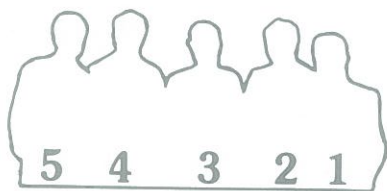


RADON EN EL NUCLEO URBANO DE OVIEDO. DOSIS ABSORBIDAS

BLINDAJE Y PROTECCION

L. GARZON, J. M. JUANCO, J. M. PEREZ, B. ARGANZA y J. M. FERNANDEZ DIAZ

Se han calculado los valores medios mensuales, anuales y el total de las concentraciones de ^{222}Rn obtenidas a lo largo de los años 1975, 76, 78, 79 y 80, así como las variaciones horarias medias diarias para cada uno de ellos. La onda de radón se ajusta muy bien a un desarrollo en serie de Fourier con dos términos, de períodos 24 horas y 12 horas, respectivamente. A partir de los valores medios se han evaluado los correspondientes de las tasas de dosis equivalentes efectivas recibidas por los individuos residentes en la ciudad de Oviedo. El valor medio anual es de $330 \pm 50 \mu\text{Sv}$.



1 León GARZON RUIPEREZ es licenciado en Ciencias Físico-Químicas, con premio extraordinario. Doctor en Ciencias Químicas, catedrático de Energía Nuclear de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de la Universidad de Oviedo. Medalla de Física de la Real Sociedad Española de Física y Química (1977). Es autor de unos 50 trabajos de investigación.

2 José Manuel PEREZ IGLESIAS es doctor en Ciencias Químicas, Profesor Adjunto de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de la Universidad de Oviedo. Como miembro del departamento de Energía Nuclear participa activamente en las investigaciones que se están llevando a cabo acerca de la radiactividad ambiental y sus aplicaciones a problemas diversos. Es autor de varias publicaciones.

3 José Manuel JUANCO URIA es licenciado en Ciencias Químicas, profesor ayudante en el Departamento de EN de la ETSIM de la Universidad de Oviedo. Se halla realizando su tesis doctoral acerca de diversos aspectos del radón atmosférico.

4 Blas ARGANZA GARCIA es licenciado en Ciencias Físicas, profesor de la ETSIM de Oviedo, adscrito al Departamento de Energía Nuclear. Becario del CIFCA. Es autor de varios trabajos y comunicaciones a congresos. Actualmente se halla realizando su tesis doctoral sobre el espectro granulométrico del aerosol atmosférico de Oviedo, en colaboración con el Centro de Física Atómica e Intercambios Atmosféricos de la Universidad Paul Sabatier de Toulouse.

5 Julio Manuel FERNANDEZ DIAZ es Ingeniero de Minas, profesor ayudante del Departamento de EN de la ETSIM de la Universidad de Oviedo. En la actualidad se halla realizando su tesis doctoral acerca del impacto radiológico de centrales térmicas de carbón.

INTRODUCCION

Como es sabido el ^{222}Rn es el único descendiente gaseoso de la serie del ^{238}U , siendo su progenitor inmediato el ^{226}Ra . Por consiguiente, en el seno de la corteza terrestre donde el uranio y sus descendientes se hallan en concentraciones del orden de 1 pCi/g, tendrá lugar una producción continua de ^{222}Rn (el ^{219}Rn , llamado actinón, procede de la serie del ^{235}U , careciendo de interés en lo que se refiere a este trabajo). La tasa de producción de ^{222}Rn viene dada por λC , siendo λ y C , respectivamente, la constante radiactiva y concentración del ^{226}Ra . En el caso de que exista equilibrio radiactivo entre el uranio y sus descendientes, la tasa de producción de ^{222}Rn se podrá expresar por λC_u , donde el subíndice se refiere al uranio. Debido a que la mayoría de los átomos de ^{226}Ra se hallan en el seno de la red cristalina del mineral, e independientemente del decaimiento radiactivo, no todos los átomos de ^{222}Rn tendrán ocasión de liberarse de dicha red, por cuya razón la tasa efectiva de producción de dicho elemento será, en general, inferior a la tasa real. Con objeto de separar ambos conceptos se ha introducido el término poder emanador para referirse a la fuente volumétrica de ^{222}Rn . Quiere decirse que si representamos el valor de esta fuente por S , se tendrá: $S = A \lambda C$, siendo $0 < a < 1$.

El gas radiactivo liberado del mineral emigrará a favor de poros y grietas, siempre presentes en el seno de la corteza terrestre, hacia aquellas zonas en las que su concentración sea menor. Si se supone que la concentración de ^{226}Ra resulta prácticamente uniforme en el macizo, la corriente de difusión tendrá la dirección vertical (ascendente); es decir, hacia la atmósfera, pues en ésta, incluso en las capas más próximas al suelo, la concentración de ^{222}Rn es muy inferior a la del aire que llena los poros de la corteza. La corriente de difusión determina que la superficie terrestre sea asiento de una fuente superficial de ^{222}Rn , cuya intensidad se denomina exhalación (ϕ_0). Como el uranio se halla bastante uniformemente repartido en la corteza terrestre, el valor ϕ_0 no será, en general, muy diferente de unas áreas a otras. Por ello tiene sentido hablar de un valor medio de ϕ_0 para los continentes. Para los océanos, y habida cuenta de que la concentración de ^{226}Ra en las capas más superficiales es unas 10^{-3} veces inferior a la de la corteza, el valor de la exhalación es despre-

EXHALACION ($10^{-13} \text{Ci m}^{-2} \text{s}^{-1}$)CONCENTRACIONES MEDIAS DE ^{222}Rn

AUTORES	MÉTODOS	Σ_0
ISRAEL, 1951	Diversos	4
ROSEN, 1957	Colector	2.10^{-2}
ISRAEL, 1958	Difusión en el suelo	6,5
WILKENING y COL., 1960	Colector	9
JUNGE, 1963	A partir del ^{238}U	4
SERVANT, 1964	Colector	3,7
KRANER y COL., 1964	Rn el suelo	1,6
SISSIGINA, 1964	Rn atmosférico	1,5
PEARSON Y COL., 1965	Colector	14
SCHRODER Y COL., 1965	Rn en el suelo	5-7
DRUILHET, 1966	Rn atmosférico	3
SEN'KO Y COL., 1968	Rn en el suelo	5,9
PEARSON Y JONES, 1966	Colector	7,2
SEN'KO Y COL., 1968	Colector	1,9
HOSLER, 1969	Rn atmosférico	7,2
KIRICHENO, 1970-		1-3,5
KRABLIN, 1971	Rn atmosférico	2,3

Mes	Año	1975	1976	1978	1979	1980	Media mensual	Rango
1	-	265 (23)	86 (16)	180 (17)	161 (22)	180 (78)	86-265	
2	-	173 (27)	112 (26)	142 (23)	179 (22)	151 (98)	112-179	
3	-	148 (24)	128 (28)	133 (25)	119 (31)	131 (108)	119-148	
4	111 (21)	96 (22)	108 (27)	97 (26)	108 (26)	104 (122)	96-111	
5	89 (31)	103 (24)	114 (29)	138 (26)	106 (26)	109 (136)	89-138	
6	114 (27)	120 (23)	96 (12)	124 (24)	108 (28)	114 (114)	96-124	
7	124 (25)	136 (23)	100 (9)	178 (23)	109 (14)	136 (94)	100-178	
8	131 (25)	167 (21)	-	150 (31)	-	148 (77)	131-167	
9	163 (8)	148 (28)	367 (22)	231 (23)	323 (18)	249 (99)	163-367	
10	262 (9)	106 (26)	280 (31)	192 (31)	308 (28)	227 (125)	106-308	
11	159 (27)	133 (24)	345 (27)	236 (22)	423 (8)	235 (108)	159-423	
12	213 (30)	195 (25)	155 (25)	256 (23)	207 (17)	204 (120)	155-256	
Media anual		140 (203)	150 (290)	180 (252)	170 (294)	180 (240)	165 (1279)	140-180
Rango		89-262	96-265	86-367	97-256	106-423	-	-

Media global 265 ± 25

ciable en relación con el de los continentes.

Se han llevado a cabo numerosas mediciones de Σ_0 en distintas partes del mundo. En la tabla I se consignan los valores obtenidos.

Si se aceptan las medidas de Rosen (1957), se puede señalar que, a pesar de la diversidad de métodos y de lugares de medida, la dispersión de los valores es correcta. El valor medio para una zona continental puede estimarse en unos $5.10^{-13} \text{Ci m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (Druihet, 1973), equivalente a 10^4 átomos $\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Cuando sobre una determinada área, con contenido normal de uranio, no se conoce Σ_0 por medida directa, se toma el valor medio indicado más arriba.

La fuente superficial integrada para toda la superficie de los continentes (para los océanos la contribución, según dijimos, es despreciable) alcanza el valor de 50Ci s^{-1} , y para un período de un año supone un desprendimiento de 1600.10^6Ci . A título de curiosidad señalaremos que esta cantidad de ^{222}Rn procede de la desintegración de unos 10 kg. de ^{226}Ra , la cual a su vez se ha originado a partir de la desaparición de una cantidad prácticamente igual de ^{238}U .

La continua incorporación del ^{222}Rn a la atmósfera haría irrespirable el aire de no ser porque existe (como para las demás sustancias naturales emitidas a través de procesos diversos) un ciclo que permite que su concentración en la atmósfera se mantenga prácticamente constante y muy por debajo de los niveles máximos permitidos. En este ciclo del ^{222}Rn actúa un sumidero natural que es su desintegración, llegándose, por ello, a alcanzar un estado de equilibrio. Suponiendo que el ^{222}Rn se encuentra uniformemente distribuido en la atmósfera hasta una altura de unos 500 m., la condición de equilibrio permite es-

timar su concentración en ella. Llamando C a esta concentración en Ci m^{-3} , la mencionada condición de equilibrio se formula de acuerdo con la ecuación:

$$\phi_0 = 500 \text{ C} \quad (1)$$

El valor de ϕ_0 se obtendría promediando el de los continentes con el de los océanos; es decir:

$$\phi_0 = \frac{1}{5} \cdot 5.10^{-13} + \frac{4}{5} \cdot 5.10^{-16} \quad 10^{-13} \text{Ci.m}^{-2} \text{s}^{-1}$$

Realizado el cálculo se obtiene: $C = 10^{-10} \text{Ci m}^{-3}$, que concuerda razonablemente con los valores hallados en diferentes localidades continentales.

El ^{222}Rn desprendido de la superficie terrestre se difunde en la atmósfera en mayor o menor grado dependiendo fundamentalmente de las características difusoras de la misma, las cuales, por consiguiente, determinan el nivel de concentración alcanzado.

En trabajos anteriores (González y Garzón, 1978 a; 1978 b, 1979; Pérez Iglesias y Garzón, 1978, 1979) se estudiaron diversos aspectos del radón (^{222}Rn), en particular su meteorología y aplicaciones a problemas de contaminación, por ejemplo al cálculo de la intensidad de la fuente de iones grandes positivos (IGP).

Desde que en 1975 comenzamos a obtener datos de concentraciones medias horarias de ^{222}Rn , el equipo de medida estuvo funcionando, prácticamente sin interrupción, hasta 1981, por lo que disponemos en la actualidad de unos 31.000 datos distribuidos en los años 1975, 76, 78, 79 y 80.

En otros trabajos (Garzón, 1977, 1981, 1982) nos referimos incidentalmente al riesgo que comporta la inhalación y posterior deposición, en los diversos tramos del tracto respiratorio, de los descendientes «sólidos» atmosféricos del

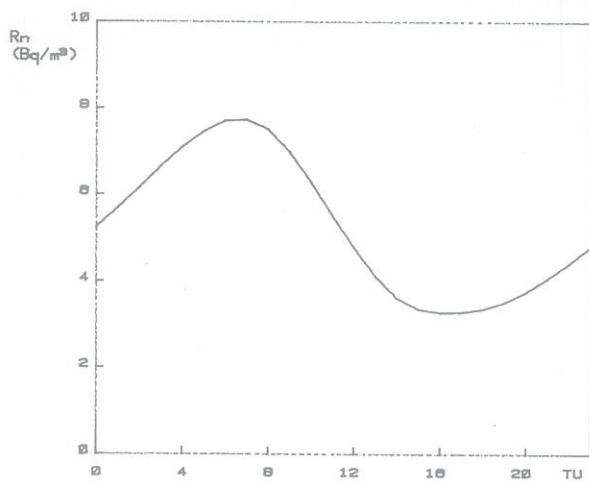
^{222}Rn . Habiéndose recientemente reconocido dicho riesgo (Wade, 1981) y habida cuenta del gran número de datos disponibles de concentraciones atmosféricas de dicho radionucleido, nos pareció oportuno, por una parte, presentar un resumen de dichas concentraciones bajo la forma de valores medios mensuales y anuales, y, por otra, evaluar a partir de ellas los correspondientes valores de las tasas de dosis equivalentes absorbidas por los individuos residentes en el núcleo urbano de Oviedo.

INSTRUMENTACION

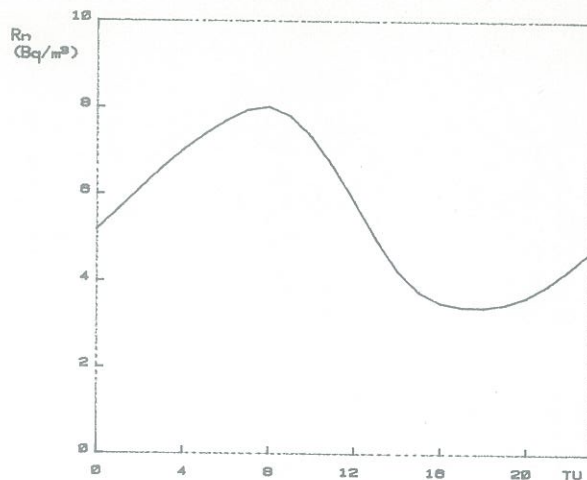
El equipo de medida, que es una réplica del utilizado por Fontan (Fontan, 1964), ha sido descrito previamente (González y Garzón, 1978 a). No obstante, recordaremos que se trata de un equipo automático cuyo tiempo de almacenamiento de los impulsos puede elegirse según convenga. En nuestro caso, dicho tiempo es de 1 hora. Una calibración del equipo ha permitido establecer que a cada impulso registrado por hora corresponde una concentración de ^{222}Rn de $1.4.10^{-6} \text{Bq l}^{-1}$ ($\approx 3.8.10^{-5} \text{pCi l}^{-1}$). Su fondo es de unos 100 impulsos/hora, por lo que para nuestro caso el límite de sensibilidad se puede situar en torno a los $3.10^{-4} \text{Bq l}^{-1}$ ($\approx 10^{-2} \text{pCi l}^{-1}$) que representa una concentración tres veces inferior a los valores mínimos continentales de las concentraciones atmosféricas de ^{222}Rn (Garzón et al. 1979). El error total de las medidas es de un 15 %.

PROCESADO DE DATOS

Los datos primarios -impulsos/hora- se corrigieron para eliminar el efecto de la constante de tiempo (Druihet, 1973) que es de cuarenta minutos (período aparente de desintegración de los descendientes «sólidos» del radón). Las actividades atmosféricas calculadas se refirieron a condiciones normales de P y T.



FI VDM de radón de 1975 (203 días)



FII VDM de radón de 1976 (290 días)

Con los valores de estas concentraciones horarias de ^{222}Rn , IGP, NA y los valores de las variables meteorológicas citadas se ha confeccionado un fichero que se ha almacenado en un miniordenador HP-3000.

EVOLUCION DE LAS CONCENTRACIONES DE ^{222}Rn

La concentración local de un contaminante $C(\vec{r}_0, t)$ vertido a la atmósfera es función de la intensidad de la fuente emisora $S(\vec{r}, t)$, del vector velocidad del viento $\vec{u}$, de los coeficientes de difusión turbulenta K_i ($i = 1, 2, 3$) y de sus propiedades físico-químicas, las cuales no son bien conocidas para muchos de ellos. La expresión que relaciona dicha concentración con las demás variables es la llamada ecuación diferencial de transporte, la integración de la cual permitiría calcularla. Ahora bien, supuestas conocidas $S(\vec{r}, t)$, $\vec{u}$, y los términos de sumidero, la no disponibilidad de los coeficientes K_i , no permitiría llevar a cabo dicha integración. Con objeto de subsanar tales dificultades, se ha procedido a realizar simplificaciones más o menos drásticas. Dentro de éstas se ins-

cribe la adopción de modelos de dispersión de diversa crudeza que, mediante hipótesis más o menos plausibles, permiten sustituir los K_i por otras magnitudes de determinación directa más sencilla y cuyas variaciones no sean tan aleatorias. Dentro de estos modelos cabe destacar el llamado de caja, en el cual la dispersión de los contaminantes se atribuye, aparte del viento, a la mayor o menor altura disponible de una capa, llamada de mezcla, en el seno de la cual, por definición, se distribuye uniformemente el contaminante (Druilhet, 1973). En el contexto de este modelo $C(\vec{r}_0, t)$, la concentración depende de $S(\vec{r}, t)$, $\vec{u}$, h y de las propiedades físico-químicas. Para el caso del ^{222}Rn el único proceso físico-químico a considerar es su desintegración, cuya descripción se realiza por la ley de decaimiento radiactivo.

Como resumen de esta breve discusión, la dependencia entre $C(\vec{r}_0, t)$ y las variables implicadas puede expresarse, en general, por:

$$C(t) = f(S, h, u, FQ, t), \quad (2)$$

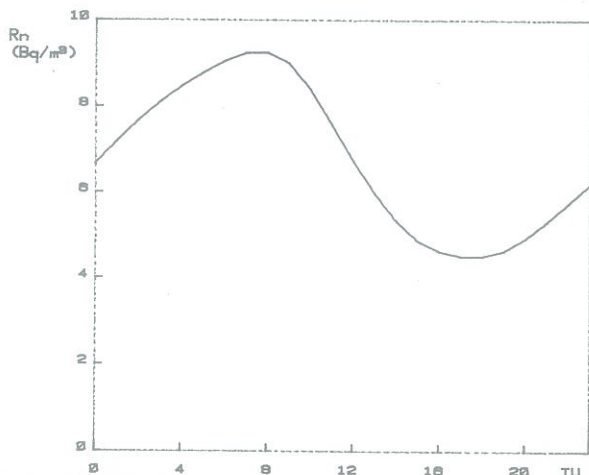
representando por FQ las propiedades físico-químicas del trazador y t el tiempo, siendo $S = \varnothing_0$ el valor de la fuente,

la cual se supone extensa, uniforme y con variaciones suaves de período muy superior al de h . Conocidos los valores de las variables se podrían calcular los de $C(t)$. Ante la dificultad que ello representa, nosotros hemos procedido, en cierto modo, a la inversa; es decir, hemos calculado h (lo que nos proporciona información acerca de las características difusoras de la atmósfera) a partir del análisis de series cronológicas de concentraciones. Los datos de éstas son horarios, por lo que estarán relacionados con $C(t)$ por la expresión:

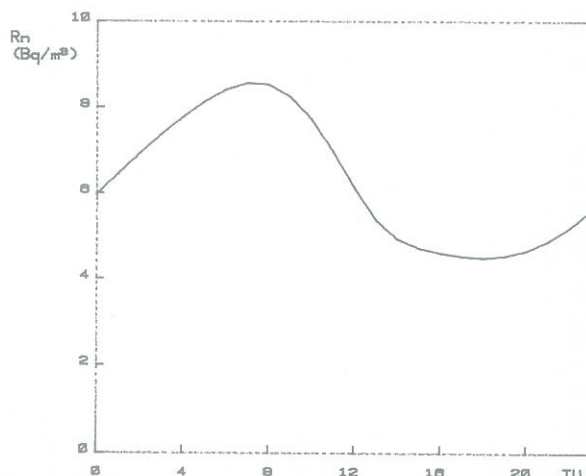
$$\bar{C} = \frac{1}{\Delta t} \int_{t_1}^{t_2} C(t) dt, \quad (3)$$

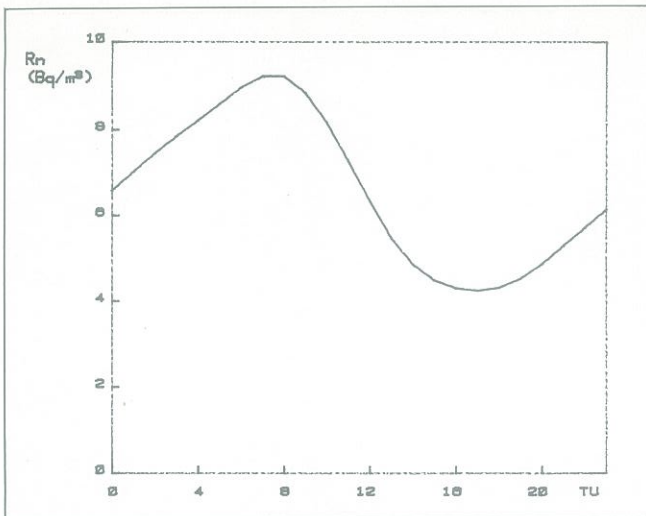
siendo $\Delta t = t_2 - t_1 = 1$ h. Ello contribuye a eliminar los posibles «ruidos» de la función $C(t)$. La evolución de $\bar{C}$ a lo largo de una jornada cualquiera depende, por tanto, de las variaciones de h y u . En cuanto a h se sabe que presenta una acusada variación a lo largo de cada jornada con valores mínimos nocturnos y máximos al mediodía, estando sometida también a variaciones estacionales. Otro tanto cabe decir de $\vec{u}$. Esta influencia de la meteorología determina que en el estudio de grandes series cro-

FIII VDM de radón de 1978 (252 días)

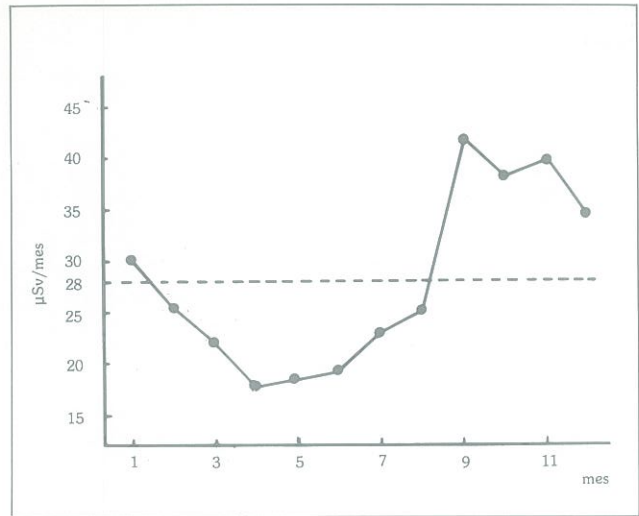


FIV VDM de radón de 1979 (294 días)





FV VDM de radón de 1980 (240 días)



FV Dosis equivalentes medias mensuales.

nológicas se traten de poner de manifiesto las tendencias generales, en nuestro caso, de la evolución de las concentraciones, para lograr lo cual se escogen períodos de tiempo de características meteorológicas semejantes. Sea $C_H(i)$ la concentración de un constituyente atmosférico, a la hora H del día i . Por definición, se ha denominado VDM para el período de D días a los 24 valores que se obtienen mediante la expresión:

$$C_H = \frac{1}{D} \sum_{i=1}^{i=D} C_H(i) \quad (4)$$

RESULTADOS

En la tabla I se muestran en pCi m^{-3} los valores medios (mensuales, anuales

y el global de la campaña) de las concentraciones de ^{222}Rn , habiéndose indicado el rango, y, entre paréntesis, para cada caso, el número de días completos (todos ellos con 24 medidas) utilizados en el cálculo correspondiente.

En las figuras 1-5 se han representado las VDM para cada uno de los años indicados. Llama la atención el aspecto cuasi periódico de la función concentración. Por ello se habla de función u onda del ^{222}Rn . Con objeto de poner de manifiesto la periodicidad a la que hemos aludido, se ha procedido a realizar para cada VDM el análisis de Fourier. Los valores de las concentraciones se han calculado utilizando en el desarrollo de Fourier dos funciones coseno; es decir, una función de la forma:

$$C = \bar{C} + a \cos\left(\frac{2\pi}{24}t + \phi_1\right) + b \cos\left(\frac{2\pi}{12}t + \phi_2\right),$$

en la que $\bar{C}$ representa la concentración media en el intervalo (0-24), y ϕ_1, ϕ_2 las fases. En las tablas III-VII se consignan los resultados indicándose en cada caso los valores de $\bar{C}$, a , b , ϕ_1 y ϕ_2 y los errores relativos.

Se comprueba que la concordancia entre los valores experimentales y los calculados es muy aceptable, por lo que se puede admitir que la onda de radón se puede describir por la superposición de una onda fundamental de período de 12 h. Como ya señalábamos en otro lugar esta periodicidad es consecuencia de

III

Análisis de Fourier V.D.M. 1975

t(h)	C (Bq/m**3) experimental	C (Bq/m**3) calculada	err (%)
0	5,23	5,17	1,15
1	5,68	5,64	,70
2	6,15	6,15	,00
3	6,64	6,67	-,45
4	7,09	7,15	-,85
5	7,46	7,52	-,80
6	7,71	7,72	-,13
7	7,73	7,69	,52
8	7,51	7,43	1,07
9	6,99	6,95	,57
10	6,29	6,30	-,16
11	5,52	5,56	-,72
12	4,79	4,82	-,63
13	4,13	4,17	-,97
14	3,61	3,66	-1,39
15	3,35	3,34	,30
16	3,28	3,20	2,44
17	3,29	3,22	2,13
18	3,36	3,36	,00
19	3,52	3,57	-1,42
20	3,76	3,83	-1,86
21	4,08	4,12	-,98
22	4,42	4,42	,00
23	4,81	4,77	,83

C (media) = 5,267

a = 2,187

FASE(1) = -85,4

b = ,3788

FASE(2) = 135,6

IV

Análisis de Fourier V.D.M. 1976

t(h)	C (Bq/m**3) experimental	C (Bq/m**3) calculada	err (%)
0	5,17	5,14	,58
1	5,63	5,57	1,07
2	6,11	6,03	1,31
3	6,58	6,52	,91
4	7,00	7,01	-,14
5	7,37	7,46	-1,22
6	7,69	7,81	-1,56
7	7,93	7,99	-,76
8	8,02	7,96	,75
9	7,80	7,71	1,15
10	7,32	7,24	1,09
11	6,64	6,59	,75
12	5,84	5,84	,00
13	4,99	5,07	-1,60
14	4,25	4,38	-3,06
15	3,75	3,82	-1,87
16	3,50	3,45	1,43
17	3,41	3,28	3,81
18	3,40	3,29	3,24
19	3,48	3,45	,86
20	3,64	3,71	-1,92
21	3,93	4,02	-2,29
22	4,30	4,37	-1,63
23	4,72	4,74	-,42

C (media) = 5,519

a = 2,284

FASE(1) = 261,2

b = ,3487

FASE(2) = 95,0

Análisis de Fourier V.D.M. 1978

t(h)	C (Bq/m**3) experimental	C (Bq/m**3) calculada	err (%)
0	6.65	6.64	.15
1	7.17	7.09	1.12
2	7.66	7.56	1.31
3	8.08	8.04	.50
4	8.45	8.49	-.47
5	8.76	8.88	-1.37
6	9.03	9.16	-1.44
7	9.23	9.26	-.33
8	9.24	9.15	.97
9	8.99	8.83	1.78
10	8.39	8.29	1.19
11	7.57	7.60	-.40
12	6.72	6.83	-1.64
13	5.96	6.06	-1.68
14	5.33	5.38	-.94
15	4.86	4.85	.21
16	4.61	4.52	1.95
17	4.49	4.39	2.23
18	4.50	4.45	1.11
19	4.63	4.67	-.86
20	4.92	4.98	-1.22
21	5.31	5.36	-.94
22	5.74	5.77	-.52
23	6.18	6.20	-.32

C (media) = 6.770

a = 2.353

FASE(1) = 267.6

b = .3267

FASE(2) = 92.2

Análisis de Fourier V.D.M. 1979

t(h)	C (Bq/m**3) experimental	C (Bq/m**3) calculada	err (%)
0	5.96	5.91	.84
1	6.43	6.34	1.40
2	6.90	6.82	1.16
3	7.35	7.32	.41
4	7.75	7.82	-.90
5	8.11	8.23	-1.48
6	8.40	8.51	-1.31
7	8.55	8.59	-.47
8	8.52	8.46	.70
9	8.24	8.10	1.70
10	7.72	7.57	1.94
11	6.97	6.92	.72
12	6.13	6.24	-1.79
13	5.38	5.59	-3.90
14	4.93	5.05	-2.43
15	4.71	4.67	.85
16	4.59	4.44	3.27
17	4.52	4.37	3.32
18	4.48	4.42	1.34
19	4.53	4.56	-.66
20	4.65	4.76	-2.37
21	4.88	4.99	-2.25
22	5.19	5.25	-1.16
23	5.59	5.55	.72

C (media) = 6.270

a = 2.048

FASE(1) = 265.4

b = .3367

FASE(2) = 125.3

la influencia que el ritmo solar ejerce sobre la estabilidad vertical de las bajas capas de la atmósfera.

DOSIS ABSORBIDAS

La estimación de las dosis absorbidas en el tracto respiratorio a consecuencia de la inhalación de los descendientes «sólidos» del ^{222}Rn ha sido objeto de numerosos trabajos, los cuales no son generalmente unánimes en sus conclusiones (Bale y Shapiro, 1956; Tsivoglou, 1956; Jacobi, 1981). Con objeto de evaluar las dosis equivalentes para todo el cuerpo es necesario conocer previamente las dosis equivalente recibida por los pulmones y el factor ponderal que permite pasar de éstas a las correspondientes a la totalidad del cuerpo (IVCPR, 1977). Según Jacobi (1976), en la inhalación del ^{222}Rn y sus descendientes se reciben en los pulmones de 3.10^{-3} a 10^{-2} Gy por cada WLM (working level month) para una velocidad de renovación del aire de 20 l min^{-1} . Utilizando un factor ponderal de 0,12 para el tejido pulmonar se obtiene para la dosis efectiva (dosis interna integrada) el siguiente valor:

$$H_E = 0,12 \cdot 5,65 \cdot 10^{-3} \text{ Gy/WLM} \cdot 20 \text{ l min}^{-1} = 0,0135 \text{ Sv/WLM} \quad (5)$$

habiendo tomado igual a 20 el factor de eficacia biológica relativa para las partículas alfa. 1 WL de ^{222}Rn en equilibrio con sus descendencias de vida corta equivalente a $3,7 \text{ Bq l}^{-1}$ (Evans, 1969). Dado que un mes de trabajo son 170 h, 1 WLM equivale a $7,5 \cdot 10^5 \text{ Bq (3,7$

$\text{Bq l}^{-1} \cdot 20 \text{ l min}^{-1} \cdot 170 \text{ h} \cdot 60 \text{ min h}^{-1} = 7,5 \cdot 10^5 \text{ Bq}$), por lo que teniendo en cuenta (5) resulta: $H_E = 1,3 \cdot 10^{-8} \text{ Sv Bq}^{-1}$.

Debido al hecho de que el ^{222}Rn no se halla, en general, en equilibrio con sus descendientes, procede corregir el valor anterior de H_E , para lo cual hay que conocer el llamado factor de desequilibrio, el cual, como es sabido, depende de diversos parámetros.

UNSCEAR (1977) admite un factor de 0,4 que coincide prácticamente con el hallado por nosotros en la atmósfera de Oviedo (Garzón et al., 1979).

Adoptando dicho factor se obtiene:

$$H_E = 5,2 \cdot 10^{-9} \text{ Sv Bq}^{-1} \quad (6)$$

Para evaluar las dosis resulta cómodo calcular previamente el número de becquerelios incorporados anualmente a consecuencia de la exposición a una concentración de ^{222}Rn de pCi m^{-3} . Se obtienen $389 \text{ Bq año}^{-3} (\text{pCi m}^{-3})^{-1}$ ($1 \text{ pCi m}^{-3} \cdot 1 \text{ Bq/27 pCi} \cdot 20 \text{ l/min} \cdot 5,256 \cdot 10^3 \text{ min/año} \cdot 1 \text{ m}^3/10^3 \text{ l}$), por lo que teniendo en cuenta (6) resulta:

$$D = 2,02 (\mu\text{Sv/año})/(\text{pCi m}^{-3}).$$

Multiplicando el valor de la concentración media anual (véase tabla II) por el factor 2,02 anterior se obtiene directamente el valor de la dosis equivalente media anual en $\mu\text{Sv/año}$. La tasa de dosis equivalente media mensual (DEM) se obtiene multiplicando la concentración correspondiente por el factor $2,02/12 = 0,17$. La dosis equivalente

media anual para toda la campaña es $330 \pm 50 \mu\text{Sv/año}$ $33 \pm 5 \text{ mrem/año}$.

En la figura 6 se han representado los valores de las DEM y el valor medio.

DISCUSION

Como es sabido la dosis equivalente media individual absorbida a consecuencia de la exposición continuada a la radiación natural (rayos cósmicos, campo gamma terrestre, ^{40}K y otros radionucleidos en el organismo) depende de varios factores, en particular de las características de la región o área considerada, las cuales determinan las intensidades de la radiación cósmica y del campo gamma terrestre.

En las tablas de dosis equivalentes anuales que se han venido publicando hasta ahora no figuran las debidas a la inhalación de los descendientes del ^{222}Rn o, en otro caso, se les asigna un valor muy pequeño, un par de mrem. Como excepción debemos mencionar los valores que, recientemente, se han asignado a los habitantes del Reino Unido, con una contribución para el epígrafe «radón atmosférico» de $800 \mu\text{Sv/año}$ ($\approx 80 \text{ mrem/año}$), calculado bajo el supuesto de equilibrio radiactivo entre el ^{222}Rn y sus descendientes de vida corta.

La dosis que nosotros hemos calculado se refiere, obviamente, al caso de una permanencia continuada en el aire exterior. Aunque esta circunstancia no es real puesto que la mayoría de las personas pasan la mayor parte del tiempo —aproximadamente un 80%— en interiores, no obstante vamos a comentar los resultados consignados en la figura

6. Se observa que los menores valores de la DEM corresponden a los meses de primavera-verano, y los más grandes a los meses restantes. En general, la mayoría de los contaminantes obedecen a este comportamiento, interpretándose como debido a la concurrencia de dos factores antagónicos: la intensidad de la fuente y el grado de turbulencia atmosférica. Efectivamente, durante el verano suele ser menor el primero y mayor el segundo que en el invierno, circunstancias ambas que actúan en el sentido de disminuir la concentración en el primer período con respecto a la correspondiente al segundo. Para el caso particular ^{222}Rn la fuente (exhalación) suele ser mayor en verano que en invierno, a pesar de lo cual, dicho trazador sigue la conducta general, lo que indicaría que la mayor dispersión del ^{222}Rn en verano contrarresta el aumento de la intensidad de la fuente.

El valor de la dosis media anual que hemos calculado —unos 30 mrem— se refiere, según indicábamos, al aire exterior. Representa con respecto a los valores que se han venido asignando, una fracción importante del total, en términos absolutos un poco menor que el valor asignado al campo gamma terrestre y superior en un 50 % al correspondiente a la dosis interna debida principalmente al ^{40}K . Como en las atmósferas interiores la concentración de descendientes de ^{222}Rn es superior —a veces hasta un orden de magnitud— a la del aire exterior (Garzón et al, 1977; Garzón y Fontenla, 1982), las dosis correspondientes obviamente resultan muy superiores al valor que hemos dado.

BIBLIOGRAFIA

- Bale, F. W., y Shapiro, J. V. (1956), *Utilización de la Energía Atómica con fines pacíficos*, 13, 256. Ginebra.
- Druilhet, A. (1973), *Thèse de doctorat essciences*, núm. 527. Toulouse.
- Evans, R. D. (1969): *Health Phys*, 17, 229.
- Fontan, J. (1964), *Thèse de doctorat essciences*, núm. 218. Toulouse.
- Garzón, L.; Fontenla, P.; González, C.; Pérez, J. M., y Gutiérrez, P. (1977): *Energía Nuclear*, 108, 275.
- Garzón Ruipérez, L.; Gutiérrez Alonso, P., y Suárez Marcos A. (1979), *An. Fis.*, 75, 140.
- Garzón Ruipérez, L.; Suárez Marcos, A.; Gutiérrez Alonso, P., y González Fernández, C. (1979), *Contaminación y Prevención*, 8, 73, 3.
- Garzón, L.; Fontenla, P., y Suárez, A.

- (1981): *Second Special Symposium on Natural Radiation Environment*. Bombay (India).
- Garzón Ruipérez, L., y Fontenla Ballesta, P. (1982): *Energía Nuclear*, 136, 126.
- González Fernández, C., y Garzón Ruipérez, L. (1978 a), *An. Fis.*, 74, 14.
- González Fernández, C., y Garzón Ruipérez, L. (1978 b), *An. Fis.*, 74, 125.
- González Fernández, C., y Garzón Ruipérez, L. (1978 c), *An. Fis.*, 74, 135.
- ICPR (1977): *Recommendations of the International Commission on Radiological Protection*. Oxford, Pergamon Press, ICPR Publication 26. Ann. ICPR, 1, núm. 3.
- Jacobi, W. (1976): *IN PROC. NEA Spe-*

- cialist Meeting on Personal Dosimetry and Area Monitoring Suitable for Radon and Daughter Products*, Elliot Lake, October.
- Pérez Iglesias, J. M., y Garzón Ruipérez, L. (1978): *An. Fis.*, 74, 237.
- Pérez Iglesias, J. M., y Garzón Ruipérez, L. (1979): *An. Fis.*, 75, 218.
- Tsivoglou, C. E. (1956), *Utilización de la Energía Atómica con fines pacíficos*, 13, 273. Ginebra.
- UNSCEAR (1977), *United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation; Report to the General Assembly, with Annexes*. New York, UN.
- Wade, B. (1981): *Athom*, 301, 289-299.

TVII

Analisis de Fourier V.D.M. 1980

t(h)	C (Bq/m**3) experimental	C (Bq/m**3) calculada	err (%)
0	6,57	6,50	1,07
1	7,01	6,91	1,43
2	7,44	7,35	1,21
3	7,84	7,83	,13
4	8,21	8,32	-1,34
5	8,59	8,75	-1,86
6	8,97	9,07	-1,11
7	9,23	9,19	,43
8	9,23	9,08	1,63
9	8,84	8,70	1,58
10	8,15	8,09	,74
11	7,26	7,31	-,69
12	6,33	6,45	-1,90
13	5,47	5,62	-2,74
14	4,85	4,91	-1,24
15	4,48	4,41	1,56
16	4,29	4,15	3,26
17	4,24	4,12	2,83
18	4,30	4,28	,47
19	4,51	4,58	-1,55
20	4,86	4,96	-2,06
21	5,28	5,36	-1,52
22	5,71	5,74	-,53
23	6,13	6,12	,16
=====			
C (media)= 6,575			
=====			
a = 2,393		FASE(1) = -89,4	
b = ,4651		FASE(2) = 102,3	
=====			