



Universidad Central de Venezuela
Facultad de Ciencias
Escuela de Física

APLICACIÓN DE TÉCNICAS NUCLEARES SOBRE ACUÍFEROS CONTAMINADOS CON GAS NATURAL

Johnny Alexander Salas Orrego

Caracas, Octubre 2010

APLICACIÓN DE TÉCNICAS NUCLEARES SOBRE ACUÍFEROS CONTAMINADOS CON GAS NATURAL

Johnny Alexander Salas Orrego

Trabajo especial de grado presentado
ante la Facultad de Ciencias de la ilustre
Universidad Central de Venezuela como
requisito parcial para optar al título de:
Licenciado en Física.

Dr. Daniel Palacios, Tutor

Fecha

Dra. Lisseta D'Onofrio, Co-Tutor

Fecha

Quienes suscriben, miembros del Jurado que examinó el trabajo presentado por el Br. **Johnny Alexander Salas Orrego** titulado: **Aplicación de técnicas nucleares sobre acuíferos contaminados con gas natural**, para optar al título de Licenciado en Física, consideramos que dicho trabajo cumple con los requisitos exigidos por los reglamentos respectivos y por lo tanto lo declaramos APROBADO en nombre de la Universidad Central de Venezuela.

Dr. Daniel Palacios, Tutor

Fecha

Dra. Lisseta D'Onofrio, Co-tutor

Fecha

Dr. Haydn Barros

Fecha

Dr. Rafael Martín

Fecha

Resumen

APLICACIÓN DE TÉCNICAS NUCLEARES SOBRE ACUÍFEROS CONTAMINADOS CON GAS NATURAL

Johnny Alexander Salas Orrego

Escuela de Física, Universidad Central de Venezuela

Dr. Daniel Palacios, Tutor

Dra. Lisseta D'Onofrio, Co-tutor

Integrantes del laboratorio de Física Nuclear de la Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela, han aplicado técnicas nucleares para determinar las posibles causas de contaminación por gases naturales en aguas de pozos pertenecientes a la localidad de Tascabaña, comunidad indígena ubicada en el Estado Anzoátegui. Es importante destacar que bajo estos suelos se encuentra una de las mayores reservas de agua subterránea de América Latina, por esto el grado de importancia que implica el identificar las posibles fuentes de contaminación de estos pozos, para así, evitar daños mayores a éste acuífero. A través de mediciones *in situ* se obtuvieron mapas de la distribución superficial de la radiactividad Gamma y de la concentración de Radón en los gases del suelo. Para el análisis Gamma espectrométrico se utilizó un espectrómetro Gamma de baja resolución energética con detector BGO. Para evaluar las concentraciones de Radón en los poros del suelo se realizaron mediciones instantáneas utilizando Celdas Lucas acopladas al equipo Paylon AB-5.

El caso que se describe forma parte de un conjunto de resultados experimentales que relacionan las anomalías superficiales del Potasio, Uranio y Radón con microfiltraciones desde los depósitos de hidrocarburos. El Radón-222 se utilizó como trazador natural radiactivo en el transporte de gases naturales a través del suelo y para evaluar su posible partición en las aguas por la presencia de fases líquidas no acuosas (NAPLs), mientras que la espectrometría Gamma sirvió como indicador de cambios geoquímicos superficiales inducidos por la migración de hidrocarburos hasta la superficie. Los resultados obtenidos muestran zonas con comportamientos anómalos de las variables estudiadas indicando la(s) posible(s) fuente(s) de contaminación. Se destacan dos zonas anómalas, una desde el pozo petrolero y otra desde un sitio próximo a las emanaciones en el río, que se orientan con valores decrecientes en las variables medidas hacia los sitios donde están los pozos de agua contaminados, pareciendo indicar la pluma contaminante. No obstante, para una mejor interpretación los resultados deben integrarse a la información regional, que comprende datos como la geología, topografía, hidrología superficial y el

sistema de fracturas y fallas.

Dr. Daniel Palacios
Tutor

Dra. Lisseta D'Onofrio
Co-tutor

A mis padres

Agradecimientos

- Agradezco en primer lugar a mis padres Alejandro y Marina, gracias por darme la vida, por apoyarme y por creer siempre en mí. Son lo que más quiero en el mundo, los amo. Sandra a ti también te amo eres la mejor hermana que me pudo tocar.
- Gracias a mis amigos, al resto de mi familia y a todo aquel que siempre tuvo un momento para preguntarme como iban las cosas, es importante saber que hay gente que se preocupa y que espera que todo salga bien. Gracias a Richard Caraballo por sus consejos y su apoyo, pero en especial a Iskya García sin ti esto no hubiera sido posible, gracias por darme fuerzas para seguir adelante, por estar en esos momentos difíciles y por tus consejos, no tienes idea del amor que siento por ti.
- Le doy un agradecimiento especial a mis tutores Lisseta D'Onofrio y Daniel Palacios, gracias por todas las enseñanzas, por el apoyo y por esas palabras que me hacían sentir más tranquilo.
- Le agradezco al profesor Haydn Barros jefe del Laboratorio de Física Nuclear de la Universidad Simón Bolívar, gracias por ayudarme y por siempre hacer preguntas que no se como contestar, no sabe lo constructivo y enriquecedor que fue y será buscar las respuestas.
- Por ultimo y no menos importante le agradezco a mis compañeros de campo Emidio, Yinimber y Diana por haber compartido conmigo esos días de arduo trabajo. No pude haber encontrado mejores compañeros, ahora amigos gracias por el apoyo.

Índice general

1. Introducción	2
1.1. Objetivo general	4
1.2. Objetivos específicos	4
2. Marco Teórico	5
2.1. Aspectos básicos sobre la Radiactividad	5
2.1.1. Desintegración Radiactiva	5
2.1.2. Modos de decaimiento	6
2.1.3. Tasas de decaimiento	7
2.1.4. Constantes de Decaimiento Total y Parcial	8
2.1.5. Unidades	9
2.1.6. Series de Decaimiento	10
2.1.7. Naturaleza estocástica de los decaimientos radiactivos	11
2.2. Fuentes Naturales de Radiación	12
2.3. Interacción de los rayos gamma con la materia	15
2.3.1. Coeficiente de atenuación	18
2.4. Interacción de partículas pesadas cargadas	19
2.4.1. Medición de la radiactividad alfa	21
2.5. Espectrometría Gamma	22
2.5.1. Espectrómetro gamma	22

2.5.2.	Diferencias entre mediciones radiométricas relativas y absolutas.	24
2.6.	La radiación gamma natural del suelo superficial como indicadora de procesos geoquímicos inducidos por la filtración de hidrocarburos . . .	26
2.6.1.	Modelo de ascensión de radionúclidos	28
2.6.2.	Modelo de alteraciones por microfiltración de hidrocarburos . .	28
2.7.	El Radón como trazador natural de procesos geofísicos	29
2.7.1.	Mecanismos de transporte del Radón	29
2.8.	Fases líquidas no acuosas (NAPLs)	33
3.	Materiales y métodos	34
3.1.	Marco Geológico	34
3.2.	Área de estudio	36
3.3.	Mediciones y métodos para el procesamiento de la data	40
3.3.1.	Mediciones radiométricas <i>in situ</i>	40
3.3.2.	Método para el procesamiento de datos de los espectros obtenidos con el BGO (método de las ventanas)	42
3.3.3.	Mediciones de la radiactividad alfa <i>in situ</i>	45
3.3.4.	Radón y Torón método activo	46
3.3.5.	Mediciones de Radón en muestras de agua	51
3.3.6.	Medición de los parámetros ambientales	52
3.4.	Geoestadística de las mallas de muestreo y medición	53
4.	Resultados y discusión	56
4.1.	Parámetros ambientales	56
4.2.	Mediciones radiométricas y de gases naturales nobles radioactivos. . . .	59
4.3.	Mediciones radiométricas	59
4.3.1.	Determinación de la dependencia espacial del ^{40}K (Geoestadística de la malla de muestreo).	61

4.3.2.	Elaboración y análisis de los mapas utilizando distintos métodos de interpolación.	63
4.3.3.	Explicación de las anomalías en los niveles de K , U y Th encontrados en base a los efectos de la microfiltración de hidrocarburos y las alteraciones de las rocas relacionadas	74
4.4.	Resultados de las mediciones de Radón en los poros del suelo.	77
4.4.1.	Determinación de la dependencia espacial del ^{222}Rn (Geoestadística de la malla de muestreo).	79
4.4.2.	Elaboración y análisis de los mapas utilizando distintos métodos de interpolación.	80
4.5.	Resultado de las mediciones de Radón en muestras de agua	88
5.	Conclusiones	91
5.1.	Recomendaciones	93
A.	Modelación para determinar Radón y Torón en celda Lucas	98
A.0.1.	Modelación y aplicación de técnicas recursivas para determinar Radón y Torón en los poros del suelo utilizando celdas Lucas y el equipo Pylon AB-5 en régimen cuasi-continuo	98
A.0.2.	Definición y uso de funciones recursivas	100
A.0.3.	Evaluación de la concentración de ^{222}Rn o ^{220}Rn en el aire del suelo	101
A.0.4.	Simulación del proceso de medición	102
A.0.5.	Consideraciones sobre el proceso de desintegración y condiciones experimentales de medición para la simulación y elaboración de los algoritmos de cálculo	103
A.0.6.	Comprobación experimental	107
B.	Valores geo-referenciados ^{40}K, ^{214}Bi y ^{208}Tl	110

Índice de figuras

2.1. Esquema de desintegración del ^{40}K	13
2.2. Diagrama del decaimiento de la serie del ^{238}U	13
2.3. Diagrama del decaimiento de la serie del ^{232}Th	14
2.4. Representación esquemática del mecanismo de absorción fotoeléctrica	16
2.5. Representación esquemática de la emisión de rayos X característicos	16
2.6. Dispersión compton	17
2.7. Producción de pares	18
2.9. Trazas en una cámara de niebla de partículas alfa provenientes del decaimiento del ^{210}Po	21
2.10. Diagrama esquemático de una celda Lucas.	22
2.11. Funcionamiento de un detector de centelleo.	23
2.12. Espectro típico de la radiación natural	23
2.13. Definición de resolución del detector	24
2.14. Modelo para las alteraciones por microfiltración de hidrocarburos	29
2.15. Emanación desde el grano o poro.	30
2.16. Flujo de geogas origen natural y antropogénico	33
3.1. Subcuenca de Maturin	34
3.2. Cuencas sedimentarias de Venezuela	36
3.3. Ubicación del área de estudio.	37
3.4. Área de muestreo y mallado.	38
3.5. Puntos donde se efectuaron mediciones radiométricas y de gas radón.	38
3.6. Ubicación del pozo Tascabaña 1.	39

3.7. Ubicación del pozo Tascabaña 1 con respecto al pozo de gas BRV-24.	39
3.8. (A) MCAs Canberra Series 10 PLUS portable, (B) PMT.	41
3.9. Mediciones radiométricas <i>in situ</i> del U, K, Th	41
3.10. Imagen de un espectro tomado en Tascabaña a 1024 canales.	42
3.11. Mismo espectro después de ser pasado a 128 canales.	43
3.12. Calibración.	44
3.13. Areas netas.	44
3.14. Elaboración de tablas método de los umbrales.	45
3.15. Medición de Radón en el gas del suelo por el método activo.	46
3.16. Purgado para una celda Lucas contaminada	47
3.17. Dependencia del numero de conteos para una celda poco contaminada	48
3.18. Dependencia típica de las mediciones de Radón y Torón.	49
3.19. Resultados obtenidos en el punto PASFG100014	50
3.20. Valor total, neto (radón) y torón.	51
3.21. Medición del Radón en muestras de agua.	51
3.22. Frascos para mediciones de Radón en aguas y acople al Pylon	52
3.23. Estación meteorológica portátil.	53
3.24. Semivariograma teórico.	54
4.1. Humedad	57
4.2. Temperatura	57
4.3. Presión absoluta	58
4.4. Velocidad del aire	58
4.5. Transformación de la data experimental	60
4.6. Variograma Isotrópico	62
4.7. Variograma Anisotrópico	62
4.8. Niveles de ^{40}K usando kriging universal isotrópico	63
4.9. pozo de gas BRV-24	64
4.10. Validación cruzada de las estimaciones de ^{40}K	67
4.11. Niveles de ^{40}K kriging universal anisotrópico	67

4.12. Niveles de ^{40}K usando IDW.	68
4.13. Niveles de ^{40}K usando NDW	68
4.14. Predicción del nivel de desviación de la media para ^{40}K usando Kriging universal isotrópico	69
4.15. Predicción del nivel de desviación de la media para ^{40}K usando IDW	69
4.16. Predicción del nivel de desviación de la media para ^{40}K usando NDW	70
4.17. Predicción del nivel de ^{214}Bi usando Kriging universal	71
4.18. Predicción del nivel de ^{208}Tl usando Kriging universal	72
4.19. Predicción la relación K/Th en el suelo usando Kriging universal.	73
4.20. Predicción la relación U/K en el suelo usando Kriging universal.	73
4.21. Predicción de los valores de $KD\%$	76
4.22. Predicción de los valores de $UD\%$	76
4.23. Predicción de los valores de $DRAD$	77
4.24. Transformación de la data experimental	78
4.25. variograma isotropico lineal	79
4.26. Variograma Anisotrópico	80
4.27. Niveles de ^{222}Rn usando kriging universal isotrópico semivariograma linea	81
4.28. Niveles de ^{222}Rn usando kriging universal isotrópico semivariograma esferico	82
4.29. Niveles de ^{222}Rn usando kriging universal isotrópico semivariograma gaussiano	82
4.30. Niveles de ^{222}Rn usando IDW	83
4.31. Niveles de ^{222}Rn usando NDW	83
4.32. Interpolación del grado de compactación	85
4.33. Comportamiento típico pylon AB-5	86
4.34. Relación radón torón kriging isotrópico	87
4.35. Interpolación del flujo de aire extraído del suelo	88
4.36. Concentraciones de Radón en las muestras de agua	89
4.37. Resultados de la aplicación del método de clusters por dos criterios diferentes.	90
A.1. Principales diagramas de desintegración del ^{222}Rn (A) ^{220}Rn (B) y sus productos de desintegración.. . . .	104
A.2. Simulación para concentraciones iniciales de Radón y Torón	105
A.3. Simulación para concentraciones iniciales de Radón y Torón	106

A.4. Simulación para concentraciones iniciales de Radón y Torón	106
A.5. Cuentas registradas por el Pylon AB-5 medición de campo	108
A.6. Resultado experimental y simulados	109

Índice de Tablas

4.1. Resumen estadístico valores del ^{40}K neto transformados y sin transformar.	61
4.2. Resumen estadístico valores del ^{222}Rn transformados y sin transformar.	79
4.3. Codificación utilizada para el análisis de las muestras de agua.	89
B.1. Datos obtenidos en campo para los radionúclidos ^{40}K , ^{214}Bi , ^{208}Tl	111
B.2. Datos obtenidos en campo para los radionúclidos ^{40}K , ^{214}Bi , ^{208}Tl	112
B.3. Datos obtenidos en campo para los radionúclidos ^{40}K , ^{214}Bi , ^{208}Tl	113
B.4. Datos obtenidos en campo para los radionúclidos ^{40}K , ^{214}Bi , ^{208}Tl	114
B.5. Datos obtenidos en campo para los radionúclidos ^{40}K , ^{214}Bi , ^{208}Tl	115
B.6. Datos obtenidos en campo para los radionúclidos ^{40}K , ^{214}Bi , ^{208}Tl	116

Capítulo 1

Introducción

Indígenas Kariñas de Tascabaña, Edo. Anzoátegui, presentan desde 2002, la contaminación por gases naturales de los pozos de agua potable que surten dicha comunidad. En particular, durante la perforación del pozo de agua Tascabaña 1 se generó fuga de gas metano a una profundidad de 103 m. Además, en el río de la comunidad que lleva su mismo nombre se observan emanaciones locales de gas. Cabe destacar que bajo estos suelos aparte de las grandes reservas de hidrocarburos, se encuentra, en la Mesa de Guanipa, uno de los acuíferos más grandes de América Latina. Dentro de las posibles causas de contaminación de las aguas freáticas, están las de origen antrópico (debido a la mala cementación de pozos de petróleo y/o gas, confinamiento de gas anular o a la fracturación hidráulica) y de origen natural (zonas a profundidad de gas a alta presión que causan la sobrepresurización del acuífero). Este gas a alta presión proveniente de yacimientos de petróleo y/o gas a profundidad se filtra a través de las fallas y los planos del lecho rocoso hasta el acuífero contaminándolo. Por estudios previos realizados en el Laboratorio de Física Nuclear de la Universidad Simón Bolívar y por la experiencia internacional, se sabe que sistemas activos de petróleo y gas producen alteraciones geoquímicas y geofísicas del suelo. En base a esto vamos a plantear cual o cuales son las posibles fuentes de contaminación.

Los suelos son naturalmente radiactivos, principalmente por el contenido de sus minerales. Los radionúclidos principales son ^{238}U , ^{232}Th , sus productos de decaimiento y el ^{40}K . La radiactividad varía de un tipo de suelo a otro dependiendo de la composición y estructura de los minerales que lo conforman. En el medio de la cadena de desintegración del ^{238}U y ^{232}Th , se encuentran los gases nobles radiactivos Radón (^{222}Rn) y Torón

(^{220}Rn) respectivamente, los cuales decaen emitiendo partículas alfa con vidas medias muy diferentes: 3,83 días para el ^{222}Rn y 56 s para el ^{220}Rn .

El origen de comportamientos radiométricos anómalos sobre yacimientos de petróleo se explica sobre la base de la ascensión de hidrocarburos ligeros que saturan la roca. Esto da lugar a una disminución en la capacidad de sorción de los radionuclidos móviles uranio y potasio, a diferencia del torio que se encuentra estable [1]. Con respecto a su aplicación en la exploración petrolera se tienen antecedentes. Radiometría aérea y terrestre sobre campos petroleros en Texas (E.E.U.U) y Derby (Australia) encontrando disminuciones en las concentraciones de uranio y potasio a diferencia del torio que permanecía estable [1], [2]. En Zdanice (Republica Checa), se realizaron estudios de la radiactividad en el suelo utilizando espectrometría gamma *in situ* con detector de NaI(Tl) encontrando anomalías radiactivas negativas en las zonas donde existían depósitos de hidrocarburos [3].

Experimentos recientes han demostrado que en ciertos casos favorables las anomalías del Radón pueden proveer información útil para localizar las reservas de petróleo y gas que se encuentran a grandes profundidades. El Radón se emite constantemente desde el interior de la tierra hacia la atmósfera en una proporción bastante constante, generalmente en pequeñas cantidades. Desde hace mucho tiempo se conoce de las grandes emisiones anómalas del Radón de yacimientos de uranio, fuentes geotérmicas, fallas geológicas, volcanes y durante el proceso de formación de un terremoto. Trabajos más recientes han demostrado una anomalía negativa de emanación de Radón (es decir, deficiencia del nivel de Radón) de una región de reservas comprobadas de petróleo y gas [4] y [5].

Por otra parte, el gas radón tiene una enorme afinidad a las fases líquidas no acuosas o (NAPLs non-aqueous phase-liquids). Tal propiedad hace este como un trazador de partición natural para la evaluación de NAPL residual. Lo que sucede en acuíferos contaminados con NAPLs es que el radón disuelto en el agua particiona preferiblemente en los NAPLs. La magnitud del déficit resultante de radón depende del coeficiente de partición específica Radón-NAPL y la saturación de NAPL en el espacio poroso. Tal problema se ha presentado en estaciones de servicio, aeropuertos, bases militares, tanques de almacenamiento y es muy posible su presencia en acuíferos contaminados por gases de hidrocarburos [6].

1.1. Objetivo general

Evaluar las posibilidades de aplicación de métodos de geofísica nuclear para identificar fuentes de contaminación de aguas potables por gases de hidrocarburos en la localidad de Tascabaña.

1.2. Objetivos específicos

1. Participar en la organización de la logística y obtención de los datos en campo.
2. A partir de mediciones *in situ*, determinar la distribución en la superficie del suelo de las concentraciones relativas de Radón, ^{40}K , ^{226}Ra (^{214}Bi) y ^{232}Th (^{208}Tl) y obtener los mapas correspondientes.
3. Determinar la presencia de zonas anómalas en cuanto a concentraciones relativas de los isótopos estudiados.
4. Plantear hipótesis para relacionar los resultados obtenidos con las posibles fuentes de contaminación del acuífero.

Capítulo 2

Marco Teórico

2.1. Aspectos básicos sobre la Radiactividad

Un átomo consiste de un núcleo rodeado por electrones. El núcleo está compuesto por protones cargados positivamente y neutrones sin carga eléctrica. El número de protones en un núcleo de un elemento X es definido como número atómico Z. La suma de protones y neutrones (nucleones) se define como el número de masa A de un átomo. Átomos de un elemento que tienen el mismo número atómico pero diferente número de neutrones, y por tanto diferente número de masa, se denominan isótopos. Los isótopos tienen idénticas propiedades químicas, pero diferentes propiedades físicas.

En general, los átomos presentan varias combinaciones de neutrones y protones en sus núcleos, por lo cual también son denominados núclidos. Sin embargo, existe una gran cantidad de núclidos con combinaciones de protones y neutrones que dan lugar a configuraciones nucleares inestables. Estos núcleos con configuraciones inestables son denominados núcleos radiactivos ó radionúclidos y tienden a formar configuraciones estables liberando tanto partículas como energía a través del proceso de decaimiento o desintegración radiactiva [7].

2.1.1. Desintegración Radiactiva

La radiactividad nuclear es definida como cualquier cambio en el estado del núcleo atómico, generalmente acompañado por liberación de energía.

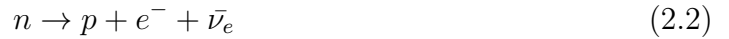
2.1.2. Modos de decaimiento

El cambio de estado que sufre el núcleo atómico se debe a su inestabilidad, por ésta razón puede decaer por emisión α, β, γ , captura electrónica (CE) o fisión espontánea, a fin de hacerse estable. Las partículas alfa emitidas durante el proceso de desintegración radiactiva como ocurre con el ^{222}Rn , no son más que núcleos de ^4He , un conjunto formado por dos protones y dos neutrones. La reacción por la cual se produce se representa mediante la siguiente ecuación:



Donde X representa el elemento padre, Y el producto del decaimiento radiactivo y Q la energía total liberada. El decaimiento ocurre espontáneamente solo si $Q > 0$. En algunos casos no hay emisión γ .

Durante la emisión β^- , un neutrón (en el núcleo) puede transformarse en un protón mediante el siguiente proceso:



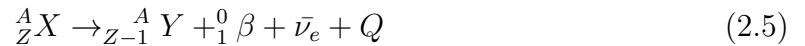
Donde un electrón y un antineutrino electrónico son emitidos (el protón permanece ligado al núcleo). El núcleo hijo ahora contiene un protón extra, lo que incrementa su número atómico por 1:



Similarmente, en un núcleo con muchos protones puede ocurrir el decaimiento:



Donde un positrón y un neutrino electrónico son emitidos y el número atómico decrece por 1 (el neutrón permanece ligado al núcleo):



Una característica básica del proceso de decaimiento β es el espectro continuo de energía de las partículas β . Esto se debe a que la energía liberada en el decaimiento (el valor Q) es compartido entre la partícula β y el neutrino o (antineutrino), que usualmente permanece indetectable.

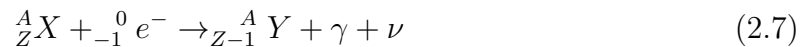
En muchas fuentes β , el núcleo hijo es dejado en un estado excitado el cual decae inmediatamente con la emisión de uno o más fotones γ .



En cuanto a la emisión Gamma (γ) este no es un proceso de decaimiento primario pero usualmente acompaña a los decaimientos alfa, beta, captura electrónica o fisión espontanea. Típicamente este tipo de radiación surge cuando el producto resultante de un decaimiento alfa o beta se encuentra en un estado excitado. Este estado excitado retorna rápidamente ($< 10^{-9}s$) a su estado fundamental mediante la emisión de un fotón gamma. Los rayos gamma son altamente penetrantes y pueden resultar en un considerable daño al organismo [8].

En el caso de la captura electrónica (CE) un núcleo con déficit de neutrones debe decaer por una conversión protón - neutrón, pero las hijas producidas poseerían una masa mucho más grande que la aceptable para la emisión de positrones. Por lo tanto dicho núcleo sólo puede decaer capturando uno de los electrones orbitales. El número atómico queda entonces reducido por uno debido a la carga negativa adquirida por el núcleo, obteniendo este último la misma hija que si hubiese producido la emisión del positrón.

La captura electrónica se representa por la ecuación:



La fisión espontanea ocurre a través del fraccionamiento de un átomo pesado en dos fragmentos y la subyacente pérdida de neutrones y energía.

2.1.3. Tasas de decaimiento

La probabilidad de que un núcleo decaiga durante un tiempo dt está dada por λdt , donde λ es la constante de proporcionalidad conocida como constante de decaimiento. En un sistema donde hay $N(0)$ núcleos presentes inicialmente, el número de núcleos que decaen en un tiempo dt esta dado por $-dN = \lambda N dt$. [8] En el limite de pequeños intervalos, esto puede expresarse como:

$$\frac{-dN}{dt} = \lambda N \quad (2.8)$$

Integrando con respecto al tiempo obtenemos el número de núcleos presentes en cualquier instante de tiempo t :

$$N_{(t)} = N(0)e^{-\lambda t} \quad (2.9)$$

El tiempo de vida media, τ , es usado para denotar el tiempo en el cual el número de átomos ha decrecido a la mitad de su valor inicial, por ejemplo $\frac{1}{2} = e^{-\lambda\tau}$. Entonces el tiempo de vida media está relacionado a la constante de decaimiento λ por la ecuación (2.10):

$$\tau = \frac{\ln 2}{\lambda} \quad (2.10)$$

2.1.4. Constantes de Decaimiento Total y Parcial

Hay que tener en cuenta que la ley de decaimiento exponencial aplica solo en un limitado grupo de circunstancias, cuando una cantidad inicial de una sustancia decae (por emisión de radiación) a un producto final estable. Bajo esas circunstancias, cuando núcleos radiactivos del tipo 1 decaen con constante de desintegración λ_1 en núcleos estables del tipo 2, el número de núcleos presentes es:

$$N_2 = N_0(1 - e^{-\lambda_1 t}) \quad (2.11)$$

Note que el número de núcleos de tipo 2 empieza en cero y se aproxima a N_0 cuando $t \rightarrow \infty$. No obstante, si los núcleos del tipo 2 son igualmente radiactivos, o si los núcleos del tipo 1 están siendo producidos (como resultado de una reacción nuclear o por decaimiento de un núcleo padre, por ejemplo) entonces la ecuación no es válida.

Frecuentemente se observará que una cantidad inicial de núcleos puede decaer de dos o más maneras, finalizando en dos o más productos estables. Por otro lado, si tenemos dos modos de decaimiento a y b, la tasa de decaimiento en el modo a $(dN/dt)_a$ es determinada por la constante de decaimiento parcial λ_a , y la tasa de decaimiento en el modo b $(dN/dt)_b$, por λ_b [9]. En tanto que la tasa total de decaimiento $(dN/dt)_t$ es:

$$-\left(\frac{dN}{dt}\right)_t = -\left(\frac{dN}{dt}\right)_a - \left(\frac{dN}{dt}\right)_b = N(\lambda_a + \lambda_b) = N\lambda_t \quad (2.12)$$

Donde $\lambda_t = \lambda_a + \lambda_b$ es la *constante de decaimiento total*.

2.1.5. Unidades

La actividad de una fuente de radioisótopos está definida por su tasa de decaimiento y está dada por la ley fundamental de decaimiento radioactivo.

$$\frac{dN}{dt} \Big|_{\text{decaimiento}} = -\lambda N \quad (2.13)$$

Históricamente la unidad que define la actividad ha sido el curie (Ci), definido como $3,7 \times 10^{10}$ desintegraciones/segundo, el cual debe su definición a su origen como la mejor estimación posible de la actividad de 1 gramo de radio ^{226}Ra puro. Sus submúltiplos el milicurie (mCi) o el microcurie (μCi) son generalmente unidades mas usadas a escala de fuentes radiactivas de laboratorio [10].

Aunque continua siendo usado en la literatura, el curie esta destinado a ser reemplazado gradualmente por su equivalente en el Sistema Internacional (SI), el bequerelio (Bq). Como se conoció en la Conferencia General de Pesos y Medidas de 1975 donde se adoptó la resolución que declara que el bequerelio es definido como una desintegración por segundo, convirtiéndose en la unidad estándar para la actividad.

$$1 \text{ Bq} = 2,703 \times 10^{-11} Ci$$

La actividad especifica de una fuente radiactiva es definida como la actividad por unidad de masa del radioisotopo muestra. Si se tiene una muestra pura, libre de mezclas con otra especie nuclear, su actividad especifica puede ser calculada de: (2.14)

$$\text{actividad especifica} = \frac{\text{actividad}}{\text{masa}} = \frac{\lambda N}{NM/Av} = \frac{\lambda Av}{M} \quad (2.14)$$

Donde

$$\begin{aligned}
 M &= \text{Peso Molecular de la muestra} \\
 Av &= \text{Número de Avogadro } (6,02 \times 10^{23} \text{ núcleos/mol}) \\
 \lambda &= \text{constante de decaimiento del radioisótopo } (= \ln 2/\tau)
 \end{aligned}$$

2.1.6. Series de Decaimiento

En este estudio nos enfocamos en rayos gamma y partículas alfa emitidas por las hijas radiactivas de la serie de decaimiento del ^{238}U , ^{232}Th y ^{40}K . Durante una serie de decaimientos radiactivos, el radionúclido original (el padre) N_1 decae a otro núcleo radiactivo (hijo) hasta el final de la serie, donde es formado un núcleo estable (^{206}Pb en el caso de la serie ^{238}U y ^{208}Pb para la del ^{232}Th). El número de núcleos padres N_1 decrece de acuerdo a la forma

$$dN_1 = -\lambda_1 N_1 dt \quad (2.15)$$

Como se discutió en la sección 2.1.4. El número núcleos hijos aumenta como resultado del decaimiento del núcleo padre y decrece como resultado de su propia desintegración, la cual conlleva a:

$$dN_2 = \lambda_1 N_1 dt - \lambda_2 N_2 dt \quad (2.16)$$

Después de largo tiempo, si el sistema esta cerrado, el equilibrio es alcanzado, donde las tasas de producción y desintegración son las mismas entonces $dN_2 = 0$. Por lo tanto las actividades de todos los radionúclidos en la serie de desintegración son iguales.

$$\lambda_1 N_1 = \lambda_2 N_2 = \lambda_3 N_3 = \dots \lambda_n N_n \quad (2.17)$$

A este fenómeno se le conoce como equilibrio secular. Entonces, la medición de la concentración de cualquier radionúclido hijo puede ser usada para estimar la concentración de cualquier otro radionúclido presente en la serie de decaimiento. En condiciones donde el hijo de vida corta resulta de un padre de vida muy larga ($\lambda_p \ll \lambda_h$) y donde la actividad del padre no disminuye de forma apreciable durante el tiempo de decaimiento de los hijos de menor vida, se establece la condición de equilibrio secular. Esto es usualmente una adecuada aproximación excepto cuando núcleos hijos escapan, por ejemplo cuando el gas radiactivo ^{222}Rn escapa en la serie de decaimiento del ^{238}U .

El desequilibrio ocurre cuando uno o más productos de decaimiento de una serie se encuentran total o parcialmente removidos del sistema. Así, la serie del torio raramente se encuentra fuera del equilibrio en la naturaleza. Sin embargo, es común el desequilibrio en la serie de decaimiento del uranio. Esto se debe a que en las series del uranio y torio se encuentran los gases nobles radiactivos radón y torón respectivamente, el primero por tener una vida media mucho mayor, al llegar a los poros del suelo o intersticios de los minerales puede alejarse del sitio de origen por diversos mecanismos de transporte, a diferencia del torón, que por su vida media muy pequeña decae antes de sufrir significativo desplazamiento dentro del mineral. Sería un error suponer *a priori* el equilibrio en la serie del ^{238}U y ^{235}U . Los estimados de las concentraciones de uranio se obtienen de la medición de las abundancias de los isótopos ^{214}Bi y ^{214}Pb . Estos isótopos se encuentran casi al final de la cadena de desintegración y pueden no estar en equilibrio con el uranio. Los estimados de las concentraciones de uranio son reportados usualmente como equivalentes de uranio (eU) y estos se determinan asumiendo condiciones de equilibrio secular. De igual manera los estimados de las concentraciones de torio son reportados como equivalentes de torio (eTh), aunque la serie de decaimiento del torio se encuentra casi siempre en equilibrio [11].

2.1.7. Naturaleza estocástica de los decaimientos radiactivos

El decaimiento radiactivo es un fenómeno estocástico. Cada desintegración radiactiva se produce con total independencia de cualquier otro evento de decaimiento, y el intervalo de tiempo entre desintegraciones es aleatorio. Para un gran número de desintegraciones aleatorias de átomos en un radionúclido en particular, la frecuencia de los decaimientos radiactivos está dada por la distribución de poisson. Si \bar{n} es la tasa promedio de decaimientos, entonces la probabilidad, P , de que un número de núcleos atómicos, n , decaiga en una unidad de tiempo es:

$$P(n) = \frac{\bar{n}^n}{n!} e^{(-\bar{n})} \quad (2.18)$$

La distribución de Poisson supone que la varianza σ^2 de una distribución es igual al valor medio, y σ es la desviación estándar. El rango de $\pm 1\sigma$ sobre la media abarca el 68.3% de la distribución, $\pm 2\sigma$ conforma el 95.5% y $\pm 3\sigma$ el 99.7% de la distribución. La emisión de partículas y rayos gamma en los decaimientos radiactivos es proporcional al número de núcleos desintegrándose, y la desviación estándar se puede utilizar para

estimar el rango de desviaciones e incertidumbres de las mediciones radiométricas. Si N cuentas son registradas en un tiempo t , entonces la desviación estándar de las cuentas registradas es:

$$\sigma(N) = \sqrt{\overline{N}} \quad (2.19)$$

Donde \overline{N} es la esperanza matemática del conteo. La desviación estándar fraccionaria de un conteo (incertidumbre de la medida de N) es:

$$\frac{\sigma(N)}{\overline{N}} = \frac{1}{\sqrt{\overline{N}}} \quad (2.20)$$

Para una tasa de conteos $n = N/t$, la desviación estándar está dada por

$$\sigma(n) = \frac{\sqrt{\overline{N}}}{t} = \sqrt{\frac{n}{t}} \quad (2.21)$$

Y la desviación estándar de la tasa de conteos n (incertidumbre de la medición de n) es:

$$\frac{\sigma(n)}{n} = \frac{1}{\sqrt{nt}} \quad (2.22)$$

Ecuaciones (2.20) y (2.22) indican que la precisión de la medición radiométrica puede ser incrementada por (a) Incremento del número de cuentas N , (b) incremento de la tasa de conteo n , y (c) incremento del tiempo t de conteo. Esto puede ser acompañado por el uso de equipos más sensibles, mejorar la geometría de conteo. En la práctica, las incertidumbres también son afectadas por la radiación de fondo. Esta radiación de fondo se debe mantener al mínimo blindando el detector. [11]

2.2. Fuentes Naturales de Radiación

Mientras que muchos elementos presentes de forma natural tienen isotopos radiactivos, solo el potasio y las series del uranio y torio (también conocidos como radionúclidos primordiales), poseen radioisótopos que pueden producir rayos gamma con la energía y la intensidad suficientes como para ser medidos con un espectrómetro de rayos gamma. Esto ocurre porque ellos son relativamente abundantes en el medio ambiente. La abundancia promedio de estos elementos en la corteza terrestre está en el orden de 2-2.5 %K, 2-3 ppm U y 8-12 ppm Th . [11]

El ^{40}K es el isótopo natural radiactivo del potasio y representa el 0.012 % del potasio natural. Este isótopo decae al ^{40}Ar mediante emisión β^- con la posterior emisión de

rayos gamma con energía de 1.46 MeV. Ya que se presenta en una proporción fija del potasio existente en el medio ambiente, esos rayos gamma pueden ser usados para estimar la cantidad total de K presente.

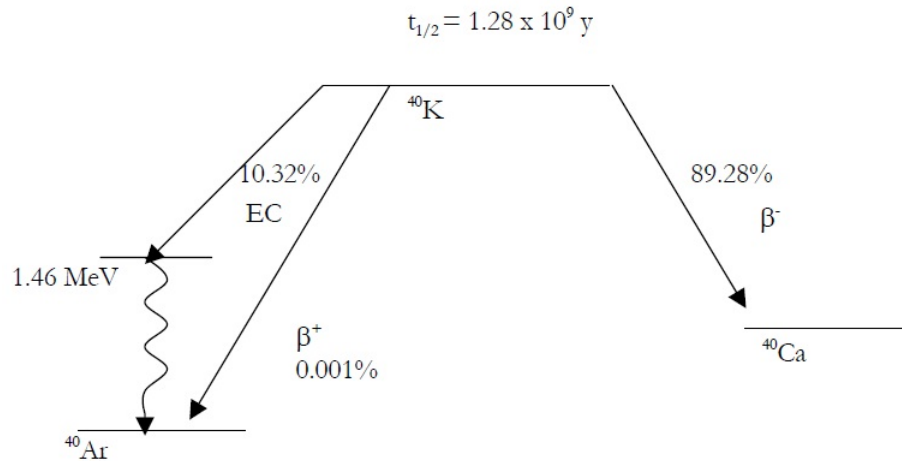


Figura 2.1: Esquema de desintegración del ^{40}K [7]

El Uranio natural se manifiesta principalmente en los radioisótopos ^{238}U y ^{235}U , los cuales dan lugar a las series de decaimiento que finalizan en los isotopos estables ^{206}Pb y ^{207}Pb respectivamente. Las vidas medias del ^{238}U y ^{235}U son $4,46 \times 10^9$ y $7,13 \times 10^8$ años, respectivamente.

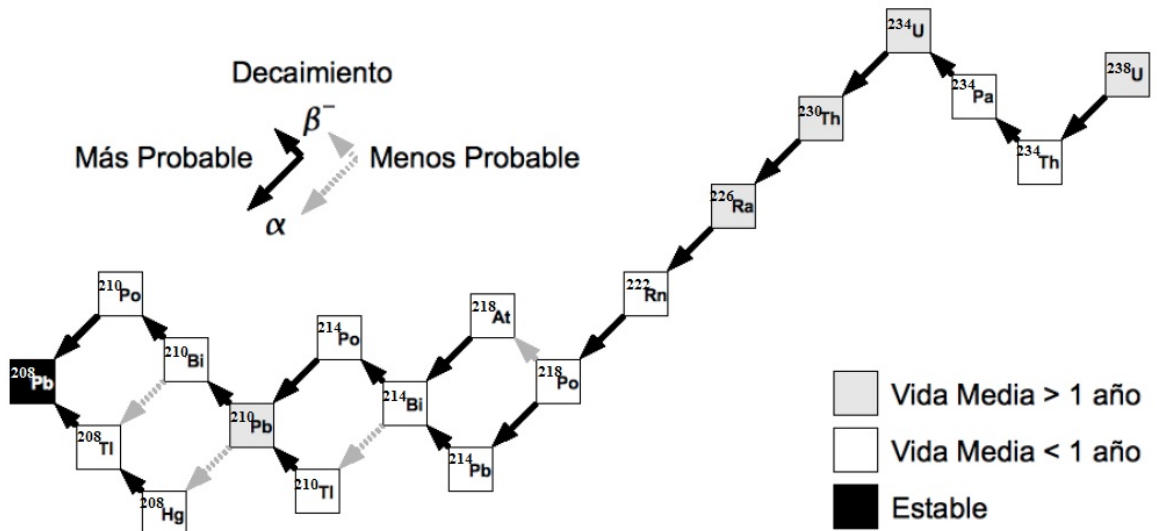


Figura 2.2: Diagrama del decaimiento de la serie del ^{238}U .

El torio natural se encuentra presente principalmente como el radioisótopo ^{232}Th , el cual da lugar a la serie de decaimiento que termina en el isótopo estable ^{208}Pb . La vida media del ^{232}Th es $1,39 \times 10^{10}$ años. Ni el ^{238}U ni el ^{232}Th emiten rayos gamma, y los rayos gamma de sus productos hijos radiactivos son usados para estimar sus concentraciones mediante esta técnica.

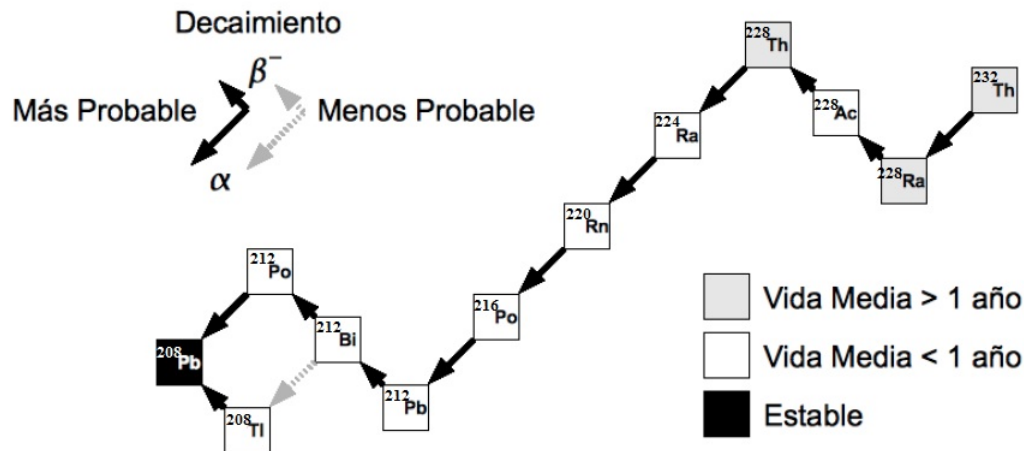


Figura 2.3: Diagrama del decaimiento de la serie del ^{232}Th .

El Radón (^{222}Rn) es un gas noble y radiactivo que se genera a partir de la serie del uranio (^{238}U) y se detecta por la emisión de partículas alfa. Su transporte a la superficie por otros geofluidos proporciona importantes indicios de procesos geológicos, geofísicos, hidrológicos y sísmicos. Por ejemplo, ha sido utilizado con éxito para determinar fallas locales activas que favorecen el escape del Radón [12].

Aparte de los mencionados, en la naturaleza se encuentra radionúclidos tales como: ^{22}Na , ^7Be y ^{14}C , conocidos como radioisótopos cosmogénicos, los cuales son originados por la radiación primaria (protones, neutrones, radiación gamma y otros núcleos pesados) provenientes del espacio exterior, llamados rayos cósmicos, que continuamente bombardean núcleos estables en la atmósfera y crean estos radionúclidos. Cuando los rayos cósmicos golpean la atmósfera, ellos producen una cascada nuclear o un chubasco de partículas secundarias. Muchas de estas partículas son eventualmente frenadas son eventualmente frenados antes de llegar a la superficie de la tierra excepto muones energéticos (μ) y neutrones (n) [7].

Otro tipo de radiación ambiental es la antropogénica o creada por el hombre, la cual es liberada en el medio ambiente a través de, por ejemplo, pruebas nucleares, accidentes

en reactores (*e.g.* Chernobyl y Long Island) y la industria de los radioisótopos (^{137}Cs , ^{90}Sr , y ^{131}I).

2.3. Interacción de los rayos gamma con la materia

Aunque existe un gran número de posibles mecanismos de interacción de los rayos gamma con la materia, solo tres juegan un rol importante en la medición de la radiación, ellos son absorción fotoeléctrica, dispersión Compton y producción de pares.

Absorción fotoeléctrica

En el proceso de absorción fotoeléctrica, un fotón se somete a una interacción con el átomo que lo absorbe, en el cual el fotón desaparece completamente. En su lugar, un fotoelectrón es expulsado de una de sus capas electrónicas. La interacción es con el átomo como un todo y no puede llevarse a cabo con electrones libres. Para rayos gamma de suficiente energía, el origen más probable del fotoelectrón, es con la capa más ligada o capa K del átomo. El fotoelectrón aparece con una energía dada por:

$$E_e = E_\gamma - E_b \quad (2.23)$$

Donde E_b , representa la energía de ligadura del electrón en su capa orbital.

La interacción crea un átomo ionizado con una vacancia en una de sus capas. Esta vacancia es rápidamente ocupada por un electrón libre del medio y se produce la reorganización de los electrones de otras capas del átomo. Por lo tanto, uno o más rayos X característicos pueden ser emitidos. Cuando estos se absorben nuevamente por capas electrónicas menos ligadas, el resultado son rayos X característicos de menor energía o electrones Auger [10].

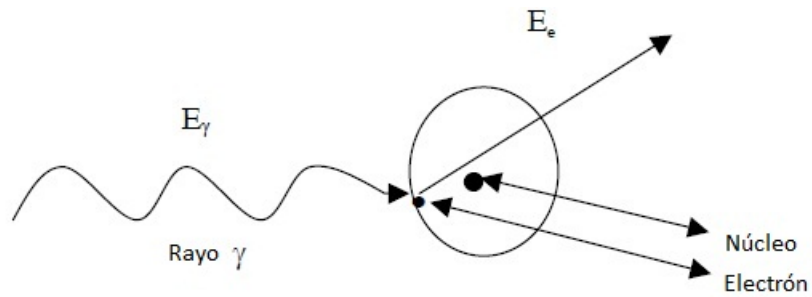


Figura 2.4: Representación esquemática del mecanismo de absorción fotoeléctrica tomado y modificado de [7]

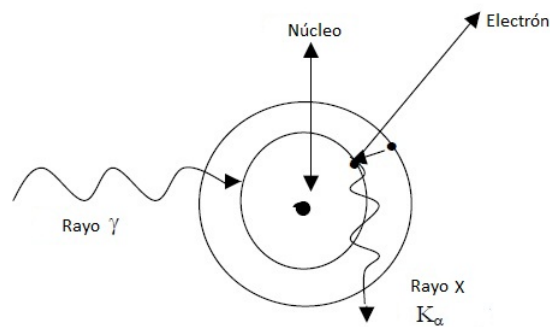


Figura 2.5: Representación esquemática de la emisión de rayos X característicos tomado y modificado de [7]

Dispersión compton

En este proceso el rayo gamma incidente es dispersado un ángulo θ con respecto a su dirección original. El fotón transfiere una parte de su energía al electrón (que se asume inicialmente en reposo), el cual es después conocido como electrón dispersado. Todos los ángulos de dispersión son posibles y la energía transferida al electrón puede variar de cero a una fracción de la energía del fotón incidente.

La expresión que relaciona la energía transferida y el ángulo de dispersión para una determinada interacción, puede ser derivado escribiendo simultáneamente las ecuaciones para la conservación de la energía y momento. Utilizando los símbolos definidos en el

siguiente esquema:

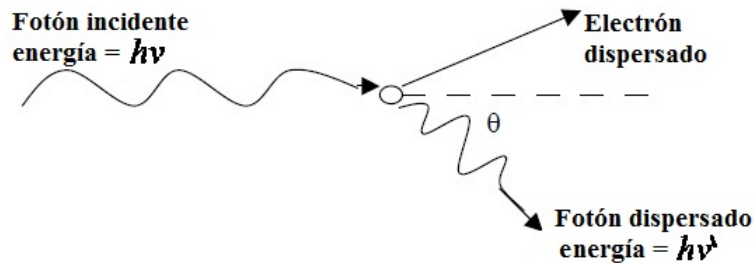


Figura 2.6: Dispersión compton tomado y modificado de [7]

Se puede observar que

$$h\nu' = \frac{h\nu}{1 + \frac{h\nu}{m_0c^2}(1 - \cos\theta)} \quad (2.24)$$

Donde m_0c^2 es la energía en reposo del electrón (0.511 MeV).

La probabilidad de dispersión compton por átomo depende del número de electrones disponibles como objetivo y por lo tanto aumenta linealmente con Z [10].

Producción y aniquilación de pares

Este proceso es posible si la energía de los rayos gamma excede al doble de la energía de la masa en reposo del electrón, esto es 1,02 MeV. La probabilidad de que ocurra la interacción permanece muy baja, hasta que la radiación se aproxima al orden de los MeV y por esta razón la producción de pares es predominantemente a altas energías de rayos gamma. En la interacción (la cual se debe llevar a cabo en el campo coulombiano de un núcleo, donde actúan las fuerzas nucleares). El fotón gamma desaparece y es remplazado por un par electrón-positrón. Todo el exceso de energía que posee el fotón sobre 1,02 MeV requerido para crear el par, se convierte en energía cinética, que es compartida por el positrón y el electrón. El positrón va a desacelerarse en el medio absorbente y dos fotones de aniquilación con energías de 0,511 MeV son normalmente producidos como productos secundarios de la interacción [10].

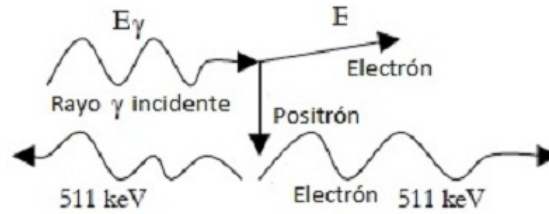


Figura 2.7: Producción de pares tomado y modificado de [7]

2.3.1. Coeficiente de atenuación

Si realizamos un experimento como el que se muestra en la figura 2.8, donde rayos gamma monoenergéticos son colimados en un haz estrecho que atraviesa un material absorbente de espesor variable, el resultado es simplemente la atenuación exponencial de la intensidad de los rayos gamma. Cada una de las interacciones remueve fotones de rayos gamma del haz fuera de la dirección del detector, ya sea por absorción o dispersión. El proceso puede ser caracterizado por una probabilidad fija de ocurrencia por unidad de longitud en el material absorbente. La suma de probabilidades es simplemente la probabilidad por unidad de longitud de que un fotón de rayos gamma sea removido del haz.

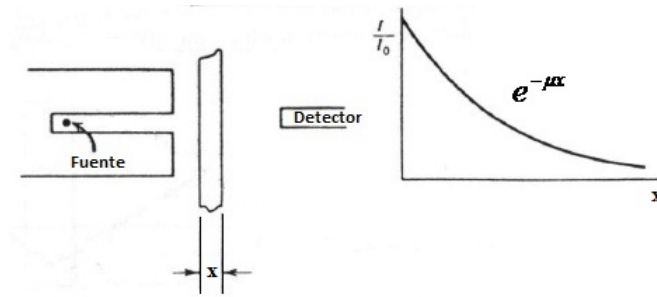
$$\mu = \tau(\text{fotoeléctrico}) + \sigma(\text{compton}) + \kappa(\text{producción de pares}) \quad (2.25)$$

y se conoce como el coeficiente de atenuación lineal. El número I de fotones transmitidos viene dado en términos de el numero I_0 sin absorbente como:

$$\frac{I}{I_0} = e^{-\mu x} \quad (2.26)$$

Los fotones de rayos gamma, también son caracterizados por su camino libre medio λ_m , definido como la distancia promedio recorrida en el absorbente, antes de que una interacción tome lugar. Este valor puede ser obtenido de:

$$\lambda_m = \frac{\int_0^\infty x e^{-\mu x} dx}{\int_0^\infty e^{-\mu x} dx} = \frac{1}{\mu} \quad (2.27)$$



Valores típicos de λ_m están en el rango de algunos mm a decenas de cm en sólidos para energías comunes de rayos gamma. El coeficiente de atenuación lineal está limitado por el hecho de que éste varía en función de la densidad del absorbente, aunque el material absorbente sea el mismo. Por lo tanto, el coeficiente de atenuación másico es más usado y se define como:

$$\text{coeficiente de atenuación másico} = \frac{\mu}{\rho} \quad (2.28)$$

Donde ρ representa la densidad del medio. Para rayos gamma de cierta energía, el coeficiente de atenuación másico no cambia con respecto al estado físico del absorbente. Por ejemplo, éste es el mismo para agua presenta en forma líquida o vapor. El coeficiente de atenuación másico de un compuesto o mezcla de elementos puede ser calculado por:

$$\left(\frac{\mu}{\rho}\right)_c = \sum_i w_i \left(\frac{\mu}{\rho}\right)_i \quad (2.29)$$

Donde w_i es el factor que representa la fracción de peso del elemento i -ésimo en el compuesto o mezcla.

2.4. Interacción de partículas pesadas cargadas

Partículas pesadas cargadas tales como las partículas alfa, interactúan con la materia principalmente a través de las fuerzas coulombianas entre su carga positiva y la carga negativa de los electrones dentro de los átomos que absorben. Aunque la interacción de la partícula con los núcleos (como en el caso de la dispersión de Rutherford o partículas alfas que inducen reacciones) son posibles, tales encuentros ocurren rara vez y normal-

mente no son significantes en la respuesta de los detectores de radiación. En su lugar, los detectores de partículas cargadas deben confiar sus resultados en la interacción con los electrones por su respuesta.

Al entrar en un medio, la partícula cargada inmediatamente interactúa con los muchos electrones. El electrón siente el impulso de las fuerzas coulombianas atractivas al pasar la partícula por su vecindad. Dependiendo de la proximidad del encuentro, su impulso puede ser lo suficiente para aumentar a otro nivel de la configuración electrónica dentro del átomo que absorbe, *excitación* o remover completamente al electrón del átomo *ionización*. La energía que es transferida al electrón debe venir a expensas de la partícula cargada, y por lo tanto su velocidad decrece como resultado de las colisiones. La máxima energía que puede ser transferida por una partícula cargada de masa m con energía cinética E a un electrón de masa m_0 en una colisión simple es: [10]

$$\frac{4Em_0}{m} \tag{2.30}$$

Debido a que las fuerzas coulombianas tienen un rango infinito, las partículas interactúan simultáneamente con muchos electrones perdiendo gradual y continuamente su energía a lo largo de su camino. Después de viajar una cierta distancia, ésta a perdido toda su energía (es frenada), esta distancia es conocida como el rango de la partícula. El rango es determinado por el tipo de partícula, tipo de material y energía de la partícula. [9]

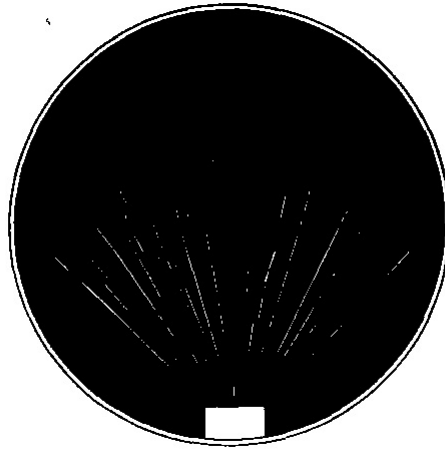


Figura 2.9: Trazas en una cámara de niebla de partículas alfa provenientes del decaimiento del ^{210}Po . [9]

2.4.1. Medición de la radiactividad alfa

Los instrumentos para la detección de radón y sus productos de decaimiento están basados comúnmente en la detección de partículas alfa, la energía de estas oscila entre 5.5 y 7.7 MeV (^{222}Rn 5.5 MeV, ^{218}Po 6.0 MeV, ^{214}Po 7.7 MeV). Entre los instrumentos y técnicas para la detección de partículas alfa se encuentran los siguientes:

1. Detectores de centelleo alfa tales como Sulfuro de Zinc activado con fósforo, o activado con plata, $\text{ZnS}(\text{Ag})$.
2. Detectores de trazas alfa (ATDs) y detectores de estado sólido (SSNTDs) para el registro de partículas alfa en materiales de estado sólido.
3. Espectrometros alfa con diodo de silicio, ya sea de barrera superficial o junta difusiva.

La celda de centelleo, la cual se utiliza como “grabe sample” (contenedor de muestra) es un contenedor cubierto con Sulfuro de Zinc activado con plata $\text{ZnS}(\text{Ag})$, excepto al final donde se encuentra cubierto por una ventana transparente la cual se acopla a un tubo fotomultiplicador. Cuando una partícula alfa proveniente del radón o de sus productos de decaimiento impacta las paredes de la celda, un destello de luz que se

encuentra por el orden de los 450 nm (espectro visible) es emitido por la interacción de la partícula alfa con el ZnS(Ag). La luz es detectada por el tubo fotomultiplicador y transformada en una señal eléctrica [13].

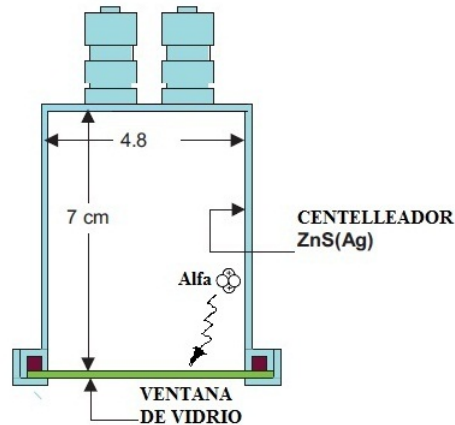


Figura 2.10: Diagrama esquemático de una celda Lucas.

2.5. Espectrometría Gamma

La espectrometría gamma in situ, es una técnica que permite estudiar cualitativa y cuantitativamente los radionúclidos que se encuentran distribuidos en el suelo mediante la radiación gamma que estos emiten. Es decir, dicha técnica permite identificar qué tipo de radionúclidos están presentes y cuantificar su actividad o concentración. Sin embargo, tal método requiere considerar muchos factores para su calibración.

2.5.1. Espectrómetro gamma

Un espectrómetro gamma basa su funcionamiento en un detector de centelleo. La radiación incidente entra al detector y sufre un gran número de interacciones, lo cual resulta en la transición del átomo a un estado excitado. El estado excitado emite rápidamente luz visible o cercana al visible, es lo que se conoce como fluorescencia. Dicho destello luminoso golpea una superficie fotosensible (fotocátodo), liberando más de un fotoelectrón por fotón. Esos electrones secundarios son multiplicados, acelerados y representa un pulso de salida del tubo fotomultiplicador (photomultiplier o PMT). El pulso eléctrico pasa directamente a un preamplificador, el cual convierte el pulso eléctrico en

un pulso de voltaje. [9]

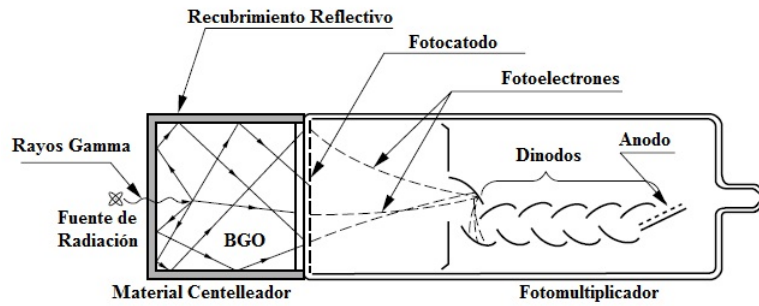


Figura 2.11: Funcionamiento de un detector de centelleo.

La adquisición de datos realizada por el multicanal es un espectro de rayos gamma. Este diagrama muestra un espectro de energía típico de la radiación natural, que representa las tasas de conteo a cada nivel de energía, de 0 a 3 MeV. El área de 0 a 0.4 MeV no es usado y consiste de cuentas creadas por dispersión Compton. Para la elaboración de mapas geológicos, el (potasio) ^{40}K , (equivalente de Uranio) ^{214}Bi y (equivalente de Torio) ^{208}Tl son los picos de interés.

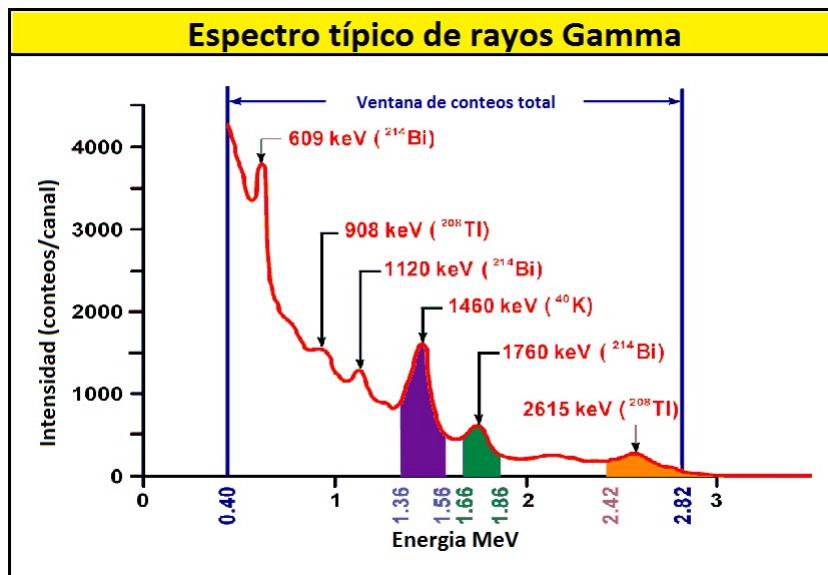


Figura 2.12: Espectro típico de la radiación natural, tomado y modificado de [11].

afecta la medición [11].

Uno de los métodos para calibrar un espectrómetro gamma para mediciones *in situ* se presenta a continuación [14]. El número de cuentas por segundo, N_f obtenido bajo un pico debido a rayos gamma de cierta energía, E , está relacionado con la concentración de la radiactividad del suelo A por:

$$\frac{N_f}{A}(E) = \frac{N_f}{N_o} \frac{N_o}{\phi} \frac{\phi}{A} \quad (2.31)$$

donde,

$\frac{N_f}{A}$ = Tasa de conteos del pico de absorción total (cps o cpm) para una energía E , por unidad de concentración de un radionúclido en el suelo.

$\frac{N_o}{\phi}$ = Tasa de conteos del pico de absorción total por unidad de densidad de flujo para un haz paralelo de fotones de energía E , es decir perpendicular a la superficie del detector.

$\frac{N_f}{N_o}$ = Factor de corrección para la distribución de radionúclidos en el suelo.

$\frac{\phi}{A}$ = Densidad de flujo de fotones no dispersados que llegaron al detector por unidad de concentración para una determinada distribución de radionúclidos en el suelo.

El factor $\frac{\phi}{A}$ es característico de la distribución de la fuente en el suelo y de las energías- γ y no dependen del detector. Los términos $\frac{N_o}{\phi}$ y $\frac{N_f}{N_o}$ dependen del detector y ellos son un conjunto de parámetros esenciales para el arreglo o montaje del espectrómetro.

El factor $\frac{N_o}{\phi}$ representa la respuesta a la incidencia normal de fotones al detector. Para observar $\frac{N_o}{\phi}$ a diferentes energías sin alternar la fuente. El flujo $\phi_o(E)$ de rayos gamma para cierta fuente es determinada usando la siguiente expresión:

$$\phi_o(E) = \frac{Axy}{4\pi R^2} \quad (2.32)$$

Donde A es la actividad, y es el rendimiento a una determinada energía $-\gamma$ y R la distancia del detector a la fuente (1 m). Correcciones al flujo $\phi_o(E)$ fueron hechas para tener en cuenta los efectos de atenuación debido al aire y a la encapsulación de la fuente usando la expresión:

$$\phi_k(E) = \phi_o(E) \exp -\sigma R\rho_a \quad (2.33)$$

Donde σ es el coeficiente de atenuación másico para una energía dada, E y ρ_a es la densidad del aire. El flujo $\phi_k(E)$ fue corregido para tener en cuenta el encapsulamiento de la fuente por:

$$\phi(E) = \phi_k(E)xq \quad (2.34)$$

Donde q es el porcentaje de atenuación para rayos gamma debido al encapsulamiento de la fuente. Ver [14].

Ahora bien, en el presente trabajo el método utilizado fue el de las mediciones relativas. No deseamos conocer el valor de la concentración de determinado radionúclido, simplemente saber donde hay mayor o menor tasa de conteos. La calibración para nuestro espectrómetro gamma fue destinado a hallar los valores óptimos de operación, ganancia de amplificación (ajusta el rango de energías en el cual quiero trabajar) y ganancia ADC (trabajar con 512 o 1024 Canales).

Estas mediciones relativas se basaban en el cálculo de áreas netas de los tres radionuclidos de interés ^{40}K , ^{238}U y ^{232}Th los dos últimos asumiendo equilibrio secular con su progenie ^{214}Bi , (eU) y ^{208}Tl , (eTh) respectivamente. Para suprimir los distintos factores que afectan la medición, se utilizó la normalización del uranio y el potasio al torio [1].

2.6. La radiación gamma natural del suelo superficial como indicadora de procesos geoquímicos inducidos por la filtración de hidrocarburos

El comportamiento de la radiactividad sobre yacimientos de petróleo y gas se ve afectado por el flujo activo de hidrocarburos desde las profundidades y la misma se expresa en anomalías geoquímicas. Dichas anomalías sobre reservas de hidrocarburos se pueden identificar, a partir de mediciones radiométricas. Por la experiencia internacional se conoce que sobre acumulaciones subsuperficiales de hidrocarburos existen patrones anómalos (deficit) de algunos de los radioelementos naturales, los cuales se pueden representar gráficamente con la elaboración de mapas 2D (bidimensionales).

El origen de los comportamientos radiométricos sobre yacimientos de petróleo fue

explicado sobre la base de ascensión de hidrocarburos ligeros que saturan rocas y minerales. Esto da lugar a una disminución en la capacidad de sorción de las rocas que se encuentran encima del reservorio para los radionúclidos móviles uranio y potasio. Kogan *et al.* (1969) [15] describieron el depósito de hidrocarburo de Korovkov en la antigua URSS, el cual exhibe una disminución de la radiación gamma dentro de su frontera y cambio en la concentración media de K y U , mientras que el Th se mantiene relativamente estable. Los análisis en muestras de roca demostraron variación en otros elementos como Mn , Sr , Cr y Ca . Se planteó la hipótesis de que los cambios geoquímicos se debieron a la influencia de los hidrocarburos que migran. El Shazly *et al.* [16] analizaron los resultados de un estudio de conteos totales de radiación gamma medida desde un avión en el área del campo de hidrocarburos de El Alamein, el cual exhibió una baja radiométrica apenas perceptible. Nunn y Meulbrock [17] estimaron un alcance del orden de kilómetros de migración vertical del gas de hidrocarburo. Los autores estimaron una velocidad de propagación de 100 m/año. La lista de los campos de petróleo o gas que presentan anomalías radiométricas y del conteo total de radiación gamma apoyan la hipótesis de una influencia directa de los hidrocarburos que migran en la redistribución de los elementos radioactivos naturales U , K y a veces Th , en rocas sobre los campos de petróleo.

El propósito de un estudio radiométrico es buscar anomalías en las lecturas totales y diferenciales de la radiación, que pueden indicar la presencia de fracturas, fallas y borde de zonas rentables potenciales. La existencia de depresiones de la radiación gamma encima de campos de petróleo y gas se conoce desde hace mucho tiempo y forma la base para los estudios radiométricos utilizando espectrómetros de rayos gamma aérotransportados o terrestres. Generalmente se considera que el ^{40}K contenido en la arcilla es la mayor fuente de radiactividad del suelo, con menores contribuciones del ^{214}Bi y el ^{208}Tl . Los valores bajos de la radiación encima de las acumulaciones de petróleo se han atribuido a las siguientes causas: (1) precipitación de sales de uranio en el límite de la zona de óxido reducción de la columna de escape del hidrocarburo inferido, o (2) la conversión de arcillas portadoras de K y feldspatos u otras arcillas deficientes en potasio [18].

2.6.1. Modelo de ascensión de radionúclidos

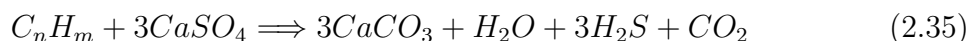
El ion hexavalente de uranio totalmente oxidado, y liberado de la roca basal, es soluble en agua y muy móvil y tiende a emigrar verticalmente hacia la superficie por medio del agua subterránea. Si entra en un ambiente reductor (debido a la presencia de hidrocarburos u otra materia orgánica) el ion se reduce, se vuelve tetravalente, insoluble e inmóvil; entonces su movimiento ascendente cesa.

Los depósitos de hidrocarburos subsuperficiales causan una distorsión en el patrón aleatorio de la radiación de fondo. Ellos condicionan la formación de compuestos complejos de uranio que son relativamente estables y no se mueven más hacia arriba. Esto produce patrones de radiación de bajo nivel no aleatorios encima de un terreno petrolífero. De esta manera, las acumulaciones de hidrocarburos se indican en la superficie por halos de valores de alta radiactividad que rodean a las áreas centrales con valores menores que el fondo. [2]

2.6.2. Modelo de alteraciones por microfiltración de hidrocarburos

Saunders *et al.* [2] presentaron una descripción detallada de un modelo basado en la mejor información disponible en cuanto a cómo las anomalías de uranio, potasio y topografía se pueden relacionar con la microfuga de hidrocarburos hacia la superficie terrestre desde los depósitos del petróleo. Se basaron en el concepto de que las microfiltraciones de hidrocarburos implica el ascenso, próximo a la vertical, de burbujas ultra pequeñas de gas (de tamaño coloidal) a través de una red de empalmes y planos del lecho interconectados y saturados de agua. Estas microfiltraciones ascienden verticalmente en forma de microemulsiones formadas por el crudo y gas a través de las porosidades y permeabilidades que presentan las rocas del sistema petrolífero. Esto se ilustra conceptualmente en la figura 2.14.

A medida que los hidrocarburos se elevan hacia la superficie, pueden reaccionar químicamente con los sulfatos en aguas subterráneas para producir sulfuro de hidrógeno (H_2S), dióxido de carbono (CO_2) y mineralización secundaria del carbonato ($CaCO_3$). El proceso se puede describir por:



Las bacterias sulfato reductoras en aguas subterráneas pueden lograr esto también [2]. Ellas obtienen el oxígeno de los iones sulfato y consumen los hidrocarburos produciendo los subproductos sulfuros de hidrógeno y dióxido de carbono.

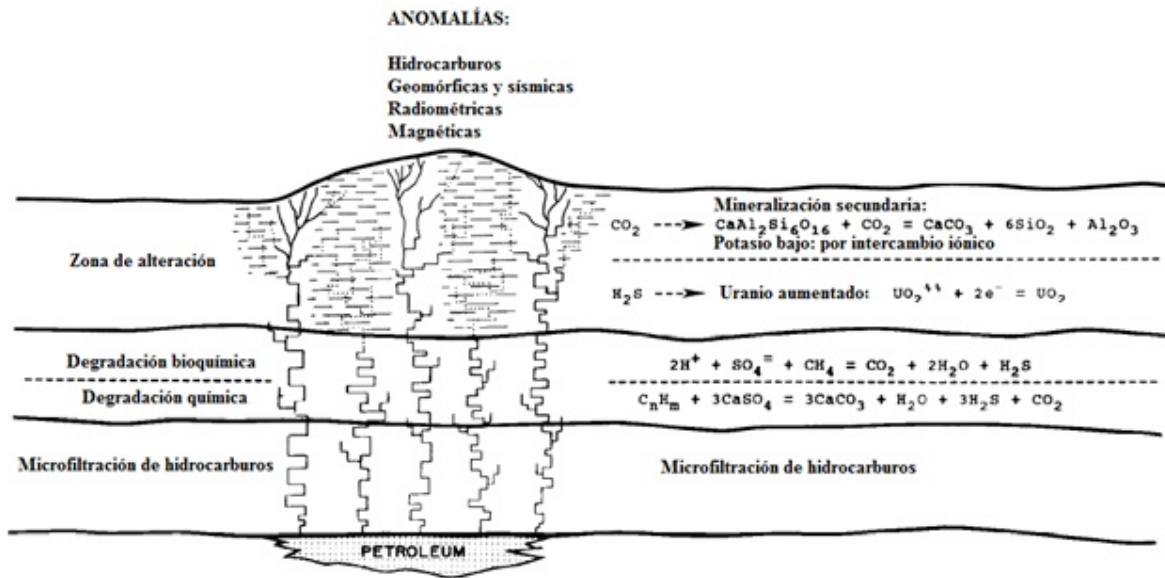
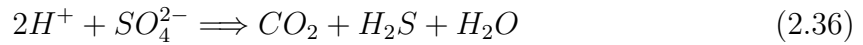


Figura 2.14: Modelo para las alteraciones por microfiltración de hidrocarburos [2]

2.7. El Radón como trazador natural de procesos geofísicos

2.7.1. Mecanismos de transporte del Radón

Existen tres mecanismos principales de desplazamientos de radón: Emanación (figura 2.15) desde el grano de un sólido hasta agua o poro, difusión dentro del agua o el gas del poro y transporte por flujo de gases o agua.

- La *emanación* depende de la concentración de radio (tipo de mineral) y del tamaño de los granos que conforman el sólido. Cada decaimiento radioactivo de radio da lugar a una partícula alfa de gran velocidad y un átomo de radón que retrocede en dirección opuesta a la partícula alfa. La energía de retroceso le permite al radón

desplazarse dentro del grano de sólido distancias de 20 a 70 nm, dependiendo de la densidad del sólido. El radón generado puede quedar atrapado en el poro y más aún si este contiene agua dada la gran solubilidad del radón en agua. Por otra parte, a menor tamaño de grano, los procesos químicos remueven los elementos radiactivos.

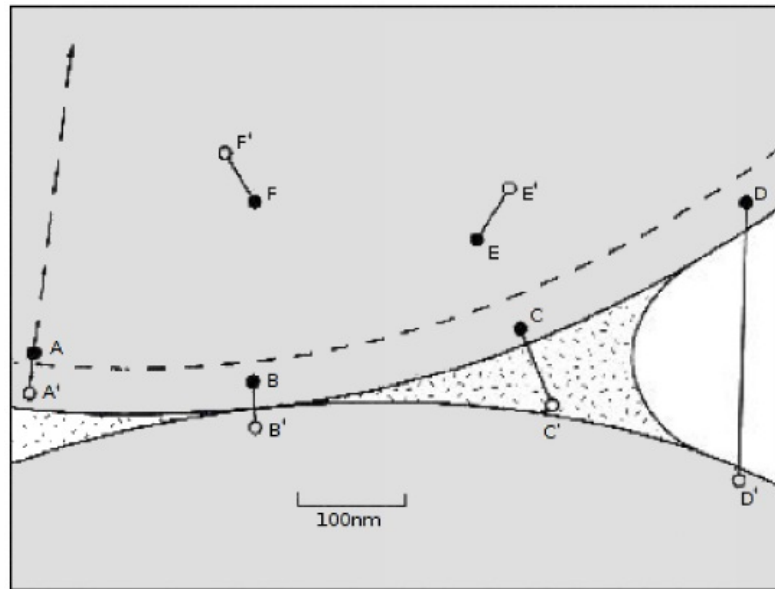


Figura 2.15: Representación conceptual del proceso de emanación, cuando el átomo de radón, representado por las letras, recula dentro de los granos de un mineral, representados en gris. La zona punteada representa agua, y el espacio blanco aire.

- la *difusión* del radón una vez contenido en el agua o el gas del poro, depende del isótopo; el de mayor vida media (^{222}Rn) alcanza los mayores desplazamientos (2.2 m en aire, 1.55 m en poros de granos y 2.2 cm en agua).
- el *transporte de fluidos* es el mecanismo más importante de desplazamiento para el radón. Este mecanismo depende de las propiedades del fluido (gradientes de presión, estado físico) y de las características geológicas del subsuelo (litología, fallas). Este mecanismo le permite al radón desplazarse varios cientos de metros en el subsuelo lo que explica las concentraciones anormales de radón sobre fallas o fracturas geológicas en subsuelos con reservorios de petróleo y/o gas [19].

La detección del gas radioactivo Radón en suelo superficial es uno de los indicadores de filtraciones de hidrocarburos desde el subsuelo. El gas ^{222}Rn es el producto de decaimiento del ^{226}Ra . En consecuencia, es importante realizar mediciones de la concentración de ^{226}Ra superficial y/o de roca en el área de estudio, ya que una correlación entre ^{226}Ra y ^{222}Rn implicaría que el Radón observado proviene de un proceso de difusión superficial, no indicativo de procesos de infiltración de hidrocarburos desde el interior de la tierra. Por el contrario, la no correlación entre el Radio y el Radón, así como las grandes anomalías de este gas, indican su transporte a la superficie con una velocidad mucho mayor que un simple fenómeno de difusión. Así, estas anomalías son indicadoras ya sea de regiones con grandes reservorios de petróleo y/o gas o de fallas a través de las cuales los gases son transportados con mayor facilidad.

La localización de fallas activas se logra detectando el Radón en grandes áreas; los sitios de mayor concentración de Radón corresponden a las fallas geológicas por donde el transporte es mayor. El transporte de ^{222}Rn sobre grandes distancias requiere la presencia de un fluido advectivo relativamente rápido. Cualquiera que sea el origen de los gases, en particular en situaciones geológicas, pueden llegar a alcanzar la superficie de la tierra a velocidades tales que a veces pueden crear áreas de desgasificación anómalas. Esos flujos de gas son precisamente los que puedan servir como portadores rápidos de radón. Cálculos sencillos demuestran que cuando existe un componente para el transporte advectivo, incluso si se trata sólo de unos pocos metros por día, la migración por difusión es prácticamente despreciable. Por otra parte, es evidente que un flujo pequeño de gas aumenta considerablemente el transporte del radón hasta profundidades someras.

Recientemente se demostró teórica y experimentalmente que el movimiento de radón está vinculado a la existencia de un microflujo natural de gas (geogas), que es principalmente incrementado en las fallas estructurales. Este flujo de gas es advectivo y se lleva a cabo como “microburbujaando el geogas cruza un acuífero. La “teoría del geogas incluye las siguientes características:

- (a) *La ocurrencia generalizada de un microflujo de gas:* el ascenso de un microflujo de gas a través de fallas y fracturas en la corteza es un fenómeno bastante común, jugando un papel importante en el degaseado de la tierra. Este microflujo ascendente no sólo se produce en áreas tectónicamente activas (áreas sísmicas, volcánicas), sino también en zonas estables (cuencas sedimentarias, escudos, etc.).

- (b) *Gas multicomponente advectivo*: este microflujo considera el movimiento advectivo de una mezcla de gases de origen natural (geogas), formados por gases portadores (CO_2 , CH_4 , N_2) que transportan gases raros (He , Rn).
- (c) *Flujo de gas ascendente de manera rápida*: un gran número de ejemplos de casos ha aportado pruebas del transporte a larga distancia del radón, que no puede explicarse por los modelos de difusión simple o flujo de aguas subterráneas. De hecho, para que el radón pueda llegar a la superficie del suelo antes de decaer, deberá ser transportado hacia arriba a una alta velocidad, lo que, en sí mismo, sólo es posible si existe un gas portador ascendiendo rápidamente. La migración de gases a relativamente alta velocidad puede ser debido a:
- Flujo continuo de la fase gaseosa impulsado por la presión a través de fracturas.
 - Flujo continuo de la fase gaseosa impulsado por la presión y desplazando al agua en fracturas saturadas.
 - Flotabilidad de burbujas de gas en acuíferos y fracturas llenas de agua.
- (d) *El flujo de burbuja*: cuando el microflujo de geogas cruza las aguas subterráneas se puede formar una corriente de burbujas. Los flujos de burbuja vinculados a fallas pueden tener lugar en diferentes ambientes geológicos; el movimiento de burbujas ha sido teórica y experimentalmente reconocido como un mecanismo de migración rápida de gas. Las microburbujas de tamaño coloidal (radio por debajo de 1 mm) son consideradas como el mecanismo principal de migración para hidrocarburos gaseosos.
- (e) *Transporte de materia por burbujas de geogas*: Las burbujas parecen ser capaces de recoger y transportar elementos traza hacia arriba por grandes distancias (átomos gaseosos, así como partículas sólidas). Este mecanismo puede ser responsable, por ejemplo, del transporte del radón de manera rápida y desde largas distancias y para todos los otros fenómenos que no son responsables la difusión de gases [20].

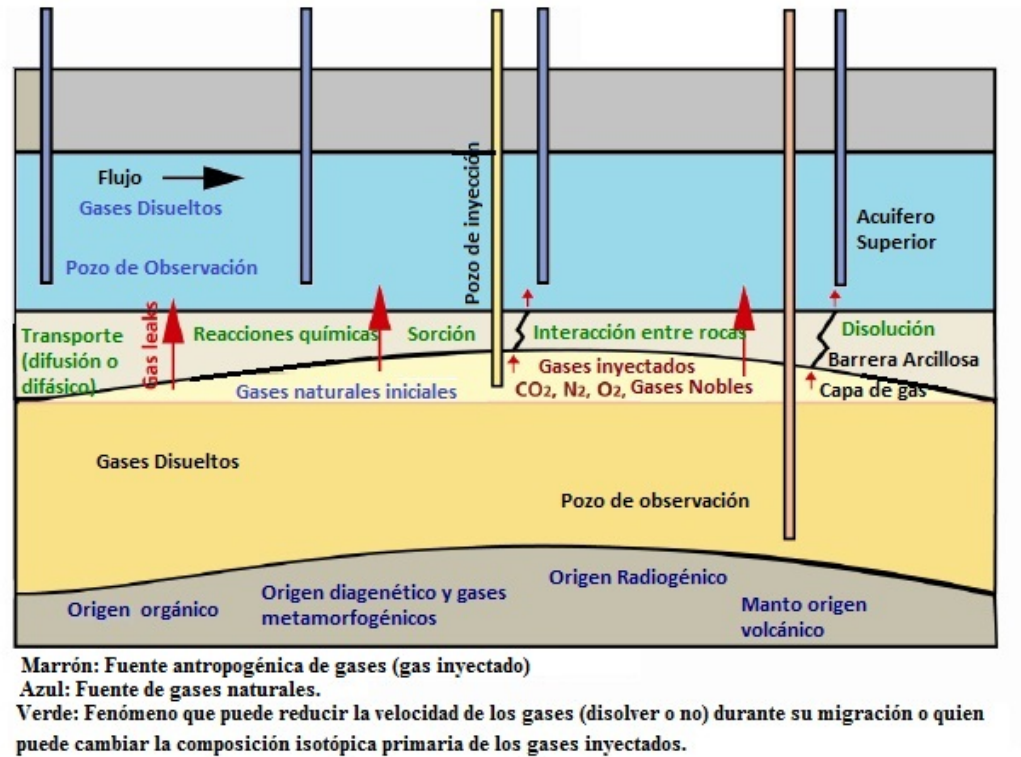


Figura 2.16: Flujo de geogas origen natural y antropogénico [6]

2.8. Fases líquidas no acuosas (NAPLs)

Las fases líquidas no acuosas (NAPLs del inglés Nonaqueous Phases Liquids) son compuestos líquidos en su forma pura, ligeramente solubles en agua, y por lo tanto existe en la subsuperficie como una fase fluida separada. Estos son caracterizados por su gravedad, las fase líquidas no acuosas densas se hunden el agua, mientras que las fases líquidas no acuosas ligeras flotan. Estudios ambientales recientes demuestran que, los NAPLs que se encuentra de manera residual en los suelos o flotando en las aguas subterráneas acumulan parcialmente al radón disponible debido a la solubilidad del radón en estas fases líquidas [21].

Capítulo 3

Materiales y métodos

3.1. Marco Geológico

La zona de estudio se encuentra en la Subcuenca de Maturín figura 3.1, la cual constituye la principal unidad petrolífera de la Cuenca Oriental. La estratigrafía de la serranía del interior Oriental representan en una buena parte la sedimentación del flanco norte de la Subcuenca de Maturín. Una espesa y compleja secuencia sedimentaria que abarca desde el Cretácico inferior hasta el Pleistoceno; el flanco sur presenta una estratigrafía más sencilla como representante del Cretácico, y un terciario suprayacente de edad fundamental Oligoceno-Pleistoceno, en el que se alternan ambientes fluvio-deltaicos y marinos someros, hasta su relleno final de ambientes continentales [22].

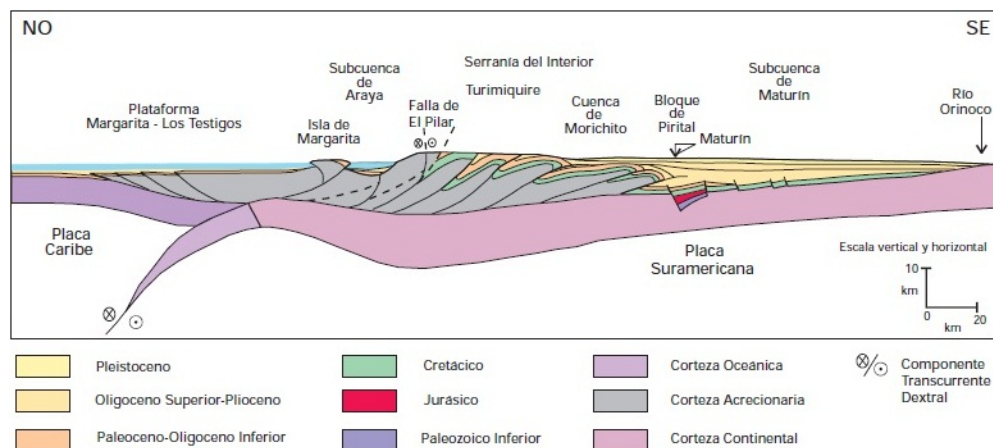


Figura 3.1: Corte geológico conceptual noroeste-sureste desde la plataforma de Margarita-Los Testigos hasta el río Orinoco. Subcuenca de Maturín [22].

Dos formaciones importantes se encuentran justamente sobre la región de estudio, Freites y Oficina.

- **Formación Freites:** En la localidad se describen lutitas físciles verdes a gris verdoso, con areniscas en el tope y la base, que permite la subdivisión de la unidad en tres intervalos. Un intervalo superior de unos 100 m, con capas delgadas de areniscas arcillosas de grano fino, de color blanco verdoso, algo glauconíticas y muy persistentes lateralmente. Un intervalo predominantemente lutítico, y un intervalo inferior de aproximadamente 100 m de lutitas intercaladas con areniscas verde-amarillentas, de grano medio a grueso, glauconíticas, calcáreas o sideríticas y muy fosíleras.

La formación se extiende, en el subsuelo, a través de todo el flanco sur de la subcuenca de Maturín hasta casi el río Orinoco. Afirman que afloran en dos domos de Santa Ana y San Joaquín del área de Anaco y en una faja amplia al oeste del campo Santa Ana y al norte hasta Aragua de Barcelona. La formación suprayace concordantemente a la formación Oficina en casi toda su extensión, excepto en el área de Anaco donde ocurre una discordancia. En esa región, en los domos de Santa Ana, la formación aflora, estando en contacto discordante sobre la formación Quiamare [23].

- **Formación Oficina:** Se describe la formación Oficina como una alternante de lutitas grises, gris oscuro y gris marrón, intercaladas e interestratificadas con areniscas y limolitas de color claro y grano fino a grueso. Componentes menores pero importantes de la unidad, son las capas delgadas de lignitos y lutitas ligníticas, arcilitas verde y gris claro, con esférulas de siderita, areniscas siderítico-glauconíticas y calizas delgadas con estructura cono en cono. El material carbonoso es común, y en algunos pozos pueden encontrarse hasta 60 cm de espesor y que son de considerable valor en las correlaciones. Muchas de las areniscas pueden ser llamadas asperones, otras son conglomeráticas, con guijarros de cuarzo y flanita. En general, las areniscas se hacen más abundantes de mayor espesor y de grano más grueso hacia la base de la formación. Un conjunto de minerales pesados granate-cloritoide, caracterizan la formación en la parte occidental del área mayor de Oficina; sin embargo, el cloritoide disminuye con la profundidad y hacia el este, y así en la parte oriental de área mayor de Oficina, este conjunto es reemplazado por el conjunto granate-estauroлита con abundante ilmenita.

La formación oficina ha sido reconocida en el subsuelo de los estados Anzoátegui y Monagas, formando parte de las unidades de la cuenca oriental. Aflora en la superficie de los domos de Santa Ana y San Joaquín y en las cercanías del campo Cerro Pelado [23].

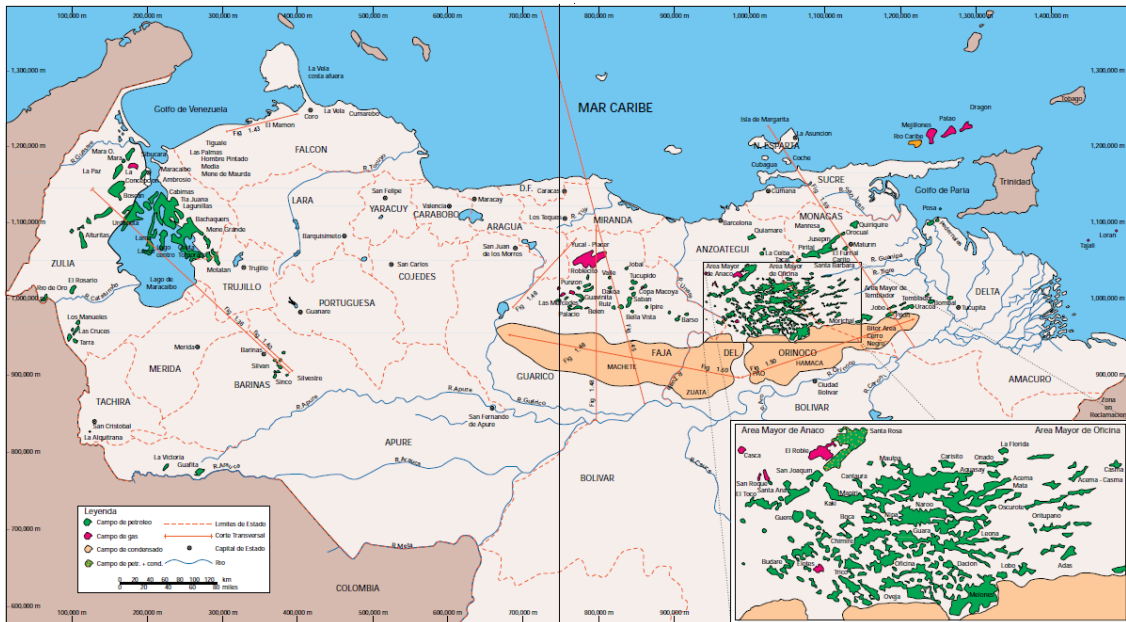


Figura 3.2: Ubicación de los campos petrolíferos de Venezuela respecto a las cuencas sedimentarias [22].

3.2. Área de estudio

Tascabaña se encuentra ubicado en el estado Anzoátegui, más específicamente en el municipio Freites en la vía Cantaura el Tigre. Dicho municipio es el principal productor de petróleo y gas del Estado Anzoátegui y es el segundo Municipio Petrolero de Venezuela. El subsuelo Freitiano, en la Mesa de Guanipa, es depositario de la mayor riqueza acuífera del Estado Anzoátegui y está cubierta por una red de ríos de primer orden.

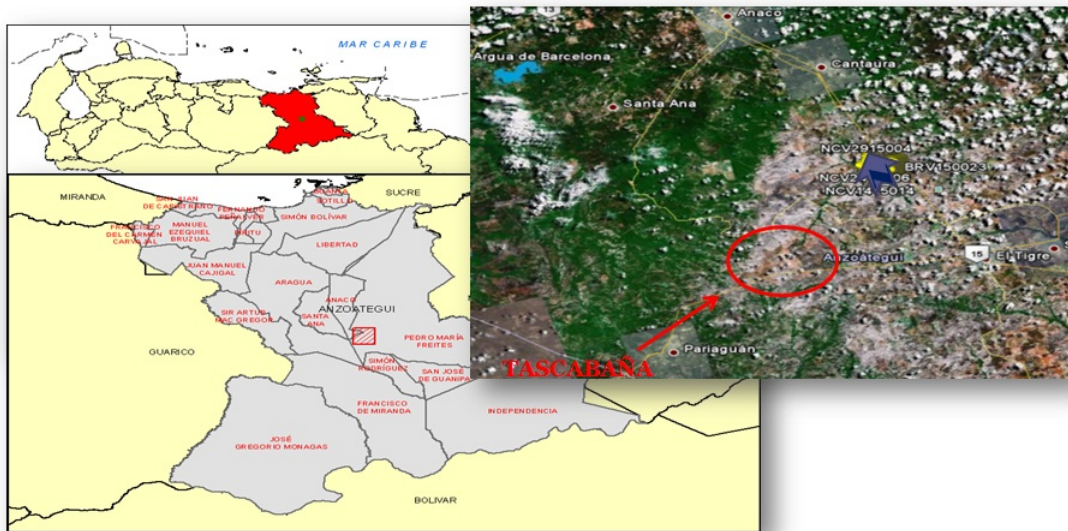


Figura 3.3: Ubicación del área de estudio.

El área de estudio figura 3.3, que incluye a la localidad de Tascabaña, está comprendida entre 348930,53 y 353935,30 de longitud este y 1001353,13 y 1005592,65 de latitud norte. La información básica del campo, se digitalizó de un mapa proporcionado por la Gerencia de Exploración de PDVSA-Oriente. El mapa fue elaborado en la subgerencia de Geodesia y Cartografía, además contiene la localización de pozos de inyección, pozos productores y pozos de exploración.

La topografía predominante de la zona de estudio es la plana, donde a simple vista se observa poca variabilidad en el tipo de suelo que si manifiesta diferente grado de compactación.

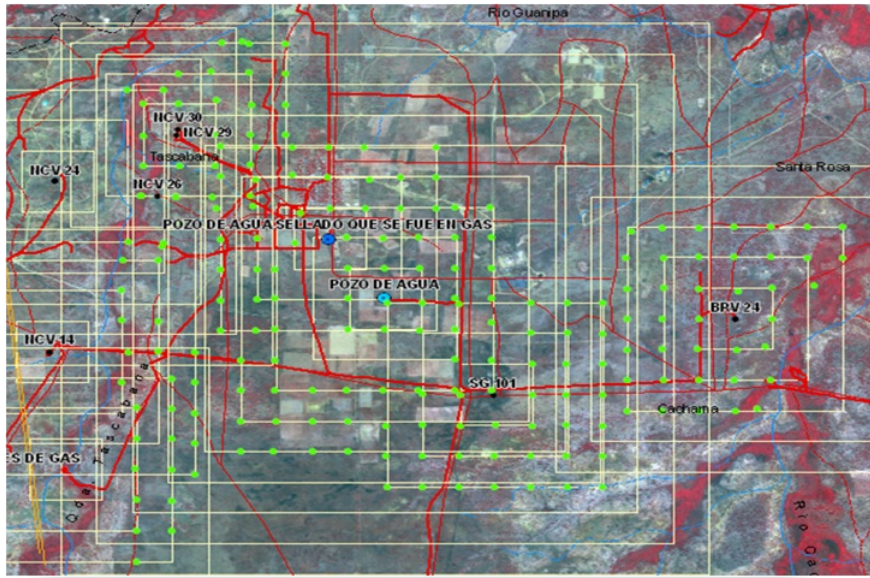


Figura 3.4: Área de muestreo y mallado.

Los sitios de medición (estaciones) se ubicaron sobre unas transectas o anillos de 48 puntos cada uno, separados entre sí una distancia de 250 m. Se plantearon 8 anillos para un total de 348 puntos. Figuras 3.4 y 3.5.

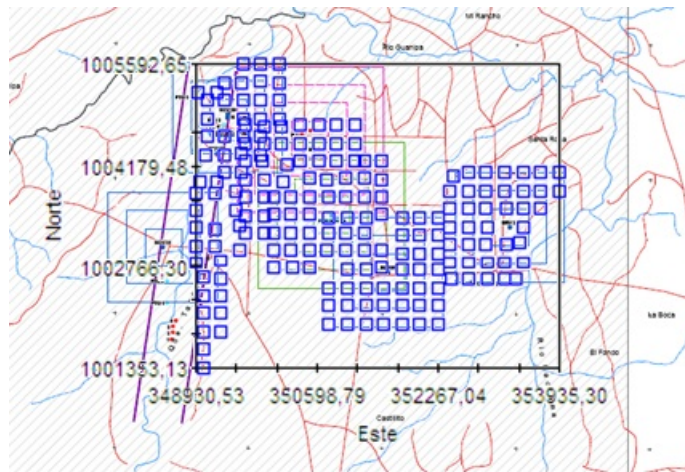


Figura 3.5: Puntos donde se efectuaron mediciones radiométricas y de gas radón.

En la Figura 3.6 se indica la posición relativa del pozo de agua Tascabaña 1 respecto a pozos de petróleo adyacentes, mientras que en la Figura 3.7 se presenta la ubicación

relativa del pozo Tascabaña 1 respecto al pozo de gas BVR-24, el cual está abandonado, pero presenta emanación de gases alrededor del tubo principal.

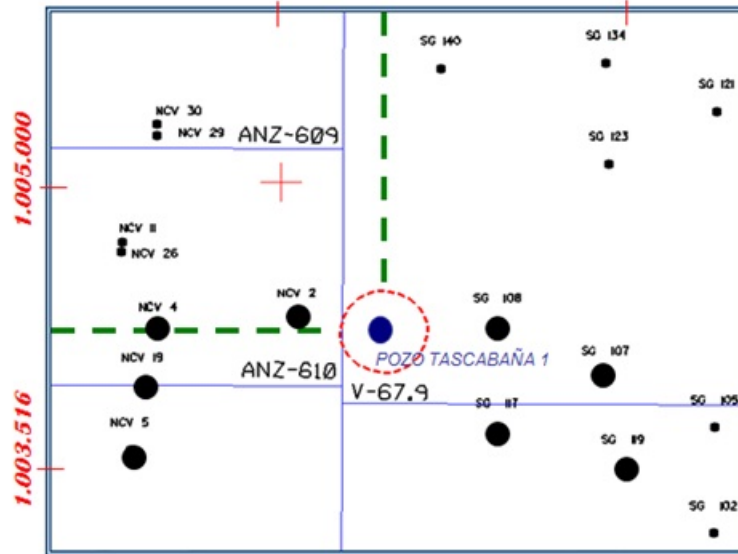


Figura 3.6: Ubicación del pozo Tascabaña 1.

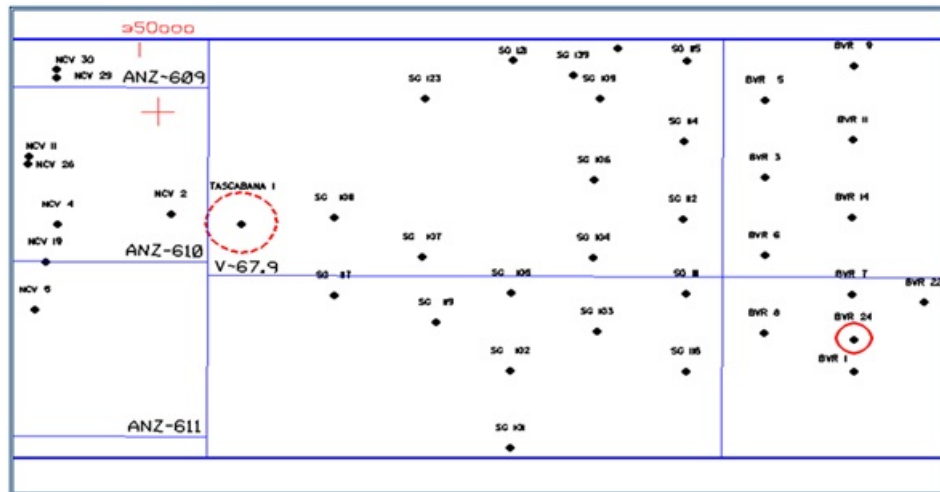


Figura 3.7: Ubicación del pozo Tascabaña 1 con respecto al pozo de gas BRV-24.

3.3. Mediciones y métodos para el procesamiento de la data

3.3.1. Mediciones radiométricas *in situ*

Para detectar los cambios sutiles en la radiactividad de los suelos, inducidos por la presencia de fuentes activas de petróleo y/o gas, se realizó espectrometría gamma de baja resolución. Detectores de baja resolución, pero alta eficiencia como el de germanato de bismuto (BGO), son útiles en esos casos, porque vamos a medir la radiación ambiental. No nos interesa medir muchas líneas, es decir discriminar entre muchas energías, sino tener en un corto tiempo una buena estadística de conteo.

El espectrómetro gamma esta compuesto por un detector de centelleo de Germanato de Bismuto ($Bi_4Ge_3O_{12}$), acoplado a un tubo fotomultiplicador (photomultiplier o PMT).

Los pulsos eléctricos generados por el PMT, pasan al analizador multicanal (multi-channel analyzers o MCAs) portable Canberra series 10 PLUS, el cual permite ser usado para espectroscopia de alta resolución. Puede obtener su energía por una fuente de poder interna, por cualquier fuente de 12 V externa (nuestro caso una batería recargable adaptada al equipo para extender su tiempo de trabajo en campo, hasta 10 horas), o con un adaptador AC. El MCAs series 10 PLUS posee todas las características de un MCAs común, pero de manera compacta. Está compuesto por un amplificador, con conformador de pulsos para una rápida o lenta espectroscopia. Un convertidor análogo digital (ADC), fuente de alto voltaje y procesador. La interface provee un método simple y fácil para establecer comunicación bidireccional con cualquier computador o dispositivo terminal. Figura 3.8.



Figura 3.8: (A) MCAs Canberra Series 10 PLUS portable, (B) PMT.

Para las mediciones gamma espectrométricas en campo se tuvieron las siguientes consideraciones:

1. Colocar el trípode en un lugar lo más plano posible, con escasa vegetación y alejado de construcciones o estructuras en un radio no menor de 20 m.
2. Nivelar el tripode y colocar el detector a 1 m de altura de la superficie del suelo.
3. Conectar el multicanal para realizar mediciones por un periodo de 20 min.
4. Pasados los 20 min. se debe con ayuda del programa Qmoden pasar lo espectros a la memoria de la minilaptop. Vea figura 3.9.

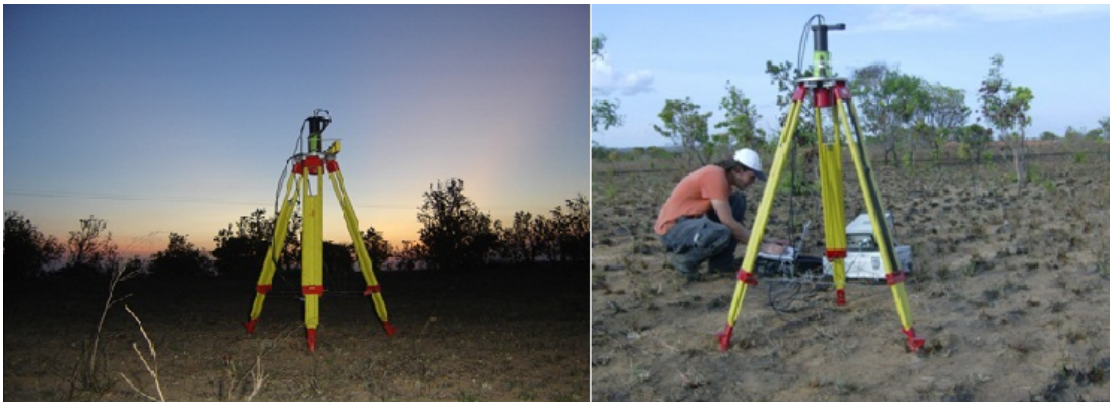


Figura 3.9: Mediciones radiométricas *in situ* del U, K, Th .

3.3.2. Método para el procesamiento de datos de los espectros obtenidos con el BGO (método de las ventanas)

La memoria del MCAs puede almacenar un espectro por vez, debido a esto, una vez realizada la medición en campo se debe con ayuda del programa Qmodem pasar dicho espectro a la memoria de la minilaptop (código ASCII). Con ayuda del programa BGO.bas creado en QBasic (QuickBasic), el cual suma los conteos netos cada 8 canales y los convierte en un solo canal, realizando este proceso hasta completar los 1024. Se convierte el espectro de 1024 a 128 canales, esto se realiza, porque los espectros en 1024 canales tienen mucha dispersión, dificultando la ubicación de los picos y generando incertidumbre en la estadística de conteo.

A continuación un espectro típico del software Maestro a 1024 y a 128 canales. Figuras 3.10 y 3.11.

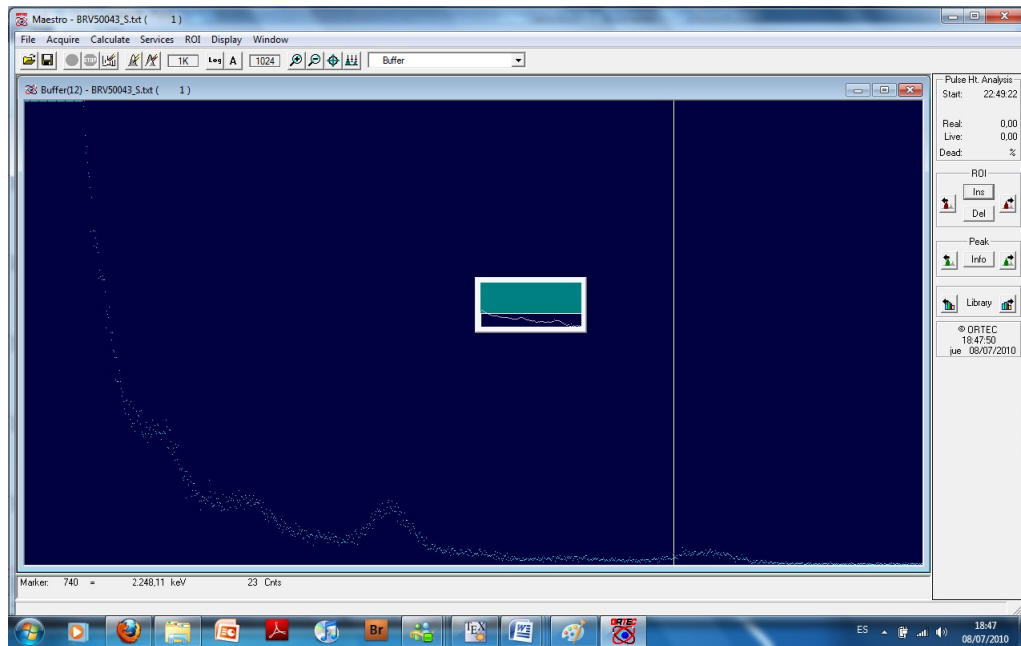


Figura 3.10: Imagen de un espectro tomado en Tascabaña a 1024 canales.

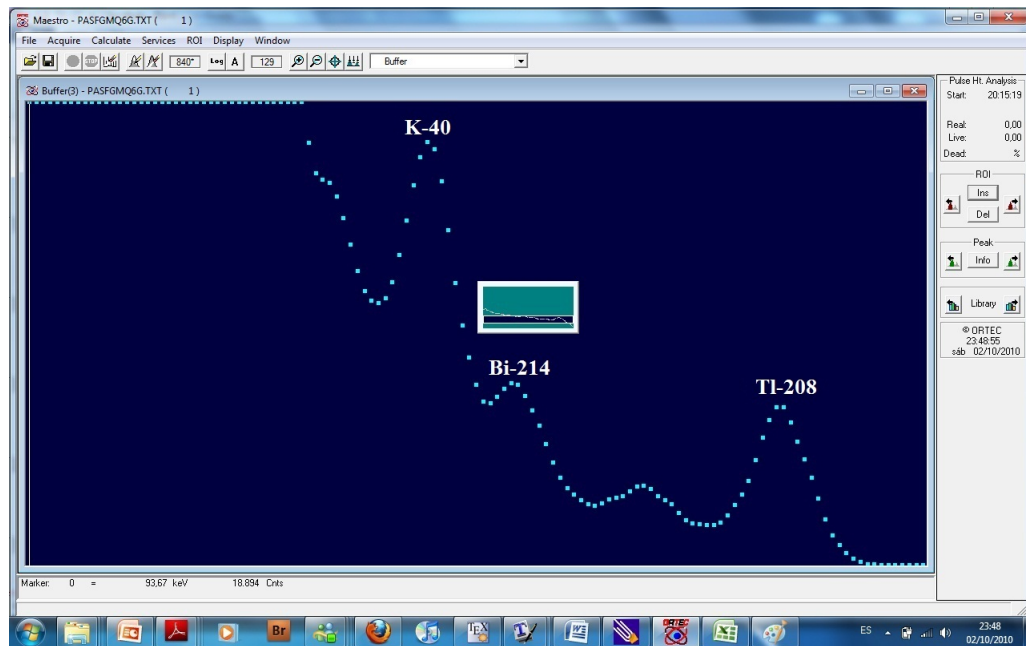


Figura 3.11: Mismo espectro después de ser pasado a 128 canales.

Una vez convertido a 128 canales se procede a suavizar el espectro, después de esto se marca la región de interés del potasio ^{40}K en el pico de 1461 KeV tomando 12 canales, a partir del pico 6 canales a la izquierda y 6 a la derecha. Después al marcar la ROI del ^{208}Tl equivalente del torio (eTh) en la línea de 2614 KeV se procede a una calibración para hallar el ^{214}Bi equivalente del uranio (eU). Vea figura 3.12.

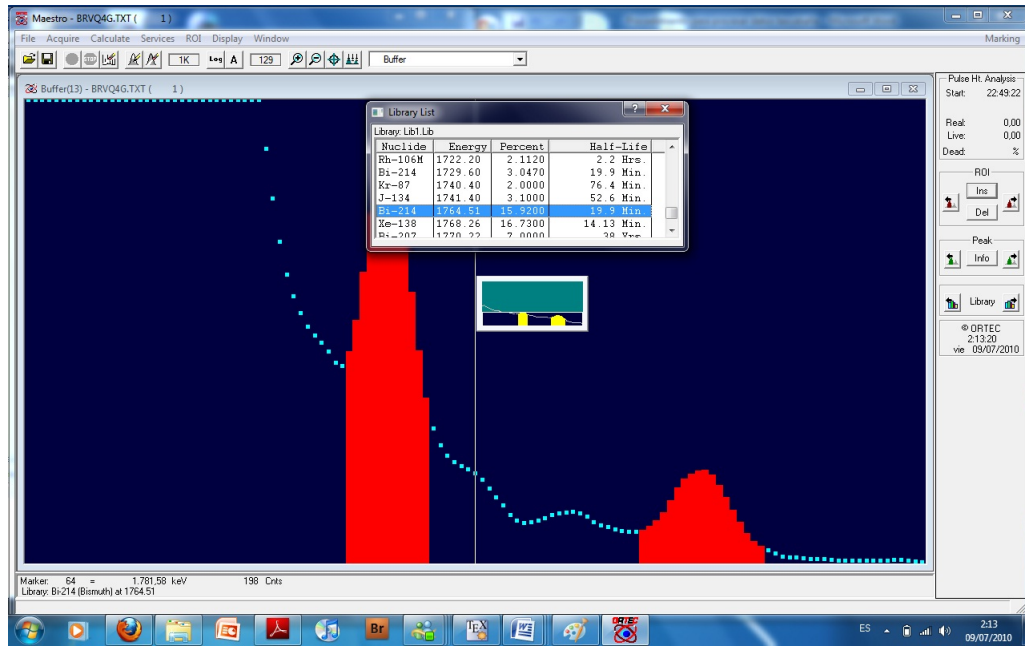


Figura 3.12: Calibración.

Por ultimo se calculan áreas netas y se pasa a un archivo en excel para su posterior análisis. Figuras 3.14 y 3.15.

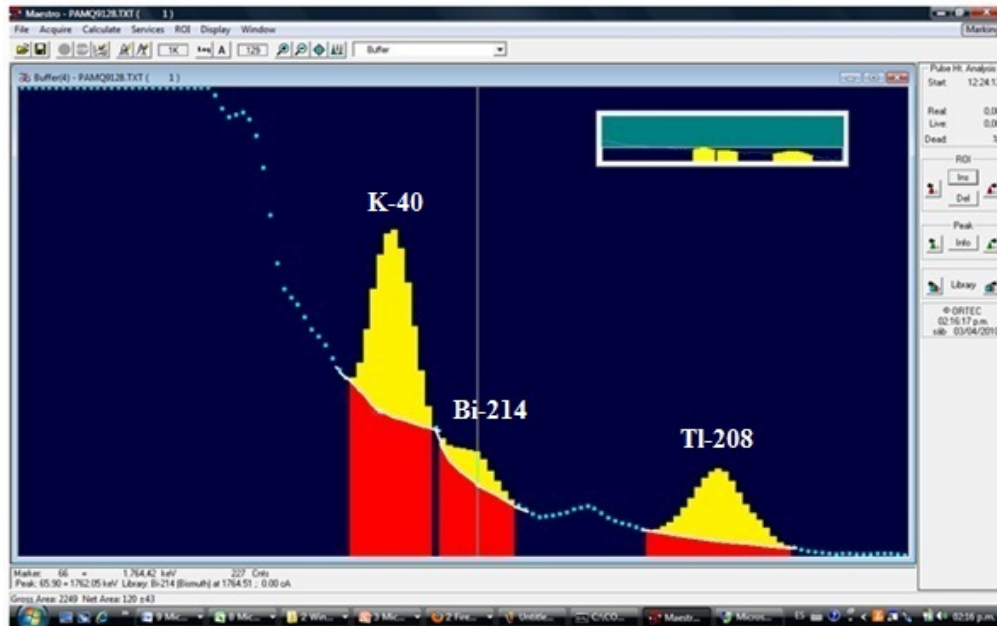


Figura 3.13: Areas netas.

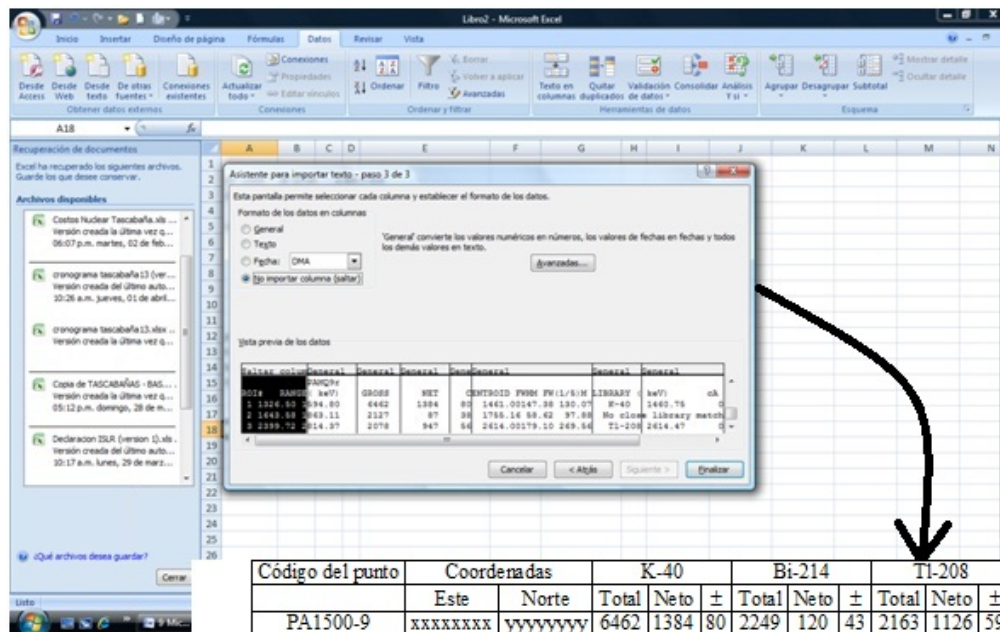


Figura 3.14: Elaboración de tablas método de los umbrales.

3.3.3. Mediciones de la radiactividad alfa *in situ*

Medición de la concentración instantánea de Radón en los poros del suelo a una profundidad de 60 cm (se escogió esta profundidad para minimizar la influencia de los procesos biológicos y las variaciones en las variables ambientales y climatológicas). Este método activo que se basa en la introducción de un tubo de acero hueco en el suelo y acople posterior al equipo Pylon AB-5 que succiona aire del suelo por un tiempo determinado y mide la concentración relativa de Radón y Torón (figura 3.15). El radón es colectado en una celda Lucas, cámara cuyas paredes interiores están recubiertas de ZnS(Ag) que al recibir las partículas alfa se excita y vuelve a su estado basal emitiendo fotones de luz (centelleo) que son detectados por un fotomultiplicador y almacenado en la memoria del equipo como cuentas por minuto.



Figura 3.15: Medición de Radón en el gas del suelo por el método activo.

3.3.4. Radón y Torón método activo

Antes de cada medición de Radón en los poros del suelo se le hizo una limpieza a la celda a utilizar, haciéndole circular aire del interior del medio de transporte utilizado en el trabajo de campo (rústico 4X4, doble cabina), aproximadamente a una altura de 1 m del suelo y desde la parte central delantera, por medio de la bomba incorporada al Pylon AB-5 y utilizando determinado régimen de conteo y funcionamiento de la bomba.

Se utilizó el régimen “CUASI” del Pylon, lo cual permitió programar las operaciones de limpieza de la manera siguiente: 5 min de bombeo, realizando mediciones cada 1 min, y luego tres mediciones más (también de 1 min) sin bombear aire del exterior. Con ello se pretendía disminuir la concentración de Radón en la celda Lucas contaminada (por reciente uso) hasta igualarla con la del aire exterior (interior del auto) que por lo general es mucho menor que la concentración de Radón en los poros del suelo. A la altura de 1 m sobre la superficie del suelo se puede considerar que la concentración del gas Torón es despreciable, de manera que el fondo de la celda se determinó por el promedio de conteos en los últimos tres minutos de medición (sin bombeo).

Si el número de cuentas de la celda Lucas a utilizar es elevado, por relativa alta contaminación de gas Radón y su progenie alfa emisora acumulada en el tiempo en su interior, por lo general el comportamiento del número de cuentas con el tiempo presenta la dependencia mostrada en la figura 3.16. Se observa que las tres últimas mediciones no son diferentes estadísticamente (las barras de error son para un 5 % de incertidumbre) por lo que se puede considerar que la concentración del gas Torón en el aire del interior

del auto que circulaba por la celda es despreciable. Además, se considerará al promedio de las últimas tres mediciones como el fondo de la celda Lucas a utilizar en la medición de Radón y torón en los gases del suelo.

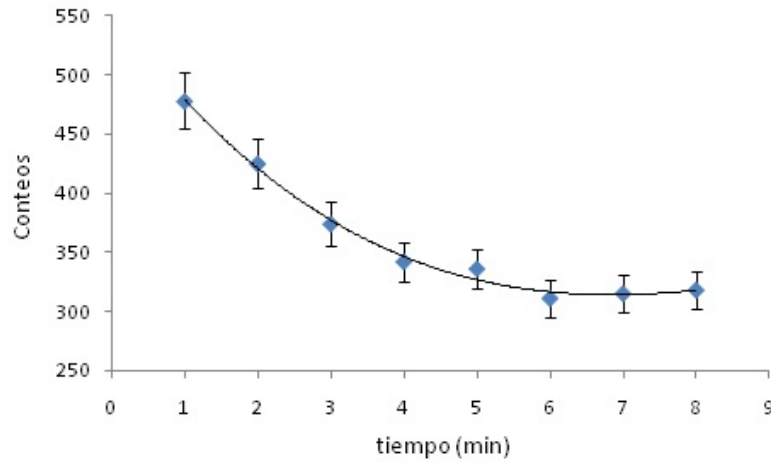


Figura 3.16: Dependencia del número de conteos registrado en el Pylon con el tiempo de purgado (limpieza) para una celada Lucas contaminada.

Si la contaminación de Radón en la celda es baja y es aproximadamente igual a la concentración de Radón en el aire exterior entonces los valores son más dispersos y no se observa la tendencia de limpieza mostrada anteriormente (ver Figura 3.17).

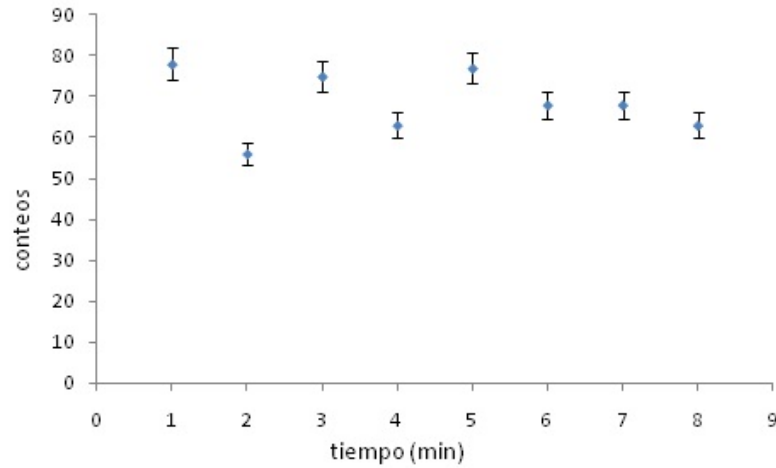


Figura 3.17: Dependencia del número de conteos registrados en el Pylon con el tiempo de purgado (limpieza) de la celda Lucas cuando la celda está poco contaminada y/o la concentración de Radón en su interior es aproximadamente igual a la del aire exterior.

En la Figura 3.18 se presentan dependencias típicas de las mediciones de radón y torón en los poros del suelo a una profundidad de 60 cm. Las mediciones fueron realizadas en diferentes sitios. Independientemente del valor del flujo de aire que circula por la celda Lucas (debido a las características físicas del suelo como permeabilidad, compactación, humedad), los conteos del Pylon alcanzan un máximo en el segundo minuto por lo que esos valores se tomarán como los proporcionales a las concentraciones del gas Torón en los poros del suelo. En todos los casos se observa que las últimas tres mediciones no difieren estadísticamente (las barras de error son para un 5% de incertidumbre), por lo que su valor promedio será considerado como proporcional a la concentración de Radón en los poros del suelo. Tanto para el Radón como para el Torón el coeficiente de proporcionalidad estará dado por la eficiencia de detección de las partículas alfa emitidas en el interior de la celda Lucas que no depende de la energía de las partículas alfa por lo que será el mismo para ambos gases nobles radiactivos. Los conteos netos debidos al Radón y Torón se determinan por la diferencia entre los conteos obtenidos en cada minuto en las mediciones in situ y el fondo de la celda. Otro de los aspectos a destacar en la Figura 3.18 es que las tasas de conteos registradas en diferentes sitios no dependen del flujo de gas que circula por la celda Lucas. Si

bien es cierto que las mayores tasas se obtuvieron para el mayor flujo (1,2 l/min), los valores obtenidos para el menor flujo observado (0,4 l/min) fueron mayores que las tasas obtenidas con flujos mayores (0,6; 0,8 y 1,0 l/min). Llama la atención que la menor tasa de conteos se obtuvo en suelo suave y arenoso (SA) a diferencia de las obtenidas en suelo de compactación media (CM). Sin embargo, a pesar de que los conteos debidos al Torón en suelo de compactación media fueron mucho mayores que los obtenidos en suelo suave y arenoso, ambos poseen iguales concentraciones de Radón. En consecuencia, la relación $^{222}Rn/^{220}Rn$ puede indicar grado de compactación del suelo y poder detectar falsas anomalías (posible mineralización del Uranio).

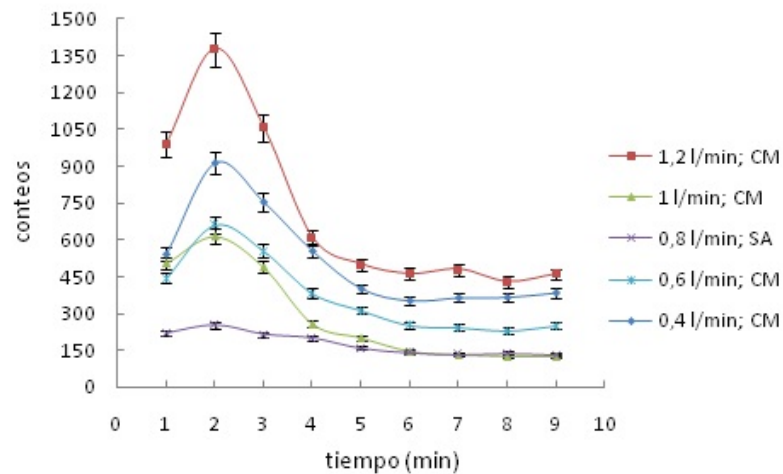


Figura 3.18: Dependencias típicas de las mediciones de radón y torón en los poros del suelo a una profundidad de 60 cm. Las mediciones se realizaron en diferentes sitios.

A continuación se presenta un ejemplo para los resultados obtenidos en el sitio PAS-FG100014, donde los datos originales están sombreados de amarillo y los calculados en gris.

Núm. Med.	Punto	N	S	Fecha y hora	Cuentas totales	Flujo	Fondo	Obs.	Conteos Netos	Torón	Radón	Δ	Radón/torón
36	PASFG100014			27/02, 5:25pm	414	1,2	60	F, ARENOSO	378,67	396	88	7,77	0,22240756
					519		33		483,67				
					446		44		410,67				
					264		34		228,67				
					184		44		148,67				
					152		37		116,67				
					132		35		96,67				
					117		34		81,67				
					121				85,67				
						Prom.	35,38						
						Desv. Est	1,53						

Figura 3.19: Resultados obtenidos en el sitio PASFG100014 datos originales sombreados en amarillo y los calculados en gris.

Pasos para procesar los datos obtenidos:

1. Debajo de las mediciones del fondo de la celda, obtenidas durante el procedimiento de purga o limpieza, se calcula el promedio de los últimos tres valores y debajo su desviación estándar.
2. Los conteos netos se obtienen restando a cada uno de los valores de “Cuentas.” el valor de fondo promedio (35,33).
3. Los conteos debidos al Radón se obtienen del promedio de los últimos tres valores de la columna de conteos netos.
4. La desviación estándar en la medición del Radón se obtiene de los últimos tres valores de la columna de conteos netos.
5. Para obtener la contribución del torón (eliminar la contribución de radón), se resta el valor de radón a cada uno de los valores netos.
6. La relación Radón/Torón se obtiene dividiendo los conteos debidos al Radón entre los conteos debidos al Torón.

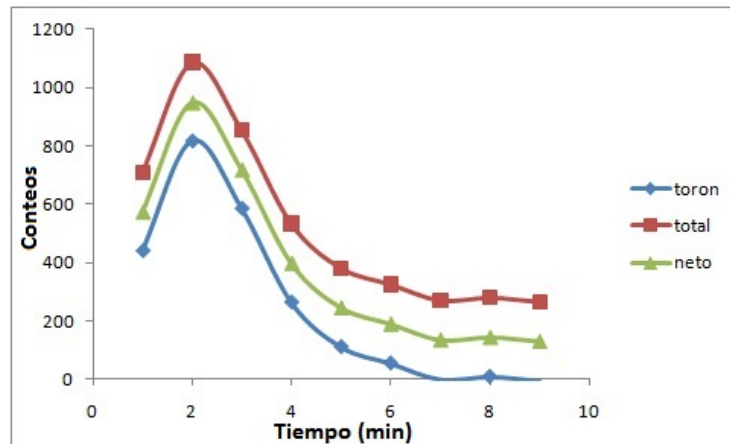


Figura 3.20: Valor total, neto (radón) y torón.

3.3.5. Mediciones de Radón en muestras de agua

Medición de las concentraciones del gas Radón en muestras de agua de pozos y ríos (figura 3.21).



Figura 3.21: Medición del Radón en muestras de agua.

Para las mediciones de la concentración relativa de radón en las muestras de agua se utilizó el método del degaseado, el equipo (Pylon AB-5) se colocó en régimen “cuasi” programando las operaciones de la siguiente forma 3 ciclos de 3 minutos bombeando, y contando dos ciclos más de 3 minutos. Esto se realizaba por lo menos entre 3 o 4 horas después del muestreo para permitir que los productos de desintegración del ^{222}Rn alcancen el equilibrio radioactivo.

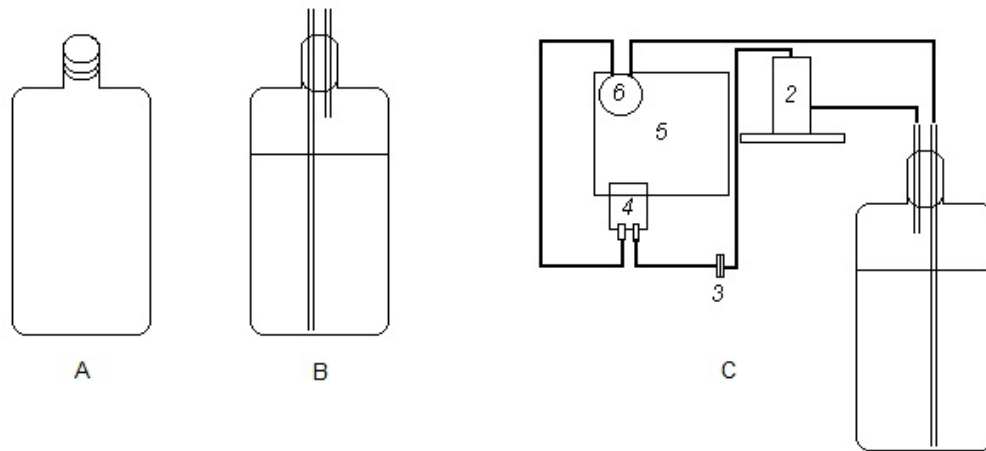


Figura 3.22: Frascos para mediciones de Radón en aguas y acople al Pylon.

Las muestras de agua fueron tomados en los siguientes lugares:

1. Tres muestras en el río Tascabaña distribuidas de la siguiente manera: Antes, después y en el lugar donde ocurren las emanaciones de gas.
2. Se tomaron muestras de agua del tanque Tascabaña 1 el cual estaba contaminado y el tanque de Tascabaña 2 no contaminado.
3. Tres muestras más en el cruce de los ríos Guanipa y Tascabaña, de la siguiente forma: Antes, después y en el cruce.

3.3.6. Medición de los parámetros ambientales

Mediciones de parámetros ambientales como presión atmosférica, temperatura y humedad del aire, temperatura del suelo, velocidad y dirección del viento (figura 3.23).



Figura 3.23: Estación meteorológica portátil.

3.4. Geoestadística de las mallas de muestreo y medición

Para la estimación de la variabilidad espacial, los datos de los registros radiométricos y del Radón, son tratados con técnicas de geoestadística como el kriging, IDW y otras técnicas de interpolación. Los datos se expresan directamente (como conteos/min) o en términos de desviaciones de la media. La Geoestadística describe la continuidad espacial de variables geofísicas; con ella se puede conocer la forma en que cambia en el espacio seleccionado una o varias variables seleccionadas, con el nivel de detalle que permite cuantificar este cambio espacial de la variable en distintas direcciones del espacio. La geoestadística utiliza funciones para modelar esta variación espacial, las cuales son utilizadas posteriormente para interpolar (kriging o ponderación de inverso de distancia) en el espacio el valor de la variable en sitios no muestreados. Para predecir el valor de un atributo en una localización precisa a partir de valores de atributos obtenidos de puntos vecinos ubicados al interior de la misma región se emplearon diversos procedimientos de interpolación: Kriging isotrópico y no isotrópico, IDW (ponderación de inverso de la distancia) y NDW (ponderación normal de distancia) El software especializado en el análisis geoestadístico que se utilizó fue el GS+ Geostatistics for the Environmental Sciences (Version 9). [24]

Análisis estructural

Para interpretar el semivariograma experimental se parte del criterio de que a menor distancia entre los sitios mayor similitud o correlación espacial entre las observaciones. Por ello en presencia de autocorrelación se espera que para valores de h pequeños el semivariograma experimental tenga magnitudes menores a las que este toma cuando las distancias h se incrementan. Los modelos teóricos de Semivarianza usados fueron Lineal, Logarítmico, Potencial, Esférico, Exponencial y Gaussiano.

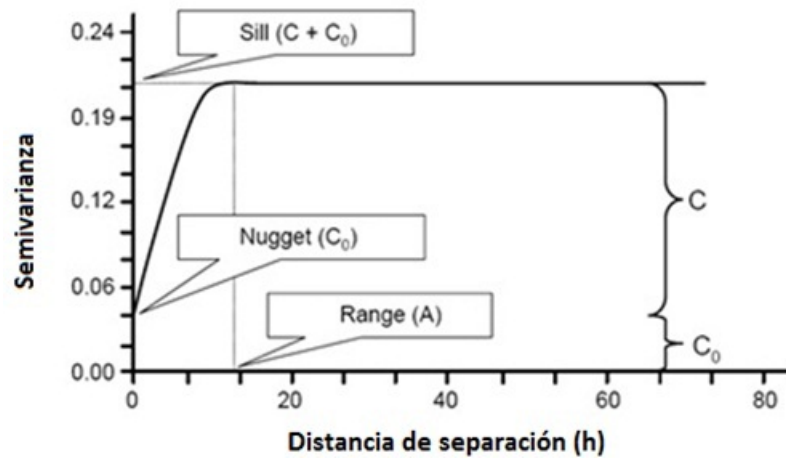


Figura 3.24: Semivariograma teórico.

El semivariograma figura 3.24 se caracteriza por los siguientes atributos:

- Rango (o alcance): que indica la distancia h , a partir de la cual el valor de semivarianza se estabiliza; el rango indica la influencia espacial de la autocorrelación en la variable de estudio, o bien, la distancia hasta la cual influye cada punto en su entorno. A partir del rango, no existe correlación espacial para la variable [25].
- La meseta o sill ($C_0 + C$): que es el valor estable de semivarianza; es el valor que toma la función de semivarianza en el rango. También se puede definir como el límite del semivariograma cuando la distancia h tiende al infinito (meseta finita indica estacionalidad fuerte y meseta no finita solo cumple hipótesis intrínseca) [25].
- El efecto pepita o *nugget*: que se denota por C_0 , y representa la discontinuidad puntual del semivariograma en el origen. Representa a los errores de medición de

la variable o de escala. La estructura espacial se concentra a distancias inferiores a las observadas. Si el *nugget* es considerado como error no debe ser 50% de la meseta [25].

Capítulo 4

Resultados y discusión

La toma de los datos se realizó en dos campañas, la primera a partir del 22 de febrero de 2010 y hasta el 13 de marzo de 2010, y en una segunda etapa entre los días 03 y 13 de mayo de 2010.

4.1. Parámetros ambientales

En esta sección se presentan las variaciones diarias de algunos parámetros meteorológicos tales como: La humedad figura 4.1, La temperatura figura 4.2, la presión atmosférica figura 4.3 y la velocidad del aire figura 4.4. Se observa que salvo un ligero incremento total de la presión atmosférica alrededor del día 28/03/2010, en los demás parámetros se mantuvo aproximadamente constante el carácter periódico de las variaciones con la hora del día. Aunque entre el 02 y 03 de marzo se presentaron ráfagas de vientos que alcanzaron casi los 6 m/s, durante todo el período de mediciones por lo general la velocidad del viento estuvo comprendida entre 1 y 5 m/s.

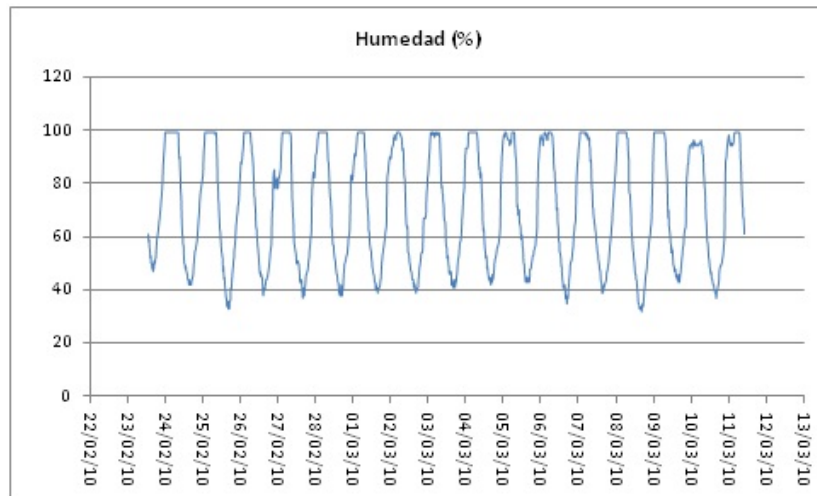


Figura 4.1: Gráfica de los valores de humedad para el período comprendido entre el 22 de febrero y el 13 de marzo de 2010.

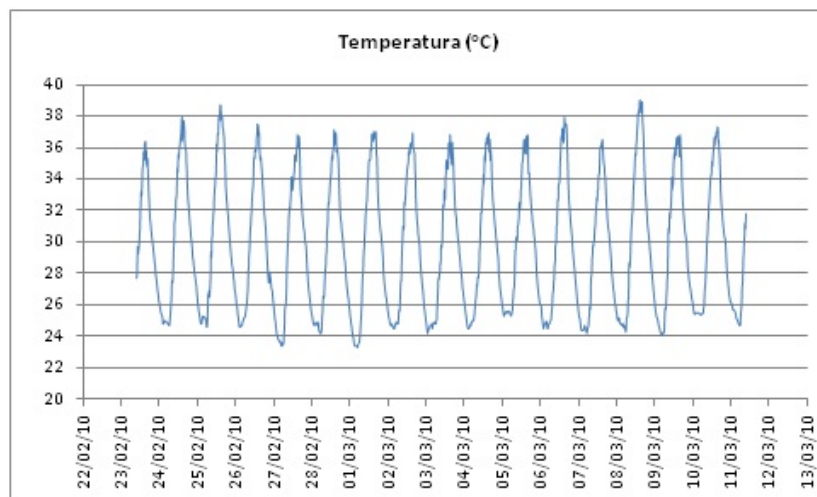


Figura 4.2: Gráfica de los valores de temperatura para el período comprendido entre el 22 de febrero y el 13 de marzo de 2010.

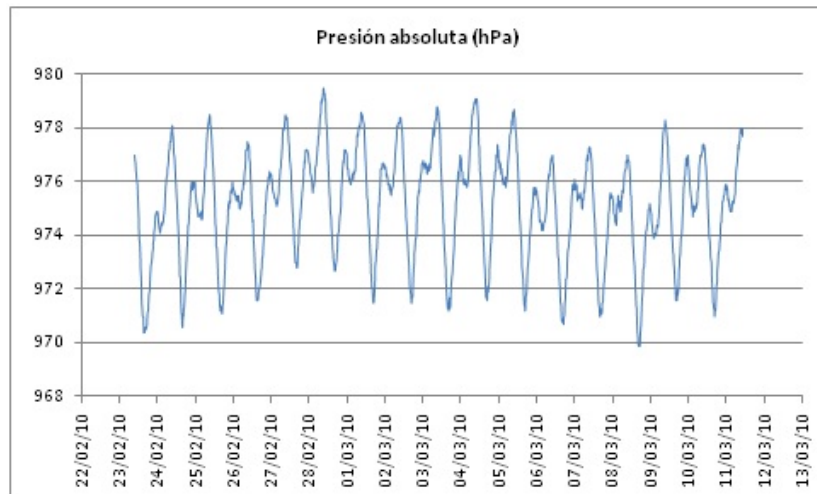


Figura 4.3: Gráfica de los valores de presión atmosférica para el período comprendido entre el 22 de febrero y el 13 de marzo de 2010.

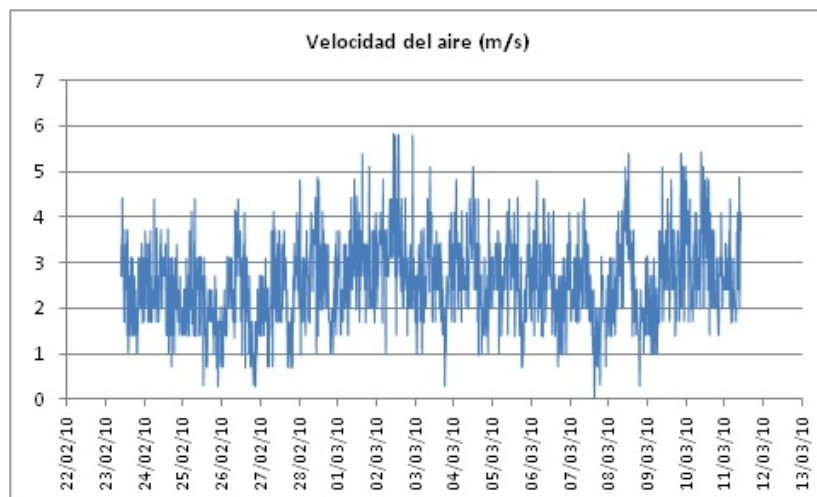


Figura 4.4: Gráfica de los valores de velocidad del aire para el período comprendido entre el 22 de febrero y el 13 de marzo de 2010.

4.2. Mediciones radiométricas y de gases naturales nobles radioactivos.

Todos los métodos de prospección pueden presentar una gran cantidad de anomalías falsas o ambiguas. Para reducir al mínimo este problema utilizamos varios métodos, ya que es mucho menos probable que dos o más mediciones independientes tengan más anomalías falsas simultáneas que solamente una. Por la experiencia de muchos autores se coloca la mayor confianza en los valores anómalos del ^{40}K , en particular en los valores negativos de $KD\%$, y del Radón ^{222}Rn . Por ese motivo analizaremos el comportamiento de esos radionúclidos con más detalle.

4.3. Mediciones radiométricas

Con el fin de normalizar mejor la distribución de la variable antes del análisis geoestadístico por lo general a los datos se les aplicó transformación lognormal (base) o de raíz cuadrada. En la Figura 4.5 se muestran las distribuciones de frecuencia de los datos obtenidos para el ^{40}K no transformados y con transformación lognormal, donde se aprecia la efectividad de la transformación al analizar las distribuciones de probabilidad (frecuencia acumulativa y probabilidad normal), así como los valores de asimetría y curtosis. Si luego de la transformación los datos quedan normalmente distribuidos, la curva describe una distribución de frecuencia en forma de S. Como se puede observar la transformación de los datos tiende a normalizar la distribución. La curva de probabilidad normal es lo mismo que una distribución de frecuencia acumulativa con el eje “y” transformado logarítmicamente. Si los datos están normalmente distribuidos la curva describe una línea recta. Como se puede notar, la transformación de los datos tiende a normalizar la distribución.

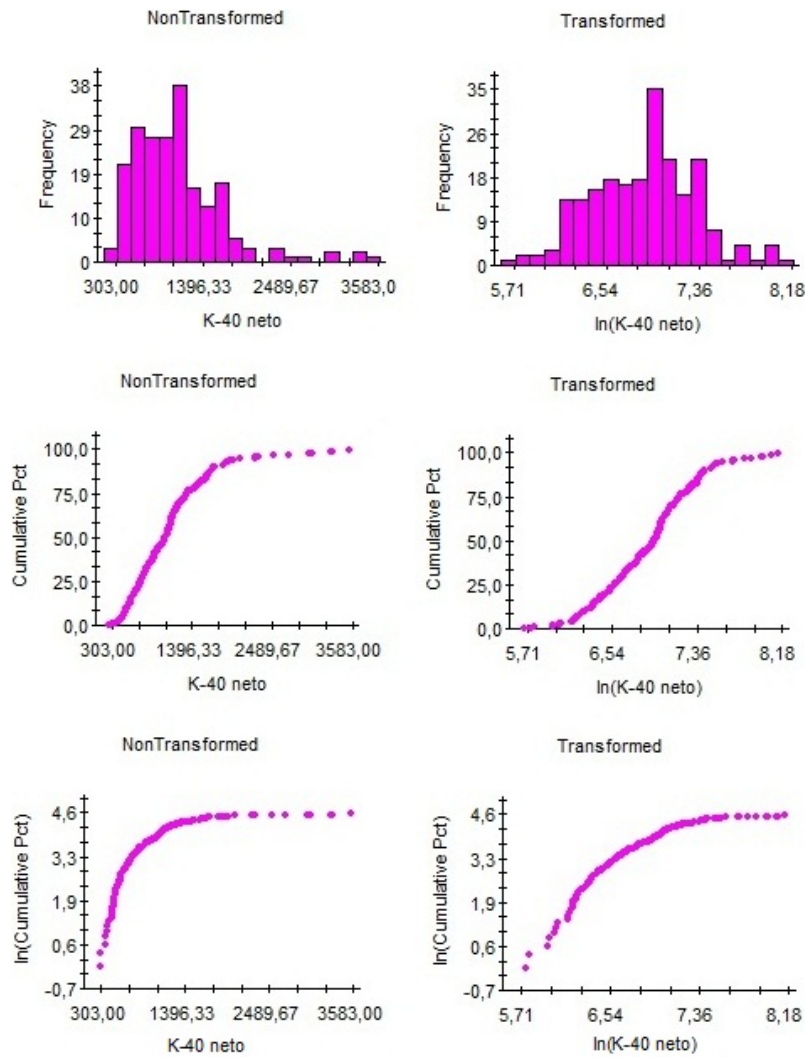


Figura 4.5: Transformación de los datos experimental

Tras haber obtenido los histogramas y los gráficos de probabilidad se realizó un análisis de los datos numéricos que caracterizan la distribución estadística. Entre estos se encuentran; media, desviación estándar, varianza, rango, simetría y curtosis, así como coeficiente de variación. Vea tabla 4.1.

Resumen Estadístico valores del ^{40}K neto		
	Sin transformar	Transformada
promedio (\bar{X})	1128,57	6,92
Desviación Estándar (σ)	563,06	0,466
Varianza (σ^2)	317083,26	0,217
Valor mínimo	303,00	5,71
Valor máximo	3583,00	8,18
n° de muestras	208	208
Simetría (S_k)	1,62(0,17)	0,06 (0,17)
curtosis (K)	3,81(0,34)	-0,04(0,34)

Tabla 4.1: Resumen estadístico valores del ^{40}K neto transformados y sin transformar.

Se puede corroborar al hacer un análisis de nuestra datos numéricos que el hecho de realizar la transformación mejora los valores de simetría haciendo que S_k tienda a cero, lo que indica que la data se hace más simétrica (figura 4.5). En cuanto al coeficiente de variación $C_v = \frac{\sigma}{\bar{X}}$ tenemos que el mismo ronda el 49% lo que indica nuevamente que estamos en presencia de de una distribución asimétrica, con dificultad moderada para la estimación de recursos, lo que demuestra que esta es una distribución típicamente lognormal. Normalizando los datos observamos como el coeficiente C_v es del 6% distribución simple y simétrica de la ley, la estimación de recursos es fácil y cualquier método brinda buenos resultados.

4.3.1. Determinación de la dependencia espacial del ^{40}K (Geoestadística de la malla de muestreo).

El análisis de semivarianza para la malla de muestreo se muestra en la Figura 4.6. El modelo teórico que mejor se ajustó al variograma experimental fue el exponencial. Se observa que a partir de aproximadamente 3021 m los niveles de ^{40}K son espacialmente independientes unos de otros.

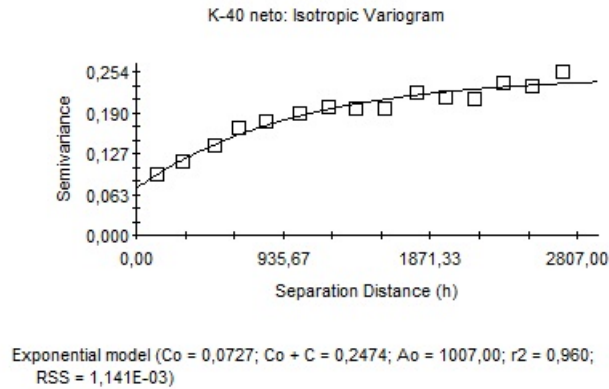


Figura 4.6: Variograma Isotrópico experimental (puntos) teórico (línea).

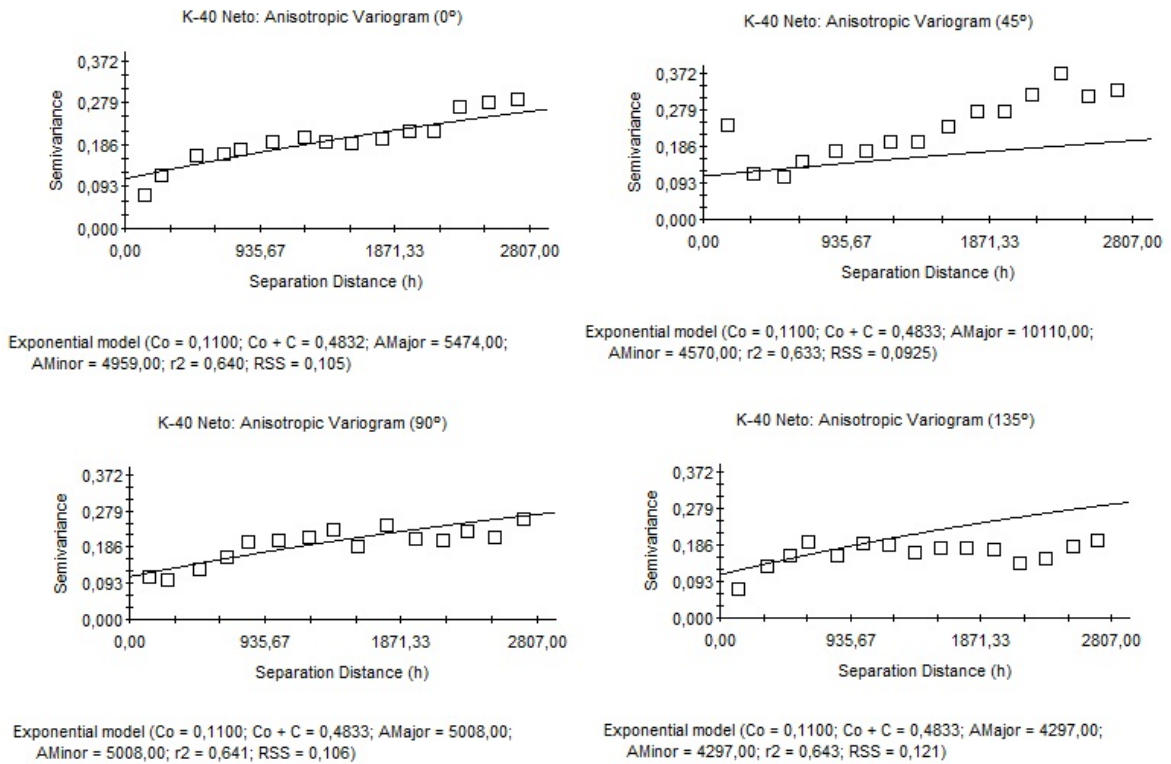


Figura 4.7: Variograma experimental (puntos) y teórico (línea): Autocorrelación espacial de los niveles de ^{40}K en la superficie del suelo.

En la figura 4.7 se muestran los variogramas anisotrópicos. Se concluye que no existe un comportamiento anisotrópico claro en la distribución del ^{40}K en el suelo en la escala

muestreada. Los menores valores de rango menor y mayor se encuentran en la dirección (NO-SE) 135° sin embargo, en la dirección (NE-SO) 45° se observan valores igualmente bajos, además el valor de RSS (suma de residuos cuadrados) obtiene los menores valores lo que indica un mejor ajuste del modelo a la data del variograma. Es importante hacer notar nuevamente que estos valores del rango no son representativos como para indicar un comportamiento anisotrópico, pues los valores de rango sobrepasan el área de estudio.

4.3.2. Elaboración y análisis de los mapas utilizando distintos métodos de interpolación.

El resultado de la aplicación del Kriging universal, con base en el semivariograma experimental ajustado, se presenta en la Figura 4.8.

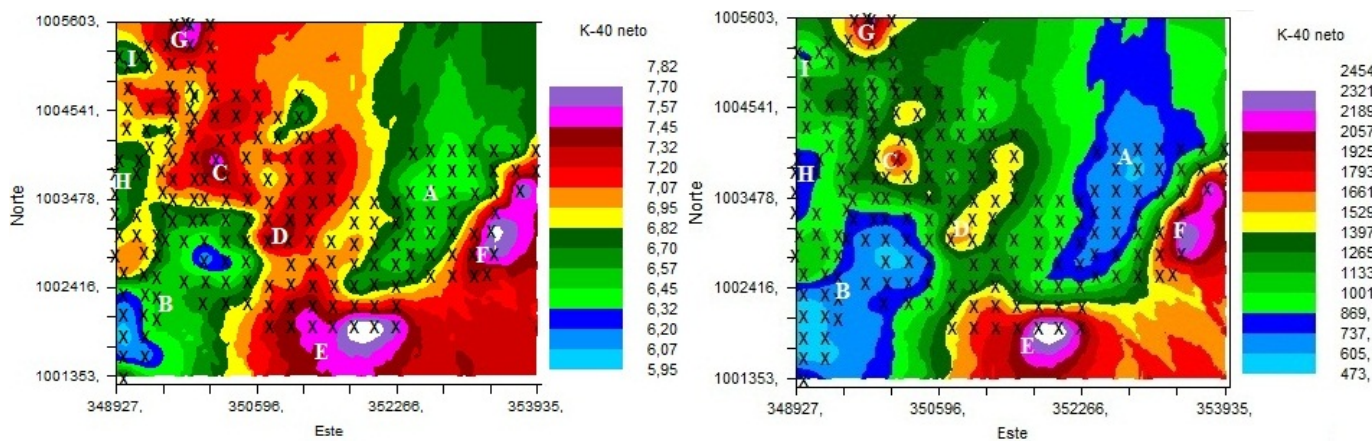


Figura 4.8: Predicción del nivel de ^{40}K en el suelo usando Kriging universal (isotrópico)

Sin importar que los semivariogramas se realicen a partir de los datos transformados (transformación logarítmica o de raíz cuadrada) o con los datos sin transformar, podemos asegurar que en ambos se observan las mismas zonas anómalas.

Los resultados de la interpolación indican que los menores valores de ^{40}K se encuentran en dos grandes zonas bien delimitadas al noreste (zona A) y al suroeste de la región de estudio (zona B). En la zona ubicada al noreste se encuentra el pozo de gas BRV-24. Ambas regiones se orientan en dirección NE. Se debe tener en cuenta que en la zona A está el pozo BRV-24 (figura 4.9), donde se observaron emanaciones de

gas, hay un flujo activo de hidrocarburos ascendiendo. Este comportamiento del ^{40}K se puede explicar, según la teoría establecida y muchos reportes experimentales, por la existencia en profundidad de yacimientos (con relativa suficiente potencia) de petróleo y/o gas y el efecto que produce la ascensión de hidrocarburos ligeros al saturar rocas y minerales. Esta saturación da lugar a una disminución de la capacidad de sorción de las rocas que se encuentran encima del reservorio para los radionúclidos móviles U y K. Se ha demostrado que las anomalías de ^{40}K sobre yacimientos de petróleo y gas, se relacionan con la formación de illita e hidromicas (mica). Las salmueras y el petróleo contienen cantidades grandes de gases disueltos. Los gases predominantes son el dióxido de carbono, metano, nitrógeno, sulfuro de hidrógeno e hidrógeno. El dióxido de carbono es generalmente el más abundante, a veces excediendo el 90% de los gases disueltos. La cantidad de CO_2 y N_2 disueltos controla el contenido de otros gases. El dióxido de carbono bajo presión y en presencia de agua puede convertirse en un agente de lixiviación fuerte. El ácido carbónico formado a partir del CO_2 reaccionará con las arcillas y pizarras para liberar al potasio, que puede migrar a través de fracturas para formar anomalías de K en la superficie y en varios niveles estratigráficos.



Figura 4.9: Pozo de gas BRV-24. A la derecha emanaciones de gas en la base.

Por otra parte no se tiene información de la existencia de yacimientos de petróleo y/o gas en la zona que está en el extremo inferior izquierdo de la figura 4.8 (zona B), de acuerdo con la experiencia y los resultados obtenidos por muchos autores [2], [1], [3], este resultado parece indicar que en esa zona existe un flujo activo de hidrocarburos desde hace mucho tiempo que puede haber condicionado la existencia de valores anómalos en los niveles de ^{40}K . Llama la atención que la zona se desarrolla desde el

sitio donde están las emanaciones de gas en el río y en dirección hacia donde están los pozos de agua contaminados. Otro aspecto interesante a destacar en la figura 4.8 es que los puntos C y D, que presentaron altos niveles de ^{40}K , están muy próximos a los pozos de agua contaminados con gases naturales. Este resultado pudiera estar asociado a cambios litológicos muy locales, por la presencia de minerales con alto contenido de K , o por el transporte de partículas sólidas, con alta concentración de K , por burbujas del geogas que se filtran por las fracturas de la columna estratigráfica. Por otra parte, el área con valores mas altos de ^{40}K (indicados po la letra E, F y G) se presentaron en sitios con topografía accidentada, quebradas y presencia de afloraciones, donde estaban presentes también restos de madera petrificada y formaciones coralinas. En particular, los altos valores de ^{40}K en la zona más al norte se encontraron en un medio donde se evidencia arrastre y deposición de partículas por las quebradas hacia el río Tascabaña. Es muy probable que los valores relativamente bajos del ^{40}K en las zonas identificadas en la figura 4.8 con las letras H, I, estén asociadas con la existencia en el subsuleo de reservas de menores potencias (más agotadas) y menores dimensiones como los NCV (4,19 Y 5) y los NCV (29 y 30), respectivamente. La expresión geoquímica superficial, causada por los hidrocarburos que se filtran hacia la superficie desde el reservorio, se manifiesta, entre otros, por bajos niveles de ^{40}K . El hecho de que en las zonas anteriormente mencionadas las áreas con anomalías son relativamente pequeñas y los niveles no son tan bajos, reflejados por un color azul más intenso en comparación con las anomalías en la zona A y B, revela una débil expresión geoquímica superficial en ellas causada principalmente por una relativa baja velocidad de flujo de hidrocarburos hacia la superficie. Esta baja velocidad del flujo ésta condicionada por la disminución de la presión en el yacimiento debido a la continua extracción de petróleo y/o gas durante muchos años. En la actualidad los pozos anteriormente mencionados no están activos por cuestiones operacionales, probablemente por ya no ser rentables al haberse alcanzado el límite económico del pozo. Estos resultados ponen de manifiesto que las mediciones radiométricas superficiales, en particular de ^{40}K , permiten no solo delimitar áreas estériles de potenciales de encontrar petróleo/gas en su interior, sino además, permite la reevaluación de reservas en cuanto a la variación de sus dimensiones, en particular su proyección en superficie (reflejado por el tamaño del área con valores anómalos de K), y presión del yacimiento (reflejado por la intensidad de las anomalías: tonos de colores de los valores interpolados). En base a las intensidades relativas (colores) se pueden clasificar las anomalías del ^{40}K como “debiles.^{en} las zonas

H, I y “fuertes.”^{en} las zonas A y B.

Podemos concluir que como los valores bajos de K pueden indicar su mayor movilidad (por la acción de los hidrocarburos ligeros que se filtran) y lavarse o lixiviarse, las dos zonas con menores valores y mayores extensiones indican que en esas zonas está ocurriendo microfiltración de hidrocarburos que pueden ser desde un reservorio de petróleo/gas o por fallas, fracturas y fisuras desde alguna fuente. El de la extrema derecha parece ser más bien un reservorio mientras que el del extremo inferior izquierdo puede estar relacionado con las fugas de gas que se aprecian en esa zona donde está el río.

El análisis de validación cruzada (cross validation) es un medio para evaluar los parámetros eficaces para el kriging e interpolaciones inverso de la distancia ponderada (IDW) y distancia normal ponderada (NDW). La validación del procedimiento de interpolación utilizado se puede juzgar a partir de los valores estimados vs. los valores reales para cada ubicación de la muestra en el dominio.

El coeficiente de regresión representa una medida de la bondad del ajuste para el modelo de mínimos cuadrados que describe la ecuación de regresión lineal. Un ajuste perfecto de 1:1 tendría un coeficiente de regresión (pendiente) de 1,00 y la línea de ajuste perfecto coincidiría con una línea punteada en ángulo de 45 grados. El error estándar se refiere al error estándar del coeficiente de regresión; el valor de r^2 es el porcentaje de variación explicada por la línea de ajuste perfecto; y también se proporciona la intercepción y de línea de ajuste perfecto.

En la figura 4.10 se presenta el resultado de la validación cruzada (cross validation) observándose que el procedimiento de interpolación es adecuado.

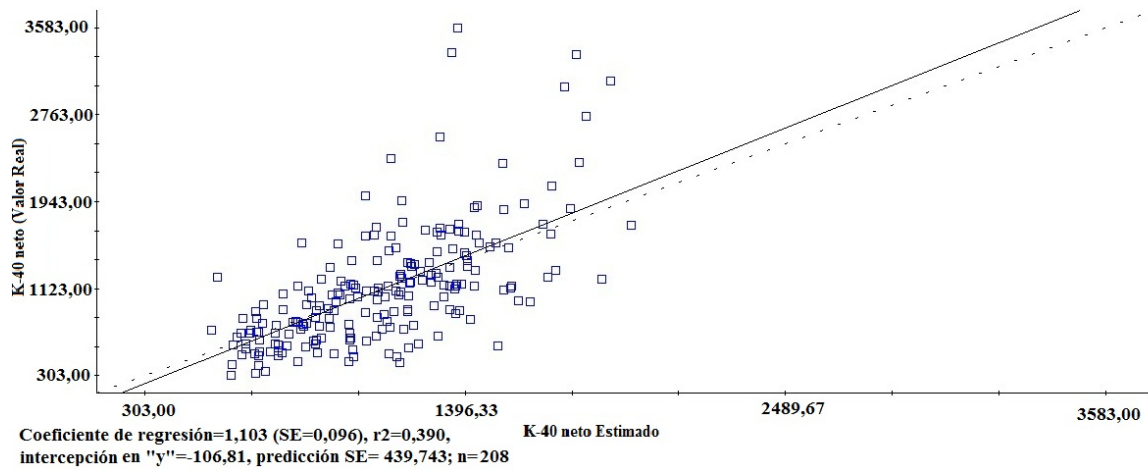


Figura 4.10: Análisis de validación cruzada de las estimaciones de ^{40}K .

En las figuras 4.11, 4.12, 4.13 se presentan los resultados de las interpolaciones utilizando Kriging universal anisotrópico, IDW y NDW, a partir de la data normalizada y sin normalizar. A pesar de algunas diferencias en las intensidades de los valores de ^{40}K , en todas se pone de manifiesto el comportamiento anómalo en las mismas zonas, lo que indica que los resultados obtenidos no dependen del método de interpolación escogido.

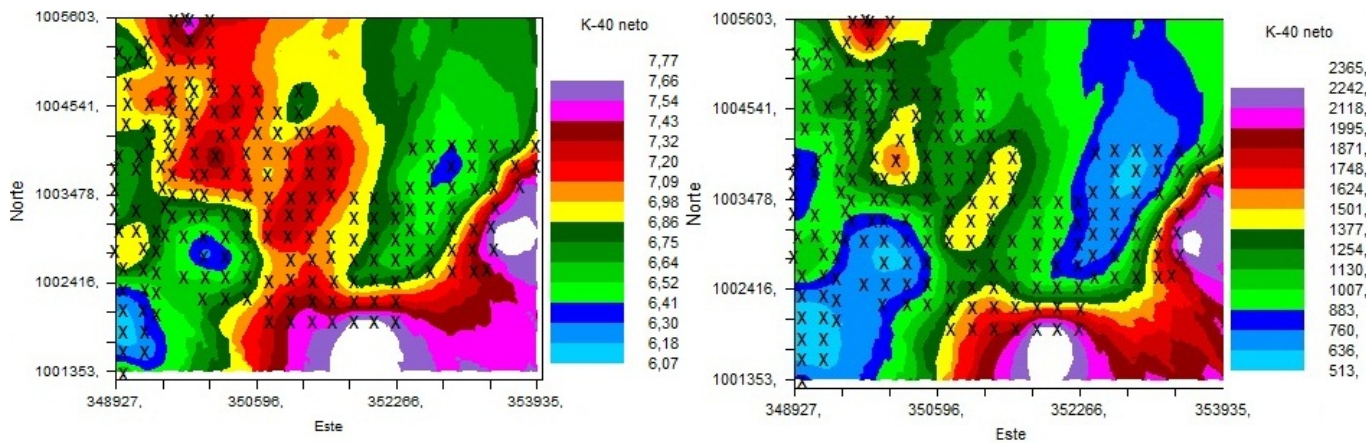


Figura 4.11: Predicción del nivel de ^{40}K en el suelo usando Kriging universal (anisotrópico).

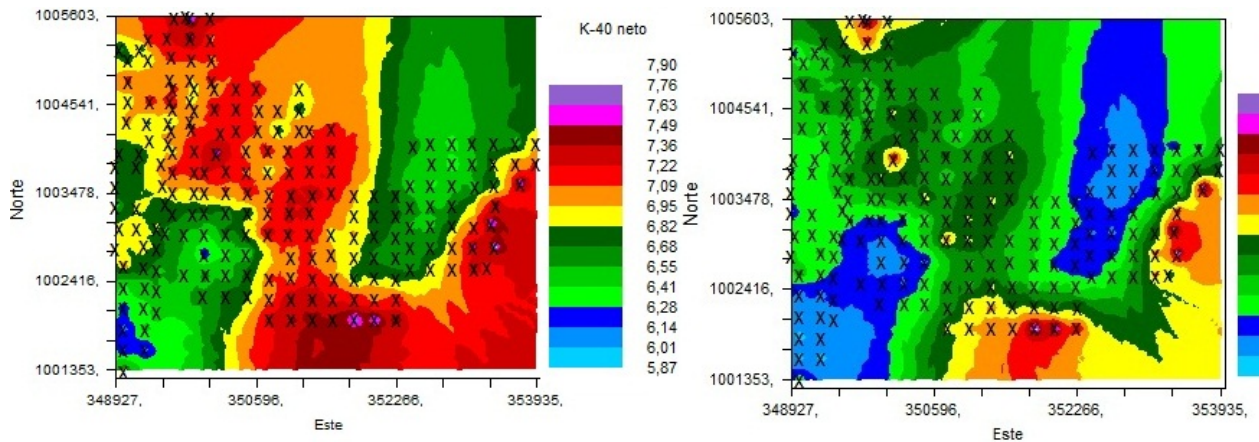


Figura 4.12: Predicción del nivel de ^{40}K en el suelo usando IDW.

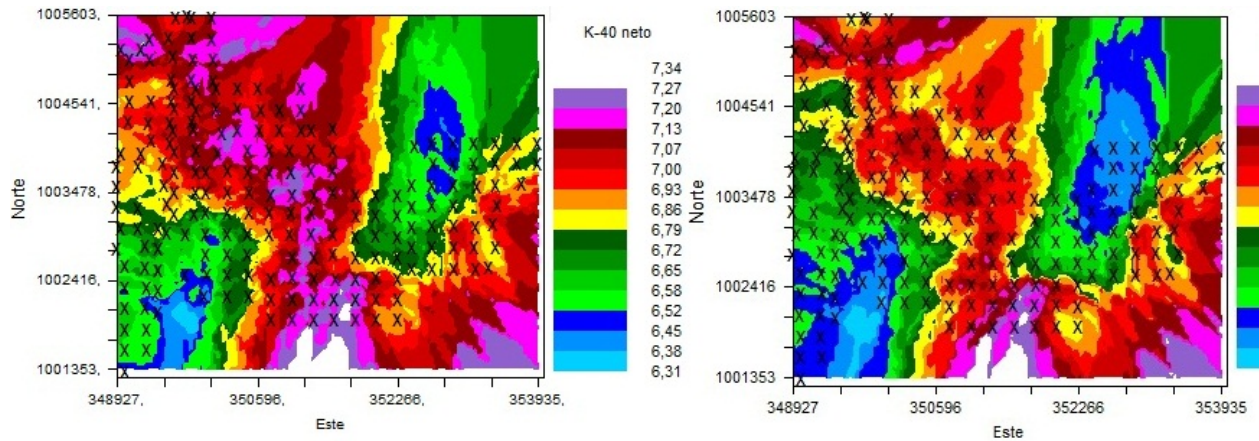


Figura 4.13: Predicción del nivel de ^{40}K en el suelo usando NDW.

Para extraer información sutil de los datos, que no es perceptible a simple vista, es útil el análisis estadístico de las concentraciones de K , U y Th . El análisis más simple consiste en analizar las desviaciones de la media en cada caso. Para ello se calculan las concentraciones medias de K , U y Th , se calcula la diferencia entre cada valor obtenido y su valor medio y los residuos se plotean. Grandes desviaciones de la media podrían ser debido a errores en la asignación de los límites de la unidad. Alternativamente, las desviaciones podrían indicar alteración/mineralización u otros procesos geológicos, o geoquímicos como diferenciación de magma o meteorización, variación del grado de solubilidad por condiciones cambiantes del Redox, etc.

Aunque con menor contraste, los resultados obtenidos con el método de “diferen-

ciación de medias reflejan los mismos resultados antes encontrados (figuras 4.14, 4.15, 4.16).

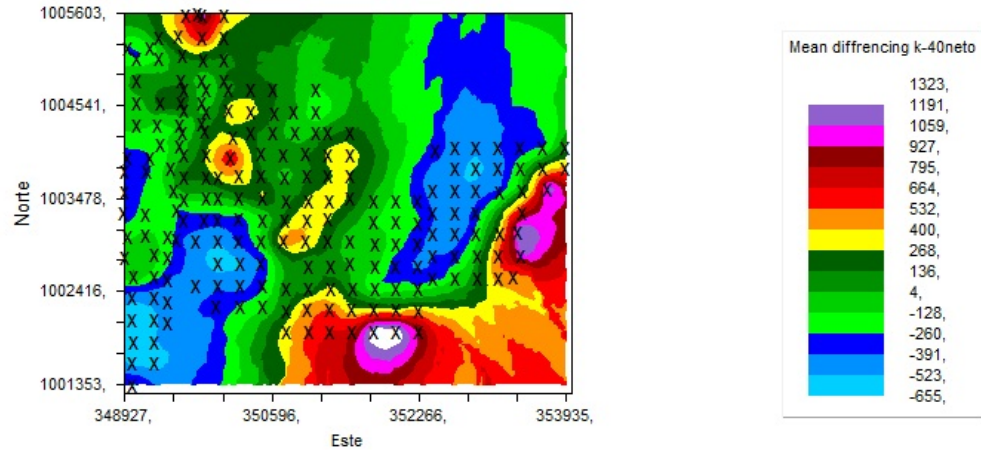


Figura 4.14: Predicción del nivel de desviación de la media para el ^{40}K en el suelo usando Kriging universal (isotrópico).

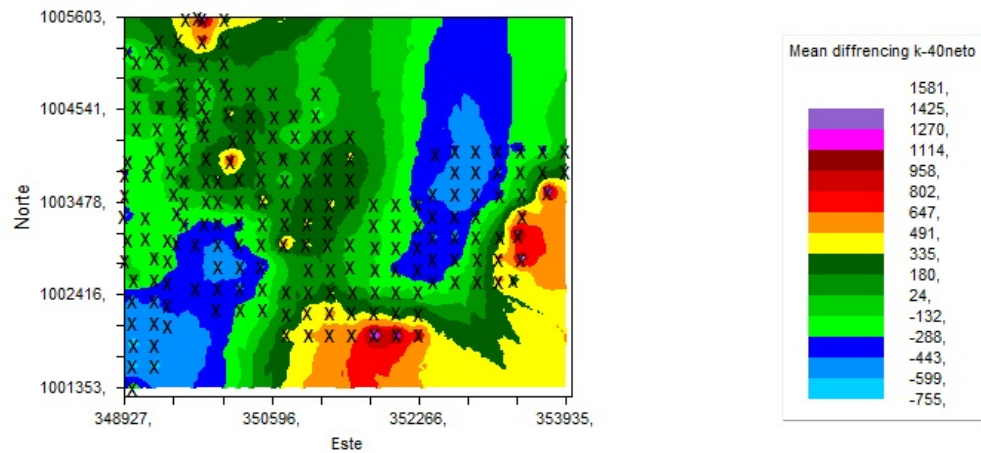


Figura 4.15: Predicción del nivel de desviación de la media para el ^{40}K en el suelo usando IDW.

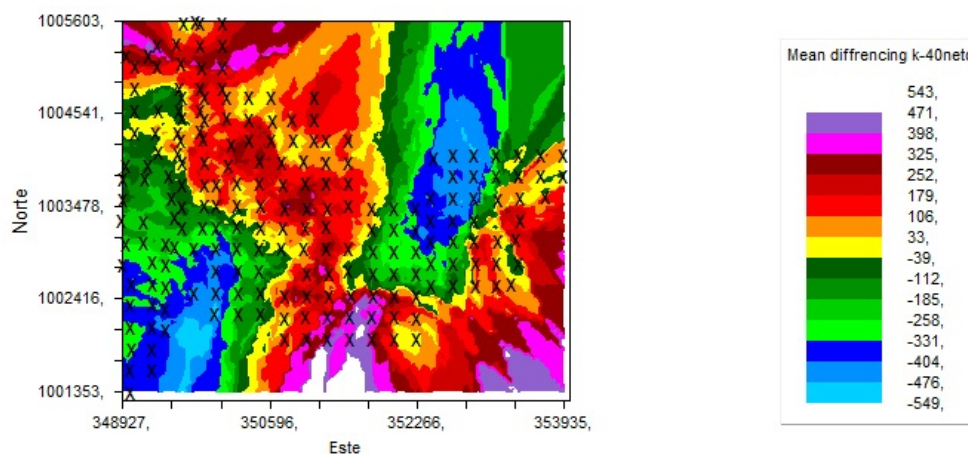


Figura 4.16: Predicción del nivel de desviación de la media para el ^{40}K en el suelo usando NDW.

El comportamiento estimado del ^{214}Bi (Figura 4.17) se asemeja al del ^{40}K en que en ambos casos los menores valores están en un área que comprende al pozo BVR 24 (aunque las extensiones son algo diferentes). Sin embargo, contrariamente a lo observado para el ^{40}K , los mayores valores del ^{214}Bi se presentaron en la zona B. Esto puede estar vinculado a dos causas principales, la primera, presencia de minerales radiactivos (del mineral ^{226}Ra), en este caso se esperaría una relación directa entre las emisiones gamma y alfa. Segundo a la presencia de un flujo forzado de gases desde las profundidades, que arrastran al ^{222}Rn , estos altos valores de gas radón en el aire del suelo, podrían generar su exhalación al medio ambiente, condicionando altos valores en la lectura de los conteos netos del ^{214}Bi , que se encuentra en la serie de decaimiento del ^{222}Rn . Por otra parte, no se observaron valores altos anómalos en las proximidades de los pozos de agua contaminados con gas natural ni al sur del pozo SG 101, como ocurrió con el ^{40}K .

Los mapas del ^{40}K y ^{214}Bi parecen estar indicando en la zona B una contribución del radón transportado a través de zona de mayor permeabilidad y la disminución relativa de los elementos radiactivos emisores gamma ^{40}K frente a los emisores alfa y gamma (^{232}Th , ^{238}U). Esto indica la contribución de dos posibles fuentes, una relativamente profunda que alcanza la superficie por transporte y que es la de interés para identificar las vías de ascenso del fluido de gases de hidrocarburos a la superficie y otra asociada a los minerales radiactivos identificados en superficie.

Por esto se recomienda un análisis de ^{226}Ra en muestras de suelo para descartar que las anomalías en esta zona, estén relacionadas con altos contenidos en el suelo de este mineral.

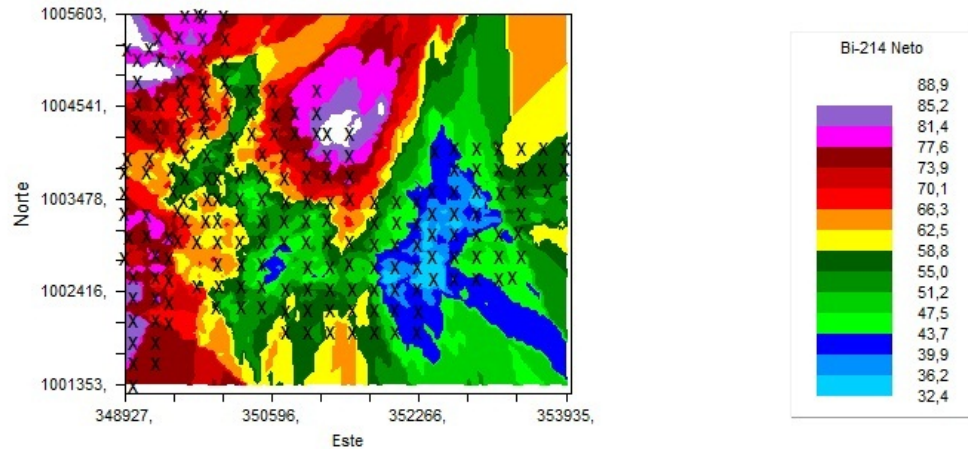


Figura 4.17: Predicción del nivel de ^{214}Bi en el suelo usando Kriging universal (isotrópico).

La predicción del comportamiento de ^{208}Tl (figura 4.18) también fue similar al del ^{40}K y ^{214}Bi en cuanto a la ubicación del área con los menores niveles. También se presentaron coincidencias con los resultados obtenidos para el ^{40}K en cuanto a los mayores niveles de ^{208}Tl se presentaron en sitios próximos al pozo SG-101 (letra E al sur de la región de estudio). Otro aspecto interesante es que se presentaron entre los puntos C y D cercanos a los pozos de agua contaminados altos niveles de ^{208}Tl . En varios estudios se ha reportado que se pueden detectar fallas en la superficie por la presencia de altas concentraciones anómalas de torio en los mapas de distribución de torio, no obstante este planteamiento deberá ser corroborado con el sistema de fallas en la región de estudio.

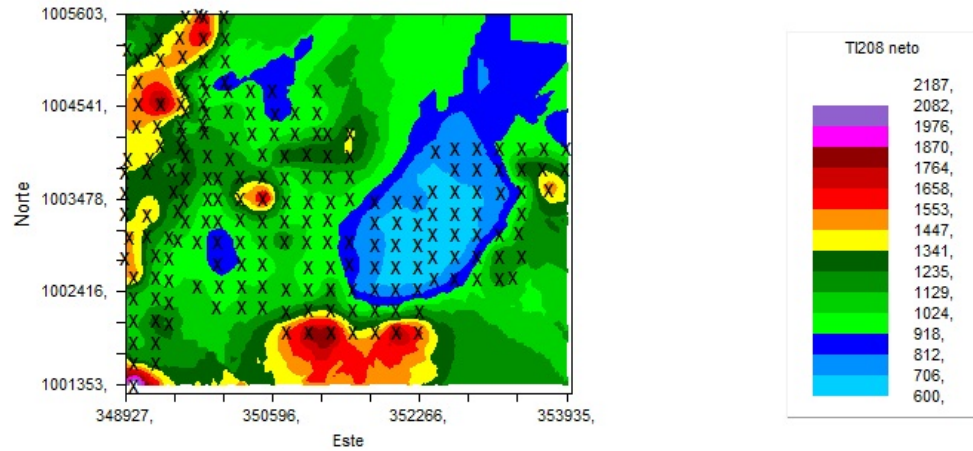


Figura 4.18: Predicción del nivel de ^{208}Tl en el suelo usando Kriging universal (isotrópico).

Al estudiar la respuesta radiométrica sobre varios campos de producción y prospección en Australia [2], se encontraron anomalías de radioelementos sobre microfiltraciones de hidrocarburos. La propuesta que hicieron consistió en normalizar el potasio y el uranio al torio, así como comparar las abundancias relativas del uranio y del potasio. En la búsqueda de reservorios y filtraciones de hidrocarburos llegaron a la conclusión de que la mejor técnica primaria es buscar respuestas bajas del potasio normalizado (K/Th) complementado por una alta respuesta en la relación uranio/potasio (U/K), es decir, el uranio relativo al potasio. En las figuras 4.19 y 4.20 se presentan las predicciones de esas relaciones, donde se observa claramente que las menores relaciones (K/Th) correspondían a la zona B, y a la zona A al noreste de la región de estudio donde se encontraron valores también bajos pero mayores que en la zona B.

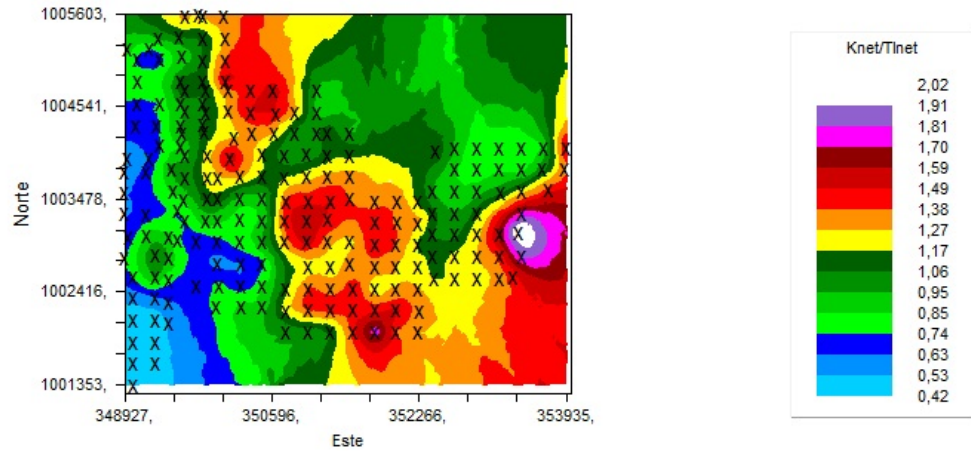


Figura 4.19: Predicción del nivel de la relación K/Th en el suelo usando Kriging universal (isotrópico).

La predicción de los valores de la relación U/K refleja que los mayores valores están precisamente en la zona B, por lo que según la experiencia reportada parece que existiera una fuente de hidrocarburos que se filtran a través de la columna estratigráfica en dirección NE, que coincide con la dirección en que se encuentran los pozos de agua contaminada con gas. Es importante resaltar que en la zona A también se observan altos valores de la relación más no tan altos como en la zona B.

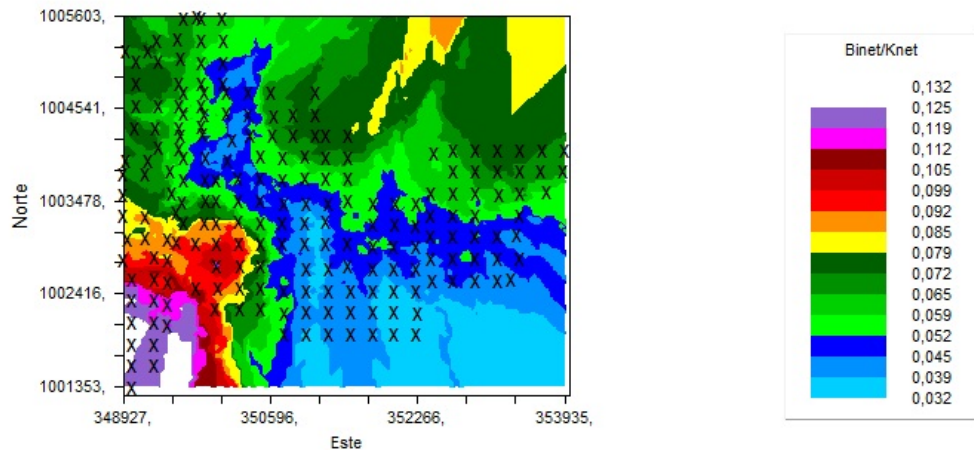


Figura 4.20: Predicción del nivel de la relación U/K en el suelo usando Kriging universal (isotrópico).

4.3.3. Explicación de las anomalías en los niveles de K , U y Th encontrados en base a los efectos de la microfiltración de hidrocarburos y las alteraciones de las rocas relacionadas

Las microburbujas de gases de hidrocarburos (del metano al butano) se filtran de manera aproximadamente vertical a través de la red de empalmes saturados con agua subterránea y planos del lecho ubicados sobre el depósito de hidrocarburos [1]. El gas hidrocarburo interactúa con los sulfatos en el agua subterránea y forma el sulfuro de hidrógeno y dióxido de carbono, que también es formado por la consumición bacteriana de hidrocarburos. Las altas concentraciones del dióxido de carbono en agua subterránea forman el ácido carbónico que puede reaccionar y destruir los minerales de la arcilla, sobre todo la illita que contiene mucho del potasio y el uranio en el sistema. En consecuencia, estos radioelementos son liberados y lixiviados hacia otra parte por el agua subterránea, causando su redistribución en los sedimentos próximos a la superficie. El uranio puede ser parcialmente reducido a uraninita y precipitar, dando por resultado una cierta acumulación de uranio en los sedimentos superficiales. Esto podría explicar la observada relativa débil pérdida de uranio en relación con la mayor pérdida del potasio sobre yacimientos de hidrocarburos. El torio, que está enlazado en forma más resistente a los minerales, parece seguir siendo estable. El proceso de reducción química puede también dar lugar al desarrollo de minerales magnéticos, dando como resultado anomalías “micromagnéticas coincidentes”.

Aunque en muchos trabajos se han utilizado las anomalías (niveles más bajos) del U , Th y K para ubicar y delimitar reservas de petróleo y gas, no es menos cierto que las mediciones de radiación gamma para esos elementos están afectadas por diversos factores como el tipo de litología, contenido de la humedad del suelo, la presencia de vegetación y la geometría de la cuantificación. La normalización al torio disminuirá hasta el mínimo todos estos efectos, al mismo tiempo estos valores normalizados permitirán calcular valores ideales o predictivos para el Uranio y el Potasio. Estos nuevos valores no contendrían las alteraciones de los efectos provocados por las variables meteorológicas o del terreno, por lo que de haber algún tipo de anomalías ésta se corresponderá a la presencia de posibles prospectos petrolíferos o filtraciones de hidrocarburos.

Para normalizar los datos del uranio y del potasio al torio se utilizaron las siguientes ecuaciones.

$$K_i = \frac{\bar{K}_s}{\bar{Th}_s} Th_s \quad (4.1)$$

$$U_i = \frac{\bar{U}_s}{\bar{Th}_s} Th_s \quad (4.2)$$

Donde K_i es el valor “ideal” del potasio definido por el torio para el sitio con un valor verdadero de torio igual a Th_s y U_i es el valor “ideal” de uranio definido por el torio para ese sitio de medición.

Las desviaciones de los valores reales respecto a los valores ideales calculados para cada estación se obtuvieron usando las ecuaciones de la forma:

$$KD \% = \frac{(K_s - K_i)}{K_i} \quad (4.3)$$

$$UD \% = \frac{U_s - U_i}{U_i} \quad (4.4)$$

Donde K_s y U_s son los valores medidos en la estación, y $KD\%$ y $UD\%$ son las desviaciones relativas expresadas como fracción de los valores ideales de la estación.

Trabajos previos [1] han demostrado que $KD\%$ rinde valores bajos (negativos), a veces positivos, sobre acumulaciones de petróleo o en una región donde se esté produciendo con intensidad y durante largo tiempo fuga de hidrocarburos. Las variaciones de $KD\%$ y $UD\%$ se pueden combinar como un solo término positivo, $DRAD$, que es la diferencia entre ellos:

$$DRAD = UD \% - KD \% \quad (4.5)$$

Los valores positivos de $DRAD$ en una región indican altas probabilidades de encontrar petróleo en ella o la existencia de fuga de hidrocarburos. Todas las anomalías radiométricas se pueden clasificar como “debil”, “medio.” “fuerte”, basado en las intensidades combinadas relativas de los valores negativos de $KD\%$ y de los valores positivos de $DRAD$. Esta normalización de Torio elimina efectos litológicos y ambientales permitiendo analizar los valores directamente con la presencia o no de filtraciones de hidrocarburos.

En la figura 4.21 se representa la predicción de los valores de $KD\%$, observándose un comportamiento análogo al reportado anteriormente, es decir, los valores negativos

en las zonas A y B aunque relativamente algo mayores en la zona A, donde se encuentra el pozo BRV-24. Nuevamente se nota alta anomalía (alta y positiva) cerca de los pozos de agua contaminados (PA y PASFG).

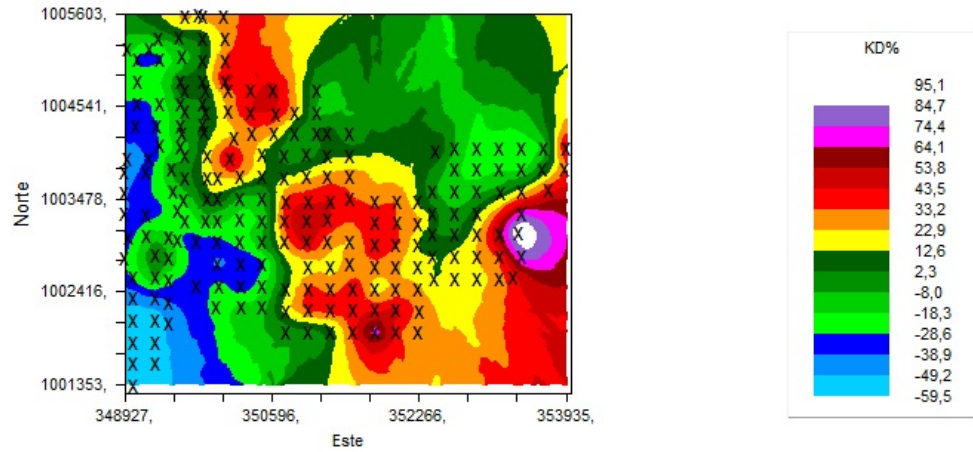


Figura 4.21: Predicción de los valores de $KD\%$

En la distribución de los valores predichos de $UD\%$ ($Bi\%$) no se observa la tendencia esperada, aunque como se dijo anteriormente, en muchos casos se ha observado valores positivos, sobre acumulaciones de petróleo o donde existe fuga de hidrocarburos (figura 4.22).

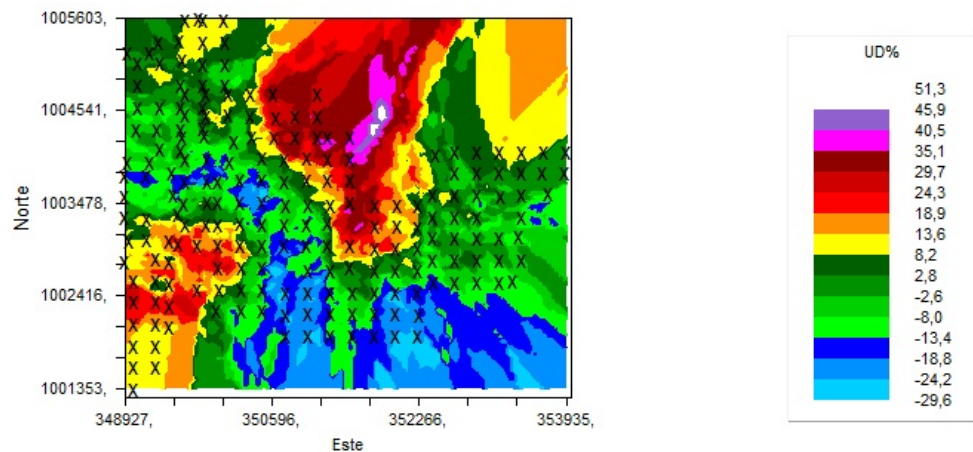


Figura 4.22: Predicción de los valores de $UD\%$

En la figura 4.23 se presenta la distribución de los valores *DRAD*, evidenciándose que los valores más altos están en la zona B. Anomalías reflejadas por los valores de *DRAD* también se manifiestan casi en las mismas zonas donde se presentó deficiencia de ^{40}K (zonas A y H). Los valores positivos de *DRAD* en una región indican altas probabilidades de encontrar petróleo en ella o la existencia de fuga de hidrocarburos.

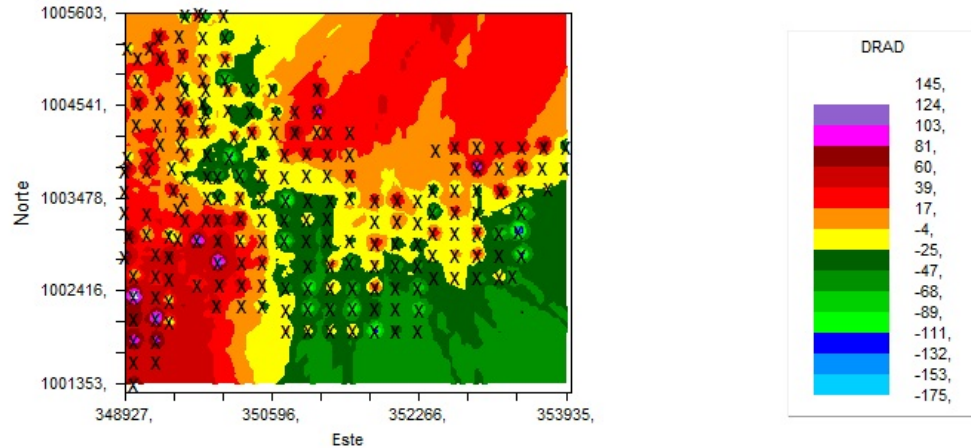


Figura 4.23: Predicción de los valores de *DRAD*%

4.4. Resultados de las mediciones de Radón en los poros del suelo.

Con el fin de verificar los resultados anteriores, realizamos un análisis estadístico a los valores obtenidos de las mediciones de gas Radón en los poros del suelo; para ello se comienza con el estudio de la distribución de frecuencia de los datos obtenidos, no transformados y con transformación de la raíz cuadrada figura 4.24, donde se observa claramente como el histograma de la raíz cuadrada es aproximadamente simétrico, además se aprecia la efectividad al analizar las distribuciones de probabilidad (frecuencia acumulativa y probabilidad normal). Se observa que la transformación de los datos tiende a normalizar la distribución, la distribución de frecuencia describe una curva en forma de S y la curva de probabilidad normal que es una distribución de frecuencia acumulativa con el eje “y” transformado logarítmicamente se ajusta más a una línea recta.

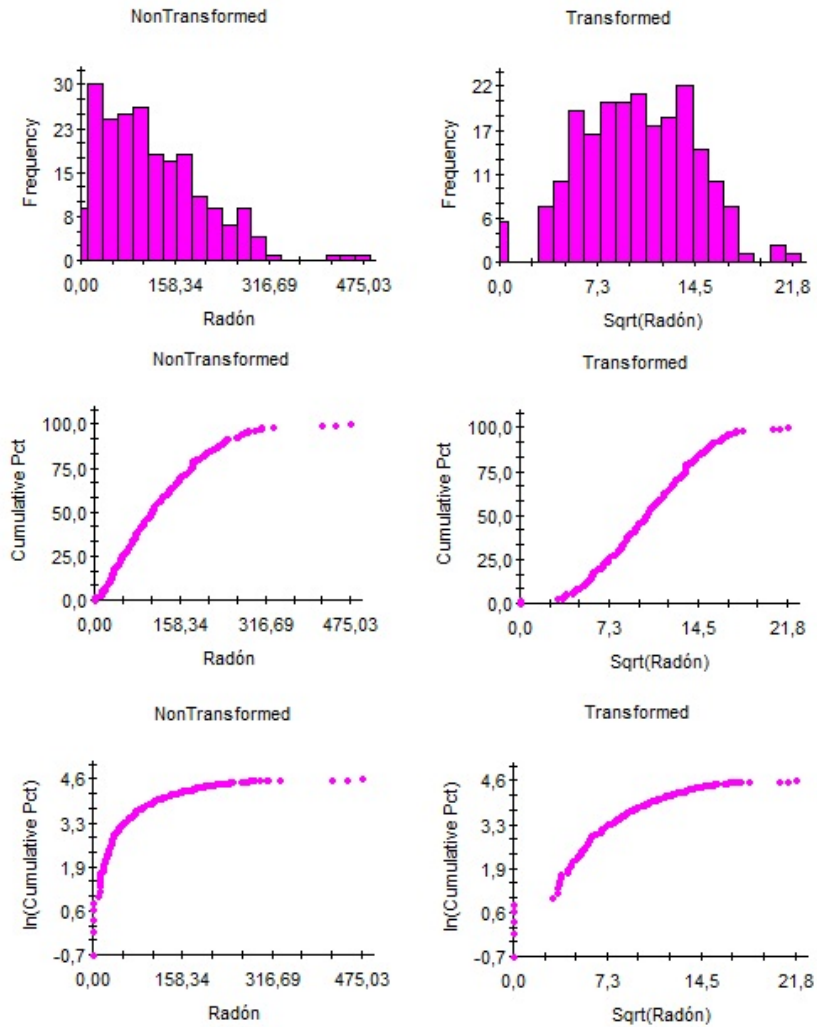


Figura 4.24: Transformación (transformada de la raíz cuadrada)de la data experimental

Los datos numéricos que caracterizan la distribución estadística; media, desviación estándar, varianza, rango, simetría y curtosis se presentan en la tabla 4.2. El análisis estadístico de los datos numéricos, así como el análisis gráfico sigue corroborando que la transformación de la data mejora la simetría (S_k tiende a cero), se observa un histograma en forma de campana. En cuanto al coeficiente de variación $C_v = \frac{\sigma}{\bar{X}}$ tenemos que el mismo ronda el 72 % distribución asimétrica, con dificultad moderada para la estimación de recursos (distribución típicamente lognormal).

Resumen Estadístico valores del ^{222}Rn		
	Sin transformar	Transformada
promedio (\bar{X})	121,746	10,22
Desviación Estándar (σ)	88,208	4,18
Varianza (σ^2)	7780,63	17,48
Valor mínimo	0,00	0,0
Valor máximo	475,03	21,8
n° de muestras	210	210
Simetría (S_k)	1,03(0,17)	-0,02 (0,17)
curtosis (K)	1,30(0,33)	-0,21(0,33)

Tabla 4.2: Resumen estadístico valores del ^{222}Rn transformados y sin transformar.

4.4.1. Determinación de la dependencia espacial del ^{222}Rn (Geoestadística de la malla de muestreo).

El análisis de semivarianza para la malla de muestreo figura 4.25 indica que el modelo que mejor se ajusta al variograma experimental es el lineal, debido a que no se observa meseta (sill) en este modelo. En este caso no hay rango efectivo, la correlación espacial ocurre a lo largo de todo el área de muestreo.

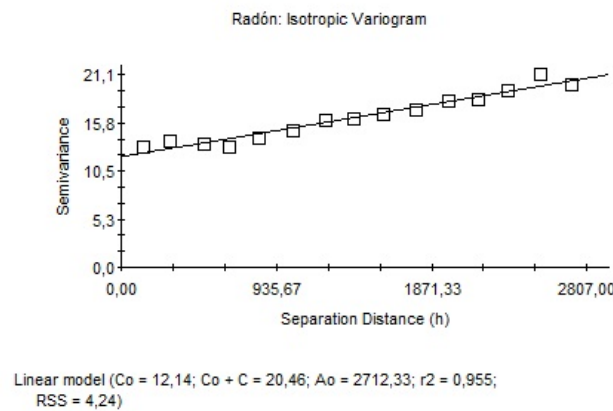


Figura 4.25: Variograma Isotrópico experimental (puntos) teórico (línea).

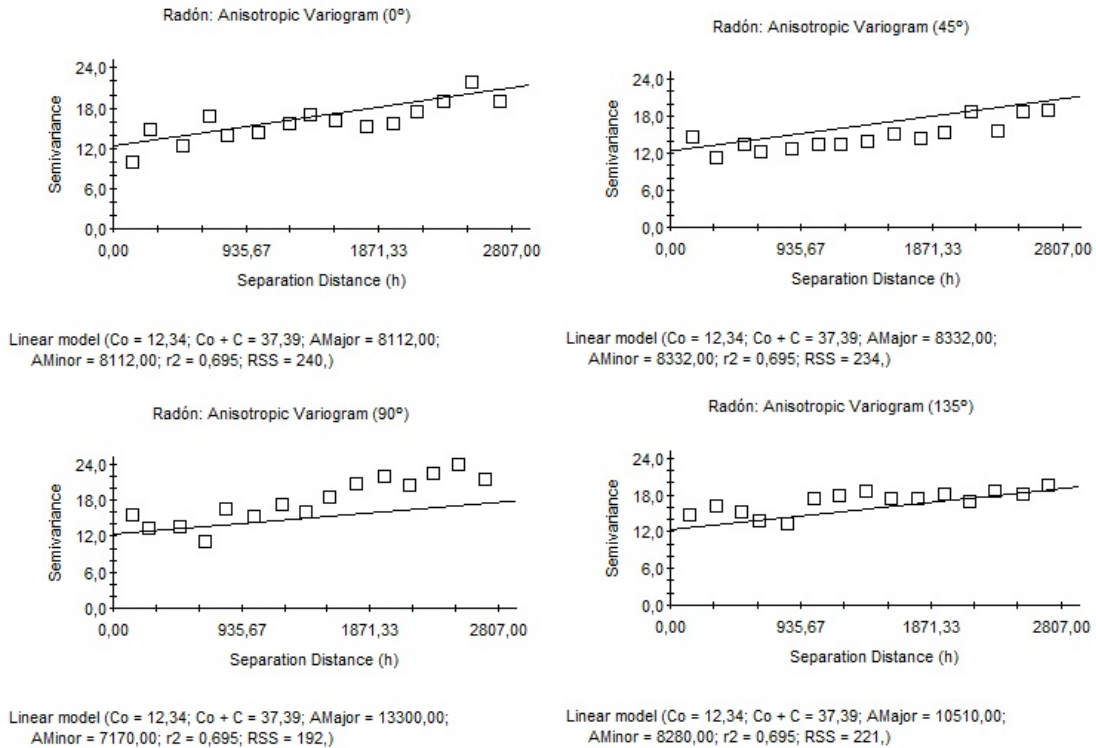


Figura 4.26: Variograma experimental (puntos) y teórico (línea): Autocorrelación espacial de los niveles de Radón en la superficie del suelo.

En cuanto a una dirección de anisotropía no se observa un comportamiento claro para la distribución del Radón, los valores de rango menor y mayor sobrepasan el área de estudio. Sin embargo, en la dirección (E-O) 90 se encuentran los menores valores de rango menor y RSS, lo que indica un mejor ajuste a los datos del variograma. Figura 4.26.

4.4.2. Elaboración y análisis de los mapas utilizando distintos métodos de interpolación.

En la figura 4.27 se presenta la predicción de los niveles de Radón en la zona de estudio con y sin transformación de la data, y aplicando kriging universal. El hecho que se mantenga los valores bajos en la región A corrobora la presencia de un reservorio en profundidad de acuerdo al modelo de transporte de gases, ya que encima del reservorio va a prevalecer un transporte difusivo. En esa zona es menor el arrastre por otros gases

debido a que la filtración de hidrocarburos es más débil por la baja permeabilidad del tope del reservorio, mientras que en sus bordes los gases que se escapan a alta presión lo van a arrastrar de forma diferenciada y en esta zona se tendrá un flujo forzado del Radón (convectivo, según el modelo de alteración de gradientes). Los altos valores que se observan en la zona B, decreciendo hacia el noreste, parece indicar la pluma de flujo forzado de gas natural que arrastran al Radón. De no existir en esa zona una cobertura impermeable, como ocurre sobre un reservorio de gas o petróleo, el comportamiento pudiera estar más asociado a los gases naturales disueltos en el acuífero que ascienden con gran presión desde la fuente, arrastrando al Radón, pero esa presión disminuye a medida que se aleja de la fuente. Es muy posible que la zona sombreada que indica los mayores valores de Radón en el suelo, revele la pluma de la fuente de contaminación, que pudiera ser la misma que provoca las emanaciones en el río Tascabaña al coincidir altos valores de Radón con la zona donde se producen esas emanaciones. Llama la atención que alrededor del punto SG150019 también se presentan altos valores de Radón en los gases del suelo lo que coincide con valores anómalos altos de torio, por lo que los resultados podrían ser indicativo de la presencia de alguna falla en la zona. Independientemente del modelo de interpolación, modelo de ajuste de la curva de semivarianza, forma de transformar la data etc. Los resultados muestran aproximadamente el mismo comportamiento (figuras 4.27-4.28-4.29-4.30-4.31).

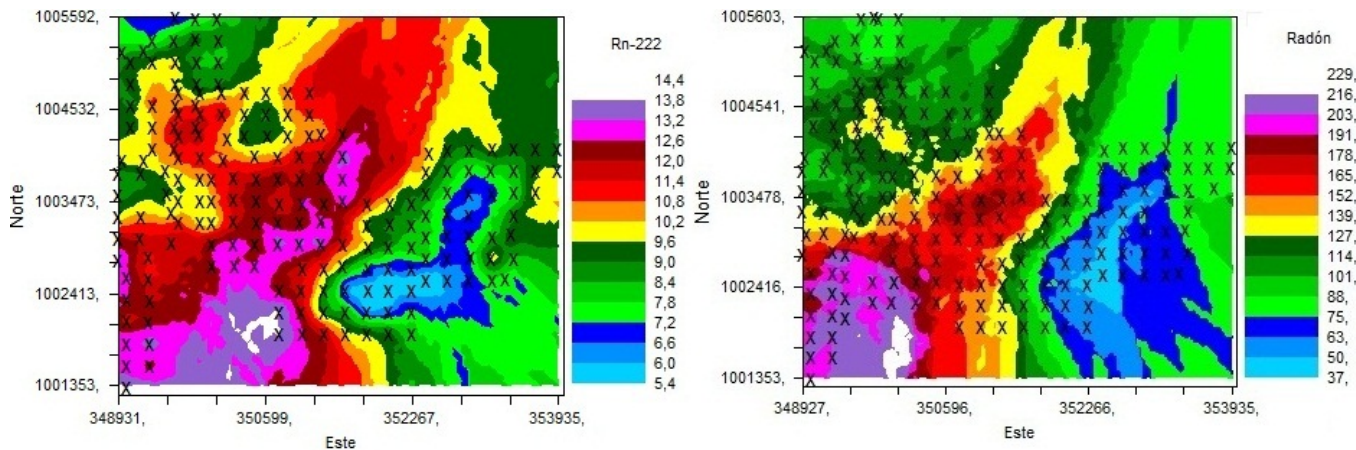


Figura 4.27: Predicción del nivel de ^{222}Rn en el suelo usando Kriging universal isotrópico (semivariograma lineal) haciendo cero los valores negativos.

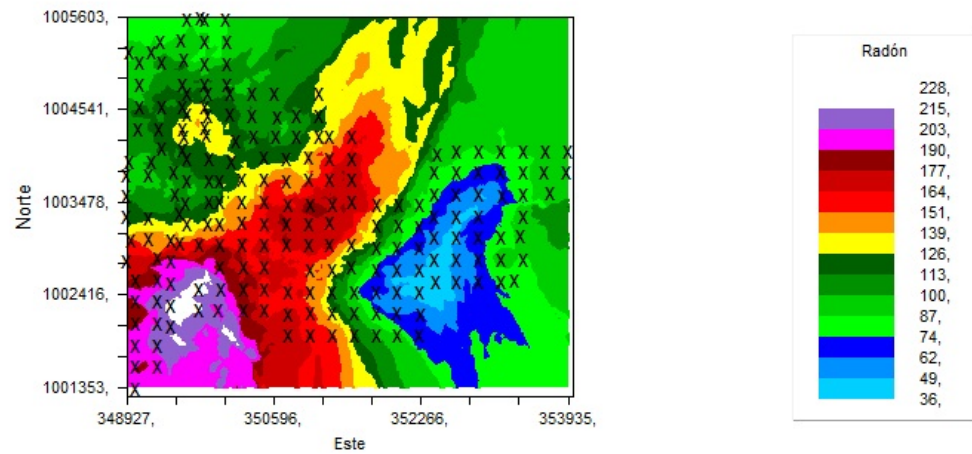


Figura 4.28: Predicción del nivel de ^{222}Rn en el suelo usando Kriging universal isotrópico (semivariograma esférico) haciendo cero los valores negativos.

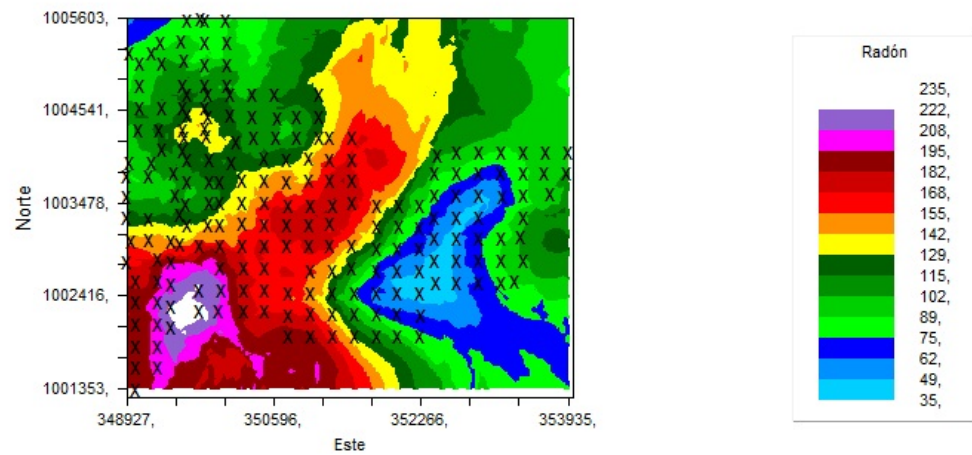


Figura 4.29: Predicción del nivel de ^{222}Rn en el suelo usando Kriging universal isotrópico (semivariograma gaussiano) haciendo cero los valores negativos.

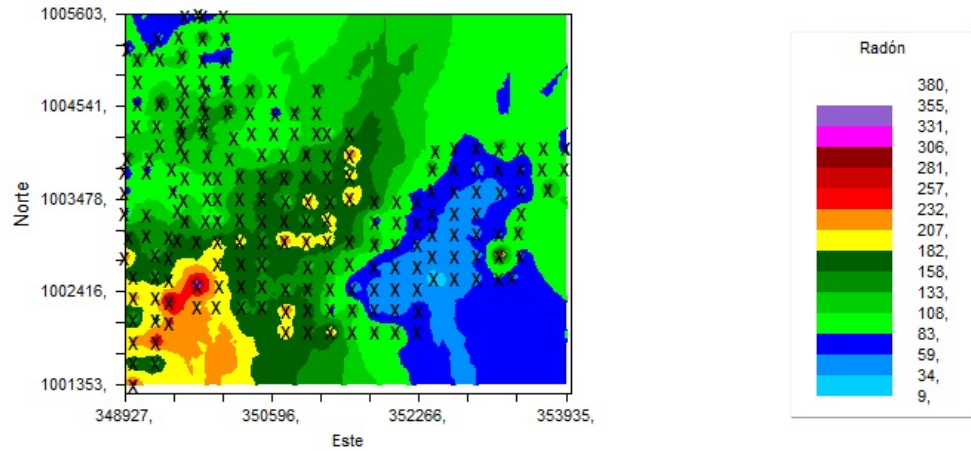


Figura 4.30: Predicción del nivel de ^{222}Rn en el suelo usando IDW haciendo cero los valores negativos.

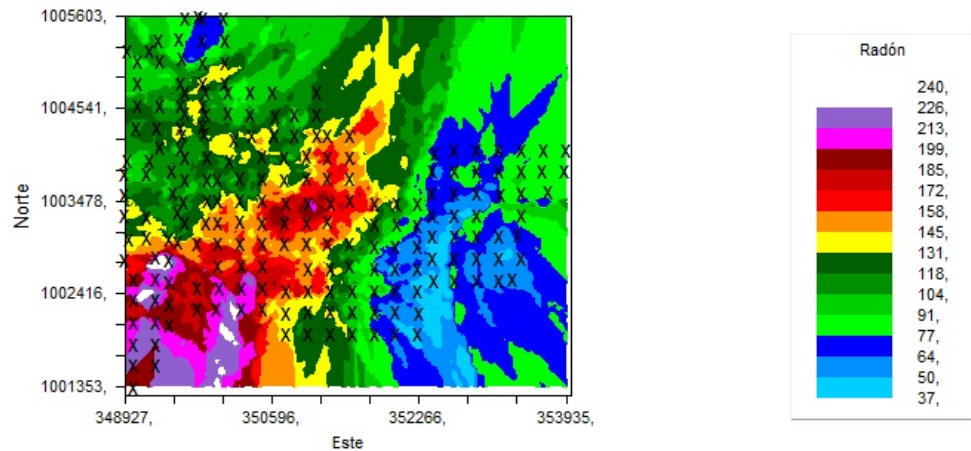


Figura 4.31: Predicción del nivel de ^{222}Rn en el suelo usando NDW haciendo cero los valores negativos.

Si bien es cierto que las concentraciones de Radón coinciden espacialmente con altas concentraciones de ^{214}Bi (indicador del ^{226}Ra que es el progenitor del ^{222}Rn) en la región próxima a las emanaciones de gas en el río Tascabaña, lo cual pudiera indicar que los niveles de Radón estén asociados positivamente con el contenido de ^{238}U en el suelo, las figuras 4.17 y 4.22 (predicciones de la distribución de ^{214}Bi y $UD\%$, respectivamente)

indican que esa relación no se puede generalizar, pues no existe continuidad espacial del ^{214}Bi , mientras que en los niveles interpolados de ^{222}Rn se observó una continuidad espacial entre ambas zonas.

Los máximos de Radón también pueden ser interpretados como presencia de fracturas en el terreno o como un gran flujo de gases naturales que lo arrastran hasta ese sitio de manera aproximadamente vertical desde capas profundas del subsuelo (posiblemente desde el acuífero contaminado con gases naturales) o, si están cercanos a pozos petroleros no activos, como un “reflejo” de fuentes de filtración de esos gases por averías en la cementación principal del pozo de producción.

Se conoce que la concentración de Radón en los poros del suelo depende de varios factores, entre ellos del grado de compactación. Mientras más compacto esté el suelo se dificulta el movimiento de Radón por los pequeños poros por lo que en un tiempo determinado se acumula más Radón y se minimiza su fuga o exhalación desde la superficie. Mientras más disgregado sea el suelo se facilitará el movimiento de Radón condicionando su menor concentración en suelos sueltos o arenosos. En la figura 4.32 se presenta la estimación de la compactación en la zona de estudio, donde se demuestra que la causa del comportamiento observado del radón no se debe fundamentalmente al grado de compactación del terreno. Por ejemplo, la compactación del suelo es relativamente baja hacia el suroeste de la zona de estudio donde se observaron altas concentraciones de radón. Sin embargo corrobora el hecho que la región A está sobre un reservorio importante, ya que a pesar de que en esa zona los suelos presentan relativa alta compactación lo que permitiría mayor acumulación de radón, los niveles de radón fueron de los menores como se demostró en las interpolaciones del radón.

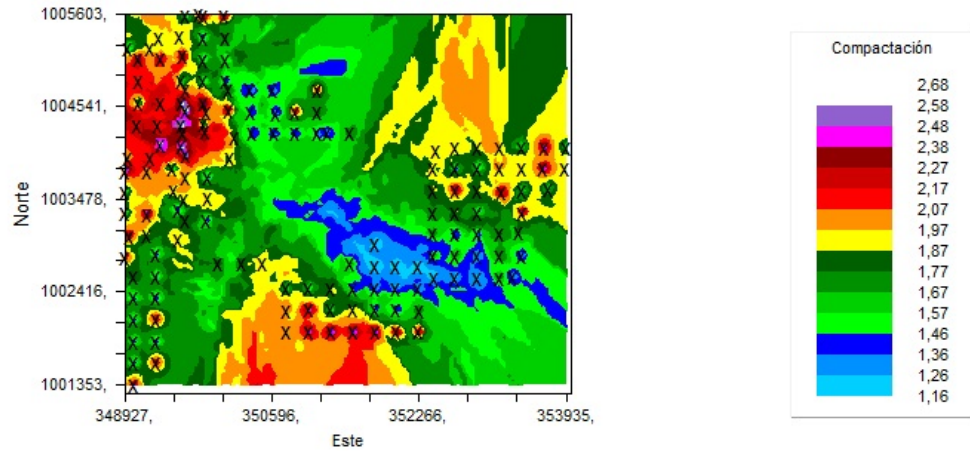


Figura 4.32: Interpolación del grado de compactación utilizando kriging isotrópico.

Debido a la relativa gran diferencia de las vidas medias del Radón (3,8 días) y Torón (5,5 s), es fácil resolver estos dos isótopos de radón en el campo, simplemente observando la caída en la tasa de conteo durante los primeros minutos. La relación entre el radón y el torón puede dar información sobre la permeabilidad del suelo y destacar anomalías falsas. En zonas donde no es probable la mineralización del Uranio, altas lecturas seguida de una caída rápida en los primeros minutos indica Torón. La explicación de la anomalía torón es que el suelo arenoso, permeable y seco entrega con facilidad todos sus gases, metano, dióxido de carbono, nitrógeno, oxígeno, etc., así como radón y torón. Así, no es realmente una anomalía de radón o torón, sino una anomalía de permeabilidad.

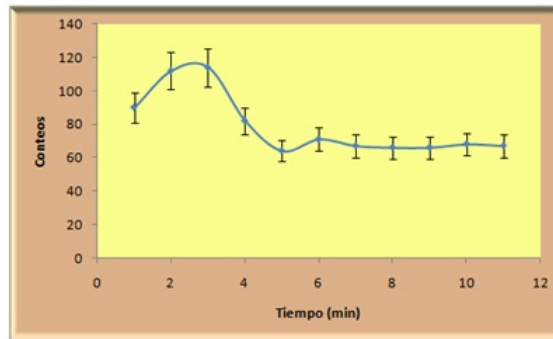


Figura 4.33: Comportamiento típico del número de cuentas registrado en el Pylon AB-5.

Definiciones de la anomalía, debido a mineralización, basado en los conteos de radón por minuto y la relación Radón/Torón:

Fuerte(S): $Rn > 75$ y relación $> 0,9$ ó $Rn > 50$ y relación > 3

Trivial o marginal(T): $Rn > 37$ y relación $> 0,6$

Fondo(F): $Rn < 38$ ó relación $< 0,7$

Falso(FF): $Rn > 100$ y relación $< 0,7$

Como se puede observar en la figura 4.34, aunque existen diferencias en las relaciones Radón/Torón, todos son menores que 0,7 por lo que no se puede explicar las anomalías del Radón en base a mineralización del Uranio. A partir de la figura 4.34 podemos observar que los mayores valores de la relación radón/torón se encuentra justamente cerca de las emanaciones de gas más al suroeste de la zona de estudio y cerca de los pozos contaminados.

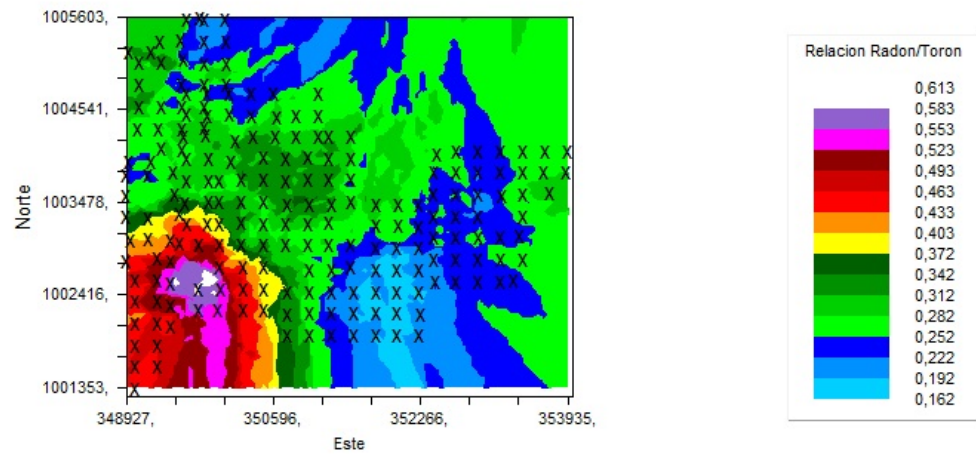


Figura 4.34: Interpolación de las relaciones Radón/Torón en la región de estudio utilizando kriging isotrópico.

Por otra parte, el flujo con que se puede extraer el aire del suelo, además del grado de compactación (relacionado con la porosidad), está estrechamente vinculado a la permeabilidad del suelo. A mayor flujo del aire extraído mayor cantidad de átomos de radón se acumulan en la celda Lucas condicionando mayor concentración aparente de radón. En la figura 4.35 se muestra que en la región donde se observaron mayores niveles de Radón el flujo fue bajo, por lo que no se puede explicar las altas concentraciones de Radón obtenidas a una mejor permeabilidad del suelo en esa zona.

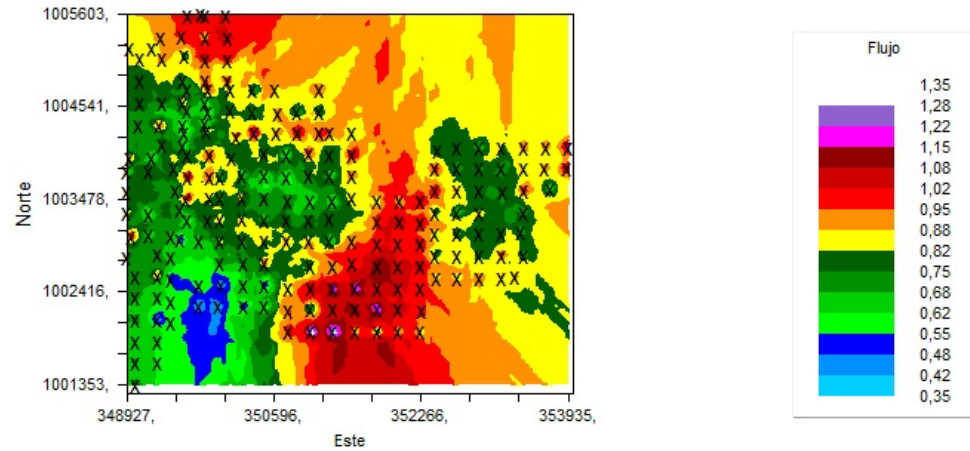


Figura 4.35: Interpolación de los valores de flujo de aire extraído del suelo utilizando kriging isotrópico.

4.5. Resultado de las mediciones de Radón en muestras de agua

La detección y la aclaración inequívoca de la distribución de la contaminación en aguas subterráneas por cualquier tipo de fases líquidas no acuosas (NAPLs) y su cuantificación, ya sean ligeros o densos, puede lograrse exitosamente aprovechando las propiedades de partición agua-hidrocarburos de isótopos radioactivos ambientales como el ^{222}Rn . En los últimos años este radionúclido se ha usado con frecuencia como trazadores natural para identificar el origen y el movimiento de cualquier tipo de contaminación de las aguas subterráneas, dada su extraordinaria capacidad para resaltar la contaminación por diferentes tipos de hidrocarburos en las aguas subterráneas. Cuando el agua que contiene ^{222}Rn , en estado de equilibrio de emisión-desintegración, migra hacia una zona contaminada por NAPLs se produce un decrecimiento en la actividad del ^{222}Rn debido a la partición del ^{222}Rn entre el agua y el NAPL. Cuando las aguas subterráneas abandonan la zona contaminada, la actividad del ^{222}Rn en la fase agua debe retornar al valor inicial del equilibrio. En este trabajo también se utilizó al ^{222}Rn para evaluar su posible partición en las aguas por la presencia de fases líquidas no acuosas. En la Figura 4.36 se muestran los valores relativos de concentración de Radón en

muestras de agua tomadas en diferentes sitios de la región. Aunque se requiere evaluar mayor cantidad de muestras y esperar otros resultados de laboratorio, lo que si se demostró es que la concentración más baja de Radón se ubica en el sitio del río Tascabaña donde se producen las emanaciones de gas. Según los estudios realizados al respecto, este resultado indica la presencia de fases líquidas no acuosas (NAPL), o sea que además de gases naturales es muy probable la presencia de hidrocarburos líquidos ligeros.

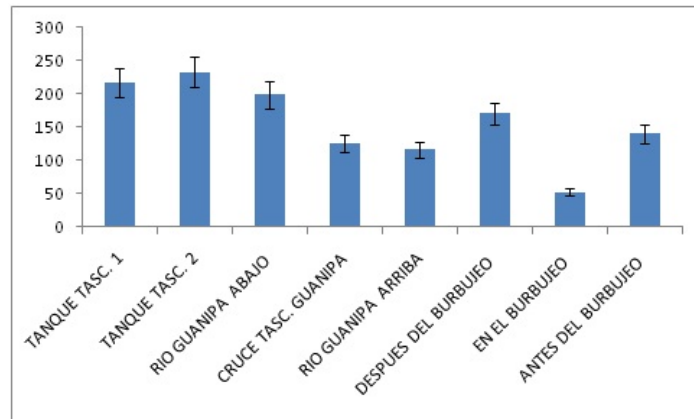


Figura 4.36: Concentraciones relativas de Radón en las muestras de agua.

El análisis de Cluster demostró la existencia de tres grupos relacionados con la concentración de Radón en las muestras de agua, independientemente del modelo para agruparlas (Figura 4.37). La codificación utilizada en el análisis se muestra en la tabla 4.3:

C ₁	TANQUE TASC. 1
C ₂	TANQUE TASC. 2
C ₃	RÍO GUANIPA ABAJO
C ₄	CRUCE TASC. GUANIPA
C ₅	RÍO GUANIPA ARRIBA
C ₆	DESPUÉS DEL BURBUJEO
C ₇	EN EL BURBUJEO
C ₈	ANTES DEL BURBUJEO

Tabla 4.3: Codificación utilizada para el análisis de las muestras de agua.

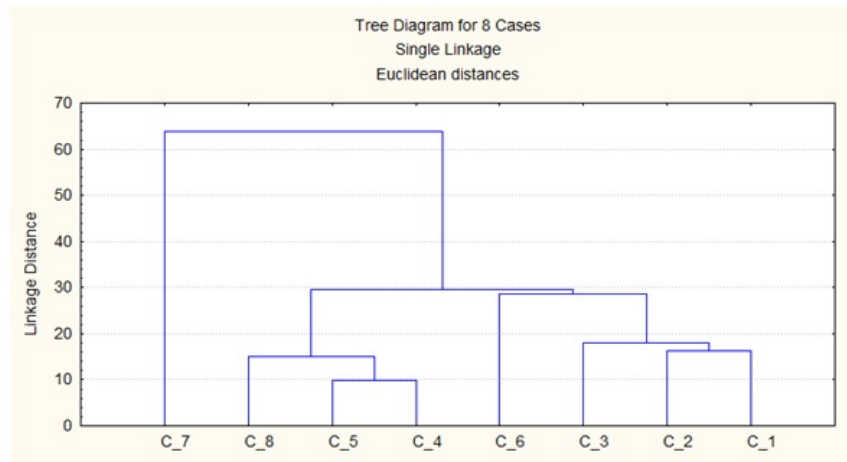


Figura 4.37: Resultados de la aplicación del método de clusters por dos criterios diferentes.

Para una mejor interpretación de los resultados se requiere del conocimiento de la geología de la zona, así como el conocimiento de la red hidrológica superficial natural donde se muestran las corrientes de agua perennes e intermitentes, que se localizan en el área de estudio, así como la localización de cuerpos de agua importantes localizados junto a la zona de muestreo. Se puede apreciar que los mayores niveles de concentración de radón no coinciden con los niveles más altos de elementos radioactivos naturales, por lo que en particular se descarta mineralización de uranio como fuente de ^{222}Rn en esos sitios.

Capítulo 5

Conclusiones

1. Por primera vez se aplican métodos radiométricos en estudios sobre posibles fuentes de contaminación de pozos de agua potable por gases naturales. En un área de aproximadamente $16000 m^2$ de la comunidad indígena de Tascabaña se realizaron 209 mediciones *in situ* de espectrometría gamma, así como de Radón y Torón en los gases del suelo, desde febrero hasta mayo de 2010. Los sitios de medición se ubicaron en círculos alrededor de pozos activos y abandonados, emanaciones de gases en el río Tascabaña y pozos de agua donde se detectó gas natural.
2. A partir de los resultados de las mediciones, y utilizando técnicas de geoestadística, se obtuvieron mapas de la distribución de los radionúclidos ^{40}K , $^{214}Bi(^{238}U)$, $^{208}Tl(^{232}Th)$, ^{222}Rn y ^{220}Rn en el suelo superficial. También se obtuvieron mapas de los datos transformados según criterios establecidos para relacionar anomalías radiométricas con filtraciones de hidrocarburos. Se demostró que el kriging universal isotrópico, utilizando la data normalizada, fue el método que mejor describió las distribuciones experimentales.
3. Las distribuciones espaciales de los radionúclidos estudiados mostraron dos zonas de interés:
 - i. Aproximadamente una misma zona, al Este del área de estudio, donde las concentraciones relativas de todos fueron las menores. En esa misma área se encontraron valores bajos de la relación K/Th y del parámetro KD %. Esa área coincide con la reconocida por PDVSA como la de mayor probabilidad de éxito en la búsqueda de hidrocarburos. Los resultados obtenidos están en correspondencia con el modelo que relaciona anomalías radiométricas sobre reservorios de petróleo y/o gas para

las del ^{40}K y ^{214}Bi , pero no para las del ^{208}Tl , UD% y DRAD. Posiblemente la no correspondencia de estos últimos se deba a la mayor incertidumbre en las mediciones del ^{214}Bi . Los resultados mostraron que el área de mayor interés en la búsqueda de hidrocarburos está entre los pozos BVR24 y SG101.

- ii. Una zona, al suroeste del área de estudio y muy cerca de las emanaciones de gas en el río, donde la concentración relativa del ^{40}K fue muy baja y la del ^{222}Rn en los poros del suelo la más alta, destacándose en ambos casos que los valores fueron decreciendo hacia el NE, aproximadamente en dirección hacia los pozos de agua donde se detectó gas natural. Este comportamiento parece indicar el ascenso de gases hidrocarburos lo cual condicionó la movilización y consecuente disminución del K y el arrastre y consecuente aumento del ^{222}Rn . Los valores relativamente altos del ^{214}Bi en esa zona pudieran estar relacionados con la fuerte exhalación de ^{222}Rn a la atmósfera. Los bajos valores de la relación K/Th complementada por altos de la relación U/K, así como los valores negativos para KD% y positivos para DRAD, parecen confirmar la existencia de filtraciones de hidrocarburos en esa zona.
4. Teniendo en cuenta que las anomalías del Radón encima de estratos acuíferos son opuestas a las observadas sobre estratos petrolíferos, se puede presumir que la alta anomalía en la concentración de Radón, localizada cerca de las emanaciones de gas en el río, indique la zona por donde están ascendiendo con mayor facilidad los geogases, asociada posiblemente a una falla o gran fracturación, y constituya una de las posibles fuentes de ingreso de gases hidrocarburos al acuífero. En consecuencia, el área donde se presentaron los mayores valores de ^{40}K y ^{222}Rn parecen indicar la proyección del acuífero donde se perforaron los pozos de agua y a su vez la pluma de contaminación. Este hecho permitió desarrollar un modelo que relaciona la inducción de anomalías radiométricas superficiales con la migración de gases hidrocarburos desde la fuente de contaminación y del acuífero libre hasta la superficie del suelo.
5. A través del análisis de las relaciones Radón/Torón en el área de estudio se concluye que las anomalías del Radón no se deben a mineralización del Uranio.
6. La relativa baja permeabilidad del suelo (proporcional al caudal del aire extraído) no explica los valores de Radón obtenidos en las dos zonas de interés, por lo que

otros procesos influyen más en el comportamiento observado.

7. Para una mejor interpretación se requiere la integración de los resultados obtenidos con la información geológica e hidrogeológica local.

5.1. Recomendaciones

1. Se necesitan mapas digitales de la zona de estudio para superponerlos a los mapas obtenidos y con ello evaluar la posible influencia de la geología, fallamiento, recursos hídricos, etc., en los resultados obtenidos.
2. Ya que, no se descarta que el acuífero recarga con aguas del río, el cual esta a simple vista contaminado con gases naturales. Sería conveniente el análisis de las aguas del río, respecto a la presencia y concentración de hidrocarburos ligeros, y compararlos con los mismos análisis para los pozos de agua contaminados y de otras zonas.
3. Se debería hacer análisis gamma espectrométricos y TXRF de muestras de suelo de las zonas de interés que se encontraron en nuestros mapas para así evaluar cuantitativamente las concentraciones de radionuclidos y observar la composición elemental que se encuentran en dichas muestras.
4. Ampliar el alcance del monitoreo de radón en el área estudiada mediante la intensificación de la densidad de muestreo alrededor de las emanaciones de gas en el río y hacer estudios de detalle sobre lineamientos y fallas identificados a través del estudio estructural, para establecer si éstos sirven como conductos de ascenso de gases naturales a la superficie y si se registran anomalías que puedan señalar una zona de alta permeabilidad.
5. Mejorar la precisión en la medición del radón transportado, a partir del análisis de ^{226}Ra en muestras de suelo de los sitios donde se realizaron las mediciones.

Bibliografía

- [1] Jim F. Branch Donald F. Saunders, K. Ray Burson and C. Keith Thompson. Relation of thorium-normalized surface aerial radiometric data to subsurface petroleum accumulations. 1993.
- [2] Thompson K. Saunders D., Branco J. Test of australian aerial radiometric data of subsurface petroleum acumulations.
- [3] Stranik Z. Matolín M. Radioactivity of sedimentary rocks over the zdanice hydrocarbon field.
- [4] Fleischer R.L. Turner L.G. Correlations of radon and carbon isotopic measurements with petroleum and natural gas at cement.
- [5] Ishankuliev J. and Tretyakova S.P. Radon measurements using ssntd in the region of oil and gas deposits of west turkemanistan.
- [6] Schubert M. Paschke A. Lau S. Radon as a naturally occurring tracer for the assesment of residual napl contamination of aquifers.
- [7] Maphoto K. Determination of natural radioactivity concentrations in soil: a comparative study of windows and full spectrum analysis, 2004.
- [8] J. Magill and J. Galy. *Radioactivity Radionuclides Radiation*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg and European Communities, 2005.
- [9] Krane K. *Introductory Nuclear Physics*. John Wiley and Sons Inc. New York E.E.U.U. Segunda Edición 854p., 1988.
- [10] Knoll G. *Radiation Detection and Measurements*. John Wiley and Sons Inc. New York E.E.U.U. Tercera Edición. 802 p., 2000.

- [11] International Atomic Energy Agency. Iaea guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data. 2003.
- [12] García P. y Martínez A. Balcázar M. Radón, trazador natural de interés geofísico y ambiental.
- [13] C. Papastefanou. An overview of instrumentation for measuring radon in soil gas and groundwaters.
- [14] I. P. FARAI N. N. JIBIRI. Application of in situ gamma-ray spectrometry in the determination concentrations of ^{40}k , ^{238}u y ^{232}th and the mean annual effective dose rate levels in southeastern cities in nigeria.
- [15] I.M. Fridman S.D. Kogan P.M., Nazarov. Fundamental of gamma ray spectrometry of natural environment.
- [16] Meshref W.M. Fouad K.M. Ammar A.A. Meleik M.L. El shazly, E.M. Aerial radiometry el alamein oil field, egypt.
- [17] Meulbrock P. Nunn, J.A. Kilometer-scale upward migration of hydrocarbons in geopressed sediments by buoyancy-driven propagation of methane-filled fractures.
- [18] Dietmar Schumacher. Hydrocarbon-induced alteration of soil and sediments.
- [19] Alfaro C. y Espinoza A. Sondeo preliminar de radón en el área geotérmica de paipa, colombia, 2004.
- [20] G. Martinelli G. Etiope. Migration of carriers and trace gases in the geosphere: an overview.
- [21] Steffen Lau Wolfgang Geyer Kay Knoller Michael Schubert, Albrecht Paschke. Radon as a naturally occurring tracer for the assessment of residual napl contamination of aquifer.
- [22] WEC VENEZUELA 1997. Evaluación de pozos. caracas, venezuela. pages 37–39.
- [23] CIEN 1998. Comité interfiliar de estratigrafía y nomenclatura. léxico estratigráfico electrónico de venezuela. pvs-intevp. <http://www.pdv.com/lexico/>.
- [24] G. P. Robertson. Geostatistics for the environmental sciences. gamma design software. Technical report, Gamma Design Software, Plainwell, Michigan USA., 2008.

- [25] Margaret A. Oliver Richard Webster. *Geostatistics for the Enviromental Sciences*. John Wiley Sons, Ltd., 2007.
- [26] Nyblom Samuelsson. The determination of the activity of serially transforming radionuclides by a recursive technique.

Apéndice

Apéndice A

Modelación para determinar Radón y Torón en celda Lucas

A.0.1. Modelación y aplicación de técnicas recursivas para determinar Radón y Torón en los poros del suelo utilizando celdas Lucas y el equipo Pylon AB-5 en régimen cuasi-continuo

En una serie donde se producen desintegraciones sucesivas, como ocurre en las series radioactivas naturales, la evaluación temporal de las actividades de una cadena de desintegración que esté inicialmente vacía, excepto la actividad del núclido padre $A_1(0)$, se puede calcular a partir de las ecuaciones convencionales de Bateman:

$$A_i(t) = \lambda_i N_0 \frac{\sum_{j=1}^i e^{-\lambda_j t} \prod_{k=1}^{i-1} \lambda_k}{\prod_{l=1, l \neq j}^i (\lambda_l - \lambda_j)} \quad (\text{A.1})$$

Donde λ_i constante de semidesintegración del i -ésimo elemento y $N_{(0)}$ es la cantidad de núcleos radiactivos para ($t = 0$). Conocidas las constantes de semidesintegración que proceden a cada elemento en las series naturales radiactivas del ^{238}U y del ^{232}Th , así como la cantidad de núcleos radiactivos del elemento padre, se pueden obtener las ecuaciones que permiten calcular la actividad de cada radionúclido para un tiempo dado.

En ambas series de naturales se forman y desintegran constantemente los gases nobles radiactivos Radón y Torón (^{220}Rn y ^{222}Rn), cuyo estudio reviste gran importancia en el presente trabajo.

La acumulación de los productos de desintegración del ^{220}Rn y ^{222}Rn en el caso general se puede expresar por la ecuación:

$$N_n = N_{Rn} \lambda_1 \lambda_2 \dots \lambda_n \left[\frac{e^{-\lambda_1 t}}{(\lambda_2 - \lambda_1)(\lambda_3 - \lambda_1) \dots (\lambda_n - \lambda_1)} + \dots + \frac{e^{-\lambda_n t}}{(\lambda_1 - \lambda_n)(\lambda_2 - \lambda_n) \dots (\lambda_{n-1} - \lambda_n)} \right] \quad (\text{A.2})$$

Si se considera que la acumulación de las hijas del ^{220}Rn y ^{222}Rn se realiza a partir de estos gases radiactivos, la ecuación anterior toma la forma:

$$N_a = A_a^0 \frac{(1 - e^{-\lambda_a t})}{\lambda_a} \quad (\text{A.3})$$

$$N_b = A_a^0 \frac{\lambda_a (1 - e^{-\lambda_b t}) - \lambda_b (1 - e^{-\lambda_a t})}{\lambda_a (\lambda_a - \lambda_b)} \quad (\text{A.4})$$

$$N_c = A_a^0 \left[\frac{1}{\lambda_c} - \frac{\lambda_b e^{-\lambda_a t}}{(\lambda_a - \lambda_c)(\lambda_a - \lambda_b)} - \frac{\lambda_a e^{-\lambda_b t}}{(\lambda_c - \lambda_b)(\lambda_a - \lambda_b)} + \frac{\lambda_a \lambda_b e^{-\lambda_a t}}{\lambda_c (\lambda_a - \lambda_c)(\lambda_c - \lambda_b)} \right] \quad (\text{A.5})$$

donde A_a^0 es la actividad inicial del gas radioactivo (^{222}Rn o ^{220}Rn) y N_a , N_b y N_c son las cantidades de núcleos radioactivos de sus hijas, respectivamente.

El número de desintegraciones que se producen en el intervalo de tiempo $[t_1, t_2]$ será entonces $\Delta N_a(t_1, t_2) = N_a(0, t_2) - N_a(0, t_1)$, o sea:

$$\Delta N_b(t_1, t_2) = A_a \frac{e^{-\lambda_a t_1} - e^{-\lambda_a t_2}}{\lambda_a} \quad (\text{A.6})$$

mientras que para su núcleo hijo:

$$\Delta N_a(t_1, t_2) = A_a^0 \frac{\lambda_a (e^{-\lambda_a t_1} - e^{-\lambda_b t_2}) - \lambda_b (e^{-\lambda_a t_1} - e^{-\lambda_a t_2})}{\lambda_a (\lambda_a - \lambda_b)} \quad (\text{A.7})$$

Análogamente, a través de la ecuación B1 se pueden obtener las cantidades de desintegraciones para las demás hijas de los gases radioactivos. Si las desintegraciones se

producen en el volumen activo de un detector de partículas alfa, el número de conteos registrados por el detector en el intervalo de tiempo $[t_1, t_2]$ será igual al producto de la eficiencia de registro (S) (conteos/desintegraciones) por el número de desintegraciones que se producen en ese intervalo. A pesar de que los procesos de formación y desintegración radiactiva pueden ser expresados y calculados a partir de las ecuaciones de Bateman, es más conveniente el empleo de funciones con propiedades recursivas (Nyblom and Samuelsson [26]) ya que ellas proporcionan de forma concisa y exacta estos procesos, son menos laboriosas que las ecuaciones de Bateman y se adaptan con facilidad a la programación en lenguajes sencillos como el QBasic.

A.0.2. Definición y uso de funciones recursivas

Si se define una función E_{ij} como sigue:

$$E_{i,j} = \begin{cases} e^{-\lambda_i t}, & i=j \\ \frac{E_{i,j-1}(t) - E_{i+1,j}(t)}{\lambda_j - \lambda_i}, & i < j \end{cases} \quad (\text{A.8})$$

por medio de ellas se puede expresar la evolución temporal de las actividades de una cadena de desintegración que esté inicialmente vacía, excepto para la actividad del núcleo madre A_1^0 . Las actividades de las hijas en un tiempo t serán:

$$\begin{aligned} A_1(t) &= A_1^0 E_{1,1}(t) \\ A_2(t) &= A_1^0 \lambda_2 E_{1,2}(t) \\ &\dots \\ A_n(t) &= A_1^0 \lambda_2 \lambda_3 \dots \lambda_n E_{1,n}(t) \end{aligned} \quad (\text{A.9})$$

A partir de la integral temporal simple de las funciones E se obtiene la función F, cuyo sentido físico es describir el comportamiento temporal de las cadenas de desintegración establecidas por una fuente constante. Su definición es:

$$F_{i,j} = \begin{cases} \frac{1-e^{-\lambda_i t}}{\lambda_i}, & i=j \\ \frac{F_{i,j-1}(t)-F_{i+1,j}(t)}{\lambda_j-\lambda_i}, & i < j \end{cases} \quad (\text{A.10})$$

También son útiles las funciones diferencias, ya que describen la actividad acumulada (número de desintegraciones) dentro de un intervalo de tiempo. Las funciones diferencia tienen las mismas propiedades recursivas que las funciones básicas. Sus definiciones son:

$$\Delta E_{i,j}(t_1, t_2) = \begin{cases} e^{-\lambda_i t_2} - e^{-\lambda_i t_1}, & i = j \\ \frac{\Delta E_{i,j-1}(t) - \Delta E_{i+1,j}(t)}{\lambda_j - \lambda_i}, & i < j \end{cases} \quad (\text{A.11})$$

$$\Delta F_{i,j}(t_1, t_2) = \begin{cases} \frac{e^{-\lambda_i t_2} - e^{-\lambda_i t_1}}{(\lambda_i - \lambda_j)}, & i = j \\ \frac{\Delta F_{i,j-1}(t) - \Delta F_{i+1,j}(t)}{\lambda_j - \lambda_i}, & i < j \end{cases} \quad (\text{A.12})$$

A.0.3. Evaluación de la concentración de ^{222}Rn o ^{220}Rn en el aire del suelo

En lo adelante se presenta un método alternativo para evaluar simultáneamente las concentraciones de ^{222}Rn y ^{220}Rn en los poros del suelo, utilizando celdas Lucas y el equipo Pylon AB-5 en régimen cuasi-continuo. La interpretación está basada en la simulación de la variación temporal de la concentración de los gases radioactivos en la celda, mientras que por medio de funciones recursivas son calculados los conteos registrados. La comparación de las evoluciones temporales de los conteos registrados experimentalmente con las teóricas, permite calcular simultáneamente las concentraciones de ^{222}Rn y ^{220}Rn .

La determinación de ^{222}Rn en “grab samples” se realiza llenando la celda centelleante con el aire extraído del suelo, el cual se mantiene almacenado por lo menos entre 3 y 4 horas después del muestreo para permitir que los productos de desintegración del ^{222}Rn alcancen el equilibrio radioactivo, luego la celda es contada al acoplarla al fotomultiplicador por un tiempo de conteo de aproximadamente 400 minutos. La determinación del ^{220}Rn por este método es prácticamente imposible debido a su corto periodo de semidesintegración. Sin embargo, en el régimen de medición continuo las desintegraciones de los gases radioactivos y sus productos de desintegración son detectadas en forma continua y si la medición se hace inmediatamente luego de tomada la muestra y los intervalos de tiempo de medición son pequeños, en principio durante los primeros intervalos de tiempo se debe reflejar la presencia de ^{220}Rn de encontrarse en la muestra

gaseosa en cantidad apreciable. También es posible la detección de ^{220}Rn por el método de “grab samples” si la muestra se mide inmediatamente después de tomada (método cuasi-continuo).

A.0.4. Simulación del proceso de medición

Con el empleo de las funciones recursivas diferencias $\Delta F_{i,j}(t_1, t_2)$ se pueden predecir los conteos en el Equipo Pylon (registrados con una eficiencia S), a partir del número de desintegraciones que ocurren en la celda en el intervalo de tiempo $[t_1, t_2]$ debido a la actividad del gas radioactivo en la celda en el instante t. Este instante de tiempo marca la condición inicial de un proceso cíclico donde la escala temporal comienza desde cero en cada medición, como ocurre en los regímenes de medición continuo y de “grab sample” del Pylon con intervalos de medición $st = t_2 - t_1$.

Los conteos por minuto (cpm) registrados por el Pylon, debido a la actividad del gas radioactivo contenido en la Celda Lucas, en el intervalo de tiempo $[t_1, t_2]$ es:

$$C_1(t_1, t_2) = SA_g^*(t)\Delta F_{1,1}(t_1, t_2) \quad (\text{A.13})$$

donde A_g^* es la actividad del Radón o Torón en el volumen de la celda es la función diferencia que describe la actividad acumulada del núcleo madre (número de desintegraciones) en el intervalo de tiempo $[t_1, t_2]$.

En la desintegración de los gases radioactivos ^{220}Rn y ^{222}Rn se producen hijas alfa activas, las cuales van a contribuir con el conteo total acumulado en un intervalo de tiempo dado. Debido a que a la celda Lucas solo penetran los gases radioactivos, la formación y desintegración de sus hijas alfa activas en la celda contribuirán con los conteos totales registrados por el Pylon en el intervalo de tiempo $[t_1, t_2]$. En tal caso los conteos aportados serán:

$$C_2(t_1, t_2) = SA_g^*(t)\lambda_2[\Delta F_{1,2}(t_1, t_2) + \Delta F_{2,2}(t_1, t_2)] \quad (\text{A.14})$$

$$C_3(t_1, t_2) = SA_g^*(t)\lambda_2\lambda_3[\Delta F_{1,3}(t_1, t_2) + \Delta F_{2,3}(t_1, t_2) + \Delta F_{3,3}(t_1, t_2)] \quad (\text{A.15})$$

$$C_n(t_1, t_2) = SA_g^*(t)\lambda_2\lambda_3\dots\lambda_n[\Delta F_{1,n}(t_1, t_2) + \Delta F_{2,n}(t_1, t_2) + \dots + \Delta F_{n,n}(t_1, t_2)] \quad (\text{A.16})$$

Si se tienen en cuenta los aportes de n hijas, el número total de conteos en la unidad de tiempo será entonces:

$$C_{c,w}(t_1, t_2) = \sum_{i=1}^n C_i(t_1, t_2) \quad (\text{A.17})$$

De esta manera, los conteos producidos por la desintegración de cada uno de los gases radioactivos y sus hijas en la celda Lucas en el intervalo de tiempo $[t_1, t_2]$ están dados por:

$$C_{c,w}(t_1, t_2) = SA_{1,w} \prod_{k=2}^n \lambda_k \left(\sum_{j=1}^n \sum_{i=j}^1 \Delta F_{i,j}(t_1, t_2) \right) \quad (\text{A.18})$$

donde A_1^w es la concentración volumétrica del ^{220}Rn o del ^{222}Rn en los poros del suelo al comenzar su medición con el Pylon y en consecuencia los conteos totales registrados por el Pylon serán:

$$C_{tot} = \sum_{w=1}^2 C_{c,w}(t_1, t_2) \quad (\text{A.19})$$

A.0.5. Consideraciones sobre el proceso de desintegración y condiciones experimentales de medición para la simulación y elaboración de los algoritmos de cálculo

Los gases radioactivos ^{220}Rn y ^{222}Rn y sus productos de desintegración de vida corta emiten radiaciones α , β y γ durante los procesos de desintegración. Sus principales diagramas de desintegración se muestran en la Figura 1. A los primeros cinco productos de desintegración del ^{222}Rn se les denomina hija de vida corta, ya que sus periodos de semidesintegración son menores que 30 minutos. Los radionúclidos que le siguen son más estables por tener mayor vida media pudiéndose simplificar sus progenies hasta el quinto radionúclido. Las progenies del ^{220}Rn también llegan hasta el quinto radionúclido, pero en este caso el que le sigue ya es estable. Debido a que el aire es filtrado antes de entrar

en la celda Lucas, de los componentes radioactivos presentes en el aire solo penetran las moléculas de ^{220}Rn y ^{222}Rn y serán registradas las partículas α de estos gases radioactivos y las generadas por sus hijas en un intervalo de tiempo de un minuto.

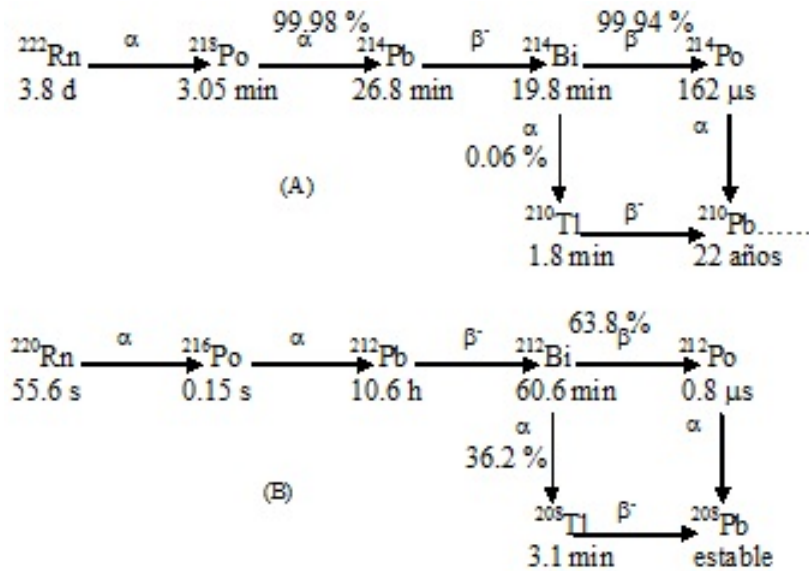


Figura A.1: Principales diagramas de desintegración del ^{222}Rn (A) ^{220}Rn (B) y sus productos de desintegración..

Aunque el programa confeccionado tiene en cuenta la formación y desintegración de todas las hijas de los gases radioactivos (lo cual es imprescindible para que se forme la serie), para el cálculo de los aportes individuales al conteo total solo se consideraron las hijas alfa emisoras que presenten mayor probabilidad de formación en el relativo corto tiempo de recuento. De las hijas del ^{222}Rn se tuvieron en cuenta los radionúclidos ^{218}Po , ^{214}Bi y ^{214}Po . Se consideró que casi todo el ^{214}Bi (99.94 %) pasa por desintegración β^- a ^{214}Po y solamente un 0.06 % produce partículas β^- para formar al ^{210}Tl . Como la vida media del ^{214}Po es muy corta (162 μs), el equilibrio radioactivo entre el ^{214}Bi y el ^{214}Po se produce casi instantáneamente y prácticamente el ^{214}Bi emite simultáneamente una partícula α y una β y se desintegra inmediatamente a ^{210}Pb . En el caso del ^{220}Rn se contemplaron el ^{216}Po , el ^{212}Bi (considerándose que el 36.2 % de este último pasa por emisión alfa a ^{208}Tl , mientras que el resto pasa por desintegración β^- a ^{212}Po) y el ^{212}Po . La vida media del último núclido es muy corta (0.8 μs) y en consecuencia el equilibrio radioactivo entre el ^{212}Bi y el ^{212}Po se produce casi instantáneamente, pudiéndose decir que el 63.8 % de los núcleos de ^{212}Bi emiten simultáneamente partículas

α y β , desintegrándose inmediatamente a ^{208}Pb . Al simular los conteos registrados en régimen de “grab samples”, los cálculos demuestran que los radionúclidos ^{212}Bi , ^{212}Po y ^{214}Bi contribuyen muy poco a los conteos totales. Para las simulaciones se tuvo en cuenta el régimen cuasi-continuo establecido para las mediciones experimentales, el cual consistió en 9 mediciones, cada una de 1 minuto, de manera tal que las dos primeras se realizaron con la bomba interna del Pylon succionando aire del suelo desde una profundidad de 60 cm. Los conteos debidos al Radón se obtienen del promedio de los últimos tres valores de conteos netos (conteos totales menos los conteos debidos al fondo de la celda), mientras que los conteos debidos al Torón corresponden al valor obtenido en el primer o segundo minuto.

El Pylon AB-5 fue calibrado por intercomparación en una cámara de ^{222}Rn de la EPA-Narel (Montgomery, Alabama, USA), obteniéndose una eficiencia de registro de 0.028 conteos/desintegración.

En las siguientes figuras se presentan los resultados obtenidos por simulaciones para concentraciones iniciales de Radón y Torón de 10 y 1000 Bq/m^3 (A), 1000 y 1000 Bq/m^3 (B) y 1000 y 10 Bq/m^3 (C), respectivamente (las barras de error son al 10%).

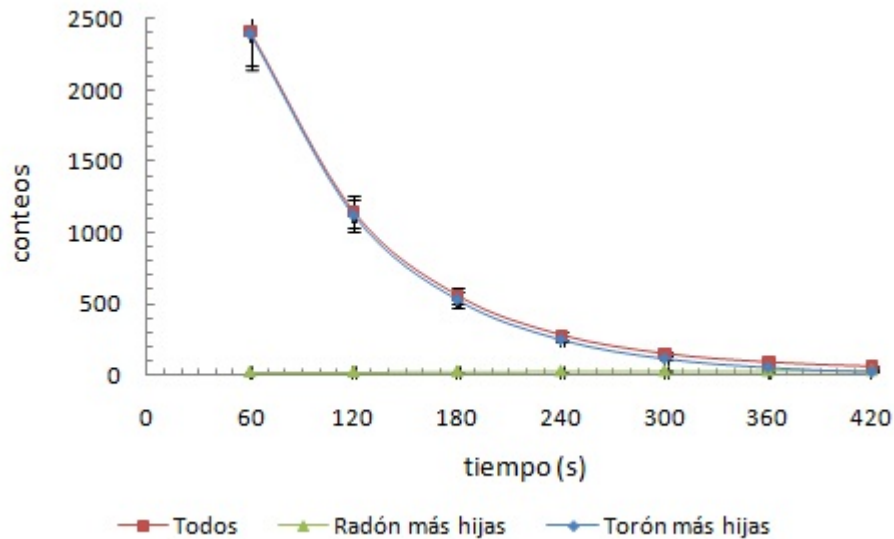


Figura A.2: (A)

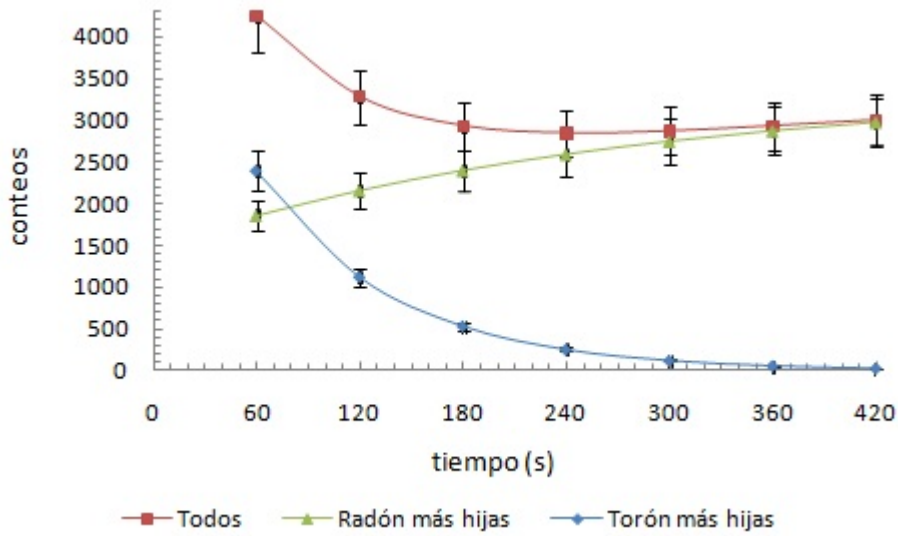


Figura A.3: (B)

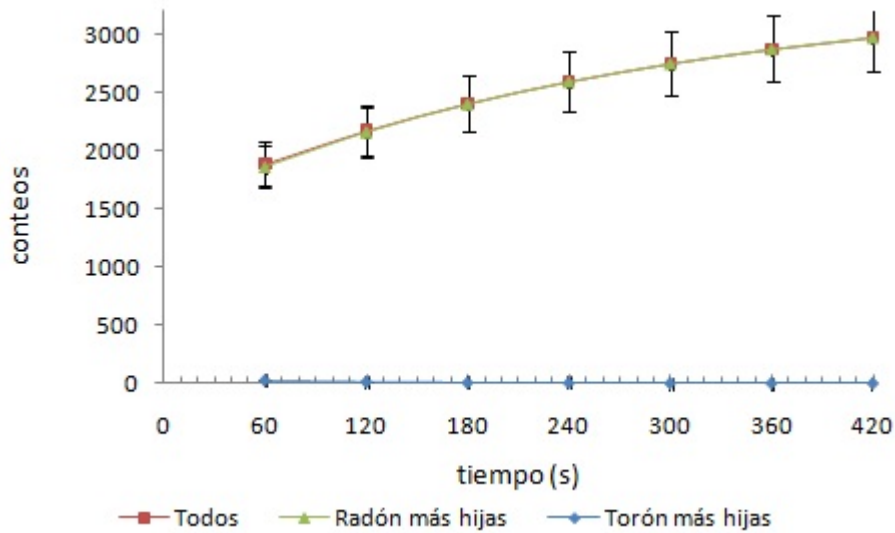


Figura A.4: (C)

Como se puede observar de las figuras anteriores, con un error de un 10 % se puede asegurar que el promedio de las últimas tres mediciones de los conteos netos corresponden a los conteos correspondientes al ^{222}Rn independientemente de la relación entre las concentraciones de Radón y Torón. Este hecho se debe a que la vida media del

Torón (56 s) es muy pequeña por lo que al transcurrir un tiempo de aproximadamente $(6-7)\tau_{1/2}$ (≈ 360 s) prácticamente todo se ha desintegrado. Sin embargo, el valor más alto obtenido en el primer minuto corresponde a los conteos del Torón solo en el caso de que la concentración de éste sea mucho mayor que la del Radón.

A través de las mediciones realizadas con el Pylon es posible distinguir la procedencia del radón (del uranio o del torio), efectuando varios conteos sucesivos. Si el número de cuentas se mantiene o se incrementa, el isótopo dominante del radón es el ^{222}Rn . Si por el contrario, el número de cuentas disminuye, entonces predomina el ^{220}Rn . Teniendo en cuenta las contribuciones del ^{222}Rn (y su progenie) y del ^{220}Rn (y su progenie) a las cuentas netas totales en la medición del primer minuto (N_i), y en el promedio de las últimas tres mediciones (N_f), se obtuvieron dos ecuaciones donde quedaron como incógnitas las concentraciones de ^{222}Rn y ^{220}Rn . Su solución demostró que independientemente de los valores de concentraciones de ambos isótopos del Radón en los poros del suelo, estas se pueden calcular a partir de las siguientes expresiones:

$$^{222}\text{Rn} = \frac{N_i - 0,6489N_f}{0,0293} \quad (\text{A.20})$$

$$^{222}\text{Rn} = \frac{N_f - 0,0282N_i}{0,0352} \quad (\text{A.21})$$

A.0.6. Comprobación experimental

En la siguiente Figura se presenta una de los resultados de las mediciones realizadas durante los trabajos de campo y representa la dependencia típica del número de conteos registrados por el Pylon. Durante los dos primeros minutos estuvo funcionando la bomba interna del Pylon para asegurar que hubiera pasado por la celda todo el aire contenido en los tubos y filtros y quedara llena con el aire de los poros del suelo.

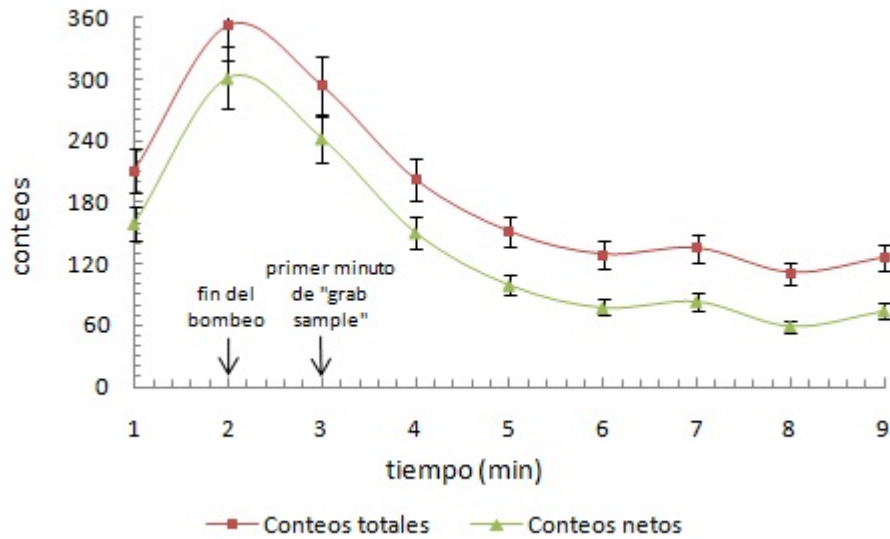


Figura A.5: Dependencia temporal del número de cuentas registradas por el Pylon AB-5 en una medición de campo

Aplicando las ecuaciones (B.20) y (B.21) se determinaron las concentraciones de ^{222}Rn y ^{220}Rn en la celda Lucas, obteniéndose los valores de 1862 Bq/m^3 y 6660 Bq/m^3 , respectivamente, quedando entonces la relación Radón/Torón igual a 0,28. Se introdujeron esos valores en el programa confeccionado y se obtuvieron las contribuciones del ^{222}Rn y ^{220}Rn y sus progenies a los conteos simulados. En la Figura se presentan los resultados obtenidos, donde para la comparación se muestran además los resultados experimentales. Como se puede observar la metodología desarrollada describe adecuadamente los resultados experimentales, por lo que es posible utilizar este simple método en mediciones de rutina para calcular las concentraciones de Radón y Torón en los poros del suelo.

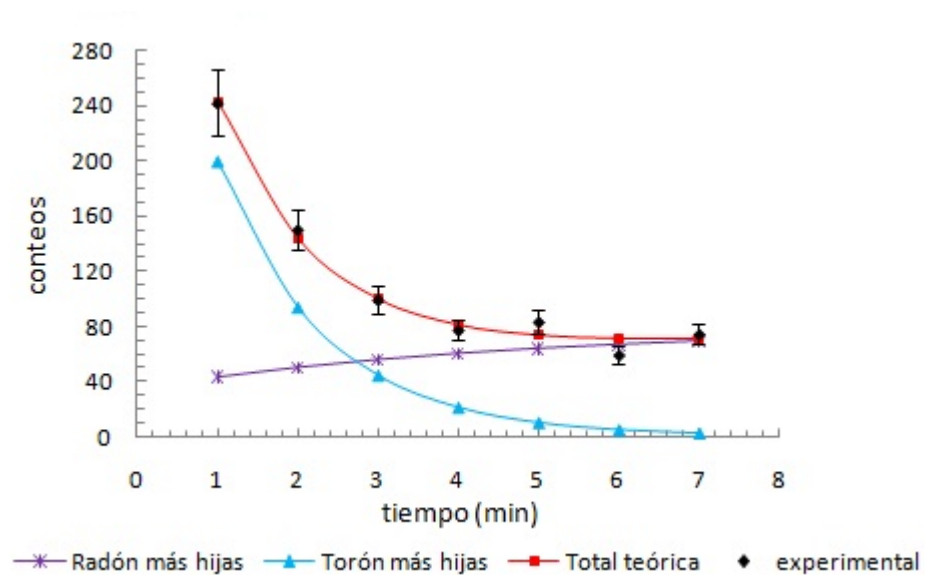


Figura A.6: Resultado experimental y simulados

Apéndice B

Valores geo-referenciados ^{40}K , ^{214}Bi y ^{208}Tl

Valores geo-referenciados ^{40}K , ^{214}Bi , ^{208}Tl					
Punto	Este	Norte	^{40}K	^{214}Bi	^{208}Tl
BRV10001	352688,63	1003836,04	598	47	752
BRV100010	353435,39	1002835,97	2750	26	1327
BRV100011	353181,43	1002837,09	1921	66	1620
BRV100012	352935,93	1002838	1095	87	816
BRV100013	352684,93	1002835,23	630	38	503
BRV100014	352682,21	1003089,6	536	30	593
BRV100015	352683,12	1003336,57	703	63	786
BRV100016	352685,88	1003589,07	553	15	697
BRV10002	352930,47	1003840,68	504	84	657
BRV10003	353181,45	1003839,76	601	25	710
BRV10004	353434,26	1003838,83	1083	124	1843
BRV10005	353681,57	1003836,08	1330	68	1446
BRV10006	353736,92	1003606,46	3349	164	2160
BRV15001	352465,9	1004046,98	911	48	680
BRV150015	353338,1	1002596,91	1211	29	859
BRV150016	353185,99	1002584,57	1903	115	1577
BRV150017	352935,01	1002585,49	1251	39	1012
BRV150018	352684,01	1002584,57	1064	64	935
BRV150019	352438,52	1002585,48	658	21	634
BRV15002	352684,04	1004081,2	710	65	793
BRV150020	352433,93	1002832,47	797	44	642
BRV150021	352434,86	1003083,14	594	53	668
BRV150022	352435,77	1003330,11	702	0	633
BRV150023	352434,87	1003582,63	487	5	597
BRV15003	352931,35	1004080,28	509	27	725

Tabla B.1: Datos obtenidos en campo para los radionúclidos ^{40}K , ^{214}Bi , ^{208}Tl .

Punto	Este	Norte	^{40}K	^{214}Bi	^{208}Tl
BRV15004	353182,35	1004083,05	842	67	1079
BRV15005	353437	1004083,95	606	52	770
BRV15006	353684,32	1004084,89	430	73	900
BRV15007	353935,3	1004083,97	1223	38	610
BRV15008	353928,89	1003835,17	1507	52	1173
BRV5001	352930,74	1003581,71	663	14	751
BRV5002	353202,06	1003558,37	481	59	535
BRV5003	353440,66	1003586,29	585	22	519
BRV5004	353441,57	1003333,78	2088	32	1126
BRV5005	353398,62	1003112,76	3029	7	1212
BRV5006	353193,32	1003082,18	1234	28	735
BRV5007	352928,31	1003091,03	703	58	552
BRV5008	352933,57	1003333,26	767	29	690
EG10005	349030,16	1002605,85	1559	63	2014
EG10006	349029,38	1002357,37	439	108	857
EG10007	349024,01	1002107,55	405	67	949
EG10008	349031,13	1001855,59	303	70	842
EG10009	349027,35	1001607,99	399	46	913
EG150010	349277,03	1002104,24	592	174	1700
EG150011	349278,68	1001852,1	734	114	1286
EG150012	349279,33	1001604,44	338	39	727
EG150014	349029,15	1001353,13	1227	224	3417
EG15007	349275,4	1002850,01	1198	81	942
EG15008	349275,68	1002603,79	1037	67	826
EG15009	349279,21	1002354,01	527	50	866
F1	349466	1003835	1094	49	834
F2	349487	1003575	1104	94	1172
F3	349528	1003356	639	32	1037
F4	349533	1003015	521	19	991
NCV1410005	348931,51	1003566,33	812	66	1275
NCV1410006	348927	1003323	505	36	834
NCV1410007	348976	1003059	998	155	1804
NCV1410008	348930,53	1002815,93	1128	167	1693
NCV14150010	349178,4	1003067,45	1027	41	1064
NCV1415006	348932,62	1003811,57	740	124	1290
NCV1415007	349184,25	1003812,82	770	65	1212
NCV1415009	349179,24	1003313,59	1105	96	1940
NCV1420004	349431,14	1003064,72	1146	29	1086
NCV1420005	349430,56	1002814,72	917	96	924
NCV1420006	349431,27	1002564,53	572	66	900

Tabla B.2: Datos obtenidos en campo para los radionúclidos ^{40}K , ^{214}Bi , ^{208}Tl .

Punto	Este	Norte	^{40}K	^{214}Bi	^{208}Tl
NCV1420007	349431,17	1002314,84	727	14	1106
NCV1420008	349430,65	1002064,83	703	0	1212
NCV2410009	348969,85	1003961,9	799	13	1552
NCV24150012	349222,02	1003956,45	759	75	1472
NCV2415006	348969	1005209	625	27	598
NCV2415007	349219	1005210	676	57	1084
NCV29100010	349561,49	1004330,25	561	30	561
NCV29100011	349307	1004328	740	50	1125
NCV29100012	349068,13	1004340,61	1144	56	1449
NCV2910003	349319,27	1005338,46	1477	148	1323
NCV2910004	349545	1005357	1556	98	1342
NCV2910005	349814,16	1005343,52	2302	87	2412
NCV2910006	349826	1005087	1144	67	1134
NCV2910007	349820,13	1004839,16	906	65	895
NCV2910008	349819	1004591	742	25	752
NCV2910009	349818	1004341	1176	53	1081
NCV29150010	350066,68	1004838,76	1626	34	798
NCV29150015	349567	1004088	1098	38	1646
NCV29150016	349339	1004118	1066	52	1412
NCV2915005	349621	1005591	1637	28	1010
NCV2915006	349814,02	1005585,17	3583	66	2204
NCV2915007	350064,79	1005585,7	1299	71	918
NCV2915008	350065,33	1005336,55	1012	16	784
NCV2915009	350066,4	1005087,19	1148	84	780
NCV295001	349075	1005090	655	57	1512
NCV295002	349325	1005089	817	103	1550
NCV295003	349590	1005125	1368	123	1933
NCV295004	349574	1004839	962	41	795
NCV295005	349573	1004589	1749	91	1725
NCV295006	349333	1004589	1623	127	2679
NCV295007	349077	1004589	908	123	1496
NCV295008	349076	1004834	1544	59	1505
PA100010	350990,65	1003002,65	1732	76	948
PA100011	350740,61	1003002,65	2348	2	1657
PA100012	350490,7	1003002,66	1049	66	1022
PA100013	350240,69	1003002,61	976	29	1039
PA100014	350240,63	1003252,58	546	77	751
PA100015	350240,64	1003502,69	1356	105	1818
PA100016	350240,63	1003752,61	1513	23	1017
PA10002	350490,66	1004002,62	887	19	864

Tabla B.3: Datos obtenidos en campo para los radionúclidos ^{40}K , ^{214}Bi , ^{208}Tl .

Punto	Este	Norte	^{40}K	^{214}Bi	^{208}Tl
PA10003	350739,83	1003997,13	1620	126	1771
PA10004	350990,65	1004002,58	1332	144	1664
PA10005	351240,68	1003999,89	1627	113	1501
PA10006	351239,22	1003751,25	1300	70	966
PA10008	351240,6	1003252,68	1430	55	947
PA10009	351240,65	1003002,61	1235	54	1047
PA150010	351490,65	1003499,37	1475	46	1117
PA150012	351490,61	1002999,38	778	28	728
PA150013	351491,59	1002747	1130	25	820
PA150017	350489,88	1002748,54	431	44	838
PA150018	350252,01	1002750,91	495	39	901
PA150019	349989,81	1002747,67	327	78	707
PA150020	349990,7	1002999,33	528	61	759
PA150021	349990,58	1003249,33	806	90	1035
PA150022	349990,66	1003499,36	1098	22	895
PA150023	349991,38	1003743,59	1655	24	1361
PA15006	351239	1004249	1263	86	893
PA15007	351488,79	1004250,91	1266	79	1611
PA15008	351490,66	1003999,35	1695	87	1573
PA15009	351490,6	1003749,35	1384	95	978
PA5001	350493,72	1003746,27	1155	70	974
PA5002	350748,19	1003744,59	680	36	609
PA5003	350999,38	1003747,18	1182	50	965
PA5005	350999,73	1003245,13	1628	94	990
PA5006	350748,66	1003250,72	1166	38	727
PA5007	350496,96	1003250,59	598	27	952
PA5008	350498,62	1003500,78	1994	94	2899
PA20007	350500,6	1002500,83	850	53	1041
PA20008	350250,87	1002500,76	522	68	1109
PA20009	350000,74	1002500,25	846	69	865
PA200010	349750,78	1002500,98	717	43	1253
PA200012	349750,77	1003000,35	639	129	1050
PA25009	350500,59	1002250,99	897	23	1074
PA250010	350251,1	1002250,23	968	58	996
PA250011	349979,85	1002257	773	80	991
PASFG10001	349862	1004477	1064	18	1046
PASFG100013	349863,03	1003491,3	1019	45	782
PASFG100014	349863,01	1003741,26	1147	44	949
PASFG100015	349863,61	1003991,75	1459	64	1145
PASFG100016	349840	1004258	1290	101	1237

Tabla B.4: Datos obtenidos en campo para los radionúclidos ^{40}K , ^{214}Bi , ^{208}Tl .

Punto	Este	Norte	^{40}K	^{214}Bi	^{208}Tl
PASFG10002	350114	1004509	1949	79	1334
PASFG10003	350361	1004493	1654	64	1017
PASFG10004	350645	1004476	1203	30	748
PASFG10005	350862	1004491	1384	91	937
PASFG10006	350864	1004240	603	77	800
PASFG15001	349613	1004741	1509	60	1017
PASFG150018	349854	1003238	808	63	745
PASFG150019	349611,91	1003236,43	783	81	1207
PASFG15002	349862,39	1004735,81	758	38	815
PASFG150020	349610,43	1003488,18	1156	83	1415
PASFG150021	349614,55	1003740,18	1705	57	1699
PASFG150022	349613,75	1003986,66	924	70	1183
PASFG150023	349588,29	1004240,05	1166	87	945
PASFG150024	349617,04	1004502,43	1368	166	1668
PASFG15003	350111,83	1004736,41	918	74	819
PASFG15004	350362	1004738	1319	27	1063
PASFG15005	350613	1004737	1349	42	785
PASFG15006	349768	1005603	1135	190	1564
PASFG15007	351113	1004739	878	108	1115
PASFG15008	351113	1004487	485	83	757
PASFG15009	351113	1004239	1145	61	1087
PASFG5001	350171	1004203	1106	91	1076
PASFG5002	350372	1004240	1167	95	848
PASFG5003	350623	1004239	1244	70	927
PASFG5008	350128	1003960	2556	21	1312
SG100010	351764,79	1002219,34	1145	57	856
SG100011	351515,62	1002218,43	1128	0	818
SG100012	351266,45	1002217,51	1867	70	1120
SG100013	351015,46	1002218,44	1892	24	1118
SG100014	351016,39	1002467,26	833	8	534
SG100015	351017,33	1002719,77	922	34	869
SG10004	351766,66	1003218,32	847	46	523
SG10005	352017,66	1003219,23	932	63	722
SG10006	352014,9	1002968,57	964	32	650
SG10007	352015,79	1002716,06	639	12	504
SG10008	352016,7	1002467,23	839	36	666
SG10009	352015,78	1002218,41	1002	32	575
SG15001	350767,5	1003464,91	1050	0	620
SG150010	352266,78	1002715,13	586	15	503
SG150011	352266,8	1002463,36	791	8	596

Tabla B.5: Datos obtenidos en campo para los radionúclidos ^{40}K , ^{214}Bi , ^{208}Tl .

Punto	Este	Norte	^{40}K	^{214}Bi	^{208}Tl
SG150012	352269,08	1002212,49	1553	10	1144
SG150013	352266,43	1001963,51	2310	49	1945
SG150014	352016,78	1001963,59	3080	130	2628
SG150015	351767,4	1001963,35	3333	40	1487
SG150016	351517,12	1001965,08	1723	103	1174
SG150017	351267,63	1001963,79	1879	101	2466
SG150018	351017,07	1001964,54	1728	89	2343
SG150019	350767,36	1001964,91	1683	102	1766
SG15002	351017,39	1003464,89	1502	54	1088
SG150020	350765,78	1002213,84	1124	56	806
SG150021	350765,45	1002464,43	1387	27	1267
SG15003	351266,2	1003461,08	1664	71	1031
SG15005	351764,56	1003465,67	1044	91	837
SG15006	352018,57	1003464,36	917	78	611
SG15007	352265,89	1003465,29	921	44	853
SG15008	352266,8	1003214,62	1073	48	697
SG15009	352265,88	1002965,8	694	19	702
SG5003	351774,89	1002965,78	1326	108	851
SG5004	351775,79	1002715,11	1213	73	851
SG5005	351774,86	1002464,44	507	55	587
SG5006	351523,87	1002465,38	1057	27	617
SG5007	351274,7	1002464,46	1678	110	1515
SG5008	351275,64	1002716,97	1187	95	1068

Tabla B.6: Datos obtenidos en campo para los radionúclidos ^{40}K , ^{214}Bi , ^{208}Tl .