{210}_{84}\text{Po}$	138,38 días	5304,4 (100)	—	80,13 (0,0011)
$^{206}_{81}\text{Tl}$	4,20 min	—	1533,2 (99,9)	—
$^{206}_{82}\text{Pb}$	estable	—	—	—

Cuadro 2.6: Modos de desintegración de los radionucleidos de la cadena de desintegración del $^{238}_{92}\text{U}$ y energía de la radiación generada. En el caso de partículas β , se indica la energía máxima. Datos obtenidos de [5] y [6].

Radionucleido	Periodo	Principales modos de desintegración y energías expresadas en keV. Entre paréntesis, la fracción de ramificación, en %.		
		α	β	γ
$^{232}_{90}\text{Th}$	$1,405 \times 10^{10}$ años	3952 (23) 4010 (77)	—	—
$^{228}_{88}\text{Ra}$	5,75 años	—	14,9 (40) , 39,23 (60) —	12,76 (19) , 13,5 (100) , 15,15 (10) 18,8 (13)
$^{228}_{89}\text{Ac}$	6,13 horas	4270	481,0 (4,2) , 595,5 (8,1) ; 958,6 (3,5) , 973,5 (5,6) , 1004,1 (5,8) , 1104,5 (3,0) 1730,1 (11,6) , 2069,2 (10)	12,95 (15) , 16,15(20) , 338,4(12) 911,16 (29) , 968,97 (17,4)
$^{228}_{90}\text{Th}$	1,913 años	5340 (26,7) 5432 (72,7)	—	12,33 (3,1) , 15,23(4,7) , 94,26(1,2) 215,75 (9,3)
$^{224}_{88}\text{Ra}$	3,66 días	5449,1 (4,9) 5685,5 (95,1)	—	240,76 (3,9)
$^{220}_{86}\text{Rn}$	55.6 segundos	6288,29 (99,93)	—	549,7 (0,07)
$^{216}_{84}\text{Po}$	0.150 segundos	6778,5 (99,998)	—	804,9 (0,0018)
$^{212}_{82}\text{Pb}$	10,64 horas	—	158,4 (5,2) , 335,1 (82,5) 573,7 (12,3)	10,83 (6,6) , 13,1 (6,0) , 74,8 (10,5) 77,2 (17,7) , 87,2 (6,3) , 238,58 (43,6) 300,03 (3,3)
$^{212}_{83}\text{Bi}$	60,55 minutos	6051 (25,23) 6090,1 (9,63)	1526,7 (4,4) , 2254 (55,5)	10,26 (3,0) , 12,8 (3,5) , 39,85 (1,1) 727,25 (6,7) , 785,51 (1,1) , 1620,66 (1,5)
$^{212}_{84}\text{Po}$	298 ns	8784.4		
$^{208}_{81}\text{Tl}$	3,053 minutos	—	1292,5 (24,5) , 1525,8 (21,3) 1803,2 (48,7)	74,97 (3,60) , 277,28 (6,8) , 510,61 (21,6) 583,02 (86) , 860,3 (12,0) , 2614,35 (99,79)
$^{208}_{82}\text{Pb}$	estable	—	—	—

Cuadro 2.7: Modos de desintegración de los radionucleidos de la cadena de desintegración del $^{232}_{90}\text{Th}$ y energía de la radiación generada. En el caso de partículas β , se indica la energía máxima. Datos obtenidos de [5] y [6].

$^{232}_{90}\text{Th}$ y descendientes . El $^{232}_{90}\text{Th}$ posee un periodo de semidesintegración de 1.4050×10^{10} años. Se desintegra por emisión alfa generando una cadena de descendientes que se pueden agrupar en 3 subseries (ver figura 2.3). Igual que en el caso de la cadena del uranio, cabe destacar el caso especial del descendiente radiactivo $^{220}_{86}\text{Rn}$ -denominado Torón- que en condiciones normales también es un gas, por lo que se analizará de forma análoga al radón.

$^{235}_{92}\text{U}$ y descendientes . El $^{235}_{92}\text{U}$ posee un periodo de semidesintegración de $7,037 \times 10^8$ años. Sufre desintegración alfa y también puede sufrir fisión espontánea, aunque en una proporción muy pequeña. En la figura 2.4 se detallan los descendientes de la serie radiactiva y sus modos de desintegración, y en la tabla 2.8 los tipos de partículas y energías producidas en la desintegración de los descendientes de la cadena. Uno de los componentes de la serie es el $^{219}_{86}\text{Rn}$, que al igual que ocurre con la serie del uranio y la del torio, en condiciones normales

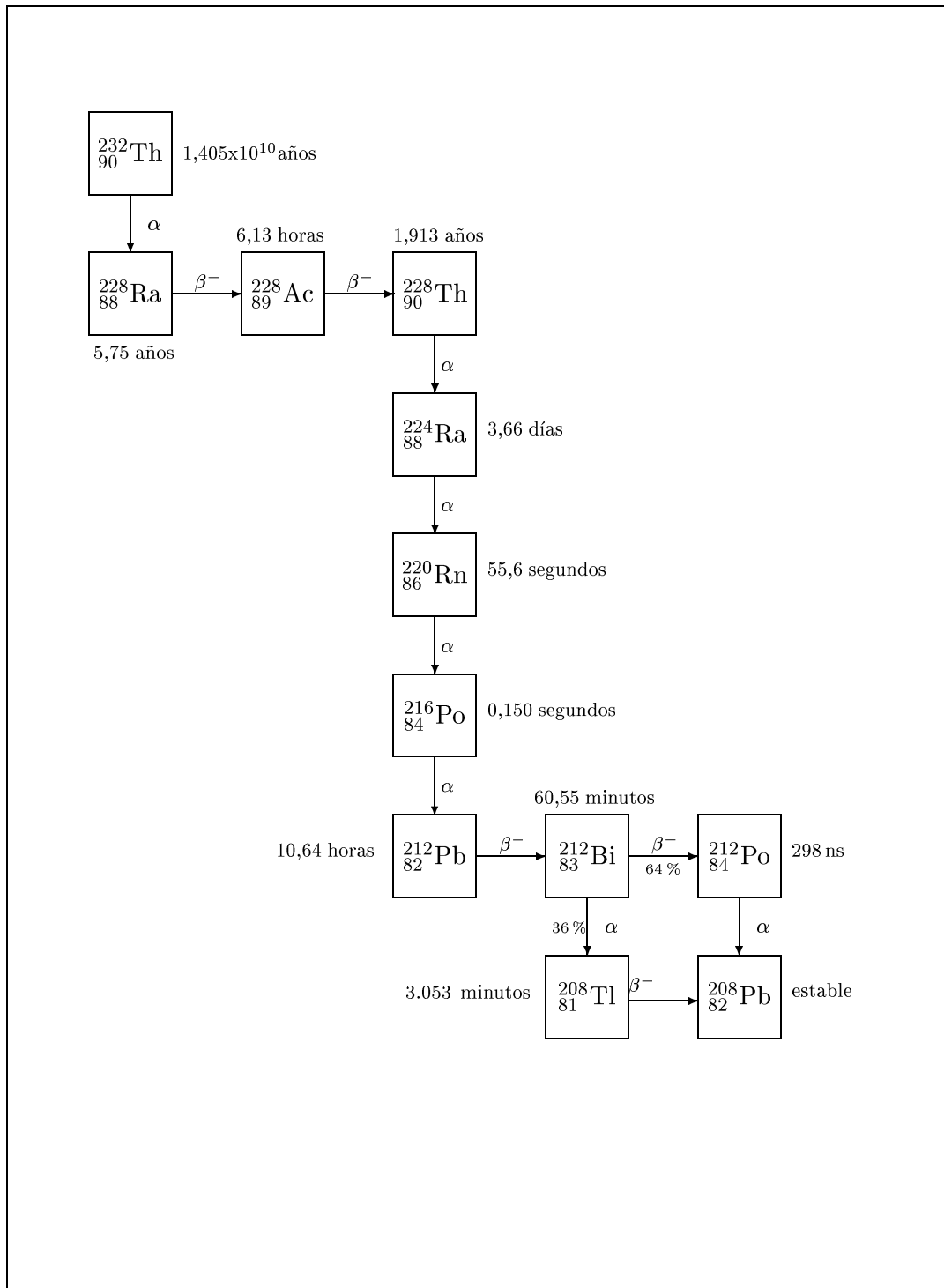


Figura 2.3: Cadena de desintegración del $^{232}_{90}\text{Th}$. Referencia [7]

de presión y temperatura, es un gas y puede difundirse a la atmósfera. A pesar de ello, su importancia radiológica es insignificante, debido a que su corto periodo de semidesintegración (4.0s), y el de sus descendientes ($T < 1s$) es varios órdenes de magnitud inferior a los procesos de transporte atmosféricos.

Como se ha podido observar en las tablas 2.6, 2.7, y 2.8, las tres series naturales disponen de descendientes emisores de radiación alfa, beta, y gamma, por ello, contribuirán tanto a los campos de radiación externa, como interna. La energía máxima de la radiación gamma emitida es de 2614 keV (intensidad de 100 %), correspondiente a la desexcitación del $^{208}_{82}\text{Pb}$ que es estable, y se ha formado por de la desintegración β^- del $^{208}_{81}\text{Tl}$. La energía de las partículas alfa emitidas por los radionucleidos de las series radiactivas oscila entre 4 MeV y 9 MeV. El último componente de las tres series radiactivas es un isótopo de plomo estable, o al menos con un periodo de semidesintegración superior a 10^{18} años.

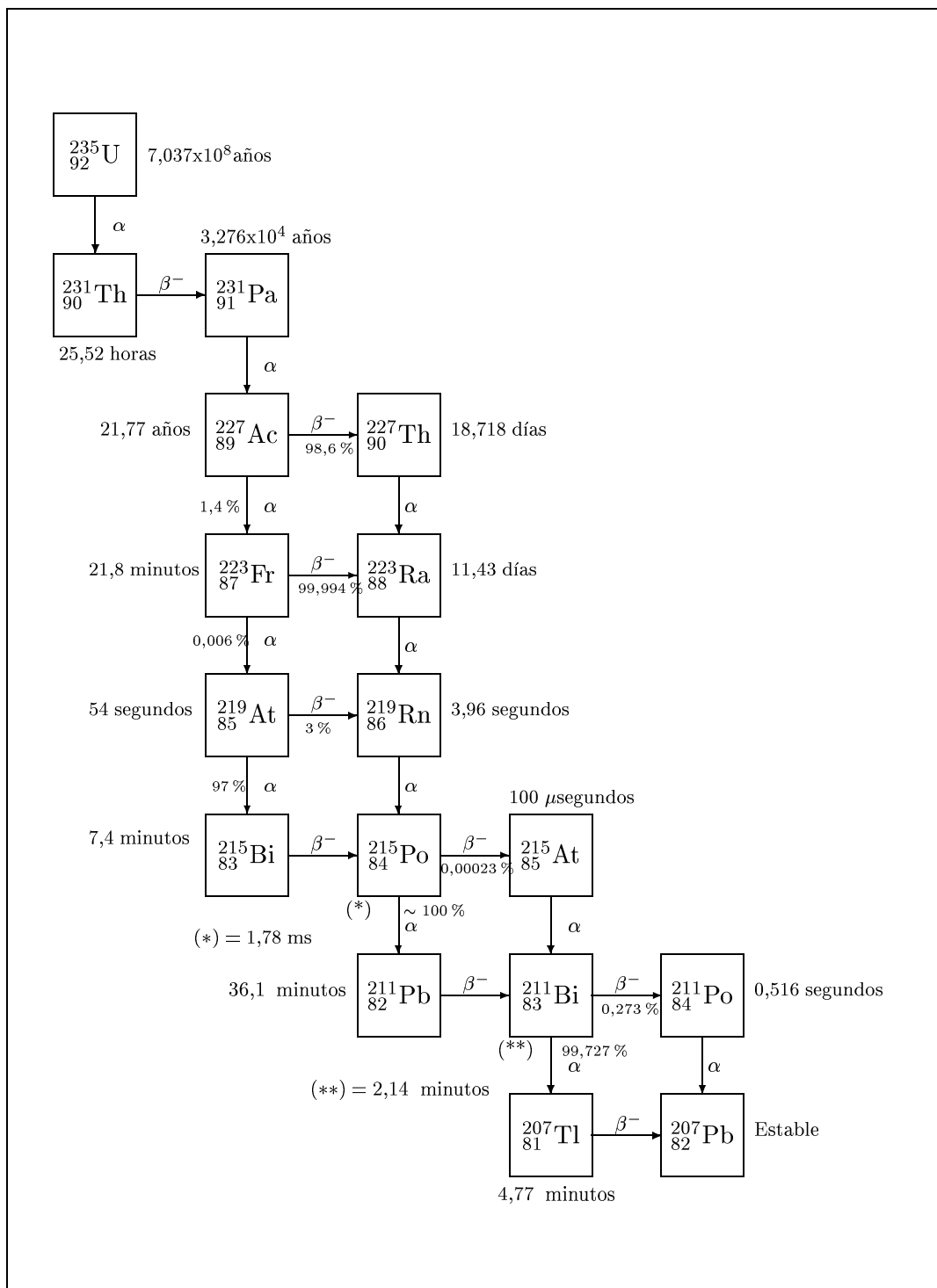
2.2.3. Radón atmosférico

Según se describe en el apartado 2.2.2, existen tres series radiactivas naturales, la serie del uranio, la del torio, y la del actinio que poseen entre sus descendientes, un isótopo radiactivo del radón, $^{222}_{86}\text{Rn}$, $^{220}_{86}\text{Rn}$, y $^{219}_{86}\text{Rn}$ respectivamente. El isótopo que pertenece a la cadena del uranio se denomina *radón*, con un periodo de semidesintegración de 3.8 días, el que pertenece a la cadena del torio se denomina *torón*, que posee un periodo de semidesintegración de 55 segundos, y el que pertenece a la cadena del actinio se denomina *actinón*, con un periodo de desintegración de 4.0 segundos. Dichos isótopos del radón se encuentran en estado gaseoso en condiciones normales de presión y temperatura, y además su capacidad de reaccionar para formar compuestos moleculares es muy pequeña, al tratarse de un gas noble. Ello permite que una vez se ha producido en el interior de la corteza terrestre, posea la capacidad de alcanzar la atmósfera por difusión molecular o por convección a través del terreno. De este modo será posible encontrar radón y torón mezclados con los gases atmosféricos y su distribución dependerá de los procesos atmosféricos y tipo del terreno.

Debido a que los procesos de difusión y convección en el terreno, y los procesos atmosféricos tienen unos tiempos de evolución muy superiores al periodo de desintegración del torón, y en mayor grado del actinón, éstos isótopos del radón no serán de gran interés radiológico en lo que respecta a su presencia en la atmósfera.

Los descendientes del radón se pueden dividir en dos grupos (ver figura 2.5) en función del periodo de desintegración: el grupo de *descendientes de vida corta* formado por los isótopos radiactivos ^{218}Po , ^{214}Pb , ^{214}Bi , ^{214}Po y el grupo de los *descendientes de vida larga* constituido por ^{210}Pb , ^{210}Bi y ^{210}Po . En último lugar de la cadena de desintegración del radón se encuentra el ^{206}Pb que es estable.

En la cadena de desintegración del torón sólo existen radionucleidos de vida corta siendo el de vida más larga el ^{212}Pb con un periodo de 10.6 horas. En ultimo lugar se encuentra el ^{207}Pb que es estable.

Figura 2.4: Cadena de desintegración del $^{235}_{92}\text{U}$. Referencia [7]

Radionucleido	Periodo	Principales modos de desintegración y energías expresadas en keV. Entre paréntesis, la fracción de ramificación, en %.		
		α	β	γ
$^{235}_{92}\text{U}$	$7,037 \times 10^8$ años	4364(~ 11) 4395(55) 4578(9,2)	—	12,95 (~ 22), 16,12 (15), 19,2 (2,6) 89,96 (3,4), 93,4 (5,5), 105,36 (1,98) 109,18 (1,5), 143,79 (10,5), 163,38 (4,7) 185,74 (53), 202,14 (1,0), 205,33 (4,7)
$^{231}_{90}\text{Th}$	1,0633 horas	—	142,2(2,7), 206(12,8), 287,2(12) 288,1(37), 305,3(35)	11,37(~ 3), 13,27(~ 49), 16,56(37) 19,81(7,4), 25,64(14,6), 84,20(6,6)
$^{231}_{91}\text{Pa}$	$3,276 \times 10^4$ años	4950,5 (22,8) 5013,1 (25,4) 5029,2 (20) 5058,7 (11)	—	10,87(1,2), 12,64(22), 15,66(25) 18,61(5,9), 27,4(9,3), 283,67(1,6) 300,1(2,4), 302,67(1,7), 330,07(1,3)
$^{227}_{89}\text{Ac}$	21,77 años	4938,1 (0,52) 4950,7 (0,65)	20,3(0,14), 35,5(0,49), 44,8(0,76)	12,95(0,12), 16,07(0,15), 19,31(0,04) 69,83(0,017), 99,7(0,032), 16,0(0,019)
$^{227}_{90}\text{Th}$	18,718 días	5709,7 (8,2) 5714,2 (4,9) 5757,1 (20,3) 5977,9 (23,4) 6038,2 (24,5)	—	12,33(17), 15,22(21) 17,99(4,8), 50,14(8,5) 79,72(2,1), 88,47(3,1) 235,97(11,2), 256,24(6,7) 299,97(2,1), 329,84(2,73)
$^{223}_{87}\text{Fr}$	21.8 minutos	5340 (0,006)	914,3(10), 1069,4(16) 1099(67)	12,33(16), 15,21(19) 50,14(33), 79,72(8,9) 85,4(2,4), 88,47(4) 234,8(3,7)
$^{223}_{88}\text{Ra}$	11.43 días	5606,9 (24,2) 5716,4 (52,5) 5747,2 (9,5)	—	11,71(10,2), 14,3(9,8), 16,9(1,9) 81,07(15,2), 83,79(25,2), 94,68(8,9) 97,9(2,8), 269,4(13,6), 323,9(3,9) 338,3(2,8), 444,9(1,3)
$^{219}_{86}\text{Rn}$	3,96 segundos	6425 (7,5) 6553,1 (12,2) 6819,3 (80,9)	—	271,13(9,9), 401,7(6,64)
$^{219}_{85}\text{At}$	54 segundos	6275 (7,5)	1700(3)	
$^{215}_{83}\text{Bi}$	7,4 minutos	—	2250	
$^{215}_{84}\text{Po}$	1,78 ms	7386,4(~ 100)	721($\sim 0,00023$)	438,8($\sim 0,04$)
$^{211}_{82}\text{Pb}$	36.1 minutos	—	541(6,3), 968,1(1,5), 1373(91,3)	404,9(3,8), 427(11,7), 831,9(3,8)
$^{215}_{85}\text{At}$	$100 \mu\text{s}$	8023(99,95)	—	404,86(0,045)
$^{211}_{83}\text{Bi}$	2,14 minutos	6279(15,96) 6623(83,77)	579(0,276)	72,87(12,8)
$^{211}_{84}\text{Po}$	516 ms	7450,6(98,92)	—	569,15(0,53), 897,23(0,52)
$^{207}_{81}\text{Tl}$	4,77 minutos	—	1423(99,73)	897,23(0,24)
$^{207}_{82}\text{Pb}$	estable	—	—	—

Cuadro 2.8: Modos de desintegración de los radionucleidos de la cadena de desintegración del $^{235}_{92}\text{U}$ y energía de la radiación generada. En el caso de partículas β , se indica la energía máxima. Datos obtenidos de [5] y [6].

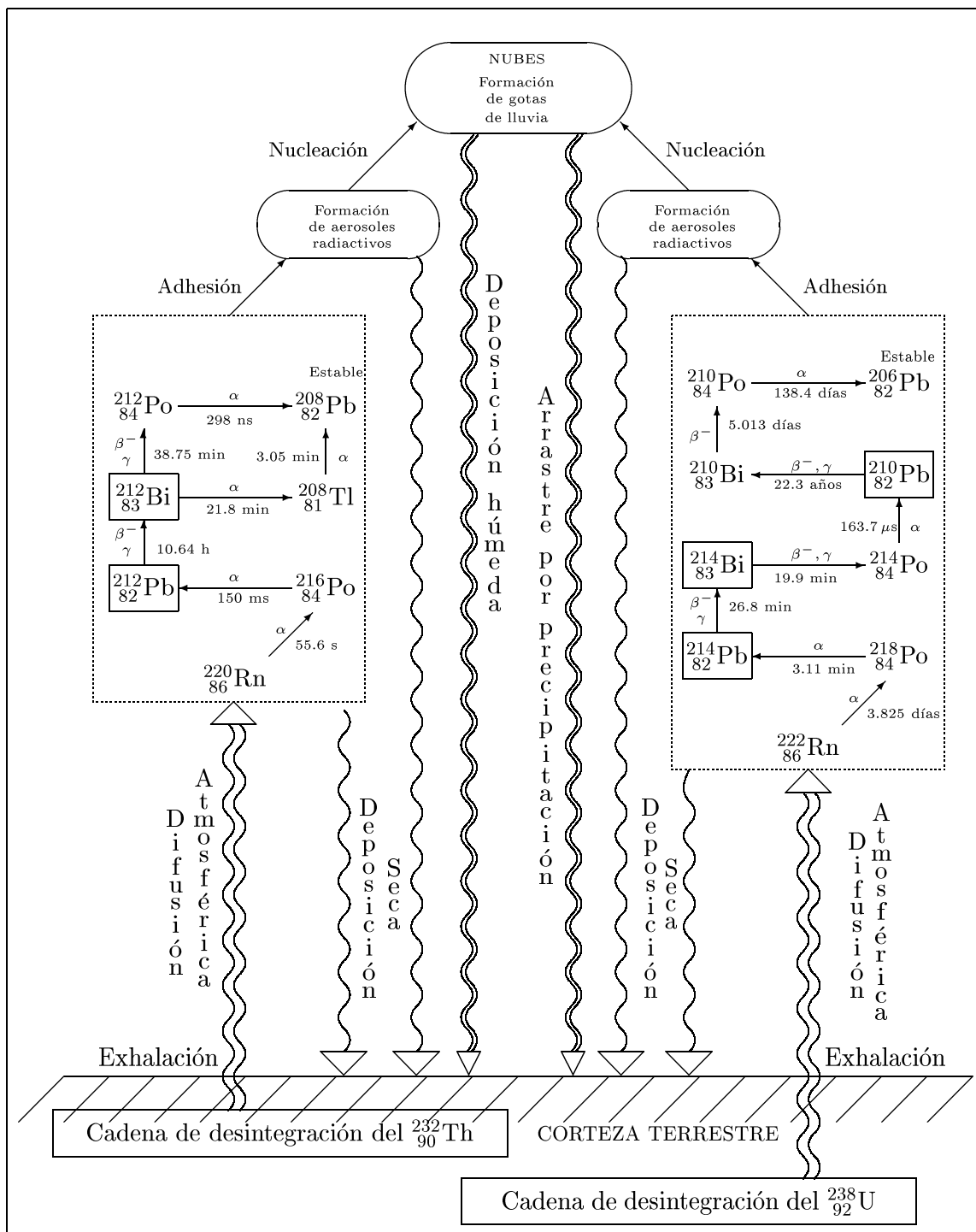


Figura 2.5: Productos de desintegración del radón y el torón, dinámica y distribución en la atmósfera. Referencia [8]

La importancia radiológica del radón y el torón estriba en la existencia de emisores de partículas alfa, de partículas beta, y de radiación gamma entre sus productos de desintegración. Además, son isótopos de metales pesados que se adhieren con facilidad a los aerosoles atmosféricos, de forma que su distribución atmosférica estará sujeta al comportamiento de los aerosoles y las condiciones meteorológicas.

En los apartados precedentes se describen los procesos involucrados en el aumento y disminución de la concentración de radón y sus descendientes en la atmósfera.

Procesos que afectan la concentración de los descendientes del radón en la atmósfera

La existencia de radón/torón y sus descendientes en la atmósfera, está influenciada por los procesos que intervienen en su distribución, desde su formación en el interior de la corteza terrestre, hasta alcanzar las capas elevadas de la atmósfera. En primer lugar, cabe destacar los procesos que tienen lugar en el interior del terreno y que emiten radón a la atmósfera, y en segundo lugar los procesos en los cuales el radón libre en la atmósfera interacciona con ésta depositando sus descendientes radiactivos, y emitiendo radiación en los procesos de desintegración radiactiva.

Emanación y transporte de radón y torón en materiales Existen dos procesos que determinan el flujo de radón desde los materiales a la atmósfera: (a) La emisión de radón de las partículas de roca a los poros de aire que existen entre ellas, este proceso se denomina *emanación*; (b) El *transporte* del radón a través de los poros hasta la atmósfera.

Cuando los núcleos de radio se desintegran en el interior de un grano de roca del terreno, los átomos de radón formados pueden escapar del mineral hacia los poros de aire intersticiales. A la fracción de radón que aparece en los poros de aire se la denomina *poder de emanación*, y se representa por ϵ . En el proceso de emanación interviene la difusión del radón y torón a través del mineral. El grado de difusión de los gases en el interior de los sólidos es muy pequeño, por lo tanto la emanación se puede explicar si se considera que los átomos de radón y torón poseen una energía cinética de 86 keV y 123 keV respectivamente, como consecuencia del retroceso después de que el núcleo de radio ha sufrido el proceso de desintegración alfa. La energía cinética de los átomos de radón y torón permite que su recorrido en el interior del material sea entre $0.04 \mu\text{m}$ y $0.06 \mu\text{m}$, y de unos $60 \mu\text{m}$ para el aire, con lo que son capaces de escapar de los granos de roca (ver referencia [9]). En la tabla 2.9 se puede observar que el poder de emanación del torón es entre 2 y 10 veces inferior al del radón, a pesar de que la energía de retroceso es superior para el torón. Este fenómeno se puede explicar si se considera que el periodo de semidesintegración del torón es muy inferior al de radón.

Una vez los gases radón y torón han sufrido el proceso de emanación y se encuentran en los poros del material, para que puede llegar a la atmósfera deberán someterse a procesos de transporte antes de sufrir una desintegración radiactiva. Existen dos mecanismos de transporte a través del material: la difusión, y el flujo convectivo.

Parámetro	Terreno típico		Material de construcción	
	Radón	Torón	Radón	Torón
Poder de emanación, ϵ	0.1 (0.01-0.5)	0.05 (0.01-0.2)	0.05 (0.005-0.3)	0.01 (0.002-0.06)
Densidad $\rho \cdot 10^3$ [kg·m ⁻³]	2 (0.8-3)		1.5 (0.8-2.5)	
Porosidad Efectiva, P_{ef}	0.25 (0.1-0.5)		0.25 (0.1-0.5)	
Coefficiente de difusión D_B [10 ⁻⁶ m ² /s]	5x10 ⁻⁶ (10 ⁻⁸ – 10 ⁻⁵)		5x10 ⁻⁷ (10 ⁻⁸ – 10 ⁻⁶)	
Longitud de difusión R_B [m]	1.5 (0.1-3)	0.02	0.5 (0.005-1)	0.005 (0.001-0.01)
Tasa de exhalación e [Bq m ⁻² s ⁻¹]	0.02 (10 ⁻³ -0.05)	1	5x10 ⁻⁴ (10 ⁻⁴ – 3x10 ⁻³)	0.05 (0.01-0.2)
Actividad específica A_B [Bq/kg]	²²⁶ Ra	²²⁸ Th	²²⁶ Ra	²²⁸ Th
	40 (5-120)	40 (5-120)	60 (5-1200)	50 (5-200)

Cuadro 2.9: Valores característicos de la exhalación de radón y torón en terrenos normales y materiales de construcción típicos. Entre paréntesis se indica el rango de valores que puede tomar cada magnitud. Referencia [8].

El mecanismo de difusión se puede describir por la ley de Fick, según la cual la densidad de flujo, I_d en la dirección z (ver ecuación 2.1) es proporcional al gradiente de la concentración de gas, C_B , en el espacio intersticial. La constante de proporcionalidad es el coeficiente de difusión efectivo, $D_B^* = D_B P_{ef}$, siendo P_{ef} la porosidad efectiva del medio (fracción efectiva de espacio en los poros del material), y D_B el coeficiente de difusión,

$$I_d = -D_B^* \frac{dC_B}{dz}. \quad (2.1)$$

El flujo convectivo, debido a la variación de la presión atmosférica, se puede caracterizar mediante la ley de Darcy, que relaciona la tasa de flujo por unidad de área, v_d , con el gradiente de presión, p , (expresión 2.2),

$$v_d = -\frac{K}{\mu} \frac{dp}{dz}, \quad (2.2)$$

siendo K , la permeabilidad del medio, y μ la viscosidad dinámica del aire.

La densidad de flujo convectivo será $I_f = v_d C_B$, y entonces el flujo total de radón, I en el material se puede expresar según la ecuación 2.3

$$I = \left(-D_B^* \frac{dC_B}{dz} + v_d C_B\right). \quad (2.3)$$

El perfil de la concentración de radón en un material homogéneo, hasta llegar a la superficie, se podrá expresar mediante la ecuación de estado 2.4

$$\frac{D_B^*}{P_{ef}} \frac{d^2 C_B}{dz^2} - \frac{1}{P_{ef}} \frac{d(v_d C_B)}{dz} - \lambda_0 C_B + \lambda_0 C_{BS} = 0, \quad (2.4)$$

donde λ_0 es la constante de semidesintegración del isótopo de radón, y $C_{BS} = \epsilon A_B \rho / P_{ef}$ la máxima concentración de radón en el aire de los poros del material a una profundidad muy elevada ($z = \infty$), ρ la densidad del material, y A_B la actividad específica de radio en el material.

Hasta este punto se ha descrito el transporte del radón en el interior del material. Como consecuencia de este transporte se producirá la exhalación del radón hacia la atmosfera. Si sólo consideramos el flujo por difusión molecular, suponiendo que la concentración de radón en la superficie del terreno, ($z = 0$), es nula ($C_B = 0$) comparada con la concentración máxima del radón a mucha profundidad, C_{BS} , la solución de la ecuación 2.4 tendrá la forma de la expresión 2.5,

$$C_B = C_{BS} \left(1 - e^{-z \sqrt{\frac{\lambda_0}{D_B}}} \right). \quad (2.5)$$

De esta forma, la tasa de exhalación de radón del terreno, e (expresada en $\text{Bq m}^{-2} \text{s}^{-1}$), se podrá representar mediante la expresión 2.6,

$$e = D_B^* \left. \frac{dC_B}{dz} \right|_{z=0} = \epsilon A_B \rho \lambda_0 R_B, \quad (2.6)$$

donde $R_B = \sqrt{D_B / \lambda_0}$ es la longitud de difusión del isótopo del radón en el terreno. A partir de la expresión 2.6 y los valores medios de los distintos parámetros que intervienen en ella, que se indican en la tabla 2.9, se puede estimar el valor de la tasa de exhalación del radón y torón en un suelo típico, que es de $e = 0,026 \text{ Bq m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ para el radón, y $e = 1 \text{ Bq m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ para el torón [8].

Existen diversos factores externos que afectan la difusión y en consecuencia la tasa de exhalación: lluvia, nieve, escarcha, variación de la presión atmosférica, velocidad del viento, o temperatura. Algunos de estos factores y sus efectos se analizarán con más detalle en el apartado 2.4.

Distribución de radón, torón y descendientes en la atmósfera. Formación de aerosoles con descendientes radiactivos. Una vez el radón y el torón han sido exhalados a la atmósfera, su capacidad de interacción con los gases de ésta será muy pequeña debido a que se trata de gases nobles, y su distribución dependerá de las condiciones atmosféricas, básicamente influenciada por la difusión turbulenta troposférica. Otro de los fenómenos que pueden producirse consiste en la desintegración radiactiva del radón y del torón. Este proceso generará isótopos radiactivos cargados cuya capacidad para interaccionar con los gases y partículas sólidas que se encuentran en la atmósfera (aerosoles) es muy elevada.

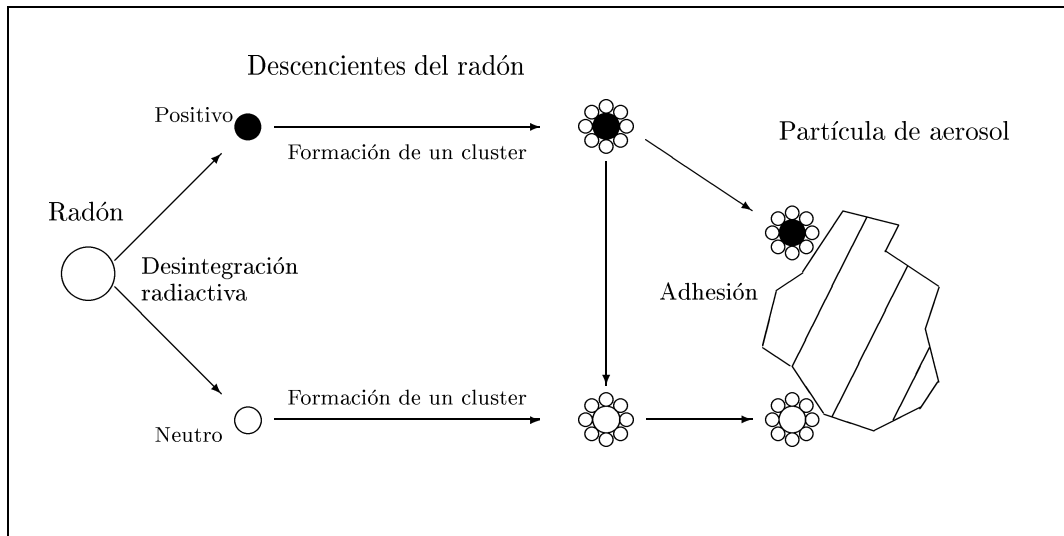


Figura 2.6: Proceso de formación de un aerosol radiactivo. Referencia [8]

El proceso principal de la incorporación de descendientes del radón a la atmósfera es el siguiente: Cuando un isótopo radiactivo del radón sufre una desintegración radiactiva, el radionucleido formado, que puede estar ionizado, reacciona rápidamente ($t < 1$ s) con trazas de gas o vapores presentes en la atmósfera formando agregados de átomos denominados *clusters*. Una vez formado un cluster, interacciona con los aerosoles atmosféricos, y en un intervalo de tiempo de 1 segundo a 100 segundos se adhiere a éstos, formando un aerosol radiactivo con descendientes del radón y/o torón. En la figura 2.6 se puede observar un esquema de este proceso.

Si se analiza con más detalle el proceso de formación de las partículas de aerosol radiactivas, cabe destacar que la mayoría de los “clusters” formados están cargados positivamente y poseen una gran movilidad. Dicha movilidad está caracterizada por el coeficiente de difusión cuyos valores han sido medidos por varios autores. Se ha observado que puede oscilar entre $0.03 \text{ cm}^2/\text{s}$ y $0.085 \text{ cm}^2/\text{s}$ [8], dependiendo de la humedad y trazas de gas en el aire.

La probabilidad de adhesión de los “clusters” a los aerosoles atmosféricos está regido por el tamaño de éstos últimos. En el caso de que se trate de aerosoles de gran tamaño (diámetro superior a $1 \mu\text{m}$), la adhesión sólo se rige por las leyes de la difusión. Por el contrario, cuando se trata de aerosoles de pequeño diámetro (inferior a $0.1 \mu\text{m}$), la adhesión a los aerosoles está controlada por las leyes de la teoría cinética de los gases, y es proporcional a la superficie de la partícula de aerosol.

En ciertas ocasiones es posible que un radionucleido adherido a un aerosol se desprenda de éste cuando sufre una desintegración alfa, debido a la energía cinética de retroceso. En el caso de la desintegración β , este fenómeno es despreciable. Por ejemplo, para el caso de un átomo de ^{218}Po , el átomo residual de ^{214}Pb , después de sufrir una desintegración alfa posee una energía cinética inicial de 117 keV. Esta energía es bastante elevada comparada con la energía potencial de adsorción de una molécula en una superficie ($\sim 1 \text{ eV}$).

Superficie	Velocidad de deposición		$\frac{v_g^s}{v_g^c}$
	con descendientes	sin descendientes	
	v_g^c (cm/s)	v_g^s (cm/s)	
Pulida (Lámina de Al)	0.010	1.2	120
Filtro de papel	0.016	2.0	125
Césped	0.031	3.2	103
Trigo	0.29	15.7	54

Cuadro 2.10: Velocidades de deposición media de los aerosoles con y sin descendientes del radón adheridos. Referencia [8].

Una vez que el radón y torón, junto con sus descendientes, son depositados en la atmósfera mediante los mecanismos anteriormente descritos, se distribuyen en la troposfera principalmente debido a procesos de mezcla turbulenta de aire. Estos procesos están caracterizados por el coeficiente de difusión turbulenta, que varía con la altitud de acuerdo con el perfil vertical de la velocidad del viento y de la estabilidad atmosférica. Debido a que la estabilidad atmosférica es variable en función de la hora del día, en general se observará una variación de la concentración de radón en función de la hora y también en función de la estación del año [10].

Deposición de los descendientes del radón en superficies. Junto a la generación y desintegración del radón, el proceso de remoción de los descendientes de radón de la atmósfera así como la deposición seca y húmeda son factores de influencia en la concentración de descendientes del radón y torón.

En general, la deposición seca de los aerosoles está gobernada por los siguientes procesos físicos:

- Sedimentación por gravedad.
- Impacto por fuerzas intersticiales.
- Intercepción.
- Difusión Browniana.

Cuando se dan las condiciones de flujo turbulento de aire, el mecanismo de deposición se puede dividir en dos partes: a) En primer lugar se produce el transporte hacia la superficie a través de la atmósfera; b) en segundo lugar los aerosoles se depositan por precipitación, en función del diámetro de las partículas y la estructura y rugosidad de la superficie.

La deposición en las superficies se puede caracterizar mediante un parámetro denominado *velocidad de deposición*, v_g , expresada en cm/s. En la tabla 2.10 se indican algunas velocidades de deposición medias según el tipo de superficie, obtenidas de [8]. En dicha tabla se comparan las velocidades de deposición en el caso de partículas de aerosol con o sin descendientes del

radón/torón. Cabe destacar la diferencia que existe entre estas velocidades que en ciertos casos puede llegar a ser 100 veces superior en el caso de aerosoles sin descendientes del radón.

2.3. Radiación ambiental de origen artificial

Además de la radiación natural que se ha comentado en el apartado 2.2, en determinadas circunstancias, el ser humano está sometido a la acción de otras fuentes de radiación que se encuentran en el ambiente. Estas fuentes son las llamadas *fuentes radiactivas de origen artificial*, y su origen se debe a la acción tecnológica del ser humano. Se pueden clasificar en dos grupos en función de su origen.

- a) Fuentes naturales modificadas tecnológicamente (FNMT): Están constituidas por fuentes de origen natural (descritas en la sección 2.2), pero su concentración o efectos han sido incrementados por la acción del ser humano.
- b) Fuentes artificiales (FA): Aquellas fuentes de radiación ionizante que no existían antes del desarrollo tecnológico del ser humano.

Del conjunto de fuentes de origen artificial, sólo se analizarán aquellas que tienen interés en lo que refiere a su interacción con los equipos de medida de la tasa de dosis ambiental. Principalmente serán aquellas que emitan radiación gamma, o favorezcan el incremento de la concentración de radón ambiental.

2.3.1. Fuentes naturales modificadas tecnológicamente.

En ciertas circunstancias, la actividad del ser humano provoca un incremento en la exposición a las radiaciones ionizantes de origen natural, que no se habría producido de no existir ciertas tecnologías. Se pueden citar algunos ejemplos de este fenómeno: Los viajes aéreos y los viajes espaciales, representan una intensificación de la exposición a la radiación cósmica; el empleo de cierto tipo de fertilizantes que contienen cantidades elevadas de radionucleidos primordiales; la combustión de gas natural, responsable de un incremento en la concentración de radón; las actividades mineras, con el consiguiente incremento en la concentración de ciertos radionucleidos primordiales; combustión del carbón en centrales eléctricas; o los edificios construidos con materiales que contienen concentraciones elevadas de radionucleidos primordiales.

A continuación vamos a describir las principales FNMT.

a) Exposición intensificada a la radiación cósmica. Según se vió en la sección 2.2.1, la intensidad de la radiación de origen cósmico es función de la altitud y la latitud. A medida que la radiación ionizante penetra en la atmósfera va perdiendo energía e intensidad. Por este motivo, los vuelos que se realizan a altitudes elevadas, implican un incremento en la dosis respecto a la que se recibiría al nivel del mar. En la figura 2.7 se puede observar como varía la tasa de dosis absorbida en función de la altitud sobre el nivel del mar, y la latitud geomagnética, según se describe en [11]. Por este motivo la tasa de dosis que reciben los pasajeros de aviones debida a la radiación cósmica variará en función de la altitud del vuelo, duración del mismo, y la latitud geomagnética del trayecto.

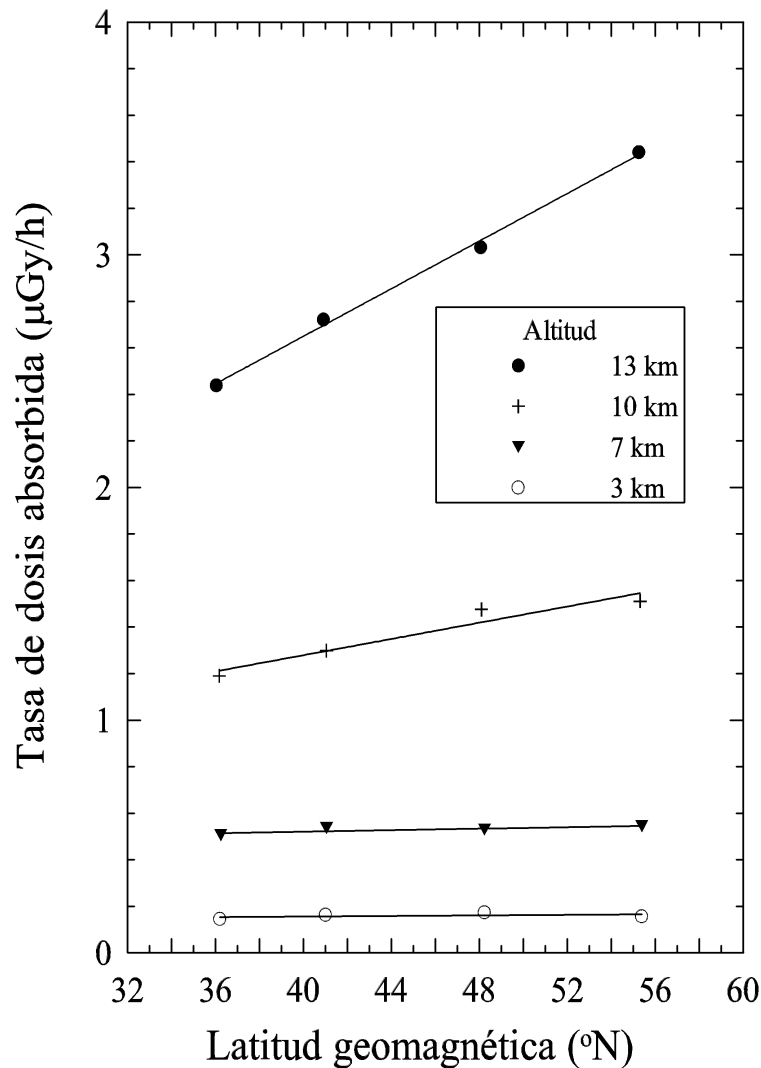


Figura 2.7: Tasa de dosis absorbida debida a la radiación cósmica a 3 km, 7 km, 10 km, y 13 km de altura, en función de la latitud geomagnética en el hemisferio norte.[11]

b) Intensificación de la radiación natural debido a la combustión del carbón. El carbón mineral contiene trazas de los radionucleidos primordiales descritos en el apartado 2.2.2. En general la concentración de radionucleidos primordiales es inferior a la de las rocas de la corteza terrestre. Existen ciertas excepciones en las que el carbón puede contener concentraciones anormalmente elevadas de ciertos radionucleidos, especialmente uranio. Este fenómeno se produce cuando el terreno que envuelve el carbón contiene concentraciones elevadas de uranio, pasando éste a formar parte del carbón por lixiviación. La concentración de radionucleidos en el carbón varía considerablemente en función de la región en la que se encuentre el yacimiento y el tipo de carbón.

Cuando se quema el carbón, se producen dos tipos de cenizas, las cenizas gruesas o escoria, que queda depositada en el fondo del horno, y las cenizas volantes que se desplazan junto con los gases de combustión, y pueden llegar a la atmósfera si no se dispone de un sistema

adecuado de filtrado de los humos de combustión. Además de las cenizas volátiles dispersadas a la atmósfera, la radiación emitida por las cenizas gruesas también pueden afectar al ser humano, ya que se suelen emplear en la producción de cemento, como material de construcción de carreteras, o como fertilizantes.

c) Intensificación de la radiación natural debido al aprovechamiento de la energía geotérmica. La energía geotérmica se aprovecha mediante la generación de vapor o agua caliente cuando entra en contacto con rocas que se encuentran a una temperatura muy elevada a grandes profundidades en el interior de la Tierra. El fluido que se emplea para la transmisión de la energía térmica transporta radionucleidos naturales, y especialmente ^{222}Rn , que al llegar a la superficie terrestre será descargado a la atmósfera. Según mediciones realizadas en tres instalaciones italianas, [12], se estima que la descarga media atmosférica de ^{222}Rn por unidad de energía generada es de 400 GBq por MWaño, siendo el rango de variación entre 46.7 GBq/MWaño y 500 GBq/MWaño.

d) Intensificación de la radiación natural debido a la explotación de fosfatos minerales. Los fosfatos minerales se utilizan principalmente para la producción de fertilizantes, y en menor medida para otras aplicaciones, como por ejemplo el fosfoyeso empleado en la construcción de viviendas.

Los radionucleidos de origen natural que más abundan en los yacimientos sedimentarios de minerales fosfatados son los que pertenecen a la cadena de desintegración del uranio. Especialmente se encuentra ^{238}U , y sus descendientes que se están en equilibrio. Las concentraciones típicas son del orden de 1500 Bq/kg. El resto de radionucleidos primordiales, como el ^{230}Th y el ^{40}K se encuentran en concentraciones similares a las del resto de terrenos.

2.3.2. Fuentes artificiales.

Existen dos tipos de fuentes artificiales de radiación: 1) Los radionucleidos producidos artificialmente por el ser humano mediante reacciones nucleares provocadas por dispositivos creados por el hombre —por ejemplo, reactores nucleares, aceleradores de partículas, y las explosiones nucleares—; 2) Los dispositivos que emiten radiaciones ionizantes en ausencia de radionucleidos como por ejemplo los tubos de rayos X o los aceleradores de partículas. A continuación se describirá cada una de las fuentes citadas y su impacto en los campos de radiación ambiental.

Ciclo del combustible nuclear. Reactores nucleares

Por combustible nuclear entendemos aquellas sustancias constituidas por núcleos susceptibles de sufrir fisión nuclear. El isótopo utilizado como combustible nuclear en la mayoría de reactores del mundo es ^{235}U , y en España se utiliza en la totalidad de los reactores de potencia. Existen otros combustibles nucleares como el ^{239}Pu , o el ^{233}U utilizados únicamente en algunos reactores experimentales térmicos. Por los motivos expuestos con anterioridad, en

lo que sigue analizaremos los radionucleidos del ciclo del combustible nuclear correspondientes al ^{235}U .

El ciclo del combustible nuclear implica todo el proceso que engloba las distintas fases a las que está sometido el combustible, que consisten en la extracción del mineral que contiene el combustible, la purificación, el enriquecimiento isotópico, la fabricación de elementos de combustible, la fisión en el reactor, el almacenamiento temporal, la reelaboración, y el almacenamiento definitivo. Durante todo este proceso se pueden producir emisiones al medio atmosférico y/o acuático tanto de sustancias radiactivas de origen natural, como de sustancias radiactivas de origen artificial, una vez se ha irradiado el combustible. Los radionucleidos de origen artificial se producen principalmente durante el proceso de generación de fisiones en el interior del reactor e irradiación de materiales estructurales. La composición de radionucleidos artificiales es diversa, e incluye tanto radionucleidos originados por activación, como productos de fisión. Analizaremos con especial interés los radionucleidos artificiales que tienen un impacto ambiental significativo en lo que se refiere a la irradiación externa del ser humano, principalmente aquellos que contribuyen a un incremento significativo a la tasa de dosis gamma ambiental.

Minería del combustible nuclear. Las operaciones de minería para la obtención de combustible nuclear se centran básicamente en la extracción de mineral de uranio. Estas actividades implican la extracción de grandes cantidades de mineral de yacimientos uraníferos que contienen uranio y productos de su cadena de desintegración en concentraciones que pueden llegar a ser varios miles de veces superiores a las que se encuentran en la mayoría de terrenos. Según se vió en la tabla 2.5 las concentraciones en terrenos normales se encuentran entre 1 ppm y 120 ppm, por el contrario, en los yacimientos minerales de uranio éstas pueden llegar a ser de 25000 ppm (ver [12]). La principal liberación radiactiva a la atmósfera es debida a las emisiones de ^{222}Rn en el caso de la minería subterránea, y en las instalaciones a cielo abierto las emisiones a la atmósfera consisten en polvo radiactivo. En la extracción de uranio, las emisiones radiactivas más importantes consisten en ^{222}Rn .

En cuanto al alcance de las emisiones radiactivas, se ha comprobado [13] que la mayor parte de la actividad liberada se deposita a menos de 80 km de la fuente. Por ejemplo en el caso de las emisiones de radón, se estima que la concentración de radón, X_{Rn} , está relacionada con la distancia, d , según la expresión $X_{\text{Rn}}(\text{Bq}/\text{m}^3) \propto d^{-1,5}$, habiéndose observado, que a una distancia $d \sim 8$ km, la concentración de radón debida a la minería del uranio es 0.15 veces la concentración de radón del fondo. Por lo que respecta al ^{226}Ra , responsable principal de la irradiación externa, suponiendo que se encuentre depositado en un terreno plano, la tasa de dosis en aire será de unos $8 \mu\text{Gy}/\text{h}$ por MBq/m^2 .

Elaboración de elementos de combustible. Dentro del ciclo del combustible nuclear, la fase posterior a la concentración del mineral de uranio, consiste en su purificación y enriquecimiento isotópico para incrementar la proporción de ^{235}U . Posteriormente, se transforma en óxido de uranio o uranio metálico para finalmente elaborar los elementos de combustible. La fase de enriquecimiento isotópico no se realizará en el caso del combustible destinado a reactores que operan con uranio natural.

Las emisiones de radionucleidos durante el proceso de elaboración son escasas. Los residuos

Radionucleido	Emisiones atmosféricas (kBq/MW _e año)			Emisiones líquidas (kBq/MW _e año)		
	Conver- sión	Enriqueci- miento	Fabri- cación	Conver- sión	Enriqueci- miento	Fabri- cación
²³⁸ ₉₂ U	74	3.7	0.74	814	370	370
²³⁵ ₉₂ U	2.0	0.07	0.22	20	7.4	7.4
²³⁴ ₉₂ U	74	3.7	7.4	814	370	370
²³⁴ ₉₀ Th	74	3.7	0.7	—	—	370
²³⁰ ₉₀ Th	0.74	—	—	56	—	—
²²⁶ ₈₈ Ra	0.07	—	—	126	—	—
²²² ₈₆ Rn	8.140	—	—	—	—	—

Cuadro 2.11: Descargas de efluentes radiactivos de las instalaciones modelo destinadas a la conversión, enriquecimiento y fabricación de elementos de combustible. Referencia [12].

generados son partículas sólidas suspendidas en el aire y en el medio acuoso. Dichas partículas se eliminan del aire mediante equipos convencionales y los efluentes líquidos se reúnen en depósitos o estanques de sedimentación. En la tabla 2.11 se indican las descargas normalizadas de efluentes de las instalaciones modelo destinadas a la conversión del mineral, a su enriquecimiento, y a la fabricación de los elementos de combustible, según se puede observar en el informe del Comité UNSCEAR de 1982.

Operación en reactores nucleares. Un reactor nuclear es un sistema en el que se producen y controlan reacciones nucleares de fisión en cadena. Se pueden clasificar por su utilización en 1) reactores de investigación y de producción de radisótopos, y 2) reactores de potencia destinados a la producción de energía eléctrica (centrales nucleares). Éstos últimos son los principales responsables de la generación de radionucleidos artificiales y del impacto radiológico ambiental producido por emisiones controladas y accidentales de radionucleidos artificiales al medio ambiente.

En lo que sigue se comentarán las emisiones típicas en condiciones de operación normales de este tipo de instalaciones, y su impacto en el entorno de las mismas y el resto del planeta. Se hará especial hincapié en las emisiones responsables de la irradiación externa que puedan alterar el nivel de tasa de dosis ambiental de origen natural.

A principios del año 2000, en el mundo existían 441 centrales nucleares en operación [14]. Por lo que respecta a ESpaña, existía un total de 9 Centrales Nucleares en operación. En la tabla 2.12 se enumeran dichas Centrales Nucleares indicando el tipo de central, la potencia instalada, la energía producida y el factor de carga durante el primer semestre del año 2000 [14].

El núcleo del reactor de la central nuclear es la zona donde se generan los isótopos radiactivos que pueden ser liberados al exterior del emplazamiento de forma controlada por medios gaseos o líquidos.

Central Nuclear	Tipo	Potencia instalada (MW _e)	Energía Producida (GW _e h)	Factor de carga (%)
José Cabrera	PWR	160	656.97	94.0
Garoña	BWR	466	2011.65	98.9
Almaraz 1	PWR	973.5	4210.77	99.0
Almaraz 2	PWR	982.6	3437.72	80.1
Ascó 1	PWR	1028	3589.87	82.0
Ascó 2	PWR	1014.8	4389.01	99.0
Cofrentes	BWR	1025.4	4346.45	97.1
Vandellós 2	PWR	1081.7	4692.20	99.3
Trillo 1	PWR	1066	4048.17	87.0

Cuadro 2.12: Centrales nucleares en operación en España durante el primer semestre del año 2000. (Tipo: PWR, reactor de agua a presión; BWR, reactor de agua en ebullición). *Datos del Informe nº 20, UNESA CEN-1SEM-00, sobre el Funcionamiento de las Centrales Nucleares españolas en el primer semestre del año 2000*

Isótopos radiactivos presentes en un reactor nuclear. Los núcleos radiactivos que se generan en un reactor nuclear se pueden clasificar en tres grupos en función del mecanismo de producción:

1. Productos de fisión. Las fisiones nucleares pueden originar cerca de 80 tipos de *fragmentos de fisión* diferentes, que en general son radiactivos y son los precursores de cadenas de desintegración de las que se derivan cerca de 200 nuevos nucleidos. En la tabla 2.13 se presenta una relación de los productos de fisión más significativos. Hay que tener en cuenta que en función del tipo de combustible, tipo de central nuclear, e historial de irradiación del elemento de combustible, la proporción de cada uno de los productos de fisión será distinta. En el inventario de productos de fisión encontramos tres tipos de radionucleidos en función de sus características físicas:
 - Gases nobles de fisión. Se forman cerca de 9 isótopos radiactivos del criptón y once del xenón. La mayor parte de los radionucleidos tienen periodos de semidesintegración muy cortos (de segundos a días), excepto el $^{85}_{36}\text{Kr}$ que es de 10.72 años.
 - Gases de fisión. Existen otros isótopos radiactivos gaseosos además de los gases nobles. Uno de los más importantes es el ^3H (tritio), que debe su origen a la fisión ternaria en el combustible nuclear en reactores de agua ligera (LWR), y también por activación neutrónica de isótopos de litio y boro. La tasa de producción de tritio depende de la concentración de los núcleos progenitores. Otro de los elementos volátiles que aparece es el yodo. Por lo general, los isótopos radiactivos del yodo poseen periodos de semidesintegración que no exceden los 10 días, excepto el ^{129}I cuyo periodo de semidesintegración es de $1,6 \times 10^7$ años pero que dispone de una tasa de liberación muy baja. Uno de los isótopos del yodo más importantes es el ^{131}I que se caracteriza por su gran movilidad en el medio ambiente.
 - Sólidos. Los isótopos radiactivos sólidos más significativos creados por reacciones de fisión, son los descritos en la tabla 2.13. Por lo general se encuentran retenidos

en el interior de las vainas de combustible, pero en ciertas ocasiones una pequeña fracción podrá escapar al refrigerante debido a la presencia de fugas en la vaina de algunos elementos de combustible defectuosos.

2. Productos de activación. Se forman por las reacciones nucleares de captura entre los neutrones generados en el interior del núcleo del reactor, y los materiales que componen el núcleo e impurezas que puedan existir en el fluido refrigerante que circula por la zona activa del núcleo. El periodo de semidesintegración oscila entre los segundos hasta miles de años. Están constituidos esencialmente por radionucleidos que pueden sufrir desintegración beta, y emiten partículas beta y radiación gamma. En la tabla 2.14 se presentan los productos de activación más comunes que aparecen en un reactor nuclear. Como es lógico sus proporciones serán sensibles al tipo de reactor nuclear, y al historial de operación de la central nuclear. Existen otros productos de activación pero su impacto ambiental será mínimo, especialmente debido a que poseen un periodo de semidesintegración muy corto, y/o la tasa de producción relativamente pequeña comparada con el resto de isótopos. Los productos de activación se pueden encontrar en estado sólido, disueltos en el fluido refrigerante o también en estado gaseoso.
3. Isótopos transuránicos Su origen se encuentra en la captura sucesiva de neutrones por parte de núcleos derivados de los isótopos del uranio. Se caracterizan por ser principalmente emisores de partículas alfa y tener periodos de semidesintegración muy elevados. En la tabla 2.15 se da una relación de estos isótopos junto con el modo de desintegración y energía de la radiación emitida.

Emisiones gaseosas al exterior durante la operación. Como se vió anteriormente, la producción de energía en un reactor nuclear implica la aparición de radisótopos gaseosos que se producen por fugas del núcleo o en operaciones de depuración del refrigerante. Constantemente se controlan y vigilan las emisiones de baja actividad que se puedan producir. Entre los gases liberados a la atmósfera figuran tanto los gases nobles de fisión (tabla 2.13), como gases de activación (tabla 2.14), tritio, yodo, y partículas de aerosoles. Los gases nobles de periodo corto en los reactores de agua a presión (PWR) aparecen únicamente debido a fugas de las vainas de combustible en el circuito primario. Los gases resultantes se almacenan durante periodos de 30 a 120 días con el fin de eliminar los radionucleidos de periodo corto antes de realizar descargas controladas al exterior. Como orden de magnitud de las emisiones a la atmósfera, en la tabla 2.16 se indica la composición media de los gases liberados al exterior en la totalidad de Centrales Nucleares españolas, junto con las partículas que se emiten en forma de aerosoles debido a fugas de refrigerante primario o actividades de mantenimiento con componentes activos extraídos de dicho circuito. En las zonas donde se realizan dichas operaciones se purga el aire continuamente mediante filtros de gran rendimiento, y solo pueden escapar los aerosoles de grano más fino. Las emisiones al exterior son muy bajas, y la composición isotópica varía mucho en función de la central nuclear y características de funcionamiento.

Emisiones líquidas durante la operación. Como consecuencia de la operación normal, las centrales nucleares también generan residuos líquidos radiactivos. El origen y composición de los radisótopos en los efluentes líquidos es muy variado. Depende del diseño del reactor,

Productos de fisión	Periodo	Principales modos de desintegración y energías expresadas en keV. Entre paréntesis, la fracción de ramificación, en %.	
		β	γ
<i>Gases</i>			
^3_1H	12,33 años	18.6 (100)	—
$^{85}_{36}\text{Kr}$	10,72 años	173 (0.43), 687 (99.563)	514 (0.434)
$^{133}_{54}\text{Xe}^m$	2,19 días	—	29.46 (16.2), 29.78 (30.1) 33.61 (8.1), 233.21 (10.3)
$^{133}_{54}\text{Xe}$	5,245 días	346.4 (99)	30.63 (14.1), 30.97 (26) 34.97 (7.1), 80.99 (37)
$^{135}_{54}\text{Xe}$	9,104 horas	542.85 (3.1), 901.23(96)	249.79 (90), 608.19 (2.9)
$^{129}_{53}\text{I}$	$1,57 \times 10^7$ años	154.42 (100)	29.46 (20.4), 29.78 (37.8) 33.61 (10.2), 39.57 (7.5)
$^{131}_{53}\text{I}$	8,04 días	247.89 (2.1), 333.81 (7.3) 606.31 (89.9)	29.46 (1.4), 29.78(2.6), 80.19 (2.6) 284.3 (6.1), 364.48 (81.2), 636.98 (7.3) 722.9 (1.8)
$^{132}_{53}\text{I}$	2,284 horas	3580 (100)	522.68 (16.1), 630.27 (13.8), 667.73 (98.7) 772.68 (76.2), 954.62 (18.1)
$^{133}_{53}\text{I}$	20,8 horas	1240.1 (83)	529.85 (86), 875.31 (4.5), 1298.21 (2.3)
$^{134}_{53}\text{I}$	52,6 min.	4150 (100)	595.38 (11.2), 621.82 (10.6), 847.06 (95.4) 884.13 (64.9), 1072.57 (15.0), 1136.25 (9.2)
$^{135}_{53}\text{I}$	6,55 horas	679.7 (8), 856.8 (8.8) 969.9 (21.9), 1082.7 (8) 1190.4,(7.5), 1387.6 (23.8)	417.7 (3.5), 526.6 (13.3), 546.6 (7.1) 836.8 (6.7), 1038.8 (7.9), 1124 (3.6) 1131.5 (22.5), 1260.4 (28.6), 1457.6 (8.6) 1678.1 (9.5), 1706.5 (4.1), 1791.2 (7.7)
<i>Sólidos</i>			
$^{89}_{38}\text{Sr}$	50,55 días	1496.6 (99.99)	909.15 (0.0095)
$^{90}_{38}\text{Sr}$	28,5 años	546.2 (100)	
$^{90}_{39}\text{Y}$	2,671 días	2282 (99.9885)	2186.19 (1,4x10 ⁶)
$^{91}_{39}\text{Y}$	58,51 días	1544 (99.7)	1205 (0.3)
$^{95}_{40}\text{Zr}$	64.02 días	367.8 (54.5), 400.3 (44.2)	724.2 (44.1), 756.73 (54.5)
$^{95}_{41}\text{Nb}$	34.97 días	159.8 (99.97)	765.8 (99.79)
$^{106}_{44}\text{Ru}$	1,02 años	39.4 (100)	511.87 (20.7), 621.92 (9.8)
$^{134}_{55}\text{Cs}$	2,062 años	88.8 (27.4), 415.3 (2.5) 658.1 (70.1)	563.2 (8.4), 569.3 (15.4), 604.7 (97.6) 795.9 (85.4), 802 (8.7), 1365.2 (3)
$^{136}_{55}\text{Cs}$	13.16 días	341.1 (70.3), 408 (10.5) 494.3 (4.7), 681.6 (13)	176.6 (13.6), 273.7 (12.7), 340.6 (48.6) 818.6 (99.7), 1048.1(79.7), 1235.4 (19.8)
$^{137}_{55}\text{Cs}$	30 años	514 (94.4), 1175.6 (5.6)	661.66 (85.2)
$^{140}_{56}\text{Ba}$	12.746 días	466 (23.8), 579.5 (9.3) 1003.2 (38), 1017 (24)	30 (13.6), 162.7 (6.2), 304.9 (4.3) 423.7 (3.1), 537.3(24.4)
$^{140}_{57}\text{La}$	1.678 días	1240.5 (10.9), 1349.9 (44) 1678.7 (19.2)	328.8 (20.7), 487.0 (45.9), 815.8 (23.6) 925.2 (7), 1596.5(95.4), 2521.7 (3.4)
$^{144}_{58}\text{Ce}$	284.9 días	185.2 (19.6), 238.6 (3.9) 318.7 (76.5)	36.0 (4.4), 133.5 (11.1)

Cuadro 2.13: Productos de fisión más significativos. Modo de desintegración y energías más representativas. Datos obtenidos de [12], y [5].

Productos de activación	Periodo	Principales modos de desintegración y energías expresadas en keV. Entre paréntesis, la fracción de ramificación, en %.		
		α	β	γ
$^{14}_6\text{C}$	5730 años	—	156.5 (100)	—
$^{16}_7\text{N}$	7.13 segundos	1852 (0.0012)	3302.2 (4.8), 4289.1 (66.2) 10419 (28)	6129.2 (68.8), 7115.2 (4.7)
$^{41}_{18}\text{Ar}$	1.827 horas	—	1198 (99.1)	1293.6 (99.2)
$^{51}_{24}\text{Cr}$	22.704 días	—	—	320.1 (9.8)
$^{54}_{25}\text{Mn}$	312.2 días	—	—	834.8 (99.975)
$^{56}_{25}\text{Mn}$	2.5785 horas	—	735.5 (14.6), 1037.7 (27.9)	846.8 (98.9), 1810.8 (27.2) 2113.9 (14.3)
$^{58}_{27}\text{Co}$	70.916 días	—	—	810.8 (99.5)
$^{60}_{27}\text{Co}$	5,27 años	—	318.1 (99.9)	1173.24 (99.9), 1332.5 (99.9824)
$^{59}_{26}\text{Fe}$	44.496 días	—	273.5 (45.3), 465.8 (53.1)	1099.25 (56.5), 1291.6 (43.2)

Cuadro 2.14: Productos de activación más significativos. Modo de desintegración y energías más representativas. Datos obtenidos de [12], y [5].

Isótopos pesados	Periodo	Principales modos de desintegración y energías expresadas en keV. Entre paréntesis, la fracción de ramificación, en %.		
		α	β	γ
$^{226}_{88}\text{Ra}$	1600 años	4601,4 (5,55) 4678,4 (94,45)	—	83,8 (0,3), 186,1(3,3)
$^{235}_{92}\text{U}$	$7,037 \times 10^8$ años	4364 (~ 11) 4395 (55) 4578 (9,2)	—	12,95 (~ 22), 16,12 (15), 19,2 (2,6) 89,96 (3,4), 93,4 (5,5), 105,36 (1,98) 109,18 (1,5), 143,79 (10,5), 163,38 (4,7) 185,74 (53), 202,14 (1,0), 205,33 (4,7)
$^{238}_{92}\text{U}$	$4,4638 \times 10^9$ años	4147 (23) 4196 (77)	—	16,2 (4,1), 13 (3)
$^{239}_{92}\text{U}$	23.45 minutos	—	1190.5 (70), 1265.2 (25)	43.5 (4.4), 74.7 (52.2)
$^{238}_{94}\text{Pu}$	87.74 años	5456.5 (28.3) 5499.2 (71.6)	—	13.6 (4.2), 17.13 (5.2)
$^{239}_{94}\text{Pu}$	24110 años	5104.7 (10.6) 5142.8 (15.1) 5155.5 (73.2)	—	—
$^{240}_{94}\text{Pu}$	6563 años	5123.7 (26.4) 5168.2 (73.5)	—	—
$^{241}_{94}\text{Pu}$	14.4 años	—	20.8 (99.998)	—
$^{242}_{94}\text{Pu}$	376300 años	4856.4 (22.4) 4900.6 (78)	—	13.6 (3.3), 17.13 (4.1)
$^{243}_{94}\text{Pu}$	4.956 horas	—	472.8 (5), 498 (21) 539.8 (8), 582 (59)	15.6 (5.7), 18.9 (6.2) 83.95 (23)
$^{241}_{95}\text{Am}$	432.7 años	5443 (12.8)	—	13.9 (13), 17.6 (20.2)
		5485.7 (85.2)		59.5 (35.7)

Cuadro 2.15: Isótopos pesados y transuránidos presentes en un reactor nuclear. Modo de desintegración y energías más representativas. Datos obtenidos de [12], y [5].

Central	Gases Nobles (Bq)	Halógenos (Bq)	Partículas (Bq)	Trítio (Bq)
José Cabrera	$9.24 \cdot 10^{12}$	$2.50 \cdot 10^7$	$6.21 \cdot 10^5$	$2.22 \cdot 10^{10}$
Garoña	$5.55 \cdot 10^{10}$	$5.22 \cdot 10^7$	$8.65 \cdot 10^6$	$2.77 \cdot 10^{11}$
Almaraz (I+II)	$4.28 \cdot 10^{11}$	$2.50 \cdot 10^7$	$3.43 \cdot 10^6$	$3.14 \cdot 10^{12}$
Ascó (I+II)	$1.38 \cdot 10^{11}$	$\leq \text{LID}$	$4.12 \cdot 10^6$	$8.54 \cdot 10^{11}$
Cofrentes	$2.62 \cdot 10^{12}$	$9.14 \cdot 10^8$	$1.04 \cdot 10^7$	$6.18 \cdot 10^{11}$
Vandellós II	$3.91 \cdot 10^{12}$	$1.87 \cdot 10^7$	$\leq \text{LID}$	$2.15 \cdot 10^{11}$
Trillo	$1.65 \cdot 10^{11}$	$1.65 \cdot 10^5$	$7.81 \cdot 10^5$	$4.24 \cdot 10^{11}$

Cuadro 2.16: Efluentes radiactivos gaseosos descargados a la atmósfera por las centrales nucleares españolas durante el primer semestre del año 2000 [14]. LID: Límite Inferior de Detección.

Central	Trítio (Bq)	Gases disueltos (Bq)	Resto (Bq)
José Cabrera	$2.97 \cdot 10^{12}$	$4.93 \cdot 10^6$	$4.83 \cdot 10^7$
Garoña	$2.62 \cdot 10^{10}$	$\leq \text{LID}$	$1.03 \cdot 10^8$
Almaraz (I+II)	$4.06 \cdot 10^{13}$	$1.55 \cdot 10^9$	$3.46 \cdot 10^9$
Ascó (I+II)	$3.62 \cdot 10^{13}$	$2.36 \cdot 10^7$	$6.61 \cdot 10^9$
Cofrentes	$3.35 \cdot 10^{11}$	$4.63 \cdot 10^7$	$1.13 \cdot 10^7$
Vandellós II	$1.66 \cdot 10^{13}$	$3.22 \cdot 10^8$	$2.95 \cdot 10^9$
Trillo	$5.86 \cdot 10^{12}$	—	$2.95 \cdot 10^8$

Cuadro 2.17: Efluentes radiactivos líquidos descargados a la atmósfera por las centrales nucleares españolas durante el primer semestre del año 2000 [14]. LID: Límite Inferior de Detección.

las operaciones de mantenimiento que se realizan, y la cantidad de impurezas en el fluido refrigerante. En la tabla 2.17 se indican los efluentes radiactivos líquidos descargados por las centrales nucleares españolas durante el primer semestre del año 2000. Hay que hacer constar que esta actividad liberada al medio ambiente se encuentra por debajo de los límites establecidos en las Especificaciones de Funcionamiento de las diversas centrales nucleares.

Reelaboración del combustible. Esta fase del ciclo del combustible nuclear consiste en la recuperación del uranio y plutonio de los elementos de combustible irradiados, para volverlos a utilizar en reactores de fisión. Algunas de las sustancias radiactivas que son susceptibles de ser emitidas al medio ambiente difieren de las que se emitían en las centrales nucleares durante el periodo de operación. Esto es debido a que la reelaboración implica abrir las vainas de los elementos de combustible, y por lo tanto algunos productos de fisión que se mantenían atrapados en su interior podrán desprenderse. Con el fin de evitar la liberación de grandes cantidades de radionucleidos al exterior, las instalaciones de este tipo son muy complejas. Los radionucleidos más importantes que aparecen en los efluentes radiactivos de este tipo de instalaciones son los de periodo de semidesintegración largo (^3H , ^{14}C , ^{85}Kr , ^{90}Sr , ^{106}Ru , ^{129}I , ^{134}Cs , ^{137}Cs y los isótopos de los elementos transuránidos. Existen tres plantas de reelaboración de combustible irradiado, una en Windscale (Reino Unido), otra en La Hague (Francia), y la tercera en Marcoule (Francia).

Explosiones nucleares

Las explosiones nucleares en la atmósfera han contribuido a aumentar el fondo radiactivo natural debido a la propagación por toda la Tierra de sustancias radiactivas que incluyen productos de fisión y de activación. Las primeras explosiones nucleares fueron realizadas en el año 1945. Posteriores ensayos nucleares en la atmósfera especialmente durante los años 1954 y 1958, y 1961 y 1962 son los responsables de las descargas más importantes de radionucleidos artificiales.

Cuando se produce una explosión nuclear en la atmósfera, una fracción de las sustancias radiactivas producidas por fisión y activación se distribuyen en el entorno del punto donde se ha producido la explosión, y otra fracción puede alcanzar la troposfera y ser dispersada por todo el planeta por la acción del viento y la lluvia que se encarga de arrastrar las partículas radiactivas hasta la superficie de la Tierra. El periodo de permanencia en capas bajas de la atmósfera es del orden de un mes, mientras que en las capas más altas de la atmósfera, el periodo de permanencia puede llegar a ser de varios meses antes de alcanzar el suelo.

Como es de suponer, debido a que el tiempo empleado en el proceso de transporte de los radionucleidos liberados a la atmósfera es elevado, los isótopos radiactivos que tienen mayor impacto ambiental serán los que dispongan de un periodo de semidesintegración medio o elevado. Estos radionucleidos son principalmente el ^{14}C , ^{137}Cs , ^{95}Zr , y el ^{90}Sr , de los cuales el ^{137}Cs es el más importante en lo que se refiere a irradiación externa por ser un emisor de radiación gamma con una energía relativamente elevada (661.66 keV), y tener un periodo de semidesintegración elevado ($T = 30$ años). Por otro lado, el radionucleido que permanecerá más tiempo en la Tierra será el ^{14}C por tener el periodo de semidesintegración más elevado (5730 años), y que además se confundirá con el ^{14}C de origen cosmogénico (sección 2.2.1).

Isótopo	Periodo	Factor de dosis $\mu\text{Gy/año por Bq/m}^2$	Densidad superficial Bq/m^2
$^{103}_{44}\text{Ru}$	39.25 días	0.018	
$^{106}_{44}\text{Ru}$	1.02 años	0.0079	0.12
$^{137}_{55}\text{Cs}$	30 años	0.0089	3391
$^{141}_{58}\text{Ce}$	32.5 días	0.0025	
$^{144}_{58}\text{Ce}$	284.9 días	0.0017	0.0055

Cuadro 2.18: Factor de dosis de los radionucleidos depositados en el terreno por explosiones nucleares y densidades de depósito en el emisferio templado septentrional en el año 1998. [12].

Las sustancias radiactivas generadas son las mismas que se producen en los reactores nucleares de fisión, pero en proporciones distintas. Además, los productos de activación creados dependerán de la composición del entorno del lugar donde se ha producido la explosión, y la potencia de la detonación. En la tabla 2.18 se indican los factores de dosis para los isótopos más significativos responsables de la irradiación externa, junto con su densidad superficial en la zona templada septentrional actualizada para el año 1998. Los radionucleidos de vida corta como por ejemplo el ^{85}Zr y el ^{140}Ba no se incluyen debido a que las cantidades presentes en la corteza terrestre como consecuencia de ensayos nucleares es insignificante. A la vista de la tabla se puede deducir que la tasa de dosis externa será debida principalmente al ^{137}Cs ,

ya que es miles de veces superior al resto de radionucleidos.

De la tabla 2.18 se puede deducir que la dosis absorbida en aire debida a los isótopos generados en los ensayos nucleares y depositados en la zona templada septentrional, es de $0.3 \mu\text{Gy/año}$. Si la comparamos con la dosis absorbida en aire debida a la radiación del fondo natural ($\sim 0,1 \mu\text{Gy/h}$) que es de unos $\sim 900 \mu\text{Gy/año}$, vemos que la primera es prácticamente despreciable, y que su contribución a la tasa de dosis global debida a la radiación externa es muy poco significativa.

2.4. Tasa de dosis ambiental y factores de influencia

En las secciones 2.2 y 2.3, se han descrito las fuentes y composición de los campos de radiación gamma ambiental, tanto de origen natural como de origen artificial, y también se ha visto su variabilidad espacial y temporal. Las magnitudes empleadas para cuantificar los campos de radiación ionizante son diversas. La *International Commission on Radiation Units and Measurements* (ICRU), publicó en el año 1985 unas recomendaciones [15] en las que proponía diversas magnitudes y unidades para la cuantificación de la radiación gamma ambiental, entre las que destacan, la tasa dosis absorbida, \dot{D} , expresada en unidades de Gy/h, la tasa de kerma, \dot{K} , expresada en unidades de Gy/h o la tasa de dosis equivalente ambiental, \dot{H}_x^* , expresada en unidades de Sv/h, y que se emplea para la cuantificación de la radiación gamma ambiental penetrante. En lo que sigue, cuando se haga referencia a la tasa de dosis ambiental, se trata de la tasa de dosis absorbida en aire, excepto en aquellos casos en los que se indique lo contrario. Otros organismos e instituciones, como por ejemplo *The National Radiological Protection Board* [16], y el *British Committee on Radiation Units*, (BCRU) [17], han empleado dichas recomendaciones para la cuantificación de la exposición a la radiación que afecta a la población.

Cabe destacar que el empleo de unas magnitudes u otras estará sujeto a la finalidad de las medidas realizadas. Las recomendaciones de la BCRU [18], proponen emplear la magnitud dosimétrica Kerma en aire cuando el objetivo que se persigue consiste en la monitorización de los niveles de radiación ambientales y la evaluación de sus variaciones a largo plazo. En el caso de que el objetivo consista en determinar la relación entre la radiación ionizante y el ser humano, y si el nivel de radiación supera o no los límites de exposición al público, se recomienda emplear la dosis equivalente ambiental. Por otro lado, se debe tener en cuenta que la conversión de una magnitud dosimétrica a otra no es trivial, ya que por ejemplo el factor de conversión para pasar de kerma en aire a dosis ambiental equivalente depende de la energía de la radiación gamma, por lo que para realizar la conversión de forma precisa sería necesario registrar el espectro de la radiación incidente.

Existen diversos factores que afectan la tasa de dosis ambiental. Unos se deben a las condiciones meteorológicas cambiantes, como por ejemplo la presión atmosférica, la dirección y velocidad del viento, la estabilidad atmosférica, la humedad relativa, la lluvia y la nieve, o la radiación solar. Otros factores responsables de la alteración de los campos de radiación ionizante son debidos a la actividad del ser humano, como por ejemplo la construcción de nuevos edificios, o el paso de mercancías con sustancias radiactivas cerca del punto de medida (p.e. fertilizantes fosfatados) [19].

Nuestro interés se centra en evaluar la tasa de dosis ambiental de origen natural en función de los factores más relevantes responsables de su variabilidad. Definiremos dos condiciones ambientales distintas para la modelización de la tasa de dosis ambiental natural: Los *periodos secos*, en los que no se produce precipitación; y los *periodos húmedos*, caracterizados porque durante dicho intervalo de tiempo se produce precipitación (lluvia). Esta división se debe a que durante los episodios de precipitación la lluvia contiene descendientes del radón, emisores de radiación gamma, que alteran el campo de radiación ambiental, [20] y [21].

Tasa de dosis en periodos secos La tasa de dosis ambiental de origen natural en periodos secos, \dot{D}_{seco} , se puede descomponer principalmente en tres factores de acuerdo con la expresión 2.7 (ver referencias [22], [23]) : la **tasa de dosis de origen terrestre**, $\dot{D}_{\text{t-s}}$; la **tasa de dosis de origen cósmico**, \dot{D}_{c} ; y la **tasa de dosis debida a los descendientes del radón**, \dot{D}_{r} . En los apartados 2.4.1, 2.4.2, 2.4.3, trataremos con mas detalle dichas componentes.

$$\dot{D}_{\text{seco}} = \dot{D}_{\text{t-s}} + \dot{D}_{\text{c}} + \dot{D}_{\text{r}} \quad (2.7)$$

Sustituyendo las componentes cósmica y del radón anteriores por las expresiones 2.22 y 2.20 que se describen más adelante, se obtiene 2.8

$$\dot{D}_{\text{seco}} = \dot{D}_{\text{t-s}} + \dot{D}_{\text{c}}(p_0) - a_{\text{c}}(p - p_0) + a_{\text{r}}C_{\text{r}}. \quad (2.8)$$

Si agrupamos los términos constantes de la expresión anterior, la tasa de dosis de origen natural en periodos secos se expresará de acuerdo con 2.9

$$\dot{D}_{\text{seco}} = \dot{D}_{\text{s0}} - a_{\text{c}}(p - p_0) + a_{\text{r}}C_{\text{r}}. \quad (2.9)$$

donde, \dot{D}_{s0} (ver 2.10), a_{c} y a_{r} son constantes, p es la presión atmosférica, p_0 es la presión de referencia y C_{r} es la concentración de radón en el aire.

$$\dot{D}_{\text{s0}} = \dot{D}_{\text{t-s}} + \dot{D}_{\text{c}}(p_0). \quad (2.10)$$

Tasa de dosis en periodos húmedos Durante los periodos húmedos la lluvia deposita descendientes del radón sobre el terreno y otras superficies expuestas a ella (por ejemplo las azoteas de los edificios), lo que provoca un incremento del campo de radiación gamma ambiental. Debido a este fenómeno, en la expresión 2.7 aparecerá un nuevo término, \dot{D}_{l} , correspondiente a la dosis debida a los descendientes del radón en el agua de lluvia que se puede calcular según la expresión 2.11, donde $C_{\text{l},i}$ es la concentración del descendiente del radón i en el agua de lluvia y $a_{\text{l},i}$ el factor de dosis del emplazamiento donde se ubica la sonda para cada uno de los descendientes del radón i emisores gamma. Por otro lado, la humedad del suelo actuará como blindaje frente a la radiación terrestre, lo que reducirá la dosis debida a esta componente en un factor $R_{\text{s-h}}$ según la expresión 2.12. De esta forma, la nueva expresión que modeliza la tasa de dosis ambiental de origen natural se podrá escribir como 2.13.

$$\dot{D}_{\text{l}} = \sum_{\text{i}} a_{\text{l},i}C_{\text{l},i} \quad (2.11)$$

$$\dot{D}_{\text{t-h}} = R_{\text{s-h}}\dot{D}_{\text{t-s}} \quad (2.12)$$

$$\dot{D}_{\text{humedo}} = \dot{D}_{\text{t-h}} + \dot{D}_{\text{c}} + \dot{D}_{\text{r}} + \dot{D}_{\text{l}} \quad (2.13)$$

Agrupando términos como en el caso de la dosis en periodos secos, la tasa de dosis húmeda será

$$\dot{D}_{\text{humedo}} = \dot{D}_{\text{h0}} - a_{\text{c}}(p - p_0) + a_{\text{r}}C_{\text{r}} + \sum_{\text{i}} a_{\text{l,i}}C_{\text{l,i}}. \quad (2.14)$$

donde

$$\dot{D}_{\text{h0}} = \dot{D}_{\text{t-h}} + \dot{D}_{\text{c}}(p_0) \quad (2.15)$$

2.4.1. Tasa de dosis de origen terrestre

Esta componente debe su origen a las fuentes de radiación de origen natural presentes en el terreno y en los materiales de construcción de algunas edificaciones. En general se caracteriza por ser constante en el tiempo. Las únicas variaciones que puede sufrir son debidas al movimiento de tierras, a la construcción o derribo de las edificaciones que se encuentran en los alrededores del punto donde interesa conocer la tasa de dosis, y al aporte de sustancias radiactivas de origen artificial por vía aérea o acuosa.

Existen muchos estudios acerca de la tasa de dosis debida a la radiación terrestre entre los que cabe citar [11], [12], y [24] entre otros. En estos estudios se ha podido observar que la tasa de dosis terrestre es prácticamente constante en el tiempo en periodos secos, y sólo sufre alteraciones en periodos húmedos debido a cambios en la humedad del terreno (lluvia) o a la presencia de nieve que actúan como blindaje ([25]: Natural Radiation Environment, 1981).

Otros autores, emplean modelos teóricos para analizar los efectos de la radiación terrestre. Cabe destacar los trabajos realizados por X. Ortega et al. [26], donde presentan un modelo para estimar la tasa de dosis generada por los emisores gamma presentes en el suelo. Estos trabajos son interesantes para nuestro estudio, ya que su validación se realizó en Cubelles, una zona cercana a la ciudad de Barcelona. Los resultados obtenidos indicaban que la máxima contribución a la tasa de exposición era debida a la presencia de ^{40}K en el terreno, siendo ésta de $\sim 50\%$. El resto de radionucleidos que contribuyen a la tasa de dosis son el ^{214}Bi , con $\sim 15,5\%$, el ^{228}Ac , con $\sim 14,2\%$, y el ^{208}Tl , con $\sim 13,5\%$. Otros estudios de estos autores publicados en el año 1991, [27], analizan la actividad específica de los radionucleidos de origen natural presentes en 40 poblaciones del Litoral Catalán. Se observan variaciones espaciales de la dosis debido a la diversidad del tipo de terreno, con una variación máxima de un factor 3 entre Mataró ($607 \mu\text{Gy/año}$) y L'Ampolla ($180 \mu\text{Gy/año}$).

También se han realizado estudios sobre la tasa de dosis medida en diversas regiones españolas. A este respecto, cabe destacar el trabajo realizado por L. Quindos, et al., y publicado en el año 1992, [28]. Se midieron los valores de la tasa de dosis terrestre en diversas regiones españolas. El valor medio obtenido fue de 44.03 nGy/h , con una desviación estándar de 1.72. El máximo

se midió en la comunidad de Madrid (82.67 nGy/h), y el mínimo en la comunidad Valenciana (25.00 nGy/h). La variación de la tasa de dosis se atribuye a que en todo el área geográfica española, la composición del terreno es muy dispar como consecuencia de la diversidad de formaciones geológicas.

Otros modelos para calcular la tasa de dosis de la radiación terrestre emplean técnicas de simulación por Monte Carlo. Por ejemplo el modelo propuesto por K. Saito, y P. Jacob en el año 1995, [29]. En este modelo se calcula el kerma por unidad de superficie y por unidad de flujo de radiación gamma a doce alturas distintas entre 300 metros y el nivel del suelo, considerando que los radionucleidos de origen natural se encuentran uniformemente distribuidos en un terreno llano.

2.4.2. Tasa de dosis de origen cósmico

Su origen se debe a la radiación cósmica que llega a la superficie de la Tierra. Como ya se comentó en el apartado 2.2.1, el flujo de partículas de origen cósmico varía de acuerdo con el espesor másico de la capa de atmósfera que existe entre el espacio exterior y la superficie terrestre, que a su vez depende de la presión atmosférica o la altitud, y también en función de la latitud geomagnética, y en menor medida, del ciclo de actividad solar [24]. Es por este hecho, que esta componente no será constante ni en el tiempo ni en el espacio. Si el punto de medida se encuentra fijo en el espacio, la única variación apreciable a corto plazo será la debida a la fluctuación del espesor másico de la atmósfera terrestre debido a la variabilidad de la presión atmosférica.

Como se ha visto en apartados anteriores, la radiación cósmica que incide sobre la superficie terrestre, al nivel del mar, está constituida principalmente por muones y en menor proporción por electrones, protones, y neutrones. De este modo, la tasa de dosis absorbida de origen cósmico, \dot{D}_c , será en un 90 % debida a muones y en un 10 % debida a electrones, protones, y neutrones [11].

Debido a que la atmósfera actúa como blindaje frente a la radiación cósmica, la intensidad de la tasa de dosis dependerá del espesor másico de la atmósfera. Por otro lado, como es sabido, el espesor másico de la atmósfera depende de la presión atmosférica p . Esto implica que la tasa de dosis absorbida dependerá de la presión atmosférica,

$$\dot{D}_c = \dot{D}_c(p). \quad (2.16)$$

Desarrollando la expresión 2.16 en serie de Taylor, se obtiene la expresión 2.17, donde p_0 es la presión de referencia al nivel del mar ($p_0 = 1013$ mbar),

$$\dot{D}_c(p) = \dot{D}_c(p_0) + \frac{\partial \dot{D}_c(p_0)}{\partial p}(p - p_0) + \frac{1}{2!} \frac{\partial^2 \dot{D}_c(p_0)}{\partial P^2}(p - p_0)^2 + \dots + \frac{1}{n!} \frac{\partial^n \dot{D}_c(P_0)}{\partial P^n}(p - p_0)^n. \quad (2.17)$$

Escogiendo los dos primeros términos de la expresión 2.17 y despreciando los términos supe-

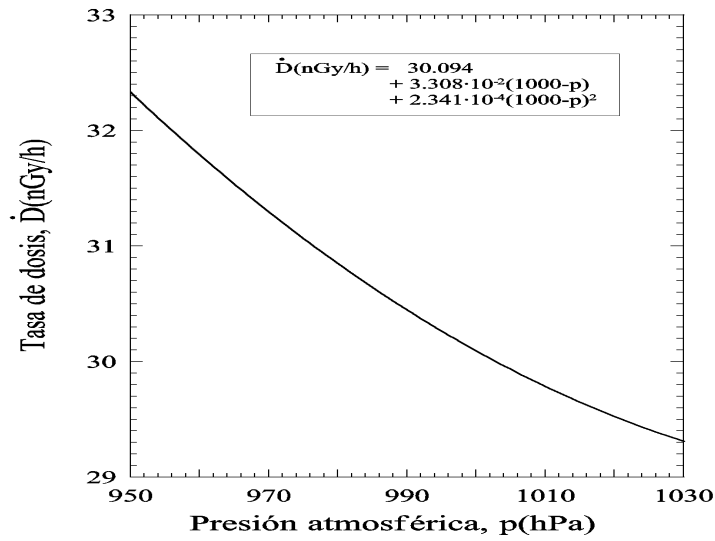


Figura 2.8: Tasa de dosis debida a la radiación cósmica en función de la presión atmosférica para una latitud de 43° . [30]

riores, se obtiene la expresión 2.18 para la tasa de dosis cósmica,

$$\dot{D}_c(p) \approx \dot{D}_c(p_0) + \frac{\partial \dot{D}_c(p_0)}{\partial p}(p - p_0). \quad (2.18)$$

Si definimos a_c como una constante mediante la expresión 2.19,

$$a_c \equiv -\frac{\partial \dot{D}_c(p_0)}{\partial p} > 0, \quad (2.19)$$

podemos reescribir la expresión de la tasa de dosis cósmica según 2.20,

$$\dot{D}_c(p) \simeq \dot{D}_c(p_0) - a_c(p - p_0), \quad (2.20)$$

donde a_c y $\dot{D}_c(p_0)$ son constantes.

En el año 1972, K. O'Brien y J. McLaughlin publicaron un artículo en la revista Health Physics [30], en el que se indicaba el valor de la dosis absorbida anual en función de la altitud para una latitud parecida a la de Barcelona, (43°). Utilizando dichos datos, y considerando la variación de la presión atmosférica con la altitud, se ha confeccionado la figura 2.8, que representa la tasa de dosis absorbida en función de la presión atmosférica.

Estudios más recientes han analizado los factores que afectan la exposición a los rayos cósmicos. Entre estos estudios destaca el realizado por A. Bouville y W. Lowder en 1988 [31]. Según estos autores, la dosis equivalente anual se puede ajustar a la expresión 2.21, donde z

es la altura sobre el nivel del mar expresada en kilómetros, y \dot{H}_c es la dosis equivalente anual expresada en unidades de $\mu\text{Sv año}^{-1}$.

$$\dot{H}_c = 45,87 e^{1,649 z} + 177,731 e^{0,4528 z} \quad (2.21)$$

En un artículo publicado por Y. Nakashima y S. Fujisaka en el año 1992 [32], se analiza la variación estacional, al nivel del suelo, del flujo de fotones originados por la radiación cósmica secundaria. Se ha comprobado que durante el invierno, el flujo de fotones al nivel del mar es un 4.5 % inferior a la media, y en verano es un 2.4 % superior a la media en latitudes parecidas a la de Japón. Esta variación del flujo de partículas se traducirá en una variación de la tasa de dosis cósmica al nivel del mar, de forma que el valor de a_c (expresión 2.19) dependerá de la estación del año. En el apartado 5.5.2 se indica el método empleado para calcular este parámetro y los resultados obtenidos.

2.4.3. Tasa de dosis externa debida a los descendientes del radón en el aire

El tercer componente de la tasa de dosis ambiental debida a la radiación gamma consiste en el originado por los descendientes del radón presentes en la atmósfera, que se encuentran adheridos a los aerosoles en suspensión, y los que se encuentran depositados en las superficies expuestas a la deposición seca de los mismos (figura 2.5), tal y como se vió en el apartado 2.2.3.

Desde principios de 1960 ([33], [34], [35], [36]), hasta la actualidad ([37], [38], [39], [10]) varios estudios han analizado la contribución de los descendientes del radón a la tasa de dosis total, su relación con la concentración de radón ambiental, y también la relación entre la concentración de radón y diversas variables meteorológicas como son la velocidad y dirección del viento, la estabilidad atmosférica, la radiación solar, o la humedad absoluta del aire. A continuación se describe la contribución de estos factores en la tasa de dosis debida al radón.

Relación entre la concentración de radón y la concentración de sus descendientes en la atmósfera. Según los estudios realizados por J. Porstendörfer et al. [38], publicados en el año 1991, existe una relación directa entre la concentración de radón y la concentración de sus descendientes ^{218}Po , ^{214}Pb , y ^{214}Bi en la atmósfera. Considerando C_j como la concentración del radionucleido j ($j = 0$ para el ^{222}Rn , $j = 1$ para el ^{218}Po , $j = 2$ para el ^{214}Pb , y $j = 3$ para el ^{214}Bi), expresada en Bq/m^3 , y el factor de equilibrio $f_{j,0}$ como el cociente entre la concentración del descendiente j , C_j , y la concentración C_0 del radón. En la figura 2.9 se puede observar el valor medio del factor de equilibrio $f_{3,0}$ para tres alturas distintas. El valor medio es del orden de 0.4, oscilando alrededor de 0.6 (máximo a 5.0 m) y 0.2 (mínimo a 1.0 m).

Variación de la concentración de radón con la estabilidad atmosférica Se ha observado [33] que la estabilidad atmosférica o su grado de turbulencia, influye en la concentración de radón y sus descendientes en la atmósfera. Según la figura 2.10 la concentración de los descendientes del radón es mínima cuando el grado de turbulencia es elevado, y se mantiene

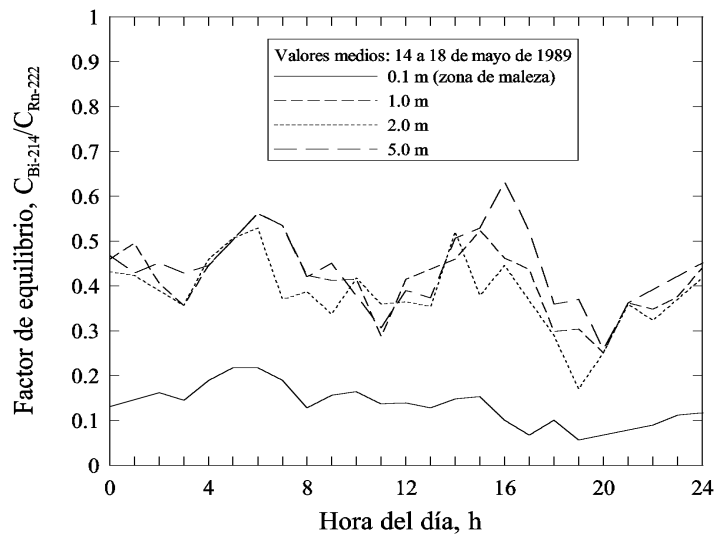


Figura 2.9: Variación diaria media del factor de equilibrio entre la concentración de ^{214}Bi y ^{222}Rn para cuatro alturas distintas. Adaptado de [38].

constante a $\sim 1 \text{ Bq/m}^3$ hasta los 1000 metros de altura. Cuando la turbulencia es débil, puede llegar a valores de $\sim 7 \text{ Bq/m}^3$, y en el caso de inversión térmica la concentración puede llegar a ser de $\sim 70 \text{ Bq/m}^3$. Todos estos valores son relativos a una fuente superficial infinita (terreno) que emita 1 átomo de radón por cm^2 y por segundo.

Según [40], el flujo de radiación gamma y en consecuencia la tasa de dosis, dependerá de la concentración de los descendientes del radón en la atmósfera. Así, en el caso de que exista inversión térmica, se estima que la tasa de dosis generada por cada átomo de radón exhalado del suelo por segundo y centímetro cuadrado será de 14 nGy/h a 1 m del suelo. En el otro extremo, la tasa de dosis mínima será de 0.6 nGy/h cuando exista turbulencia fuerte.

Estudios más recientes [39], analizan la variación de la concentración de radón debida a la variación de la altura de la zona de mezcla y la presencia de una capa de inversión. Según se puede observar en la figura 2.11 por la mañana, cuando existe inversión térmica, la concentración de radón aumenta debido a que la zona de transición de la capa de inversión impide la difusión del radón a capas más altas de la atmósfera y éste se concentra en un volumen de aire reducido. Al amanecer el aire que se encuentra próximo al suelo se calienta por la acción del sol y se rompe la inversión térmica con lo que concentración de radón empieza a disminuir al incrementarse la zona de mezcla.

Variación de la concentración de radón con la dirección y velocidad del viento

La concentración de radón en un emplazamiento determinado depende principalmente de dos efectos: (1) El radón generado localmente, y (2) el radón transportado desde otras zonas.

Se han realizado diversos estudios para determinar experimentalmente esta dependencia, por ejemplo S. Israelson (1974) en [41] y más recientemente Blaauboer y Smetsers (1997) en [37] o Cortés y Ortega (1998) en [10]. En general se observan diversos fenómenos dependiendo de

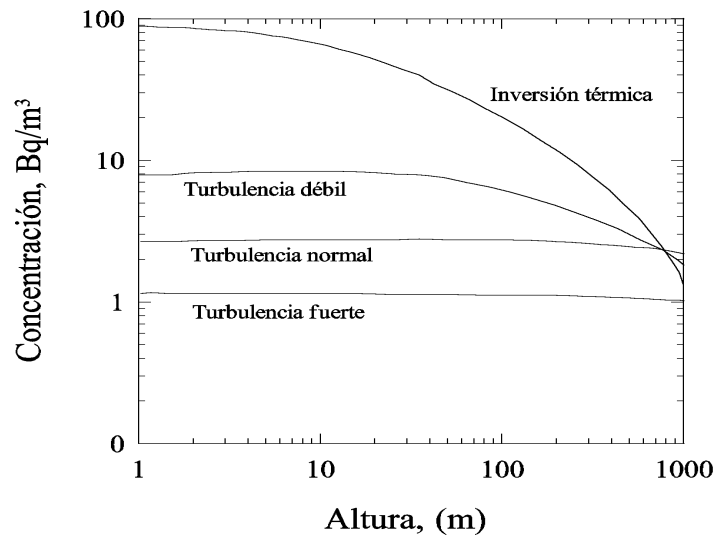


Figura 2.10: Concentración de ^{214}Pb y ^{214}Bi en la atmósfera inferior calculada para una fuente superficial que emite un átomo de radón por cm^2 y por segundo. Adaptado de [40].

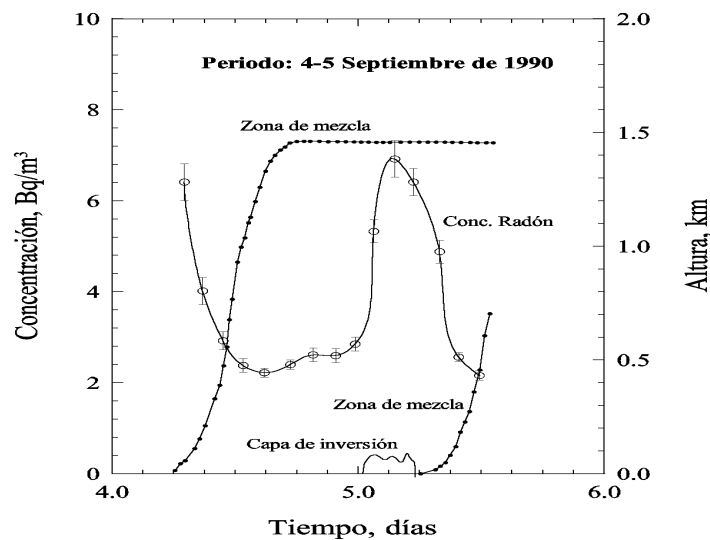


Figura 2.11: Variación diaria de la concentración de radón y su relación con la altura de la zona de mezcla y la altura de la capa de inversión térmica. Adaptado de [39]

las condiciones meteorológicas. En periodos de calma, la concentración de radón corresponde al radón exhalado localmente, y sólo depende de la altura de la capa de mezcla.

Cuando la velocidad del viento es superior a 2 m/s, empieza a ser determinante su dirección. Si el viento proviene de zonas cuya tasa de exhalación es elevada, se observa un incremento en la concentración de radón. En cambio, cuando las masas de aire provienen de zonas con tasas de exhalación bajas, la concentración de radón disminuye. En el caso de la ciudad de Barcelona [10], o los emplazamientos situados en los Países Bajos [37], este efecto se puede observar si las masas de aire provienen del mar o del interior del continente. Las grandes masas de

agua (mares, o lagos profundos), se caracterizan por poseer una tasa de exhalación de radón prácticamente nula. Por este motivo, cuando el viento proviene del mar, la concentración de radón será muy baja. En cambio, cuando el viento proviene del interior del continente, la concentración de radón será más elevada.

Otros factores de influencia en la concentración de radón Existen otros factores de menor importancia que afectan la concentración de radón en la atmósfera. Por ejemplo, se ha observado que la radiación solar interfiere en la exhalación de radón del suelo y además afecta indirectamente en la concentración de radón al provocar variaciones en la estabilidad atmosférica [42].

También se ha observado que la concentración de radón y sus descendientes depende de la humedad absoluta del aire [37]. Esto es debido a que los aerosoles que llevan adheridos los descendientes del radón, actúan como núcleos de condensación formando gotitas de agua. Cuando la humedad es elevada el número de gotículas aumenta, y con ellas aumenta la concentración de los descendientes del radón en la atmósfera.

Por lo que respecta a la relación existente entre la concentración de radón y la presión atmosférica se puede observar alguna dependencia [37], debido a que aumentos o decrementos de la presión atmosférica se pueden relacionar generalmente con el movimiento de masas de aire que llevan asociada una determinada concentración de radón. Además la tasa de exhalación de radón del terreno depende de la presión atmosférica.

También es importante destacar que la concentración de radón ambiental dependerá de la situación geográfica del punto de medida en relación a zonas de elevadas tasas de exhalación tales como zonas mineras donde existan descendientes de las cadenas radiactivas naturales.

Del conjunto de fenómenos descritos se infiere que la tasa de dosis ambiental debida al radón proviene de sus descendientes emisores de radiación gamma y que por lo general estos se encuentran en equilibrio con la concentración de radón. Por este motivo, consideraremos que la tasa de dosis debida al radón \dot{D}_r se puede expresar como el producto de la concentración de radón, C_r , por una constante de proporcionalidad, a_r (2.22)

$$\dot{D}_r = a_r C_r. \quad (2.22)$$

2.4.4. Tasa de dosis debida a los descendientes del radón en el agua de lluvia

Desde que se realizaron los primeros estudios de la tasa de dosis ambiental, se observó que durante los episodios de lluvia se producía un incremento de la tasa de dosis, debido a la presencia de descendientes del radón en el agua de lluvia.

Los descendientes del radón pasan a formar parte del agua de lluvia por dos procesos: (1) cuando se forma la gota de lluvia en la nube a partir de un núcleo de condensación (aerosol) que contiene descendientes del radón adheridos, proceso denominado en inglés *rainout*; (2)

durante el viaje de la gota desde la nube hasta el suelo, al colisionar con aerosoles radiactivos o descendientes del radón aislados, proceso denominado en inglés *washout*.

En la figura 2.12 se puede observar el incremento de la tasa de dosis producido durante un episodio de lluvia. Las medidas se han realizado en la ciudad de Barcelona. Estos incrementos pueden llegar a ser de un 40 % respecto los valores medios.

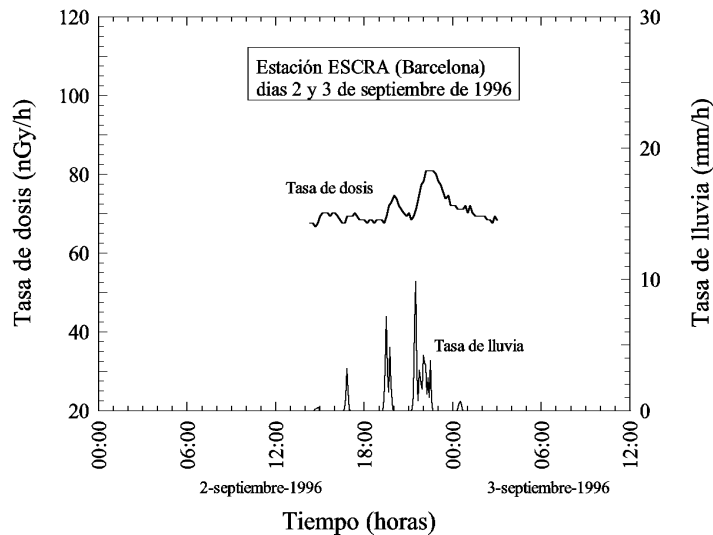


Figura 2.12: Tasa de dosis durante un intervalo de lluvia observada en la estación ESCRA (Barcelona) los días 2 y 3 de septiembre de 1996.

Este fenómeno es conocido desde los inicios de la medida de los campos de radiación ionizante ambiental. La radiactividad del agua de lluvia fue medida por primera vez por Wilson ([43] y [44]) a principios del siglo XX (año 1902). Este autor refleja en sus estudios la presencia de radiactividad en el agua de lluvia con un periodo de unos 30 minutos. Posteriormente se identificó dicha radiactividad con la presencia de descendientes del radón en el agua de lluvia. Mas adelante, otros autores como por ejemplo Damon y Kuroda [45], en el año 1954 publican las medidas realizadas sobre la radiactividad del agua de lluvia ofreciendo unos valores del orden de $0.06 \mu\text{Ci}$ por litro de agua de lluvia (2220 Bq/l).

Otros autores han analizado este fenómeno con posterioridad a los primeros estudios citados anteriormente. Entre ellos cabe citar a S. Minato (1980) [20]. Minato describe las observaciones realizadas sobre el incremento de la tasa de dosis en periodos de lluvia, y propone un modelo para relacionar el incremento de la tasa de dosis con la tasa de lluvia considerando que la concentración de los descendientes del radón en el agua de lluvia se mantienen constantes durante todo el intervalo de precipitación, y que los descendientes del radón se encuentran en equilibrio en la nube.

Nishikawa et al. [46] en el año 1986 publican el desarrollo de un dispositivo para la medida de la concentración de los descendientes del radón en el agua de lluvia que funciona de forma automática. Este equipo utiliza un detector de centelleo de NaI(Tl) para obtener el espectro de emisión gamma del agua. El límite inferior de detección (LID) mínimo de este dispositivo es de 500 Bq/l cuando la tasa de precipitación es del orden de 40 mm/h . En

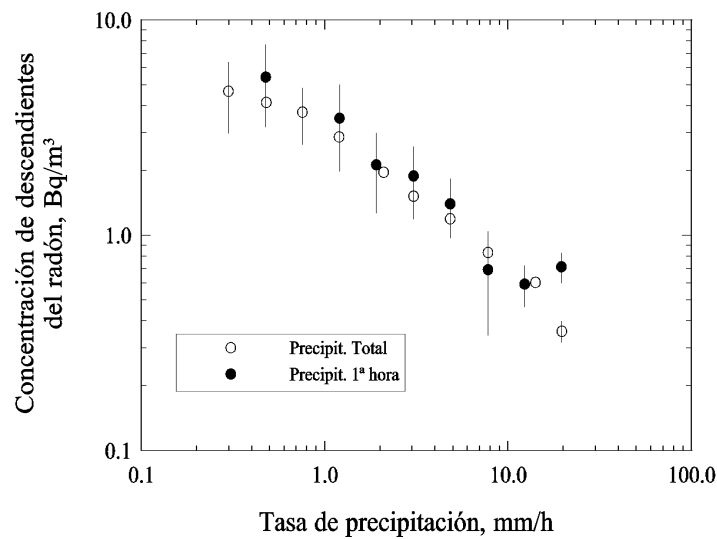


Figura 2.13: Relación entre la actividad específica de los descendientes del radón y la tasa de lluvia. [50]

posteriores publicaciones [47], y [48] aportan nuevos resultados sobre la concentración de los descendientes del radón en el agua de lluvia, a partir de un estudio sobre la variación estacional de la concentración de los descendientes del radón en la costa japonesa en el mar del Japón. Estos autores observan valores que oscilan entre los 1000 Bq/l y los 10000 Bq/l.

J. Paatero [49] publicó en enero del año 2000 el desarrollo de un dispositivo similar al enunciado anteriormente, para la medida de los descendientes del radón en el agua de lluvia. Este equipo también funciona de forma automática y emplea un detector de centelleo de NaI(Tl) para obtener el espectro gamma generado por el agua de lluvia. El instrumento de medida se ubicó en dos emplazamientos situados en Finlandia. El valor medio de la actividad del agua de lluvia fue de 1890 Bq/l para el ^{214}Pb , y de 5140 Bq/l para el ^{214}Bi . Además se observó que el ^{214}Pb y el ^{214}Bi no se encontraban en equilibrio, siendo la relación media entre ambos radionucleidos de $^{214}\text{Pb}/^{214}\text{Bi} = 0,41$.

N. Fujinami (1995) [50] relaciona la tasa de lluvia, el volumen de precipitación por unidad de superficie, y la duración del periodo de lluvia con la concentración de los descendientes del radón media según se puede observar en las figuras 2.13, 2.14, 2.15 respectivamente. Por ejemplo, observó que la concentración de descendientes del radón en la lluvia disminuye si el volumen precipitado es mayor, oscilando entre aproximadamente 1000 Bq/l para precipitaciones de 1 mm (1 l/m^2), hasta ~ 100 Bq/l para precipitaciones de 500 mm. Si se seleccionan los intervalos de lluvia cuya tasa de precipitación se encuentra entre 1.0 mm/h y 2.5 mm/h, se observa que la concentración de los descendientes del radón en el agua de lluvia permanece constante a ~ 1000 Bq/l, entre 1 mm y 100 mm de precipitación. En lo que respecta a la tasa de lluvia, se ha observado que la concentración de los descendientes del radón disminuye al incrementarse la tasa de precipitación. Estos resultados sugieren que los descendientes del radón en el agua de lluvia provienen principalmente de la nube *rainout*, y la contribución del *washout* es poco significativa.

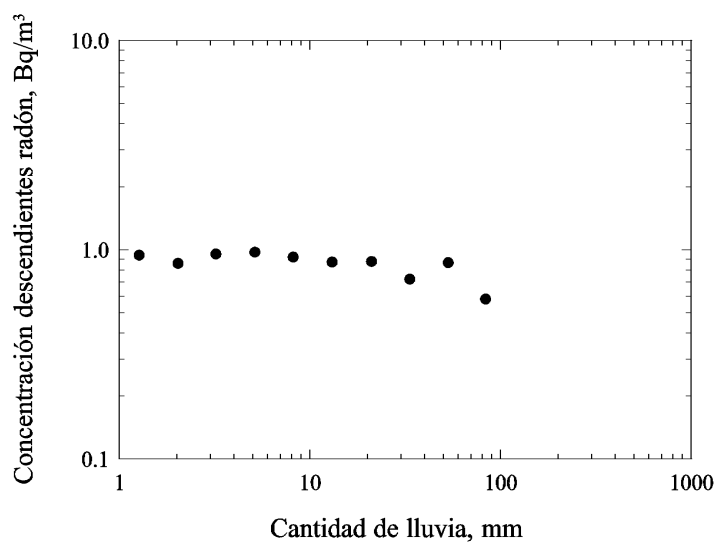


Figura 2.14: Relación entre la actividad específica de los descendientes del radón y la cantidad de precipitación. Adaptado de [50]

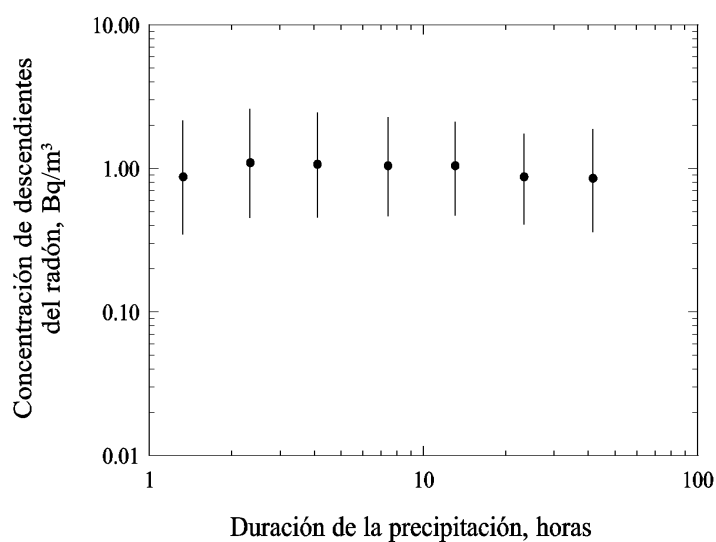


Figura 2.15: Relación entre la actividad específica de los descendientes del radón y la duración del intervalo de lluvia. Adaptado de [50]

Otros autores (por ejemplo K. Yoshioka [51]) han observado una cierta dependencia entre la actividad específica del agua de lluvia y la estación del año. Se ha comprobado que durante el invierno la actividad específica es superior a la que se observa en verano.

2.4.5. Medida de la tasa de dosis ambiental

Tal y como se comenta en la sección 2.5, el valor de la lectura obtenida con los equipos de medida de la tasa de dosis ambiental no coincide con el valor de la tasa de dosis real depositada en dicho punto. En general, la dosis medida, \dot{D}' , es ligeramente superior a la dosis real, \dot{D} , debido, principalmente, a la sobrestimación de la tasa de dosis cósmica \dot{D}_c . La dosis cósmica, \dot{D}'_c , medida por la sonda se puede expresar según la ecuación 2.23, donde \dot{D}_c es la tasa de dosis cósmica real en el punto de medida y e el factor de sobrestimación cósmica. En principio se puede considerar constante en el tiempo con un valor distinto para cada sonda, siendo superior a la unidad en la mayoría de los casos. Para una sonda ideal dicho factor debería ser cero ($e=0$).

$$\dot{D}'_c = (1 + e)\dot{D}_c \quad (2.23)$$

Otro factor responsable de la distorsión de la dosis medida consiste en la anisotropía de la sonda (ver sección 2.5) y en la anisotropía direccional y energética del flujo de radiación gamma que incide en la misma sonda. Esto implica que sondas distintas sometidas a un mismo campo de radiación gamma generen respuestas diferentes.

Para cuantificar la relación entre la tasa de dosis real procedente del terreno, \dot{D}_{t-s} (ver expresión ??), y la tasa de dosis medida, \dot{D}'_{t-s} , se define el denominado factor de distorsión del terreno, f_s (ver expresión 2.24). Dicho factor representa el alejamiento de la dosis medida, \dot{D}'_{t-s} , (que de ahora en adelante denominaremos por \dot{D}'_s) respecto de la dosis real \dot{D}_{t-s} (que de ahora en adelante denominaremos por \dot{D}_s). Según se desprende de la expresión anterior, en condiciones ideales $f_s = 0$. Este factor contiene información de la respuesta angular y energética de la sonda, y del espectro energético de la radiación gamma procedente del terreno, edificios, y otros objetos que puedan contener emisores de radiación gamma en los alrededores de la sonda. En general, dicho factor será constante en el tiempo para cada sonda debido a la poca variabilidad en la distribución de emisores gamma de origen natural en el terreno.

$$f_s = \frac{\dot{D}'_s}{\dot{D}_s} - 1 \quad (2.24)$$

De forma similar al caso anterior se puede definir el factor de distorsión del radón, f_r , (ver expresión 2.25) como la relación entre la tasa de dosis medida debida a los descendientes del radón emisores gamma, \dot{D}'_r , y la tasa de dosis real, \dot{D}_r , debida a los mismos.

$$f_r = \frac{\dot{D}'_r}{\dot{D}_r} - 1 \quad (2.25)$$

Otra contribución a la diferencia entre la lectura de la tasa de dosis y la tasa de dosis real consiste en el fondo intrínseco de la sonda, \dot{D}_b , debido a la presencia de pequeñas cantidades de radionucleidos (principalmente emisores beta) en los materiales de construcción de los equipos de medida. Esta cantidad que es prácticamente constante con el tiempo se puede medir de forma experimental situando la sonda en un emplazamiento donde la dosis ambiental

sea inferior al propio fondo intrínseco (por ejemplo minas de sal a gran profundidad bajo el terreno).

Periodos secos Como resultado de los planteamientos anteriores, se puede expresar la tasa de dosis medida, \dot{D}'_{seco} , durante los periodos secos (en ausencia de lluvia), según 2.26,

$$\dot{D}'_{\text{seco}} = \dot{D}'_s + \dot{D}'_c + \dot{D}'_r + \dot{D}'_b. \quad (2.26)$$

Si comparamos la expresión anterior con 2.9 y tenemos en cuenta la aproximación de la eq. 2.20 , la tasa de dosis medida durante los periodos secos se puede escribir como

$$\dot{D}'_{\text{seco}} - \dot{D}'_b = \dot{D}'_{s0} - a'_c(p - p_0) + a'_r C_r \quad (2.27)$$

donde

$$\begin{aligned} D'_{s0} &= (1 + f_s) D_{s0} + (1 + e) D_c(p_0) \\ a'_c &= (1 + e) a_c \\ a'_r &= (1 + f_r) a_r. \end{aligned} \quad (2.28)$$

Las constantes D'_{s0} , a'_c y a'_r se pueden obtener mediante el ajuste de los valores medidos por la sonda una vez sustraído el fondo natural, $\dot{D}' - \dot{D}'_b$, respecto de la presión atmosférica, p , y la concentración de radón en el aire, C_r .

Periodos húmedos En episodios de lluvia deberemos añadir a las expresiones anteriores un término correspondiente a la tasa de dosis medida debida a los descendientes del radón en el agua de lluvia, \dot{D}'_1 , tal y como se describe en la página 2-38. De esta forma, se obtiene la expresión 2.29

$$\dot{D}'_{\text{humedo}} = \dot{D}'_h + \dot{D}'_c + \dot{D}'_r + \dot{D}'_1 + \dot{D}'_b. \quad (2.29)$$

La tasa de dosis medida, \dot{D}'_1 , no coincide con la tasa de dosis real, \dot{D}_1 , de la expresión 2.11 (ver página 2-38) debido al mismo fenómeno que afecta a la dosis terrestre y al radón ambiental. De esta forma podemos definir un nuevo factor de distorsión denominado factor de distorsión de la lluvia, f_1 , como

$$f_1 = \frac{\dot{D}'_1}{\dot{D}_1} - 1. \quad (2.30)$$

De esta forma, la tasa de dosis medida de la expresión 2.29 se puede reescribir al igual que en la expresión 2.26 para periodos secos, obteniéndose

$$\dot{D}'_{\text{humedo}} - \dot{D}_b = \dot{D}'_{\text{h0}} - a'_c(p - p_0) + a'_r C_r + a'_l C_l \quad (2.31)$$

donde

$$\begin{aligned} D'_{\text{h0}} &= (1 + f_s) D_{\text{h0}} + (1 + e) D_c(p_0) \\ a'_c &= (1 + e) a_c \\ a'_r &= (1 + f_r) a_r \\ a'_l &= (1 + f_l) a_l. \end{aligned} \quad (2.32)$$

Operando de la misma forma que en los periodos secos, las constantes D'_{h0} , a'_c , a'_r y a'_l se pueden obtener mediante el ajuste de los valores medidos por la sonda una vez sustraído el fondo natural, $\dot{D}' - \dot{D}_b$, respecto de la presión atmosférica, p , la concentración de radón en el aire, C_r y la concentración de los descendientes del radón en el agua de lluvia, C_l .

2.5. Dispositivos de medida de la tasa de dosis ambiental

Actualmente existen diversos instrumentos para la medida de los campos de radiación gamma ambiental. Estos instrumentos se pueden clasificar en cuatro grandes grupos en función de su principio de funcionamiento: a) detectores que se basan en la ionización de un gas; b) detectores de centelleo; c) detectores de estado sólido; d) detectores de termoluminiscencia.

Si se sitúan varios equipos de medida distintos sometidos a la acción de campos de radiación idénticos, podemos observar diferencias en las lecturas obtenidas [52]. Este fenómeno es debido a que cada instrumento posee una respuesta distinta a los diversos campos de radiación, y además no todos los equipos miden las mismas magnitudes dosimétricas. Los factores responsables de estas discrepancias en las medidas son los siguientes:

- Respuesta frente a la radiación cósmica.
- Fondo intrínseco del equipo.
- Respuesta en relación a la energía de la radiación incidente.
- Respuesta direccional.
- Tiempo muerto.

Otro factor importante consiste en el método de calibración utilizado. Por lo general los instrumentos de medida se calibran con haces de radiación de naturaleza distinta a los campos de radiación ambiental, debido principalmente a la inexistencia de laboratorios de calibración que puedan reproducir con exactitud los campos de radiación ambiental.

2.5.1. Cámaras de ionización

Existen diversos tipos de cámaras de ionización dependiendo del tipo de gas de llenado (aire, freón - CCl_2F_2 -, nitrógeno, gas equivalente a tejido biológico, etc...), de la presión del gas (entre 1 atmósfera y 45 atmósferas), del volumen de la cámara, el material y espesor de las paredes de la cámara que contiene el gas (plástico, acero, equivalentes a tejido biológico, etc...). Este hecho implica que la respuesta frente al tipo y energía de la radiación sea muy diversa para cada tipo de cámara de ionización. A continuación se describen algunas de las características generales de este tipo de detectores.

Respuesta de las cámaras de ionización frente a radiación cósmica

Diversos estudios han cuantificado el efecto de la radiación cósmica en este tipo de detectores, y se ha llegado a la conclusión de que la ionización producida por la radiación cósmica representa una fracción importante de la medida del fondo natural en la mayoría de las cámaras de ionización. A modo de ejemplo, cabe citar los resultados de las medidas realizadas por Spiers [53], en las que se observó que la componente de la radiación cósmica debida a

muones producía una señal de unos 0.5 V por minuto, valor que se puede comparar con el impulso eléctrico generado por la radiación gamma externa de origen natural (~ 57 nGy/h), que es del orden de 1 V por minuto. Por lo general será importante sustraer la tasa de dosis debida a la radiación cósmica a este tipo de sondas, siempre que se deseen medir niveles de tasas de dosis ambientales muy bajas.

Fondo intrínseco de las cámaras de ionización

El fondo intrínseco de las cámaras de ionización es debido principalmente a la contaminación interna de los materiales que constituyen el detector. En las cámaras que operan a presión atmosférica, la radiación alfa que proviene de la radiactividad natural del material de sus paredes pueden incrementar la ionización en un 33 % respecto la ionización debida a la radiación gamma externa de origen natural. En el caso de cámaras de ionización que trabajan a alta presión, este efecto se reduce debido a que la presión elevada favorece la recombinación de los iones generados por la partícula alfa, y por la adición de un gas que se encarga de *atrapar* electrones.

Respuesta de las cámaras de ionización en relación a la energía de la radiación

La respuesta energética frente a la radiación depende en gran medida del tipo y espesor del material de las paredes de la cámara que contiene el gas. Las cámaras cuyas paredes son de material plástico con un espesor entre 6 mm y 10 mm, poseen una respuesta bastante homogénea, por el contrario, si las paredes son de acero y el gas se encuentra a alta presión, la respuesta frente a la radiación de baja energía será muy inferior respecto a la que se obtiene para radiación gamma del orden de 1 MeV. Un ejemplo de éste último caso lo podemos encontrar en la cámara de ionización portátil usada en [53] (paredes de acero de 12.5 mm de espesor). Se observó que la respuesta de este equipo frente a la radiación gamma del ^{131}I (energía media de 0.350 MeV) era un 83 % respecto la respuesta a la radiación gamma de ^{226}Ra (energía media de 0.840 MeV). Para poder determinar con precisión la tasa de kerma, será de especial interés determinar, para cada sonda, la respuesta frente a la energía con el fin de aplicar las correcciones oportunas.

2.5.2. Contadores Geiger-Müller

Los detectores Geiger-Müller (Detectores GM) no miden la tasa de kerma directamente, sino que miden el producto del flujo de radiación por la probabilidad de interacción de ésta con las paredes del tubo que contiene el gas de ionización. Otro hecho importante en este tipo de detectores consiste en la simplicidad de la electrónica asociada debido a la gran amplitud del impulso generado cuando detecta radiación ionizante, independientemente de la energía de ésta.

Respuesta frente a la radiación cósmica de los detectores GM

Por lo general, cuando la componente muónica de la radiación cósmica incide sobre las paredes de la cámara del detector, se produce una cascada de electrones en el interior del volumen de detección. Generalmente los electrones son detectados produciéndose una sobreestimación de la tasa de kerma equivalente en aire, ya que si el muón hubiese interactuado con el aire no se habría producido tal deposición de energía. El factor de sobreestimación de la radiación cósmica es un parámetro muy importante cuando se desea conocer con precisión la tasa de kerma en aire o tejido biológico real que existe en un punto.

Fondo intrínseco de los detectores GM

El fondo intrínseco de los detectores GM es debido a la presencia de trazas de elementos radiactivos en sus componentes internos, y generalmente representa una fracción significativa de la tasa de cuentas total debida a la radiación gamma ambiental. Esta componente interna se mantiene prácticamente constante durante la vida del equipo de medida, debido a que los radionucleidos responsables tienen periodos de semidesintegración muy elevados.

Respuesta de los detectores GM en relación a la energía de la radiación

Anteriormente se comentó que la respuesta de este tipo de detectores depende de la probabilidad de interacción de la radiación con las paredes de la cámara. Como la probabilidad de interacción depende de la energía de la radiación incidente, se deduce que la respuesta de la sonda dependerá de la energía de la radiación: A bajas energías (~ 50 keV) la respuesta será mayor que para fotones de energía elevada (~ 1 MeV). A modo de ejemplo, en un detector típico, la relación entre la respuesta a bajas energías y a altas energías puede llegar a ser de un factor 6. Por lo general, con la finalidad de compensar este fenómeno indeseable, se emplea un blindaje especial que favorece la compensación energética.

Tiempo muerto de un detector GM

El efecto del tiempo muerto sobre las medidas realizadas por detectores GM solo es insignificante cuando se realizan medidas del fondo natural. En cambio, cuando se realizan medidas destinadas a su calibración deberá tenerse en cuenta este fenómeno.

Los valores típicos para el tiempo muerto de un detector GM oscilan alrededor de $\sim 200\mu\text{s}$.

2.5.3. Contadores proporcionales

Los contadores proporcionales tienen un comportamiento similar a los detectores GM, en lo que respecta a su respuesta energética. Por lo general, el tiempo muerto es inferior a los GM, de forma que se podrán utilizar para medir tasas de recuento superiores antes de saturarse.

Uno de los inconvenientes frente a los detectores GM consiste en que la señal generada por la detección es sensiblemente inferior a los detectores GM de forma que la electrónica asociada será más compleja y requerirá un proceso de amplificación más potente.

En referencia a la radiación cósmica, por lo general, la respuesta frente a la radiación cósmica de los contadores proporcionales es similar a la de los detectores GM y superior a la de las cámaras de ionización, de forma que se producirá una sobreestimación de la medida de la dosis en aire. Este factor deberá ser considerado cuando se realicen calibraciones de este tipo de sondas.

2.5.4. Detectores de centelleo

Existen diversos tipos de detectores de centelleo usados para la medida de la tasa de dosis ambiental. Debido a que la densidad del volumen de detección es superior a la de los detectores de gas, se podrán emplear detectores de centelleo más pequeños que los de gas mientras que la eficiencia de la detección será del mismo orden de magnitud que los de ionización de gas. En ciertas ocasiones, los detectores de centelleo se pueden emplear para realizar espectrometría gamma, con la finalidad de identificar radionucleidos individualmente, y de este modo estimar la tasa de dosis total depositada. Los materiales empleados como centelleadores poseen un coeficiente másico de absorción de energía que depende de la energía del fotón, y difiere del coeficiente de atenuación másico del aire, de forma que la respuesta de este tipo de detectores frente al kerma equivalente en aire dependerá de la energía.

Los detectores de centelleo pueden operar en modo corriente, en el que la lectura de ésta es proporcional a la energía de la radiación incidente que se ha convertido en luz, o también puede operar en modo pulsante, en el que la sonda mide la tasa de cuentas o cuentas integradas de aquellos pulsos que han generado un impulso eléctrico por encima de un valor umbral. La ventaja de éste último modo de operación consiste en que se consiguen tasas de recuento muy elevadas, ya que la respuesta de un material centelleador es muy rápida. Uno de los inconvenientes de este sistema consiste en que no se puede conocer la energía absorbida en el cristal. Existen dos tipos de materiales centelleadores empleados en la medida del fondo natural: los centelleadores inorgánicos; y los centelleadores orgánicos. A continuación se describen sus características.

Centelleadores inorgánicos

Los centelleadores inorgánicos poseen una respuesta muy elevada para fotones entre 30 keV y 600 keV, debido principalmente al número atómico elevado del material centelleador (por ejemplo Ioduro de sodio, NaI). Para energías por encima de varios MeV la respuesta se reduce, especialmente si el detector es de reducidas dimensiones. Por ejemplo, para un detector de centelleo de NaI, si tomamos como eficiencia de detección de referencia a la correspondiente a radiación gamma del ^{226}Ra (energía media de 840 keV), para fotones de 100 keV la eficiencia puede llegar a ser 20 veces superior, mientras que para fotones de 6 MeV, la eficiencia es un tercio de la de referencia.

De lo expuesto en el párrafo anterior, se deduce que si los detectores de centelleo se calibran

con fuentes de ^{60}Co , ^{137}Cs , o ^{226}Ra , y se emplean para realizar medidas ambientales, se introducirá una sobreestimación de la lectura en un factor 1.5 ó 2. En el caso de que las medidas se realicen cerca de reactores nucleares que producen pequeñas cantidades de ^{16}N , el centelleador subestimaré el kerma debido a la existencia de fotones de 6 MeV.

Otro de los problemas que aparecen con este tipo de detectores, consiste en que si se utilizan para medir altas tasas de kerma, aparece el fenómeno de la fosforescencia, que puede influir en lecturas posteriores, si después se emplea para medir tasas de kerma ambientales.

Centelleadores orgánicos

Este tipo de centelleadores son más adecuados para la medida de kerma en aire, especialmente para energías del orden de 100 keV, debido a que el coeficiente de absorción de energía es muy parecido al del aire. Para energías inferiores a 100 keV, la eficiencia se reduce rápidamente de acuerdo con la disminución de la energía. Este inconveniente se puede solventar recubriendo el material centelleador con una capa de ZnS, consiguiendo ampliar el espectro de energía que es capaz de medir, hasta 20 keV.

En el conjunto de centelleadores, uno de los parámetros que es interesante conocer consiste en el Límite Inferior de detección (LID) que indica cuál es el valor más pequeño de la tasa de kerma que se puede medir para que la incertidumbre en la medida no sea muy elevada. El LID depende en gran medida de la corriente de fondo que existe en el tubo fotomultiplicador. En general, la corriente de fondo depende de la temperatura a la que se encuentre el fotomultiplicador, y aumenta a razón de un 0.7 % por grado centígrado.

Otro factor que puede incrementar el ruido de fondo del detector consiste en la presencia de radionucleidos de origen natural en los materiales que constituyen el equipo.

2.5.5. Dosímetros de termoluminiscencia

Los dosímetros de termoluminiscencia (en adelante TLD), consisten en sistemas pasivos para la determinación de la dosis debida a la exposición a la radiación ionizante. Las principales ventajas de los TLD consisten en que resultan muy económicos, si los comparamos con otros sistemas de medida de la radiación, no requieren ningún soporte electrónico ni alimentación eléctrica durante su uso, y sus dimensiones son muy reducidas. Por otro lado, cabe destacar que este tipo de sistemas no permite detectar variaciones temporales de la tasa de kerma, sino que sólo se puede determinar, *a posteriori* y en un laboratorio, el kerma recibido durante el periodo de exposición a la radiación.

Los sistemas de TLD se emplean principalmente como dosímetros personales para el personal profesionalmente expuesto a la radiación. En lo que respecta a las medidas ambientales de kerma en aire cada vez se utilizan con más frecuencia. Cabe destacar que desde 1974 ya se han realizado nueve intercomparaciones internacionales de dosímetros de radiación ambiental en la que se incluían dosímetros TLD [1], [54].

Para la medida de la radiación ambiental, donde las tasas de kerma son muy bajas, es necesario

Material	Z_{eff}	“Fading. ^a temperatura ambiente (%/mes)	Auto irradiación (nGy/h)	Límite inferior de detección (nGy)
LiF(TLD – 700)	8.2	despreciable	despreciable	7.5
Li ₂ B ₄ O ₇ : Mn	7.4	< 10
CaF ₂ : Mn	16.3	5	60-180	10
CaF ₂ (natural)	16.3	despreciable	80-120	< 10
CaF ₂ : Dy (TLD-200)	16.3		despreciable	4
CaSO ₄ : Dy	15.4	< 2	...	4

Cuadro 2.19: Características principales de algunos materiales termoluminiscentes empleados para la medida de la radiación ambiental. Referencia[1].

el empleo de técnicas más precisas que las empleadas en la dosimetría personal. Se aconseja [1] que las medidas sean reproducibles con un $\pm 16\%$ de precisión.

La aparición de nuevos materiales termoluminiscentes (TL) hipersensibles, como el óxido de aluminio o el fluoruro de litio dopado con magnesio, fósforo, y cobre han permitido aumentar la sensibilidad de los materiales TL entre 10 y 50 veces la del fluoruro de litio sin dopar. Esta alta sensibilidad permite utilizar dichos materiales para la medida de kerma en aire por debajo de 100 nGy, y asegurar que el *fading* sea pequeño.

Existen diversos tipos de sustancias susceptibles de ser empleadas como materiales TLD. En la tabla 2.19 se indican las principales características de los materiales TLD más utilizados para la medida de la radiación ambiental. La respuesta de los TLD está afectada por varios factores. Entre ellos podemos citar la dependencia con la energía de la radiación, dependencia direccional, dependencia con la temperatura y el *fading*, la auto-irradiación.

Dependencia energética

En general, la respuesta de los TLD frente a la energía varía en función del tipo de sustancia empleada. En la figura 2.16 se puede observar la dependencia energética de varios tipos de TLD. La dependencia energética del LiF es prácticamente constante entre 10 keV y 10 MeV, oscilando entre un factor 1.25 y 0.8 respecto a la calibración realizada con fotones de ⁶⁰Co. El Ca₂F es la sustancia que posee mayor sobrestimación de la dosis, llegando a ser de un factor 20 para fotones de 30 keV. Entre 300 keV y 10 MeV el factor se mantiene constante a 1. La respuesta a bajas energías se puede de este tipo de sustancias se puede reducir mediante el blindaje del detector. Este blindaje también servirá para proteger al detector frente a condiciones adversas, pero influirá de forma negativa en la respuesta direccional.

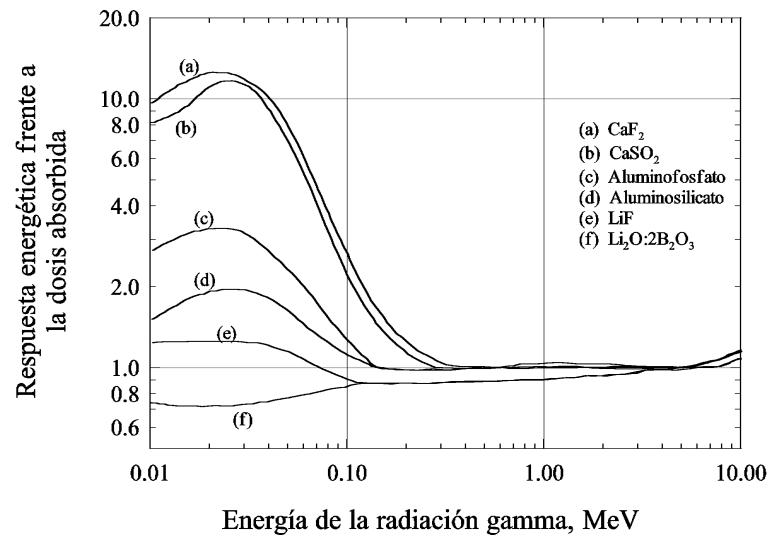


Figura 2.16: Dependencia energética de diversos tipos de materiales TLD. Adaptado de [1]

Dependencia direccional

La respuesta direccional de los TLD en general es isótropa, siempre y cuando no disponga de blindajes adicionales que puedan perturbarla. Un factor a tener en cuenta consiste en que normalmente la calibración de los dosímetros TLD se realiza con haces de radiación unidireccionales, mientras que el campo de radiación ambiental es más o menos isótropo. Por este motivo, si la calibración se ha realizado en la dirección de máxima respuesta del TLD, se incurre en una subestimación de la dosis ambiental.

Dependencia con la temperatura y *fading*

Como ya es sabido, el fenómeno de *fading* depende de la temperatura ambiental. Debido a que durante la exposición del TLD a la radiación ambiental es prácticamente imposible mantener su temperatura constante, si el TLD tiene un cierto *fading*, será necesario registrar las variaciones en la temperatura y conocer la relación entre el *fading* y la temperatura con el fin de realizar las correcciones oportunas. Como la mayoría de las veces se desconocen las variaciones del kerma en aire y la temperatura del TLD durante la exposición a la radiación, será importante disponer de materiales TLD con el menor *fading* posible. Si la tasa de kerma en aire se ha mantenido prácticamente constante durante el periodo de exposición del TLD es posible corregir el *fading* empleando dosímetros de control situados en el mismo punto de medida. El método consiste en colocar los dosímetros de control en el interior de un blindaje de plomo de unos 5 cm de espesor. De esta forma se asegura que la tasa de dosis se mantenga constante, ya que sólo serán irradiados con la radiación cósmica penetrante, la contaminación del blindaje, y la propia radiación del dosímetro que son constantes.

Auto-irradiación

Este factor de influencia en la dosis medida se debe a las pequeñas cantidades de radiactividad presentes en los materiales empleados para encapsular los TLD. La tasa de kerma debida a esta actividad normalmente es del orden de 10 nGy/h o superior [1]. La auto-irradiación de un determinado dosímetro se puede estimar a partir de su lectura cuando ha estado situado, durante un largo periodo de tiempo, en un lugar donde la tasa de kerma haya sido muy baja y de valor conocido, como por ejemplo el interior de un blindaje.