

**UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE CIENCIAS
ESCUELA DE QUIMICA**



**“DETERMINACIÓN DE LA DIFUSIÓN EFECTIVA DE ^{222}Rn y N_2O EN UN
SUELO AGRÍCOLA DEL ESTADO PORTUGUESA A PARTIR DE
MEDIDAS DE EMISIÓN SUPERFICIAL Y CONCENTRACIÓN DE ^{222}Rn A
DISTINTAS PROFUNDIDADES.”**

Por

Br. Juan Carlos Hernández Annette

CARACAS, MAYO 2010

**UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE CIENCIAS
ESCUELA DE QUIMICA**



**“DETERMINACIÓN DE LA DIFUSIÓN EFECTIVA DE ^{222}Rn y N_2O EN UN
SUELO AGRÍCOLA DEL ESTADO PORTUGUESA A PARTIR DE
MEDIDAS DE EMISIÓN SUPERFICIAL Y CONCENTRACIÓN DE ^{222}Rn A
DISTINTAS PROFUNDIDADES.”**

**Trabajo Especial de Grado presentado
ante la ilustre Universidad Central de
Venezuela, por el Br. Juan Carlos
Hernández Annette, para optar al
título de Licenciado en Química**

CARACAS, MAYO 2010

Yo Profesora Loreto Donoso, M. Sc. del Laboratorio de Química Atmosférica del Instituto Venezolano de Investigación Científica, junto a la Profesora investigadora Raiza Fernández del Instituto de Ciencias de la Tierra de la Facultad de la Universidad Central de Venezuela.

Certificamos que, el presente Trabajo Especial de Grado, titulado:

“Determinación de la difusión efectiva de ^{222}Rn y N_2O en un suelo agrícola del estado Portuguesa a partir de medidas de emisión superficial y concentración de ^{222}Rn a distintas profundidades”

Que presenta el Br. Juan Carlos Hernández Annette, para aspirar al título de Licenciado en Química, ha sido realizado en el Laboratorio de Química Atmosférica del Instituto Venezolano de Investigación Científica, bajo nuestra dirección, entre los años 2008 y 2010, y con esta fecha autorizamos su presentación.

Caracas, Junio de 2010.

Loreto Donoso

Raiza Fernández

ACTA

Los abajo firmantes asignados por la Universidad Central de Venezuela, como integrantes del jurado examinador del trabajo Especial de Grado titulado: "Determinación de la difusión efectiva de ^{222}Rn y N_2O en un suelo agrícola del estado Portuguesa a partir de medidas de emisión superficial y concentración de ^{222}Rn a distintas profundidades". Presentado por el Br. Juan Carlos Hernández Annette, certificamos que este trabajo cumple con los requisitos exigidos por nuestra Magna Casa de Estudios para optar por el título de Licenciado en Química.

Loreto Donoso
Tutor

Raiza Fernández
Tutor

Armando Ramírez
Jurado

Andrés Escalona
Jurado

RESUMEN

En el presente trabajo fue determinada la difusión efectiva del ^{222}Rn y N_2O en un suelo agrícola del Estado Portuguesa bajo siembra directa, en dos zonas con distintas historias de uso, a fin de cuantificar la contribución del transporte físico en la emisión superficial del N_2O , gases de interés atmosférico, a partir del análisis de ^{222}Rn en muestras de aire intersticial de los suelos, hasta una profundidad de 100 cm, y de la emisión superficial o flujo, mediante la técnica de detección de centelleo de partículas alfa con sulfuro de zinc, activado con plata, en celdas de Lucas.

El análisis de ^{222}Rn en aire intersticial de los suelos a diferentes profundidades indicó que no existen diferencias significativas en la concentración de ^{222}Rn encontrada en las dos zonas estudiadas, con una posibilidad de 92% que sean iguales demostrando que la diferencia en la historia de uso no generó mayor variación en esta condición. El perfil del suelo presentó concentraciones de ^{222}Rn que variaron entre 4.500 y 40.000 Bq m^{-3} durante el muestreo de este suelo. Las emisiones superficiales monitoreadas en las dos zonas estudiadas sí demostraron estar relacionadas con las historias de uso y además presentaron una marcada relación lineal con la humedad de los suelos. La emisión superficial tiende a ser mayor en la zona de labranza convencional que en la zona de siembra directa. El flujo promedio registrado en ambas zonas estudiadas en este trabajo es de $128 \pm 46 \text{ Bq m}^2 \text{ h}^{-1}$. A partir del análisis de la concentración de ^{222}Rn en el perfil de suelo fue posible determinar los valores de difusión efectiva de ^{222}Rn a distintas profundidades, los cuales corroboran las diferencias encontradas en los flujos superficiales de las zonas estudiadas, ya que la utilización de la técnica de labranza convencional, en donde la tierra fue arada repetidas veces, genera una mayor perturbación de los primeros 25 cm del suelo y promueve un aumento en la difusión efectiva en comparación con zona donde la técnica utilizada fue la siembra directa, donde prácticamente la siembra fue realizada sobre el suelo sin arar.

A MIS PADRES

**POR SUS CONSEJOS, QUE ME GUIARON Y
ACOMPañARON TODO ESTE TIEMPO.**

A KAREN, MI COMPAÑERA

POR APOYARME SIN PEDIR NADA A CAMBIO.

A JULIÁN ANDRÉS, MI HIJO

MI MEJOR INSPIRACIÓN.

AGRADECIMIENTOS

A la ilustre Universidad Central de Venezuela, por la oportunidad de formarme en sus aulas.

A la Facultad de Ciencias y al Instituto de Ciencias de la Tierra, por todo el conocimiento que me brindaron.

Al Instituto de Investigación Científica de Venezuela y al Laboratorio de Química atmosférica, en el cual desarrolle mi trabajo de grado.

A la Doctora Tibisay Pérez y a la M.Sc: Loreto Donoso, por la oportunidad de esta maravillosa experiencia, por su tiempo y dedicación.

A la Profesora Raíza Fernández, por su paciencia y preocupación.

A Jonatán Flores, por su colaboración durante todo el trabajo de campo.

A los compañeros del Lab. de Química Atmosférica: Sorena, Adriana, Rafael, Alcides, Gregorio.

A la familia Nardini, productores agrícolas del Estado Portuguesa.

A Diana Ribas, Maihrale Carrillo, Ángela Carrillo, Arianny Roca, Adriana Millán, María Gabriela Requis, Alberto Zerpa, Joubert Urbaneja, mis grandes amigos.

A mis compañeros de clases: Pedro Pérez e Isaac Arellano.

Y por último, aquellos que para este momento no vienen a mi mente, pero que colocaron un granito de arena para alcanzar esta meta.

A todos ustedes muchas gracias por todo...!!!

INDICE GENERAL

	Pág.
1. Introducción	1
2. Antecedentes	10
3. Objetivos	35
4. Metodología	36
4.1 Descripción de equipo	38
4.1.1 Equipo para determinar la concentración de Radón.	38
4.1.2 Equipo utilizado para el monitoreo de humedad del suelo	40
4.2 Cálculo de la concentración de Radón en muestra de aire.	42
4.3 Determinación de la concentración de ^{222}Rn en el aire intersticial del suelo a diferentes profundidades.	45
4.4 Cálculo del flujo de ^{222}Rn de la superficie del suelo.	47
4.4.1. Método de cámara cerrada.	47
4.4.2 Método de incubaciones de suelo.	52

	Pág.
4.5 Cálculo de la difusión efectiva del ^{222}Rn usando la Ley de Fick.	56
4.6 Cálculo de la difusión efectiva del N_2O	57
5. Descripción del sitio de muestreo.	59
6. Resultados y Discusión.	62
6.1 Parámetros y condiciones experimentales del suelo.	62
6.2 Concentración de ^{222}Rn en función de la profundidad.	67
6.3 Emisión superficial de ^{222}Rn	72
6.4 Difusión efectiva de ^{222}Rn a diferentes profundidades del suelo.	77
6.4.1 Cálculo de la Difusión Efectiva a través la Ley de Fick.	77
6.4.2. Cálculo de la Difusión Efectiva a través de la ecuación de decaimiento exponencial de Dörr y Münnich.	82
6.5 Difusión efectiva de N_2O a diferentes profundidades del suelo.	91
7. Conclusiones.	93
8. Recomendaciones.	95
9. Bibliografía.	96

	Pág.
10. Apéndices.	101
Apéndice A	101
Apéndice B	105
Apéndice C	112
Apéndice D	124
Apéndice E	127

INDICE DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1. Difusión efectiva de ^{222}Rn y el rango de concentración en perfiles de suelos.	29
Tabla 2. Difusión efectiva de ^{222}Rn en suelos no-consolidados	30
Tabla 3. Flujo superficial de ^{222}Rn ($\text{Bq m}^{-2} \text{h}^{-1}$) de suelos.	31
Tabla 4. Densidades promedios de los suelos en la zona de siembra directa (SD) y labranza convencional (LC).	63
Tabla 5. Composición textural del suelo.	63
Tabla 6. Porosidad del suelo.	64
Tabla 7. Concentración de ^{222}Rn en el aire intersticial del suelo a diferentes profundidades.	69
Tabla 8. Flujos superficiales de ^{222}Rn , calculado por el método de cámara cerrada.	73
Tabla 9. Flujo superficial de ^{222}Rn , calculado por el método de incubaciones de suelo.	75
Tabla 10. Difusión de ^{222}Rn , obtenidos a través de la Ley de Fick.	80
Tabla 11. Difusión de ^{222}Rn obtenidos a través de la Ley de Fick, a partir de concentraciones de ^{222}Rn normalizadas.	81
Tabla 12. Difusión de ^{222}Rn calculada por medio de la ecuación de decaimiento exponencial de Dörr y Munich.	90
Tabla 13. Difusión promedio de ^{222}Rn , obtenida a través de la ecuación de Dörr y Münnich.	91

	Pág.
Tabla 14. Difusiones efectivas de N ₂ O a diferentes profundidades del suelo, obtenidas a través del teorema de Graham.	92
Tabla A.1. Posición del disco discriminador de pulsos (Disc).	101
Tabla A.2. Información de las mesetas de la graficas: Cuentas vs HV.	103
Tabla A.3. Ruido instrumental del equipo.	104
Tabla B-1. Señal de fondo correspondiente a las celdas de Lucas, utilizadas en la determinación de la concentración de ²²² Rn	105
Tabla B-2. Datos utilizados para el cálculo de concentración de ²²² Rn a distintas profundidades del suelo, correspondiente a siembra directa (SD 1).	106
Tabla B-3. Datos utilizados para el cálculo de concentración de ²²² Rn a distintas profundidades del suelo, correspondiente a siembra directa (SD 2).	107
Tabla B-4. Datos utilizados para el cálculo de concentración de ²²² Rn a distintas profundidades del suelo, correspondiente a siembra directa (SD 3).	108
Tabla B-5. Datos utilizados para el cálculo de concentración de ²²² Rn a distintas profundidades del suelo, correspondiente a labranza convencional (LC 1).	109
Tabla B-6. Datos utilizados para el cálculo de concentración de ²²² Rn a distintas profundidades del suelo, correspondiente a labranza convencional (LC 2).	110
Tabla B-7. Comparación de concentraciones de ²²² Rn en las zonas de siembra directa y labranza convencional a través de la prueba f.	111

	Pág.
Tabla C-1. Señal de fondo correspondiente a las celdas de Lucas, utilizadas en la determinación del Flujo superficial de ^{222}Rn	112
Tabla C-2. Datos utilizados para el cálculo de la concentración de ^{222}Rn , correspondiente al monitoreo preliminar del flujo superficial en la zona de siembra directa (SD pre).	113
Tabla C-3. Datos utilizados para el cálculo de la concentración de ^{222}Rn , correspondiente al primer monitoreo del flujo superficial en la zona de siembra directa (SD 1).	114
Tabla C-4. Datos utilizados para el cálculo de la concentración de ^{222}Rn , correspondiente al segundo monitoreo del flujo superficial en la zona de siembra directa (SD 2).	115
Tabla C-5. Datos utilizados para el cálculo de la concentración de ^{222}Rn , correspondiente al tercer monitoreo del flujo superficial en la zona de siembra directa (SD 3).	116
Tabla C-6. Datos utilizados para el cálculo de la concentración de ^{222}Rn , correspondiente al primer monitoreo del flujo superficial en la zona de labranza convencional (LC 1).	117
Tabla C-7. Datos utilizados para el cálculo de la concentración de ^{222}Rn , correspondiente al segundo monitoreo del flujo superficial en la zona de labranza convencional (LC 2).	118
Tabla C-8. Datos utilizados para el cálculo de la concentración de ^{222}Rn en muestra de aire, tomada a nivel del suelo.	119
Tabla C-9. Datos utilizados para la graficación de la concentración de ^{222}Rn en función del tiempo necesarias para el calculo del flujo superficial en las zonas de muestreo (LC y SD).	120
Tabla D-1. Densidad aparente del suelo correspondiente a la zona de siembra directa (SD) y datos de los núcleos necesarios para el cálculo de la densidad.	124

	Pág.
Tabla D-2. Densidad aparente del suelo correspondiente a la zona de siembra directa (LC) y datos de los núcleos necesarios para el cálculo de la densidad.	125
Tabla D-3. Comparación de densidades aparentes a través de la prueba t de dos colas.	126
Tabla E-1. Producción Absoluta de ^{222}Rn a diferentes profundidades del suelo en la zona de siembra directa (SD).	127
Tabla E-2. Producción Absoluta de ^{222}Rn a diferentes profundidades del suelo en la zona de labranza convencional (LC).	128
Tabla E-3. Producción neta de ^{222}Rn a diferentes profundidades del suelo en la zona de siembra directa (SD).	129
Tabla E-4. Producción neta de ^{222}Rn a diferentes profundidades del suelo en la zona de labranza convencional (LC).	130

INDICE DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Decaimiento radiactivo del ^{238}U [2].	3
Figura 2. Coeficientes de difusión correspondiente a una molécula de N_2 dentro a una corriente turbulenta vertical en la atmósfera, océano y sedimento marino [6].	9
Figura 3. Concentración de ^{222}Rn en función a la profundidad, en suelos con diferente textura [13].	12
Figura 4. Concentración de ^{222}Rn en función a la profundidad, en suelos con diferente textura [14].	12
Figura 5. Concentración de radón en la atmósfera del suelo de bosque y pastizal [15].	13
Figura 6. Concentración de ^{222}Rn en el suelo durante los primeros 6 días de muestreo a diferentes profundidades [17].	15
Figura 7. Concentración de Radón en suelo a 50 cm de profundidad evaluada durante 3 semanas, con un evento de lluvia [17].	16
Figura 8. Espacio de poro lleno de agua a 40 y 6 cm de profundidad [17].	17
Figura 9. Difusión de Radón en suelo durante 3 semanas a 50 cm de profundidad [17].	17
Figura 10. Concentración de Radón y registro de la precipitación [18].	19
Figura 11. Concentración de ^{222}Rn y difusión efectiva del ^{222}Rn de los suelos estudiados en función de la profundidad [9].	20
Figura 12. Concentración de ^{222}Rn y humedad, expresada como WFPS (%), de los suelos en función de la profundidad [9].	21

	Pág.
Figura 13. Concentración de ^{222}Rn a dos horas distintas y de CO_2 , en una columna de aire de 41 m de altura en el bosque bajo el dosel ^[13]	23
Figura 14. Concentración de Radón y concentración de CO_2 en función de la altura desde el suelo hasta 20 m sobre el dosel ^[20]	24
Figura 15. Concentración de ^{222}Rn equivalente en equilibrio en función de la temperatura ^[22]	26
Figura 16. Concentración de CO_2 y ^{222}Rn , velocidad y dirección del viento, en el mes de marzo del 2004 en la ciudad de Bern, Suiza ^[22]	27
Figura 17. Método pasivo por integración. Detector de huellas de partículas alfas sobre superficies sólidas (SSNTDs) ^[31]	37
Figura 18. Contador portátil Pylon AB-5 y Celda de Lucas ^[31]	38
Figura 19. Sensor EC-5 y el colector de datos Em-5 marca ECH ₂ O.	40
Figura 20. Montaje de muestreo en la calicata usado para medida de radón en profundidades de suelo.	47
Figura 21. Grafica general de concentración de un gas dentro de la cámara, en función del tiempo.	48
Figura 22. Montaje para la determinación de flujo en superficie con el método de cámara cerrada.	50
Figura 23. Concentración de Radón en función del tiempo.	51
Figura 24. Montaje para la determinación de la producción de radón de un núcleo de suelo.	55
Figura 25. Mapa del Estado Portuguesa. Ubicación del lugar de muestreo. ...	61
Figura 26. Porcentaje de humedad ($\text{m}^3 \text{H}_2\text{O}/\text{m}^3$ suelo) durante el estudio, en la zona de siembra directa.	65

	Pág.
Figura 27. Porcentaje de humedad ($\text{m}^3 \text{H}_2\text{O}/\text{m}^3$ suelo) durante el estudio, en la zona de siembra directa.	65
Figura 28. Perfiles de concentración de radón en el suelo., en la zona de siembra directa (SD) y Labranza convencional (LC)	71
Figura 29. Flujo de ^{222}Rn , calculados a través del método de cámara cerrada en función del porcentaje humedad superficial.	74
Figura 30. Flujo de ^{222}Rn , calculados a través de los métodos de cámara cerrada e incubaciones de suelo, en función del porcentaje humedad superficial.	76
Figura 31. Concentración de Radón en función de la profundidad correspondiente al primer ensayo en la zona SD.	84
Figura 32. Concentración de Radón en función de la profundidad correspondiente al segundo ensayo en la zona SD.	85
Figura 33. Concentración de Radón en función de la profundidad correspondiente al tercer ensayo en la zona SD.	85
Figura 34. Concentración de Radón en función de la profundidad correspondiente al primer ensayo en la zona LC.	86
Figura 35. Concentración de Radón en función de la profundidad correspondiente al segundo ensayo en la zona LC.	86
Figura A.1. Curva Cuentas promedio versus HV, correspondiente a la posición de Disc 6.	102
Figura A.2. Curva Cuentas promedio versus HV, correspondiente a la posición de Disc 7.	103

	Pág.
Figura A.3. Curva Cuentas promedio versus HV, correspondiente a la posición de Disc 8.	103
Figura C.1. Concentración de Radón en función del tiempo correspondiente al ensayo preliminar en la zona SD.	121
Figura C.2. Concentración de Radón en función del tiempo correspondiente al primer ensayo en la zona SD.	121
Figura C.3. Concentración de Radón en función del tiempo correspondiente al segundo ensayo en la zona SD.	122
Figura C.4. Concentración de Radón en función del tiempo correspondiente al tercer ensayo en la zona SD.	122
Figura C.5. Concentración de Radón en función del tiempo correspondiente al primer ensayo en la zona LC.	123
Figura C.6. Concentración de Radón en función del tiempo correspondiente al segundo ensayo en la zona LC.	123

1. INTRODUCCION

El Radón (Rn) es un gas noble, de número atómico 86 ($Z=86$), radiactivo, incoloro e inodoro. De este elemento son conocidos 3 isótopos: ^{219}Rn , ^{220}Rn y ^{222}Rn , siendo este último la especie mayoritaria. El ^{222}Rn es parte de la serie radioactiva del Uranio (^{238}U) y se produce cuando el Radio (^{226}Ra) emite una partícula alfa. El ^{226}Ra y ^{238}U son componentes trazas de la corteza terrestre y sus concentraciones en rocas o suelos pueden ser variables. En algunos tipos de rocas, como las areniscas, generalmente, presentan concentraciones menores a 1 parte por millón ($1 \mu\text{g g}^{-1}$ de suelo), a diferencia de ciertos granitos que pueden presentar valores mayores a $3 \mu\text{g}^{-1} \text{g}$ de suelo. La cantidad de ^{222}Rn encontrada en la superficie de los suelos está relacionada con la concentración de ^{238}U en la roca madre y en el suelo mismo; así como también, con la eficiencia de los procesos de transferencia desde la roca, o suelo, hasta el agua o aire contenida en los poros del suelo, y luego hasta la superficie [1]. El ^{222}Rn puede estar presente en el agua debido a la alta solubilidad de este elemento en el agua ($12,8 \text{ cm}^3 \text{ }^{222}\text{Rn cm}^{-3} \text{ de agua}^{-1}$). [2]

El tiempo de vida medio del ^{222}Rn en el suelo es 3,8 días; lo cual significa que este elemento tendría suficiente tiempo para moverse desde su fuente de origen, ^{226}Ra , hasta la atmósfera en contacto con el suelo, si consigue un camino libre hacia ésta. Puesto que el radón es el gas noble con la mayor masa atómica (222 u.m.a.) y un tiempo de vida medio suficientemente corto, no difunde hacia la atmósfera como lo hacen otros gases nobles, por ejemplo el Helio. Además, por su masa, la fuerza de gravedad lo mantiene en la capa de la atmósfera más cercana a la superficie; siendo las concentraciones mayores en la troposfera baja [3].

El ^{222}Rn , presente en la atmósfera, al decaer emite una partícula α , dando origen al ^{218}Po proceso que ocurre en un tiempo promedio de 8,76 horas; y luego de una serie de decaimientos radiactivos relativamente rápidos es producido el ^{210}Pb .

Este isótopo del plomo tiene una vida media de 22 años, tiempo suficiente para que gran parte de este elemento, pueda estar presente en el agua de lluvia, por disolución, o llegar a formar parte de las partículas suspendidas, por procesos de absorción; por lo tanto, por remoción húmeda (precipitación) o por remoción seca de las partículas suspendidas, puede ser depositado en las superficies de los suelos y los cuerpos de agua. La fracción de ^{210}Pb presente en la atmósfera que logra alcanzar su tiempo de vida media en la atmósfera, decae radiactivamente hasta dar origen al isótopo del polonio de masa atómica 210 (^{210}Po). Gran parte de este último elemento, en estado sólido y con una vida media de 138 días, es depositado en las superficies de forma similar al ^{210}Pb . El ^{210}Pb y el ^{210}Po pueden ser acumulados en el perfil de los suelos y en los sedimentos de diferentes tipos de cuerpos de agua, en donde continúa el proceso de decaimiento radioactivo hasta alcanzar el producto final, radiactivamente estable, ^{206}Pb [3].

La concentración de materiales radiactivos, como el Uranio y el Radón, se expresa en unidades de radiactividad. La primera unidad radiactiva utilizada fue el Curie (Ci), definida como la cantidad de nucleido radiactivo tal que tenga $3,7 \times 10^{10}$ desintegraciones por segundo. En el sistema internacional de medidas, el Becquerel, o Becquerelio (símbolo Bq), es la unidad radiactiva que corresponde a 1 desintegración por segundo [4]

En la actualidad el Radón ha sido objeto de estudio debido a su condición de contaminante atmosférico natural. El ^{222}Rn después de ser inhalado, y/o ingerido, decae dentro del organismo, al igual que sus productos de decaimiento (^{214}Bi , ^{210}Po , ^{214}Po , ^{218}Po , ^{214}Pb), suministrando altas dosis de radiación a los tejidos pulmonares y estomacales; razón por el cual los niveles de concentración de ^{222}Rn son considerado

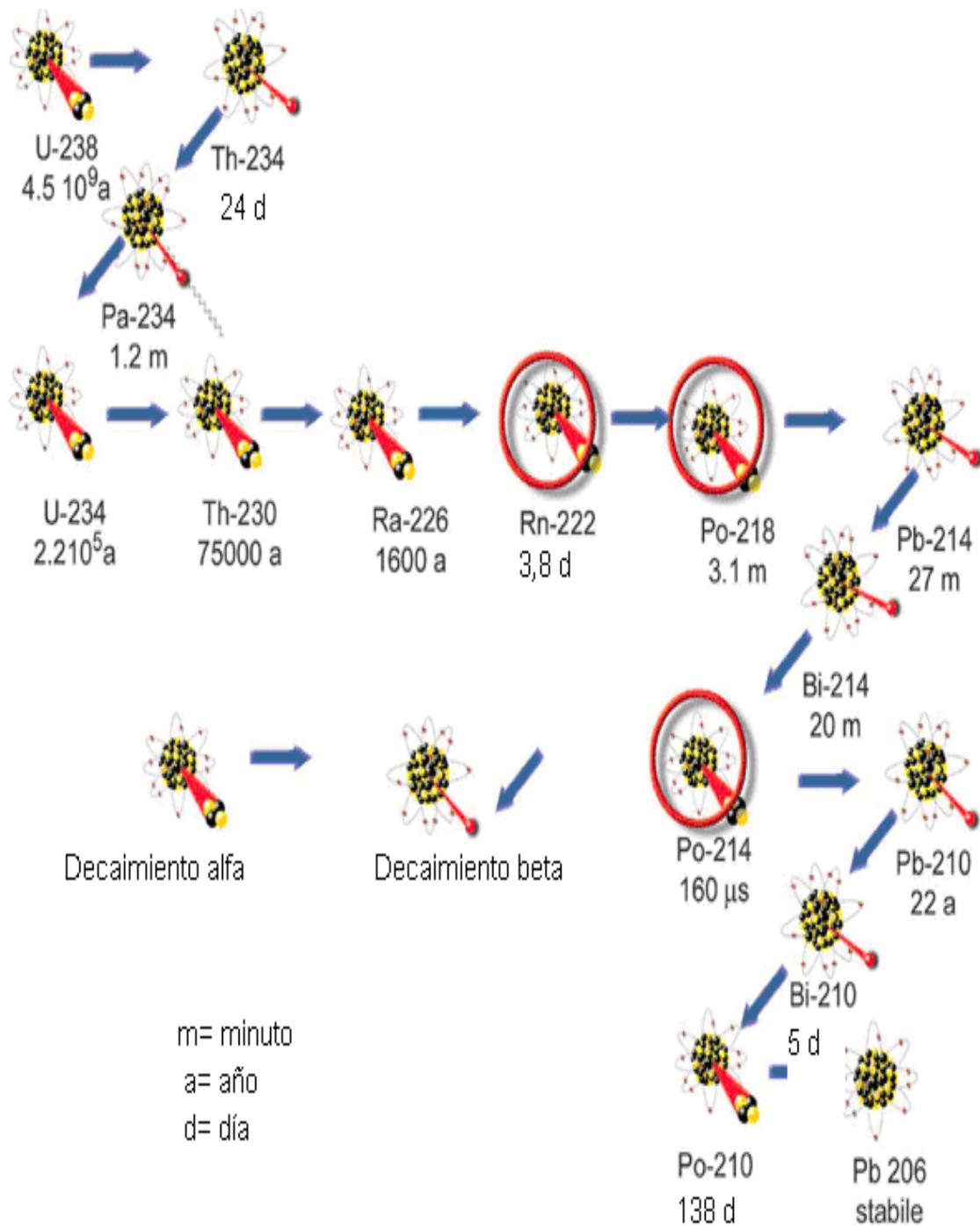


Figura 1. Decaimiento radiactivo del ^{238}U , serie de la cual el ^{222}Rn forma parte [2].

un problema de salud pública, principalmente en espacios cerrados. Debido a que la contaminación con Radón es la segunda causa de cáncer pulmonar, la Agencia de Protección Ambiental de los E.U. (USEPA) estableció que en espacios cerrados el nivel de Radón debe ser menor o igual a 148 Bq m^{-3} para que no exista riesgo de cáncer pulmonar. En los Estados Unidos, se han llegado a registrar valores de concentración en espacios cerrados superiores a 37 KBq m^{-3} , y los altos niveles atmosféricos han sido relacionado con concentraciones altas de Radón en el lecho rocoso [5].

El Radón es producido únicamente por desintegración de material radiactivo en los suelos, y su único sumidero es la desintegración radiactiva ya mencionada; ya que no participa en ningún proceso metabólico (proceso biológico). Por las propiedades mencionadas es considerado un elemento traza conservativo; lo cual hace posible usarlo como un excelente instrumento para la determinación de transporte de gases en diferentes medios (suelo, agua y aire).

El presente trabajo está dirigido al estudio del transporte de gases, en medio poroso, más específicamente en suelos, hacia la interfase biosfera-atmósfera. En los estudios ambientales para evaluar las emisiones de gases, de interés atmosférico, (por ej. CO_2 , CH_4 , N_2O , CFC, SF_6 , entre otros), es necesario caracterizar procesos como difusión, producción y consumo que estarían afectando la magnitud de las emisiones y su distribución en la atmósfera. La difusión es el flujo de una sustancia como resultado del movimiento irregular de moléculas en un medio determinado (suelo, agua y/o aire); que es expresada en unidades de área por unidad de tiempo ($\text{cm}^2 \text{ seg}^{-1}$) [6]. La difusión tiene una estrecha relación con las características químicas del medio donde ocurre el desplazamiento del fluido; e igualmente con las características físicas y ambientales del medio, tales como: humedad, viscosidad, tortuosidad, densidad del aire y compactación del suelo, entre otros. Los cambios en alguna de estas características, puede generar variaciones significativas en la difusión de gases en un medio dado; por

ejemplo, el coeficiente de difusión correspondiente a una molécula de N_2 dentro de una corriente turbulenta vertical en la atmósfera, en el océano y en un sedimento marino presenta valores que pueden diferenciarse en varios órdenes de magnitud, desde los coeficientes de difusión (alrededor de $10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) en los sedimentos y hasta los más altos ($10 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) en la atmósfera (figura. 2) [7].

Debido a las características antes expuestas el ^{222}Rn ha sido usado para evaluar la difusión de gases en diferentes medios. La evaluación de la difusión, tiene como fundamento la 1^{era} ley de Fick (ecuación 1), la cual plantea que el flujo de una determinada especie es igual al producto entre la difusión efectiva correspondiente al medio y la variación de la concentración de esta especie en función de la distancia recorrida, cuando se describe el proceso en estado estacionario (considerando solo las variaciones con respecto a la distancia recorrida, z y no con el tiempo) [8].

$$\text{1}^{\text{era}} \text{ ley de Fick: } \quad \theta = D_{\text{ef}} \times \left(\frac{\Delta C}{\Delta z} \right) \quad \text{[Ecuación 1]}$$

Donde, θ representa el flujo, D_{ef} representa la difusión efectiva o coeficiente de difusión, C corresponde a la concentración de la especie y z la distancia. En estudios biogeoquímicos, el flujo es definido como la masa de un material transferido desde un reservorio a otro por unidad de área y por tiempo; y en estudios sobre procesos de transporte específicos, el flujo es normalmente definido como la cantidad de material transferido por unidad de tiempo [6]. De este modo, la difusión efectiva (ecuación 2) en un medio en particular se puede determinar evaluando el flujo y la variación de la concentración de la especie en función de la distancia recorrida por esta [8].

$$D_{\text{ef}} = \frac{\theta}{(\Delta C / \Delta z)} \quad \text{[Ecuación 2]}$$

Si consideramos un medio poroso, como lo es el suelo, conociendo el valor del flujo de ^{222}Rn en la superficie (θ) y la variación de la concentración de ^{222}Rn en el aire de los poros del suelo en función de la profundidad ($\Delta C/\Delta z$), es posible determinar el valor de la difusión efectiva o coeficiente de difusión del ^{222}Rn para un suelo en específico. Una vez conocida la difusión efectiva del ^{222}Rn podríamos calcular la difusión de cualquier gas de interés en el mismo medio. El cálculo de la difusión de algún gas, a partir del ^{222}Rn , puede realizarse multiplicando el valor de la difusión del ^{222}Rn por la relación de masas reducidas (μ) del gas de interés en aire. La masa reducida (ecuación 3) se calcula utilizando la masa de cada uno de los gases y la masa del aire [9].

$$\mu_{red} = \frac{(m_1 \times m_2)}{(m_1 + m_2)} \quad \text{[Ecuación 3]}$$

La relación de masa reducida es utilizada porque las moléculas de gas, no se desplazan solas a través del medio poroso; estas moléculas se desplazan junto con una mezcla de gases, y en este caso, es considerado que la mezcla de gases presenta la misma composición el aire a nivel del mar [9]

Utilizando la ecuación 4 y con el conocimiento previo de las masas reducidas de los gases involucrados (ecuación 3), es posible calcular la difusión efectiva, por ejemplo, del óxido nitroso (N_2O) en un suelo determinado, a partir del valor correspondiente de la difusión efectiva del ^{222}Rn . Debido a que el N_2O es un gas que participa de los procesos bioquímicos del suelo, esta es una de las manera más adecuada para obtener el coeficiente de difusión para este gas.

$$D_{ef} \text{N}_2\text{O} = D_{ef} \text{Rn} \times \frac{\sqrt{\mu_{^{222}\text{Rn}}}}{\sqrt{\mu_{\text{N}_2\text{O}}}} \quad \text{[Ecuación 4]}$$

El presente estudio tiene como objetivo determinar la difusión efectiva de ^{222}Rn en un suelo con actividad agrícola, más específicamente, campos agrícolas de sorgo sembrados bajo sistema de mínima labranza o “siembra directa” (SD) en zonas agrícolas del estado de Portuguesa. En la selección de las parcelas donde serán realizadas las mediciones, fueron escogidas aquellas que permitieran, detectar si la historia de uso de los suelos tiene algún efecto sobre la difusión efectiva de gases en los suelos debido a la actividad agrícola, y como esto a su vez depende, de factores físicos; tales como: textura, porosidad y cambios en el contenido de agua del suelo; estos serán evaluados cada vez que se evalúe la difusión efectiva.

Este estudio está enmarcado dentro del proyecto FONACIT G-2005000435: “Flujo de nitrógeno transformado en sistemas de producción agrícola convencional y alternativo de los estados Guárico y Portuguesa”. Este proyecto tiene como objetivo, entre otros, determinar las emisiones de gases nitrogenados tales como óxido nitroso (N_2O) y óxidos de nitrógeno ($\text{NO}_x = \text{NO} + \text{NO}_2$) de origen biológico proveniente del suelo ^[10]. El primero es un potente gas de efecto invernadero con un potencial de calentamiento global, sobre una base de un mol, 298 veces mayor que el CO_2 en un escala de tiempo de 100 años, y el segundo un gas altamente reactivo que participa en las reacciones de producción fotoquímica de O_3 troposférico. Siendo el O_3 un compuesto fuertemente oxidante y también un potente gas de efecto invernadero ^[11].

Debido a que tanto el N_2O y los NO_x son gases producidos por procesos microbianos; y su concentración en el suelo a diferentes profundidades depende de los procesos de producción, consumo y transporte físico (difusión). A fin de poder hacer interpretaciones relativas a la variaciones de concentraciones en función de la profundidad del suelo, y de cómo éstas están relacionan con la emisión superficial de los gases, es necesario discernir cual es la contribución relativa de cada proceso. Este trabajo estudiará el proceso de transporte físico (difusión) de los gases hacia la superficie del suelo. Este estudio completa la descripción del proceso total donde,

además, participan los otros dos procesos de origen biológico (formación y consumo) que son evaluados paralelamente dentro del proyecto ante mencionado ^[10].

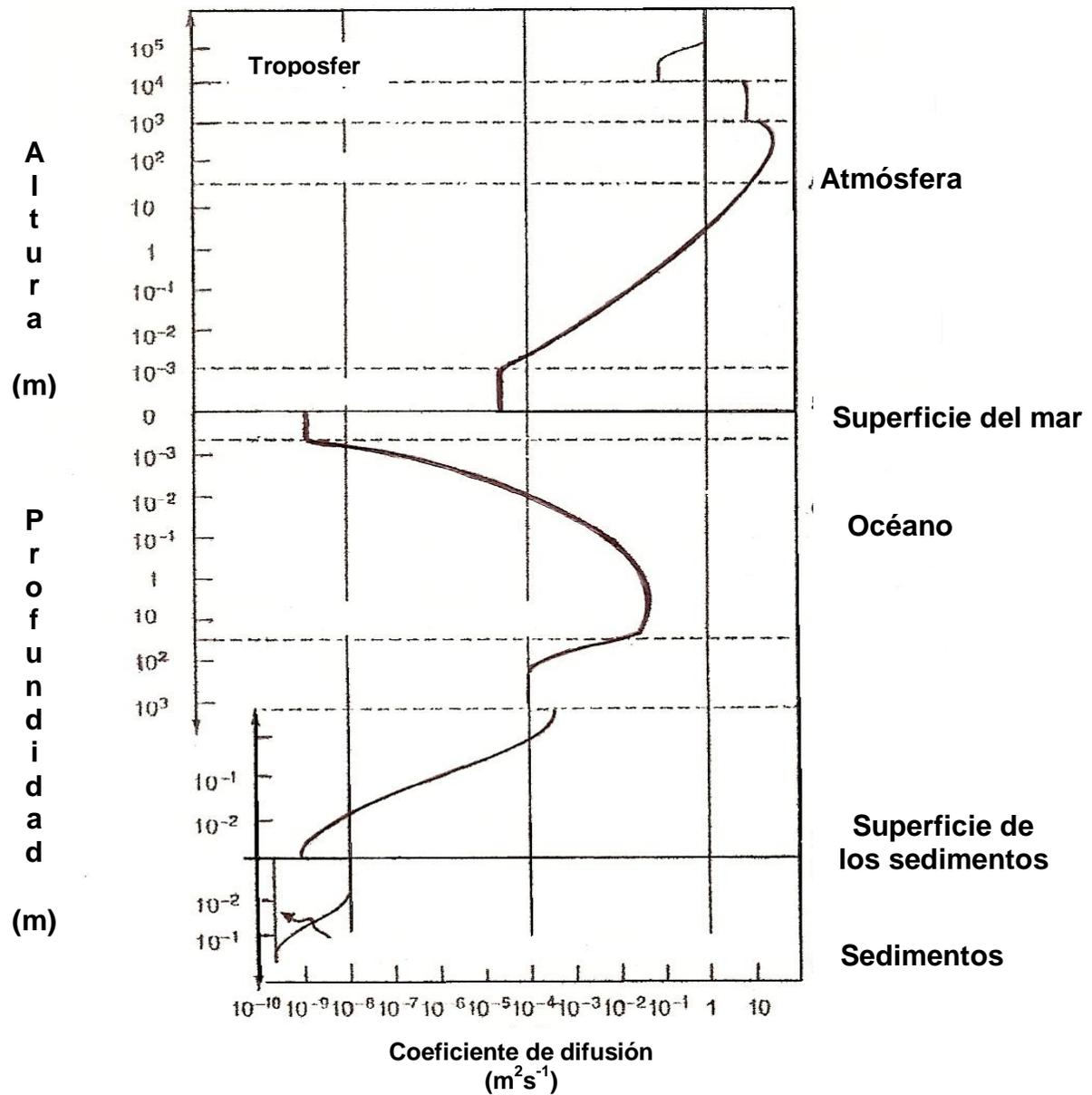


Figura 2. Coeficientes de difusión correspondiente a una molécula de N_2 dentro a una corriente turbulenta vertical en la atmósfera, océano y sedimento marino. ^[7].

2. ANTECEDENTES

El radón, en los últimos treinta años ha sido utilizado como instrumento para la caracterización del transporte de gases en diferentes medios gracias a que es un gas traza conservativo, el cual no es modificado ni química o bioquímicamente, y su tiempo de vida media está dado solo por el decaimiento radioactivo.

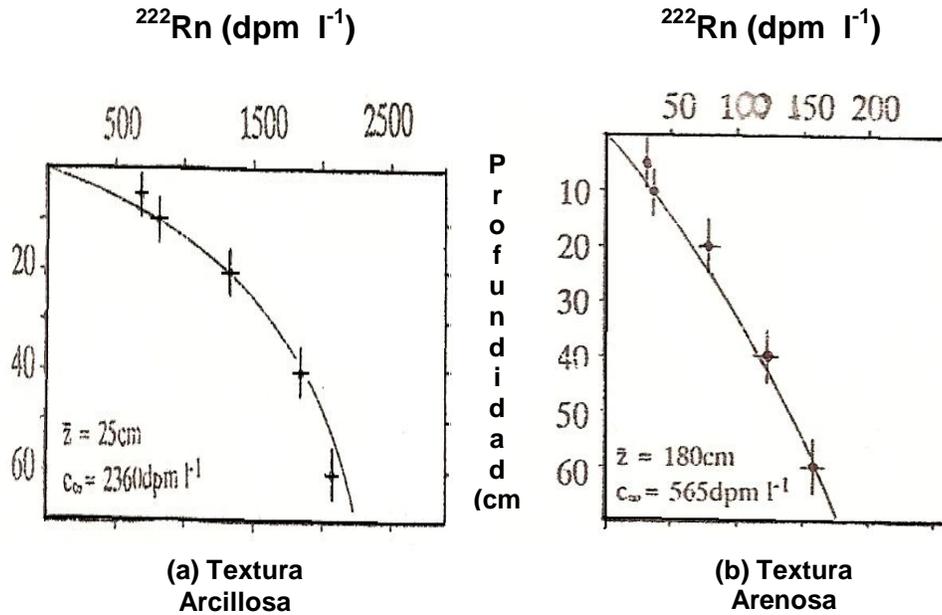
En 1965, Pearson y colaboradores desarrollaron uno de los primeros sistemas portátiles capaces de medir el intercambio de gases entre la biosfera y la atmósfera. La instrumentación utilizada esta fundamentada en la acumulación de ^{222}Rn en una caja invertida, mediante la cual estos investigadores lograron estudiar la emisión superficial de ^{222}Rn , recolectando datos a partir de 216 medidas realizadas en 3 tipos de suelos. Estos tipos de suelos cubren el 80% de la superficie de Champaign County, Illinois. Para el análisis de los resultados, además de las medidas de flujo, fueron considerados registros de la velocidad del viento, humedad de los suelos y ubicación geográfica. El flujo superficial de ^{222}Rn o transferencia neta en la interfase biosfera atmósfera fue de $(84 \pm 46) \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. La conclusión más resaltante presentada por estos autores indica que el flujo presenta mayor una dependencia con la turbulencia atmosférica que con la velocidad del viento en la superficie de los suelos. [12]

Dörr y Münnich, a finales de los años 80, con el fin de evaluar las difusiones efectivas para los gases de efecto invernadero CO_2 y CH_4 en suelos insaturados del oeste de Alemania, realizaron medidas directas del flujo de radón en el suelo superficial y de la concentración de ^{222}Rn en el aire contenido en los poros del suelo, a diferentes profundidades. Con esta información de campo, pudieron calcular el coeficiente de difusión efectiva para ^{222}Rn , aplicando la 1^{era} Ley de Fick (ecuación 1). Luego, usando una ecuación semejante a la ecuación [2], en la cual se hicieron explícitos los parámetros del suelo como la permeabilidad, contenido de humedad, porosidad y tortuosidad, pudieron inferir las difusiones efectivas para CO_2 y CH_4 [13]. Los resultados

obtenidos en esta investigación, demostraron que la variación del flujo de ^{222}Rn en la superficie del suelo (tabla 3) está relacionada con la textura de los suelos. En suelos saturados con textura arcillosa, la concentración máxima de ^{222}Rn a diferentes profundidades del suelo (tabla 1) fue de 41.600 Bq m^{-3} , siendo ésta mayor que la encontrada en el perfil de suelo con textura arenosa, con un valor de 3.300 Bq m^{-3} (figura 3). Además, Dörr y Münnich encontraron que en verano el ^{222}Rn no se acumulaba en los suelos arcillosos y tendía a fluir en mayor proporción que en invierno, siendo el flujo de la época seca hasta un 36% mayor que el flujo en superficie medido en la estación de invierno. Estos resultados permitieron a los investigadores concluir que el flujo de ^{222}Rn en la superficie depende de la textura y de la humedad del suelo [13].

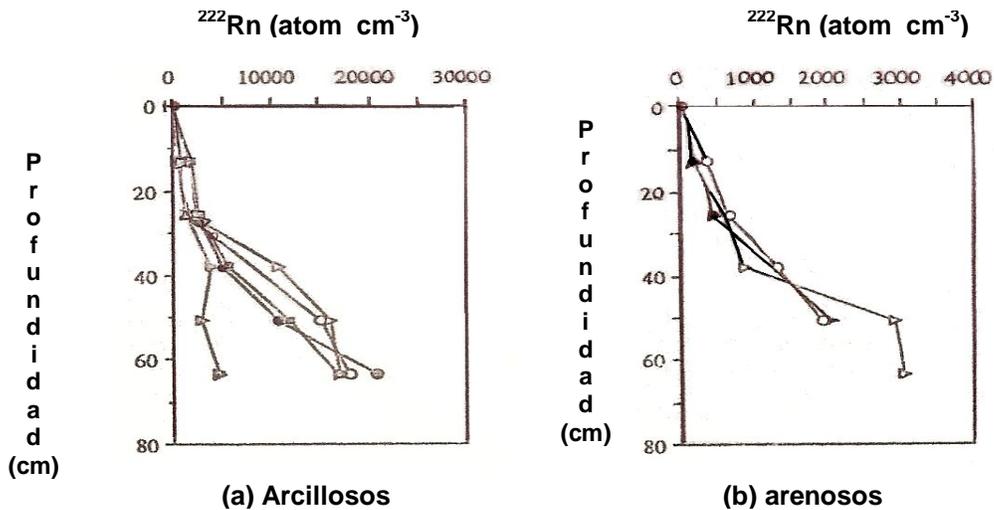
En 1990, Trumbore y colaboradores, con el fin de evaluar el intercambio gaseoso entre el suelo y la atmósfera del bosque, determinaron la difusión efectiva de ^{222}Rn en suelos arcillosos y arenosos del bosque lluvioso de la Amazonia brasileña. Con este objetivo, midieron el flujo superficial y las concentraciones en el aire intersticial del suelo, a diferentes profundidades, de ^{222}Rn [14]. Los resultados de la investigación (figura 4), indicaron que en suelos con textura arcillosa, la concentración máxima de ^{222}Rn en el perfil de suelo, presento un valor de 52.900 Bq m^{-3} , la cual es mayor que aquella encontrada en el perfil de un suelo con textura arenosa, 7.400 Bq m^{-3} (tabla 1), coincidiendo con los resultados encontrados por Dörr y Münnich en el oeste de Alemania.

Las diferencias en las concentraciones y en la difusión efectiva de radón entre estos tipos de suelos, podrían deberse, también, al contenido de agua del suelo, lo cual depende directamente del régimen de precipitaciones del lugar [13]. La magnitud de la difusión del ^{222}Rn en el aire del suelo es inversamente proporcional al contenido de agua en los poros de los suelos. A mayor contenido de agua en el poro del suelo se genera un incremento en la concentración de ^{222}Rn , debido a su acumulación por causa de la presencia de agua [14]. Al ser este gas soluble en agua, la presencia del agua disminuye su velocidad del flujo.



$1\text{Bq m}^{-3} = 16,66 \text{ dpm l}^{-1}$

Figura 3. Concentración de ^{222}Rn en el aire intersticial del suelo, en función a la profundidad, en suelos con diferente textura (Nótese la diferencia en las escalas de la Concentración de ^{222}Rn en ambos gráficos): (a) Arcilloso y (b) Arenoso [13].



$1 \text{ atom cm}^{-3} = 35,253 \text{ dpm l}^{-1}$

Figura 4. Concentraciones de ^{222}Rn en el aire intersticial del suelo, en función de la profundidad, en suelos arcillosos (a) y arenosos (b). (Nótese la diferencia en las escalas de la Concentración de ^{222}Rn en ambos gráficos) Cada curva representa un muestreo diferente en el mismo lugar [14].

Davidson y Trumbore utilizaron las determinaciones de las concentraciones de radón y CO_2 a diferentes profundidades del suelo en áreas de bosques y pastizales en el Estado de Pará, Brasil, para validar un modelo teórico de cálculo de difusión efectiva de un gas en el suelo que considera la influencia de la humedad del suelo en el proceso de transporte de los gases. Estos autores consideraron que la medida directa de difusión efectiva de ^{222}Rn puede ser difícil en algunos lugares, por lo cual proponen que la difusión efectiva puede ser calculada a partir de la utilización de modelos que requieren solo de la estimación de la porosidad y del contenido de agua del suelo. Estos parámetros son más fáciles de monitorear, en comparación con las medidas directas de la difusión efectiva. Para los suelos estudiados, las concentraciones de ^{222}Rn medidas en campo coincidieron muy bien con los resultados calculados por el modelo teórico (figura 5). Sin embargo, la aplicación de este modelo para obtener la difusión efectiva de un gas en otros lugares, con suelos de otras características, requiere de la comprobación experimental a través de mediciones de radón [15].

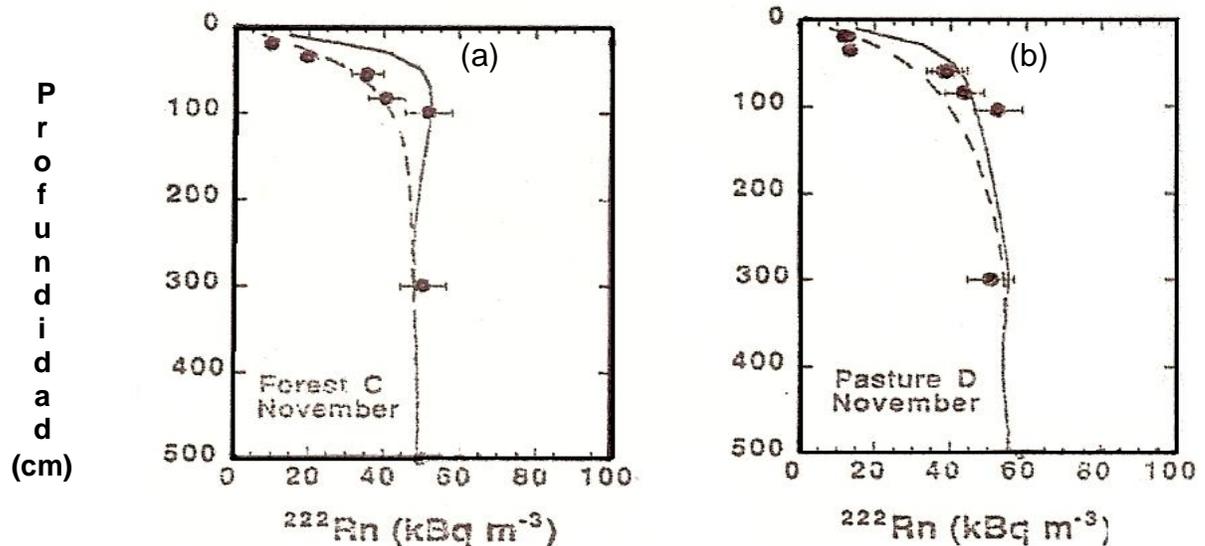


Figura 5. Concentración de radón (KBq m^{-3}) en la atmósfera del suelo de bosque (a) y pastizal (b). Las líneas punteadas y continua corresponden a dos variantes del modelo; y los puntos a los datos reales [15].

Así mismo, Dueñas y colaboradores realizaron medidas directas e indirecta de emisiones ^{222}Rn , con la finalidad de caracterizar el flujo de ^{222}Rn en los suelos de Málaga, España. Las medidas de Radón fueron acompañadas de registros de variables meteorológicas y de otros parámetros de los cuales depende el flujo superficial, tales como la humedad y gradiente geotérmico de los suelos, entre otras. Las medidas directas fueron realizadas a través del método de cámara cerrada, mientras que las medidas indirecta son el resultado de la aplicación de la 1^{era} y 2^{da} ley de Fick's y la medida de concentración de ^{222}Rn en distintas profundidades de suelo. Ambos métodos fueron aplicados sobre 4 tipos de suelos, 2 arcillosos y 2 arenosos, con diferencias, principalmente, en la compactación y la permeabilidad. Estos investigadores confirmaron las observaciones realizadas por Dörr y Münnich sobre la dependencia del flujo de Radón con la textura de los suelos, encontrando mayores valores de flujo en suelos arcillosos, en comparación con suelos con texturas arenosas (tabla 3). Además de los de flujos fueron calculados los coeficientes de difusión del ^{222}Rn en cada uno de los suelos estudiados (tabla 1), a través de los valores de porosidad y considerando la difusión molecular del radón en el aire $0,1 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ y $10^{-5} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ para el agua. [16]

En 1999, Lehmann y colaboradores, con el fin hacer un análisis más detallado de los procesos de transporte de gas en el suelo, variación temporal y efectos de la humedad del suelo, realizaron un monitoreo continuo de la concentración de ^{222}Rn a varias profundidades de un suelo, con intervalos de muestreo de 60 minutos. Los autores encontraron que existe una relación entre el porcentaje de agua en el espacio de poro y la concentración de ^{222}Rn en los suelos. La figura 6 muestra el registro de la concentración de ^{222}Rn a cuatro profundidades del suelo ($Z= 5, 10, 25$ y 50 cm por debajo de la superficie) tomados en el transcurso de seis días consecutivos, sin precipitación. Durante este tiempo, el suelo fue secándose, causando un cambio secuencial en la concentración de ^{222}Rn a casi todas las profundidades seleccionadas para el estudio. El porcentaje de espacio de poro lleno de agua, a 10 cm de

profundidad, descendió de 45% a 30% durante los 6 días de muestreo, esto permitió que a 5 y 10 cm de profundidad la concentración de ^{222}Rn disminuyera continuamente, por aumento de la difusión, en ese lapso. Los cambios en la concentración de ^{222}Rn a 25 cm fueron observados a partir del tercer día de monitoreo; mientras que a 50 cm de profundidad, la concentración de ^{222}Rn permaneció prácticamente constante durante todo el periodo de observación; es decir, un aumento de la velocidad de difusión en la superficie no afectaría la concentración a los 50 cm de profundidad [17].

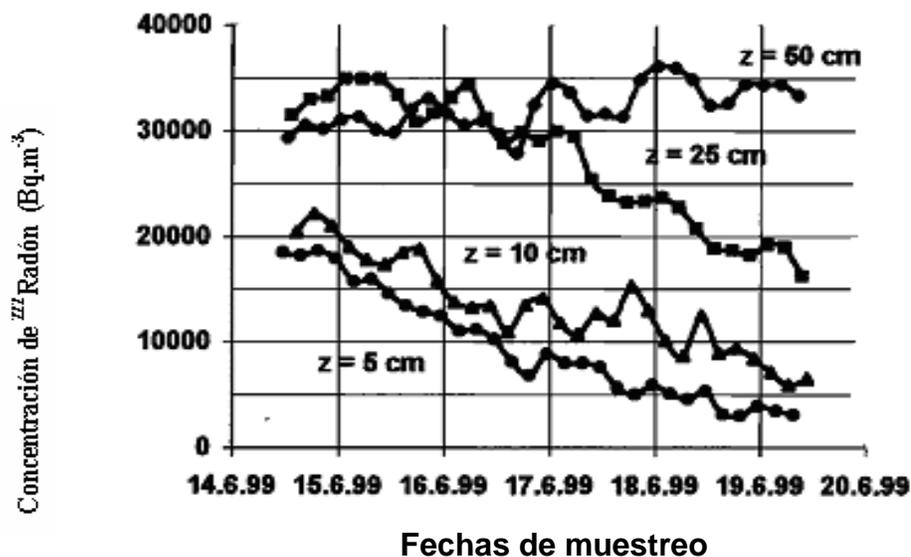


Figura 6. Concentración de ^{222}Rn durante los primeros 6 días de muestreo a diferentes profundidades [17].

Interesados en conocer la difusión de ^{222}Rn en el suelo a distintas profundidades y su relación con el contenido de agua en el espacio de poro, estos investigadores, realizaron, por un periodo de tres semanas, un registro continuo de la concentración de ^{222}Rn a una profundidad de 50 cm (figura 7), y de la fracción de agua en los espacios de poro a profundidades de 6 y 40 cm del suelo y de las precipitaciones (figura 8) [17]. De este modo, Lehmann y colaboradores lograron calcular 168 valores de la difusión en el suelo (figura 9); y observaron que la difusión efectiva del ^{222}Rn disminuyó en un orden

de magnitud (de 1×10^{-6} a $3 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) durante el tiempo de monitoreo. Cabe destacar que estos valores de difusión fueron inversamente proporcionales a los valores de la concentración ^{222}Rn que varió entre 10 y 60 KBq m^{-3} , durante el mismo periodo, a 50 cm de profundidad. Estos cambios temporales en la difusión efectiva del ^{222}Rn y en su concentración a 50 cm de profundidad ocurrieron durante la segunda mitad del muestreo (figuras 7 y 8) y son atribuibles a los cambios en el porcentaje de agua en el espacio de poro producto de las fuertes lluvias ocurridas en la segunda mitad del periodo de monitoreo. Estos investigadores concluyeron además que el aumento de la concentración de ^{222}Rn a 50 cm por debajo de la superficie del suelo no solo es debido al descenso de la difusión en el suelo sino también a la presencia de franja superior de suelo muy húmeda la cual frena casi totalmente el transporte de gas hacia la superficie [17].

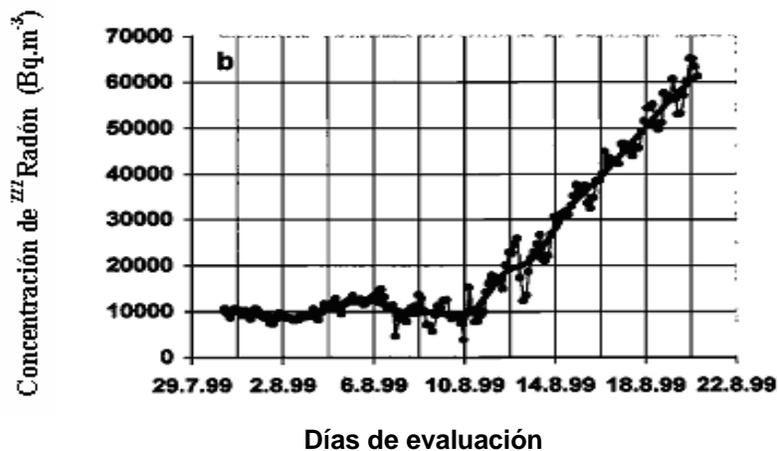


Figura 7. Concentración de Radón en suelo a 50 cm de profundidad evaluada durante 3 semanas, con un evento de lluvia [17].

Un comportamiento similar tuvo la difusión efectiva del radón en suelos de Costa Rica; en un estudio realizado para determinar la influencia de la precipitación en la concentración de ^{222}Rn en el subsuelo y su efecto en la exhalación de este gas hacia la atmósfera en tres áreas de Costa Rica: San José, Alajuela, Guanacaste [18]. Es importante destacar que la metodología analítica utilizada en este estudio fue la basada

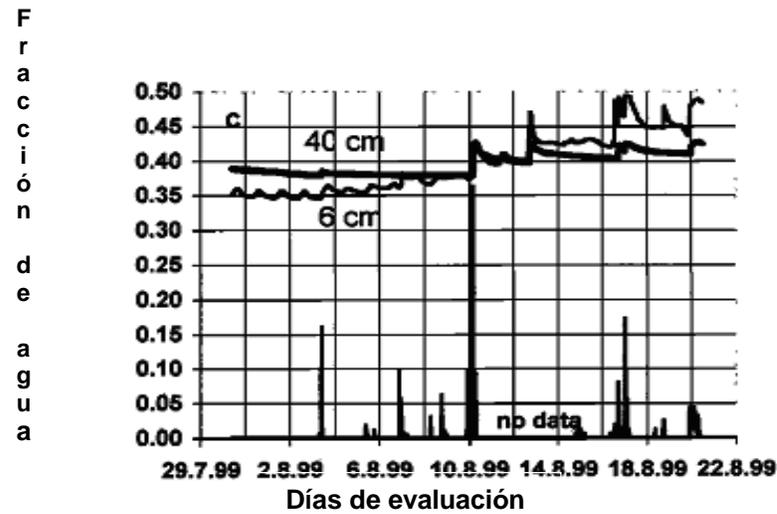


Figura 8. Espacio de poro lleno de agua a 40 y 6 cm de profundidad ^[17].

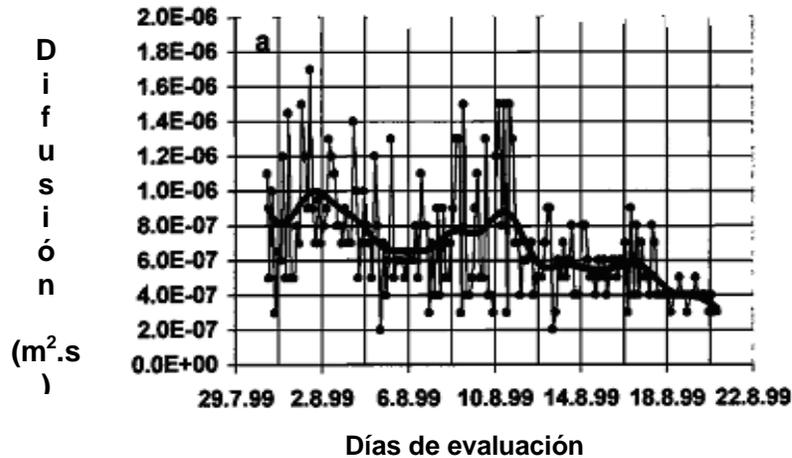


Figura 9. Difusión de Radón en suelo durante 3 semanas a 50 cm de profundidad ^[17].

en la detección de las partículas α a través de dos detectores: (a) de barrera superficial a base de silicio y (b) de película de nitrato de celulosa. Ambos detectores registran los trazos dejados por las partículas α , producto del decaimiento radiactivo del ^{222}Rn . Estos detectores fueron colocados en el campo dentro de un agujero, recubierto con PVC, de un metro de profundidad, en el cual los detectores se instalaron a 10 cm del fondo. Los valores de concentración integrada de ^{222}Rn obtenidos para todo el perfil del suelo variaron desde $(4592 \pm 497) \text{ Bq m}^{-3}$ en la época seca hasta $(11942 \pm 676) \text{ Bq m}^{-3}$ en la época húmeda. La figura 10 muestra un conjunto de datos de concentración de

^{222}Rn y de precipitación. Los valores de precipitación representan un acumulado diario; mientras que la concentración de ^{222}Rn presentada es el promedio diario calculado a partir de las medidas tomadas cada hora, para un periodo casi de cuatro meses. La concentración de ^{222}Rn varió temporalmente con una correlación directamente proporcional a la precipitación. Por ejemplo, de agosto hasta principios de noviembre la concentración de ^{222}Rn incrementó constantemente, esto estuvo correlacionado con un ligero aumento de la precipitación (figura 10) [18].

A partir de principios de noviembre hasta diciembre, a medida que la precipitación incrementaba, ocurría lo mismo con la concentración de ^{222}Rn ; con un máximo de precipitación en el mes de diciembre. En este estudio, cuando el suelo está completamente saturado de agua, el valor del coeficiente de difusión del ^{222}Rn podría descender por debajo del coeficiente de difusión del agua ($10^{-9} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$). Por el contrario, cuando el suelo estaba completamente seco, el coeficiente de difusión del ^{222}Rn podía alcanzar el valor del coeficiente en el aire ($10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$). De este modo, los flujos obtenidos en época seca podrían ser hasta dos órdenes de magnitud mayores que los evaluados en la época de lluvias [18]. Esta relación entre el contenido de agua en los suelos y la concentración de ^{222}Rn también ha sido observada en ecosistemas ubicados en latitudes medias, como los son suelos cubiertos de pastizales en los Alpes franceses, en los cuales la concentración de ^{222}Rn fue monitoreadas en distintas estaciones climáticas, con el objetivo de conocer la variación temporal y el rol que juega el agua subterránea en la distribución del ^{222}Rn en los suelos. La concentración de ^{222}Rn presenta variaciones estacionales moderadas, mostrando mayores valores de concentración de ^{222}Rn en el invierno en comparación con los observados en el verano [19].

En el 2004, Martens y colaboradores realizaron un trabajo en la región boscosa de la Cuenca Amazónica, específicamente en el Bosque Nacional Tapajós, ubicado en el Estado de Pará, Brasil. En dicha investigación, los autores observaron que el flujo de

radón en la superficie del suelo presenta diferencias estacionales estadísticamente significativas. Los valores del flujo ^{222}Rn fueron mayores en la época seca que en la lluviosa (tabla 1), corroborándose la disminución del coeficiente de difusión con el aumento en el contenido de agua en los poros del suelo [20].

En Venezuela, durante el estudio de emisiones biogénicas de N_2O en campos agrícolas al norte del estado Guárico, ha sido utilizado el ^{222}Rn como instrumento para determinar la difusión efectiva de N_2O en suelos [9]. La difusión efectiva del ^{222}Rn (cm^2/s) calculada en función de la profundidad presenta el menor valor a 25 cm de profundidad, incrementando a profundidades menores y mayores (figura 11). La baja difusión de este gas a 25 cm de profundidad podría ser consecuencia de la presencia de alguna barrera (cambio de textura) que impide la fácil migración de las moléculas del gas en el medio poroso; es decir disminuye la velocidad de difusión.

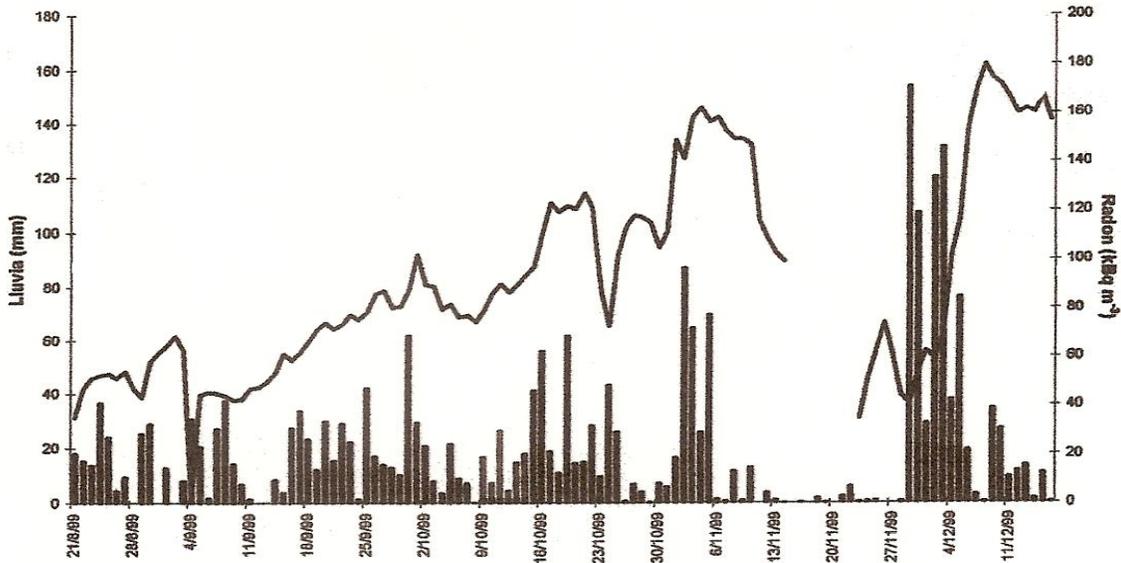


Figura 10. Concentración de Radón (promedio diario) (curva superior) y registro de la precipitación (barras) [18].

El cálculo de la difusión efectiva a distintas profundidades fue realizado asumiendo un flujo superficial de $72 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. El suelo en este estudio es un vertisol con arcillas del tipo expansivas; esto es, arcillas con una porosidad que disminuye al incrementar el contenido de agua del suelo. Entonces, estas arcillas pudieran tener una mayor concentración a la profundidad mencionada. La concentración de radón fue correlacionada con el %WFPS (porcentaje de espacio de poros ocupados por agua) en el perfil del suelo; para lo cual, se evaluó el %WFPS al mismo momento de la toma de las muestras para determinar la concentración de ^{222}Rn (figura 12). De este modo, se pudo observar que las concentraciones mayores del gas noble y los valores más altos de %WFPS se midieron a la misma profundidad. Este es un resultado coincidente con los comportamientos obtenidos por los autores ya mencionados en este texto. La presencia del agua en el suelo actúa como una barrera creando zonas de acumulación de los gases, ya que la difusión molecular de los gases tiende a ser 10^4 veces menor en el agua que en el aire^[9].

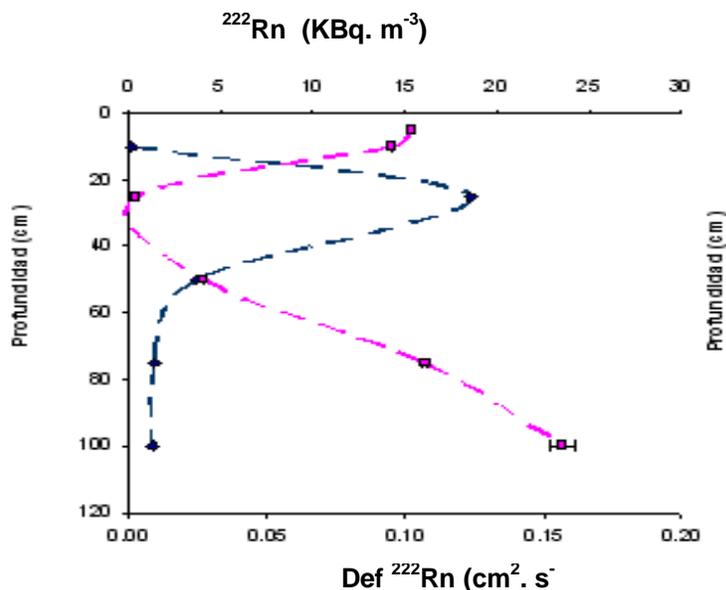


Figura 11. Concentración de ^{222}Rn (KBq/m^3) (línea azul) y difusión efectiva del ^{222}Rn (cm^2/s) (línea rosada) de los suelos estudiados en función de la profundidad^[9].

La utilidad del radón como elemento trazador también abarca la difusión de gases en capas de la atmósfera. Trumbore y colaboradores utilizaron el radón para determinar la velocidad de difusión nocturna de los gases emitidos por los suelos en la atmósfera inmediatamente por encima de estos, hasta una altura de 41m; es decir, en el aire atrapado entre el suelo y el dosel del bosque, en áreas del bosque lluvioso de la Cuenca Amazónica (Reserva Adolfo Ducke, Manaus, Brasil). Estos autores estudiaron la velocidad del intercambio nocturno de gases, ya que en el día, el intercambio ocurre a una mayor velocidad que de noche, resultando más difícil medir las variaciones de la concentración del ^{222}Rn con la altura, con la metodología analítica empleada por estos autores. La emisión del radón desde los suelos del bosque y la concentración ^{222}Rn en el aire a diferentes alturas desde el suelo, fueron usados para determinar la ventilación de la atmósfera entre el suelo y la copa de los árboles (dosel).

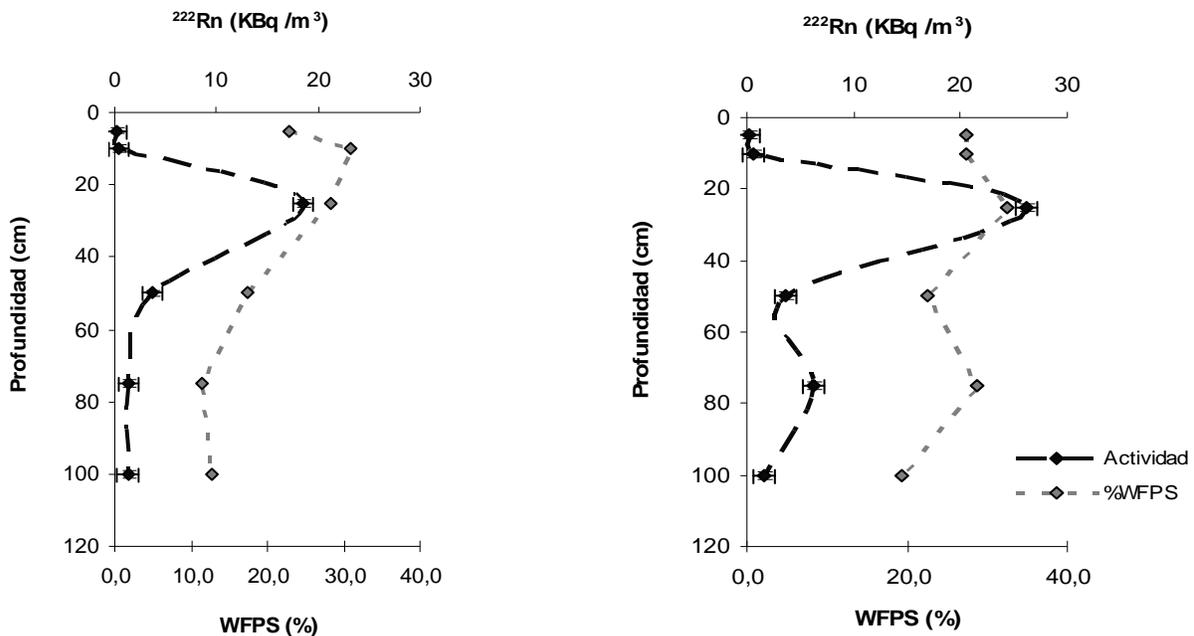


Figura 12. Concentración de ^{222}Rn y humedad, expresada como WFPS (%), de los suelos en función de la profundidad. (A) Mediciones del día 13/06/05; (B) Mediciones del día 26/06/05 [9].

La pérdida de radón es pequeña (equivale a un 2 a 3% de la emisión en la superficie del suelo) debido al decaimiento en esta zona, en comparación con las emisiones del suelo. La figura 13 muestra la variación de la concentración de ^{222}Rn y CO_2 en una columna de aire de 41 m de altura entre la superficie del suelo y el dosel del bosque; donde, las variaciones de la concentración de radón con la altura, entre el suelo y la copa de los árboles, estarían controladas por el equilibrio entre la emisión en los suelos, la ventilación y el almacenamiento. La similitud encontrada entre las graficas de la concentración de ^{222}Rn y CO_2 proporcionaron una valiosa información sobre los factores que regulan la concentración de CO_2 por debajo de la copa de los árboles durante la noche; se estaría evidenciando que existe una mayor dependencia con la estabilidad atmosférica de esta zona que con los procesos biológicos asociados a este gas ^[14].

Ussler III y colaboradores realizaron series de medidas de flujo de ^{222}Rn a través de una técnica de alta resolución, durante el verano de 1990 a 13 Km de Schefferville, Québec, Canadá, con la finalidad de conocer la tasa de intercambio de gases entre la biosfera y la atmósfera. El muestreo fue realizado en una torre micrometeorológica, ubicada en una zona con clima seco de montaña. Los autores calcularon la media de los flujos superficiales de ^{222}Rn desde el 23 de julio hasta el 1 agosto de 1990, obteniendo un valor de $(41,1 \pm 4,8) \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. La emisión de Radón en superficie fue evaluada en suelos con distintas coberturas, alfombra de líquenes y suelo descubierto. Estas emisiones presentaron diferencias significativas en el flujo superficial, siendo el suelo sin cobertura vegetal el que registro mayor magnitud ^[21].

En el trabajo realizado por Martens y colaboradores fue evaluado el intercambio neto nocturno de CO_2 del ecosistema de bosque (Bosque Nacional Tapajós, Brasil) utilizando el flujo de ^{222}Rn como trazador y el método de covarianza de Eddy para evaluar las concentraciones atmosféricas. Esto permitió evaluar el comportamiento de la concentración de los gases bajo el dosel del bosque y el intercambio de gases entre la copa de los árboles y la atmósfera por sobre el bosque, hasta 20 m por encima del

dosel del bosque, con el conocimiento previo del flujo del suelo, tanto en la época de sequía como en la de lluvia.

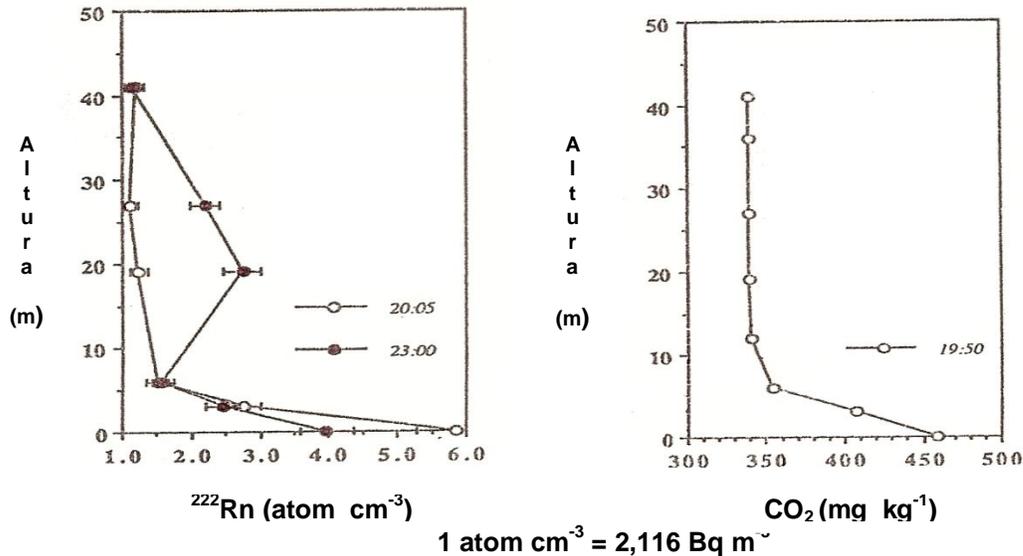


Figura 13. Perfiles de concentración de ^{222}Rn a dos horas distintas y de CO_2 , en una columna de aire de 41 m de altura en el bosque bajo el dosel ^[14].

Estos autores optimizaron la técnica analítica de conteo de partículas alfa utilizando una mayor cantidad de muestra; por lo cual, pudieron medir las variaciones de la concentración de ^{222}Rn con la altura durante las 24 horas del día. Las mediciones de la concentración de ^{222}Rn , en la zona por debajo de las copas de los árboles, demostraron que la concentración incrementaba a medida que la altura decrecía. Este comportamiento fue asociado con el rápido decrecimiento de la turbulencia y la tensión del viento a medida que disminuye la altura, lo cual genera como consecuencia una baja difusión efectiva de ^{222}Rn en las capas más cercanas a la superficie del suelo, en comparación con las capas superiores cercanas al dosel del bosque. La concentración de CO_2 dentro del dosel del bosque varía de forma similar al ^{222}Rn (figura 14). La concentración de CO_2 en el dosel del bosque estaría regulada por este comportamiento físico y no estaría afectado por las variables biológicas, como ya Trumbore y

colaboradores lo habían propuesto. De este modo, la variación diurna de la concentración de CO_2 en el dosel del bosque estaría afectada por la estabilidad atmosférica, mostrando mayores concentraciones en horas nocturnas y concentraciones menores al medio día, cuando la turbulencia vertical es mayor, como resultado del calentamiento de la superficie terrestre, por la incidencia solar. A pesar de la similitud que hay entre los perfiles de concentración de ^{222}Rn y CO_2 , existen obvias diferencias en las primeras horas de la mañana y en las horas nocturnas. Las diferencias diurnas se deberían al proceso fotosintético, donde el CO_2 es consumido. Esta sería la razón por la cual disminuiría la concentración CO_2 antes que la concentración de ^{222}Rn . La concentración de radón decrece debido a cambios en las condiciones atmosféricas que promueven el escape gases hacia la troposfera libre.

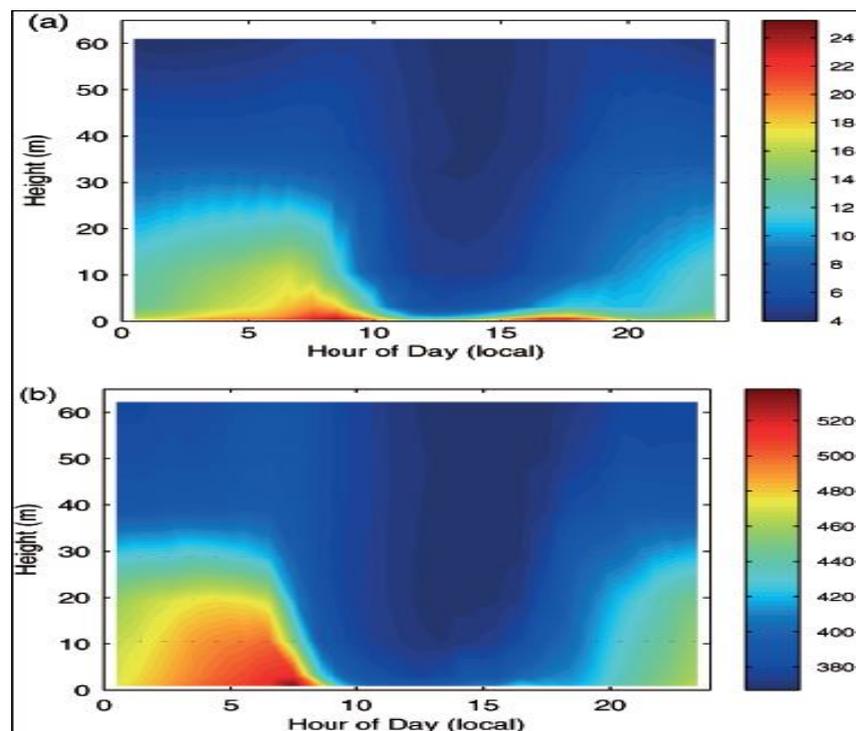


Figura 14. (a) Concentración de Radón (Bq m^{-3}) y (b) concentración de CO_2 (mg m^{-3}) en función de la altura (m) desde el suelo hasta 20 m sobre el dosel [20]

En horas nocturnas, en ausencia de luz, el CO₂ producido por la respiración de las plantas y raíces, no es consumido por el proceso fotosintético, acumulándose bajo el dosel del bosque por la estabilidad atmosférica [20].

Otro de los usos que han tenido las mediciones de la concentración atmosférica de ²²²Rn ha sido para entender los procesos físicos que regulan la concentración de gases en la atmósfera. Por ejemplo, en el 2005, una técnica sensible de muestreo fue utilizada para medir la concentración de ²²²Rn en el aire de espacios abiertos a una altura de 1,8 m en la India, por un periodo de 6 meses. Los autores de este trabajo calcularon el valor promedio de la concentración de ²²²Rn equivalente en el equilibrio, utilizando las concentraciones de los productos del decaimiento radiactivo del ²²²Rn; tales como, ²¹⁸Po, ²¹⁴Pb y ²¹⁴Bi, obteniendo un valor promedio de 5,62 Bq m⁻³; y valores de la concentración de la mañana, la tarde y la noche de 9,15; 2,85 y 5,33 Bq m⁻³, respectivamente. La figura 15 muestra la relación que existe entre la temperatura y la concentración atmosférica de de ²²²Rn equivalente en equilibrio, la cual presenta un comportamiento parecido a una exponencial negativa. Esto puede ser explicado principalmente por los cambios en la estabilidad atmosférica generados por distintas temperaturas del suelo como resultado de la radiación solar. Durante el día la temperatura del suelo se incrementa y calienta el aire en contacto con ella generándose una circulación de aire superficial termoconvectiva; de este modo, el aire es dispersado verticalmente, diluyéndose las concentraciones de los gases presentes, como la del ²²²Rn en este caso. Después del atardecer, la temperatura del suelo comienza a disminuir, ya no puede calentar las masas de aire adyacentes, generando un aumento en la estabilidad atmosférica; es decir, solo se producen débiles movimientos convectivos, con lo cual se tiende a acumular el aire cerca de la superficie del suelo y esto hace que las concentraciones de los gases se incrementen y en particular la del ²²²Rn [22].

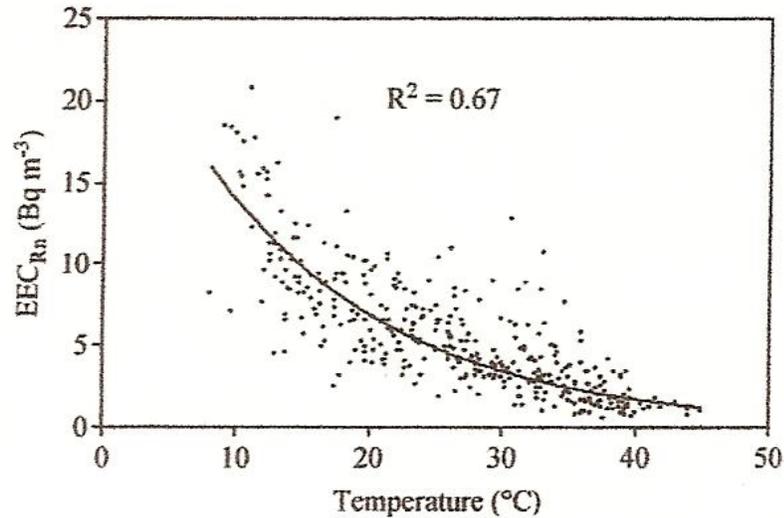


Figura 15. Concentración de de ^{222}Rn equivalente en equilibrio en función de la temperatura [22].

En el año 2006, Sturm y colaboradores, realizaron medidas diurnas simultáneas de la concentración atmosférica de CO_2 y de ^{222}Rn , durante un periodo de 4 meses, a 35 metros de altura, en una torre en el centro de la ciudad de Bern, Suiza, como parte de un estudio del ciclo del carbono en zonas urbanas llevado a cabo por un año. Las medidas de concentración de Radón fueron realizadas con la ayuda de un detector de decaimiento alfa, el cual proporcionaba valores cada hora. Utilizando los valores de la concentración atmosférica de CO_2 y ^{222}Rn en una corta escala de tiempo, y la velocidad de emisión de este último, desde el suelo al aire, fue posible estimar el flujo de CO_2 entre los meses de febrero y abril del 2004 obteniendo un valor de $11,0 \pm 4,5$ mmoles $\text{CO}_2 \text{ m}^{-2}\text{h}^{-1}$ [23]. Estos autores encontraron una relación inversamente proporcional entre las concentraciones de CO_2 y de ^{222}Rn con la velocidad del viento (figura 16). Igualmente encontraron que la correlación entre las concentraciones de CO_2 y de ^{222}Rn con la dirección del viento no era importante ya que viento con alta velocidad presento dos direcciones predominantes: Sur-Oeste a Oeste (225° a 270°) y Noreste a Este (45° a 90°). En este estudio se utilizó la concentración de radón como una más de las herramientas que además incluyeron concentraciones de algunos isótopos naturales como $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ del CO_2 con lo cual pudieron evaluar el intercambio neto de carbono

del ecosistema a través de correlaciones con los parámetros meteorológicos y discriminado entre las fuentes del CO_2 [23].

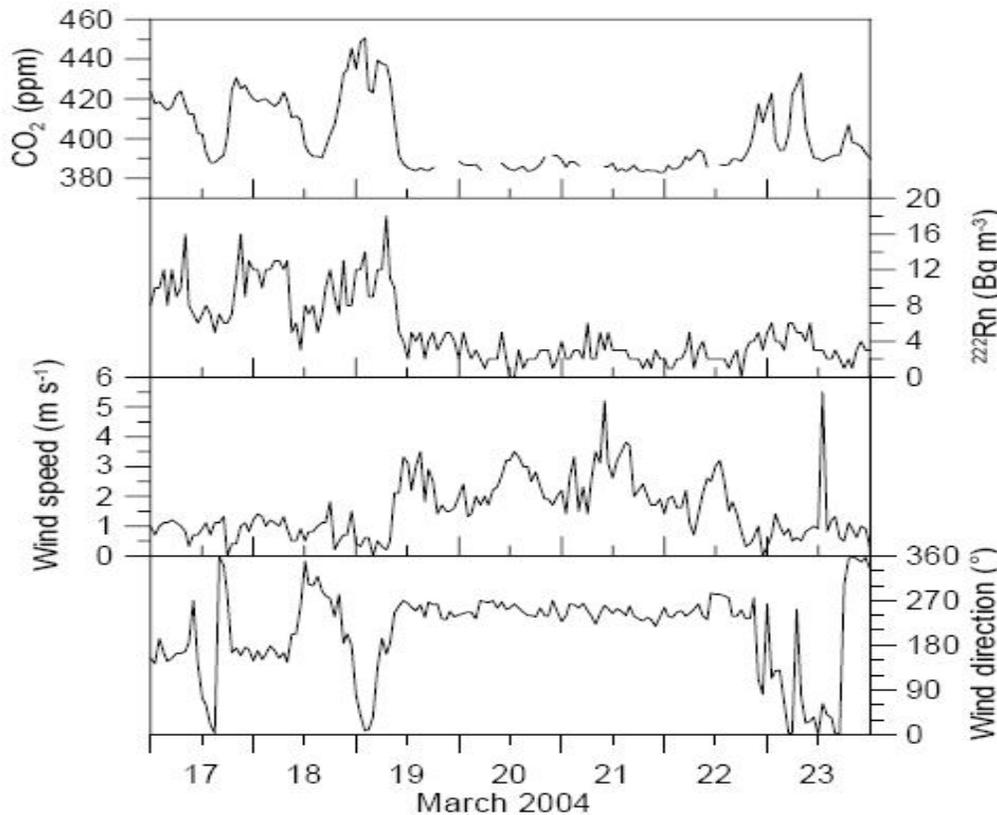


Figura 16. Concentración de CO_2 y ^{222}Rn , velocidad y dirección del viento, durante 7 días en el mes de marzo del 2004 en la ciudad de Bern, Suiza [23].

En la tabla 1 podemos observar que las concentraciones de ^{222}Rn en el perfil del suelo de un suelo con textura arcillosa tienden a ser mayores que las determinadas en perfiles de suelos con textura arenosa. En cambio, cuando se trata de la difusión efectiva de ^{222}Rn , ésta presenta valores mayores en los suelos con texturas arenosas en comparación con la medida en suelos con textura arcillosa. Al ser menor el tamaño de la partícula que forma el suelo (arcillas), éste presentara un mayor empaquetamiento, y por ende el espacio intersticial será menor que en los suelos con

partículas mas grandes (arenoso), dificultándose el movimiento de los gases que se producen en los suelos hacia la superficie. La tendencia de los valores de la difusión explican, a su vez, las concentraciones altas en el perfil del suelo. La producción de ^{222}Rn es constante en el suelo y al no poder desplazarse con facilidad a través de los espacios intersticiales, el gas empieza acumularse en los suelos, en cantidades inversamente proporcionales a valor de la difusión efectiva.

El flujo superficial de ^{222}Rn es directamente proporcional a la difusión efectiva y a la variación de concentración de ^{222}Rn en el perfil de suelo. La tabla 3 presenta los valores de flujo superficial de ^{222}Rn en suelos con textura arcillosa y arenosa. Los datos allí presentados, parecerían demostrar que existe la tendencia a que los valores de flujo mayores se produzcan en suelos con textura arcillosa; en contraste con, los valores reportados en suelos arenosos, aun cuando estos suelos presentan valores mayores de difusión. Otro factor que puede afectar el movimiento de los gases en los suelos hacia la superficie, además de la textura, es la cantidad de agua en el espacio intersticial; ya que en el agua un medio en el cual todos los gases presentan menor difusión que en el aire. Es por esta razón que se han encontrado diferencias estacionales significativas en los flujos superficiales de ^{222}Rn ; siendo mayores los flujos en la época de sequía.

Tabla 1. Difusión efectiva de ^{222}Rn y el rango de concentración en perfiles de suelos.

Lugar	Textura de suelo o tipo de suelo	Difusión efectiva del radón ($\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$)	Rango de concentración en perfiles de suelo (Bq m^{-3})	Ref.
Heidelberg, Alemania	Arcillosa Arenosa		(8.300 - 41.650) (500 - 3.300)	[13]
Bosque amazonico, Reserva Adolfo Ducke, Manaus, Brasil	Arcillosa Arenosa	$0,008 \pm 0,004$ $0,033 \pm 0,030$	(1.060- 52.900) (210 – 7.400)	[14]
Málaga, España	Arcillosa (permeable) Arcillosa (impermeable) Arenosa (compacta) Arenosa (suelta)	$0,0025 \pm 0,0001$ $0,021 \pm 0,004$ $0,0040 \pm 0,0004$ $0,0102 \pm 0,0004$	(2.000 - 22.000) (400 - 4.100) (100 - 2.200) (500 - 8.000)	[16]
Zona Agrícola, Norte del Estado Guárico, Venezuela	Vertisol (arcillas expansivas)	$0,08 \pm 0,05^*$	(1.000 -25.000)	[9]
USA	Húmedo 20 % Húmedo 90%	$1,2 \times 10^{-2}$ 2×10^{-5}	----	[24]

*Valor promedio de la difusión efectiva de un perfil de suelo con datos correspondientes a 5, 10, 25, 50,75 y 100 cm de profundidad.

Tabla 2. Difusión efectiva de ^{222}Rn en suelos no-consolidados

Tipos de suelos	Difusión efectiva de ^{222}Rn , D_e (cm^2s^{-1})	Porosidad (p_t) y contenido de agua (R_s y w)	Referencias
Arenas y limo compactados	$(3,0 \pm 1,3) \times 10^{-2}$	$p_t = 0,29-0,36$ $R_s = 0,05-0,34$	Silker and Kalkwarf (1983)
Arenas y arcillas Compactadas	$(3,2 \pm 1,5) \times 10^{-2}$	$p_t = 0,32-0,39$ $R_s = 0,09-0,55$	Silker and Kalkwarf (1983)
Arcillas compactadas	$(2,5 \pm 1,0) \times 10^{-2}$	$p_t = 0,32-0,43$ $R_s = 0,06-0,34$	Silker and Kalkwarf (1983)
Arena	$2,7 \times 10^{-2}$	$w = 1,5\%$ peso seco	Strong et al. (1981)
Arcilla	$2,5 \times 10^{-3}$	$w = 10,5\%$ peso seco	
Limo	$6,0 \times 10^{-4}$	$w = 17,3\%$ peso seco	
Limo	8×10^{-3}	Seco = 37%	Tanner (1964)
Lodo	$5,7 \times 10^{-6}$	Seco = 37%	Tanner (1964)
Concreto	$4,3 \times 10^{-4}$		Savovic y Djordjevich (2008)
Concreto	$(0,8-8,4) \times 10^{-4}$		Stranden (1988)
<p>p_t = porosidad total, R_s = saturación volumétrica de agua, w = % de contenido de agua Tabla obtenida de Nazaroff [25]</p>			

Tabla 3. Flujo superficial de ^{222}Rn ($\text{Bq m}^{-2} \text{h}^{-1}$) de suelos.

Lugar	Textura del suelo	Periodo Climático	Flujo superficial de radón ($\text{Bq m}^{-2} \text{h}^{-1}$)	Ref.
Camping County, Illinois			85 ± 46	[12]
Heidelberg Alemania	Arcillosa Arenosa		82 ± 18 $17,2 \pm 2,2$	[13]
Bosque amazónico, Reserva Adolfo Ducke, Manaus, Brasil	Arcillosa Arenosa		$29,0 \pm 5,3$ $22,9 \pm 5,3$	[14]
Bosque boreal, Schefferville, Québec, Canada			$41,1 \pm 4,8$	[19]
Málaga, España	Arcillosa (permeable) Arcillosa (impermeable) Arenosa (compacta) Arenosa(suelta)		43 ± 29 90 ± 47 $10,8 \pm 5,8$ 36 ± 14	[16]
Bosque Parque Nacional Tapajós, Estado de Pará, Brasil.	Arcillosa	Húmedo Seco	90 ± 12 131 ± 10	[19]

Aunque la textura es uno de los factores que regula el movimiento de los gases a través de los suelos, los resultados aquí reportados demuestran la gran variabilidad que pueden presentar los valores de concentración ^{222}Rn , y principalmente, los de difusión efectiva. Los valores de difusión efectiva de ^{222}Rn pueden llegar a ser diferentes hasta de un orden de magnitud, en suelos con semejantes texturas. La difusión efectiva además de estar relacionada con la textura es función de otros parámetros y condiciones del suelo como la tortuosidad y la humedad; estas variables pueden ser la razón de las diferencias encontradas en los valores reportados en estos trabajos anteriormente citados.

Los valores de flujo superficial de ^{222}Rn en suelos con diferentes texturas tienden a ser mayores en suelos arcillosos en comparación con los registrados en suelos con textura arenosas. A pesar que el flujo de ^{222}Rn es una función que depende del coeficiente de difusión efectiva y de la concentración de ^{222}Rn , los valores de flujo de ^{222}Rn reportados por estos autores solo presenta variaciones en el mismo orden de magnitud, que van desde 29 a 131 $\text{Bq m}^{-2} \text{h}^{-1}$, en suelos arcillosos y para suelos arenosos entre 10,8 y 36 $\text{Bq m}^{-2} \text{h}^{-1}$.

A escala global, el ^{222}Rn ha sido utilizado para la validación de modelos de transporte atmosférico global. Por ejemplo, un modelo desarrollado por Gupta M. en 2004, muestra diferencias notables de las concentraciones de Radón en la troposfera libre para los hemisferios Norte y Sur, debido principalmente a diferentes condiciones atmosféricas asociadas con la latitud. [26] Los valores reales utilizados para la validación del modelo fueron los resultados del estudio realizado por Kritz y colaboradores en el cual fueron medidas las concentración de ^{222}Rn desde la superficie del suelo hasta una altura de 11,5 Km, mediante 11 vuelos entre los meses de julio y agosto de 1994 [27]. En otro estudio, también a escala global, el ^{222}Rn ha sido utilizado como gas traza, para determinar el movimiento de los gases a nivel troposférico; siendo usada esta

información para caracterizar las variaciones estacionales y explicar las diferencias asociadas a la latitud del hidrogeno molecular (H_2) [28].

El uso de ^{222}Rn como trazador en estudios de transporte físico de gases de interés atmosférico, es de suma utilidad ya que puede ser aplicable desde escala local (para predecir transporte de suelo hacia la atmósfera de un ecosistema en particular), regional (por ejemplo, para entender el transporte vertical de corrientes marinas) y de circulación atmosférica global (para discernir las fuentes de gases de efecto invernadero debido a las variaciones en sus concentraciones atmosféricas y como estas correlacionan con las concentraciones de ^{222}Rn). Todo esto es posible en vista de que la variación de las concentraciones y flujos de ^{222}Rn dependen del clima, tipo de suelo, ubicación geográfica y uso de la tierra, por lo cual es necesario su caracterización en el estudio de intercambio gaseoso biosfera-atmósfera para cuantificar el componente de difusión asociado a transporte físico.

En la actualidad la mayoría de las investigaciones asociadas a este elemento están relacionadas con su condición de contaminante atmosférico natural, como fue mencionado en la introducción [5]. Estas investigaciones han estado enfocadas a conocer la concentración de Radón en espacios cerrados, en los cuales la acumulación de ^{222}Rn era propiciada por la falta de ventilación; y recientemente los estudios están siendo focalizados en las emisiones desde la superficie terrestre. La información recabada ha sido de gran ayuda en la identificación de áreas donde las personas pueden correr el riesgo de estar expuestas a altas concentraciones ambientales de ^{222}Rn .

En China, Zhuo y colaboradores [29], motivados por el incremento en la concentración de ^{222}Rn en espacios cerrados, en los últimos 20 años, llevaron a cabo la actualización de un modelo de estimación de densidad de flujo superficial de ^{222}Rn , apoyándose en una nueva base de datos sobre el contenido ^{226}Ra en los suelos de China y la base de datos mundial de ecosistemas (GED) [30]. Todo esto con la finalidad

de proporcionar una plataforma para la estimación de densidad de flujo de Radón en la superficie de China, tanto anual como estacionalmente ^[29].

3. OBJETIVOS

Objetivo general

Determinar la difusión efectiva del ^{222}Rn y N_2O en un suelo agrícola del Estado Portuguesa bajo siembra directa con distintas historias de uso, a fin de cuantificar la contribución del transporte físico en la emisión superficial de gases de interés atmosférico.

Objetivos específicos

1. Determinar la concentración de ^{222}Rn en el aire intersticial del suelo a diferentes profundidades (10, 25, 50, 75 y 100 cm).
2. Determinar el flujo superficial de ^{222}Rn , utilizando los métodos de cámara cerrada sobre la superficie del suelo y las incubaciones de núcleos de suelos muestreados a 10, 25, 50, 75 y 100 cm de profundidad.
3. Calcular la difusión efectiva del ^{222}Rn , a partir del flujo superficial y la variación de la concentración de ^{222}Rn en los perfiles del suelo.
4. Calcular la difusión efectiva del N_2O , usando el valor calculado de la difusión efectiva del ^{222}Rn como gas traza.

4. METODOLOGIA EXPERIMENTAL

Existen diferentes métodos para determinar la concentración de $^{222}\text{Radón}$ en fase gaseosa; entre las cuales destacan los siguientes :

- Método para muestras discretas: Detección de centelleo de partículas alfa con sulfuro de zinc, activado con plata en celda de Lucas ^[31,32].
- Método pasivo por Integración: Detección de huellas generadas por impactos de partículas alfas sobre superficies sólidas; tales como, películas de nitrato de celulosa (LR -115) o de plásticos, aleaciones de carbonatos de glicol (CR-39), entre otros. Este método es conocido por sus siglas en ingles como (SSNTDs) (figura 17). Las huellas son rebeladas de forma química o electroquímica, a través de soluciones de NaOH o KOH. El conteo es realizado, en la mayoría de los equipos actuales, mediante el uso de un sistema de escaneo óptico, el cual determina los diámetros de las marcas, correspondientes al impacto de partículas alfas con diferentes energías asociadas ^[31,33]
- Método continuo: Espectrometría de radiación alfa. Este método esta basada en la utilización de el detector Barasol y de un monitor de Radón y Torio, los cuales son capaces de realizar medidas de Radón en tiempo real. Estos equipos constan de una cámara de medición optimizada, donde las radiaciones asociadas a las partículas alfas son detectadas a través de un diodo de silicón cubierto con una delgada lamina de metal, generalmente aluminio. La información es almacenada electrónicamente y luego procesada mediante un software. El monitor de radón y Torio es capaz de realizar medidas de forma continua y semi continua ^[31,33].

En el presente trabajo, las mediciones de la concentración de ^{222}Rn fueron realizada a través de un método para muestras discretas, usando el contador de centelleos de partículas alfas producto del decaimiento del ^{222}Rn .

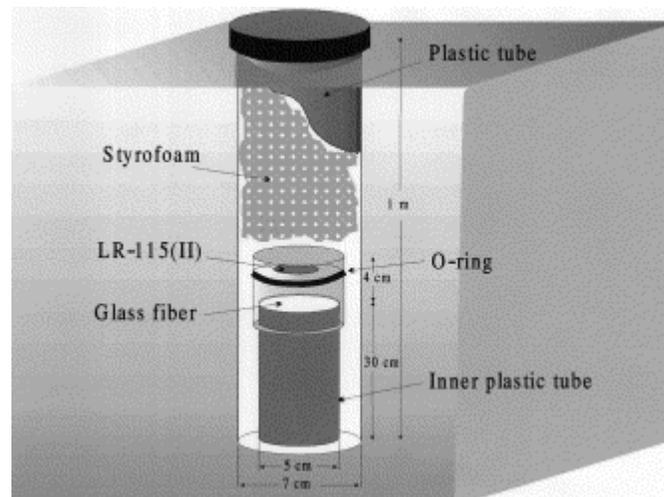


Figura 17. Método pasivo por integración. Detector de huellas de partículas alfas sobre superficies sólidas (SSNTDs) ^[31].

El método de detección de centelleo, utilizando celdas de Lucas, es uno de los más viejos y más ampliamente usados para la determinación de $^{222}\text{Radón}$ en campo. A pesar de no ser el método más sensible, permite la realización de medidas instantáneas, y el equipo puede ser fácilmente transportado. Otra ventaja de este método es la obtención de resultados en un tiempo mas corto, en comparación con el método de conteo de huellas, aumentando así la versatilidad y utilización del equipo en la evaluación de una mayor cantidad de muestras durante un periodo de recolección determinado ^[31]. En cambio, los otros métodos citados poseen la ventaja de poder realizar mediciones integradas (SSNTDs) y continuas (detector parasol y monitor Radón- Torio). Finalmente, el método para muestras discretas fue seleccionado para

esta investigación pues es el método disponible y en funcionamiento en el Lab. de Química Atmosférica del IVIC. Además, la metodología experimental para la determinación del flujo superficial y la variación de concentración en función de la profundidad utilizando la técnica de centelleo de partículas alfa descrita, ya fue la utilizada en una investigación previa a la de esta tesis en el laboratorio de Química Atmosférica.; por lo tanto, utilizar la misma técnica analítica permite poder comparar de manera adecuada la información generada [9].

4.1 Descripción de equipos y puesta a punto de cada uno.

4.1.1 Equipo para determinar la concentración de Radón.

El equipo utilizado, para la determinación de la concentración de ^{222}Rn , en una muestra de aire, fue un contador de centelleos de partículas alfa portátil, marca Pylon, modelo AB-5, (figura 18) [33].

Figura 18. Contador portátil Pylon AB-5 y Celdas de Lucas [34].

Los principales componentes de este contador portátil son: (1) un generador de centelleo, (2) un fotomultiplicador, y (3) una unidad de almacenamiento de datos. El generador de centelleo, celda de Lucas, está conformado por un revestimiento sulfuro de zinc, activado con plata, la cual genera impulsos de luz en respuesta a las partículas de energía liberadas por el material radiactivo. Las partículas alfa, emitidas a partir del decaimiento radiactivo del ^{222}Rn , al chocar con el sulfuro de zinc activado son convertidas en átomos de helio, y el sulfuro al relajarse, cuando regresa a su estado basal, emite fotones de luz. La ventana de la celda permite al equipo contar los impulsos de luz. Estos pulsos son amplificados por un tubo fotomultiplicador, con rango

de amplificación entre 600 y 1100 VCD, convirtiéndolos en impulsos electrónicos. Estos impulsos son enviados a un microprocesador que, transforma las señales analógicas en señales digitales, generando pulsos que son contados y registrados en intervalos definidos.

Las celdas de Lucas utilizadas (marca Pylon Electronics inc., modelo 110 A) tienen una eficiencia aproximada de $0,75 \text{ cpm dpm}^{-1}$ (cuentas por minuto por desintegraciones por minuto); lo cual, significa que el 75% de las desintegraciones son contabilizadas por el equipo. La sensibilidad en el equilibrio es de $0,76 \text{ cpm } (\mu\text{Ci l}^{-1})^{-1}$ (cuentas por minuto entre μCi por litro); esto es el número mínimo de cuentas por las desintegraciones posible en un volumen de muestra. La eficiencia y la sensibilidad son las indicadas en el manual del equipo [33].

El equipo fue calibrado mediante la utilización de un estándar de calibración de ^{226}Ra que proporciona una concentración de ^{222}Rn en equilibrio de 6.783 dpm (Marca Pylon Electronics inc., modelo 3150 A y numero de serie 224). La calibración realizada permitió minimizar el ruido en relación a la señal del detector. Para esta operación, los controles del equipo fueron utilizados de la siguiente manera: (disc) para discriminar los pulsos, y (HV) para regular la corriente suministrada al fotomultiplicador durante el proceso de amplificación de la señal. El discriminador de pulsos (disc) permite separar el ruido de los pulsos energéticos producidos por las partículas alfas. Cuando este es colocado en una posición muy baja, el contador Pylon AB-5 estará en una condición muy sensible y una gran cantidad de la señal de fondo podría ser contada, y si por el contrario, es colocado en una posición muy elevada, el contador no será lo suficientemente sensible para detectar las partículas alfa presentes. Además, la calibración permitió determinar el voltaje que debe ser aplicado al fotomultiplicador para obtener la menor variación en el numero cuentas por minuto cuando es modificado el voltaje (Para detalles ver Apéndice A). Una vez finalizada la calibración fueron obtenidas las condiciones optimas de operación del equipo; de modo que esta

investigación todas las evaluaciones de la concentración de $^{222}\text{Radón}$ fueron realizadas usando los valores son 7 y 8,5 para Disc y HV, respectivamente (ver Apéndice A).

4.1.2 Equipo utilizado para el monitoreo de humedad del suelo.

Para evaluar la humedad del suelo, en esta investigación, se utilizaron sensores de medición continua. El equipo utilizado esta conformado por un sensor modelo EC-5 y un colector de datos (Datalogger) modelo Em-5, ambos marca ECH₂O (Figura 19).



Figura 19. Sensor EC-5 y el colector de datos Em-5 marca ECH₂O [35].

Este sensor permite evaluar el contenido volumétrico de agua en suelos mediante la medición de la constante dieléctrica utilizando la tecnología de “dominio capacitancia/frecuencia”; es decir, la humedad del suelo es una función de la la variación de la constante dieléctrica del suelo; la cual, a su vez, esta relacionada con el cambio en la frecuencia de una onda de radio que cruza el suelo. El sensor utilizado esta en capacidad de medir una oscilación de alta frecuencia que permite hacer

medidas de humedad de suelo más certeras, en cualquier tipo de suelos; sin ser afectado por la salinidad y la textura del suelo ^[35].

Un diseño muy robusto lo hace adecuado para que ser usado en trabajos de campo para estudios, entre otros, de interacciones planta-suelo-agua; ya que pueden ser colocados en la superficie o a distintas profundidades del suelo, donde sea necesario evaluar el contenido de humedad, sin ser dañados. De igual forma, puede ser usado para medir el contenido de agua en investigaciones sobre suelos en laboratorios (incubaciones) y en invernaderos. La calibración de fábrica de estos sensores fue realizada para diferentes tipos de suelos minerales, para perlita y para materiales aislantes minerales; de tal modo, que el fabricante proporciona un factor de calibración específico para cada material. Las mediciones de la humedad realizadas con estos sensores, considerando la variabilidad del contenido volumétrico de agua (CVA) detectado, tienen una resolución de 0,25 % y una certeza dentro del rango de ± 3 % en cualquier tipo de suelos, para mediciones dentro de un rango entre 1 y 100% de CVA ^[35].

La información generada por estos sensores es almacenada por un colector de datos Em-5, que tiene una capacidad máxima para almacenar información de 5 sensores, simultáneamente ^[36]. En campo esta información fue descargada diariamente y procesada en archivos de formato Excel. El conocimiento de la humedad de los suelos es clave para la discusión de los resultados obtenidos sobre la concentración de ^{222}Rn en los suelos, ya que como fue mencionado en la revisión bibliográfica, la humedad es uno de los factores que regula la movilidad y, por lo tanto, la concentración de Radón a cada profundidad del suelo

4.2 Calculo de la concentración de Radón en muestra de aire.

Durante la desintegración radiactiva del ^{222}Rn dentro de la celda de Lucas hay emisión de una partícula alfa y la formación de ^{218}Po ; lo cual, es un decaimiento con una velocidad menor que el subsecuente decaimiento del ^{218}Po . A partir del ^{218}Po , ocurren una serie de decaimientos rápidos hasta dar origen al ^{210}Pb (Figura 1). Durante los decaimientos rápidos hay emisiones de partículas alfa producto de la desintegración de los isótopos del Polonio 218 y 214. De tal modo que la desintegración del ^{218}Po , primer hijo radiactivo del Radón, con una vida media de 3,05 minutos, ocurre poco tiempo después de su formación. Mientras que el decaimiento del isótopo 214 del Polonio depende de la formación y desaparición de otros elementos radiactivos (^{214}Pb y ^{214}Bi). El tiempo que tarda en ocurrir esta desintegración esta controlada por el isótopo con mayor tiempo de vida media entre estos 2 elementos intermedios; y este es el ^{214}Pb que posee una vida media de 26,8 minutos.

El Pylon AB-5 es un contador de partículas alfas, no un detector específico de Radón; ya que el equipo no es capaz de diferenciar si las partículas alfas detectadas corresponden a la desintegración de un átomo de ^{222}Rn , ^{218}Po o ^{214}Po . Por esta razón, la metodología planteada en el manual del equipo recomienda no evaluar la muestra de aire inmediatamente después de la recolección. Para una correcta determinación de la concentración de ^{222}Rn en una muestra de aire, es necesario esperar que las emisiones alfas se homogenicen; es decir, que las partículas alfas, detectadas por el equipo, correspondan a los 3 átomos emisores de partículas alfa (^{222}Rn , ^{218}Po o ^{214}Po). Estos isótopos presentan relaciones estequiométricas entre sí; es decir, que por cada átomo de ^{222}Rn se produce un átomo de ^{218}Po , y por cada átomo de ^{218}Po uno ^{214}Po . El tiempo necesario para que las emisiones alfas, por parte de estos 3 átomos, ocurran por igual, es aproximadamente 2 horas (poco más de 4 veces la vida media del ^{214}Pb); por lo tanto, este es el tiempo mínimo que debe esperarse entre la recolección de la muestra y el inicio del conteo con el detector. Tomando en cuenta esta consideración, la

concentración de ^{222}Rn en una muestra de aire puede ser calculada a través de la siguiente ecuación (ecuación 5):

$$[^{222}\text{Rn}] = \frac{NCPM \times C}{D \times F \times E \times V \times A} \quad [\text{Ecuación 5}]$$

Donde:

$[^{222}\text{Rn}]$: concentración de Radón, ($\mu\text{Ci L}^{-1}$)

NCPM: numero de cuentas totales por minutos (cpm).

C: factor de corrección de decaimiento durante el conteo; el valor depende del tiempo

D: número de emisores de partículas alfa; siendo $D=3$ para la determinación de ^{222}Rn .

F: factor de conversión entre dpm y μCi , $F= 2,22$

E: eficiencia de conteo; $0,76$ (cpm dpm^{-1}).

V: volumen de la celda de Lucas; $0,151 \pm 0,003$ (L)

A: factor de corrección de decaimiento entre el momento de recolección y el inicio del conteo y el valor depende del tiempo.

A su vez, NCPM es un valor calculado a través de la siguiente ecuación (ecuación 6):

$$NCPM = \left(\frac{NCTR}{TTC} \right) - BS \quad [\text{Ecuación 6}]$$

Donde:

NCTR: numero de cuentas totales registradas.

TTC: tiempo total de conteo.

BS: señal de fondo de la celda utilizada, expresada en cuentas por minuto (cpm).

La señal de fondo (BS), de cada celda utilizada en este trabajo, fue previamente evaluada; y corresponde al NCTR medido en la celda totalmente vacía, durante 5 intervalos de 10 minutos cada uno. El valor de BS fue calculado dividiendo el NCTR durante los 5 intervalos por el tiempo total de conteo (TTC); es decir, 50 minutos.

Las muestras de aire, obtenidas desde las diferentes profundidades del suelo, la cámara y los frascos de incubación, fueron introducidas en las celdas de Lucas mediante jeringas de 60 ml. Justo antes de la toma de muestra, las celdas fueron vaciadas completamente, usando una bomba de vacío, permitiendo que las muestras en las jeringas sean introducidas por diferencia de presión a la celda. Cada celda fue llenada con dos jeringas de 60 ml para un volumen total de muestra de 120 ml. En el momento del llenado de las celdas, con la muestra, estas tenían 24 horas sin ser usadas y habían permanecido llenas de aire colectado en espacios abiertos (aire con concentraciones bajas de ^{222}Rn). Las muestras, antes de ser introducidas en las celdas, fueron pasadas a través de una columna rellena con Drierita ($\text{CaSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) y lana de vidrio, con la finalidad de remover el H_2O y cualquier partícula sólida suspendida; asegurando que no interactúen con las partículas alfa dentro de la celda de Lucas. El H_2O no solo pueden interactuar con las partículas alfa; si no que también, modificar las características del revestimiento interno de la celda (sulfuro de Zinc activado con plata) con lo cual generar una interferencia alterando el conteo real de ^{222}Rn .

Luego de introducir las muestras de aire a las celdas de Lucas, y esperar el tiempo requerido para la homogeneización, fueron evaluadas de forma preliminar para establecer el intervalo de conteo que permitiera obtener mínimo 2000 cuentas, contadas en total durante los 3 intervalos de conteo. Una vez establecido el intervalo de conteo fue iniciado el proceso de conteo de las emisiones alfas totales que permite la determinación de concentración de ^{222}Rn presente en la muestras de aire. Para seleccionar adecuadamente los valores de los factores de corrección del decaimiento, fue necesario registrar la fecha y hora de la recolección de la muestra y del inicio del

conteo; y así poder determinar el tiempo que transcurrió entre la toma de la muestra y el inicio del conteo, dato que junto al tiempo total de conteo permiten seleccionar los valores de los factores de corrección de decaimiento A y C, en la tabla del manual del equipo. Los resultados obtenidos mediante la ecuación 5, expresados en $\mu\text{Ci L}^{-1}$, fueron multiplicados por 37 (factor de conversión) para expresarlos en Bq m^{-3} , unidad de concentración utilizada en este trabajo.

El procedimiento anteriormente descrito fue aplicado en la determinación de la concentración de ^{222}Rn en muestras de aire, necesarias para el conocimiento del flujo de Radón en la superficie del suelo y la variación de la concentración de radón en función de la profundidad.

4.3 Determinación de la concentración de ^{222}Rn en el aire intersticial del suelo a diferentes profundidades.

En una calicata, de 1,2 m de profundidad, construida especialmente para esta investigación, fueron colectadas las muestras de aire a diferentes profundidades del suelo. Con este fin, en cada profundidad seleccionada (10, 25, 50, 75 y 100 cm) fue insertado, de forma horizontal, un tubo de acero inoxidable de 1/8 pulgadas de diámetro y 1,20 m de largo, con agujeros en un extremo y una conexión sellada con una tapa de goma de Silicona para introducir la jeringa, evitando pérdidas de los gases, con las cuales fueron extraídas las muestras, como lo indica la figura 20.

Una vez conocidas las concentraciones de ^{222}Rn a diferentes profundidades del suelo (figura 20), con esta información fue posible obtener los perfiles de concentración de Radón en el suelo de cada una de las zonas estudiadas. Con los perfiles de concentración fue calculada la variación de concentración en función de la profundidad ($\Delta C/\Delta z$), entre cada uno de las profundidades evaluadas a medida que descendemos en el perfil del suelo, utilizando, la ecuación 7.

$$\frac{\Delta C}{\Delta z} = \frac{(C_{i+1} - C_i)}{(z_{i+1} - z_{i1})}$$

[Ecuación 7]

Donde:

ΔC : variación de concentración de ^{222}Rn .

Δz : variación de profundidad en la calicata (m)

C_i : concentración de ^{222}Rn en la profundidad i de la calicata (Bq m^{-3}).

C_{i+1} : concentración de ^{222}Rn a una profundidad $i+1$ de la calicata (Bq m^{-3}).

Z_i : profundidad i de la calicata (m).

Z_{i+1} : profundidad $i+1$ de la calicata (m).

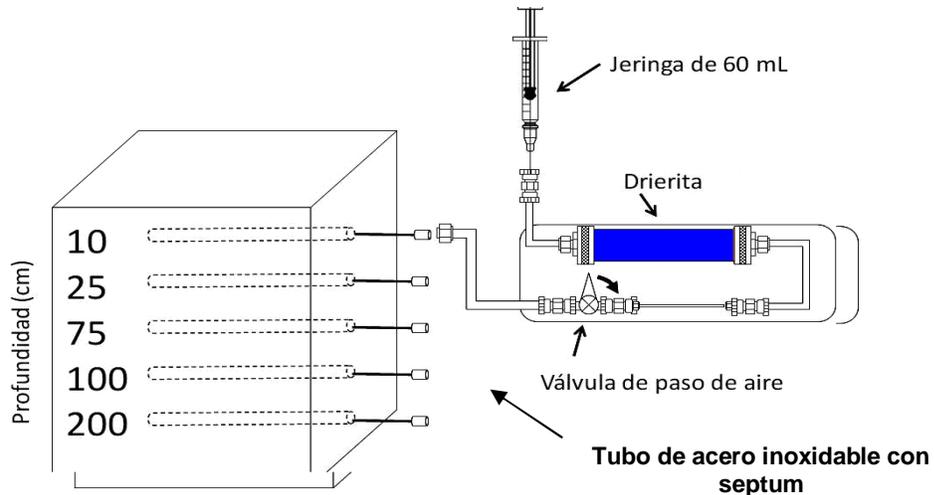


Figura 20. Montaje de muestreo en la calicata usado para medida de radón en profundidades de suelo.

4.4 Cálculo del flujo de ^{222}Rn de la superficie del suelo.

El flujo superficial fue calculado a través de dos métodos: (i) método de cámara cerrada y (ii) método de incubaciones de núcleos de suelo. Ambos métodos fueron utilizados con el fin de comprobar la validez de los resultados.

4.4.1. Mediciones de flujo de ^{222}Rn de la superficie del suelo por el método de cámara cerrada.

Una vez cerrada la cámara, colocada sobre la superficie del suelo, la concentración de los gases presentes comienza a aumentar hasta alcanzar un equilibrio entre la presión que ejerce el flujo del suelo y la presión en la cámara. La forma de la grafica de concentración de un gas, que no sufre ninguna transformación química dentro de la cámara, en función del tiempo, tiende a ser como la gráfica de la Figura 21.

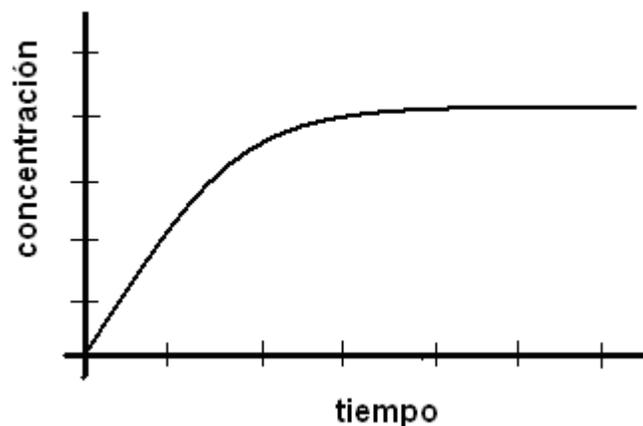


Figura 21. Grafica general de concentración de un gas dentro de la cámara, en función del tiempo.

El calculo del flujo superficial de ^{222}Rn a través del método de cámara cerrada esta fundamentado en el conocimiento de la variación de concentración en función del tiempo dentro de la cámara, la cual es determinada a través de la pendiente de la curva

($\Delta C/\Delta t$). Como podemos observar en la figura 21 existe una zona de mayor variación en función del tiempo, inmediatamente después de cerrar la cámara, y otra zona de poca variación, en la cual la cámara ya está saturada de radón y la curva de concentración alcanza una meseta. La pendiente de la curva es calculada a través de una regresión lineal, y como en toda técnica analítica, es necesario obtener un valor de pendiente representativo y con el menor error posible. Luego, utilizando este valor, fue calculado el flujo superficial; y el error fue determinado mediante propagación del error de la pendiente y los demás factores involucrados en el cálculo (Ecuaciones 8 y 9). Para la determinación de la pendiente solo fue considerada la zona de mayor variación de la curva; es decir, la zona más lineal. De este modo, el resultado de la regresión lineal estuvo más ajustado al cambio real de concentración de ^{222}Rn que ocurre dentro de la cámara en función del tiempo, y con un error menor.

La sensibilidad ($0,76 \text{ cpm } \mu\text{Ci}^{-1}\text{l}^{-1}$) de la técnica para medir la cantidad de Rn dentro de la cámara, utilizando el Pylon AB-5, hizo necesario que las muestras de aire de la cámara fuesen suficientemente concentradas. Después de cada extracción de muestra de la cámara fue necesario esperar que la concentración de Radón en esta pudiese ser recuperada hasta obtener una próxima muestra con una concentración mayor de Radón que la anterior. Por lo tanto, no se pudieron obtener muchos valores de concentración antes de alcanzar la meseta. De este modo, debido a las condiciones descritas, sensibilidad del equipo, saturación de la cámara y necesidad de obtener la mejor regresión lineal con el menor error posible, no fue posible realizar una regresión lineal con más de tres puntos.

La cámara fue insertada en un anillo de 25 cm de diámetro, de PVC, enterrado en el suelo hasta, aproximadamente, 3 cm de profundidad, tratando de generar la menor perturbación posible, razón por la cual este anillo permaneció en el mismo sitio durante todo el periodo de campo. La cámara de plástico, de altura 12 cm, fue colocada sobre el anillo de tal modo que quedara cerrada lo mas herméticamente posible (figura

22). La altura total del conjunto formado por el anillo y la cámara fue medida,, realizando cuatro medidas que se promediaron para obtener una altura promedio. Las 3 muestras de aire de la cámara fueron tomadas a intervalos entre 30 a 60 minutos después de ser colocada sobre el anillo de PVC, tratando siempre que las muestras correspondieran a la zona de mayor variación de la concentración en la cámara. Una vez finalizada la colecta de las muestras de aire a diferentes tiempos la cámara fue retirada del anillo. El aire contenido en las jeringas fue trasvasado a una celda de Lucas y posteriormente fueron determinadas las concentración de ^{222}Rn de cada una de las muestra de aire.

En general, las cámaras para la determinación del flujo superficial de radón fueron colocadas en las zonas adyacentes a donde fueron excavadas las calicatas. La evaluación del flujo superficial por el método de cámara cerrada fue realizada de forma simultánea a la colección de las muestras de aire a diferentes profundidades en la calicata.

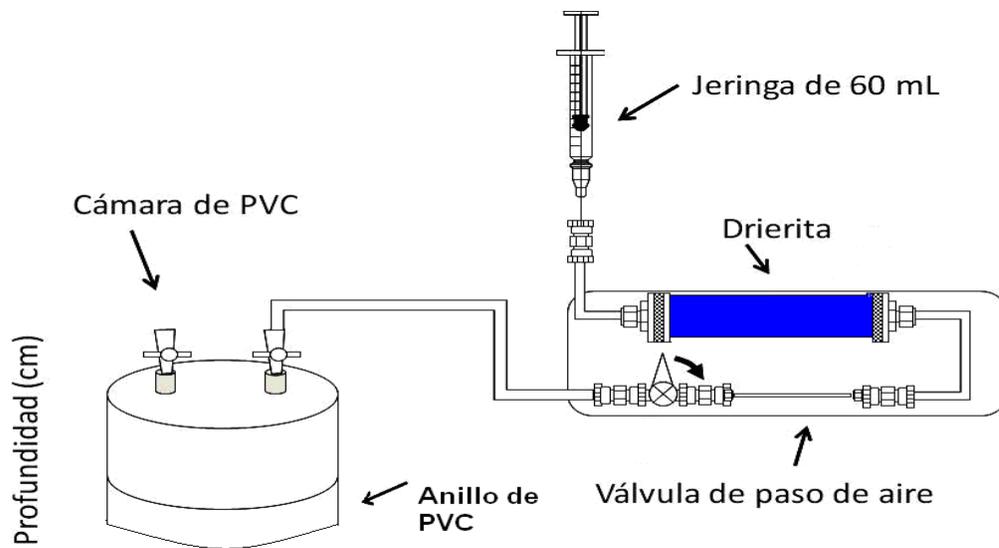


Figura 22. Montaje para la determinación de flujo en superficie con el método de cámara cerrada.

Durante la toma de muestras en la cámara fue colocado un termopar dentro de la cámara para obtener la temperatura del aire dentro de esta y otro fue enterrado en el suelo fuera de la cámara, aproximadamente 3 cm, para conocer la temperatura del suelo durante la evaluación del flujo superficial. Además, fue colocado un sensor de humedad del suelo dentro de la cámara, para conocer el contenido del agua, de forma continua, durante todo el ensayo.

Una vez medidas las concentraciones de ^{222}Rn , en Bq m^{-3} , en cada una de las muestras de aire, estas fueron graficadas en función del tiempo, como en la figura 23; donde, la aplicación de una regresión lineal permitió evaluar la pendiente de la recta inicial de la relación concentración-tiempo, con la cual fue posible realizar el cálculo de emisión superficial de ^{222}Rn , mediante la ecuación 8.

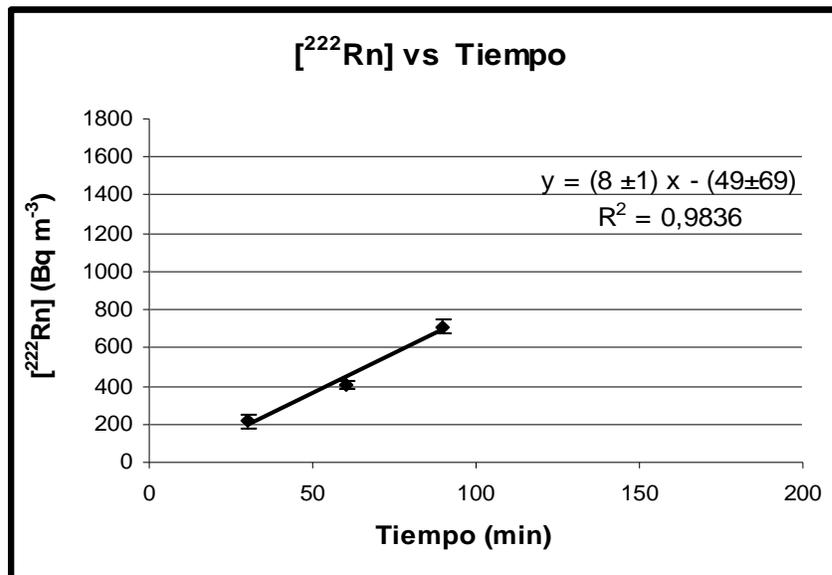


Figura 23. Concentración de Radón en función del tiempo. Donde, $8 \pm 1 \text{ Bq m}^{-3} \text{ min}^{-1}$ es la pendiente; es decir, la variación de la concentración en la cámara con el tiempo.

$$\theta_{^{222}\text{Rn}} = \left(\frac{\Delta C}{\Delta t} \right) \times 10^{-9} \times \rho \times h \quad [\text{Ecuación 8}]$$

Donde:

θ : flujo superficial de ^{222}Rn ($\text{Bq m}^{-2} \text{ min}^{-1}$).

ΔC : cambio de la concentración de ^{222}Rn dentro de la caja (Bq m^{-3})

Δt : período de tiempo en que se mide el cambio de ΔC (min)

h : altura del conjunto anillo más cámara (cm)

ρ : densidad del aire dentro de la cámara (ecuación 9)

$$\rho = \frac{n}{V} = \frac{P}{R \times T} \quad [\text{Ecuación 9}]$$

Donde:

P : presión (atmósferas), 1 atm, lugar a nivel del mar.

T : temperatura del aire dentro de la cámara ($^{\circ}\text{K}$)

R : constante de los gases ($1.36 \times 10^{-22} \text{ atm cm}^3 \text{ moléculas}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{K}^{-1}$)

Adaptando la ecuación anterior a las condiciones de este estudio, se obtuvo la ecuación (10) para calcular el flujo superficial del gas.

$$\theta_{^{222}\text{Rn}} = \left(\frac{\Delta C}{\Delta t} \right) \times h(\text{cm}) \times \left(\frac{1\text{m}}{100\text{cm}} \right) \quad [\text{Ecuación 10}]$$

Donde:

θ : flujo superficial de ^{222}Rn ($\text{Bq m}^{-2} \text{ min}^{-1}$)

ΔC : cambio de la concentración de ^{222}Rn dentro de la caja (Bq m^{-3})

Δt : Período de tiempo en que se mide el cambio de ΔC (min)

h : altura del conjunto anillo más cámara (cm)

4.4.2.- Determinación del flujo superficial de ^{222}Rn por el método de incubaciones de núcleos de suelos.

El calculo del flujo de ^{222}Rn desde la superficie del suelo a través del método de de incubaciones de núcleos de suelos fue realizado mediante la suposición de que el flujo superficial es aproximadamente igual a la sumatoria de las producciones netas de los núcleos del perfil de suelos, planteado en la ecuación 11..

$$\theta_{^{222}\text{Rn}} \approx \sum P_{NN}^{^{222}\text{Rn}} \quad \text{[Ecuación 11]}$$

Donde:

θ : flujo superficial de ^{222}Rn ($\text{Bq m}^{-2} \text{ min}^{-1}$)

P_{NN} : producción neta de ^{222}Rn en el núcleo ($\text{Bq m}^{-2} \text{ min}^{-1}$).

La ecuación 11 contiene el supuesto que el flujo producido por un núcleo es aproximadamente igual a la producción neta del núcleo (ecuación 12).

$$\text{Flujo } ^{222}\text{Rn en nucleo} \approx \text{Producción } ^{222}\text{Rn en nucleo} \quad \text{[Ecuación 12]}$$

La producción neta de ^{222}Rn (P_{neta}) en el perfil del suelo fue calculada mediante la ecuación 13, para la cual es necesario conocer la producción absoluta de gas Rn

(P_{abs}) y la densidad aparente (ρ_a) de cada núcleo de suelo. A su vez, la P_{abs} fue calculada mediante la ecuación 14.

$$P_{Neta}^{222Rn} = P_{Abs}^{222Rn} \times \rho_a \times z \times \lambda_{222Rn} \times 10^4 \left(\frac{cm^2}{m^2} \right) \quad [\text{Ecuación 13}]$$

Donde:

P_{Neta} = Producción Neta de ^{222}Rn ($Bq\ m^{-2}\cdot\min^{-1}$).

P_{Abs} = Producción Absoluta de ^{222}Rn ($Bq\ g^{-1}$).

ρ_a = densidad aparente de suelo ($g\ cm^{-3}$).

z = altura del intervalo de profundidad del suelo, del cual es representativo el núcleo (cm).

λ = constante de decaimiento del ^{222}Rn ($1,258 \times 10^{-4}\ \min^{-1}$).

El valor de la producción absoluta fue calculado usando la ecuación 14:

$$P_{Abs}^{222Rn} = \frac{[^{222}Rn]}{PNS} \times V_{aire\ en\ frasco} \quad [\text{Ecuación 14}]$$

Donde:

P_{abs} : producción absoluta de ^{222}Rn en unidades de Bequerel por gramo de suelo seco ($Bq\ g^{-1}$).

$[^{222}Rn]$: concentración de ^{222}Rn ($Bq\ m^{-3}$)

PNS: peso del núcleo seco (g)

$V_{aire\ frasco} (m^3) = V_{frasco} (m^3) - V_{núcleo} (m^3)$ [Ecuación 15]

Los núcleos de suelo fueron recolectados por triplicado, en la calicata de 120 cm de profundidad, utilizando anillos de PVC de volumen conocido, a diferentes

profundidades (10, 25, 50, 75 y 100 cm). Los anillos, una vez llenos en la totalidad de su volumen, fueron extraídos tratando de perturbar lo menos posible la estructura del suelo. Posteriormente, cada uno de estos núcleos fue introducido en un frasco, especialmente preparado para la incubación. La incubación se realizó durante 2 semanas, tiempo necesario para que la concentración de radón pudiese alcanzar el equilibrio secular (figura 24). Los frascos utilizados tenían tapas con arandelas de goma para asegurar que no haya fuga de aire y válvulas que permitieron extraer el aire interno cuando fue necesario. Al cabo de finalizada la incubación, muestras de aire de los frascos fueron extraídas y trasvasadas a celdas de Lucas, para su posterior evaluación de la concentración de ^{222}Rn usando el Pylon AB-5.

Una vez extraída y trasvasada a una celda de Lucas la muestra de aire que servirá para evaluar la cantidad de radón que produjo el núcleo, este fue secado en una estufa a 120°C por 48 horas, enfriado en un desecador por 24 horas y, finalmente, pesado en una balanza analítica, marca Mettler modelo PJ400, para conocer el peso del núcleo seco (PNS). La densidad aparente del suelo (ρ_a) fue calculada dividiendo el PNS entre el volumen del núcleo ($V_{\text{núcleo}}$) que se supone igual al del anillo usado para extraer el núcleo.

Con el conocimiento sobre las densidades aparentes de suelo a diferentes profundidades, fue posible calcular el porcentaje de porosidad que estos presentan a las profundidades estudiadas, por medio de la ecuación 16.

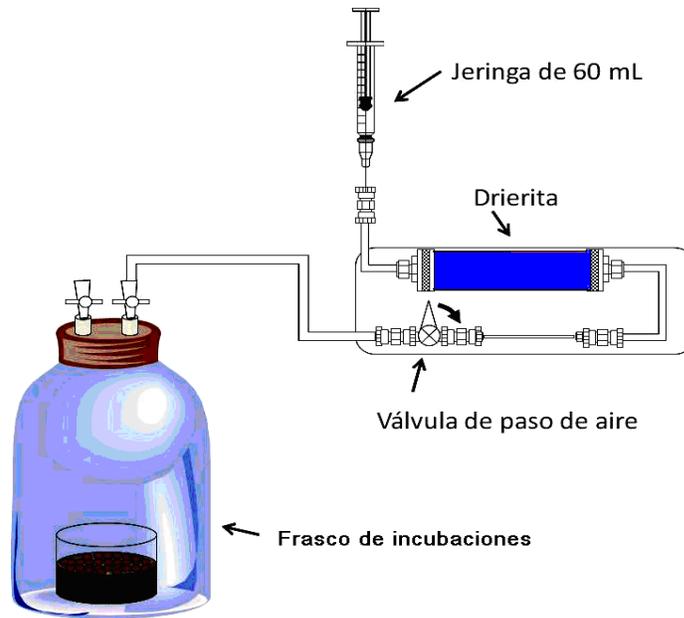


Figura 24. Montaje para la determinación de la producción de radón de un núcleo de suelo para luego poder calcular el flujo superficial con el método de incubaciones.

$$\% \text{ Porosidad} = \left(1 - \frac{\rho_a}{\rho_p} \right) \times 100 \quad [\text{Ecuación 16}]$$

Donde:

ρ_a = densidad aparente de suelo (g cm^{-3}).

ρ_p = densidad promedio de las partículas que conforman el suelo (g cm^{-3}).

Como lo indica la ecuación 16, para conocer el porcentaje de porosidad de los suelos es necesario contar con el valor de la densidad aparente y la densidad promedio de las partículas, a cada una de las profundidades. Para el cálculo del porcentaje de

porosidad realizado en este trabajo fue utilizando como densidad de las partículas (ρ_p), $2,65 \text{ g cm}^{-3}$, valor generalmente asumido para suelos minerales ^[37].

4.5. Cálculo de la difusión efectiva del ^{222}Rn usando la Ley de Fick.

A través de la 1^{era} Ley de Fick y considerando condiciones de estado estacionario; es decir, tomando en cuenta solo las variaciones con respecto a la distancia recorrida por el gas en el medio poroso (z) y no con respecto al tiempo, fue planteada la posibilidad de calcular la difusión efectiva (ecuación 17). Para utilizar esta ecuación fue necesario calcular, previamente, la variación de la concentración con la profundidad ($\Delta C/\Delta z$) (ecuación 7), y el flujo superficial, utilizando del método de cámara cerrada (ecuación 10), ambos evaluados de forma simultánea. La difusión efectiva del ^{222}Rn a cada profundidad será calculada con la utilización de la ecuación 17, dividiendo el flujo promedio de ^{222}Rn en la superficie, entre la variación de la concentración de ^{222}Rn con la profundidad ($\Delta C/\Delta z$).

$$D_{ef}^{222Rn} = \frac{\theta_{222Rn}}{(\Delta C/\Delta z)} \times \left(\frac{100 \text{ cm}}{1 \text{ m}} \right)^2 \times \left(\frac{1 \text{ min}}{60 \text{ s}} \right) \quad [\text{Ecuación 17}]$$

Donde:

D_{ef} : difusión efectiva del ^{222}Rn ($\text{cm}^2 \text{ s}^{-1}$).

θ : flujo superficial de ^{222}Rn ($\text{Bq m}^{-2} \text{ min}^{-1}$) (cámara cerrada).

($\Delta C/\Delta z$): variación de la concentración de ^{222}Rn con la profundidad (Bq m^{-4}).

4.6. Cálculo de la difusión efectiva del N₂O.

El cálculo de la difusión efectiva del N₂O, a través del conocimiento de la difusión de un gas traza conservativo como el ²²²Rn está basada en la utilización de la Ley de Graham, la cual plantea que las velocidades de efusión de los gases son inversamente proporcionales a las raíces cuadradas de sus respectivas densidades, ecuación 18.

$$\frac{v_1}{v_2} = \frac{\sqrt{\delta_2}}{\sqrt{\delta_1}} \quad \text{[Ecuación 18]}$$

Realizando sustituciones y expresando la ecuación 18 en función de las difusiones efectivas y las masas reducidas (μ) de N₂O y ²²²Rn obtenemos la ecuación 19.

$$\frac{D_{ef} N_2O}{D_{ef} ^{222}Rn} = \frac{\sqrt{\mu_{^{222}Rn}}}{\sqrt{\mu_{N_2O}}} \quad \text{[Ecuación 19]}$$

La masa reducida fue calcula utilizando la masa de cada uno de los gases y la masa del aire (ecuación 20).

$$\mu_{red} = \frac{(m_1 \times m_2)}{(m_1 + m_2)} \quad \text{[Ecuación 20]}$$

Sustituyendo la ecuación 20 en la 19, introduciendo los valores respectivos de masa reducida y despejando D_{ef} N₂O, se obtuvo la ecuación 21, la cual nos permitió conocer el valor de la difusión efectiva de N₂O a 10, 25, 50, 75 y 100 cm por debajo de la superficie del suelo.

$$D_{ef} N_2O = D_{ef} {}^{222}Rn \times 1,21$$

[Ecuación 21]

5. DESCRIPCION DEL SITIO DE MUESTREO

En Venezuela los principales sistemas de producción de maíz y sorgo están ubicados en la región de los llanos Occidentales, Centrales y Orientales, los cuales en su mayoría están sembrados como monocultivo, ocupando grandes superficies, con tecnología mejorada y alta inversión de insumos. Portuguesa es el principal estado productor responsable de casi el 40 % de la producción nacional ^[38], razón por el cual fue escogido un lugar de estudio en el Estado Portuguesa para llevar a cabo el proyecto financiado por FONACIT número G-2005000435 en el cual esta investigación está enmarcada.

El valor mínimo de precipitación anual en el estado Portuguesa es de 1400 mm. y el máximo de 1800 mm. La temperatura media anual es de 24 °C, con una máxima y mínima mensual de 26 y 22 °C, respectivamente. La zona seleccionada para el estudio tiene suelos del tipo inceptisols, clasificación taxonómica predominante en la zona; los cuales, representan el 79,1% de la superficie total del estado ^[39].

El campo agrícola, seleccionado para este trabajo, con un cultivo de sorgo, pertenece a la Finca Nardini, ubicado en el Sector el Playón, (9° 06' 9'' N, 69° 02' 25'' W), carretera O, Municipio Santa Rosalía, Edo. Portuguesa (figura 25). Este productor realiza las siembras de sorgo, principalmente, usando una práctica agrícola conservacionista conocida como siembra directa (SD), o mínima labranza. Esta práctica agrícola consiste en sembrar sin arar el suelo; es decir, la semilla y el fertilizante son introducidos en el suelo sin retirar los desechos de una siembra anterior o la cobertura vegetal, en el caso de un suelo sin uso agrícola previo. Uno de los beneficios principales de esta práctica es la protección de los suelos contra agentes erosivos, como, la lluvia y el viento; contribuyendo de esta manera con la formación de cobertura vegetal, la acumulación de materia orgánica y la disminución de la temperatura del suelo. Sumado a lo ya expuesto, la siembra directa permite una mejor conservación de

la humedad y un incremento de la capacidad para captar agua de lluvia o de riego. La técnica SD no puede ser utilizada por un largo tiempo; ya que al cabo de más o menos 10 años se producen importantes invasiones de roedores que destruyen los cultivos de maíz y sorgo. Por esta razón, cada cierto tiempo es necesario realizar una siembra aplicando las técnicas de labranza convencional (LC); es decir, arar el suelo al menos dos veces antes de la siembra.

En el presente estudio, año 2009, fueron trabajadas dos zonas con diferentes historias de uso. La diferencia en la historia consiste en la aplicación de la técnica de labranza convencional en un cultivo de maíz únicamente el año 2006, en un sector que al menos por 10 años fue practicada la siembra directa. Esta zona fue identificada para este trabajo como LC (labranza convencional). La otra zona muestreada, identificada como SD, tiene una historia de uso donde la siembra directa fue practicada, de forma interrumpida, durante los últimos 10 años.

Estado Portuguesa. Año 2009:

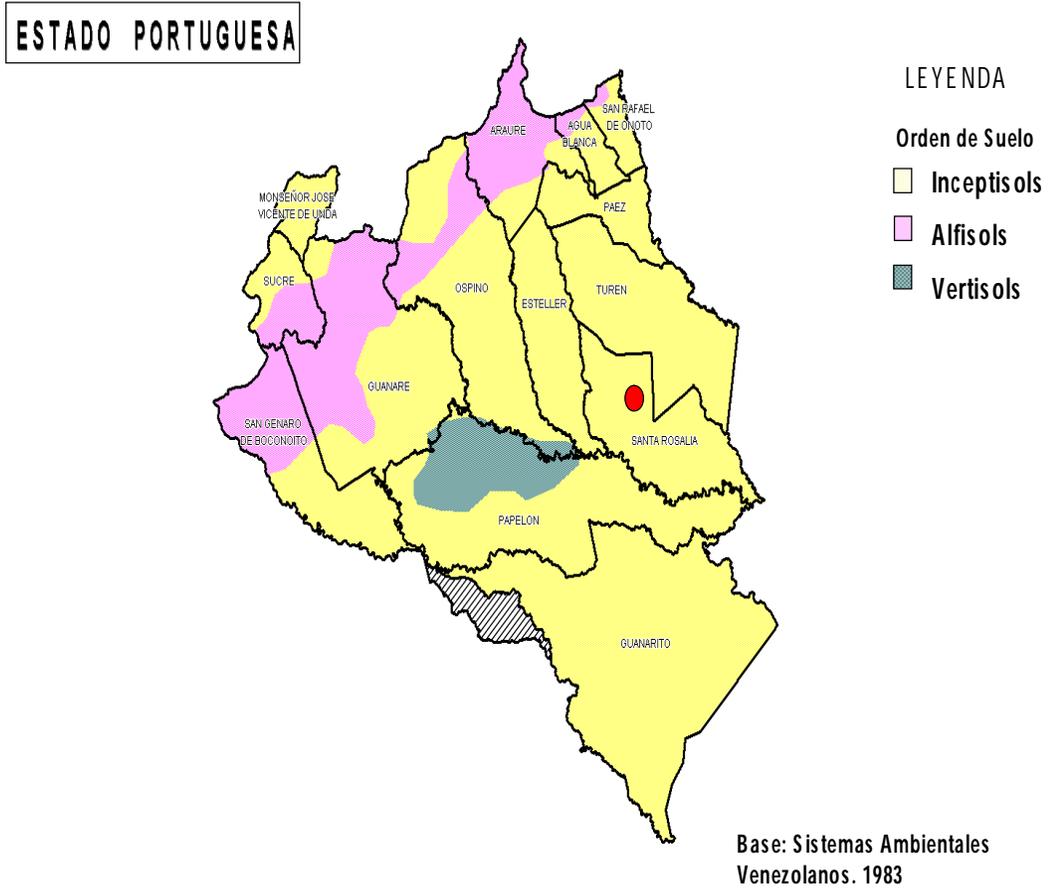


Figura 25. Mapa del Estado Portuguesa. El punto rojo indica la ubicación del lugar de muestreo.

6. PRESENTACIÓN Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS.

El reporte y el análisis de los datos presentados a continuación son el resultado de la evaluación de las muestras de aire intersticial de los suelos y de las emisiones superficiales en suelos agrícolas bajo la técnica de siembra directa con diferentes historias de uso; es decir, LC y SD como ha sido mencionado.

6.1. Características de los suelos estudiados.

El estudio de ²²²Radón como indicador del transporte de gases en suelos, amerita de la caracterización de ciertos parámetros de estos medios porosos; tales como: textura, porosidad, densidad, y además de algunas condiciones experimentales como la humedad de los suelos, temperatura del suelo superficial y la temperatura del aire. Estos parámetros y condiciones experimentales juegan un papel clave en el análisis y la comprensión de los resultados.

En la tabla 4 son presentadas las densidades promedios, evaluadas a diferentes profundidades del suelo. En ambas zonas muestreadas, la densidad mayor fue obtenida a la profundidad de 10 cm. Al comparar los dos conjuntos de resultados obtenidos para la densidad aparente evaluada en cada zona de siembra, mediante la prueba t ^[37], el resultado obtenido indica que se trata de dos conjuntos iguales con un 97 % de probabilidad (apéndice D).

En cuanto a la textura del suelo, de acuerdo con la evaluación realizada por el INIA ^[10], ambas zonas son muy semejantes exceptuando que la zona de LC entre 75 y 100 cm puede ser definido como Franco Arenoso a partir de su composición textural (Tabla 5). En promedio, estos suelos tienen un porcentaje de material tamaño limo que sobrepasa el 54%, siendo la textura francolimosa la mas observada en la zona de estudio. Cabe destacar que en la bibliografía revisada no existe información sobre flujos evaluados en suelos con este tipo de textura, la gran mayoría se refiere a suelos arenosos como contra posición de los suelos arcilloso

Tabla 4. Densidades promedios del suelo a distintas profundidades en la zona de siembra directa (SD) y labranza convencional (LC).

Profundidad (cm)	Densidad promedio SD (g/cm ³)	Densidad promedio LC (g/cm ³)
0	2,040 ± 0,001	1,83 ± 0,04
10	2,10 ± 0,04	2,10 ± 0,05
25	2,06 ± 0,03	2,04 ± 0,04
50	1,95 ± 0,02	1,92 ± 0,06
75	1,96 ± 0,04	1,90 ± 0,06
100	1,96 ± 0,05	1,85 ± 0,04

Tabla 5. Composición textural del suelo, a distintas profundidades en la zona de siembra directa (SD) y labranza convencional (LC).

Zona	Profundidad (cm)	Arena, %	Limo, %	Arcilla, %	Textura
SD	0 - 10	25	58	17	Franco limosa
	10 - 25	24	60	16	Franco limosa
	25 - 50	10	70	20	Franco limosa
	50 - 75	2	76	22	Franco limosa
	75 - 100	6	76	18	Franco limosa
LC	0 - 10	34	55	11	Franco limosa
	10 - 25	34	54	12	Franco limosa
	25 - 50	22	64	14	Franco limosa
	50 - 75	28	62	10	Franco limosa
	75 - 100	54	36	10	Franco arenosa

Tabla 6. Porosidad del suelo expresada en porcentaje, a distintas profundidades en la zona de siembra directa (SD) y labranza convencional (LC).

Profundidad (cm)	Porosidad (%)	
	SD	LC
0	23	31
10	21	21
25	22	23
50	26	28
75	26	28
100	26	30

Como era de esperarse, al igual que la textura de las dos zonas estudiadas, las porosidades presentes en cada una de ellas, en todo el perfil del suelo, muestran gran similitud, oscilando entre 21 y 30 por ciento. Las diferencias más notables fueron observadas a nivel superficial y a los 100 cm de profundidad. A nivel superficial, en la zona de labranza convencional, la porosidad del suelo es mayor, un diez por ciento mayor, lo cual podría ser debido a que esta zona fue arada repetidas veces, como uno de los pasos de la técnica de siembra. De este modo, podría haberse generado una disminución de la compactación superficial y por ende la presencia de una mayor cantidad de espacio entre las partículas que conforman el suelo. La diferencia en la porosidad a los 100 cm podría deberse a que son zonas con suelos de diferente textura a esa profundidad, y no como un efecto de la labranza utilizada (Tabla 5). A los 100 cm de profundidad, la zona de siembra directa tiene una textura francolimosa; es decir, un suelo con partículas más pequeñas que las partículas características de una textura francoarenosa presente en la zona de labranza convencional. La presencia de partículas más grandes generaría un suelo con espacios intersticiales mayores, produciendo que la estructura del suelo tenga un mayor porcentaje de espacios vacíos; o sea una mayor porosidad.

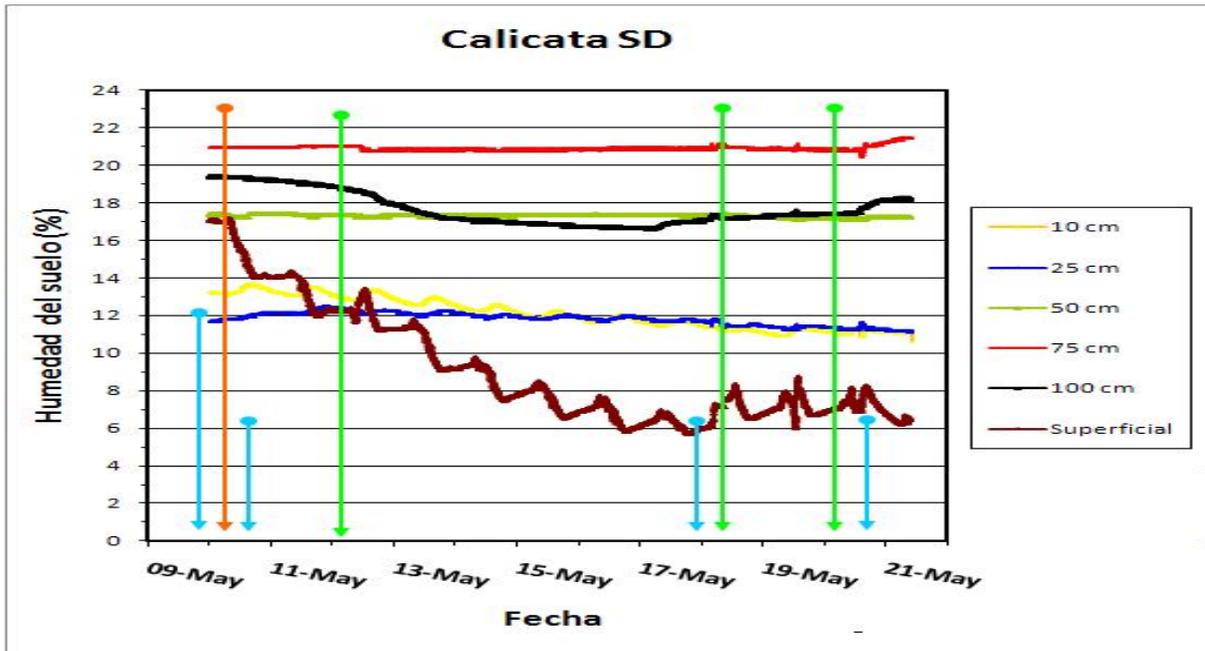


Figura 26. Porcentaje de humedad ($\text{m}^3 \text{H}_2\text{O}/\text{m}^3$ suelo) durante el estudio en la zona de siembra directa. Las flechas azules indican las fechas de los episodios de lluvia, las flechas verdes señalan la recolección de muestras de aire de la cámara y a diferentes profundidades del suelo, y las flechas naranja indican la recolección de los núcleos de suelo.

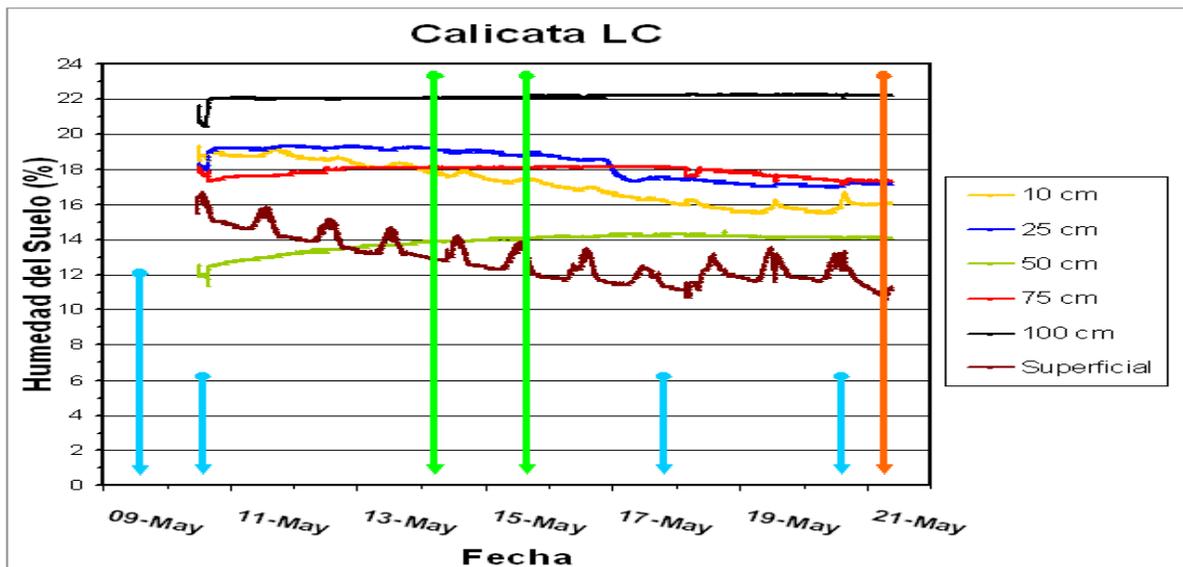


Figura 27. Porcentaje de humedad ($\text{m}^3 \text{H}_2\text{O}/\text{m}^3$ suelo) durante el estudio en la zona de labranza convencional. Las flechas azules indican las fechas de los episodios de lluvia, las flechas verdes señalan la recolección de muestras de aire de la cámara y a diferentes profundidades del suelo, y las flechas naranja indican la recolección de los núcleos de suelo.

En las figuras 26 y 27 son presentados los porcentajes de humedad en el suelo a distintas profundidades en SD y LC, respectivamente. En ambas zonas, la humedad fue monitoreada de manera continua durante todo el periodo de muestreo y no solo en el momento de recolección de cada una de las muestras realizadas en el experimento de campo. La humedad del suelo superficial estuvo, durante todo este periodo de muestreo, fuertemente afectada por las precipitaciones, indicadas en las gráficas mencionadas.

En la zona SD, el porcentaje de humedad en el perfil del suelo osciló entre 6% y 22 %, los valores máximos fueron obtenidos a una profundidad de 75 cm y los valores mínimos en la superficie. Los porcentajes de humedad permanecieron casi constantes a profundidades 50 y 75 cm; y variaciones menores fueron observadas a profundidades de 100, 25 y 10 cm, mientras que las mayores variaciones de humedad ocurrieron a nivel superficial.

En la zona LC, los porcentajes de humedad en el perfil del suelo oscilaron entre 12% y 23%, siendo el porcentaje mínimo casi el doble del encontrado en la zona SD. El menor porcentaje fue registrado a nivel superficial y la mayor humedad fue evaluada a una profundidad de 100 cm. En las profundidades de 50, 75 y 100 cm los porcentajes de humedad permanecieron casi constantes con respecto a la humedad observada a 10 y 25 cm por debajo de la superficie. Al igual que en la zona SD, las mayores variaciones fueron constatadas en la superficie del suelo.

De acuerdo a la bibliografía revisada [9, 14,17 y 18], a mayor humedad menor difusión del radón, por lo cual en una zona de alta humedad habrá una acumulación del gas. Por lo tanto podríamos esperar una acumulación del gas a 75 cm en SD y a 100 cm en LC.

6.2. Concentraciones de Radón en el suelo.

En la tabla 7 son presentadas las concentraciones de ^{222}Rn y los porcentajes de humedad del suelo a distintas profundidades, registrados en las zonas de SD y LC. La concentración presenta un comportamiento creciente a medida que aumenta la profundidad, hasta la profundidad de 50 cm, en casi todos los muestreos, independientemente de la zona en que hayan sido tomadas las muestras de aire intersticial.

Las concentraciones a profundidades mayores de 75 cm presentan pocas variaciones; es decir, que la variación de la concentración de ^{222}Rn , a esas profundidades, puede considerarse igual a cero. Esta condición es propia de las capas del suelo donde el ^{222}Rn ha alcanzado el estado estacionario entre la producción y el decaimiento radiactivo; por lo tanto, la pérdida de radón por difusión puede ser despreciable ^[13].

Para realizar comparaciones entre los perfiles de concentraciones fue utilizada la prueba ANOVA (análisis de varianza) ^[40]. Este análisis indicó que existe un 92% de probabilidades que los cinco grupos de valores reportados en la tabla 5 sean iguales. Los detalles de las pruebas ANOVA realizadas son explicados en el apéndice B.7. Las concentraciones de ^{222}Rn evaluadas variaron entre 4.500 y 40.000 Bq m⁻³, rango que incluye los resultados obtenidos en ambas zonas de estudio con suelos franco arcillosos. Además, este es un resultado cónsone con el registrado, en suelos insaturados de textura arcillosa, por Dörr y Münnich.

En particular, las concentraciones en la zona SD presentaron un mayor rango de variación en comparación con los valores observados en la zona de LC. Durante la recolección de las muestras del aire intersticial en la zona SD, las variaciones en las condiciones de humedad en el suelo, principalmente en los primeros 25 centímetros de profundidad, parecieran tener un efecto directo sobre la concentración de ^{222}Rn en el

aire intersticial. El suelo presentó mayores porcentajes de agua en el suelo durante el primer muestreo en relación a los observados en el resto de los muestreos.

Tabla 7. Concentración de ^{222}Rn en el aire intersticial del suelo a diferentes profundidades expresada en Bq m^{-3} calculadas a partir de muestras recolectadas en las zonas de siembra directa (SD) y labranza convencional (LC), presentadas en orden de realización. Porcentaje de humedad del suelo (%).

Profundidad (cm)	^{222}Rn (Bq m^{-3})				
	SD 1	SD 2	SD 3	LC 1	LC 2
10	6800 ± 200	4800 ± 400	5900 ± 200	4500 ± 200	6400 ± 300
25	25300 ± 800	16800 ± 600	18000 ± 900	13700 ± 700	14100 ± 500
50	20300 ± 800	16800 ± 600	22000 ± 700	24000 ± 1000	23600 ± 800
75	33000 ± 1000	21000 ± 1000	31000 ± 3000	34000 ± 1000	35000 ± 2000
100	33000 ± 1000	29000 ± 2000	31000 ± 3000	34000 ± 1000	39000 ± 1000
Profundidad (cm)	% Humedad del suelo				
10	12,82 ± 0,02	11,200 ± 0,003*	11,20 ± 0,05	17,65 ± 0,02	16,83 ± 0,04
25	12,22 ± 0,02	11,47 ± 0,03	11,287 ± 0,003*	19,02 ± 0,01	18,58 ± 0,03
50	17,25 ± 0,03	17,35 ± 0,04	17,13 ± 0,04	13,921 ± 0,003*	14,18 ± 0,02
75	21,03 ± 0,07	21,00 ± 0,04	20,82 ± 0,03	18,084 ± 0,003*	18,12 ± 0,04
100	18,64 ± 0,04	17,149 ± 0,003*	17,47 ± 0,04	22,13 ± 0,04	22,04 ± 0,04
Fecha	12/05/2009 9:00	18/05/2009 9:00	20/05/2009 11:00	14/05/2009 10:00	16/05/2009 10:00

(*) El valor de 0,003 es la apreciación de los sensores de humedad, porque en el lapso de tiempo considerado no hubo variación de la humedad del suelo.

Estas variaciones fueron generadas por dos episodios de lluvia fuertes ocurridos dos días antes del primer muestreo en la zona SD (figura 26); y por un evento de lluvia de poca intensidad y duración horas antes del segundo muestreo

Este resultado es coherente con lo mencionado en la literatura; es decir que la concentración de Radón en los suelos es proporcional al contenido de humedad presente en estos.. Esta proporcionalidad esta relacionada con el coeficiente de difusión molecular del ^{222}Rn en agua, el cual es 4 ordenes de magnitud menor que el coeficiente en aire. Por lo tanto, la presencia de agua en el espacio intersticial del suelo promueve la acumulación de radón, el incremento de las concentraciones de ^{222}Rn observadas en SD1 probablemente sean debido a la baja movilidad del radón en agua. Aún cuando, los porcentajes de humedad presentes en el suelo en el primer muestreo de aire intersticial en la zona SD pueden explicar con facilidad la magnitud de los valores de concentración de ^{222}Rn registrados; no es un función lineal la existente entre el contenido de agua y la concentración de ^{222}Rn en los poros; deben considerarse procesos tales como la percolación o la evaporación del agua presente en los suelos. Además, deben ser tomadas en cuenta las condiciones experimentales como el tiempo que a transcurrido desde el establecimiento de nuevas condiciones de humedad y la recolección de las muestra (tiempo de acumulación). Para entender más profundamente la relación entre el contenido de agua y la concentración de ^{222}Rn en los poros es necesario realizar un monitoreo de la concentración de ^{222}Rn con una mayor resolución y por un mayor periodo de tiempo.

En la zona LC, la recolección de las muestras de aire intersticial LC1 y LC2 fue realizada de forma consecutiva, con una diferencia de 2 días, durante las cuales las condiciones de humedad del suelo permanecieron casi constantes, al no ocurrir ningún episodio de lluvia durante este tiempo. Esta es la razón por el cual las concentraciones de ^{222}Rn no presentan tanta variación como la observada en los registros de concentración encontrados en la zona SD.

En general al graficar (Figura 28), en conjunto los cinco perfiles de concentración de Radón, de ambas zonas de muestreo, observamos que existe una tendencia a tener un comportamiento similar, sobre todo al considerar las concentraciones a 10 y 100 cm., las diferencias pueden deberse a pequeños cambios en la humedad del suelo, pues estas mediciones se realizaron en días diferentes, pero en el mismo lugar. Los cinco perfiles caracterizan la variación de la concentración con la profundidad en las zonas de estudio; es decir, no habría un efecto significativo del tipo de labranza sobre el valor de las concentraciones en el perfil del suelo.

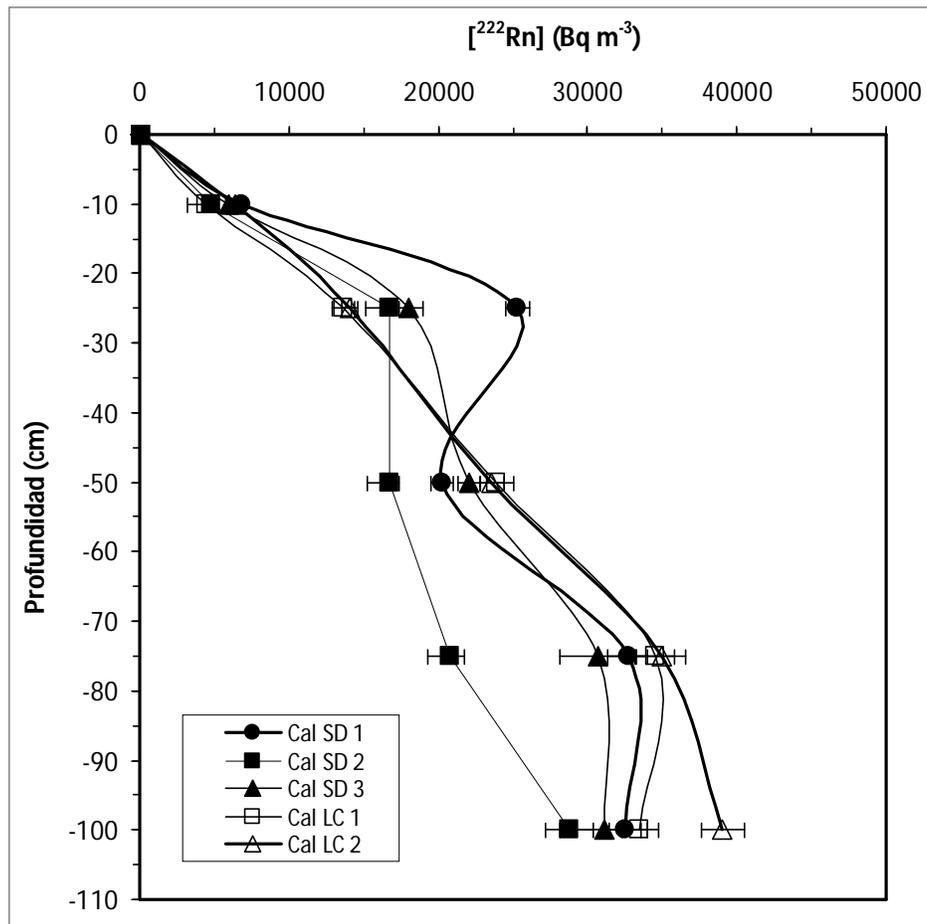


Figura 28. Perfiles de concentración de radón en el suelo., en la zona de siembra directa (SD) y Labranza convencional (LC).

6.3. Flujos superficiales de Radón.

El flujo o emisión superficial es un proceso que ocurre principalmente por la diferencia de concentración entre 2 reservorios, en este caso, entre la geosfera (suelo) y la atmósfera (aire), donde el material fluiría, desde el reservorio que presente mayor concentración al con una menor concentración; es decir, mientras mayor sea la diferencia de concentración mayor será el flujo superficial. En la tabla 8, son presentados los valores de flujo superficial de ^{222}Rn calculados mediante la técnica de cámara cerrada, junto a los porcentajes de humedad superficial del suelo. En la zona de SD los valores de flujo, obtenidos durante este estudio, oscilaron entre 70 y $170 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, mientras que los valores evaluados en la zona LC variaron entre 140 y $190 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. Como podemos observar la zona de SD presenta un rango más amplio de valores de flujos en comparación a los registrados en la zona LC. Los flujos de ^{222}Rn evaluados en la zona de LC tienden a ser mayores que los encontrados en la zona donde ha sido aplicada la técnica de la SD. Esta tendencia podría ser atribuida a que la técnica de labranza convencional implica arar repetidas veces, perturbando de manera considerable los primeros 25 centímetros del suelo; es decir, la compactación del suelo disminuye. De acuerdo a la Tabla 6, las mayores diferencias entre la porosidad de LC y SD fueron evaluadas en los primeros 10 cm, siendo la porosidad de LC 10% mayor que la observada en la zona de SD. Una mayor porosidad implica un mayor número de caminos disponibles para el escape de los gases hacia la superficie; con lo cual, el intercambio de gases entre el suelo y la atmósfera en la zona de LC debería ser más fácil.

Uno de los flujos evaluados en SD (SD1) presento un valor de flujo superficial de magnitud similar a los encontrados en la zona de LC (Tabla 8), lo cual no calza con la explicación anterior; este flujo (SD1) fue evaluado cuando el suelo superficial presentaba la mayor humedad observada durante todo el estudio de la emisión de ^{222}Rn (Figura 26). La solubilidad de Radón en el agua es de $12,8 \text{ cm}^3$ de ^{222}Rn por $\text{cm}^3 \text{ H}_2\text{O}$,

razón por la cual este mayor porcentaje de humedad podría haber promovido la acumulación de ^{222}Rn en esta fracción de suelo, condición que fue reflejada en un aumento de la emisión superficial.

Tabla 8. Flujos superficiales, humedad superficial del suelo. Los valores de la tabla corresponden a promedios \pm el error propagado para el caso de los flujos.

CAMARA	FLUJO SUPERFICIAL		HUMEDAD SUPERFICIAL
	(Bq m ⁻² min ⁻¹)	(Bq m ⁻² h ⁻¹)	% (m ³ H ₂ O/m ³ suelo)
SD pre	1,5 \pm 0,2	90 \pm 10	5,93 \pm 0,04*
SD1	2,8 \pm 0,4	170 \pm 30	12,7 \pm 0,4
SD2	1,2 \pm 0,1	70 \pm 4	7,6 \pm 0,1
SD3	1,8 \pm 0,2	110 \pm 10	7,0 \pm 0,2
LC 1	3,11 \pm 0,01	186 \pm 1	13,1 \pm 0,1
LC 2	2,31 \pm 0,01	139 \pm 1	12,5 \pm 0,1

(*)Valores estimados

Como ya fue mencionado en la literatura [9, 14 ,17 y 18], la concentración de ^{222}Rn presenta una relación directamente proporcional con la humedad del suelo; por lo tanto, es de esperar que exista algún tipo relación entre la humedad de los primeros centímetros del suelo y su emisión superficial. Con fines de comprobar y entender un poca más esta relación, los valores de flujo fueron graficados en función del porcentajes de humedad presente en la superficie del suelo en el momento del

muestreo. En la figura 29, podemos observar los datos de flujo en función de la humedad del suelo, considerando todos los sitios (LC y SD).

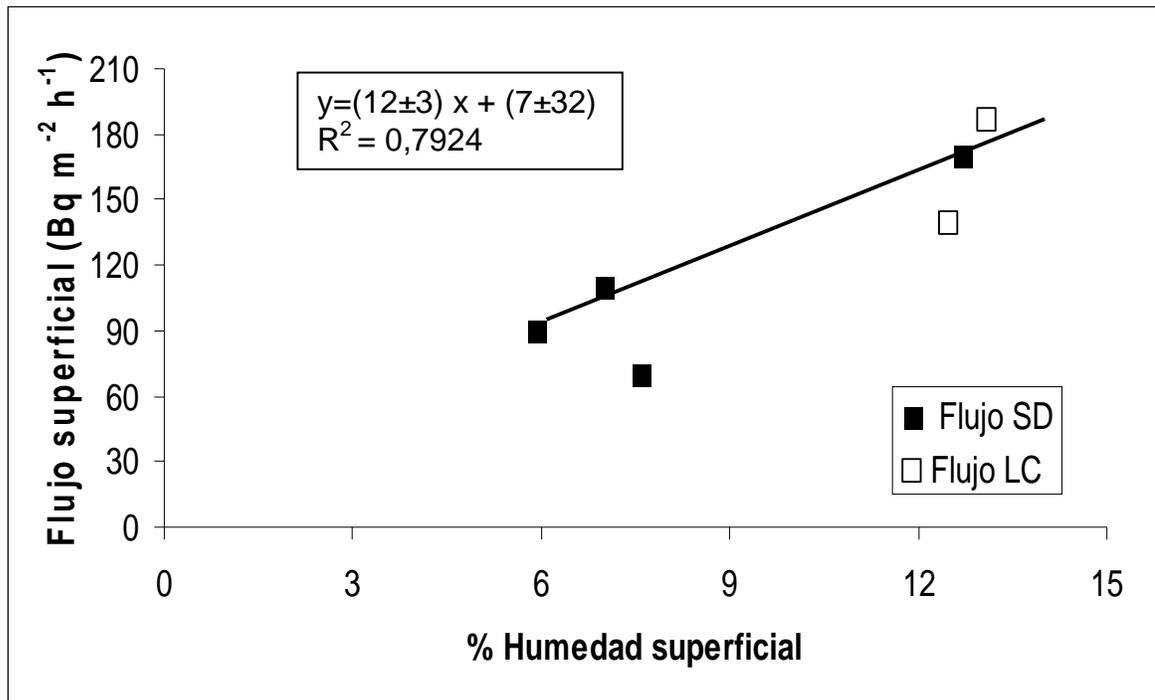


Figura 29. Flujo de ²²²Rn, calculados a través del método de cámara cerrada en función del porcentaje humedad superficial.

El 79% de los datos son explicados por la regresión lineal del gráfico de la figura 29; con un 95% de confianza es posible que exista una relación lineal entre los flujos y el % de humedad a nivel superficial del suelo, independientemente de la zona donde fue realizado el muestreo.

Los valores registrados en la Tabla 9 representan los flujos superficiales, expresados en Bq m⁻² min⁻¹ y Bq m⁻² h⁻¹, calculados a partir de la sumatoria de las producciones netas de ²²²Rn en núcleos de suelo (ecuación 13), tomados a diferentes profundidades del suelo. La evaluación de los flujos superficiales mediante el método de

cámara no fue realizada de manera simultánea con las mediciones de la producción de gas de los núcleos de suelos,, aún así creemos que podemos comparar los resultados obtenidos a través de ambos métodos dado que no existió un intervalo de tiempo demasiado grande entre ambas evaluaciones (ver gráficos 26 y 27).

Tabla 9. Flujo superficial de ^{222}Rn de la zona de siembra directa (SD) y de labranza convencional (LC), calculado por el método de incubaciones de suelo a través de la sumatoria de las producciones netas a distintas profundidades del suelo.

PROFUNDIDAD	PRODUCCION NETA SD	PRODUCCION NETA LC
(cm)	(Bq/ m² min)	
Superficie	0,17 ± 0,01	0,15 ± 0,01
10 cm	0,33 ± 0,02	0,25 ± 0,01
25 cm	0,73 ± 0,05	0,48 ± 0,02
50 cm	0,61 ± 0,03	0,49 ± 0,02
75 cm	0,64 ± 0,04	0,58 ± 0,03
100 cm	0,69 ± 0,05	1,0 ± 0,1
FLUJO (Bq/ m² min)	3,2 ± 0,1	3,0 ± 0,1
FLUJO (Bq/ m² h)	190 ± 5	178 ± 4

Para determinar si los flujos de la Tabla 9 forman un resultado coherente con los flujos evaluados mediante la técnica de cámara cerrada, al grafico de la figura 28 le fueron incorporados estos datos de flujo relacionados con la humedad del suelo superficial evaluada en el momento en que se colectaron los núcleos de suelos (Figura 30). Podemos observar, al comparar los valores evaluados por estos dos métodos, que el flujo evaluado mediante las incubaciones de núcleos de suelo representaría una

aproximación del flujo superficial tan buena como la medida por el método cámara cerrada. Para este nuevo conjunto de datos, el 80% de ellos son explicados por la regresión lineal, y con el 99% de confianza podría afirmarse que existiría una relación lineal entre el flujo de radón y la humedad del suelo superficial.

Los flujos evaluados en este trabajo son algo mayores que los presentados en la literatura (tabla 3) que para suelos arenosos indica un rango de 15-46 Bq/m² h y para suelos arcillosos un rango de 24 a 137 Bq/m² h.

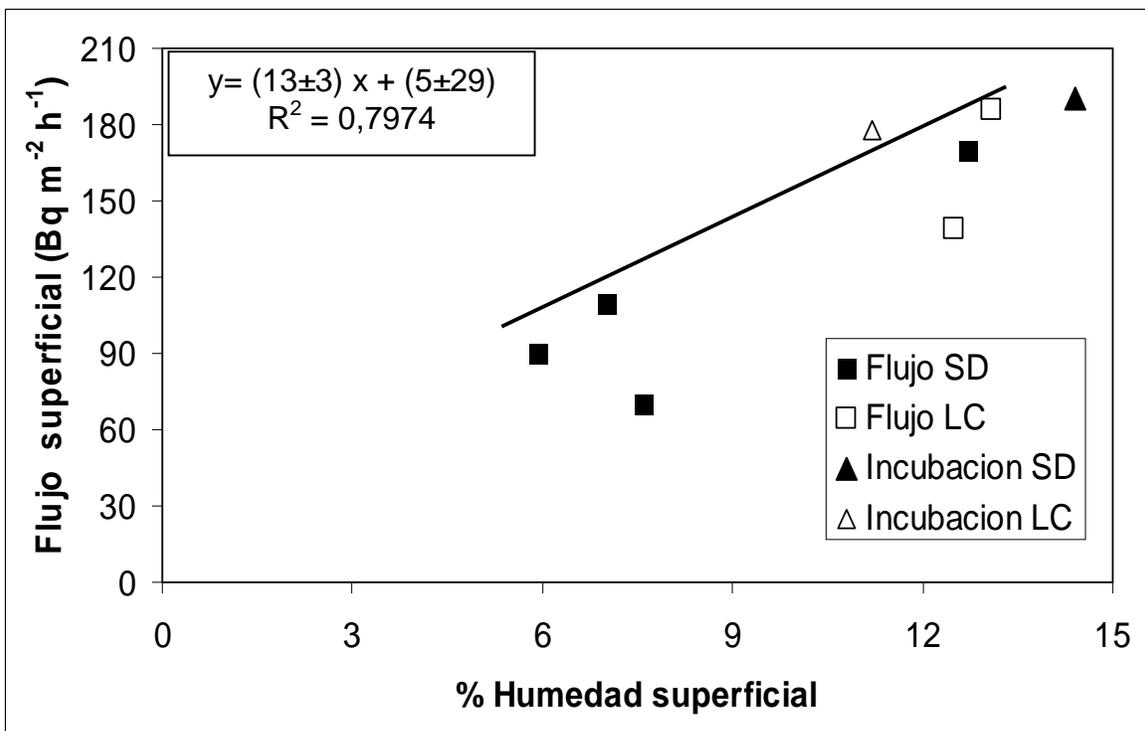


Figura 30. Flujo de ²²²Rn, calculados a través de los métodos de cámara cerrada e incubaciones de suelo, en función del porcentaje humedad superficial.

Si consideramos el valor promedio (107 ± 34 Bq m⁻² h⁻¹) proporcionado por un estudio exhaustivo de suelos en China [27] y los flujos promedio mundial indicado por el Comité Científico de Naciones Unidas sobre los Efectos de la Radiación Atómica (UNSCEAR siglas en inglés) de 94 Bq m⁻² h⁻¹ (1993) y el flujo promedio global para

suelos secos de $119 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ (2000) ^[27], encontramos que la información generada en este estudio esta dentro de los rangos globales, si la humedad es baja (~ de 6 a 8 %); pero si la humedad es alta (~ 11 y 14%), los flujos medidos en Portuguesa ($139\text{-}190 \text{ Bq m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) son mayores, por ejemplo en un 49 a un 103% con respecto al promedio global de 1993. Además, cabe destacar que el promedio global ha sido evaluado en suelos consolidados y no perturbados por la actividad agrícola como es el caso de esta investigación, a mayor perturbación más caminos disponibles para el flujo de gases en el suelo.

6.4. Difusión Efectiva de los suelos

6.4.1 Calculo de la Difusión Efectiva a través la Ley de Fick.

En la Tabla 10, son presentados los valores de difusión efectiva obtenidos a través de la ecuación 2, la cual esta fundamentada en la Ley de Fick, para lo cual fue necesario conocer, simultáneamente, el flujo superficial y la variación de concentración en función de la profundidad de los suelos en cada una de las zonas estudiadas.

Los resultados presentes en la tabla 9 muestran dos inconvenientes. El primer inconveniente es, que a pesar de que gran parte de estos valores se encuentra dentro del rango de los resultados obtenidos en otros trabajos, presentados en las tablas 1 y 2, los cálculos mediante la Ley de Fick generan algunos valores de difusión efectiva negativas, físicamente sin sentido, y otros con magnitudes imposibles de explicar, los cuales son acompañados de errores que inutilizan el valor analíticamente El segundo inconveniente, y el de mayor peso, es la tendencia general a decrecer a medida que nos acercamos a la superficie. Estos resultados no son capaces de explicar el comportamiento de la concentración de ^{222}Rn en espacio intersticial de los suelos, la cual tiende a ser directamente proporcional con la profundidad, comportamiento coherente con el aumento progresivo de la difusión, mientras ascendemos en el perfil de suelo.

En busca de argumentos que expliquen estos inconvenientes, en la aplicación de la Ley de Fick para el cálculo de la difusión efectiva, son planteadas las siguientes razones como justificación de los valores reportados en la tabla 10. Si la diferencia de concentración de ^{222}Rn en el espacio intersticial del suelo a distintas profundidades es aproximada a cero, el valor de difusión efectiva calculado por la ecuación 15, tiende a infinito. Sumado a esto, en el entendimiento de las condiciones en la que esta fundamentada la ley de Fick, fue aclarado el hecho que el flujo necesario para el cálculo de la difusión a una profundidad dada no puede ser el flujo superficial. El flujo necesario para este cálculo, debe ser el que exista entre cada una de las capas imaginarias de suelo, comparadas en el diferencial de concentración, dichos valores de flujo tiende a ser menores que el flujo superficial.

Estas son las razones por la que la aplicación de la ley de Fick, en este trabajo arroja valores difusión que en algunos casos pueden ser una o dos ordenes de magnitud mayores al resto de los reportados en el perfil de suelo. Los valores negativos de difusión son el resultado de la existencia de diferenciales de concentraciones negativos entre capas del suelo. Esta situación es asociada a perfiles de suelo en donde capas ubicadas a mayor profundidad, reportan menor concentración que su capa superior. Un valor de difusión negativo contradice el flujo de Radón desde su sitio de formación en los suelos hacia la superficie.

Ya conocidas las posibles causas de los inconvenientes en la utilización de la ley de Fick para el cálculo de difusión, nuevamente intentamos su aplicación, pero esta vez con concentraciones normalizadas mediante regresiones exponenciales, con las cuales no existe la posibilidad de generar diferenciales de concentración negativos, y la utilización de las producciones netas de ^{222}Rn en núcleos de suelo (tabla 9) como valores de flujo.

A pesar de contar con los valores de flujo aproximado para cada una de las profundidades y la opción de normalizar las concentraciones de ^{222}Rn en el espacio intersticial, los valores de difusión efectiva calculados a través de la ley de Fick, tabla 11, continuaban mostrando una tendencia contraria a la esperada y valores con coeficientes de varianza hasta de un 100%

Debido a la presencia de estos inconvenientes y la necesidad de alcanzar los objetivos planteados en este trabajo, surgió la opción de calcular la difusión a través de la función exponencial de decaimiento radiactivo descrita por Dörr y Münnich.

Tabla 10. Difusión de ^{222}Rn en cada una de las zonas, a diferentes profundidades del suelo, obtenidos a través de la Ley de Fick, utilizando el flujo superficial de cámara cerrada.

Profundidad (cm)	Difusión efectiva ($\text{cm}^2 \text{seg}^{-1}$)				
	SD 1	SD 2	SD 3	LC 1	LC 2
10	$0,007 \pm 0,001$	$0,004 \pm 0,001$	$0,005 \pm 0,001$	$0,009 \pm 0,001$	$0,009 \pm 0,001$
25	$0,004 \pm 0,0001$	$0,0025 \pm 0,0003$	$0,004 \pm 0,001$	$0,007 \pm 0,001$	$0,011 \pm 0,001$
50	$(-0,023) \pm (-0,006)$	4 ± 345	$0,019 \pm 0,006$	$0,010 \pm 0,001$	$0,015 \pm 0,002$
75	$0,009 \pm 0,002$	$0,012 \pm 0,004$	$0,009 \pm 0,003$	$0,010 \pm 0,002$	$0,013 \pm 0,002$
100	$(-0,639) \pm (-6,143)$	$0,006 \pm 0,002$	$0,171 \pm 1,525$	$(-0,105) \pm (-0,199)$	$0,03 \pm 0,02$

Tabla 11. Difusión de ^{222}Rn en cada una de las zonas, a diferentes profundidades del suelo, obtenidos a través de la Ley de Fick, a partir de concentraciones de ^{222}Rn normalizadas y valores de flujo para cada profundidad del suelo.

Profundidad (cm)	Difusión efectiva ($\text{cm}^2 \text{seg}^{-1}$)				
	SD 1	SD 2	SD 3	LC 1	LC 2
10	$0,0006 \pm 0,0004$	$0,0010 \pm 0,0006$	$0,0008 \pm 0,0003$	$0,001 \pm 0,001$	$0,001 \pm 0,001$
25	$0,0019 \pm 0,0015$	$0,002 \pm 0,001$	$0,0018 \pm 0,0005$	$0,0010 \pm 0,0003$	$0,0009 \pm 0,0003$
50	$0,0035 \pm 0,0037$	$0,004 \pm 0,003$	$0,003 \pm 0,001$	$0,0022 \pm 0,0009$	$0,002 \pm 0,001$
75	$0,01 \pm 0,01$	$0,01 \pm 0,01$	$0,006 \pm 0,004$	$0,004 \pm 0,003$	$0,004 \pm 0,003$
100	$0,01 \pm 0,02$	$0,01 \pm 0,02$	$0,01 \pm 0,01$	$0,01 \pm 0,01$	$0,01 \pm 0,01$

6.4.2. Calculo de la Difusión Efectiva a través de la ecuación de decaimiento exponencial de Dörr y Münnich.

En 1990, Dörr y Münnich desarrollaron la ecuación de decaimiento exponencial, (ecuación 22), la cual plantea que la relación entre la concentración de ^{222}Rn a una profundidad determinada $[^{222}\text{Rn}]_z$ y la concentración de ^{222}Rn a una “profundidad infinita” $[^{222}\text{Rn}]_\infty$, puede ser relacionada con la función exponencial de decaimiento radiactivo, asumiendo que la producción y el decaimiento, factores que controlan la concentración de ^{222}Rn , están en equilibrio. A medida que descendemos en el perfil del suelo, la concentración de Radón tiende a aumentar en forma exponencial, hasta que la variación de concentración en función de la profundidad tienda a cero, debido a la proximidad que existe con la fuente de origen del Radón. En esta zona la concentración es prácticamente constante y es conocida como concentración a “profundidad infinita” $[^{222}\text{Rn}]_\infty$. La ecuación 22, nos permite calcular la concentración de Radón a cualquier profundidad, $[^{222}\text{Rn}]_z$, con el conocimiento de la “profundidad infinita”, $[^{222}\text{Rn}]_\infty$, la difusión efectiva (D_{ef}) específica de la profundidad deseada y la constante de decaimiento radiactivo (λ) del ^{222}Rn .

$$[^{222}\text{Rn}]_z = [^{222}\text{Rn}]_\infty \times \left(1 - e^{-z \times \sqrt{\frac{\lambda}{D_{\text{ef}}}}} \right) \quad [22]$$

Despejando la difusión efectiva (D_{ef}) de la ecuación 22, obtenemos la ecuación 23.

$$D_{ef} = \frac{\lambda}{\left[\frac{\text{Ln} \left(1 - \frac{[^{222}\text{Rn}]_z}{[^{222}\text{Rn}]_\infty} \right)}{z} \right]^2} \quad [23]$$

Las concentraciones de ^{222}Rn a diferentes profundidades del suelo, $[^{222}\text{Rn}]_z$, en las dos zonas, fueron determinadas como parte de los objetivos y presentadas en la Tabla 7. A partir de estos valores de concentración de ^{222}Rn a distintas profundidades, medidas en cada uno de los muestreos, fueron realizadas regresiones logarítmicas con la finalidad de encontrar, a través de la ecuaciones asignadas a cada una de las curvas de concentración, el valor de “concentración infinita” de Radón $[^{222}\text{Rn}]_\infty$, mas acorde con la distribución de las concentraciones en el perfil del suelo.

En la mayoría de los muestreos realizados de aire intersticial a diferentes profundidades del suelo, fueron encontrados valores de concentraciones de ^{222}Rn muy similares, a profundidades de 75 y 100 cm, lo cuál nos indica que ya a estas profundidades, la variación de la concentración de ^{222}Rn en función de la profundidad, comenzaba a tender a cero. Por esta razón, en lo concerniente a este trabajo, la concentración infinita fue calcula asumiendo que está localizada a una profundidad estimada de 200 cm.

En las figuras de la 31 a la 35 representan estas regresiones para cada uno de los ensayos realizados en las dos zonas de muestreo. Las regresiones obtenidas explican entre el 81 y el 97 % de los datos, de acuerdo con el resultado de la ANOVA realizado a cada regresión, considerando un 95% de confianza. Los coeficientes obtenidos para cada regresión se pueden agrupar y los grupos obtenidos corresponden a SD y LC. Al reunir los datos de SD fue obtenida una regresión que explica el 82% de los datos ($R= 0,8176$) y los coeficientes fueron $b= (10\pm 1) \times 10^3$ y $a=(16\pm 5) \times 10^3$; y al

reunir los datos de LC la regresión obtenida explica el 95% de los datos ($R= 0,9540$) y los valores para los coeficientes fueron: son $b= (14\pm 1) \times 10^3$ y $a=(29\pm 4) \times 10^3$. Este resultado indica que los suelos de ambas zonas tendrían un comportamiento físico semejante. Los nuevos coeficientes calculados para LC son mayores que los de SD, esta diferencia podría deberse a las prácticas utilizada en cada zona.

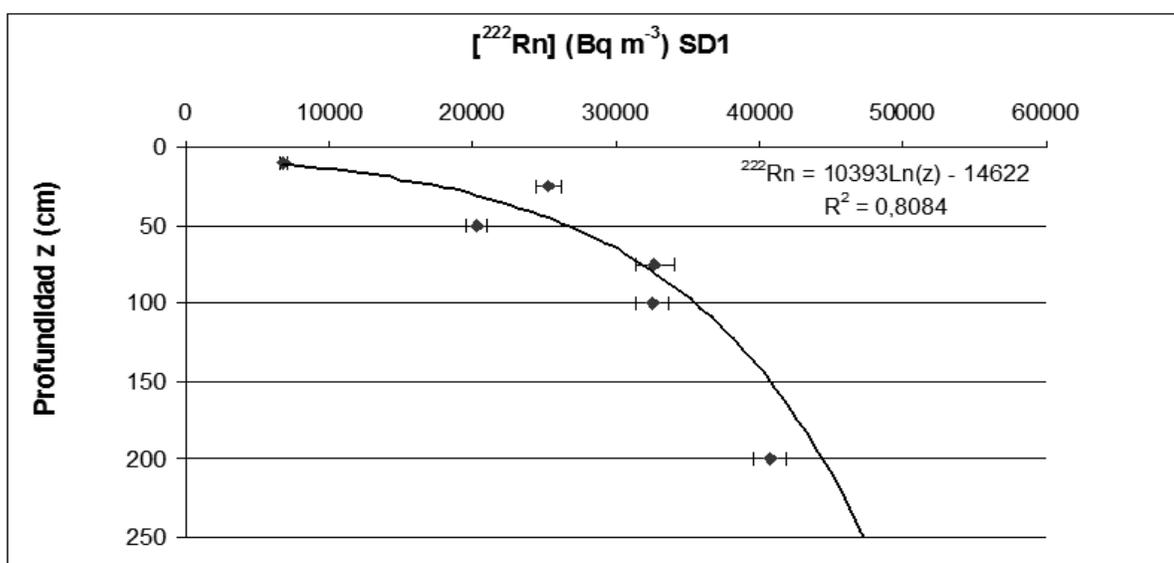


Figura 31. Concentración de Radón en función de la profundidad con su respectiva regresión exponencial correspondiente al primer ensayo en la zona SD. Los coeficientes de la regresión ($y= b \times +a$) con sus errores son $b= (10\pm 3) \times 10^3$ y $a= (15\pm 11) \times 10^3$

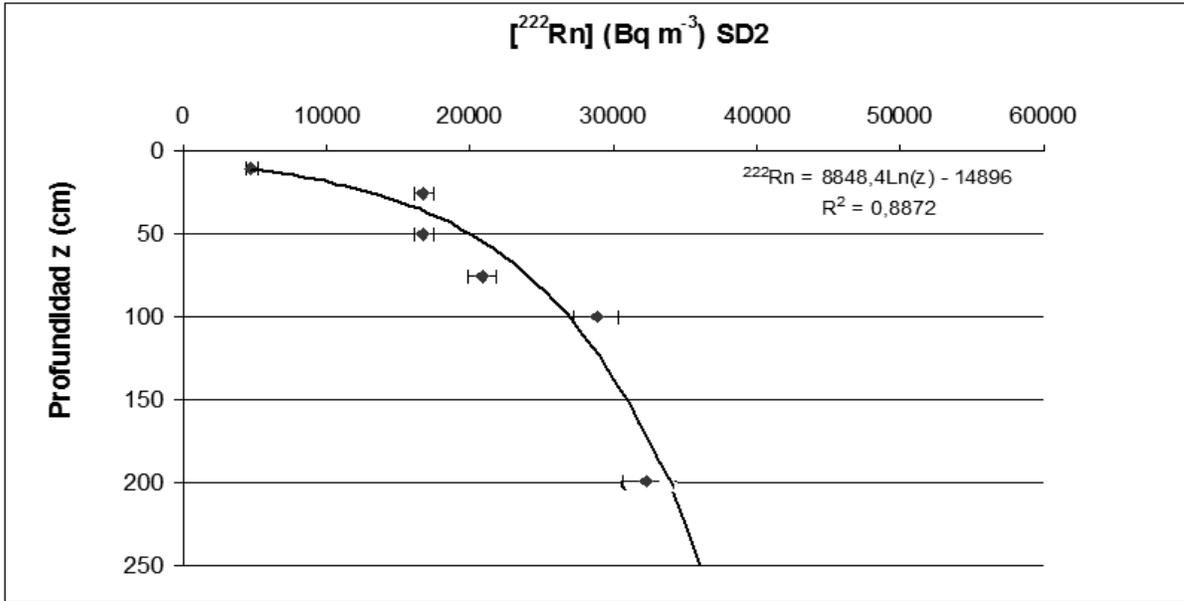


Figura 32. Concentración de Radón en función de la profundidad con su respectiva regresión exponencial correspondiente al segundo ensayo en la zona SD. Los coeficientes de la regresión ($y = b \times x + a$) con sus errores son $b = (9 \pm 2) \times 10^3$ y $a = (15 \pm 7) \times 10^3$

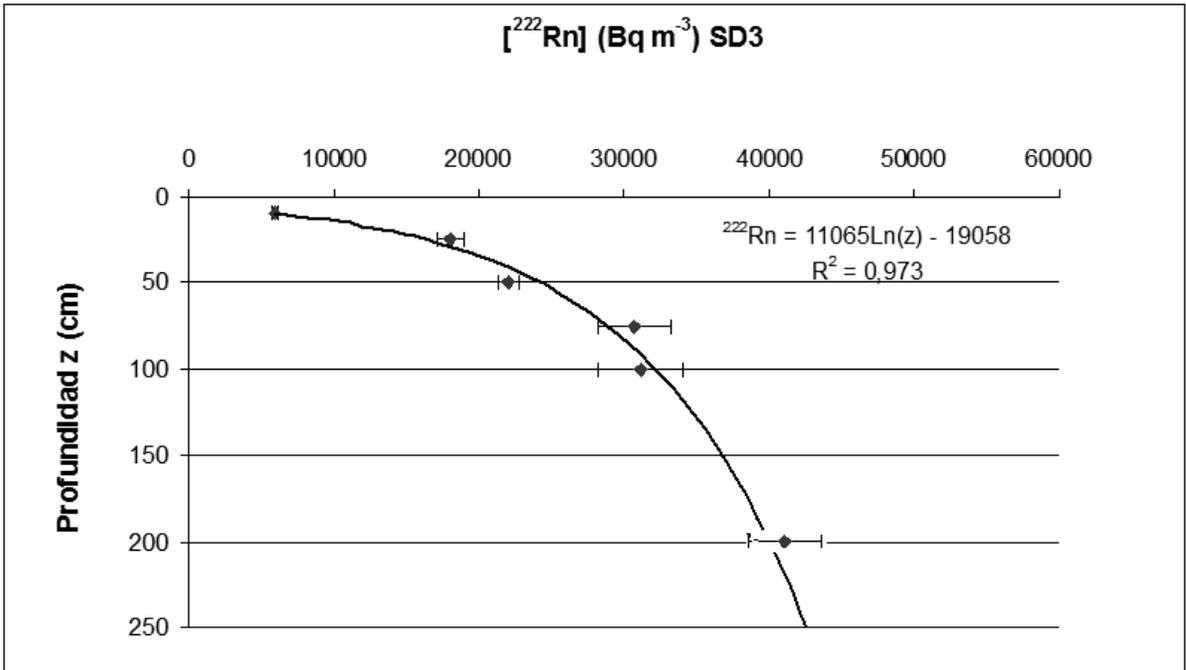


Figura 33. Concentración de Radón en función de la profundidad con su respectiva regresión exponencial correspondiente al tercer ensayo en la zona SD. Los coeficientes de la regresión ($y = b \times x - a$) con sus errores son $b = (11 \pm 1) \times 10^3$ y $a = (19 \pm 4) \times 10^3$

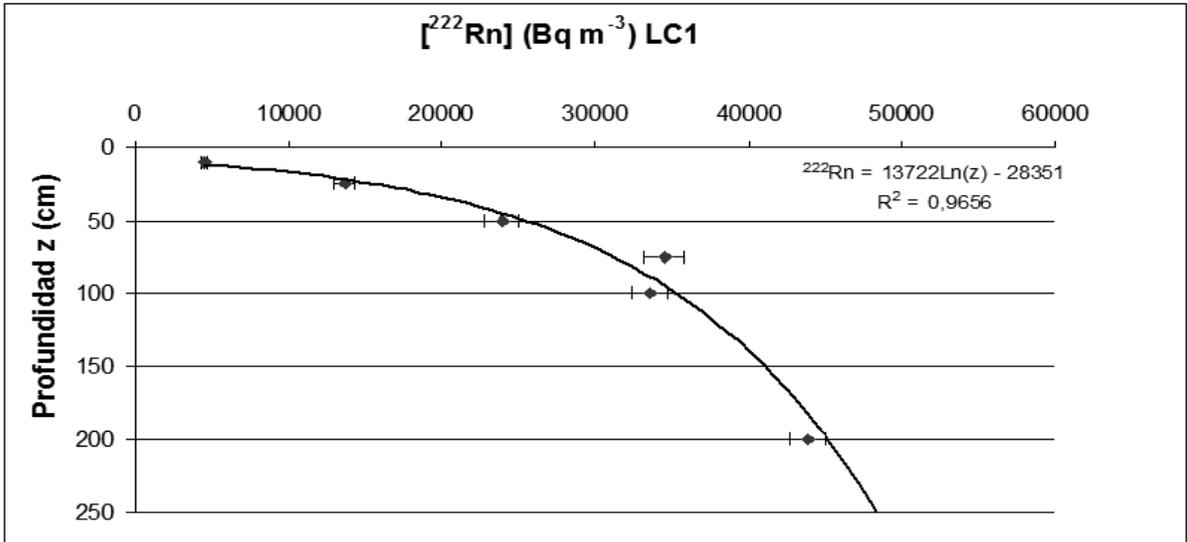


Figura 34 Concentración de Radón en función de la profundidad con su respectiva regresión exponencial correspondiente al primer ensayo en la zona LC. Los coeficientes de la regresión ($y = b x - a$) con sus errores son $b = (14 \pm 1) \times 10^3$ y $a = (28 \pm 6) \times 10^3$

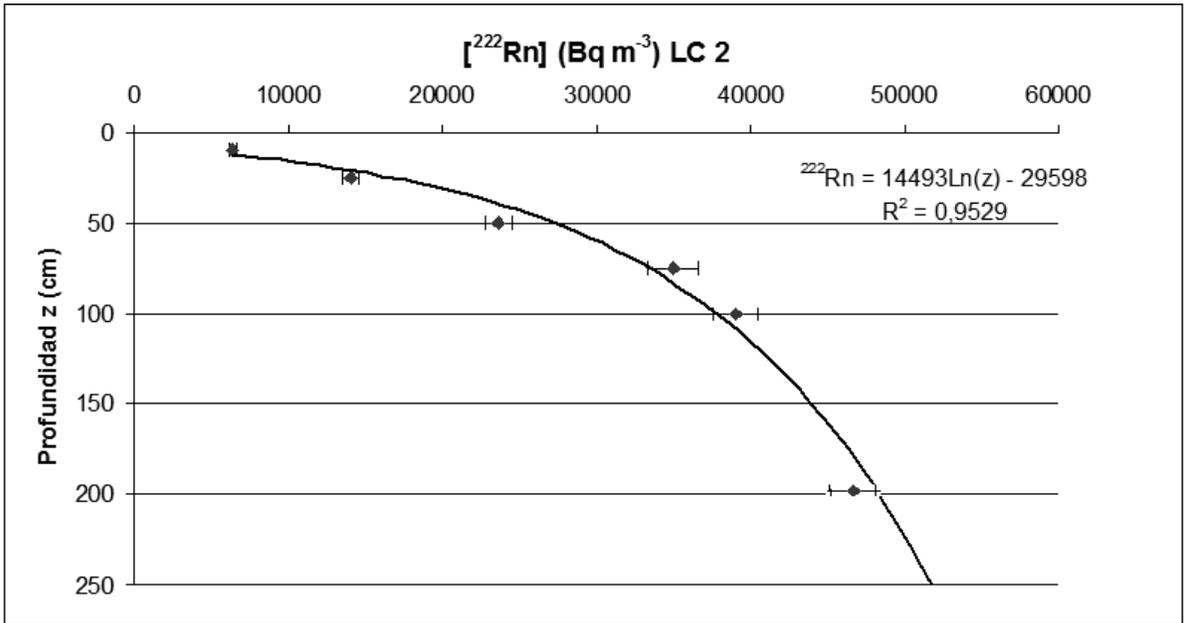


Figura 35. Concentración de Radón en función de la profundidad con su respectiva regresión exponencial correspondiente al segundo ensayo en la zona LC. Los coeficientes de la regresión ($y = b x - a$) con sus errores son $b = (14 \pm 2) \times 10^3$ y $a = (30 \pm 7) \times 10^3$

Las regresiones por cada muestreo permiten estimar los valores de $[^{222}\text{Rn}]_{\infty}$, correspondientes a cada uno de los muestreos de radón, en el aire intersticial en las dos zonas estudiadas, y con este valor realizar el cálculo del valor de la difusión efectiva (D_{ef}) en función de la profundidad, a través de la ecuación 23, en cada una de las zonas estudiadas.

La tabla 12 presenta los valores de la difusión efectiva de ^{222}Rn a diferentes profundidades del suelo, los cuales muestran un aumento de la difusión a medida que ascendemos a través del perfil del suelo, como resultado de la disminución de la compactación y la presencia de una mayor cantidad de caminos disponibles para el ascenso hacia la superficie, la gran mayoría de ellos creados por las raíces de plantas. Como era de esperarse, en los primeros 50 centímetros del perfil del suelo, la zona de labranza convencional presentó valores de difusión mayores en comparación a los reportados en la zona de siembra directa, manteniendo casi siempre una diferencia de un orden de magnitud. La labranza repetida de aproximadamente los primeros 25 cm del suelo, perturba fuertemente esta capa del suelo y promueve aún más la presencia de caminos hacia la superficie, reflejado en los valores de porosidad expresados en la tabla 5. Por otro lado, al comparar los valores de difusión obtenidos mediante las regresiones individuales, vemos que para LC los coeficientes de difusión obtenidos son mucho mayores, dos órdenes de magnitud, que los presentados en las tablas 1 y 2 para diferentes suelos citados por distintos autores.

La Tabla 13 contiene los coeficientes de difusión calculados mediante las regresiones obtenidas una vez agrupados los datos del perfil de suelos de SD y LC. Independientemente de que los valores de concentración no son réplicas de la misma muestra, los valores de concentración correspondiente a cada zona fueron promediados según la profundidad y a partir de estos fue aplicado el mismo tratamiento gráfico, mencionado en la primera parte de este apartado 6.2, para el cálculo del valor de

$[^{222}\text{Rn}]_{\infty}$, necesario en la determinación de la difusión efectiva por medio de la ecuación de decaimiento exponencial. Los valores de la difusión promedio, agrupados en la tabla 13, mantienen el comportamiento observado para los coeficientes de difusión calculados para cada muestreo por separado (tabla 12); es decir, la zona de labranza convencional tendría valores de difusión mayores a los evaluados para la zona de siembra directa. Esto es claro en los primeros 25 centímetros del suelo, lo cual está en concordancia con el impacto que habría sido generado sobre la estructura del suelo por la labranza convencional. Los valores calculados para las profundidades comprendidas entre 50 y 100 centímetros muestran una gran homogeneidad; lo cual estaría indicando que la difusión en ambas zonas, a esas profundidades, es la misma, la estructura del suelo no habría sido alterada de manera significativa por el tipo de labranza realizada.

Cabe destacar, que los valores de la tabla 13, además, están dentro de los rangos para este coeficiente presentados en la literatura pertinente (Tablas 1 y 2). Por lo tanto, estos serían los valores de difusión promedio que corresponderían a los perfiles de suelos insaturados, de textura principalmente francolimosa, con dos tipos de prácticas agrícolas.

Es importante hacer notar que aun existiendo una diferencia de 6 por ciento entre las humedades del suelo registradas, el método para evaluar el coeficiente de difusión no posee la sensibilidad suficiente como para ser afectado por una variación de la humedad del suelo de esta magnitud. En cambio, fue evidente el efecto generado por las distintas técnicas de cultivo, consideradas en este trabajo, sobre la magnitud del coeficiente de difusión.

Cuando fue analizado el efecto de la humedad sobre el flujo superficial, en ese caso la variación de la humedad, principalmente a nivel superficial, generó un aumento en la concentración de radón (tabla 8) el cual, posteriormente, promovió un mayor flujo

superficial. Al haber radón en mayor concentración en la capa superficial del suelo, mayor será el intercambio con la atmósfera.

Tabla 12. Difusión efectiva de ^{222}Rn a diferentes profundidades del suelo calculada por medio de la ecuación de decaimiento exponencial de Dörr y Münnich a partir de los datos de concentración de ^{222}Rn recolectados en la zonas siembra directa (SD) y la de labranza convencional (LC).

Difusión efectiva ($\text{cm}^2 \text{seg}^{-1}$)					
Profundidad (cm)	SD 1	SD 2	SD 3	LC 1	LC 2
10	$0,006 \pm 0,001$	$0,52 \pm 0,06$	$0,51 \pm 0,05$	$1,2 \pm 0,1$	$0,64 \pm 0,07$
25	$0,0012 \pm 0,005$	$0,06 \pm 0,01$	$0,090 \pm 0,004$	$0,25 \pm 0,01$	$0,27 \pm 0,03$
50	$0,010 \pm 0,003$	$0,12 \pm 0,03$	$0,01 \pm 0,01$	$0,11 \pm 0,01$	$0,14 \pm 0,02$
75	$0,004 \pm 0,002$	$0,09 \pm 0,02$	$0,04 \pm 0,01$	$0,04 \pm 0,01$	$0,05 \pm 0,01$
100	$0,007 \pm 0,005$	$0,02 \pm 0,02$	$0,05 \pm 0,01$	$0,06 \pm 0,01$	$0,04 \pm 0,01$

Tabla 13 Difusión efectiva promedio de ^{222}Rn a diferentes profundidades del suelo, calculada a partir de la ecuación de decaimiento exponencial de Dörr y Münnich en las zonas siembra directa (SD) y la de labranza convencional (LC).

Difusión efectiva ($\text{cm}^2 \text{seg}^{-1}$)		
Profundidad (cm)	SD PROMEDIO	LC PROMEDIO
10	0,007 \pm 0,001	0,013 \pm 0,001
25	0,0022 \pm 0,0003	0,0101 \pm 0,0004
50	0,009 \pm 0,001	0,010 \pm 0,001
75	0,006 \pm 0,001	0,006 \pm 0,001
100	0,007 \pm 0,002	0,008 \pm 0,001

6.5. Calculo de la Difusión efectiva del Óxido Nitroso (N_2O).

Una vez calculados los coeficientes de de difusión característicos de los suelos estudiados mediante la ecuación propuesta por Dörr y Münnich, fue posible evaluar los coeficientes de difusión para el gas traza Óxido Nitroso utilizando relación de Graham (Ecuación 21)

La tabla 14 agrupa los valores de difusión efectiva promedio de N_2O , correspondiente a las dos zonas estudiadas, calculados a partir de las difusiones de ^{222}Rn . Al igual que los valores de difusión de Radón calculados y presentados en la tabla 13, la difusión de N_2O tiende a ser mayor en la zona de labranza convencional en comparación con la zona de siembra directa, en los primeros 25 centímetro del suelo. Los valores reportados para ambas zonas, a profundidades mayores de cincuenta centímetros, muestra gran homogeneidad

La producción y consumo N_2O se podrían considerar iguales, en ambas zonas estudiadas, si es estimada una humedad y una cantidad de nutrientes similares, pero los flujos serían diferentes debido a la difusión. Es decir, la zona de labranza convencional posiblemente emitiría una mayor cantidad de este gas traza que la zona de siembra directa. De este modo, la información generada en este trabajo puede ser de gran utilidad en la interpretación relativa a las variaciones de la concentración de N_2O en función de la profundidad del suelo. El N_2O es un compuesto involucrado en los procesos microbianos del suelo, y su concentración depende de los procesos microbianos de producción y consumo, y del transporte físico (difusión) en este medio poroso. Al conocer cual es la contribución relativa de cada proceso, podría inferirse que proceso está gobernando emisión superficial del gas.

Tabla 14. Difusiones efectivas de N_2O en cada una de las zonas, a diferentes profundidades del suelo, obtenidas a través del teorema de Graham..

Profundidad (cm)	Difusión efectiva N_2O ($cm^2 \text{ seg}^{-1}$)	
	SD	LC
10	0,009 ± 0,001	0,016 ± 0,002
25	0,0027 ± 0,0004	0,0122 ± 0,0005
50	0,011 ± 0,002	0,012 ± 0,001
75	0,007 ± 0,001	0,007 ± 0,001
100	0,008 ± 0,002	0,010 ± 0,002

7. CONCLUSIONES

- Las concentraciones de ^{222}Rn en el perfil del suelo, en la zona estudiada, varían entre 4.500 y 40.000 Bq m^{-3} .
- No existen diferencias significativas en los perfiles de concentración de ^{222}Rn determinados en cada una de las zonas.
- El flujo promedio registrado en ambas zonas estudiadas (LC y SD) en este trabajo es de $128 \pm 46 \text{ Bq m}^2 \text{ h}^{-1}$
- Los flujos superficiales, a humedades del suelo entre 6 y 8%, son del mismo orden de magnitud que el valor proporcionado para la concentración promedio global proporcionado por UNSCEAR.
- El flujo (y) y la humedad superficial (x) en un mismo suelo son directamente proporcionales. $y = (13 \pm 3) x + (5 \pm 29)$.
- El método de incubaciones de suelo, como opción para el cálculo de la emisión superficial es una buena aproximación a los valores proporcionados mediante el método de cámara cerrada.
- El cálculo de la difusión efectiva D_{ef} a través de la ley de Fick, no generó resultados capaces de explicar los perfiles de concentración evaluados experimentalmente.
- La utilización de la ecuación de decaimiento exponencial de Dörr y Münnich permitió, de forma satisfactoria, el cálculo de la difusión efectiva D_{ef} a diferentes profundidades del suelo.
- Cada tipo de labranza tiene un perfil de coeficientes de difusión característico
- La utilización de la técnica de labranza convencional, propicia un incremento de la difusión efectiva en los primeros 25 cm del suelo, debido al arado del suelo el cual genera un mayor número de caminos posibles para el movimiento de los gases desde el suelo hasta la atmósfera.

- Mediante ley de Graham se calcularon las difusiones efectivas del óxido nitroso, gas de efecto invernadero emitido por el suelo, para cada práctica agrícola.

8. RECOMENDACIONES

- Para un mayor entendimiento de cómo afectan los cambios de humedad del suelo sobre la concentración de ^{222}Rn , principalmente a nivel superficial, es necesario un monitorear, de forma continua y simultanea, la concentración de ^{222}Rn y la humedad del suelo.
- El cálculo del flujo en la zona de labranza convencional por el método de cámara cerrada debe realizarse con menores tiempos de acumulación, debido que en esta zona la saturación del gas dentro de la cámara ocurre con mayor rapidez.
- La determinación del flujo superficial mediante el método de cámara cerrada puede realizarse a través del monitoreo continuo de la concentración de ^{222}Rn , a medida que este se acumula en la cámara. Esto permitiría conocer de forma mas exacta la tasa de variación de la concentración dentro de la cámara en función del tiempo, valor necesario para el cálculo del flujo superficial.
- La utilización un detector Barasol permitiría el monitoreo continuo en tiempo real de la concentración de ^{222}Rn y además eliminaría los largos intervalos de conteo de las muestra de aire recolectadas de la cámara, cuando es utilizado el Pylon AB-5 para su análisis.

9. BIBLIOGRAFIA

1. Keller, E. **Environmental Geology**. Prentice Hall. Eighth Edition. 1992
2. Heusser, G. **Low-Radioactivity Background Techniques** Annu. Rev. Nucl. Part. Sci. 45, 543-590, 1995.
3. Nazaroff W.W. **Radon Transport From Soil to Air**. Reviews of Geophysics. 30(2).137-160, 1992.
4. Friedlander, G., Kennedy J., Macias E y Miller J. **Nuclear and Radiochemistry**. John Wiley & Sons. Third Edition. 1981.
5. Bailey R., Clark H., Ferris J., Krause S. y Strong R., **Chemistry of the environment**. Second Edition. 570- 579. 2003
6. Halberg R. Sediments: Their Interaction with Biogeochemical Cycles through Formation and Diagenesis En **Global Biochemical Cycles**. Editado por S. S., Butcher, R.J. Charlson, Cap 8. 1992.
7. Rodhe, H. Modeling Biogeochemical Cycles En **Global Biogeochemical Cycles**. Editado por S. S., Butcher, R.J. Charlson Cap 4, 1992
8. Jacob Daniel J., **Introduction to the Atmospheric Chemistry**. Princeton University, Cap 4. 1999.
9. Gil J.A. **Emisiones biogénicas de N₂O en un campo agrícola fertilizado al norte del estado Guárico**. Trabajo de grado para optar al título de Magíster. Instituto Venezolano de Investigación Científica (I.V.I.C.). 2007
10. Tibisay Pérez, Loreto Donoso, Francisco Herrera, Evelyn Cabrera, Rodolfo Delgado, Lorenzo Velásquez. IVIC, INIA-CENIAP. **Evaluación de los flujos y la distribución del nitrógeno transformado, en sistemas de producción convencionales y alternativos de sorgo y maíz en las zonas ganadera de Guárico y Portuguesa**. Proyecto FONACIT G-2005000435. 2005.

11. Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D.W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D.C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz and R. Van Dorland, 2007: ***Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing***. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. ***Intergovernmental Panel on Climate Change***. (2) 212. 2007.
12. Pearson J.E., Rimbey, Jones., ***A soil gas emanation measurement system used for Radon-222***. Journal of Applied Meteorology (4)1965.
13. Dörr H. y Münnich O. ***^{222}Rn flux and soil air concentration profiles in West-Germany. Soil ^{222}Rn tracer for gas transport in the unsaturated soil zone***. Tellus. 42(B). 20-28. 1990.
14. Trumbore S. E, Keller M, Wofsy S. C y Da Costa J. M ***Measurements of soil and Canopy Exchange rates in the Amazon rain Forest using ^{222}Rn*** . Journal of Geophysical Research. 95, 865-873, 1990.
15. Davinson E. A y Trumbore S.E. ***Gas diffusivity and production of CO_2*** . Tellus. 47(B), 550-565, 1995.
16. Dueñas C., Fernandez M.C., Carretero J., Linger E., Perez M. ***Release of ^{222}Rn from some soils***. Ann. Geophysical (15) 1997.
17. Lehmann B., Neftel A. y Tarakanov S. ***Radon-222 Monitoring of soil diffusivity***. Geophysical Research Letters. 27(23), 3917- 3920, 2000.
18. García J. R. ***Influencia de la precipitación en la concentración de ^{222}Rn en el subsuelo y su efecto en la exhalación de este hacia la atmósfera (ejemplos de tres zonas de Costa rica)***. Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos. 10(2), 57-62, 2003.

19. Hammer S. y Levin I., **Seasonal variation of the molecular hydrogen uptake by soils inferred from continuous atmospheric observations in Heidelberg, southwest Germany.** Tellus. 61B. 556–565. 2009
20. Martens C.S. **Radon fluxes in tropical forest ecosystems of Brazilian Amazonia: night-time CO₂ net ecosystem exchange derived from radon and eddy covariance methods.** Global change Biology. 10, 618-629, 2004.
21. Usler III W., Chanton J. P., Kelley C., Martens C.S., **Radon 222 tracing of soil and forest canopy trace gas exchange in an open canopy boreal forest.** Journal of Geophysical Research, (99) 1994.
22. Singh K, Singh M. y Singh S. **Variation of radon (²²²Rn) progeny concentrations in outdoor air as a function of time, temperature and relative humidity.** Radiation Measurements. 39, 213-217, 2005.
23. Sturm, P., M Leuenberger, F.L. Valentino, B. Lehmann y B. Ihly. **Measurements of CO₂, its stable isotopes, O₂/N₂ and ²²²Rn at Bern, Switzerland.** Atmospheric Chemistry and Physics. 6, 1991-2004, 2006
24. Papachristodoulou, C; Ioannides, K; Spathis, S **The Effect of Moisture Content on Radon Diffusion Through Soil: Assessment in Laboratory and Field Experiments,** Health Physics, 92(3), 257-264, 2007.
25. Nazaroff, W., B. Moed, y R.G. Sextro. **Soil as a Source of Indoor Radon: Generation, Migration, and Entry,** pp. 57-112. en: Radon and Its Decay Products in Indoor Air (W.W. Nazaroff and A.V. Nero, eds.), John Wiley and Sons, New York, NY. 1988.
26. Gupta M. L., Douglass A. R., Kawa R. y Pawson S. **Use of Radon for evaluation of atmospheric transport models: sensitivity to emissions.** Tellus. 56(B), 404-412, 2004
27. Kritz M. A., Rosner, S. W. y Stockwell, D. Z. **Validation of an off-line three-dimensional chemical transport model using observed Radon profiles.** Journal of Geophysical Research. 103, 8425-8432, 1998.

28. Perriera F., Richonb P. y Sabrouxd J. ***Temporal variations of radon concentration in the saturated soil of Alpine grassland: The role of groundwater flow.*** Science of the Total Environment. 407. 2361-2371. 2009
29. Zhuo W., Guo Q., Chen B. y Cheng G. ***Estimating the amount and distribution of radon flux density from the soil surface in China.*** Journal of Environmental Radioactivity. 99 , 1143-148. 2008.
30. Global Ecosystems Database Project, 2000. ***Global Ecosystems Database Version II: Database, User's Guide, and Dataset Documentation. US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado. KGRD #35. Two CDROMs and publication on the world wide web.***
31. Papastefanou C., ***An overview of the instrumentation for measuring radon in soil gas and groundwater.*** Journal of Environmental Radioactivity. 63, 271-283. 2002.
32. Pylon Electronics Inc. ***Instruction Manual for Pylon Model AB-5 Portable Radiation Monitor,*** Manual Number A900024, Canada, 1993.
33. Giammanco S., Imme G., Moreli D., Neri M., ***Comparison between different methodologies for detecting radon in soil along an active fault: The case of the Pernicana fault system, Mt. Etna (Italy).*** Applied Radiation and Isotopes 67. 178–185. 2009.
34. Pylon Electronics Inc. <http://www.pylonelectronics.com>, 2010.
35. Decagon devices Inc. ***Operator's Manual of soil Moisture sensor for models EC-20, EC-10, EC-5.*** Version 4. USA 2006.
36. Decagon devices Inc. ***User's Manual of data collection system for models Em-5b.*** Version 1.0. USA 2006.
37. Michael J. Singer, Donald N. Munns., ***Soil an introduction.*** Princeton Hall,. Cap 3. 1999
38. Anuario Estadístico Agropecuario. Ministerio de Agricultura y Tierra. INE. Censo 2003.

39. M.A.R.N. **Sistemas Ambientales Venezolanos**. Proyecto Ven.79/001. Región Natural 8. Llanos Altos Occidentales Húmedos. Serie II. Sección 2, Documento 8. Caracas, 1983.
40. Microsoft Office. Excel 2003.

10. APENDICES.

10-A. Calibración y optimización del equipo Pylon AB-5

La calibración del Pylon AB-5 fue realizada a través de los controles de la posición del disco discriminador de pulsos (Disc) y del voltaje suministrado al fotomultiplicador (HV), para lo cual fueron realizadas una serie de medidas que permitieron el ajuste individual de estos dos controles y su posteriormente correlación, con el fin de encontrar las condiciones óptimas de trabajo que presenten la mayor relación señal ruido.

- Ajuste de la posición del disco discriminador de pulsos (disc).

Partiendo de la posición 5 del (Disc) y del voltaje (HV) X que corresponden a los valores en el momento de iniciar la calibración; fue necesario verificar cual es el valor de las cuentas registradas en un intervalo de 10 minutos, sin colocar una celda de Lucas en el Pylon AB-5. Si el numero de cuentas registrado es mayor que 3, es necesario subir una unidad a la posición de (disc) hasta encontrar un numero de cuentas menor a 3, lo cual indica que esta en la posición correcta el Disc para el valor de HV presente en el equipo.

Tabla A.1. Posición del disco discriminador de pulsos (Disc) y sus respectivas cuentas registradas.

Posición del Disc	Numero de cuentas registradas
5*	9
6	6
7	2

* Valor que presentaba el equipo al momento de iniciar la calibración.

- Ajuste del valor de voltaje del fotomultiplicador (HV).

Con el (Disc) en la posición 7 y una celda de Lucas vacía, serial 3150 A, colocada en el equipo, fueron registrados el numero de cuentas correspondiente a 3 intervalos de 5 minutos cada uno, para valores de HV que van desde cero hasta diez. Posteriormente fue graficada la curva Cuentas promedio versus HV. Este procedimiento fue repetido exactamente con el disco discriminador en posición 6 y 8.

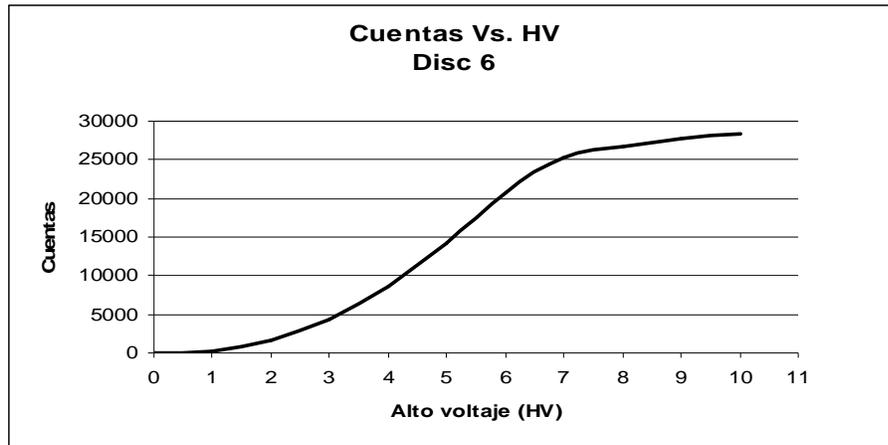


Figura A.1. Curva Cuentas promedio versus HV, correspondiente a la posición de Disc 6.

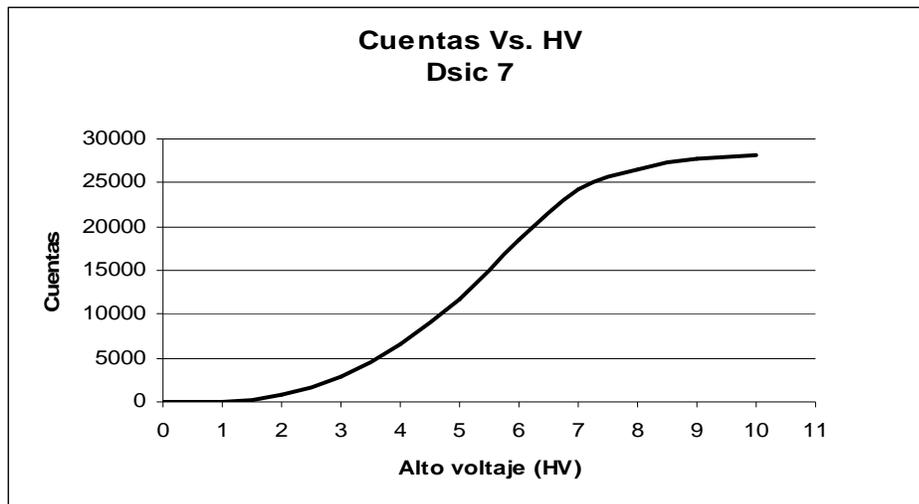


Figura A.2. Curva Cuentas promedio versus HV, correspondiente a la posición de Disc 7.

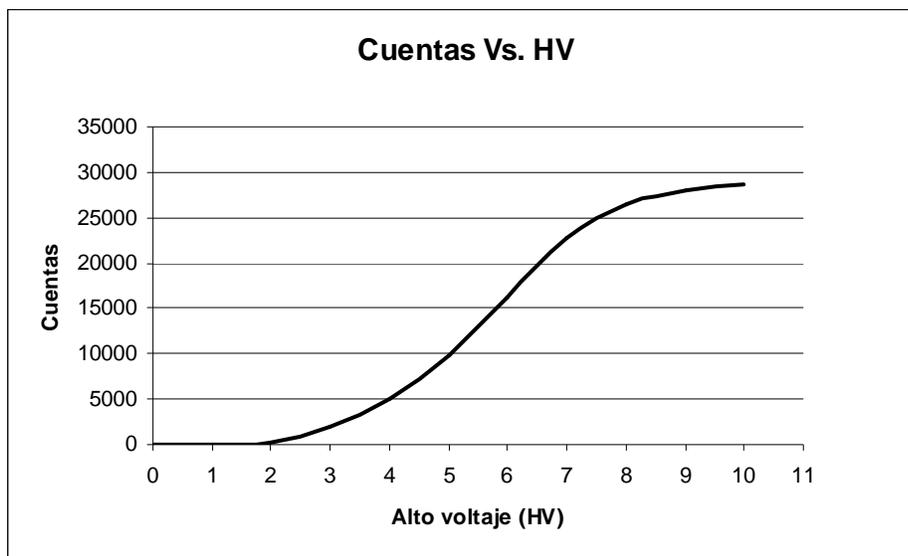


Figura A.3. Curva Cuentas promedio versus HV, correspondiente a la posición de Disc 8.

A través del estudio gráfico de las 3 curvas correspondiente a las posiciones de Disc 6,7 y 8, fueron seleccionadas las graficas que presentaban la mesetas más largas (figuras 24 y 25). En estas 2 graficas fue ubicada la coordenada x del punto medio de la meseta, la cual representa el valor óptimo de HV para cada uno de los valores de Disc correspondiente.

Tabla A.2. Información de las mesetas de la graficas Cuentas vs. HV, correspondiente a las posiciones de disc 6,7 y 8.

	Disc 6	Disc 7	Disc 8
Pendiente	1044,7	1313,7	1004,3
Longitud	3	3	2
Pto medio*	8,5	8,5	9

Debido a la presencia de mesetas de igual longitud fue necesario el análisis del ruido instrumental del equipo a partir de la posición del Disc correspondiente a cada una de las graficas junto con el valor de HV que coincidía con el punto medio de la meseta.

- Condiciones optimas de trabajo (Disc y HV).

El análisis del ruido instrumental fue determinado para las posiciones de Disc 6 y 7, en compañía de valores de HV de 8,5 para cada una de los casos. El equipo, sin celda alguna, registro las cuentas de 3 intervalos de 5 minutos. Los valores fueron expresados en cuentas por minuto y el ruido fue determinado a través del promedio de las cuentas por minuto de los 3 intervalos, siendo las condiciones optimas las que reporten un menor ruido instrumental.

Tabla A.3. Ruido instrumental del equipo.

Disc 6			Disc 7		
Cuentas	(cpm)	Promedio	Cuentas	(cpm)	Promedio
2	0,4	0,47	1	0,2	0,20
2	0,4		1	0,2	
3	0,6		1	0,2	

Las condiciones óptimas del equipo, utilizadas durante este trabajo, para el cálculo de las concentraciones fueron:

Condiciones optimas	
Disc	HV
7	8,5

10-B. Cálculo de la concentración de ^{222}Rn en el aire intersticial de suelo a diferentes profundidades.

Tabla B.1. Señal de fondo correspondiente a cada una de las celdas de Lucas, utilizadas en la determinación de la concentración de ^{222}Rn en muestras de aire.

Nº celda	Cuentas registradas					TOTAL Cuentas reg	Tiempo total Conteo (min)	BS (Cuentas de Fondo) /min
	Inter. 1	Inter. 2	Inter. 3	Inter. 4	Inter. 5			
946	22	23	16	26	18	105	50	2,1 ± 0,4
961	16	21	16	18	16	87	50	1,7 ± 0,2
971	27	25	16	23	18	109	50	2,2 ± 0,5
972	27	27	28	22	25	129	50	2,6 ± 0,2
973	15	18	14	27	14	88	50	1,8 ± 0,6

Tabla B.2. Datos utilizados para el cálculo de concentración de ^{222}Rn a distintas profundidades del suelo, correspondiente al primer ensayo en la zona de siembra directa (SD 1).

Profundidad (cm)	Fecha y Hora de recolección	Fecha y Hora de inicio Conteo	Cuentas registradas			Tiempo total Conteo (hora)	BS (Cuentas min-1)	NCPM (Cuenta s min- 1)	Factor A	Factor C	^{222}Rn (Bq m ⁻³)
			Inter. 1	Inter. 2	Inter. 3						
10	12/05/2009 11:26	13/05/2009 00:32	1050	1037	1017	0,5	2,1 ± 0,4	101 ± 2	0,90579	1,00189	6800 ± 200
25	12/05/2009 11:08	13/05/2009 06:07	1801	1804	1811	0,25	1,7 ± 0,2	359 ± 1	0,86557	1,000945	25300 ± 800
50	12/05/2009 10:52	13/05/2009 06:40	967	982	948	0,15	2,2 ± 0,5	320 ± 6	0,96038	1,000567	20300 ± 800
75	12/05/2009 10:24	13/05/2009 07:17	1344	1409	1391	0,15	2,6 ± 0,2	458 ± 11	0,85323	1,000567	33000 ± 1000
100	12/05/2009 09:51	13/05/2009 07:37	1374	1362	1351	0,15	1,8 ± 0,6	452 ± 4	0,84765	1,000567	33000 ± 1000

Tabla B.3. Datos utilizados para el cálculo de concentración de ^{222}Rn a distintas profundidades del suelo, correspondiente al segundo ensayo en la zona de siembra directa (SD 2).

Profundidad (cm)	Fecha y Hora de recolección	Fecha y Hora de inicio conteo	Cuentas registradas			Tiempo total Conteo (hora)	BS (Cuentas min-1)	NCPM (Cuentas min-1)	Factor A	Factor C	[^{222}Rn] (Bq m-3)
			Inter. 1	Inter. 2	Inter. 3						
10	18/05/2009 09:28	19/05/2009 08:39	977	847	941	0,75	2,1 ± 0,4	59 ± 4	0,83925	1,002835	4800 ± 400
25	18/05/2009 09:37	19/05/2009 09:51	939	909	921	0,2	1,7 ± 0,2	229 ± 4	0,83255	1,000756	16800 ± 600
50	18/05/2009 09:46	19/05/2009 10:08	703	680	697	0,15	2,2 ± 0,5	229 ± 4	0,83155	1,000567	16800 ± 600
75	18/05/2009 10:17	19/05/2009 10:20	881	877	831	0,15	2,6 ± 0,2	285 ± 9	0,83393	1,000567	21000 ± 1000
100	18/05/2009 10:29	19/05/2009 10:33	1139	1181	1242	0,15	1,8 ± 0,6	394 ± 17	0,83381	1,000567	29000 ± 2000

Tabla B.4. Datos utilizados para el cálculo de concentración de ^{222}Rn a distintas profundidades del suelo, correspondiente al tercer ensayo en la zona de siembra directa (SD 3).

Profundidad (cm)	Fecha y Hora de recolección	Fecha y Hora de inicio conteo	Cuentas registradas			Tiempo total Conteo (hora)	BS (Cuentas min-1)	NCPM (Cuentas min-1)	Factor A	Factor C	[^{222}Rn] (Bq m-3)
			Inter. 1	Inter. 2	Inter. 3						
10	20/05/2009 11:07	21/05/2009 07:10	782	812	816	0,5	2,1 ± 0,4	78 ± 2	0,8595	1,00189	6000 ± 200
25	20/05/2009 11:17	21/05/2009 12:45	917	967	891	0,2	1,7 ± 0,2	230 ± 10	0,82451	1,000756	18000 ± 1000
50	20/05/2009 11:45	21/05/2009 13:19	1199	1205	1195	0,2	2,2 ± 0,5	289 ± 1	0,82376	1,000756	22000 ± 1000
75	20/05/2009 12:00	21/05/2009 13:42	1155	1250	1346	0,15	2,6 ± 0,2	414 ± 32	0,82276	1,000567	31000 ± 3000
100	20/05/2009 12:38	21/05/2009 14:04	1140	1326	1340	0,15	1,8 ± 0,6	421 ± 37	0,82476	1,000567	31000 ± 3000

Tabla B.5. Datos utilizados para el cálculo de concentración de ^{222}Rn a distintas profundidades del suelo, correspondiente al primer ensayo en la zona de labranza convencional (LC 1).

Profundidad (cm)	Fecha y Hora de recolección	Fecha y Hora de inicio conteo	Cuentas registradas			Tiempo total Conteo (hora)	BS (Cuentas min-1)	NCPM (Cuentas min-1)	Factor A	Factor C	[^{222}Rn] (Bq m-3)
			Inter. 1	Inter. 2	Inter. 3						
10	14/05/2009 09:25	14/05/2009 19:16	1075	1075	1034	0,75	2,1 ± 0,4	69 ± 2	0,92792	1,002835	4500 ± 200
25	14/05/2009 09:35	14/05/2009 20:19	850	857	791	0,2	1,7 ± 0,2	206 ± 9	0,92178	1,000756	14000 ± 800
50	14/05/2009 09:46	14/05/2009 20:52	1132	1074	1063	0,15	2,2 ± 0,5	361 ± 12	0,91958	1,000567	24000 ± 1000
75	14/05/2009 09:58	14/05/2009 21:12	1547	1608	1547	0,15	2,6 ± 0,2	520 ± 12	0,91857	1,000567	34000 ± 1000
100	14/05/2009 10:07	14/05/2009 21:25	1540	1499	1522	0,15	1,8 ± 0,6	505 ± 7	0,91807	1,000567	34000 ± 1000

Tabla B.6. Datos utilizados para el cálculo de concentración de ^{222}Rn a distintas profundidades del suelo, correspondiente al segundo ensayo en la zona de labranza convencional (LC 2).

Profundidad (cm)	Fecha y Hora de recolección	Fecha y Hora de inicio conteo	Cuentas registradas			Tiempo total Conteo (hora)	BS (Cuentas min-1)	NCPM (Cuentas min-1)	Factor A	Factor C	[^{222}Rn] (Bq m-3)
			Inter. 1	Inter. 2	Inter. 3						
10	16/05/2009 09:36	16/05/2009 17:26	788	792	836	0,4	2,1 ± 0,4	99 ± 3	0,94227	1,001512	6400 ± 300
25	16/05/2009 09:46	16/05/2009 18:04	878	882	860	0,2	1,7 ± 0,2	217 ± 3	0,93914	1,000756	14000 ± 500
50	16/05/2009 09:54	16/05/2009 18:22	1108	1080	1100	0,15	2,2 ± 0,5	363 ± 5	0,93788	1,000567	24000 ± 800
75	16/05/2009 10:02	16/05/2009 18:43	1574	1678	1603	0,15	2,6 ± 0,2	537 ± 18	0,93626	1,000567	35000 ± 2000
100	16/05/2009 10:08	16/05/2009 18:57	1820	1769	1820	0,15	1,8 ± 0,6	599 ± 10	0,93525	1,000567	39000 ± 1000

Tabla B.7. Comparación de concentraciones de ^{222}Rn a diferentes profundidades del suelo en las zonas de siembra directa y labranza convencional a través de la prueba f.

Información sobre conjuntos				Comparación		
Nombre	Promedio	Varianza	n	f Exp.	f Critico	Probabilidad (%)
SD1	23680	118177000	5	0,226625	2,866081	92
SD2	17680	76652000	5			
SD3	21580	109082000	5			
LC1	22040	166783000	5			
LC2	23620	188302000	5			

10-C. Calculo del flujo de ^{222}Rn , a través del método de cámara cerrada.

Tabla C.1. Señal de fondo correspondiente a cada una de las celdas de Lucas, utilizadas en la determinación de la concentración de ^{222}Rn en muestras de aire, tomadas de cámaras invertidas, en diferentes tiempos de acumulación.

Nº celda	Cuentas registradas					TOTAL Cuentas reg	Tiempo Total de Conteo (min)	Señal de fondo BS (Cuentas min^{-1})
	Inter. 1	Inter. 2	Interv 3	Interv 4	Interv 5			
1007	15	7	5	13	3	43	50	$0,9 \pm 0,5$
1008	6	8	4	7	6	31	50	$0,6 \pm 0,1$
1009	6	7	5	11	12	41	50	$0,8 \pm 0,3$

Tabla C. 2. Datos utilizados para el cálculo de la concentración de Radón en muestras de aire, tomadas de cámaras invertidas, en diferentes tiempos de acumulación, correspondiente al monitoreo preliminar del flujo superficial en la zona de siembra directa (SD pre).

Tiempo (min)	Fecha y Hora de recolección	Fecha y Hora de inicio conteo	Cuentas registradas			Tiempo total Conteo (hora)	BS (Cuentas min ⁻¹)	NCPM (Cuentas min ⁻¹)	Factor A	Factor C	[²²² Rn] (Bq m ⁻³)
			Inter. 1	Inter. 2	Inter. 3						
30	08/05/2009 17:03	08/05/2009 22:05	757	765	732	9	0,9 ± 0,5	3,3 ± 0,5	0,96283	1,03435	217 ± 35
60	08/05/2009 17:34	09/05/2009 07:23	1172	1187	1130	9	0,6 ± 0,1	5,8 ± 0,2	0,90052	1,03435	409 ± 21
90	08/05/2009 18:08	09/05/2009 16:31	1863	1863	1863	9	0,8 ± 0,3	9,5 ± 0,3	0,84424	1,03435	711 ± 33

Tabla C.3. Datos utilizados para el cálculo de la concentración de Radón en muestras de aire, tomadas de cámaras invertidas, en diferentes tiempos de acumulación, correspondientes al primer monitoreo del flujo superficial en la zona de siembra directa (SD 1).

Tiempo (min)	Fecha y Hora de recolección	Fecha y Hora de inicio conteo	Cuentas registradas			Tiempo total Conteo (hora)	BS (Cuentas min ⁻¹)	NCPM (Cuentas min ⁻¹)	Factor A	Factor C	[²²² Rn] (Bq m ⁻³)
			Inter. 1	Inter. 2	Inter. 3						
30	12/05/2009 11:19	12/05/2009 14:12	1056	1149	1102	4	0,9 ± 0,5	13 ± 1	0,97837	1,01517	817 ± 56
60	12/05/2009 10:10	12/05/2009 18:45	830	814	714	2,5	0,6 ± 0,1	15 ± 1	0,93701	1,00946	991 ± 89
90	12/05/2009 10:44	12/05/2009 22:02	973	955	893	2	0,8 ± 0,3	23 ± 1	0,91807	1,00757	1517 ± 89

Tabla C.4. Datos utilizados para el cálculo de la concentración de Radón en muestras de aire, tomadas de cámaras invertidas, en diferentes tiempos de acumulación, correspondientes al segundo monitoreo del flujo superficial en la zona de siembra directa (SD 2).

Tiempo (min)	Fecha y Hora de recolección	Fecha y Hora de inicio conteo	Cuentas registradas			Tiempo total Conteo (hora)	BS (Cuentas min ⁻¹)	NCPM (Cuentas min ⁻¹)	Factor A	Factor C	[²²² Rn] (Bq m ⁻³)
			Inter. 1	Inter. 2	Inter. 3						
40	18/05/2009 09:21	18/05/2009 11:31	1212	1173	1165	9	0,9 ± 0,5	6 ± 1	0,98376	1,03435	366 ± 36
80	18/05/2009 10:01	18/05/2009 20:56	778	777	723	4	0,6 ± 0,1	8,9 ± 0,4	0,92040	1,01517	596 ± 34
120	18/05/2009 10:41	19/05/2009 01:17	970	834	793	3,5	0,8 ± 0,3	12 ± 1	0,89458	1,01325	797 ± 97

Tabla C. 5. Datos utilizados para el cálculo de la concentración de Radón en muestras de aire, tomadas de cámaras invertidas, en diferentes tiempos de acumulación, correspondientes al tercer monitoreo del flujo superficial en la zona de siembra directa (SD 3).

Tiempo (min)	Fecha y Hora de recolección	Fecha y Hora de inicio conteo	Cuentas registradas			Tiempo total Conteo (hora)	BS (Cuentas min ⁻¹)	NCPM (Cuentas min ⁻¹)	Factor A	Factor C	[²²² Rn] (Bq m ⁻³)
			Inter. 1	Inter. 2	Inter. 3						
40	20/05/2009 11:32	20/05/2009 14:25	875	841	891	4	0,9 ± 0,5	10 ± 1	0,97837	1,01517	632 ± 4
80	20/05/2009 12:12	20/05/2009 18:56	756	629	643	2,5	0,6 ± 0,1	13 ± 1	0,95020	1,00946	835 ± 95
120	20/05/2009 12:52	20/05/2009 21:56	846	872	846	4	0,8 ± 0,3	9,9 ± 0,4	0,93382	1,01517	1306 ± 65

Tabla C.6. Datos utilizados para el cálculo de la concentración de Radón en muestras de aire, tomadas de cámaras invertidas, en diferentes tiempos de acumulación, correspondientes al primer monitoreo del flujo superficial en la zona de labranza convencional (LC 1).

Tiempo (min)	Fecha y Hora de recolección	Fecha y Hora de inicio conteo	Cuentas registradas			Tiempo total Conteo (hora)	BS (Cuentas min ⁻¹)	NCPM (Cuentas min ⁻¹)	Factor A	Factor C	²²² Rn] (Bq m ⁻³)
			Inter 1	Inter 2	Inter 3						
40	14/05/2009 10:18	14/05/2009 13:29	877	775	813	4	0,9 ± 0,5	10 ± 1	0,97623	1,01517	612 ± 45
80	14/05/2009 10:48	14/05/2009 22:35	826	826	826	8	0,6 ± 0,1	4,5 ± 0,1	0,91732	1,0305	311 ± 14
120	14/05/2009 11:18	15/05/2009 02:15	820	832	828	8	0,8 ± 0,3	4,8 ± 0,4	0,91729	1,0315	316 ± 17

Tabla C.7. Datos utilizados para el cálculo de la concentración de Radón en muestras de aire, tomadas de cámaras invertidas, en diferentes tiempos de acumulación, correspondientes al segundo monitoreo del flujo superficial en la zona de siembra directa (LC 2).

Tiempo (min)	Fecha y Hora de recolección	Fecha y Hora de inicio conteo	Cuentas registradas			Tiempo total Conteo (hora)	BS (Cuentas min ⁻¹)	NCPM (Cuentas min ⁻¹)	Factor A	Factor C	[²²² Rn] (Bq m ⁻³)
			Inter. 1	Inter. 2	Inter. 3						
40	16/05/2009 10:16	16/05/2009 13:43	819	874	832	3	0,9 ± 0,5	13 ± 1	0,97422	1,01136	833 ± 52
80	16/05/2009 11:16	16/05/2009 20:38	826	826	826	4	0,6 ± 0,1	9 ± 1	0,93156	1,01517	627 ± 39
120	16/05/2009 12:16	17/05/2009 06:27	820	832	828	4	0,8 ± 0,3	8 ± 1	0,87158	1,01517	576 ± 41

Tabla C.8. Datos utilizados para el cálculo de la concentración de Radón en muestra de aire, tomada a nivel del suelo.

Fecha y Hora de recolección	Fecha y Hora de inicio conteo	Cuentas registradas			Tiempo total Conteo (hora)	BS (Cuentas min ⁻¹)	NCPM (Cuentas min ⁻¹)	Factor A	Factor C	[²²² Rn] (Bq m ⁻³)
		Inter. 1	Inter. 2	Inter. 3						
12/05/2009 10:52	13/05/2009 06:40	711	720	739	24	0,2 ± 0,1	1,31 ± 0,03	0,98872	1,09331	88 ± 4

Tabla C.9. Datos correspondientes a la acumulación de ^{222}Rn con el tiempo (min) dentro de las cámaras en las diferentes zonas de muestreo (LC y SD) utilizados para la graficación de la concentración de Radón en función del tiempo necesario para el cálculo del flujo superficial.

SIEMBRA DIRECTA	SD pre	Tiempo de acumulación (min)	0	30	60	90
		Concentración alcanzada (Bq m-3)	88 ± 4	217 ± 35	409 ± 21	711 ± 33
	SD1	Tiempo de acumulación (min)	0	30	60	90
		Concentración alcanzada (Bq m-3)	88 ± 4	817 ± 56	991 ± 89	1517 ± 89
	SD2	Tiempo de acumulación (min)	0	40	80	120 *
		Concentración alcanzada (Bq m-3)	88 ± 4	366 ± 36	596 ± 34	$797 \pm 97 *$
	SD 3	Tiempo de acumulación (min)	0	40	80	120
		Concentración alcanzada (Bq m-3)	88 ± 4	632 ± 44	835 ± 95	1306 ± 65
LABRANZA CONVENCIONAL	LC 1	Tiempo de acumulación (min)	0	40	80 *	120 *
		Concentración alcanzada (Bq m-3)	88 ± 4	612 ± 45	$311 \pm 14^*$	316 ± 14
	LC2	Tiempo de acumulación (min)	0	60	120 *	180*
		Concentración alcanzada (Bq m-3)	88 ± 4	833 ± 52	$627 \pm 39 *$	$572 \pm 41^*$

(*) Valores no considerados para la evaluación de la regresión lineal

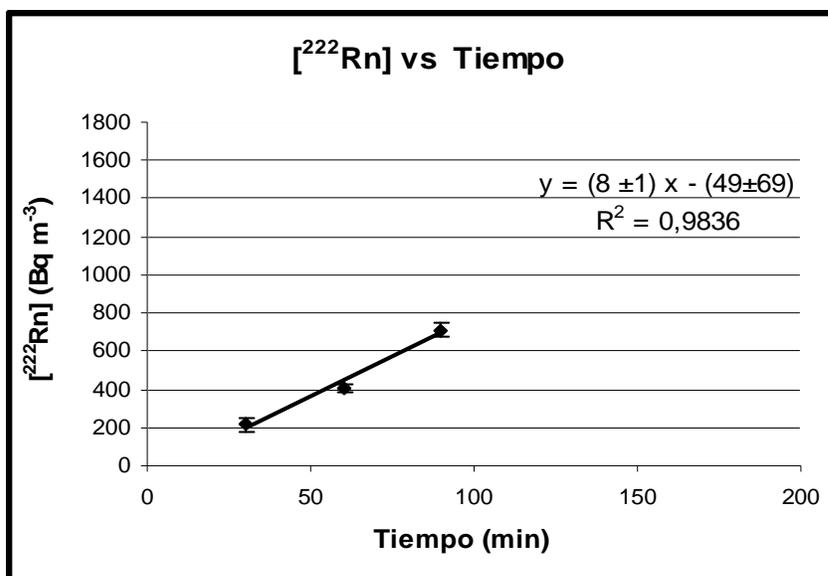


Figura C.1. Concentración de Radón en función del tiempo correspondiente al ensayo preliminar en la zona SD.

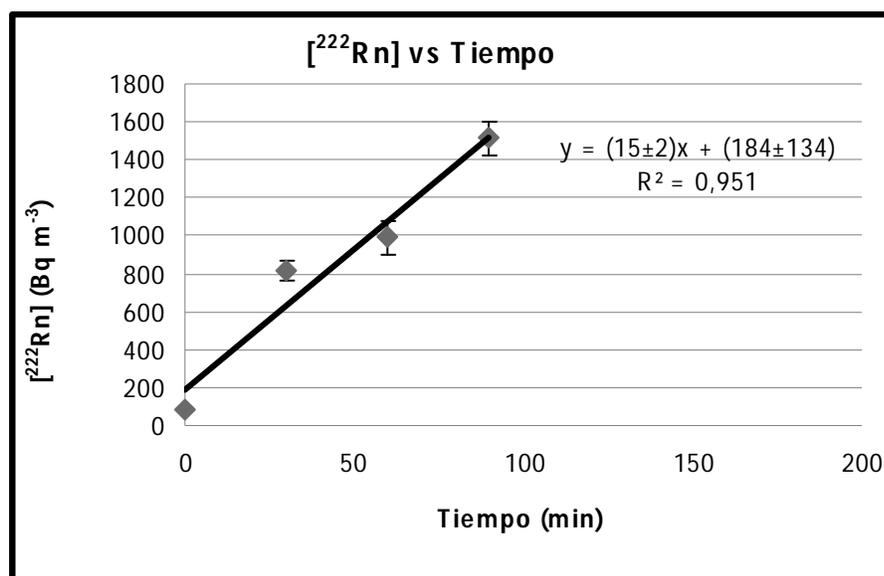


Figura C.2. Concentración de Radón en función del tiempo correspondiente al primer ensayo en la zona SD.

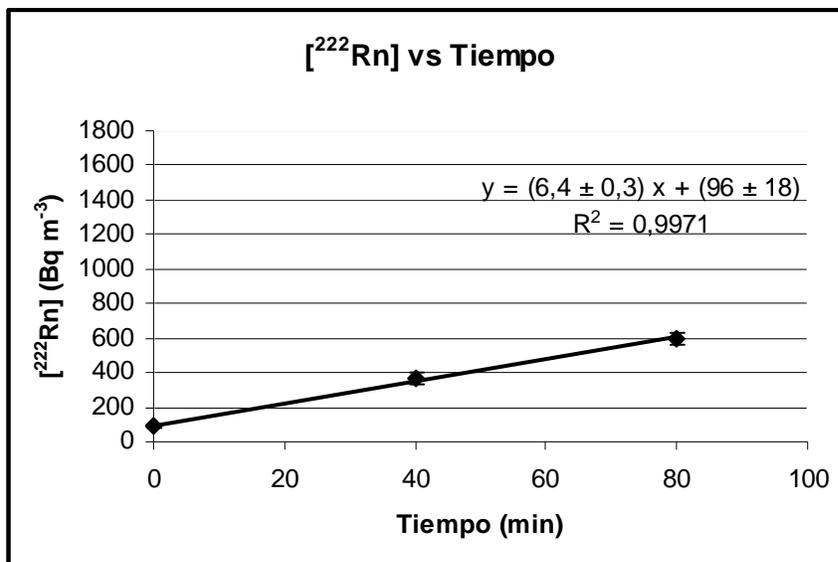


Figura C.3. Concentración de Radón en función del tiempo correspondiente al segundo ensayo en la zona SD.

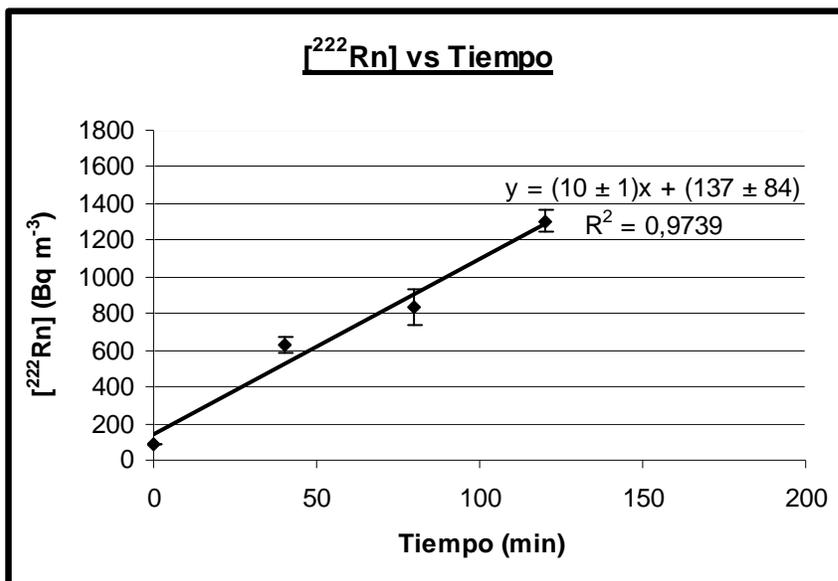


Figura C.4. Concentración de Radón en función del tiempo correspondiente al tercer ensayo en la zona SD.

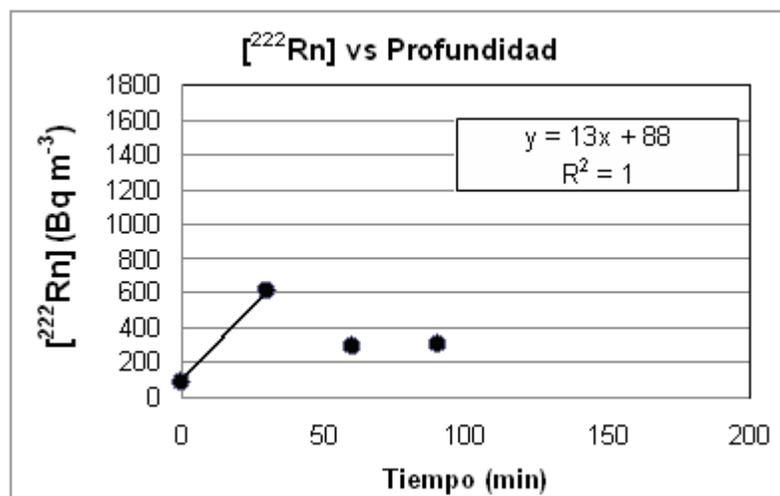


Figura C.5. Concentración de Radón en función del tiempo correspondiente al primer ensayo en la zona LC.

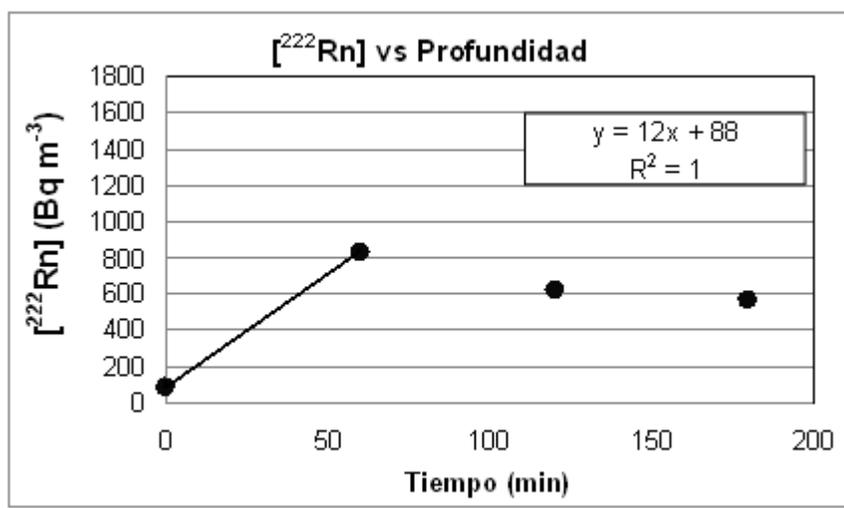


Figura C.6. Concentración de Radón en función del tiempo correspondiente al segundo ensayo en la zona LC.

10-D. Calculo de la densidades aparentes a diferentes profundidades del suelo.

Tabla D.1. Densidad aparente del suelo correspondiente a la zona de siembra directa (SD) y datos de los núcleos necesarios para el cálculo de la densidad.

Profundidad (cm)	Núcleo					Peso de suelo seco (g)	Densidad aparente del suelo (g cm ⁻³)
	Numero	Diámetro (cm) (± 0,01)	Radio (cm) (± 0,01)	Altura (cm) (± 0,01)	Volumen (cm ³) (± 0,4)		
0	1	3,89	1,95	4,14	49,2	100,460 ± 0,003	2,00 ± 0,02
	2	3,88	1,94	4,13	48,8	79,810 ± 0,002	1,60 ± 0,01
	3	3,88	1,94	4,04	47,8	97,450 ± 0,003	2,00 ± 0,02
10	4	3,86	1,93	4,14	48,4	98,900 ± 0,003	2,00 ± 0,02
	5	3,87	1,94	4,13	48,6	105,490 ± 0,003	2,20 ± 0,02
	6	3,88	1,94	4,06	48,0	100,690 ± 0,004	2,10 ± 0,02
25	7	3,85	1,93	4,09	47,6	98,780 ± 0,003	2,10 ± 0,02
	8	3,87	1,94	4,01	47,2	94,400 ± 0,003	2,00 ± 0,02
	9	3,88	1,94	4,05	47,9	100,120 ± 0,003	2,10 ± 0,02
50	10	3,85	1,93	4,11	47,8	93,160 ± 0,003	2,00 ± 0,02
	11	3,87	1,94	4,12	48,5	96,750 ± 0,003	2,00 ± 0,02
	12	3,86	1,93	4,05	47,4	90,860 ± 0,003	2,00 ± 0,02
75	13	3,88	1,94	4,14	49,0	95,9820 ± 0,003	2,00 ± 0,02
	14	3,89	1,95	4,03	47,9	90,490 ± 0,002	1,90 ± 0,01
	15	3,85	1,93	4,06	47,3	95,3340 ± 0,002	2,00 ± 0,02
100	16	3,85	1,93	4,00	46,6	92,7300 ± 0,002	2,00 ± 0,02
	17	3,88	1,94	4,04	47,8	96,310 ± 0,003	2,00 ± 0,02
	18	3,87	1,94	4,00	47,1	87,560 ± 0,003	1,90 ± 0,01

Tabla D.2. Densidad aparente del suelo correspondiente a la zona de labranza convencional (LC) y datos de los núcleos necesarios para el cálculo de la densidad

Profundidad (cm)	Núcleo					Peso de suelo seco (g)	Densidad aparente del suelo (g cm ⁻³)
	Numero	Diámetro (cm) (± 0,01)	Radio (cm) (± 0,01)	Altura (cm) (± 0,01)	Volumen (cm ³) (± 0,4)		
0	1	3,85	1,93	4,12	48,0	84,430 ± 0,002	1,80 ± 0,01
	2	3,83	1,92	4,15	47,8	91,550 ± 0,002	1,90 ± 0,01
	3	3,84	1,92	4,12	47,7	87,170 ± 0,003	1,80 ± 0,01
10	4	3,85	1,93	4,12	48,0	97,360 ± 0,004	2,00 ± 0,02
	5	3,83	1,92	4,11	47,4	90,880 ± 0,002	1,90 ± 0,01
	6	3,83	1,92	3,95	45,5	94,410 ± 0,003	2,10 ± 0,02
25	7	3,87	1,94	4,15	48,8	97,9540 ± 0,003	2,00± 0,02
	8	3,83	1,92	4,17	48,	101,760 ± 0,003	2,10 ± 0,02
	9	3,86	1,93	4,13	48,3	95,950 ± 0,004	2.00 ± 0,02
50	10	3,86	1,93	4,09	47,9	96,730 ± 0,002	2,00 ± 0,02
	11	3,87	1,94	4,07	47,9	86,540 ± 0,004	1,80 ± 0,01
	12	3,87	1,94	4,08	48,0	92,890 ± 0,003	1,90 ± 0,01
75	13	3,84	1,92	4,10	47,5	95,390 ± 0,003	2,00 ± 0,02
	14	3,86	1,93	4,16	48,7	90,380 ± 0,002	1,90 ± 0,01
	15	3,86	1,93	4,18	48,9	89,630 ± 0,003	1,80 ± 0,01
100	16	3,86	1,93	4,16	48,7	86,700 ± 0,003	1,80 ± 0,01
	17	3,84	1,92	4,09	47,4	89,950 ± 0,003	1,90 ± 0,01
	18	3,87	1,94	4,08	48,0	89,510 ± 0,003	1,90 ± 0,01

Tabla D.3. Comparación de densidades aparentes a través de la prueba t de dos colas.

Información sobre conjuntos				Comparación		
Nombre	Promedio	Varianza	n	t Exp.	t Critico	Probabilidad (%)
Densidad SD	2,01	0,004	6	0,033	2,306	97
Densidad LC	1,94	0,012	6			

10-E. Cálculo del flujo de ^{222}Rn , a través del método de incubaciones de núcleos de suelo.

Tabla E.1. Producción Absoluta de ^{222}Rn a diferentes profundidades del suelo en la zona de siembra directa (SD), expresada en Becquerel por gramo de suelo seco (Bq/g.s.s) y la información usada para su cálculo.

Profundidad (cm)	# Núcleo	Peso de suelo seco (g)	$[^{222}\text{Rn}]$ (Bq m ⁻³)	Volumen de aire en el frasco (m ³) x 10 ⁻⁴	Producción Abs. (Bq/g.s.s)
0	1	100,460 ± 0,003	250 ± 30	4,51	0,0010 ± 0,0001
	2	79,810 ± 0,002	1.360 ± 60	4,51	0,0080 ± 0,0003
	3	97,450 ± 0,003	1.500 ± 200	4,52	0,007 ± 0,001
10	4	98,900 ± 0,003	1.900 ± 100	4,52	0,009 ± 0,001
	5	105,490 ± 0,003	1900 ± 200	4,51	0,008 ± 0,001
	6	100,690 ± 0,004	1.700 ± 200	4,52	0,008 ± 0,001
25	7	98,780 ± 0,003	2.600 ± 200	4,52	0,012 ± 0,001
	8	94,400 ± 0,003	2.300 ± 400	4,53	0,011 ± 0,002
	9	100,120 ± 0,003	2.200 ± 200	4,52	0,010 ± 0,001
50	10	93,160 ± 0,003	2.200 ± 100	4,52	0,011 ± 0,001
	11	96,750 ± 0,003	1.900 ± 200	4,52	0,009 ± 0,001
	12	90,860 ± 0,003	1.900 ± 200	4,53	0,010 ± 0,001
75	13	95,9820 ± 0,003	2.100 ± 200	4,51	0,010 ± 0,001
	14	90,490 ± 0,002	2.200 ± 200	4,52	0,011 ± 0,001
	15	95,3340 ± 0,002	2.800 ± 200	4,53	0,013 ± 0,001
100	16	92,7300 ± 0,002	2.200 ± 300	4,53	0,011 ± 0,001
	17	96,310 ± 0,003	2.300 ± 200	4,52	0,011 ± 0,001
	18	87,560 ± 0,003	2.200 ± 300	4,53	0,012 ± 0,002

Tabla E.2. Producción Absoluta de ^{222}Rn a diferentes profundidades del suelo en la zona de labranza convencional (LC), expresada en Becquerel por gramo de suelo seco (Bq/g.s.s) y la información usada para su cálculo.

Profundidad (cm)	# Núcleo	Peso de suelo seco (g)	^{222}Rn (Bq m ⁻³)	Volumen de aire en el frasco (m ³) x 10 ⁻⁴	Producción Abs. (Bq/g.s.s)
0	1	84,431 ± 0,002	860 ± 60	4,52	0,0050 ± 0,0003
	2	91,547 ± 0,002	1240 ± 90	4,52	0,006 ± 0,001
	3	87,167 ± 0,003	1200 ± 200	4,52	0,006 ± 0,001
10	4	97,359 ± 0,004	1300 ± 200	4,52	0,006 ± 0,001
	5	90,881 ± 0,002	890 ± 60	4,53	0,0040 ± 0,0003
	6	94,406 ± 0,003	1400 ± 100	4,54	0,007 ± 0,001
25	7	97,954 ± 0,003	1490 ± 90	4,51	0,0070 ± 0,0004
	8	101,761 ± 0,003	1600 ± 200	4,52	0,007 ± 0,001
	9	95,947 ± 0,004	1680 ± 90	4,52	0,0080 ± 0,0004
50	10	96,729 ± 0,002	1300 ± 100	4,52	0,006 ± 0,001
	11	86,539 ± 0,004	1900 ± 100	4,52	0,010 ± 0,001
75	13	95,386 ± 0,003	320 ± 30	4,53	0,0020 ± 0,0001
	14	90,379 ± 0,002	1800 ± 200	4,51	0,009 ± 0,001
	15	89,630 ± 0,003	2100 ± 300	4,51	0,010 ± 0,001
100	16	86,706 ± 0,003	2600 ± 200	4,51	0,013 ± 0,001
	17	89,946 ± 0,003	3200 ± 400	4,53	0,0160 ± 0,002
	18	89,509 ± 0,003	3300 ± 200	4,52	0,020 ± 0,001

Tabla E. 3. Producción neta de ^{222}Rn a diferentes profundidades del suelo calculada a partir de incubaciones de núcleos de suelo recolectados en la zona de siembra directa (SD).

Profundidad (cm)	# Núcleo	Producción Abs. (Bq/g.s.s)	Altura del Intervalo suelo(cm)	Densidad aparente del suelo (g cm^{-3})	Producción Neta ($\text{Bq m}^{-2} \text{min}^{-1}$)
0	1	0,0010 ± 0,0001	10	2,00 ± 0,02	0,030 ± 0,003
	2	0,0080 ± 0,0003	10	1,60 ± 0,01	0,160 ± 0,007
	3	0,007 ± 0,001	10	2,00 ± 0,02	0,20 ± 0,02
10	4	0,009 ± 0,001	15	2,00 ± 0,02	0,30 ± 0,02
	5	0,008 ± 0,001	15	2,20 ± 0,02	0,30 ± 0,03
	6	0,008 ± 0,001	15	2,10 ± 0,02	0,30 ± 0,04
25	7	0,012 ± 0,001	25	2,10 ± 0,02	0,80 ± 0,08
	8	0,011 ± 0,002	25	2,00 ± 0,02	0,7 ± 0,1
	9	0,010 ± 0,001	25	2,10 ± 0,02	0,70 ± 0,06
50	10	0,011 ± 0,001	25	2,00 ± 0,02	0,70 ± 0,04
	11	0,009 ± 0,001	25	2,00 ± 0,02	0,60 ± 0,06
	12	0,010 ± 0,001	25	2,00 ± 0,02	0,60 ± 0,05
75	13	0,010 ± 0,001	25	2,00 ± 0,02	0,60 ± 0,07
	14	0,011 ± 0,001	25	1,90 ± 0,01	0,70 ± 0,05
	15	0,013 ± 0,001	25	2,00 ± 0,02	0,90 ± 0,08
100	16	0,011 ± 0,001	25	2,00 ± 0,02	0,70 ± 0,08
	17	0,011 ± 0,001	25	2,00 ± 0,02	0,70 ± 0,05
	18	0,012 ± 0,002	25	1,90 ± 0,01	0,7 ± 0,1

Tabla E. 4. Producción neta de ^{222}Rn a diferentes profundidades del suelo calculada a partir de incubaciones de núcleos de suelo recolectados en la zona de labranza convencional (LC)

Profundidad (cm)	# Núcleo	Producción Abs. (Bq/g.s.s)	Altura del Intervalo suelo(cm)	Densidad aparente Del suelo (g cm⁻³)	Producción Neta (Bq m⁻² min⁻¹)
0	1	0,0050 ± 0,0003	10	1,80 ± 0,01	0,100 ± 0,007
	2	0,006 ± 0,001	10	1,90 ± 0,01	0,20 ± 0,01
	3	0,006 ± 0,001	10	1,80 ± 0,01	0,20 ± 0,02
10	4	0,006 ± 0,001	15	2,00 ± 0,02	0,20 ± 0,03
	5	0,0040 ± 0,0003	15	1,90 ± 0,01	0,20 ± 0,01
	6	0,007 ± 0,001	15	2,10 ± 0,02	0,30 ± 0,02
25	7	0,0070 ± 0,0004	25	2,00 ± 0,02	0,40 ± 0,03
	8	0,007 ± 0,001	25	2,10 ± 0,02	0,50 ± 0,05
	9	0,0080 ± 0,0004	25	2,00 ± 0,02	0,50 ± 0,03
50	10	0,006 ± 0,001	25	2,00 ± 0,02	0,40 ± 0,05
	11	0,010 ± 0,001	25	1,80 ± 0,01	0,60 ± 0,03
75	13	0,0020 ± 0,0001	25	1,90 ± 0,01	0,10 ± 0,01
	14	0,009 ± 0,001	25	2,00 ± 0,02	0,50 ± 0,06
	15	0,010 ± 0,001	25	1,90 ± 0,01	0,60 ± 0,08
100	16	0,013 ± 0,001	25	1,80 ± 0,01	0,80 ± 0,05
	17	0,0160 ± 0,002	25	1,80 ± 0,01	1,0 ± 0,1
	18	0,020 ± 0,001	25	1,90 ± 0,01	1,00 ± 0,06

