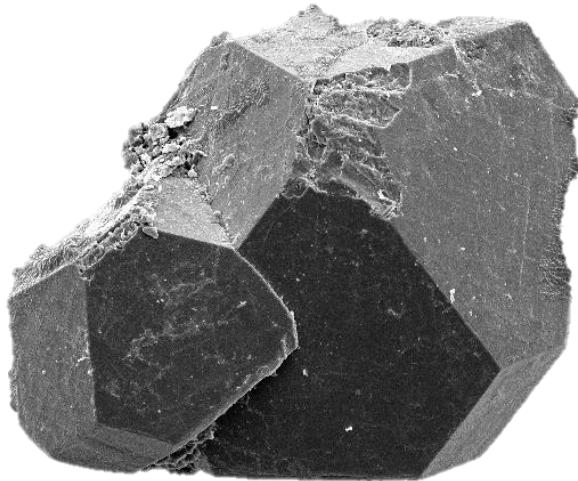




Trabajo Final de Grado de la Licenciatura en Geología

**Caracterización Geológica y Radiométrica de la Anomalía
Natural del SW de Illescas (Florida - Lavalleja): el Rol del
Circón y otros Minerales Accesorios Portadores de U-Th**



Autora: Bach. Yanet Balbuena Nuñez de Moraes

Orientadora: Dra. Elena Peel Canabal

Co-orientadora: Dra. Leda Sánchez Bettucci

Universidad de la República

Facultad de Ciencias

Instituto de Ciencias Geológicas

Montevideo, Uruguay

Octubre de 2025

Contenido

RESUMEN	III
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Objetivos.....	1
1.2. Información general del área de estudio	2
2. METODOLOGÍA DE TRABAJO Y MÉTODOS EMPLEADOS	7
2.1. Fases de trabajo y metodología	7
2.2. Métodos aplicados	11
2.2.1. Espectrometría gamma.....	12
2.2.2. Fluorescencia de rayos X.....	14
2.2.3. Concentración por gravedad	15
2.2.4. Concentración magnética	16
2.2.5. Microscopía Electrónica de Barrido	17
3. RADIOACTIVIDAD NATURAL.....	19
3.1. Fundamentos de la radioactividad natural	19
3.2. Antecedentes de estudios de radioactividad natural en Uruguay	24
3.3. Radioactividad aerotransportada del área de estudio.....	25
4. CONTEXTO GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO	27
5. GEOLOGÍA DEL ÁREA	32
6. RESULTADOS	48
6.1. Radiometría aerotransportada, terrestre y de laboratorio.....	48
6.2. Caracterización mineralógica	63
6.3. Caracterización litoquímica de las muestras analizadas	73
7. DISCUSIÓN	78
8. CONCLUSIONES	85
9. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	87
10. ANEXO I: TABLAS Y FIGURAS REFERENTES AL CAPÍTULO 6.....	92
11. ANEXO II: ANÁLISIS ESTADÍSTICO PARA LA REGRESIÓN LINEAL	98

Resumen

Relevamientos aerogeofísicos (2014-2015) y terrestres (2020) previos identificaron una anomalía radiométrica significativa de origen natural en las cercanías de la localidad de Illescas (Florida-Lavalleja, Uruguay). Este trabajo tuvo como objetivo caracterizar la distribución espacial y la naturaleza geológica de dicha anomalía, así como evaluar el potencial riesgo radiológico para la salud. Se implementó una metodología integrada que incluyó la correlación de datos de espectrometría gamma aerotransportada (SGL) y terrestre (DINAMIGE), complementada con análisis de laboratorio en muestras de suelo y roca. Las técnicas analíticas incluyeron espectrometría gamma (detector HPGe), fluorescencia de rayos X (FRX), petrografía de lámina delgada y microscopía electrónica de barrido (MEB-EDS).

Los resultados geológicos identifican la fuente de la anomalía como un granito álcali-feldespático milonítico. Geoquímicamente, la roca se clasifica como un granito peralcalino (índice Agpaítico $> 1,3$) de ambiente anorogénico, caracterizado por un fuerte enriquecimiento en elementos de alta intensidad de campo (HFSE) como Zr, Hf, Th, U y Ta. El análisis MEB-EDS confirmó que la radiactividad se concentra en minerales accesorios, principalmente circón (con alto contenido de Th, U, Hf) y columbita. Los datos radiométricos aéreos (máx. 467 nSv h $^{-1}$) y terrestres (máx. 5118 nSv h $^{-1}$) mostraron una fuerte correlación potencial ($R^2 = 0,825$).

Los análisis de laboratorio en la capa superficial del suelo (0-5 cm) arrojaron valores promedio de actividad específica de 472 Bq kg $^{-1}$ (^{226}Ra) y 455 Bq kg $^{-1}$ (^{232}Th), superando en más de diez veces los promedios mundiales reportados por UNSCEAR. La tasa de dosis absorbida promedio (515 nGy h $^{-1}$) y la actividad equivalente de radio promedio (1164 Bq kg $^{-1}$) exceden significativamente los límites de referencia internacionales. Aunque la dosis efectiva anual externa promedio (0,63 mSv a $^{-1}$) se encuentra por debajo del límite de 1 mSv a $^{-1}$ para el público general, se identificaron puntos de muestreo (muestras 2, 7 y 8) que superan este umbral. Se concluye que la anomalía es un fenómeno geológico natural asociado a un granito peralcalino anorogénico, cuyo enriquecimiento en minerales accesorios justifica los altos niveles de radiación.

1. Introducción

La radioactividad natural en la superficie terrestre es el resultado combinado de la radiación cósmica que alcanza la atmósfera y la radiación ionizante emitida por los radionucleidos presentes en la corteza terrestre, como los isótopos de ^{40}K , ^{238}U y ^{232}Th . Estos isótopos forman parte de minerales que constituyen diversos tipos de rocas, algunas de las cuales pueden concentrar altos niveles de radioactividad y abarcar amplias áreas habitadas.

En 2014 y 2015, Sander Geophysics Limited (SGL) realizó, en colaboración con la Dirección Nacional de Minería y Geología (DINAMIGE), un relevamiento aerogeofísico magnetométrico y espectrométrico de rayos gamma en el centro-sur de Uruguay. Este estudio reveló niveles significativos de radioactividad natural cerca de Illescas, una localidad en los departamentos de Florida y Lavalleja. Posteriormente, en 2020, DINAMIGE complementó este análisis mediante un relevamiento espectrométrico terrestre con un espectrómetro RS-230.

En Uruguay, los estudios sobre la radioactividad natural son escasos. Ante los indicios de altas concentraciones de isótopos radiactivos cerca de un área poblada, este trabajo tiene como objetivo analizar el fenómeno desde una perspectiva geológica y evaluar su posible impacto ambiental.

1.1 Objetivos

El objetivo general de este estudio es caracterizar la distribución espacial y la naturaleza geológica de las anomalías radiométricas en una región granítica en los alrededores de Illescas, y evaluar su potencial riesgo para la salud a partir de los niveles de radiación natural.

Objetivos específicos:

- Integrar y correlacionar los datos radiométricos terrestre y aerotransportados para identificar las diferencias y complementariedades entre ambas técnicas de medición.
- Establecer la relación entre las anomalías radiométricas y las unidades litológicas y estructuras geológicas (e. ej., zonas de cizalla) presentes en el área de estudio.
- Identificar los minerales portadores de elementos radiactivos (K, Th, U) y determinar su contribución relativa a las anomalías de rayos gamma.
- Evaluar los niveles de exposición potencial a la radiación natural para la población o el ambiente en las zonas anómalas, con el fin de identificar áreas de posible riesgo para la salud.

1.2 Información general del área de estudio

El área de estudio se encuentra en el Departamento de Florida, 10 kilómetros al oeste de la localidad de Illescas. Se accede a través de la Ruta N° 7 General Aparicio Saravia y la Ruta N° 41 (Figura 1).

La zona abarca aproximadamente 4 km² y cubre parcialmente las hojas topográficas H22 y G22 del Plan Cartográfico Nacional, a escala 1:50.000, del Instituto Geográfico Militar. Además, se encuentra enmarcada en una zona determinada como reserva minera por DINAMIGE (Figura 2).

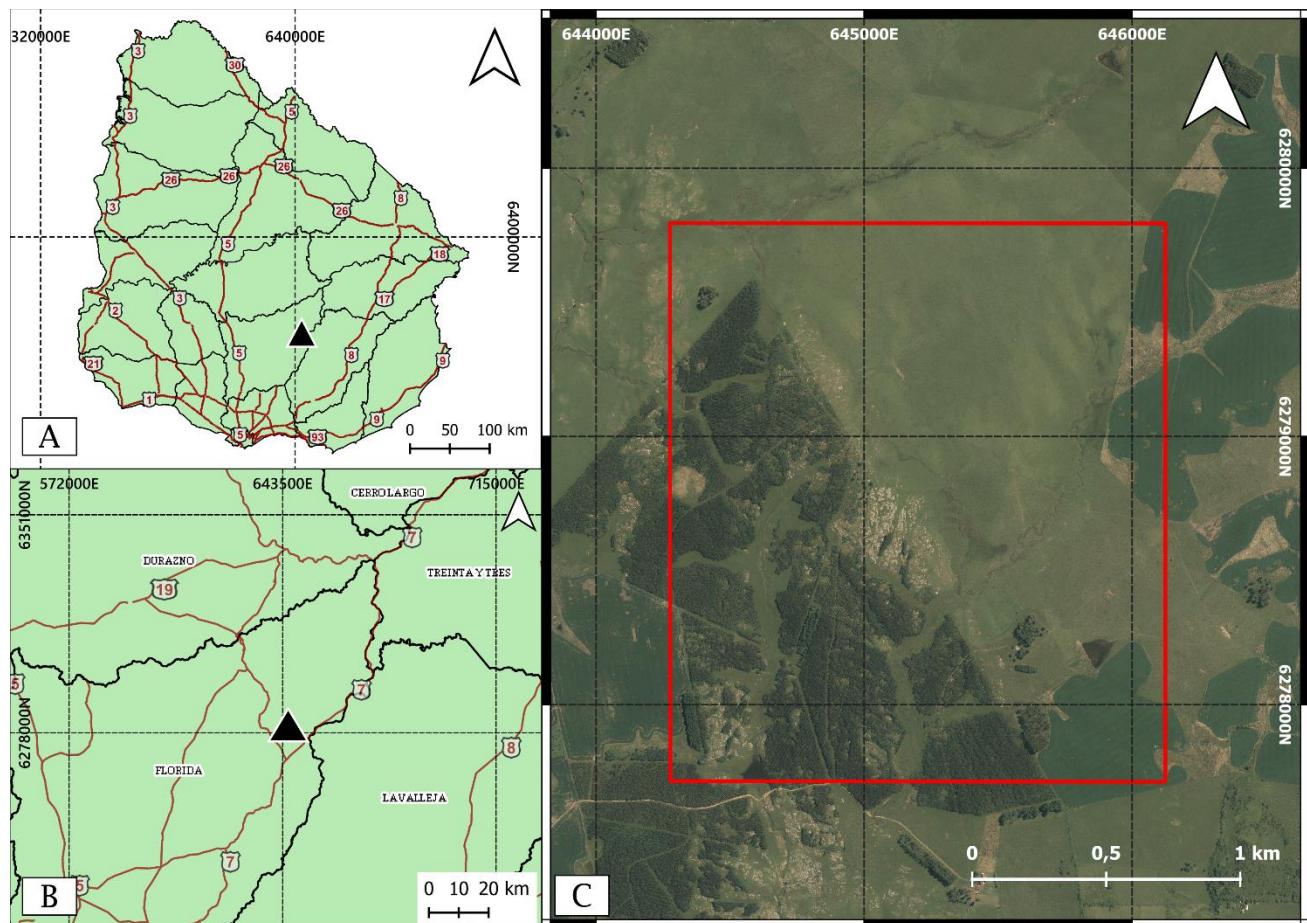


Figura 1: Localización del área de estudio utilizando geoservicios e imágenes satelitales de la IDE. A) Ubicación en Uruguay, B) Ubicación en el departamento correspondiente, y C) Imagen satelital detallada del área de estudio, incluyendo el afloramiento.

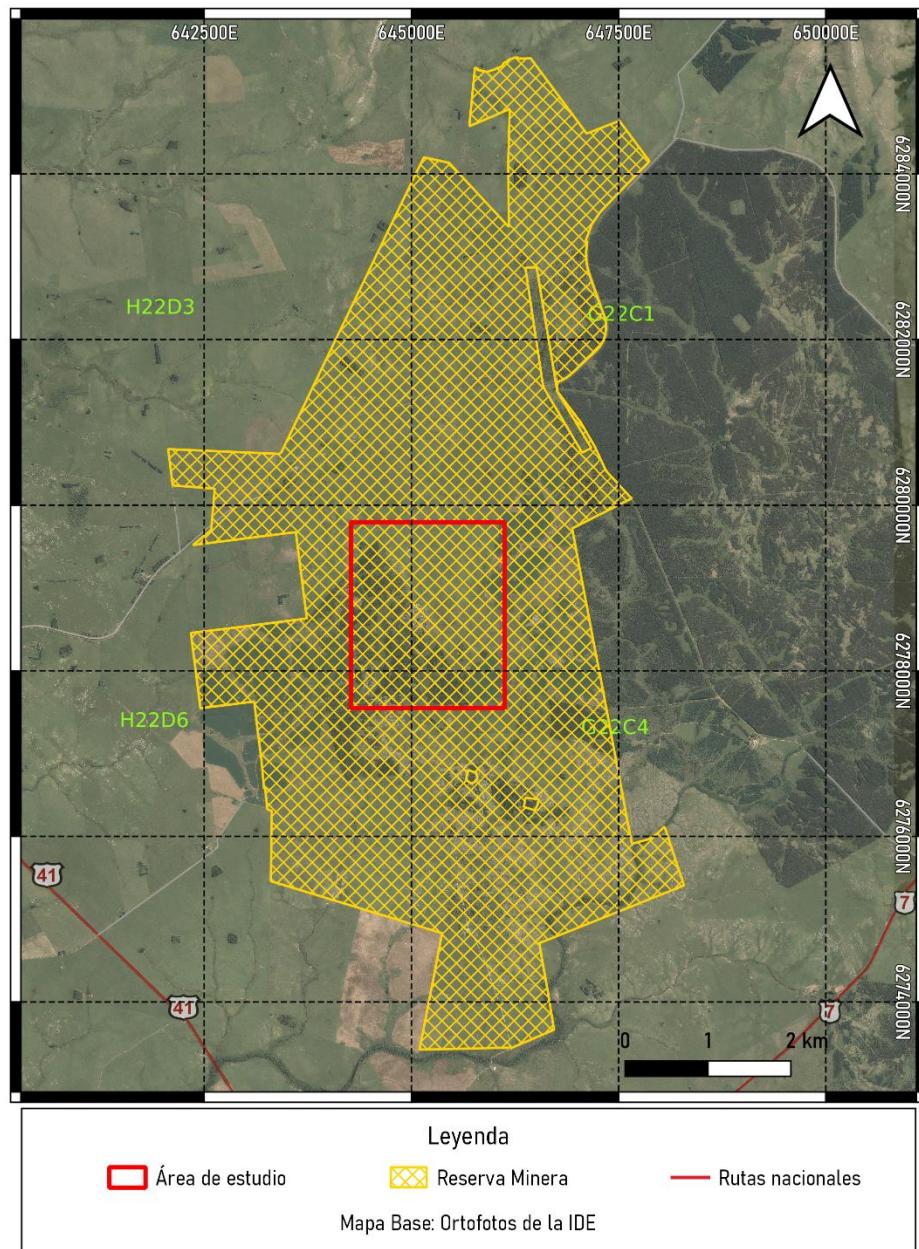


Figura 2: Ubicación del área de estudio dentro de la zona delimitada como reserva minera.

De acuerdo a los grupos de suelos establecidos por la Comisión Nacional de Estudio Agronómico de la Tierra (CONEAT) de Uruguay (MGAP, 2018), en la zona central del área de estudio, donde los afloramientos son más abundantes, predominan los Brunosoles¹ Subéutricos Háplicos. Asociados a éstos, se encuentran Brunosoles Subéutricos Típicos y Litosoles² Subéutricos Melánicos. Los Brunosoles (tanto Háplicos como

¹ Comprende suelos oscuros, con contenidos elevados de materia orgánica y en general de texturas medianas, por lo menos en los horizontes superficiales (Altamirano et al., 1976).

² Suelos Poco Desarrollados, que una vez mezclados los primeros 30 cm no presentan ningún horizonte diagnóstico subsuperficial y que poseen un contacto lítico a 30 cm o menos de profundidad y por encima un horizonte ócrico, melánico o úmbrico (Altamirano et al., 1976).

Típicos) se desarrollan entre los afloramientos de rocas, principalmente migmatitas y granitos intrusivos, mientras que los Litosoles aparecen cerca de los afloramientos o en las áreas más rocosas de la unidad (Figura 3).

Alrededor de la zona previamente descrita se encuentran Brunosoles Lúvicos³ y Argisoles⁴ Subéutricos Melánicos Abrúpticos. Los Brunosoles se desarrollan en laderas convexas o planas, mientras que los Argisoles se asocian con las áreas altas y más suaves de los interfluvios. El material parental está constituido por un delgado manto (a veces discontinuo) de sedimentos limo-arcillosos cuaternarios sobre la roca del basamento cristalino.

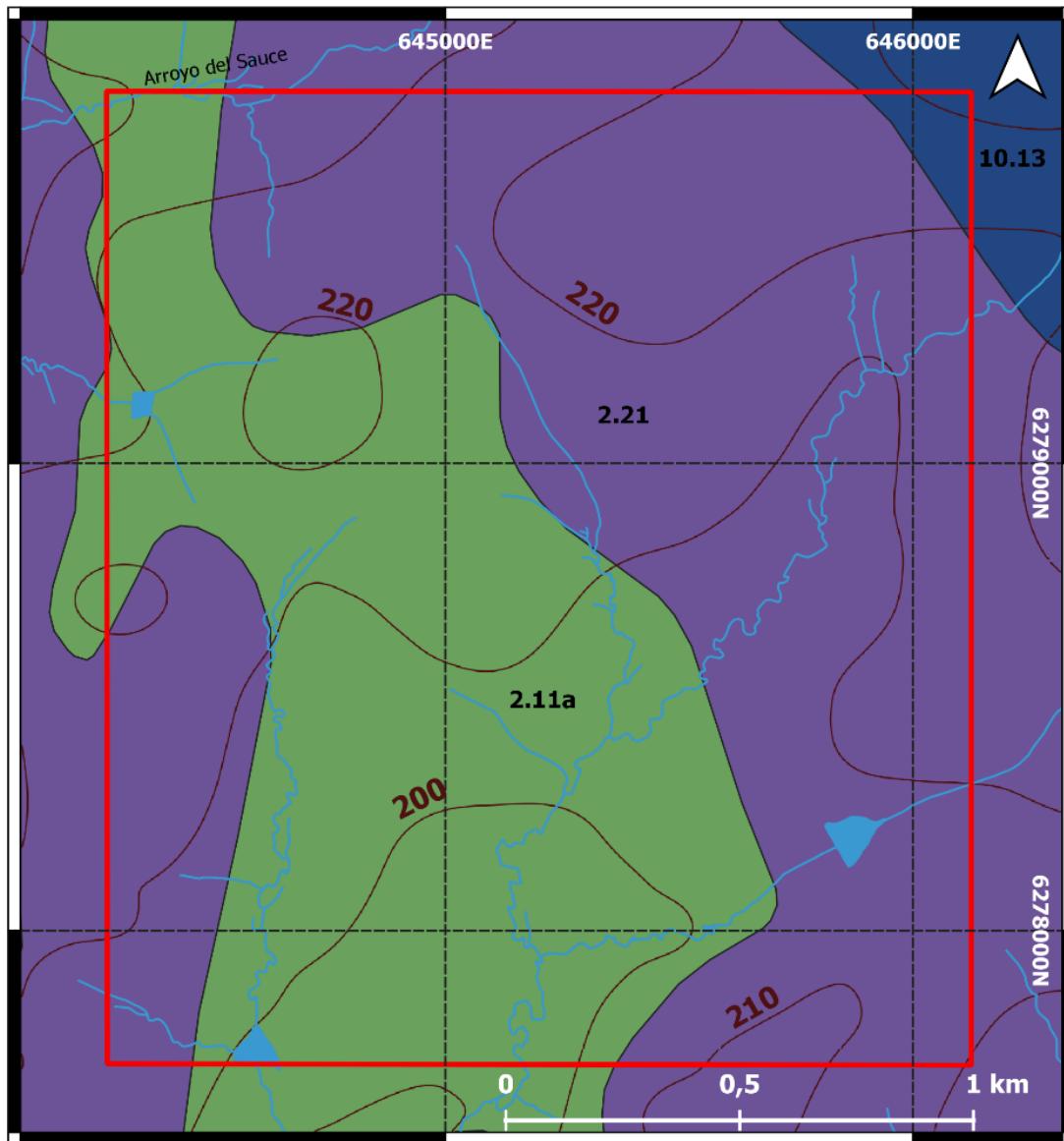
Finalmente, en el sector noreste del área delimitada para el estudio, se observa una pequeña porción donde predominan suelos Brunosoles Éutricos Lúvicos de color negro o pardo muy oscuro (Figura 3).

Los suelos de la zona son predominantemente utilizados en actividades forestales, agrícolas y ganaderas.

En cuanto a la hidrografía, al norte del área de estudio se encuentra el Arroyo del Sauce, mientras que en la mayor parte de esta área están presentes los tributarios del Arroyo Arrayán; el drenaje predominante es de tipo dendrítico (Figura 4). Además, las curvas de nivel ilustradas en la misma Figura 4 revelan la configuración del relieve, con pendientes que no superan el 5%.

³ Lúvico: suelo que, presentando un horizonte B iluvial, carece de un cambio textural abrupto (Altamirano et al., 1976).

⁴ Los Argisoles son suelos saturados lixiviados que cumplen con alguna de las siguientes características: carecen de horizonte álbico, presentan un horizonte álbico discontinuo, o poseen un horizonte álbico continuo con un espesor menor a 3 cm (Altamirano et al., 1976).



Referencias

- | | |
|--------------------|---|
| — Curvas de nivel | Grupo de suelos CONEAT |
| — Red hidrográfica | 10.13: Brunosoles Subéutricos Lúvicos |
| ■ Embalse | 2.11a: Brunosoles Subéutricos Háplicos |
| ■ Area de estudio | 2.21: Brunosoles Lúvicos y Argisoles Subéutricos Melánicos Abrúpticos |

Figura 3: Distribución de los suelos predominantes en el área de estudio, clasificados según los grupos CONEAT, con curvas de nivel y red hidrográfica modificadas a partir de datos de la IDE.

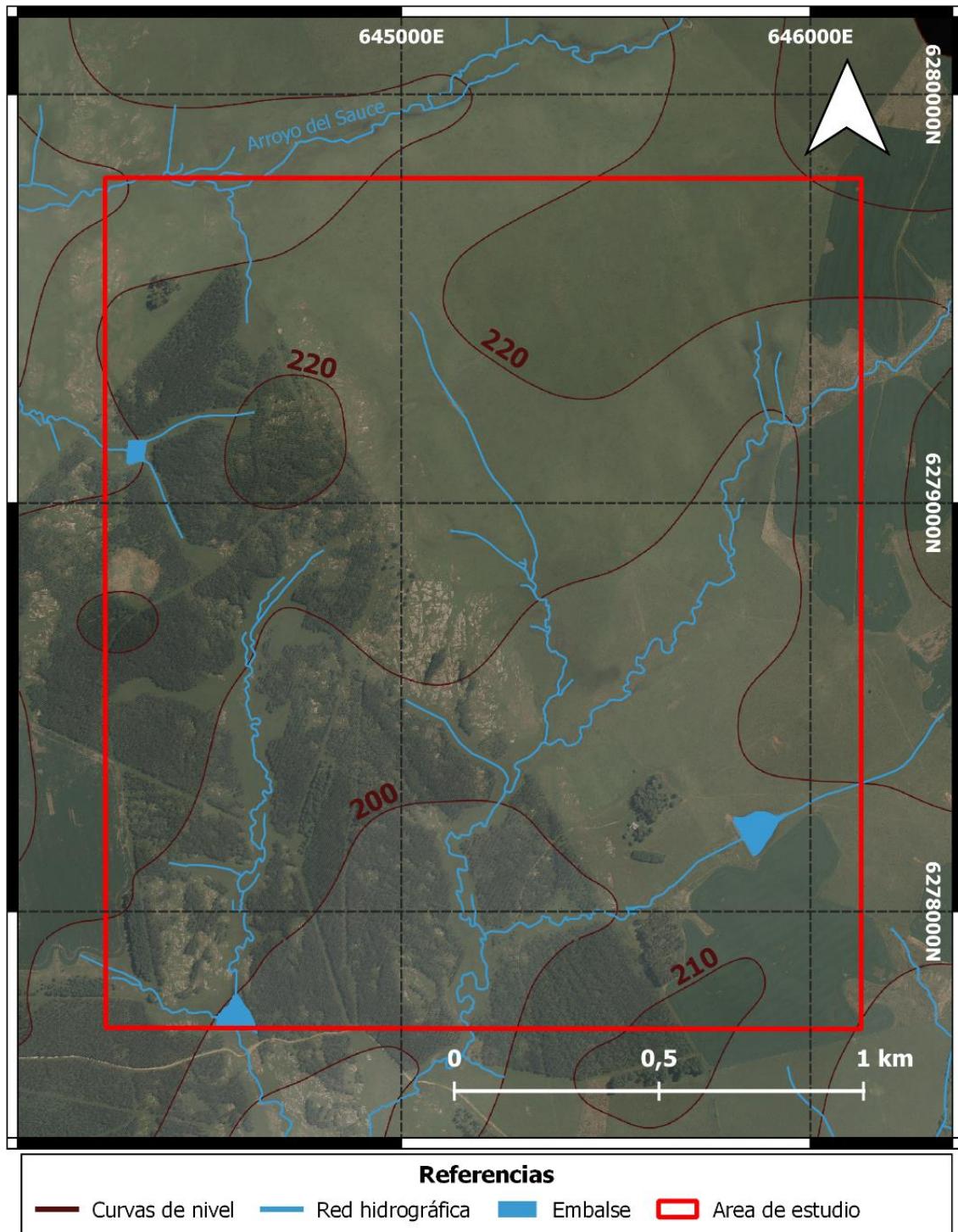


Figura 4: Red hidrográfica y curvas de nivel. Mapa base: modelo digital de elevación de DINAMIGE y Ortofotos de la IDE.

2. Metodología de trabajo y métodos empleados

En esta sección se describen las etapas seguidas para alcanzar los objetivos de este estudio, así como los métodos aplicados para su implementación.

2.1 Fases de trabajo y metodología

Este estudio se desarrolló en cuatro fases principales:

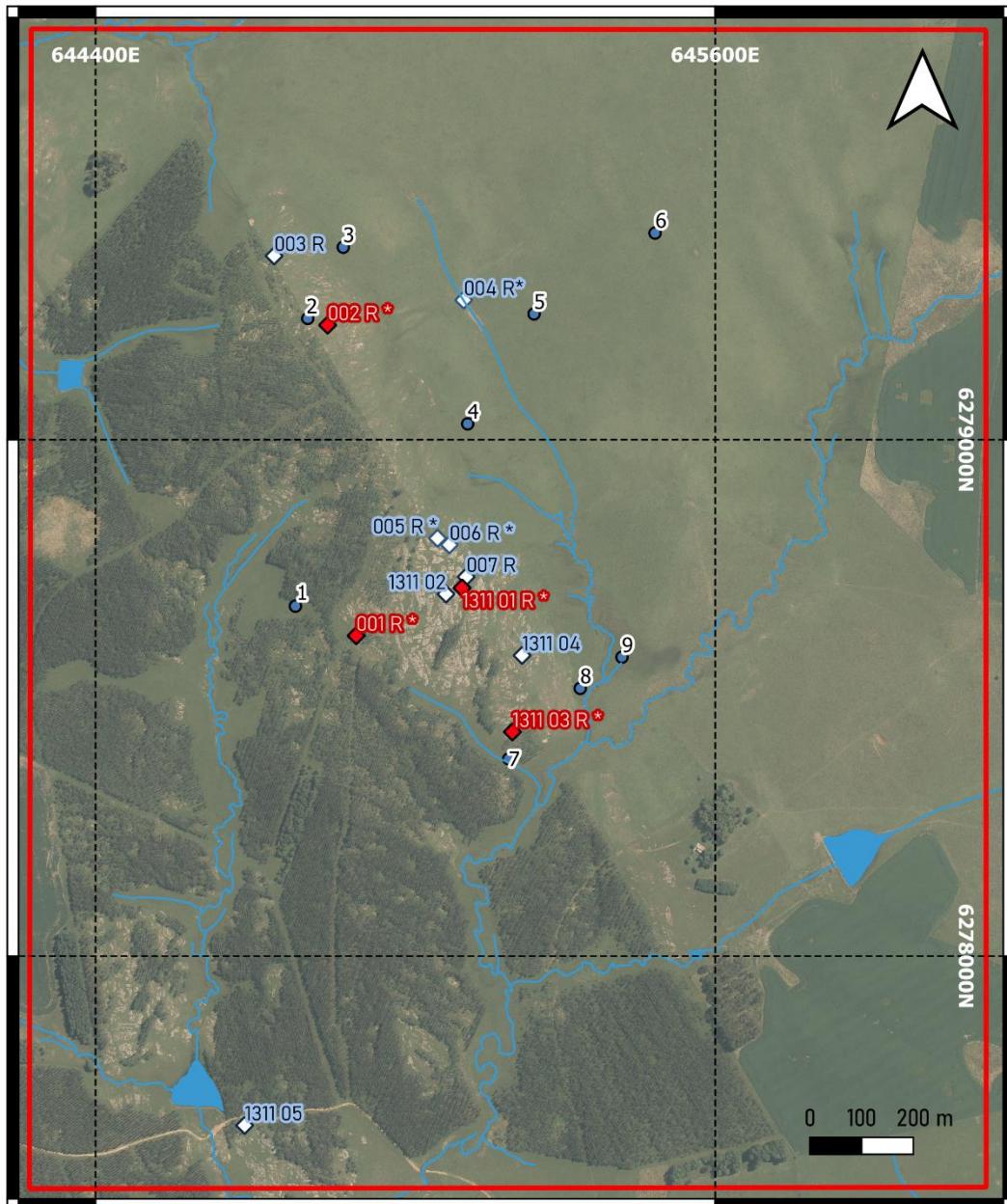
1. Tareas de gabinete

Esta fase incluyó la revisión de la bibliografía y antecedentes relevantes, así como de los datos de espectrometría gamma disponibles (aerotransportada y a nivel de suelo) y valores Th y U de circones de la litología estudiada. Con base en esta información, se identificaron y seleccionaron los puntos específicos para la recolección de muestras de suelo y roca, que posteriormente fueron procesadas y enviadas al laboratorio para su análisis.

2. Trabajo de campo

En esta fase, se llevaron a cabo dos salidas de campo. La primera tuvo como objetivo el reconocimiento del área de estudio y la recolección inicial de muestras de suelo y roca en los puntos seleccionados durante la etapa de gabinete. La segunda se centró en completar la toma de muestras necesarias para los análisis.

Para el análisis de espectrometría gamma en suelos, se recolectaron un total de nueve muestras en distintos puntos (Figura 5). Durante la primera salida de campo, se tomaron seis muestras entre 0 y 10 cm de profundidad empleando una pala. En la segunda salida, se recolectaron tres muestras adicionales con un barreno, de 0 a 20 cm de profundidad. En cada punto, se realizaron tres extracciones con el barreno para alcanzar la cantidad mínima requerida por muestra.



Leyenda

- Área de estudio
- Embalses y espejos de agua
- Eje cursos de agua

Mapa base: Ortofotos de la IDE

Puntos de muestreo

- ◊ Muestras de rocas
- Muestras de suelos
- ◆ Rocas para separación de minerales densos

(* Muestra de roca con análisis radiométrico)

Figura 5: Mapa de los puntos de muestreo de suelo y rocas para su análisis posterior.

3. Preparación de muestras en laboratorio

Las muestras de suelo fueron procesadas en el Laboratorio de Radioquímica del Centro de Investigaciones Nucleares de Facultad de Ciencias para su análisis radiométrico. Por su parte, las muestras de roca fueron preparadas en el Laboratorio de Corte y Molienda del Instituto de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias de diversas maneras para su análisis mediante distintas técnicas, incluyendo la confección de secciones delgadas, secciones pulidas, separación de minerales densos y molienda.

3.1 Preparación de muestras de suelos

Tras la recolección, las muestras de suelo se secaron en horno a 50°C durante aproximadamente 24 horas (Figura 6A y 6B). Posteriormente, fueron desagregadas en un mortero de mármol (Figura 6C) y tamizadas durante cinco minutos en una tamizadora vibratoria para separar la fracción de suelo menor a 2 mm (Figura 6D). Finalmente, las muestras se sellaron en recipientes Marinelli de 250 mL y se reservaron durante 30 días para alcanzar el equilibrio secular entre el ^{222}Rn y ^{226}Ra (Figura 6E), antes de ser analizadas mediante espectrometría gamma.



Figura 6: Fotografías del procesamiento de muestras de suelo. (A, B) Secado de muestras; (C) Desagregado de la muestra; (D) Tamizadora vibratoria; (E) Muestra sellada en un recipiente Marinelli.

3.2 Preparación de muestras de roca

3.2.1 Preparación para análisis radiométrico

Las muestras de roca se Trituraron con una trituradora de mandíbula, luego se pulverizaron en un molino de anillos y se colocaron en recipientes Marinelli de 250 mL. Estas se conservaron durante 30 días para alcanzar el equilibrio secular y posteriormente fueron analizadas con espectrometría gamma.

3.2.2 Preparación para fluorescencia de rayos X

Para este análisis, las rocas fueron Trituradas en una trituradora de mandíbula y pulverizadas en un molino de anillos.

3.2.3 Separación de minerales densos

Para la observación y análisis de minerales accesorios en el microscopio electrónico de barrido, se realizó una separación de minerales densos mediante una mesa vibratoria y un separador magnético. Antes de esta etapa, las muestras fueron molidas con una trituradora de mandíbula (Figura 7A) y tamizadas durante 20 minutos para obtener fracciones comprendidas entre 53 y 250 micras (Figura 7B).

Con las muestras preparadas, se procedió a su separación en la mesa vibratoria (Figura 7C). Los concentrados obtenidos se sometieron a un proceso de extracción de minerales ferromagnéticos mediante un imán de mano. Una vez removidos los minerales ferromagnéticos, se continuó con la concentración magnética (Figura 7D). En estos procedimientos se siguieron las recomendaciones de Testoni (2020).



Figura 7: Fotografías del procesamiento para la obtención de concentrados de minerales densos. (A) Trituradora de mandíbula; (B) Tamizadora vibratoria; (C) Mesa vibratoria Wilfley; (D) Separador magnético Frantz, tomado de Testoni (2020).

3.2.4 Preparación de láminas delgadas y secciones pulidas

Para la caracterización petrográfica y mineralógica de las rocas, se confeccionaron 9 láminas delgadas en el Laboratorio de Corte y Molienda, y 2 secciones pulidas en el Laboratorio de Microscopía y Separación Mineral, ambos del Instituto de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias.

3.2.5 Preparación para análisis en microscopio electrónico de barrido

Los granos minerales obtenidos tras la concentración magnética fueron montados en una probeta y pulidos. Tanto estas como las probetas de roca pulidas fueron recubiertas con carbono. El análisis de las probetas de roca se realizó con el objetivo de identificar la composición de minerales opacos.

4 Procesamiento de datos

En esta etapa, se interpretaron los datos obtenidos de los análisis realizados y se llevó a cabo la descripción e identificación mineralógica mediante microscopio óptico en las láminas delgadas y secciones pulidas. Adicionalmente, los concentrados de minerales densos fueron examinados bajo lupa binocular para identificar su mineralogía.

2.2 Métodos aplicados

Para la obtención de los datos que sustentan los resultados de este trabajo, se emplearon métodos de laboratorio específicos. Entre estos se incluyeron técnicas como la fluorescencia de rayos X, análisis de espectros de rayos X por EDS y espectrometría gamma. A continuación, se desarrollan los métodos aplicados.

2.2.1 Espectrometría Gamma

Espectrometría Gamma en laboratorio

La espectrometría gamma es un método que permite la determinación cualitativa y cuantitativa de los elementos radiactivos presentes en una muestra. Este análisis es posible debido a que la mayoría de los radionucleidos emiten radiación gamma (fotones) al decaer en elementos más estables.

Para realizar el análisis espectrométrico, se utiliza un detector, un circuito electrónico para el manejo de pulsos y un sistema para el almacenamiento, procesamiento y visualización de datos (Buchtela, 2005). Los fotones emitidos por la muestra interactúan con el detector, el cual genera señales correspondientes a la energía de los fotones entrantes. Estas señales se amplifican y se envían a un analizador multicanal, que las presenta como un espectro, mostrando el número de emisiones a diferentes niveles de energía de los radionucleidos. Por último, el software aplica procedimientos de calibración para transformar los picos de conteo en el espectro en niveles de actividad específicos (Wallbrink, et al., 2002).

Para el análisis espectrométrico gamma, se utilizó un detector de germanio de alta pureza (HPGe, por sus siglas en inglés) con una eficiencia de recuento del 20% a 1332 keV, de la marca Canberra, ubicado en el Centro de Investigaciones Nucleares de la Facultad de Ciencias (Figura 8).



Figura 8: Imagen del detector utilizado en el presente trabajo (fuente: cin.edu.uy).

Espectrometría gamma aerotransportada y terrestre

A continuación, se presentan las especificaciones relacionadas con la medición de espectrometría gamma aerotransportada llevada a cabo por la empresa Sander Geophysics Limited (SGL), así como la espectrometría gamma realizada a nivel del suelo por DINAMIGE.

Según el “*Informe de adquisición y procesamiento de datos*” (Kaplon y Bates, 2015) presentado por SGL para DINAMIGE el relevamiento de espectrometría gamma siguió una serie de especificaciones técnicas detalladas, que se presentan a continuación.

Las líneas de levantamiento se realizaron a una altitud nominal de 100 m sobre la superficie digital de vuelo, diseñada conforme a la topografía del terreno y teniendo en cuenta el rendimiento de la aeronave frente a las elevaciones presentes en el área de estudio.

Se utilizaron dos sistemas de espectrómetros de rayos gamma en el estudio. El primer sistema constaba de un espectrómetro Exploranium GR-820, equipado con detectores Exploranium GPX-1024/256, que contenían cinco cristales de yoduro de sodio. Este equipo, instalado a bordo de la aeronave, incluía una computadora de registro de datos multicanal y dos detectores de radiación con cuatro cristales de yoduro de sodio cada uno. Los datos obtenidos por este espectrómetro se registraron a una tasa de muestreo de 1 Hz en modopectral de 256 canales.

El segundo sistema empleado fue un espectrómetro Ration Solutions Inc. RS-501, también con detectores de la misma marca y cuatro cristales de yoduro de sodio. Este sistema incorporaba un espectrómetro avanzado (Advanced Digital Spectrometer, ADS), que procesaba, analizaba y registraba en tiempo real la señal y los datos de múltiples canales, además de controlar automáticamente la ganancia de los cristales individuales. Los datos se registraron a una tasa de muestreo de 1 Hz en modopectral de 1024 canales.

Como resultado, se elaboraron mapas digitales a escalas 1:100.000 y 1:500.000 de las siguientes variables:

- Conteo total radiométrico
- Concentración de potasio
- Concentración de uranio equivalente
- Concentración de torio equivalente
- Relación torio equivalente / potasio
- Relación uranio equivalente / potasio
- Relación uranio equivalente / torio equivalente
- Mapa ternario radiométrico

El relevamiento espectrométrico a nivel del suelo, realizado por DINAMIGE, se llevó a cabo con un espectrómetro portátil modelo RS-230 (Figura 9), equipado con un detector de óxido de germanato de bismuto (BGO) un rango de energía de 30 keV a 3000 keV. Se recolectaron datos de conteo total en 5.053

puntos, abarcando un área aproximada de 1,6 kilómetros cuadrados. Además, en 13 puntos específicos se midieron el conteo total y las concentraciones de U, Th y K en partes por millón (ppm) y centelleo por minuto (cpm).

La toma de datos de conteo total se realizó con el equipo a la altura de la mano del operador, mientras que en las mediciones puntuales, el equipo se apoyó directamente sobre la roca.

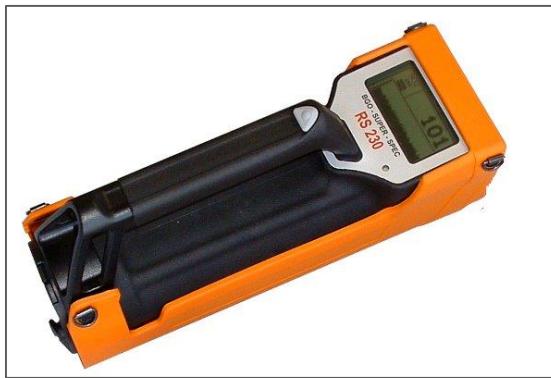


Figura 9: Imagen ilustrativa de un espectrómetro portátil RS-230.

2.2.2 Fluorescencia de rayos X

La fluorescencia de rayos X es una técnica analítica no destructiva utilizada para determinar la composición química de un material. El proceso consiste en excitar el material mediante un haz de rayos X proveniente de una fuente primaria. Al ser excitado, el material emite rayos X fluorescentes (o secundarios) que son detectados y analizados por el equipo de fluorescencia de rayos X. Cada elemento emite un rayo fluorescente característico, lo que permite al analizador identificar de manera precisa los elementos químicos presentes en la muestra.

En el análisis de las muestras de este trabajo se empleó la técnica de fluorescencia de rayos X dispersiva de energía, utilizando un espectrómetro marca Rigaku, modelo NEX CG, con un tubo de rayos X con ánodo de Pd, una potencia máxima de 50 W, un voltaje máximo de 50 kV y cuatro blancos secundarios, donde el núcleo óptico (kernel) se encuentra acoplado en geometría cartesiana (Figura 10). Se utilizó un detector de Si-Li Flash Drift, con una resolución < 150 eV para Mn K α . Todas las muestras se analizaron por triplicado en una atmósfera de vacío bajo las condiciones indicadas en la Tabla 1. La concentración elemental se obtuvo mediante el método de Parámetros Fundamentales, aplicando el software FPR-SQX FP.



Figura 10: Imagen ilustrativa de un espectrómetro de fluorescencia de rayos X.

Condiciones de medición			
Secondary target	Tube voltaje (kV)	Tube current (mA)	Meas. Time (sec)
Al	50	1	200
Mo	50	1	100
Cu	50	1	100
RX9	25	2	100

Tabla 1: Condiciones del análisis de fluorescencia de rayos X aplicadas a las muestras.

2.2.3 Concentración por gravedad

Según Wills & Finch (2015), la concentración por gravedad consiste en “separar minerales de diferente gravedad específica mediante su movimiento relativo en respuesta a la gravedad y a una o más fuerzas, siendo esta última a menudo la resistencia al movimiento ofrecida por un fluido viscoso, como el agua o el aire”. Para aplicar este método, se empleó una mesa vibratoria Holman-Wilfley 800, disponible en el Laboratorio de Corte y Molienda de la Facultad de Ciencias (Figura 11).

A continuación, se describe el funcionamiento de la mesa vibratoria, según Silva (1986). La mesa consiste en una plataforma acanalada montada sobre un soporte, equipada con un motor lateral que provoca su movimiento a lo largo de su eje longitudinal. La mesa oscila de manera longitudinal, con un golpe lento hacia adelante y un golpe rápido de retorno, lo que hace que las partículas se desplacen lentamente a lo largo de la plataforma, en paralelo a la dirección del movimiento. El agua de lavado fluye desde la parte superior de la

mesa en un ángulo recto respecto a la dirección de movimiento. Estas fuerzas combinadas permiten que las partículas se desplacen diagonalmente a lo largo de la plataforma, separándose según su tamaño y densidad.

2.2.4 Concentración magnética

La concentración magnética de minerales es un proceso basado en las propiedades magnéticas de los minerales. La separación se obtiene al hacer pasar las partículas a través de un campo magnético no homogéneo, lo que provoca la desviación o retención selectiva de aquellas partículas con capacidad de magnetización (Svoboda, 2004).



Figura 11: Mesa vibratoria utilizada para la separación por gravedad de minerales densos.

De acuerdo a Lowrie (2007), el comportamiento magnético de un sólido depende de los átomos o iones que contiene. Los momentos magnéticos atómicos e iónicos son proporcionales a los momentos angulares cuantizados asociados con el movimiento orbital de los electrones alrededor del núcleo y con los giros de los electrones alrededor de sus propios ejes de rotación. El momento magnético neto de un átomo o ion surge de capas incompletas que contienen giros no emparejados. Los átomos no están distribuidos al azar, sino que ocupan posiciones fijas en una red regular, la cual refleja la simetría de la estructura cristalina y controla las interacciones de los iones. Por lo tanto, los diferentes tipos de comportamiento magnético observados en los sólidos dependen de la presencia de iones con giros no emparejados, la simetría de la red y el tamaño de la celda.

Se distinguen tres clases de comportamiento magnético en función de la susceptibilidad magnética⁵: diamagnetismo, paramagnetismo y ferromagnetismo. Los materiales diamagnéticos poseen una susceptibilidad baja y negativa, desarrollando una magnetización en la dirección opuesta al campo aplicado. Los materiales paramagnéticos tienen susceptibilidades bajas y positivas. Por último, los materiales ferromagnéticos tienen susceptibilidades positivas altas y fuertes propiedades magnéticas.

Para realizar la separación magnética se utilizó un separador isodinámico Frantz modelo L-1 ubicado en el Laboratorio de Microscopía y Separación Mineral, como se observa en la Figura 12. Según Svoboda (2004), el separador está compuesto por un electroimán con dos largas piezas polares que poseen un estrecho espacio de aire entre ellas. Debido al diseño de estos polos, el perfil del campo magnético es isodinámico, lo que implica que la densidad de la fuerza magnética se mantiene constante a lo largo del ancho del espacio de aire. Cuando un material ingresa al campo magnético en el punto A, si las fuerzas de gravedad y magnética sobre una partícula están equilibradas mientras se mueve por la línea central del campo, esta tiene un 50% de probabilidad de terminar en la fracción magnética o no magnética. Debido al patrón isodinámico del campo, la acción del separador sobre una partícula está determinada únicamente por su susceptibilidad magnética específica, y es independiente del tamaño y la masa de la partícula.



Figura 12: Separador isodinámico Frantz utilizado en la separación de minerales (Testoni, 2020).

2.2.5 Microscopía Electrónica de Barrido

El microscopio electrónico de barrido es un instrumento utilizado para la caracterización de materiales, proporcionando información detallada sobre la estructura superficial y la composición del material.

⁵ Susceptibilidad magnética: es la medida de la facilidad con la que un material puede ser magnetizado.

El equipo consta de tres partes principales, una columna de electrones, una cámara de muestras y controles electrónicos. En la parte superior de la columna de electrones se encuentra un emisor que produce un haz dirigido hacia la muestra. Las bobinas de barrido en la columna provocan que la sonda se mueva siguiendo un patrón de exploración sobre la superficie de la muestra ubicada en la cámara, situada al final de la columna. El cañón, la columna y la cámara de muestras se mantienen en vacío para permitir la generación y el avance del haz de electrones.

El haz de electrones penetra algunos micrómetros en la superficie de una muestra sólida, interactuando con sus átomos y produciendo diversas señales, como electrones secundarios, electrones retrodispersados y rayos X característicos. Estas señales se recolectan y procesan para generar imágenes y determinar la composición química de la superficie de la muestra. La obtención de imágenes se puede realizar utilizando tanto electrones secundarios (para contraste topográfico) como electrones retrodispersados (para contraste topográfico y/o composicional). La información química se obtiene generalmente mediante un detector de espectrometría de rayos X de dispersión de energía (EDS) acoplado al MEB (Ul-Hamid, 2018).

Esta técnica se llevó a cabo utilizando un microscopio electrónico de barrido modelo Jeol 5900-Low, con un especlrómetro de energía dispersiva acoplado, ubicado en la sección de Microscopía Electrónica de la Facultad de Ciencias, tal como se observa en la Figura 13.

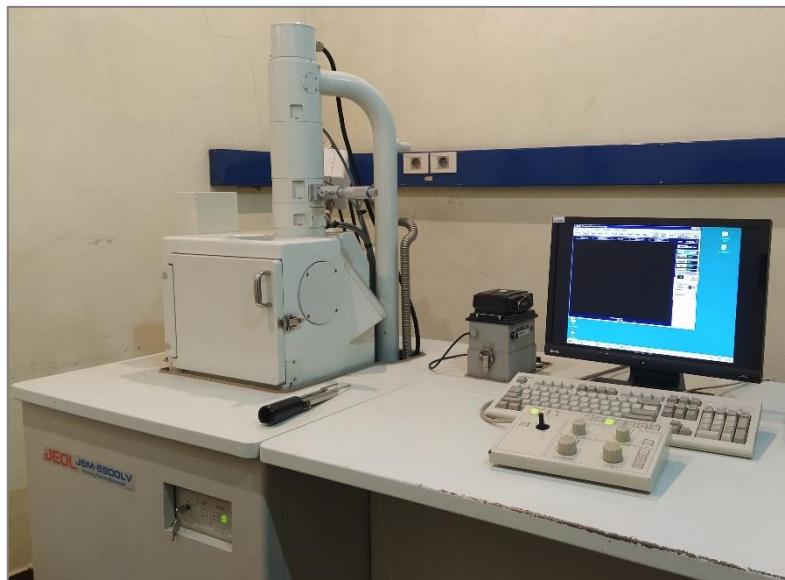


Figura 13: Microscopio electrónico de barrido de la sección de Microscopía Electrónica de Facultad de Ciencias.

3. Radioactividad natural

3.1 Fundamentos de la radioactividad natural

Los átomos están formados por un núcleo rodeado de electrones. El núcleo contiene protones, que poseen carga positiva, y neutrones, que no tienen carga eléctrica. El número de protones de un elemento X se conoce como número atómico (Z), mientras que la suma de protones y neutrones se denomina número másico (A). Los átomos de un mismo elemento que tienen igual número atómico pero diferente cantidad de neutrones se llaman isótopos, y se representan como A_X . Los isótopos presentan propiedades químicas idénticas, pero pueden diferir en sus propiedades físicas (IAEA, 2003).

Algunos isótopos poseen núcleos inestables debido a un exceso de energía, lo que provoca su desintegración y la formación de núcleos más estables de otros isótopos. Este proceso, denominado desintegración nuclear, ocurre con la emisión de partículas o energía, conocida como radiación nuclear. Los núcleos con estas características se denominan radionúclidos (IAEA, 2003). La radiación liberada puede presentarse en tres formas distintas: partículas (como electrones, neutrones y partículas alfa), radiación electromagnética gamma o rayos X, cada una con diferentes niveles de energía.

Según el UNSCEAR (2008), la exposición de los seres humanos a radiación ionizante de fuentes naturales es un aspecto constante e inevitable de la vida en la Tierra. Para la mayoría de las personas, esta exposición es superior a la que se recibe de todas las fuentes artificiales combinadas. Dos factores principales contribuyen a la radiación natural: las partículas de rayos cósmicos de alta energía que alcanzan la atmósfera terrestre y los nucleidos radiactivos que se originan en la corteza terrestre, presentes en todo el entorno, incluido el propio cuerpo humano.

Para la mayoría de las personas, la mayor parte de su exposición a la radiación proviene de fuentes naturales. Aunque estas fuentes son de origen natural, la exposición puede verse influida por actividades humanas; un ejemplo común es vivir en una casa, donde los materiales de construcción pueden contener radionúclidos que aumentan la exposición. Además, los edificios tienden a acumular gas radón, lo que eleva la exposición en comparación con estar al aire libre (UNSCEAR, 2008).

El riesgo para la salud debido a la exposición a ^{222}Rn (radón) y ^{220}Rn (torón) proviene principalmente de la inhalación de sus productos de desintegración de vida corta, lo cual resulta en la irradiación de partículas alfa en las vías respiratorias bronquiales. La radiación absorbida en el sistema respiratorio, y el posible daño que

ello implique, surge de una compleja interacción entre las propiedades del aerosol de productos de desintegración del radón y los factores fisiológicos de la persona expuesta (UNSCEAR, 2008).

La irradiación del cuerpo humano proviene en gran parte de la radiación gamma externa, generada principalmente por radionúclidos de las series del uranio-238 y del torio-232, así como del potasio-40.

Las exposiciones externas al aire libre se deben a los radionúclidos terrestres anteriormente mencionados que están presentes a niveles traza en el suelo. La concentración de estos radionúclidos depende principalmente del tipo de roca de origen del suelo. En general, los niveles más altos de radiación se asocian con rocas ígneas, como el granito, que contienen mayores cantidades de radionúclidos como el uranio, torio y potasio. En contraste, los niveles de radiación suelen ser más bajos en suelos derivados de rocas sedimentarias, aunque existen excepciones (UNSCEAR, 2000; Ferronsky, 2015).

Durante los procesos magmáticos, como la diferenciación, la cristalización fraccionada y la fusión parcial, las concentraciones de uranio y torio suelen aumentar en paralelo al contenido de dióxido de silicio (SiO_2) (Mason y Moore, 1982; Wilson, 1989; Rollinson, 1993). Este enriquecimiento de uranio con el incremento de SiO_2 y álcalis suele ser más marcado que el de torio. Urano y torio se concentran principalmente en minerales accesorios como la alanita, la monacita, el circón, la apatita y la esfena, que se encuentran en rocas graníticas (Mason y Moore, 1982; Faure, 1991; Valkovic, 2000).

Las rocas ígneas de composición granítica presentan un notable enriquecimiento en Th y U, con un promedio de $15 \mu\text{g g}^{-1}$ de Th y $5 \mu\text{g g}^{-1}$ de U, en contraste con las rocas de composición basáltica o ultramáfica, que contienen menos de $1 \mu\text{g g}^{-1}$ de U (Faure, 1986; Ménager et al., 1993). Procesos hidrogeológicos posteriores, como la disolución y precipitación de U, junto con fenómenos geológicos como fallas, alteraciones hidrotermales y meteorización, pueden favorecer un enriquecimiento adicional a nivel local en ambientes graníticos (Min et al., 2000; Tzortzis y Tsertos, 2004).

El uranio cuenta con tres isótopos principales: ^{238}U , ^{235}U , y ^{234}U , cuyas abundancias naturales son de aproximadamente 99,27 %, 0,72 % y 0,01 %, respectivamente. A través de su desintegración espontánea, el uranio produce una serie completa de productos derivados (como el radio, radón, bismuto, actinio, entre otros) y, a lo largo de esta cadena de desintegración, tanto el uranio como sus productos secundarios emiten radiación gamma con un amplio rango de energías. Debido a su alta reactividad química, el uranio forma numerosos compuestos simples y complejos, y se encuentra en una amplia variedad de minerales en la naturaleza (Ferronsky, 2015). Los productos de desintegración del ^{226}Ra incluyen el elemento gaseoso radón, que se difunde fuera del suelo, reduciendo la tasa de exposición de la serie ^{238}U . El radionucleido ^{222}Rn en esta

serie tiene una vida media de apenas unos días; sin embargo, genera dos productos de desintegración de mayor vida media, ^{210}Pb y ^{210}Po , los cuales son relevantes en las evaluaciones de dosis. (UNSCEAR, 2000).

El torio en su estado natural se compone de un único isótopo de larga vida, ^{232}Th ($T_{1/2} = 1.41 \cdot 10^{10}$ años). Similar al uranio, el torio genera una serie de productos de desintegración (como el radio-228, torio-228, talio, polonio, entre otros) que emiten radiación gamma de diferentes energías durante el proceso de desintegración radiactiva. Este elemento está ampliamente distribuido en la corteza terrestre, y su abundancia en peso se estima como cuatro veces mayor que la del uranio (Ferronsky, 2015).

El potasio en su forma natural consta de tres isótopos: ^{39}K , ^{40}K y ^{41}K . De estos, solo el ^{40}K es radiactivo y emite radiación gamma de origen natural, representando aproximadamente el 0,0119 % del potasio total. Durante su desintegración, el ^{40}K genera dos isótopos hijos, ^{40}Ca y ^{40}Ar , mediante la emisión de radiación beta y gamma. El potasio es un elemento sumamente común y está presente en una gran variedad de minerales, incluidos tipos de feldespato, mica y arcilla (Ferronsky, 2015).

Además de las variaciones geográficas, la tasa de dosis de radiación gamma de fondo en el aire en un lugar determinado varía con el tiempo. Esta variabilidad se debe, en gran medida, a fluctuaciones ocasionadas por la eliminación de productos de desintegración del radón en el aire, influenciada por la lluvia, la humedad del suelo y la cobertura de nieve (UNSCEAR, 2000).

En la tabla 2 se presentan las concentraciones de K, U, Ra y Th en suelos de distintos países del mundo, con valores promedio globales de 33 Bq kg $^{-1}$ para ^{238}U , 32 Bq kg $^{-1}$ para ^{226}Ra , 45 Bq kg $^{-1}$ para ^{232}Th y 412 Bq kg $^{-1}$ para ^{40}K , según los datos del UNSCEAR (2008). Los valores ponderados de la población indican que la tasa promedio de dosis absorbida de radiación gamma terrestre en el aire exterior es de 58 nGy h $^{-1}$.

Contenido natural de radionucleidos en el suelo								
País	Población en 1996 (10 ⁶)	Concentración en el suelo (Bq kg $^{-1}$)						
		^{40}K		^{238}U		^{226}Ra		^{232}Th
		Media	Rango	Media	Rango	Media	Rango	Media
Egipto	63.27	320	29-650	37	6-120	17	5-64	18
Estados Unidos	269.4	370	100-700	35	4-140	40	8-160	35
Argentina	35.22	654	559-773					
India	944.6	400	38-760	29	7-81	29	7-81	64
Irlanda	3.92	418	11-1317	39	4-543	46	6-292	25
Grecia	10.36	383	12-1570	45	10-190	29	1-310	28
								1-193

Tabla 2: Contenido de radionucleidos en suelos a nivel mundial (modificado de UNSCEAR, 2008).

Las exposiciones en interiores están influenciadas por las concentraciones de radionúclidos presentes tanto en el suelo exterior como en los materiales utilizados en la construcción. En general, los materiales de construcción suelen tener concentraciones promedio de radionúclidos naturales más altas que los suelos, especialmente en casos como el granito, que presenta las mayores concentraciones de algunos radionúclidos específicos, como el Ra, Th y K (Tabla 3) según lo reportado por UNSCEAR (2008).

Concentración de la actividad en granito como material de construcción				
País / región	Concentración de la actividad (Bq/kg)			
	^{226}Ra	^{232}Th	^{40}K	^{238}U
China - Provincia de Taiwan		81	1322	36
Alemania	100	120	1000	
Italia	89	94	1126	
República de Corea	53.1	86.4	1081	
España	85.5	45.1	1028	

Tabla 3: Actividad de radionúclidos en granito como material de construcción (adaptado de UNSCEAR, 2008).

La actividad específica (A) de los radionucleidos se calcula mediante la ecuación:

$$A = \frac{CPS}{\varepsilon\gamma * P\gamma * W * t * Fat} \quad (3.1)$$

Donde:

CPS: Recuento neto de desintegraciones radiactivas por segundo.

$\varepsilon\gamma$: Eficiencia del detector HPGe para la energía específica de rayos γ .

$P\gamma$: Probabilidad de emisión gamma correspondiente a la energía analizada.

W: Masa de la muestra (kg)

t: Tiempo de medición (segundos).

Fat: Factor de atenuación.

La actividad específica (A) se expresa en becquerel por kilogramo (Bq kg^{-1}).

Para describir los campos de exposición externa provenientes de fuentes naturales, se utiliza principalmente la tasa de dosis absorbida en el aire, generalmente expresada en nanograys por hora (nGy h^{-1}) (UNSCEAR, 2008).

La tasa de dosis gamma absorbida externa (D) se calcula utilizando la siguiente ecuación:

$$D = 0.0417 * A(^{40}\text{K}) + 0.462 * A(^{226}\text{Ra}) + 0.604 * A(^{232}\text{Th}) \quad (3.2)$$

Donde:

$A(^{40}\text{K})$, $A(^{226}\text{Ra})$ y $A(^{232}\text{Th})$ representan la actividad específica del ^{40}K , ^{226}Ra y ^{232}Th en Bq Kg^{-1} respectivamente, expresada en Bq kg^{-1} .

Los coeficientes 0.0417, 0.462 y 0.604 son los factores de conversión que relacionan la actividad específica con la tasa de dosis gamma absorbida en el aire (UNSCEAR, 2000).

En la evaluación de la exposición del público, las exposiciones externas se calculan mediante tasas de dosis efectiva, expresadas en milisiverts por año (mSv a^{-1}), para estimar la exposición anual promedio de las personas (UNSCEAR, 2008).

Para calcular las dosis efectivas anuales, es necesario considerar el coeficiente de conversión que relaciona la dosis absorbida en aire con la dosis efectiva y el factor de ocupación en espacios exteriores (UNSCEAR, 2000). Se utiliza un coeficiente de conversión de 0.7 Sv Gy^{-1} para convertir la dosis absorbida en aire a la dosis efectiva recibida por adultos, un factor de ocupación en exteriores de 0.2, y un total de 8760 h a^{-1} para convertir la tasa de dosis horaria en dosis anual (UNSCEAR, 2000).

La dosis efectiva anual externa (E_{ext}) se determina de la siguiente manera:

$$E_{ext}(\text{mSv a}^{-1}) = DR (\text{nGy h}^{-1}) * 8760 \text{ h} * 0.2 * 0.7 \text{ Sv Gy}^{-1} \quad (3.3)^6$$

Debido a la distribución no uniforme de los radionucleidos naturales en las muestras de suelo, es necesario evaluar el nivel real de actividad de ^{226}Ra ⁷, ^{232}Th y ^{40}K mediante un índice radiológico conocido como actividad equivalente de radio (Ra_{eq}) (UNSCEAR, 1982; Beretka y Mathew, 1985). La actividad equivalente de radio se

⁶ Para expresar el resultado en mSv a^{-1} , el valor obtenido debe multiplicarse por 10^{-6} .

⁷ El radionucleido ^{226}Ra se utiliza como representante de la serie de desintegración del ^{238}U , asumiendo equilibrio secular entre ambos radionucleidos.

expresa en Bq kg^{-1} y permite calcular el efecto neto de ^{226}Ra , ^{232}Th y ^{40}K presentes en el material. Su cálculo se basa en el supuesto de que 370 Bq kg^{-1} de ^{226}Ra , 260 Bq kg^{-1} de ^{232}Th o 4810 Bq kg^{-1} de ^{40}K producen una tasa de dosis gamma equivalente (Beretka y Mathew, 1985; Asaduzzaman et al., 2014; Issa y Alaseri, 2015).

La actividad equivalente de radio de una muestra, expresada en Bq kg^{-1} , se determina utilizando la siguiente ecuación:

$$Ra_{eq} = A_{Ra} + (1.43 A_{Th}) + (0.077 A_K) \quad (3.4)$$

Donde: A_{Ra} , A_{Th} y A_K son las concentraciones de actividad específica (en Bq kg^{-1}) de ^{226}Ra , ^{232}Th y ^{40}K , respectivamente.

El valor máximo recomendado para la Ra_{eq} es de 370 Bq kg^{-1} , lo que equivale a una dosis efectiva anual de 1 mSv para el público general (UNSCEAR, 2000).

3.2 Antecedentes de estudios de radioactividad natural en Uruguay

Los estudios sobre la radioactividad de los materiales geológicos en Uruguay se han enfocado principalmente en el análisis de las arenas negras.

La región de Uruguay que ha tenido gran interés por su potencial mineral y niveles de radioactividad, debido a la presencia de arenas negras, se concentra principalmente en los balnearios de Aguas Dulces y Valizas, en el departamento de Rocha. Nogueira et. al. (2013), llevan a cabo un estudio de la actividad alfa y beta total en la arena, el agua subterránea y en la vegetación del balneario de Valizas. Donde se concluye una transferencia de contaminantes radiactivos de la arena hacia la vegetación y el agua, pero los valores no llegan a los límites establecidos por la OMS.

Posteriormente, durante los años 2015 y 2016, en el marco del Programa de Apoyo a la Investigación, se realizaron estudios sobre las arenas negras del departamento de Canelones. Curbelo et. al. (2015) caracterizaron la fracción de minerales pesados en las arenas de la playa "El Águila", destacando la predominancia de circones y monacitas, y evaluaron la dosis absorbida, concluyendo que los valores obtenidos se encontraban por debajo de los límites recomendados. Por su parte, González et. al. (2016) identificó y cuantificó los isótopos radiactivos, determinando la tasa de dosis radiactiva efectiva en la zona de Villa Argentina. La mayoría de los valores se ubicaron dentro de los límites recomendados, aunque en algunas áreas se superaron estos valores, alcanzando un máximo de 6,3 mSv a^{-1} .

Finalmente, otro estudio relevante sobre la radioactividad es el de González (2021), en el cual se determinó la tasa de dosis radiactivas en las arenas negras presentes en el arco de playa comprendido entre Punta José Ignacio y Punta de Piedras, en el departamento de Maldonado. En este trabajo se constató la presencia de áreas con altos niveles de radioactividad natural, aunque se concluyó que no representan un riesgo radiológico significativo.

3.3 Radioactividad aerotransportada del área de estudio

Según los datos disponibles de espectrometría de rayos gamma aerotransportada, el área de estudio se encuentra dentro de la Hoja 64-SARANDÍ DEL YÍ del mosaico de hojas publicadas por DINAMIGE.

En el área de estudio, el torio y el uranio equivalente⁸ presentan las concentraciones más elevadas de toda la región analizada mediante espectrometría gamma, ambos elementos medidos en ppm. El torio alcanza un máximo de 133 ppm en el sector norte y 123 ppm en el sur, con valores que disminuyen hacia los márgenes, llegando a un mínimo de 8 ppm (Figura 14A). Por su parte, el uranio registra un máximo de 22 ppm en la porción sur y valores cercanos a 10 ppm en la porción norte, con un mínimo de 1,3 ppm (Figura 14B).

En cuanto al potasio, expresado en porcentaje, se observa un valor máximo de 2,9 % en la porción sur del afloramiento (Figura 14C). A nivel de toda la región estudiada, el valor más alto registrado es de 5,2 %. En el área de estudio, los valores predominantes rondan el 1,4 %.

Por último, la Figura 14D muestra el mapa de conteo total⁹en cps para el área de estudio. Al igual que en el caso del torio y el uranio, esta región presenta los valores más altos registrados en todo el relevamiento realizado por SGL. El conteo total alcanza un máximo de 10997 cps en la porción sur del afloramiento, mientras que en la porción norte el valor máximo registrado es de 10173 cps. No obstante, la mayoría de los valores en el área se sitúan en un rango de 1300 a 1400 cps.

⁸ Uranio/Torio equivalente: Es la concentración del elemento estimada por espectrometría de rayos gamma bajo el supuesto de que las series de desintegración de U y Th están en equilibrio secular.

⁹ Conteo/recuento total: registra rayos gamma de todas las energías y se utiliza para monitorear el nivel general del campo de radiación gamma y detectar la presencia de fuentes anómalas.

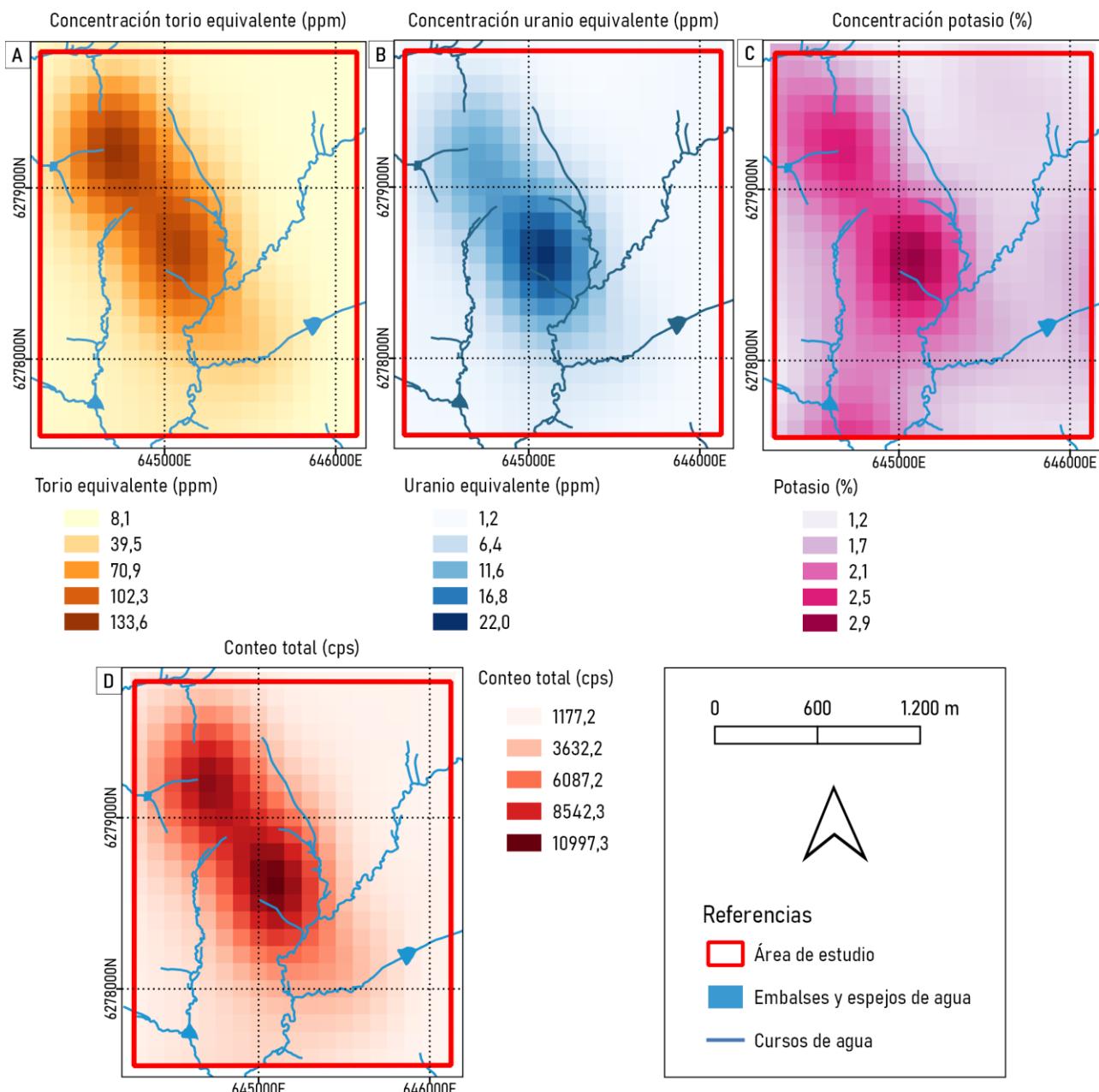


Figura 14: Mapas de concentración de torio equivalente (A), uranio equivalente (B), potasio (C) y conteo total (D), elaborados a partir de los datos disponibles de radiometría aerotransportada.

4. Contexto geológico del área de estudio

La geología de Uruguay, de manera general, comprende dos dominios principales: uno definido por el basamento cristalino de edad precámbrica y otro compuesto por cuencas sedimentarias de edad fanerozoica. El basamento cristalino aflora principalmente en el sur del país, con afloramientos aislados en el norte conocidos como "islas cristalinas" (Figura 15-BR). Las cuencas fanerozoicas recubren parcialmente el basamento. En el norte se encuentra la Cuenca Norte, con sedimentos de edades paleozoica y mesozoica; al suroeste, la Cuenca Santa Lucía y al sureste, la Cuenca Laguna Merín; ambas de edad mesozoica (Figura 15).

El basamento cristalino constituye el Escudo Uruguayo, descrito por Masquelin (2006) como un "mosaico de bloques de corteza de distinta naturaleza, edad e historia geológica, separados por discontinuidades de diversas magnitudes y asociados a magmatismos y rocas supracorticales de diferentes volúmenes". Este escudo se subdivide en tres dominios principales: el dominio occidental, representado por el Terreno Piedra Alta (TPA) con edades Paleoproterozoicas (Bossi et al., 1993); el dominio central, correspondiente al Terreno Nico Pérez (TNP) (Bossi y Campal, 1992); y el dominio oriental, correspondiente al Cinturón Dom Feliciano (Fragoso César, 1980), incluyendo al Terreno Punta del Este (TPE) (Preciozzi et al., 1999) como *basement inlier* (Sánchez Bettucci et al., 2010).

El área de estudio se sitúa en el límite entre los Terrenos Piedra Alta y Nico Pérez, en las proximidades del Batolito de Illescas (Figura 14b). A continuación, se describen las características de ambos terrenos y del batolito.

El TPA está delimitado al este por la Zona de Cizalla Sarandí del Yí (ZCSY). Este terreno incluye secuencias metavolcanosedimentarias, rocas intrusivas y un basamento granítico-gnésico-migmatítico (Sánchez Bettucci et al., 2021) con un rango de edad global que van desde 2.2 a 2.0 Ga (Basei et al., 2024). Según Loureiro et al., (2024), sus unidades se agrupan en tres cinturones: norte, central y sur. Además, estas unidades son atravesadas por un enjambre de diques máficos de dirección N70° E de 1.7 Ga, conocido como el enjambre de diques Florida (Sánchez Bettucci et al., 2021; Loureiro et al., 2024 y referencias allí).

Según Loureiro et al. (2024), el basamento, conocido como Complejo Casupá, incluye gneises, anfibolitas y migmatitas con gran cantidad de intrusiones graníticas. El cinturón norte está conformado por las secuencias metavolcanosedimentarias de la Formación Arroyo Grande y las rocas intrusivas asociadas, principalmente granodioritas. Por su parte, el cinturón central comprende unidades metavolcanosedimentarias y rocas intrusivas asociadas, predominantemente granitos. Las unidades metavolcanosedimentarias incluyen las formaciones San Juan, San José, Paso Severino y el Complejo Ojosmín. Finalmente, el cinturón sur se compone

de paragneises y ortogneises, ortoanfibolitas y paraanfibolitas, cuarcitas y esquistos micáceos de la Formación Montevideo y ortoneises de la unidad Ortoneises de Punta Carretas (Oyhantçabal et al., 2003). También incluye la Zona de Cizalla Mosquitos y las rocas intrusivas asociadas.

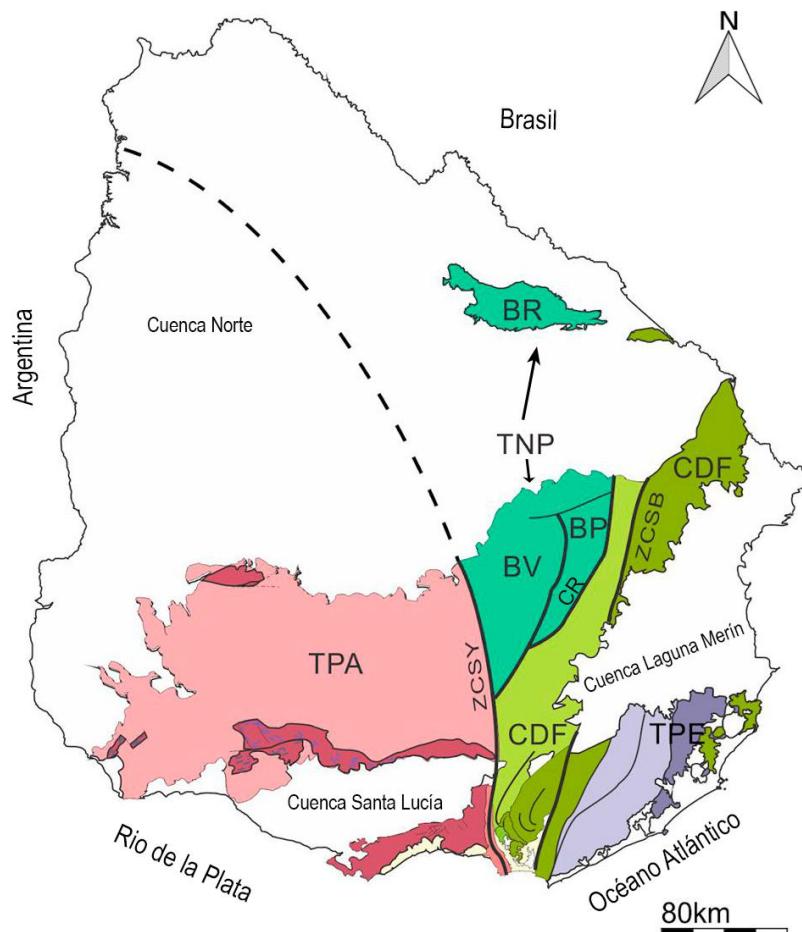


Figura 15: Modelo geológico de Uruguay. (TPA): Terreno Piedra Alta; (TNP): Terreno Nico Pérez; (BV): Bloque Valentines; (BP): Bloques Pavas; (BR): Bloque Rivera; (CDF): Cinturón Dom Feliciano; (TPE): Terreno Punta del Este; (ZCSY): Zona de Cizalla Sarandí del Yí; (ZCSB): Zona de Cizalla Sierra Ballena; (CR): Cabalgamiento Retamosa. (Modificado de Núñez Demarco, 2019).

El TNP está delimitado al oeste por la ZCSY y al este por la Zona de Cizalla Fraile Muerto en el norte y por el Cabalgamiento Retamosa en el sur, los cuales lo separan del Cinturón Dom Feliciano (Sánchez Bettucci et al., 2021a). Está compuesto por un basamento metamórfico de grado medio a alto, de edades arqueanas y paleoproterozoicas, con cobertura e intrusiones de edades paleo y neoproterozoicas (Sánchez Bettucci et al., 2021). Desde el punto de vista estructural, se puede dividir en tres bloques tectónicos: Pavas, Valentines y Rivera (Sánchez Bettucci et al., 2021). El bloque Valentines está conformado por la Formación Valentines (granulitas) e intrusiones ígneas, entre las que destaca el Batolito de Illescas (Núñez Demarco et al., 2018;

Sánchez Bettucci et al., 2021). El Bloque Pavas está compuesto por gneises, migmatitas y anfibolitas, asociadas con cuarcitas (Complejos La China y Las Tetas) (Núñez Demarco et al., 2018). Por último, el bloque Rivera está conformado por ortogneises en facies granulita, subordinadamente ortopiroxenitas y granulitas máficas con granate (Oyhantçabal et al., 2012).

En el área de estudio se identifican rocas de la Formación Cerro Victoria (Montaña y Sprechmann, 1993), la cual corresponde a una cobertura Neoproterozoica-Cámbrica depositada sobre el Bloque Valentines del TNP. Según Gaucher (2014), la formación ha sido descrita en su localidad tipo, ubicada al noroeste de Illescas, y está constituida por dolomías estromatolíticas, dolarenitas oolíticas y brechas dolomíticas intraformacionales. Esta formación presenta bajo grado metamórfico según Sánchez Bettucci et al. (2010). De acuerdo con Gaucher (2014), la Formación Cerro Victoria forma parte del denominado Grupo Arroyo del Soldado (sensu Gaucher, 2000), siendo el tope de dicho grupo.

Para la zona del área de estudio se ha descrito el Batolito de Illescas, un extenso cuerpo intrusivo de granito rapakivi con una edad Pb-Pb de 1784 ± 5 Ma (Campal y Schipilov, 1995). Sánchez Bettucci et al. (2021a) describen este granito como inequigranular, de grano medio, compuesto por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, anfíbol, biotita, titanita, circón y apatito. Además, al analizar circones prismáticos, determinaron una edad de cristalización de 1734 ± 11 Ma, sugiriendo un contexto anorogénico. Los mismos autores caracterizan la zona, identificando dos áreas (A y B) según el conteo radiométrico total (U, Th y K), y dividen el área B en cuatro subzonas basándose en la proporción Th/K (Figura 16a). Por último, señalan la posible existencia de dos cuerpos distintos, uno al norte y otro al sur, sugiriendo que el segundo podría correlacionarse con el Granito Cerro Colorado (Figura 16b).

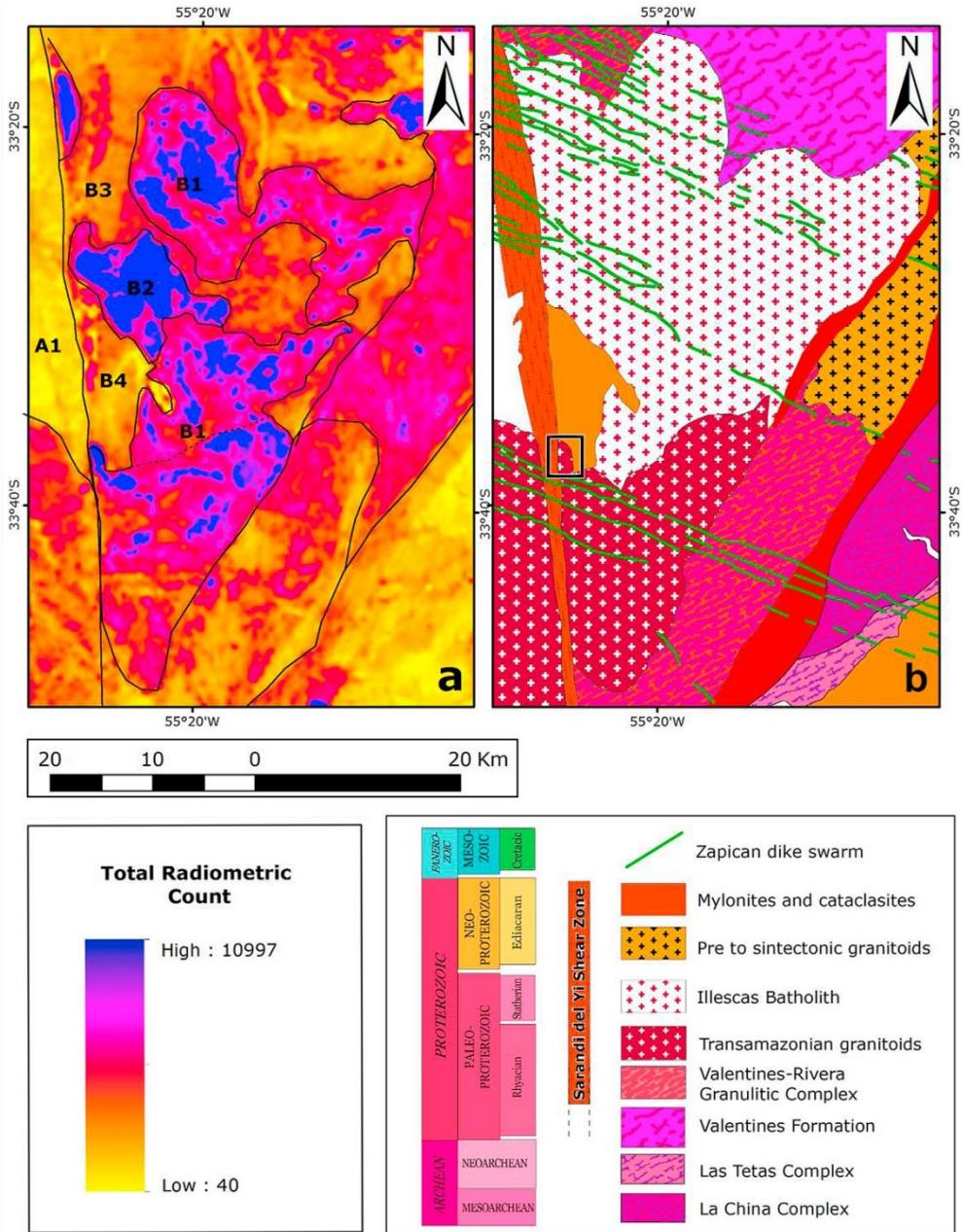


Figura 16: Características radiométricas y geológicas del área del Batolito de Illescas. (a) Conteo radiométrico total; (b) Mapa geológico del área, el rectángulo negro indica el área de estudio. (Modificado de Sánchez Bettucci et al., 2021a).

La Zona de Cizalla Sarandí del Yí fue identificada por Preciozzi et al. (1979) como una “línea estructural cataclástica N10° O”. Esta zona corresponde a una banda milonítica de escala cortical que se extiende a lo largo de 250 kilómetros y llega a tener hasta 15 kilómetros de ancho (Oriolo et al., 2015; Núñez Demarco et al., 2018). Presenta una orientación aproximada norte-sur en la porción sur, con una foliación dominante subvertical, y noroeste-sureste en el norte, donde se encuentra cubierta por rocas fanerozoicas (Oriolo et al., 2015). El sentido de movimiento de la cizalla fue dextral durante el pre-Brasiliano, seguido de una reactivación sinestral en el Neoproterozoico tardío (Oyhantçabal et al., 1993). Según Oriolo et al. (2015), la ZCSY está

constituida por protomilonitas a ultramylonitas en una transición de oeste a este, con bandas de cizalla S-C' y porfiroclastos de feldespato con estructuras tipo σ , que indican un sentido de cizallamiento sinestral.

5. Geología del área

Se distinguen dos áreas principales en cuanto a la abundancia de afloramientos: una al norte y otra al sur. La zona sur presenta una mayor exposición de roca, con afloramientos más prominentes (Figuras 17A, 17B y 17D). Estas litologías suelen adoptar una forma de domo, alcanzando hasta 180 cm sobre el nivel del suelo en la porción noroeste. Además, las rocas poseen, en su mayoría, una alteración intempérica baja y son altamente cohesivas, lo que dificulta su muestreo. En contraste, la zona norte se caracteriza por afloramientos al ras del suelo, con escasa presencia de grandes cuerpos rocosos (Figura 17C).

En el campo, se observa que la litología predominante presenta foliación milonítica siendo en algunas áreas muy marcada. Esta foliación varía según N17°E, N80°E y N180°E, con buzamientos subvertical y vertical (Figura 17). Complementariamente, se identifican diaclasas con un rumbo predominante N45°E y N90°E (éste último se puede ver en la Figura 17A), mientras que el análisis por fotolectura revela fotolineamientos con dos direcciones preferenciales: norte-sur y este-oeste aproximadamente.

La litología predominante en el área es un granito álcali-feldespáctico milonítico (Figura 17B), con sectores donde la deformación es más intensa y otros donde es más tenue. Sin embargo, a nivel de afloramiento, la deformación se observa con mayor intensidad en la porción este. El protolito de la milonita se puede observar al suroeste del afloramiento principal, donde la deformación es mucho menor.

Además de este cuerpo, en el área se encuentra una roca carbonática aflorante al este del afloramiento principal. Esta última litología correspondería a la Formación Cerro Victoria (Montaña y Sprechmann, 1993) y será descrita más adelante.

Granito álcali-feldespáctico milonítico

De acuerdo con el análisis petrográfico y las descripciones de campo este granito está constituido por ortoclasa y microclina (aprox.50%), cuarzo (aprox.40%), albita (aprox 5%), y minerales accesorios (aprox. 5%) como circón, rutilo y opacos; y deformación milonítica.

Con el objetivo de caracterizar la variación textural y microestructural del granito milonítico, se definieron tres dominios principales en función del grado de deformación progresiva observada en las muestras analizadas. En la Figura 17 se observan las características de los dominios a nivel de afloramiento. Esta clasificación se basa en criterios macroscópicos y microscópicos, tales como el desarrollo de la foliación, el tamaño de grano y la intensidad de recristalización. El reconocimiento de estos dominios permite establecer una evolución

deformacional continua, desde sectores levemente afectados hasta zonas donde la deformación es intensa y la foliación milonítica está completamente desarrollada.



Figura 17: Disposición de los afloramientos del granito milonítico. A, B y D: foliación y diaclasado característicos de los afloramientos en la porción sur del área de estudio; C: afloramiento representativo de la porción norte, donde se aprecia su morfología característica de esa zona.



Figura 18: Afloramiento de las rocas correspondientes a los tres dominios definidos. A, B y C ilustran los dominios 1, 2 y 3, respectivamente.

Dominio 1

A mesoscala, se trata de una roca con una gama de colores que va desde el rosado pálido hasta el rosado grisáceo (Figura 19). En algunos sectores presenta tonalidades rojizas, pardas y amarillentas, asociadas a la alteración de los propios minerales. Dicha alteración se manifiesta, en parte, como una pátina que recubre los cristales de cuarzo. El tamaño de grano varía de fino a medio, alcanzando localmente un tamaño medio a grueso en los sectores de menor deformación. La textura es porfioclástica y se observa una foliación incipiente. A simple vista se reconocen cuarzo, feldespato y minerales opacos; bajo lupa binocular, se distinguen además cristales de circón.

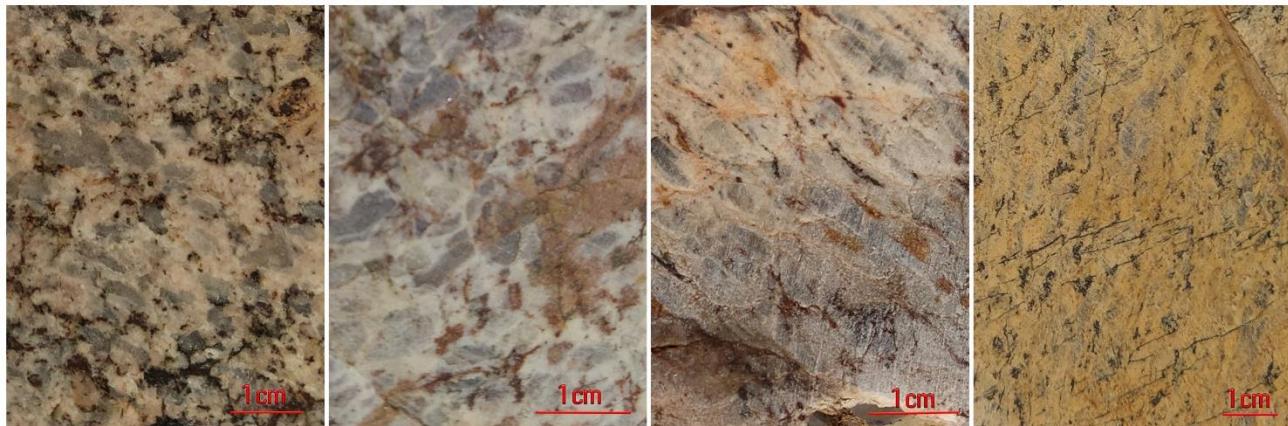


Figura 19: Dominio 1 en donde se aprecia la deformación de la roca.

El cuarzo se presenta en tonos blanco-grisáceos, mayormente en cristales anhedrales, aunque también forma *ribbons*, con longitudes cercanas a 10mm. Los feldespatos, de color rosa pálido o blanco, aparecen en cristales principalmente subhedrales. Los minerales opacos se observan en cristales anhedrales de color negro o rojizo, estos últimos producto de procesos de oxidación; asimismo, rellenan fracturas dispuestas tanto paralelas como oblicuas respecto a la foliación principal de la roca. Por último, el circón presenta colores ámbar y gris muy claro, casi blanco, de morfología bipiramidal.

A microescala, el granito milonítico de este dominio, observado al microscopio óptico, está constituido principalmente por cuarzo, feldespato, plagioclasa, muscovita y sericitita, acompañados por minerales opacos. Como fases accesorias se identifican circón y rutilo.

Presenta un tamaño de grano predominantemente medio (en torno a 5 mm). La textura general es porfioclástica milonitzada. Cabe destacar que la deformación no es homogénea, sino irregular, pudiéndose observar, en una misma lámina delgada, áreas intensamente deformadas (Figuras 20A y 20B) junto a otras con escasa afectación.

La abundancia relativa todos de los minerales que conforman este dominio es variable en lámina delgada, observándose zonas más monominerálicas asociadas a sectores con mayor intensidad de deformación. El feldespato ortoclasa representa aproximadamente el 40% de la roca, seguido del cuarzo, con un 37%. La plagioclasa se presenta de forma más diseminada, aunque en ocasiones puede concentrarse en sectores puntuales, con una abundancia estimada del 5 %. La microclina constituye varios de los porfioclastos, siendo más escasa en la matriz, con un contenido total cercano al 6%. La muscovita se observa en proporciones reducidas, del orden del 1% en sectores muy localizados, mientras que la sericitita es algo más abundante,

alcanzando alrededor del 3%. El rutilo y el circón, en conjunto, representan aproximadamente el 1% del total, y los minerales opacos son comparativamente más frecuentes, con una abundancia cercana al 7%.

El cuarzo se presenta, en cristales anhedrales con bordes irregulares; sin embargo, cuando forma agregados, estos presentan contactos interlobados. Son frecuentes los *ribbons* de cuarzo, los cuales muestran rotación de subgranos definiendo una foliación oblicua (Figuras 20A y 20B). Asimismo, se observan agregados de cuarzo recristalizados dinámicamente mediante rotación de subgranos y orientación preferencial de la forma de grano. Ambas foliaciones indican sentido de cizalla sinestral. En los cristales se reconocen además procesos de bulging y extinción ondulosa, asociados a la recristalización.

Los feldespatos (ortoclasa y microclina) constituyen tanto la matriz como los principales porfiroclastos de la roca. Estos generalmente son subhédrales y alcanzan los 5 mm en su eje mayor (cuando son porfiroclastos). Exhiben exfoliación bien marcada y extinción ondulante; en la microclina son frecuentes las inclusiones de plagioclasa en los bordes internos de los cristales (lo que correspondería a una textura poiquilitica en el granito sin deformar). Ambos presentan textura pertítica, principalmente tipo *flame* en la ortoclasa y en parches en la microclina, especialmente en los porfiroclastos. Las pertitas en la microclina son en su mayoría de albita.

La plagioclasa es poco abundante, suele ser subhedral y se encuentra conformando agregados en las láminas analizadas. La mayoría exhibe maclas curvadas como resultado de la deformación que afecta la roca.

La muscovita, aunque poco abundante, se distingue por su color verdoso y el clivaje bien definido. Suele presentarse en cristales subhédrales (Figuras 20C y 20D).

La sericita es el principal mineral de alteración, distribuyéndose a lo largo de toda la roca en agregados predominantemente fibrosos. Con frecuencia forma “cordones” entre los *ribbons* de cuarzo y también ocupa fracturas, siguiendo la foliación principal (Figuras 20A y 20B).

Entre los minerales accesorios se identificaron circón y rutilo (Figuras 20E y 20F). El circón presenta tamaños que oscilan entre 0,06 y 0,2 mm, observándose en secciones prismáticas. La mayoría de los cristales son subhédrales a euhédrales, se encuentran fracturados y exhiben una zonación interna muy marcada. En varios casos muestran microfracturas asociadas a procesos de metamictización. Es común que estos cristales se dispongan alineados con la foliación, las fracturas o las colas de presión de los porfiroclastos. El rutilo, por su parte, aparece de manera ocasional en cristales prismáticos, generalmente asociado a zonas de fracturas, junto con minerales opacos y sericita (Figuras 20G y 20H).

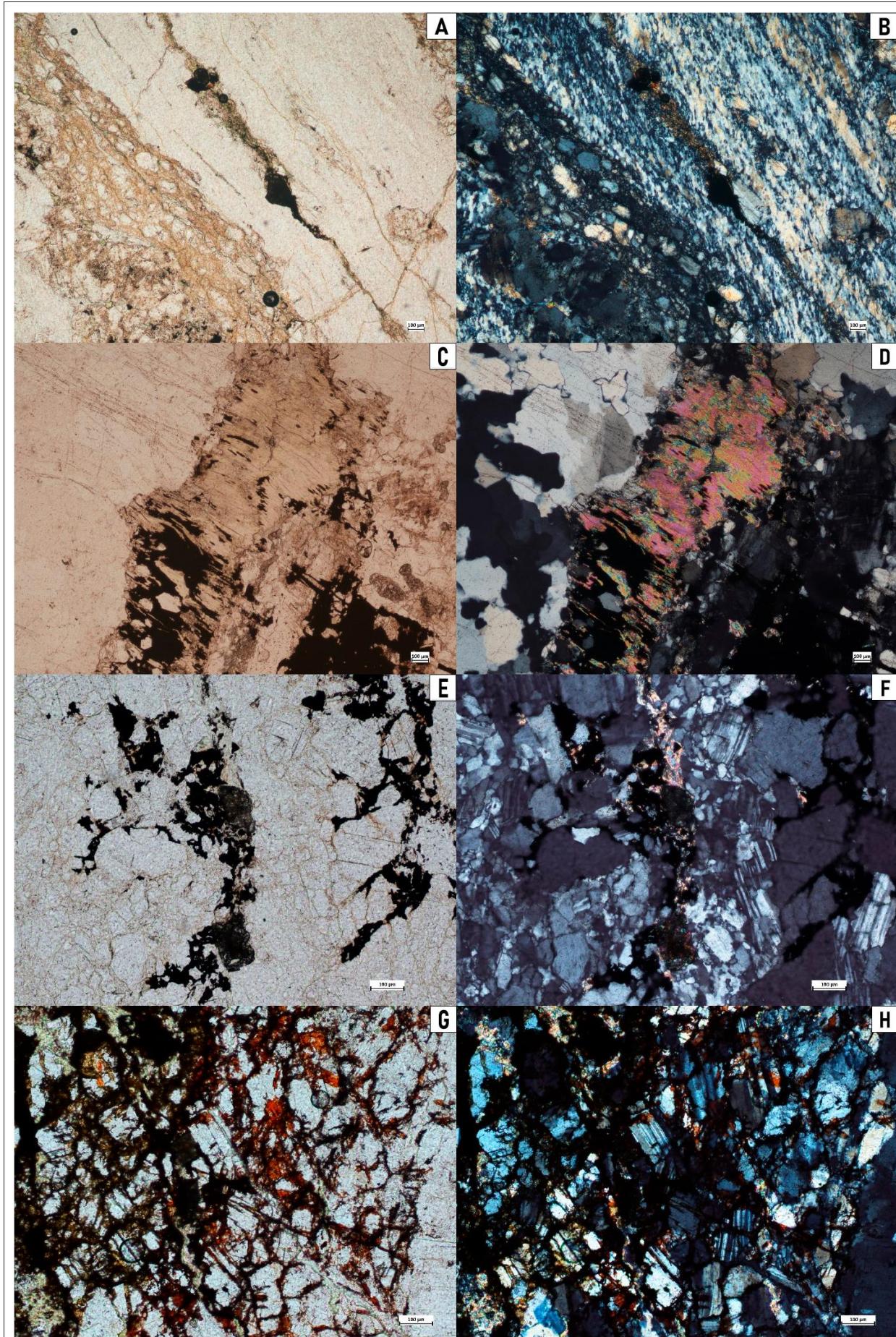


Figura 20: Fotomicrografías en lámina delgada, en luz natural (izquierda) y nícoles cruzados (derecha). (A-B) Deformación localizada de la roca donde se aprecian los ribbons de cuarzo, “cordones” de sericita con opacos y circón, y la foliación oblicua. (C-D) Muscovita y contactos característicos entre los cristales de cuarzo. (E-H) Minerales accesorios y opacos asociados a la fracturación.

Las fracturas de la roca, en general, se encuentran llenas por minerales opacos; sin embargo, cuando afectan directamente a otros minerales, suelen estar llenas por sericita. Estas fracturas muestran una orientación preferencial, tanto paralela a la foliación como en ángulo con ella (Figuras 20E-20H).

Dominio 2

A mesoescala, las rocas exhiben un color rosado pálido, con moteado en tonalidades rojizas, amarillentas y pardas (Figura 21). Presentan un tamaño de grano predominantemente medio, alcanzando un máximo de 5 mm, con textura milonítica y una foliación poco marcada a simple vista. Su composición incluye feldespatos blancos a rosados, cuarzo gris-transparente y minerales opacos. Los feldespatos varían, de hábito subhedral con forma tabular a euhedral, constituyendo en algunos casos los porfiroclastos de la roca. El cuarzo aparece mayoritariamente elongado, marcando la débil lineación de la roca, mientras que los minerales opacos suelen presentarse en agregados de color negro, asociados al cuarzo. La roca muestra además abundante fracturación, cuyos espacios están llenos por óxidos y minerales opacos.

A microescala, la asociación mineral está constituida por feldespatos (ortoclasa, microclina y plagioclasa), cuarzo, sericita, clorita, circón y minerales opacos.

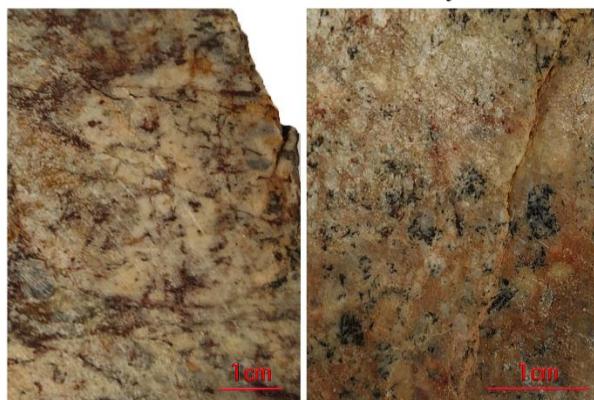


Figura 21: Dominio 2 en donde se aprecia la deformación de la roca.

El tamaño de grano varía desde submicroscópico (sericita) hasta medio, alcanzando los porfiroclastos dimensiones máximas de 2,5mm en su eje mayor. La distribución de tamaño de granos es inequigranular, y la roca presenta una lineación conspicua definida por la orientación preferencial de los agregados minerales.

En lo que respecta a la abundancia relativa de todos los minerales, su distribución dentro de la roca no es homogénea, observándose sectores con concentraciones predominantemente monominerálicas. El feldespato potásico (principalmente ortoclasa) constituye la fase predominante, con una proporción estimada entre 30 y 40 %. Le sigue en abundancia el cuarzo, cuya participación varía entre 25 y 35%, en función de la porción de roca considerada. La plagioclasa y la microclina se presentan en proporciones subordinadas y relativamente similares, con valores aproximados de 5 y 4%, respectivamente. La sericitina muestra una marcada variabilidad, llegando a constituir hasta un 20% en determinadas áreas, mientras que en sectores menos enriquecidos su proporción desciende al 7 %. La clorita, generalmente asociada a la sericitina, alcanza valores que oscilan entre 3 y 10%. El circón aparece como fase accesoria, con una abundancia igual o menor a 1%. Finalmente, los minerales opacos representan entre un 5 y 7% del volumen total de la roca.

El feldespato potásico, principalmente ortoclasa, se presenta en cristales subhédrales a anhédrales con un tamaño cercanos a 0,4 mm, bordes irregulares y abundante fracturación. Las maclas de Carlsbad son escasas, pero es común la textura pertítica, observándose con frecuencia pertitas tipo *flame* de albita en los cristales (Figuras 22A y 22B). En muchos casos, dichas pertitas se encuentran total o parcialmente alteradas a sericitina.

El cuarzo constituye la segunda fase mineral más abundante, con tamaños que varían entre fino y medio, presentándose en ocasiones en forma de *ribbons*. Los cristales son predominantemente anhédrales, redondeados a subangulosos, y su distribución es heterogénea: se disponen tanto en agregados localizados como conformando porfiroclastos en una matriz sericitica, al igual que el feldespato potásico. Comúnmente presentan bordes irregulares, en algunos casos interlobados. La deformación es un rasgo recurrente, evidenciada por extinción ondulosa, formación de agregados policristalinos mediante migración de borde de grano (GBM), desarrollo de lamelas, rotación de subgranos y procesos de bulging. En los agregados de cuarzo, donde predomina la rotación de subgranos orientados en la misma dirección de la foliación, se observa que la extinción de dichos granos se dispone de manera oblicua respecto a la foliación general de la roca, lo cual indica un sentido de cizalla sinestral. Asimismo, es común la recristalización de nuevos granos de cuarzo a expensas de la morfología original de los cristales (Figuras 22C y 22D).

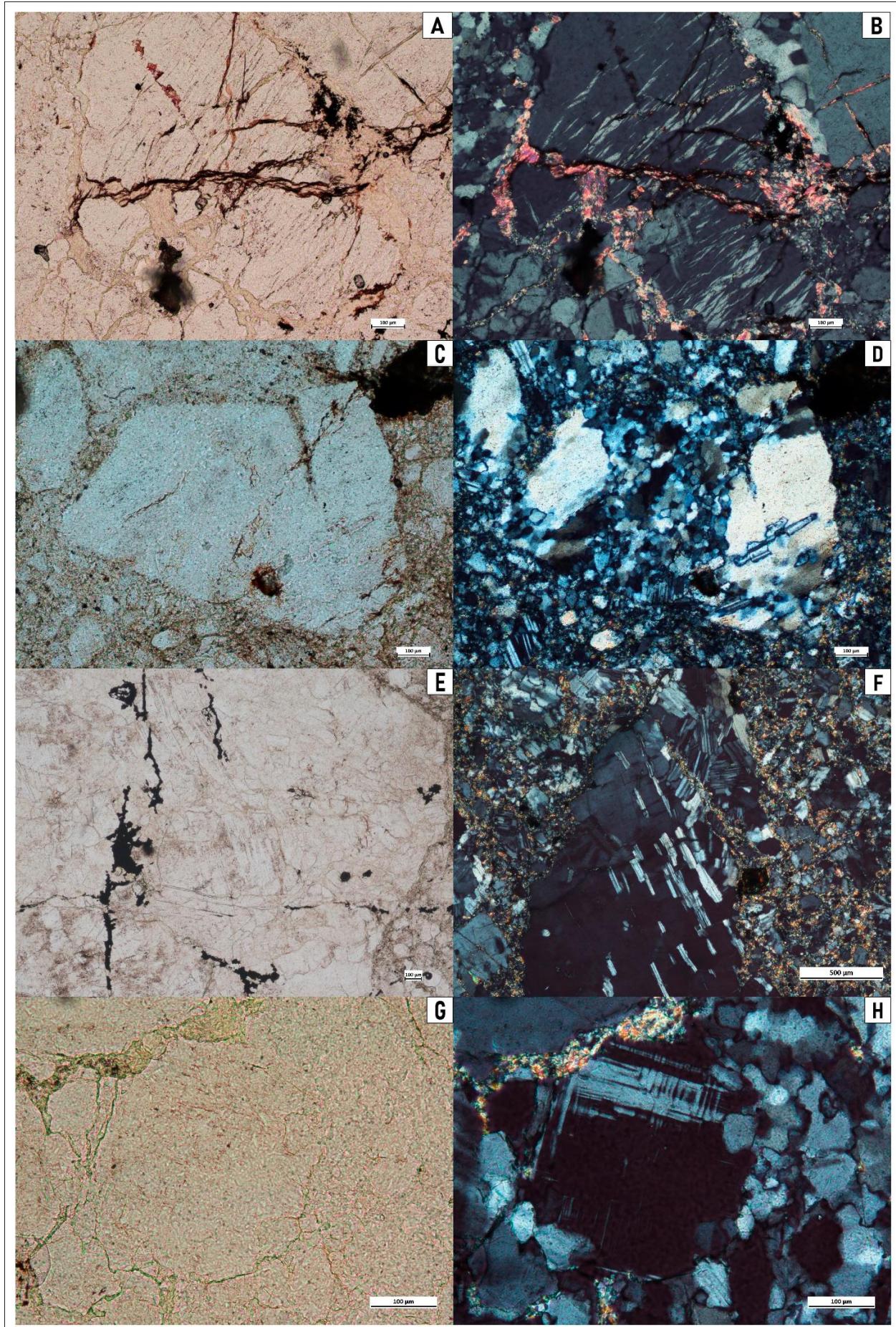
La plagioclasa se encuentra diseminada en toda la lámina, frecuentemente formando agregados y también como inclusiones en porfiroclastos de feldespato potásico. Estas inclusiones en el feldespato potásico corresponden a una textura poiquilitica del granito no milonitizado (Figuras 22E y 22F). Los cristales varían desde subhédrales hasta euhédrales (prismáticos), con tamaños muy heterogéneos. Presentan maclas de albita y las combinaciones Carlsbad-albita, generalmente curvadas, con terminaciones en forma de cuña producto de la deformación. Es habitual la extinción por partes en estos cristales.

La microclina es poco frecuente en este dominio, aunque suele presentarse en cristales euhedrales que exhiben la macla característica en rejilla (Figuras 22G y 22H). Sus dimensiones rondan los 0,45 mm y muestran bordes irregulares.

La sericita se presenta en agregados fibrosos a fibrorradiados y, en numerosos casos, como relleno de fracturas que atraviesan tanto la matriz como los minerales de la roca. Se asocia estrechamente con la clorita, aunque esta última se encuentra en menor proporción, generalmente formando agregados.

Los minerales opacos son relativamente abundantes, distribuyéndose tanto en la matriz como rellenando fracturas que afectan a toda la roca. En estos sectores suelen encontrarse asociados a la sericita-clorita y al circón (Figuras 22I y 22J).

El circón aparece como cristales aislados o formando pequeños agregados (Figuras 22I y 22J), con hábito euhedral bien definido, aunque es frecuente observar fracturas y pérdida de vértices. Su tamaño varía entre 5 y 160 μm . Se reconoce en distintas secciones, presentando zonación interna bien marcada y fracturación característica de procesos de metamictización.



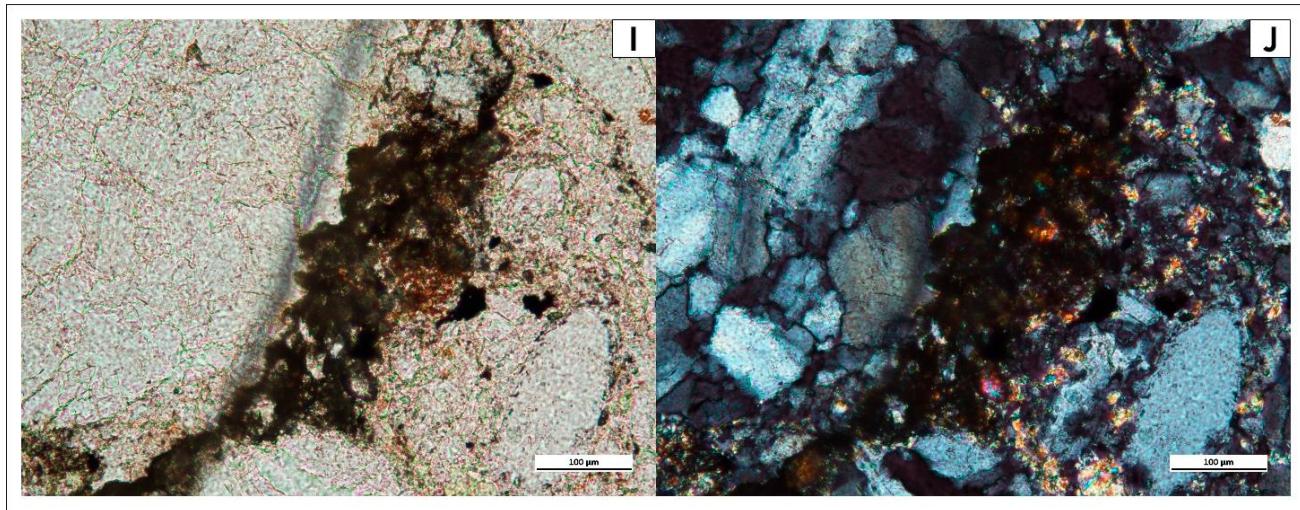


Figura 22: Fotomicrografías en lámina delgada, en luz natural (izquierda) y nícoles cruzados (derecha). (A-B) Cristal de ortoclasa con pertitas tipo *flame*, con sericita y clorita en las fracturas. (C-D) Recristalización de cuarzo en la forma de uno preexistente. (E-F) Feldespato potásico con inclusiones de plagioclasa (textura *poikilitótica*). (G-H) Cristal de microclina con su característica macla en rejilla. Nótese los contactos entre el cuarzo. (I-J) Disposición frecuente de los minerales opacos, sericita, clorita y circones a lo largo de fracturas en la dirección de la foliación.

Dominio 3

A mesoescala, el color predominante en estas rocas es un rosado pálido con matices grisáceos (Figura 23). Bajo lupa binocular se distinguen páginas de óxidos con tonalidades anaranjadas, verde claro y bordo. Se trata de una roca foliada visible a simple vista, de grano fino, compuesta principalmente por cuarzo, feldespato y minerales opacos. El cuarzo aparece elongado, con una coloración gris claro. Se observan algunos porfiroclastos con lupa de mano, los cuales corresponden probablemente a cristales de feldespato y/o cuarzo.

La fracturación es abundante, predominando las fisuras paralelas a la foliación, aunque también se observan otras en ángulo con ella. Dichas fracturas están llenas, en su mayoría, por minerales opacos oxidados y, en algunos casos, por minerales de tonalidad negra.

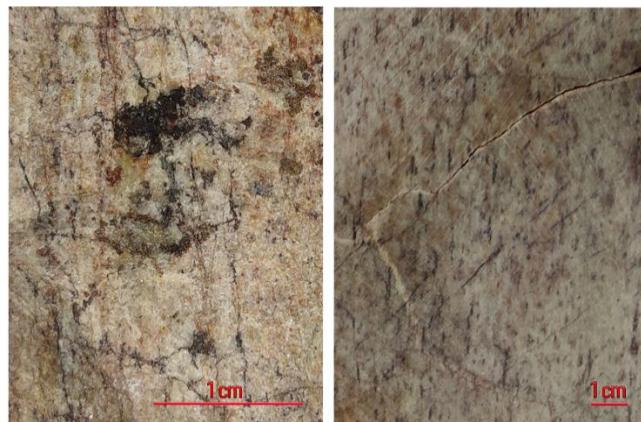


Figura 23: Dominio 3 en donde se aprecia la deformación de la roca.

A microescala, los minerales identificados en este dominio son feldespato alcalino (ortoclasa y microclina), cuarzo, plagioclasa, sericita, circón, rutilo y minerales opacos.

El tamaño de grano general es muy fino, correspondiente a la matriz, mientras que algunos cristales alcanzan dimensiones de grano fino y conforman los porfiroclastos, con longitudes de hasta 0,8 mm en su eje mayor. La distribución del tamaño de grano es inequigranular. La foliación milonítica se encuentra bien desarrollada y es fácilmente reconocible en toda la lámina (Figuras 24A-24D).

En cuanto a la abundancia relativa de los minerales que conforman la roca, el feldespato alcalino constituye la fase principal, representando aproximadamente el 35% del total. Le sigue el cuarzo, con una proporción cercana al 30%, aunque en algunos sectores este mineral llega a ser la fase predominante sobre el feldespato. La plagioclasa y la microclina conforman alrededor del 5% y 1%, respectivamente, pudiendo la concentración de microclina ser incluso menor. La sericita es una fase relativamente abundante y se encuentra diseminada en toda la roca, alcanzando cerca del 25%. El circón y el rutilo están presentes en proporciones cercanas al 1%, mientras que los minerales opacos representan aproximadamente el 3% del total.

Los feldespatos alcalinos (principalmente ortoclasa) se presentan en una amplia variedad de tamaños, desde muy fino hasta fino, y constituyen los porfiroclastos de la roca. Los cristales son mayoritariamente subhendrales, aunque también se observan algunos anhendrales. La macla de Carlsbad es frecuente, y los cristales muestran bordes lobados e irregulares. En general, se disponen alineados de acuerdo con la foliación milonítica (Figuras 24A-24D). Las pertitas tipo *flame* son comunes.

El cuarzo se observa en todos los tamaños de grano presentes en el dominio, distribuyéndose de manera homogénea en toda la lámina. Frecuentemente forma agregados con rotación de subgranos (SRG), *ribbons* y

porfiroclastos. Es común la extinción ondulosa, la presencia de bordes irregulares y procesos de bulging entre los cristales.

La plagioclasa se presenta con cristales predominantemente subhedrales, aunque algunos son euhedrales, con bordes lobados. Su orientación sigue, en la mayoría de los casos, la foliación principal de la roca. Suele observarse la macla curvada debido a la deformación que afecta al dominio (Figuras 24A-24D).

La microclina es escasa, apareciendo en cristales dispersos dentro de la matriz. Se presenta con su típica macla polisintética y bordes irregulares.

A luz natural se reconoce con claridad la sericitización generalizada de la roca (Figuras 24A-24D), que sigue la foliación principal y rellena numerosas fracturas. La sericita presenta color verde claro y ocurre tanto en agregados fibrorradiados como formando parte de la matriz. Asociada a ella se identifica clorita, aunque su reconocimiento resulta difícil debido al reducido tamaño de grano.

Los minerales opacos constituyen una de las fases más abundantes asociadas a las fracturas, distribuyéndose por toda la lámina. Se observa comúnmente asociados al circón y a la sericita (Figuras 24E y 24F).

Los cristales de circón son relativamente abundantes y suelen disponerse agrupados a lo largo de la foliación (Figuras 24E y 24F) o asociados a minerales opacos (Figuras 24G y 24H), tanto en fracturas como en sombras de presión de los porfiroclastos. Su tamaño es generalmente homogéneo, con ejes mayores que rondan las 20 μm . Los cristales son mayormente euhedrales, con aristas fracturadas (Figuras 24E y 24F) y presentan una zonación interna bien definida.

Las fracturas observadas se disponen, en general, paralelas y oblicuas a la foliación principal. La mayoría se encuentran llenas por minerales opacos y en algunas ocasiones rutilo (Figuras 24E y 24F).

En conjunto, los tres dominios definidos reflejan una evolución deformacional progresiva del granito milonítico, caracterizada por una disminución sistemática del tamaño de grano, un aumento en la intensidad de la foliación y un grado creciente de alteración serícita y clorítica.

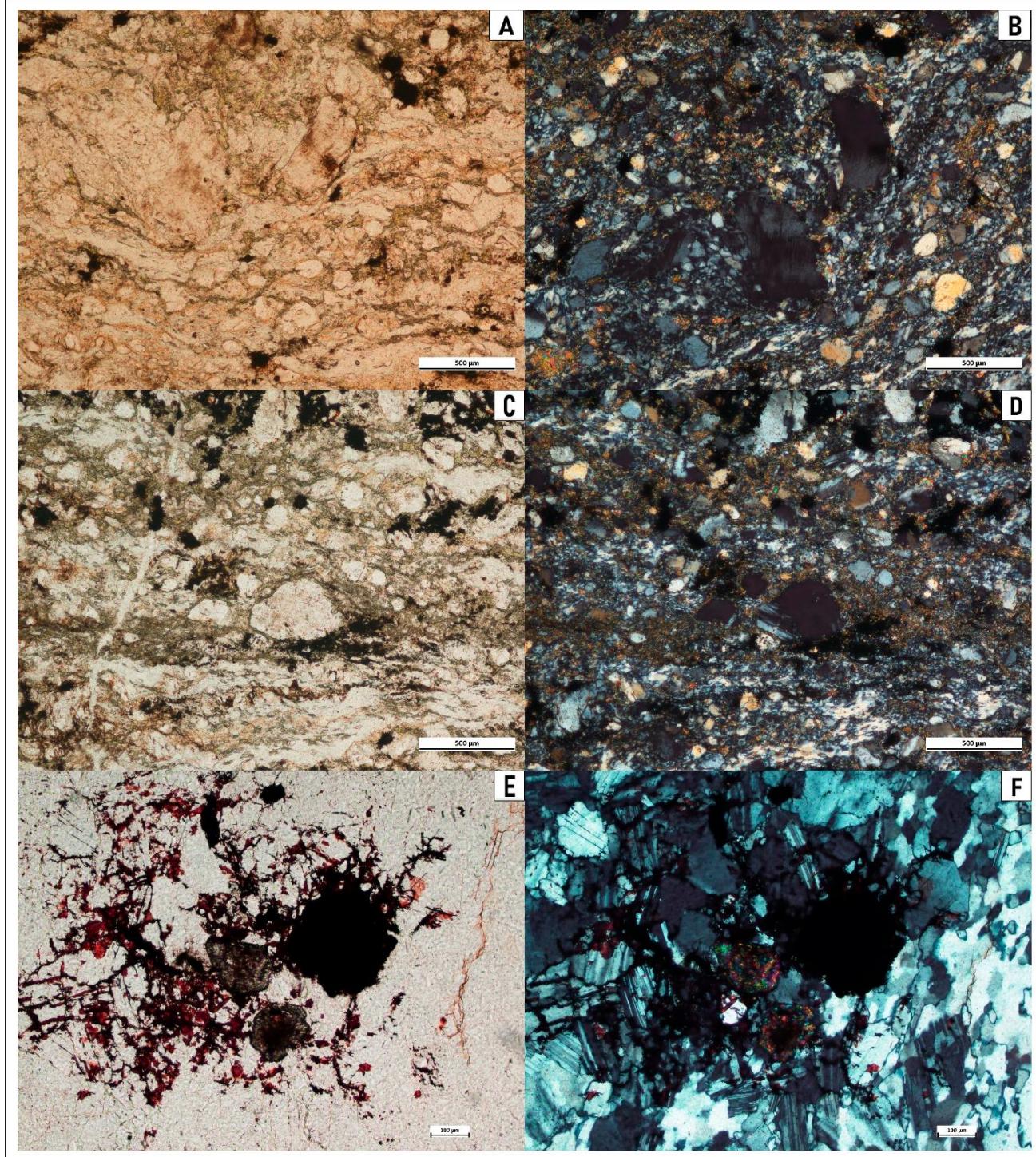


Figura 24: Fotomicrografías en lámina delgada, en luz natural (izquierda) y nícoles cruzados (derecha). (A-D) Foliación milonítica donde se aprecia la abundante seritización de la roca y cristales de plagioclasa cizallados. (E-F) Disposición común entre los minerales opacos, circones, rutilo y la fracturación.

Metadolomía rosada-rojiza con recorte de venillas

Esta litología aflora en la porción este de la zona de estudio, en el cauce de una escorrentía, a nivel del suelo (Figura 25A). Presenta escasa alteración superficial y destaca por su dureza (Figura 25B).

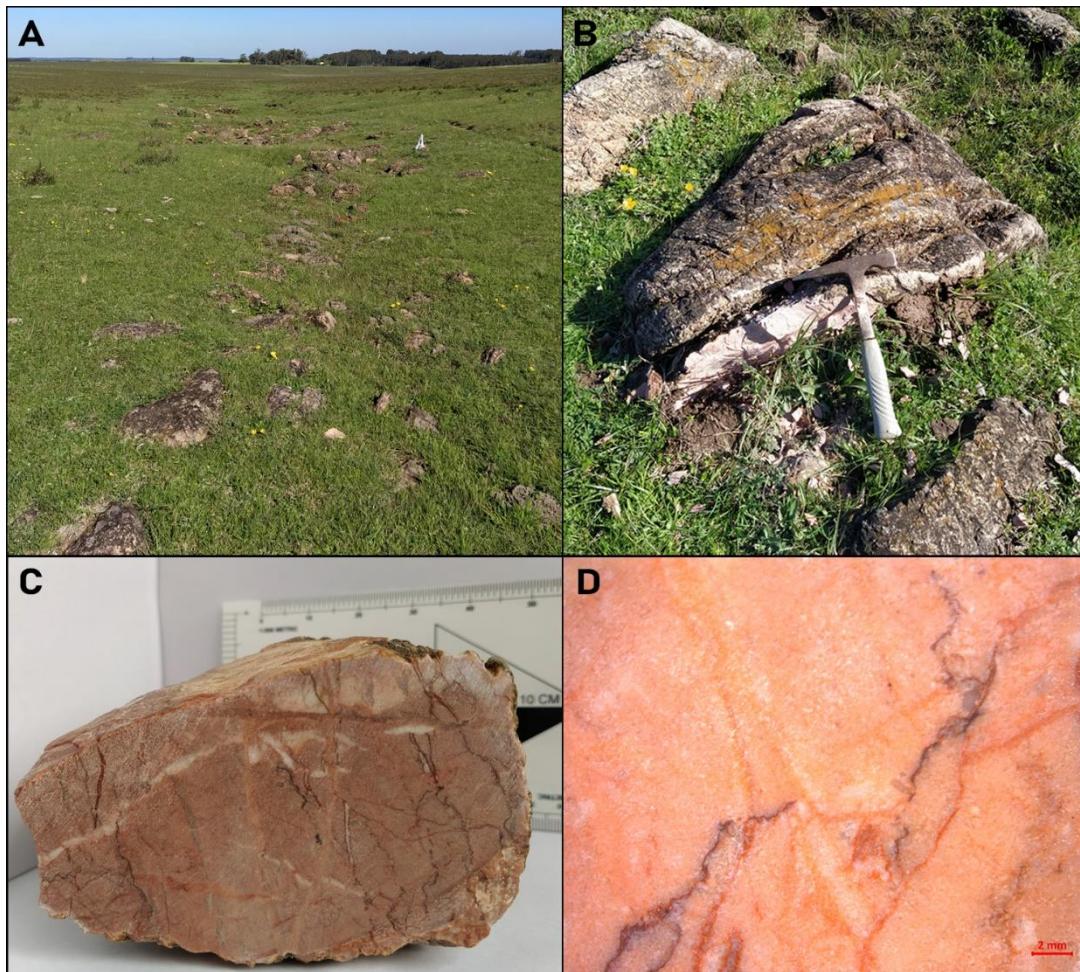


Figura 25: Vista general de la zona de afloramiento de la metadolomía (A); detalle del afloramiento rocoso (B); muestra de mano (C); muestra bajo lupa binocular (D).

En muestra de mano (Figuras 25C y 25D), la roca exhibe un color predominantemente rosado, con tonalidades que varían de rosado claro a rojizo en algunas zonas. Presenta un abundante recorte de venillas con colores que oscilan entre blanquecino y bordó debido a la presencia de óxidos (Figuras 25C y 25D). La reacción al ácido clorhídrico es casi nula, lo que indica una composición mayormente dolomítica.

El análisis bajo microscopio óptico revela una composición de aproximadamente 60 % de esqueleto, 30 % de matriz y 10% de cemento. El esqueleto está constituido principalmente por ooides (94 %), con una menor proporción de cuarzo (5 %) y feldespato (menos del 1 %), mientras que la matriz está compuesta por micrita dolomítica. El tamaño de grano del esqueleto varía entre arena media y muy fina.

Los ooides (Figura 26A), formados por micrita, presentan dimensiones de 100 a 500 μm en su eje mayor y son principalmente elipsoidales. Aunque en su mayoría no muestran una estructura interna clara, algunos exhiben una débil organización concéntrica. Estos se distribuyen de manera heterogénea en la muestra, concentrándose en ciertas zonas donde se asocian principalmente con cemento de esparita dolomítica.

Los clastos de cuarzo y feldespato poseen baja esfericidad, con bordes irregulares y parcialmente redondeados.

La muestra exhibe un venilleo abundante (Figura 26B), diferenciable en dos tamaños. Las venillas más grandes, de aproximadamente 2 mm de ancho, están llenas principalmente de esparita dolomítica, con presencia menor de cuarzo y óxidos. En estas, los cristales son sub-automorfos y presentan contactos serrados entre ellos. Las venillas más pequeñas, en cambio, tienen un ancho aproximado de 0,02 mm y están llenas por micrita.

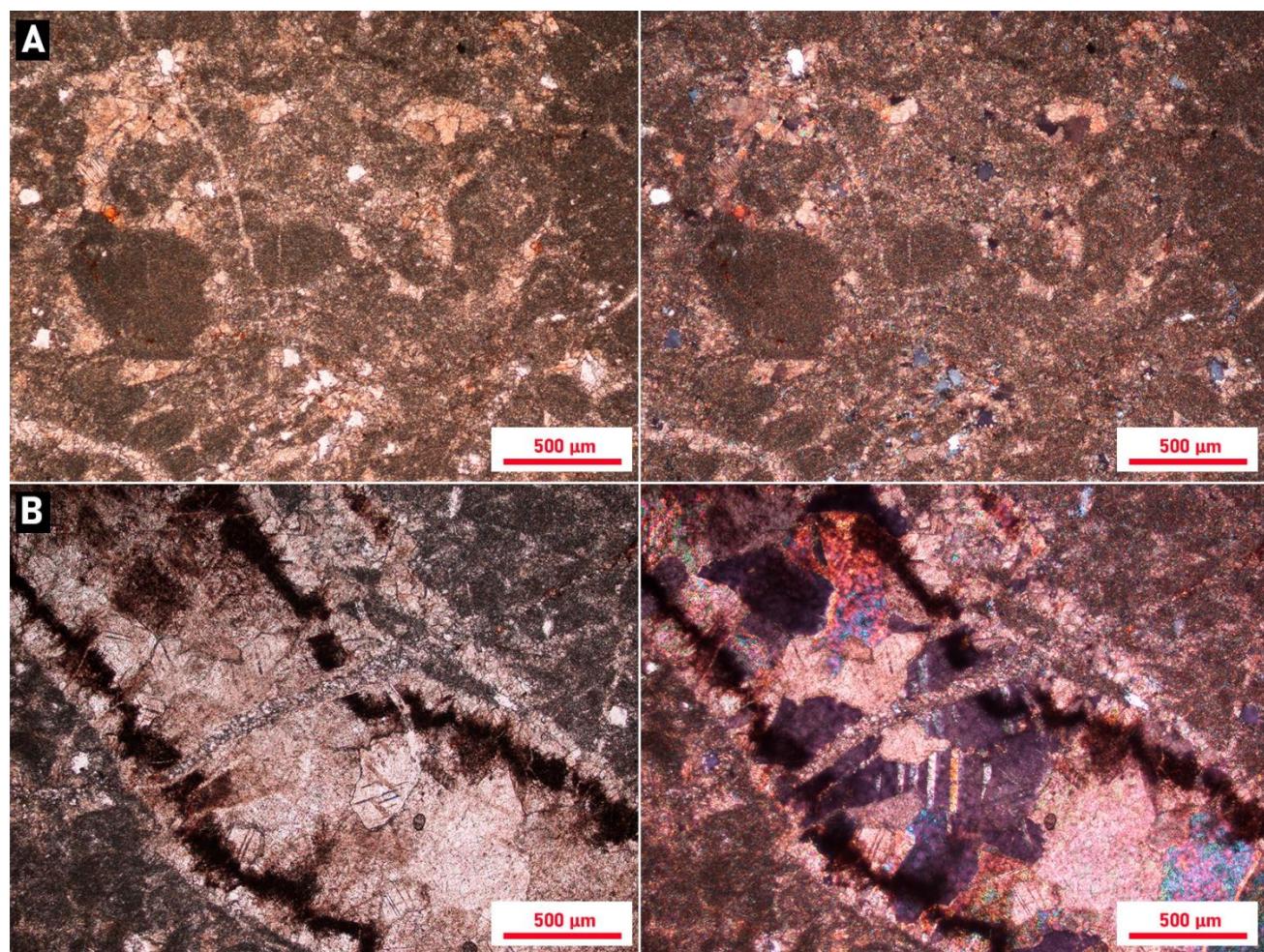


Figura 26: Fotomicrografías de la metadolomía: izquierda en luz natural (LN), derecha en luz polarizada (LP). (A) Vista general donde se distinguen el esqueleto, la matriz y las venillas. (B) Detalle de una venilla rellena de esparita dolomítica; nótese los contactos serrados entre cristales.

6. Resultados

6.1 Radiometría aerotransportada, terrestre y de laboratorio

A partir de los datos de radiometría a nivel del suelo obtenidos por DINAMIGE, se elaboró una grilla de 100 por 100 metros para visualizar las áreas de mayor y menor conteo total (Figura 27). Para su construcción, se aplicó una interpolación espacial mediante el método de Distancia Inversa Ponderada¹⁰ (IDW), a partir de la cual se generaron las isolíneas que se pueden ver en el mapa de la Figura 28.

En las Figuras 27 y 28 se identifican dos zonas con altos valores de conteo total: una en el norte, con un máximo de 2251 cps, y otra en el sur, donde se registra un valor máximo de 2559 cps. La zona sur del área de medición radiométrica ofrece datos más representativos debido a la alta densidad de puntos, mientras que el área situada fuera de la zona de afloramientos presenta mayor incertidumbre, tanto por la menor densidad de puntos como por las condiciones del programa utilizado para la interpolación.

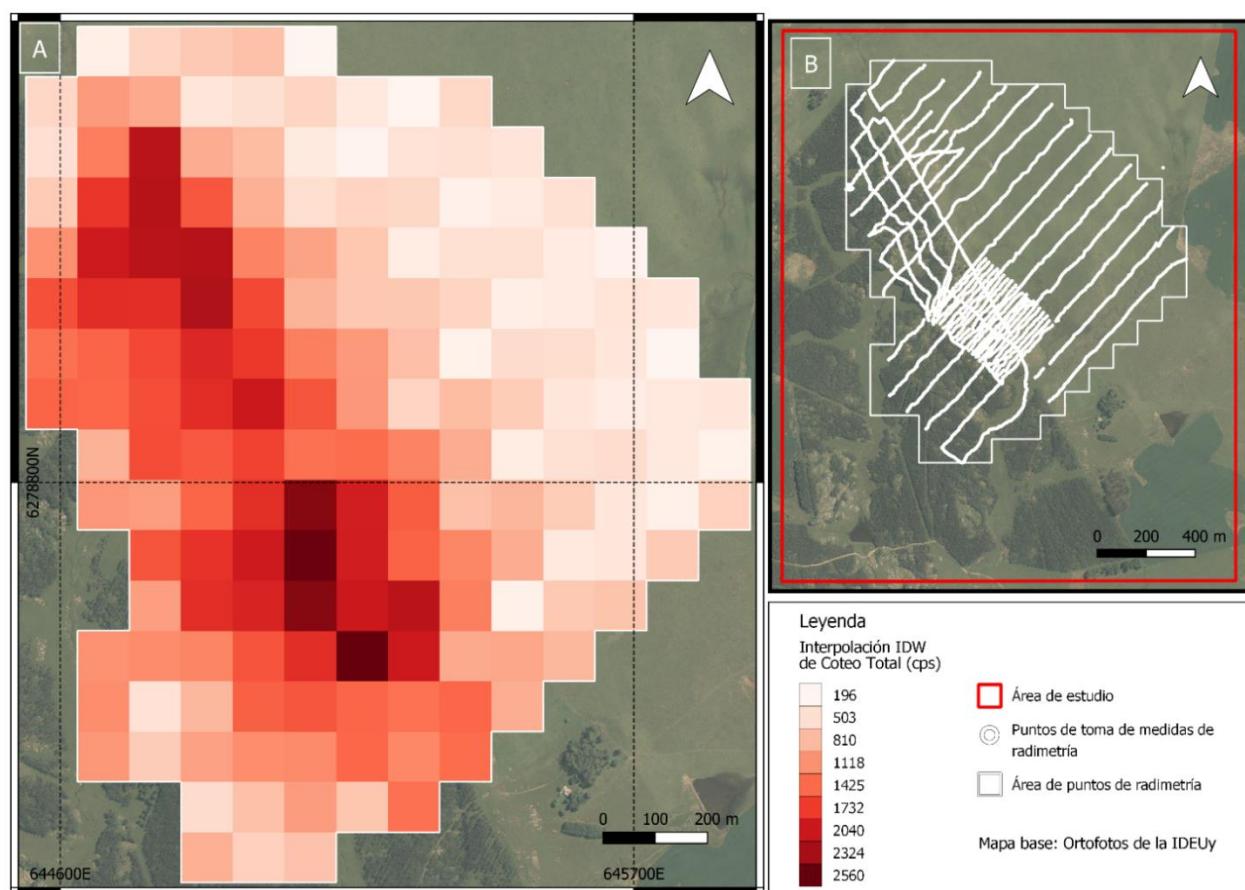


Figura 27: Radiometría del área de estudio basada en datos disponibles a nivel del suelo. (A) Radiometría para el área calculada en una grilla de 100x100m. (B) Ubicación de los puntos de radiometría obtenidos.

¹⁰ En esta interpolación, los puntos más cercanos tienen mayor influencia en la estimación de un valor desconocido, mientras que la influencia de los puntos más lejanos disminuye gradualmente según la distancia.

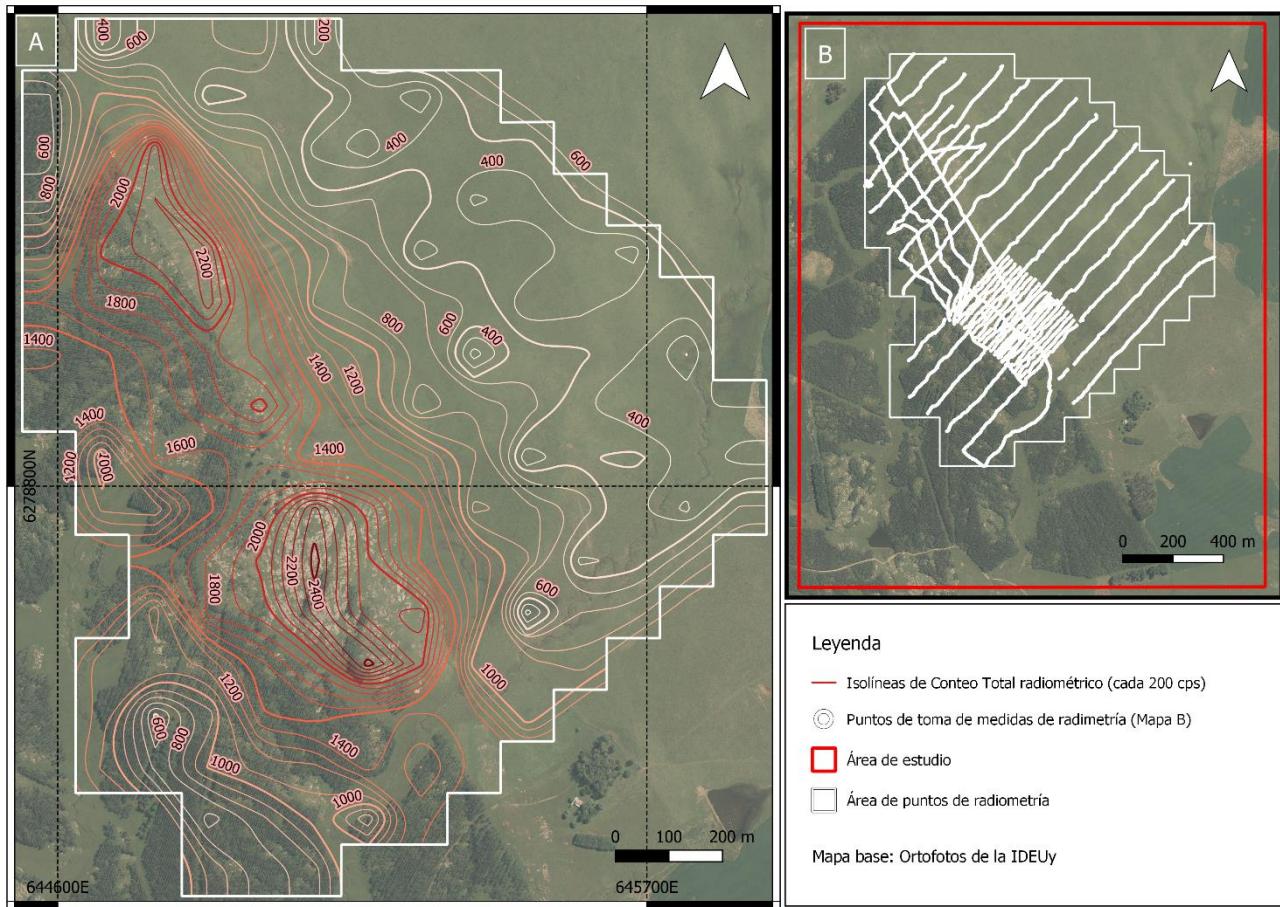


Figura 28: Mapa de isolíneas radiométricas a partir de la interpretación de los datos disponibles a nivel del suelo para el área. (A) Isolíneas radiométricas cada 200m. (B) Ubicación de los puntos de radiometría obtenidos.

Para visualizar la radiometría terrestre, se generó una grilla de 100×100 metros basada en la del archivo ráster de la radiometría aerotransportada. Luego, se calculó el valor medio de los puntos de radiometría terrestre dentro de cada celda y se asignó dicho valor a la correspondiente celda.

De acuerdo con la radiometría aerotransportada, la radioactividad en el área de estudio varía entre 1 298 cps y 10 997 cps (Figura 29), mientras que las tasas de dosis gamma asociadas varían entre 50,5 y 467 nSv h^{-1} . En el caso de la radiometría terrestre, se registraron valores mínimos de 143 cps y máximos de 2627 cps (Figura 30), con tasas de dosis comprendidas entre 280 y 5118 nSv h^{-1} . Ambos valores máximos se encuentran en la porción sur del área de afloramiento, con una diferencia de una celda entre sí. Tanto en la representación del conteo total aerotransportado como en el terrestre, se identifican dos zonas de mayor conteo: una en el sur y otra en el norte.

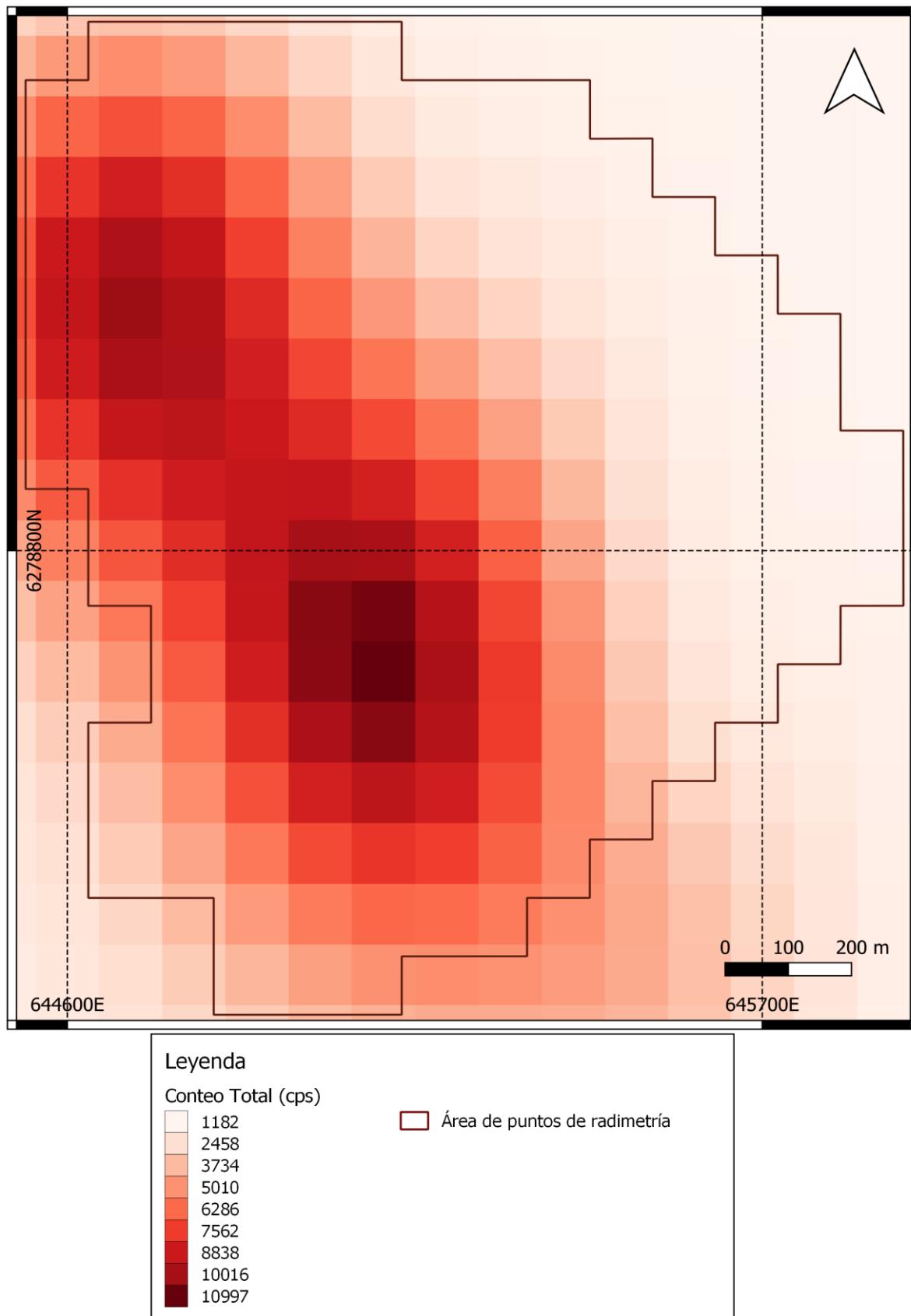


Figura 29: Mapa de conteo total obtenido a partir del estudio radiométrico aerotransportado realizado por SGL.

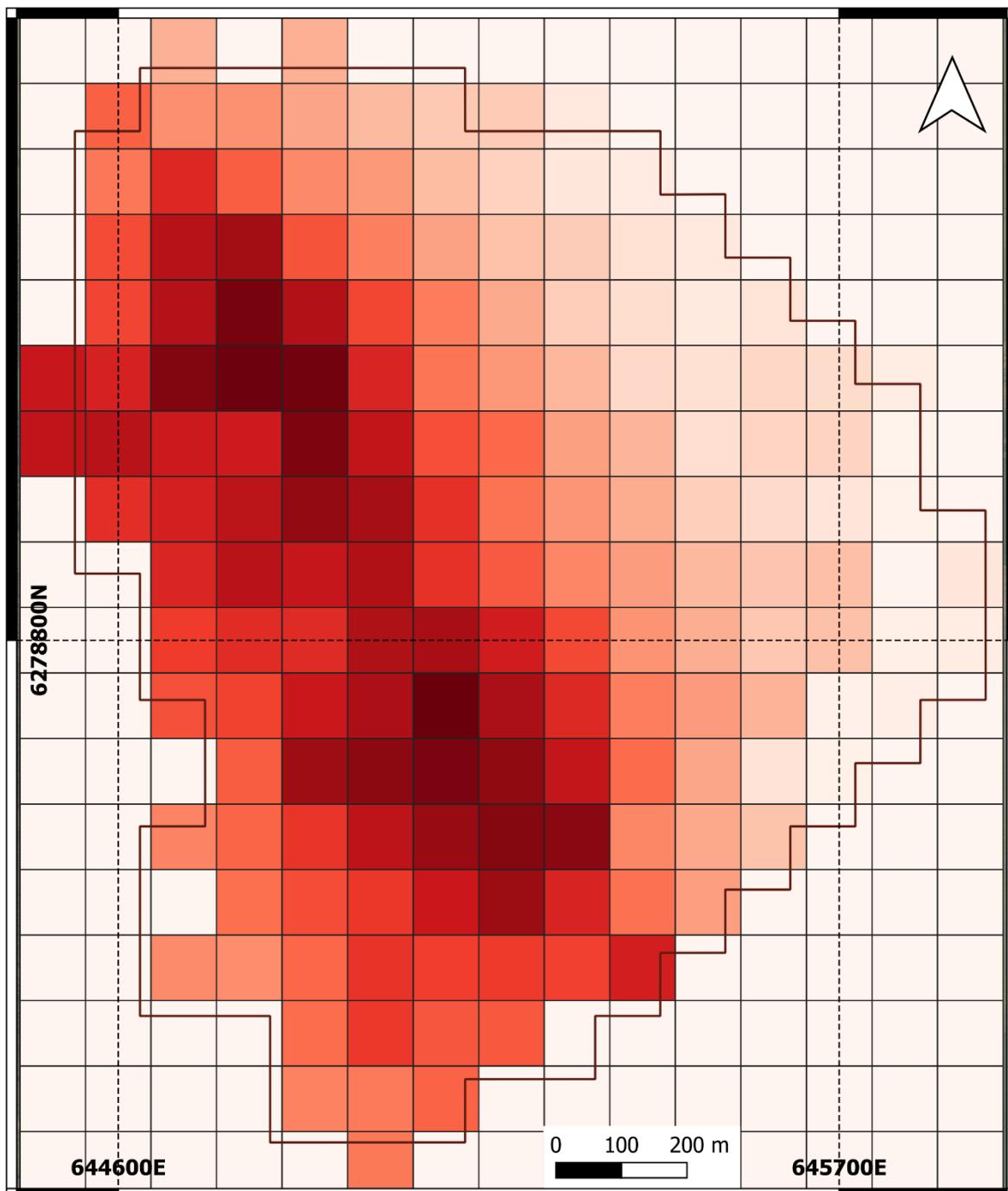


Figura 30: Mapa de conteo total basado en el estudio de radiometría a nivel de suelo realizado por DINAMIGE.

Para validar la consistencia de los resultados y la representatividad regional del relevamiento aerotransportado, se realizó un análisis de correlación entre la tasa de dosis absorbida medida en la superficie (RS-230) y la obtenida mediante aerogeofísica (SGL).

Previamente al análisis estadístico, las mediciones terrestres obtenidas en modo *survey* (cuentas por segundo, cps) se transformaron a unidades físicas de tasa de dosis (nSv h⁻¹). Para ello, se aplicó un factor de sensibilidad de 1,572 nSv h⁻¹ por cps, deducido a partir de la calibración interna realizada con los valores obtenidos en modo *essay*. Adicionalmente, se aplicó un factor de corrección geométrica de 1,24, conforme a las recomendaciones de UNSCEAR, con el objetivo de normalizar la respuesta del sensor de contacto frente a las variaciones de la geometría del afloramiento y asumiendo que la medición se realizó a un metro sobre la superficie del terreno.

Debido a que el sensor aerotransportado actúa como un integrador de la señal geoquímica en un área extensa (*footprint*), mientras que el equipo terrestre captura la variabilidad puntual de la mineralización, la relación entre ambas escalas no es lineal (Figura 31). En consecuencia, se realizó una transformación logarítmica (en base 10) de ambas variables, permitiendo ajustar los datos bajo un modelo de potencia, cuya expresión linealizada es:

$$\log_{10}(Dosis aérea) = 0,686(Dosis terrestre) + 0,197$$

La figura 32 muestra una relación lineal positiva clara entre ambas variables, lo que indica que los valores de dosis obtenidos a partir de mediciones a nivel del suelo explican en gran medida la variabilidad de la dosis aerotransportada. El ajuste lineal muestra un coeficiente de correlación robusto ($R^2 = 82,5\%$; $p = 2,2 \times 10^{-16}$) validando una correlación muy fuerte. El diagnóstico de residuos confirmó la homocedasticidad y la normalidad de los errores bajo esta escala (ver Anexo II para más detalles). La totalidad de los puntos muestreados se sitúan dentro de las bandas de predicción al 95%, lo que descarta la presencia de valores atípicos (*outliers*) y ratifica la precisión del trabajo de campo.

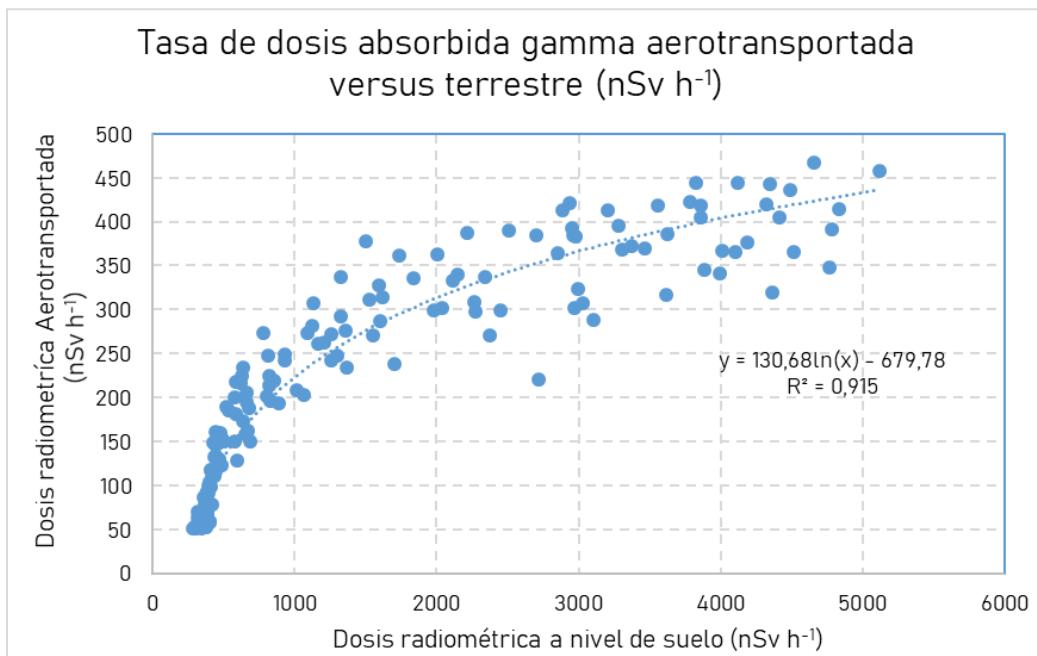


Figura 31: Gráfico de dispersión de la relación entre la Dosis terrestre y la Dosis aerotransportada.

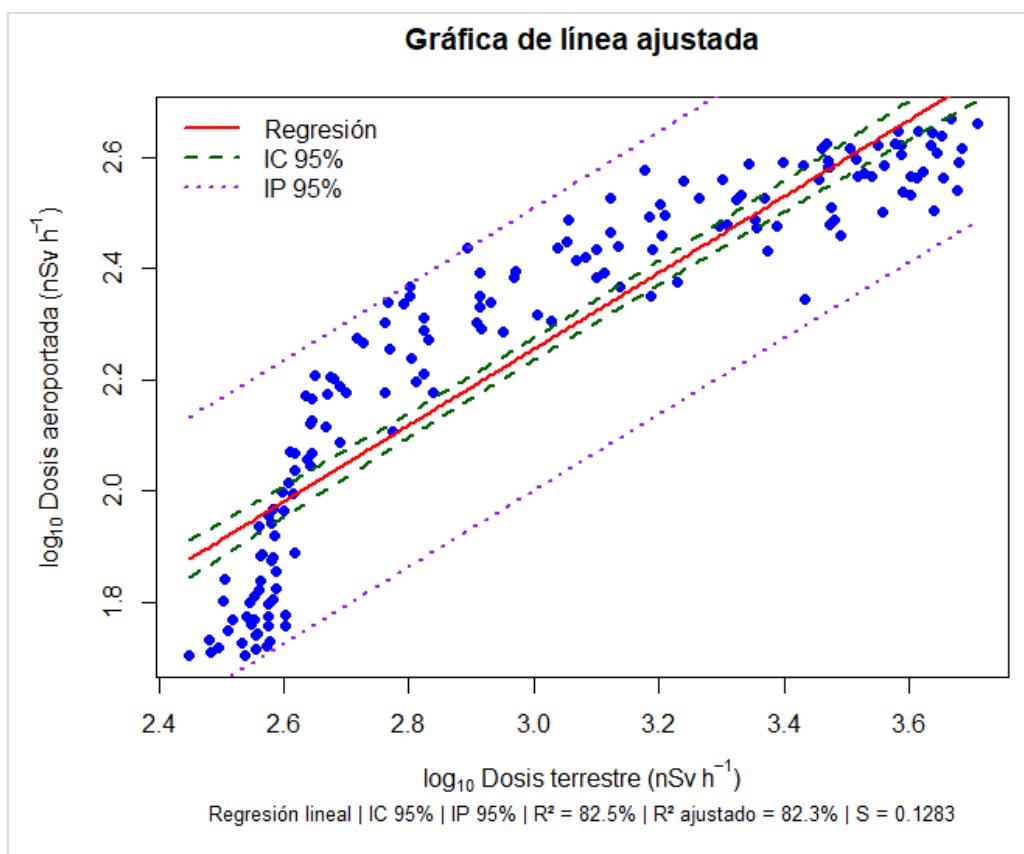


Figura 32: Gráfico de la relación entre la dosis absorbida terrestre y la dosis absorbida aerotransportada, ambas transformadas (\log_{10}), junto con la recta de regresión ajustada (en rojo).

En el Laboratorio de Radioquímica del Centro de Investigaciones Nucleares se analizó la actividad de los radionucleidos ^{226}Ra , ^{232}Th , ^{40}K y ^{238}U en muestras de suelo y roca. Los datos del ^{238}U no fueron utilizados para los cálculos y comparaciones debido al alto porcentaje de error que presentan. En su lugar, se empleó ^{226}Ra , uno de sus productos de desintegración en la cadena radiactiva. Los resultados de los suelos, organizados en tres transectas que atraviesan el afloramiento, se presentan en la Figura 33. Geográficamente, las muestras 2 y 3 se ubican en la zona norte, seguidas por las muestras 1, 4, 5 y 6 en la porción central, mientras que las muestras 7, 8 y 9 corresponden al sector sur (ubicaciones específicas en la Figura 5).

Los valores de ^{226}Ra en el suelo varían entre 33 Bq kg $^{-1}$ (muestra 4) y 1151 Bq kg $^{-1}$ (muestra 7) en la capa más superficial (0-5 cm), alcanzando un máximo de 1452 Bq Kg $^{-1}$ a una profundidad de 15-20 cm, con una media de 472 Bq kg $^{-1}$. Por su parte, la actividad de ^{232}Th oscila entre 68 Bq kg $^{-1}$ (muestra 4) y 1081 Bq kg $^{-1}$ (muestra 2) en el nivel más superficial, con un valor promedio de 455 Bq kg $^{-1}$. Finalmente, los valores de ^{40}K fluctúan entre 441 Bq kg $^{-1}$ (muestra 8) y 799 Bq kg $^{-1}$ (muestra 2), con una media de 536 Bq kg $^{-1}$.

La muestra con la mayor actividad total combinada de los tres radionucleidos es la muestra 7 (2641 Bq kg $^{-1}$), mientras que la menor actividad se registra en la muestra 5 (566 Bq kg $^{-1}$). Las muestras 2, 7 y 8 presentan las concentraciones más elevadas, lo que se atribuye a su proximidad a la roca de origen y a la presencia de un suelo menos desarrollado, con una menor influencia de procesos que favorecen la pérdida de estos elementos (Figura 34).

En términos generales, se observa que la actividad de los radionucleidos tiende a aumentar con la profundidad, lo que sugiere una mayor concentración de estos radionucleidos en las capas inferiores del suelo debido a su mayor similitud con la roca parental.

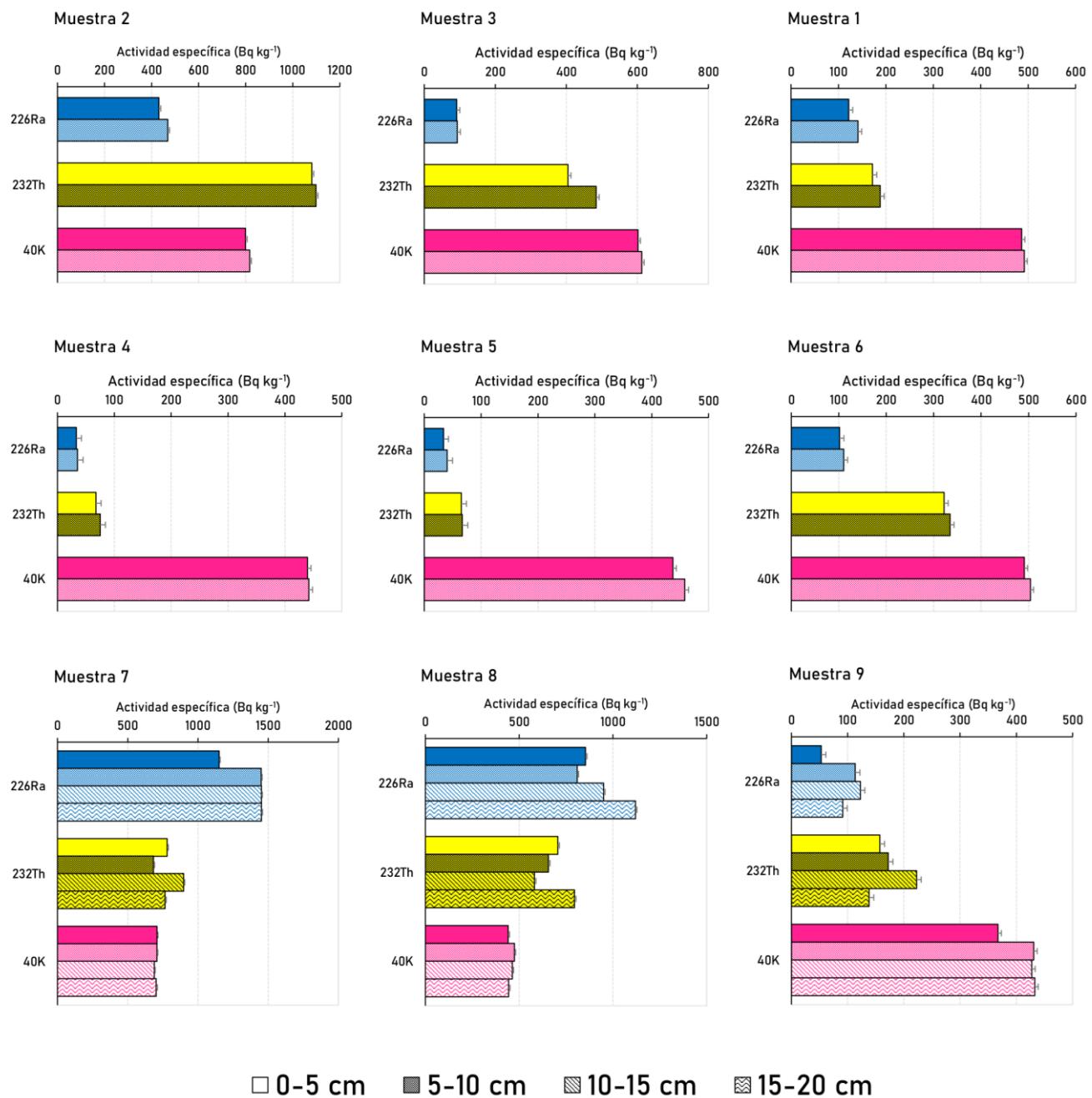


Figura 33: Actividad específica de ^{226}Ra , ^{232}Th y ^{40}K (Bq kg^{-1}) en cada muestra de suelo. Las muestras se agrupan por transección: Norte (muestras 2 y 3), Intermedia (muestras 1, 4, 5 y 6) y Sur (muestras 7, 8 y 9). Al final de cada barra de color se indica el error de cada valor. Para más detalles sobre estos valores, consultar la Tabla I-1 en el Anexo I.

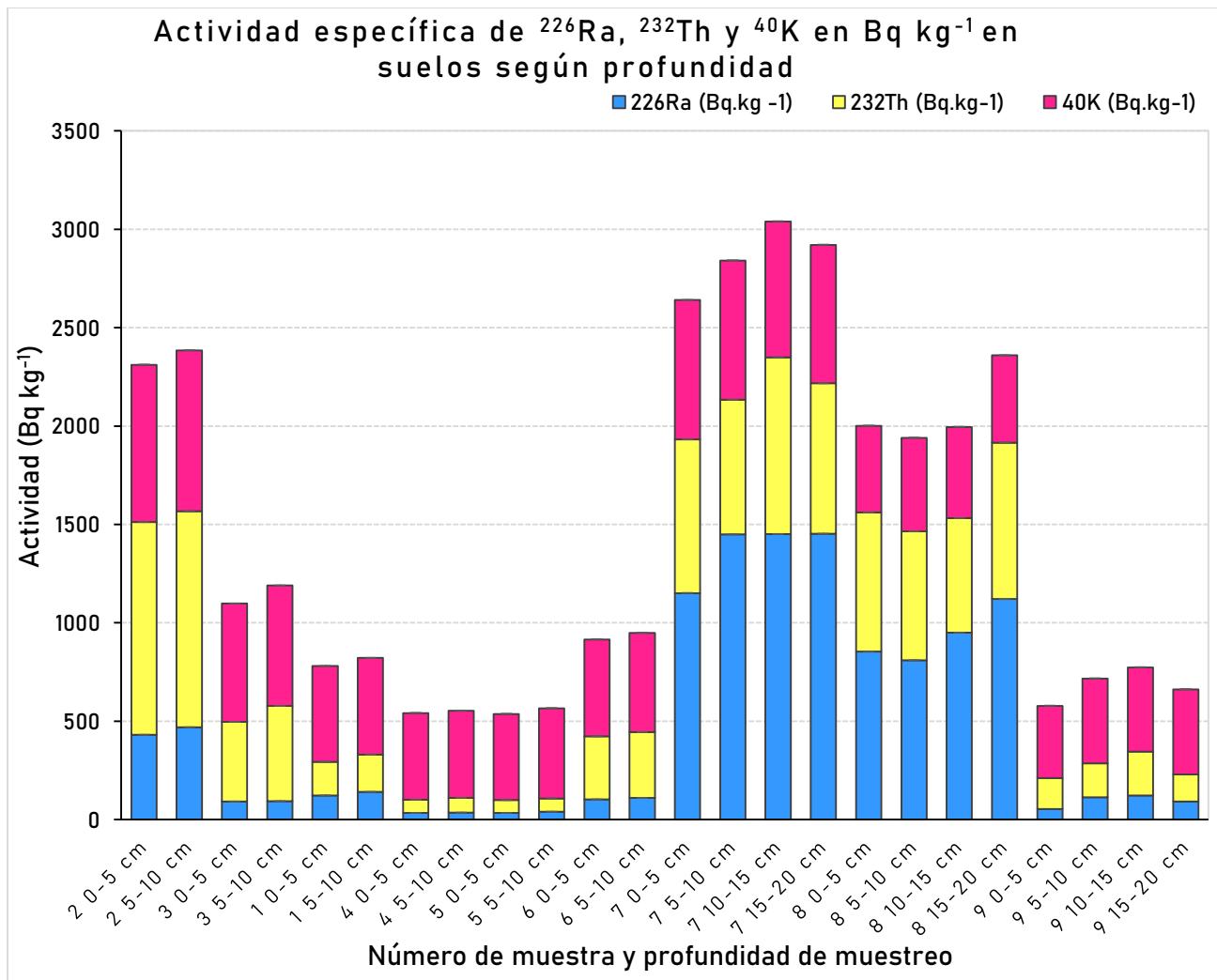


Figura 34: Representación gráfica de la actividad de los radionucleidos ^{226}Ra , ^{232}Th y ^{40}K en muestras de suelo. El eje de actividad muestra la sumatoria de los tres radionucleidos en cada muestra. Al final de cada barra de color se indica el porcentaje de error. Para más detalles sobre estos valores, consultar la Tabla I-1 en el Anexo I.

A partir de los datos de actividad en el nivel de 0 a 5 cm de profundidad, se calcularon la tasa de dosis absorbida externa, la dosis efectiva anual externa y la actividad equivalente de radio para cada muestra.

La tasa de dosis absorbida, determinada mediante la ecuación (3.2) del capítulo 3, se presenta en la Figura 35. Los valores oscilan entre 73 nGy h^{-1} y 1033 nGy h^{-1} , con un promedio de 515 nGy h^{-1} . La muestra 7 registra el valor más alto (1033 nGy h^{-1}), seguida por las muestras 8 (840 nGy h^{-1}) y 2 (885 nGy h^{-1}). En contraste, las muestras 4 y 5 exhiben las tasas más bajas, con 75 nGy h^{-1} y 73 nGy h^{-1} , respectivamente.

Tasa de dosis absorbida en el suelo (0-5 cm de profundidad) en nGy h^{-1}

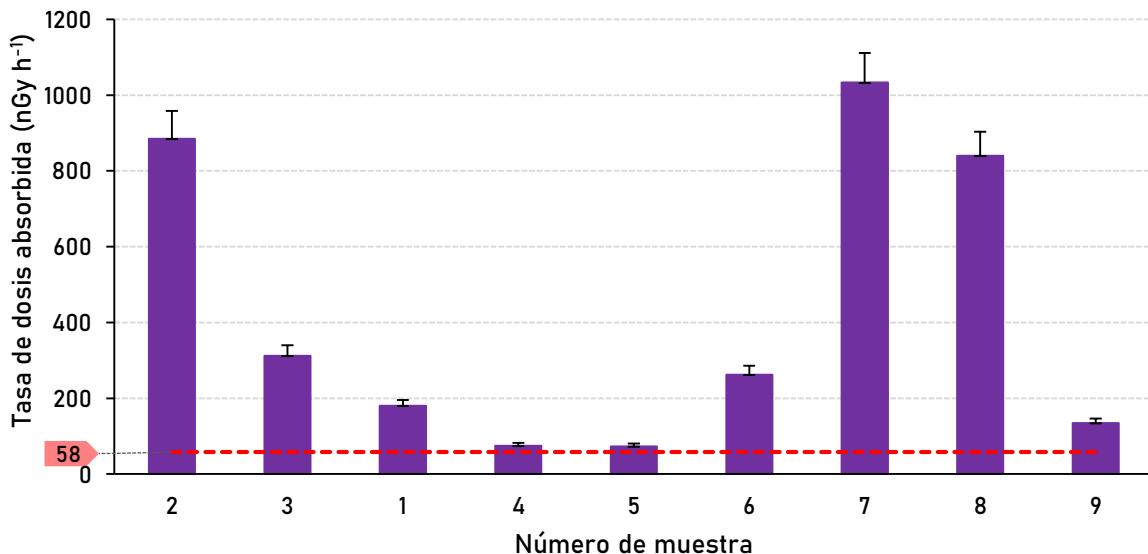


Figura 35: Representación gráfica de la tasa de dosis absorbida en muestras de suelo. Al final de cada barra de color se indica el error asociado a cada valor. La línea punteada roja indica la tasa de dosis promedio mundial en exteriores según UNSCEAR (2008). Para más detalles sobre estos valores, consultar la Tabla I-2 en el Anexo I.

La dosis efectiva anual externa, dada por la ecuación (3.3) del capítulo 3 se expone en la Figura 36. El promedio registrado es de 0,63 mSv por año. Las muestras 2, 7 y 8 presentan los valores más altos, superando 1 mSv por año, siendo la muestra 7 la con mayor dosis ($7,21 \text{ mSv a}^{-1}$). Las muestras 4, 5 y 9 presentan los valores más bajos, con un mínimo de $0,99 \text{ mSv a}^{-1}$ las muestras 4 y 5.

La actividad equivalente de radio, calculada según la ecuación (3.4), se muestra en la Figura 37. El valor promedio para la sección de suelo de 0 a 5 cm de profundidad es de 1164 Bq kg^{-1} . La muestra 7 presenta el valor máximo registrado, con 2322 Bq kg^{-1} , seguida de las muestras 2 y 8, con 2039 y 1898 Bq kg^{-1} , respectivamente. El valor mínimo, de 164 Bq kg^{-1} , corresponde a la muestra 4. Las demás muestras presentan valores entre 300 y 700 Bq kg^{-1} .

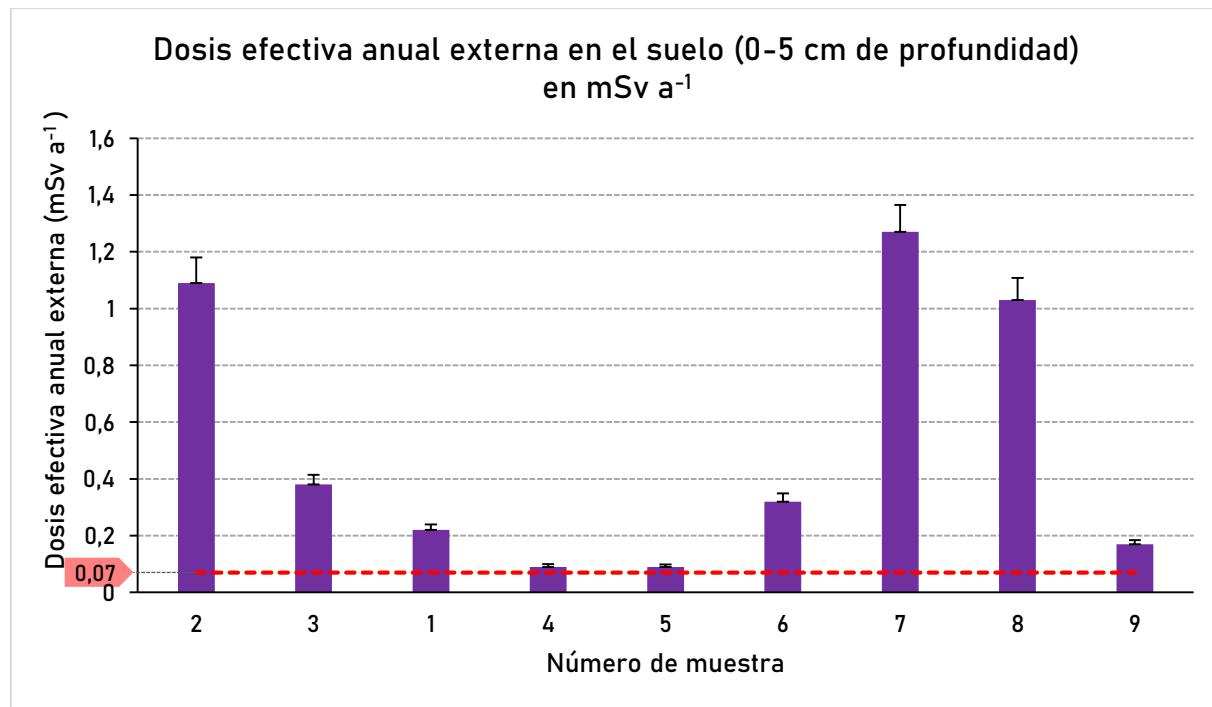


Figura 36: Representación gráfica de la dosis efectiva anual externa en muestras de suelo. Al final de cada barra de color se indica el error de cada valor. La línea punteada roja indica la dosis efectiva anual promedio por exposición externa a fuentes naturales terrestres según UNSCEAR (2008). Para más detalles sobre estos valores, consultar la Tabla I-2 en el Anexo I.

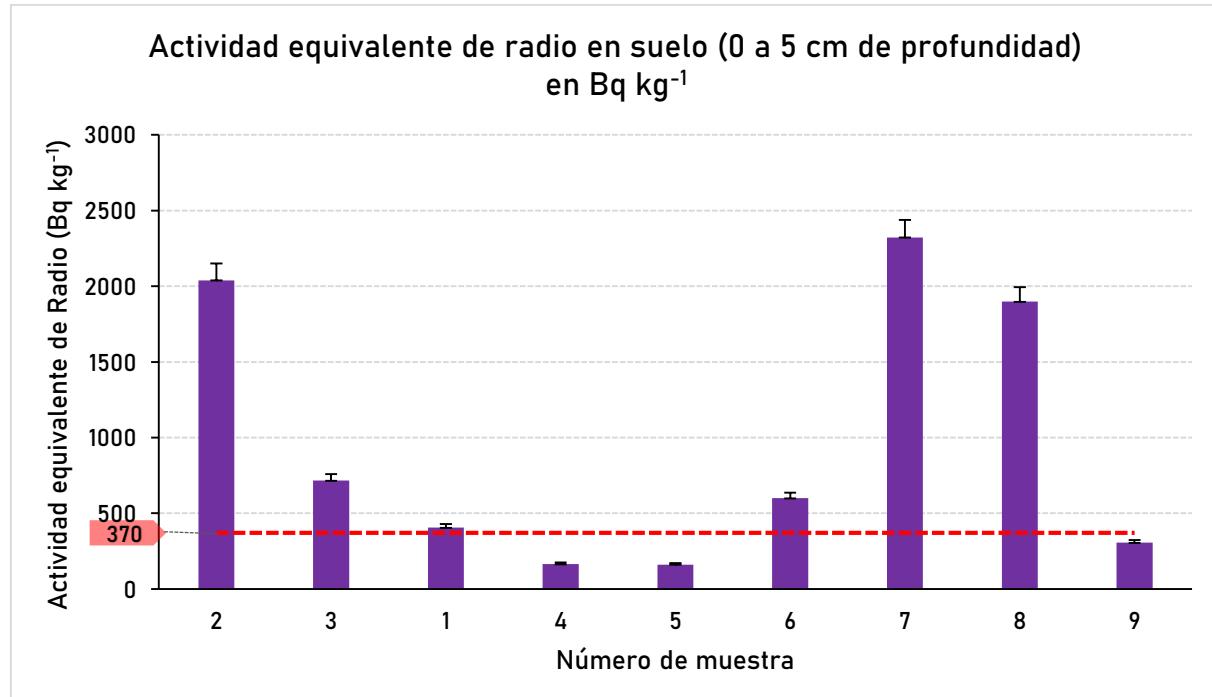


Figura 37: Representación gráfica de la actividad equivalente de Radio en muestras de suelo. Al final de cada barra de color se indica el error de cada valor. La línea punteada roja representa el límite recomendado de actividad equivalente de radio, correspondiente a una dosis efectiva anual de 1 mSv. Para más detalles sobre estos valores, consultar la Tabla I-2 en el Anexo I.

En cuanto a las rocas, se analizaron nueve muestras, cuya actividad específica se presenta en la Figura 38, basada en los datos de la Tabla I-3 del Anexo I. La muestra 004 es la que presenta la menor actividad para los tres radionucleidos en comparación con las demás. Sus valores son 5, 7 y 135 Bq Kg⁻¹ para ²²⁶Ra, ²³²Th y ⁴⁰K, respectivamente. Dado que esta muestra tiene una composición carbonática, distinta al resto, no se considerará en las comparaciones de radionucleidos siguientes.

El radionucleido más abundante en casi todas las muestras es el ²³²Th, con un máximo de 2542 Bq Kg⁻¹ en la muestra 002 y un mínimo de 632 Bq Kg⁻¹ en la muestra 001. Las demás muestras presentan valores superiores a 1000 Bq kg⁻¹, con un valor medio de 1233 Bq kg⁻¹. El segundo radionucleido más abundante es ⁴⁰K, con valores que oscilan entre 851 Bq kg⁻¹ en la muestra 006 y 1098 Bq kg⁻¹ en la muestra 002 B, con un promedio de 872 Bq kg⁻¹. Por último, la actividad del ²²⁶Ra varía entre 164 Bq kg⁻¹ (muestras 002 B y 131101) y 572 Bq kg⁻¹ en la muestra 005, con un valor medio de 253 Bq kg⁻¹. En todas las muestras la actividad de ²³²Th y ⁴⁰K es superior a la de ²²⁶Ra.

En las Figuras 39, 40 y 41 se presentan los datos correspondientes a la profundidad de 0 a 5 cm, dado que estos valores tienen un impacto directo en las tasas de dosis que podrían afectar al ser humano. No obstante, en el anexo se incluyen figuras con los valores para todas las profundidades analizadas.

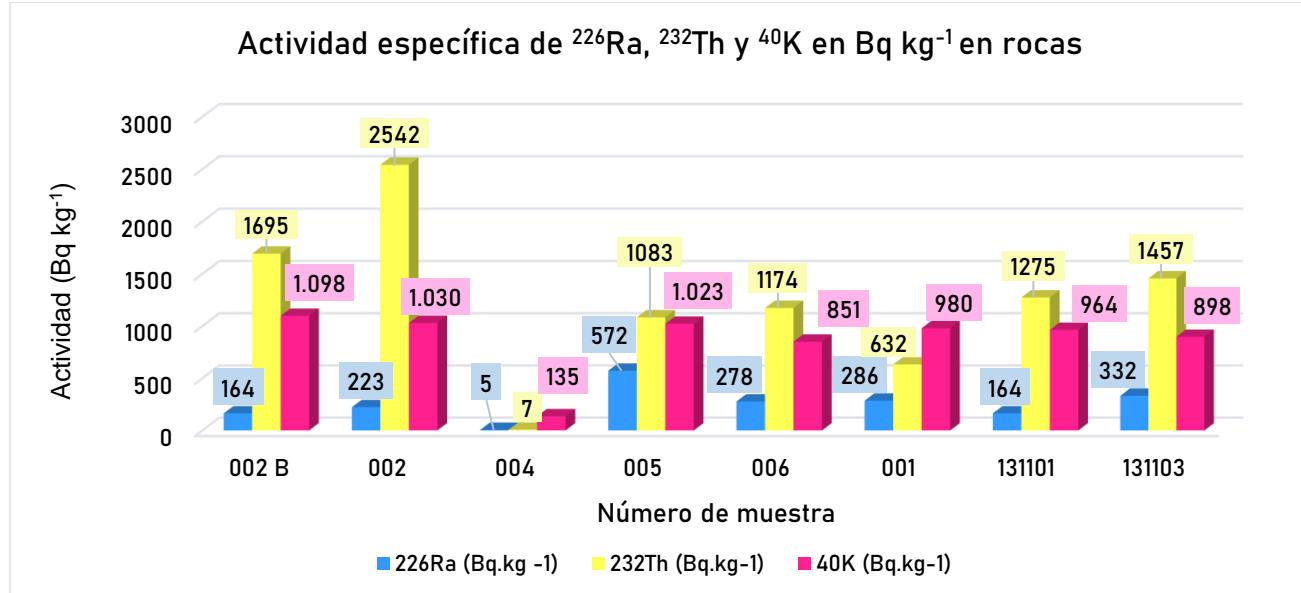


Figura 38: Actividad específica de ²²⁶Ra, ²³²Th y ⁴⁰K en muestras de roca. Para más detalles sobre los valores y el error, consultar la Tabla I-3 en el Anexo I.

Las muestras 002 y 002 B fueron tomadas a aproximadamente un metro de distancia, siendo la muestra B la que exhibía mayor foliación en el afloramiento. Ambas muestran una respuesta similar en términos de actividad, aunque la menos deformada presenta una actividad de ^{232}Th significativamente mayor.

Las muestras 005 y 006 también se encuentran a 26 metros de distancia y, como se observa en la Figura 38, presentan una actividad similar. La diferencia más notable radica en el valor de ^{226}Ra , que varía de 572 Bq kg^{-1} en la muestra 005 a 278 Bq kg^{-1} en la muestra 006. La muestra 131101 se encuentra a 100 metros aproximadamente y también tiene una respuesta similar a las muestras anteriores.

La Figura 39 muestra la tasa de dosis absorbida calculada para las muestras de roca, con un promedio de 898 nGy h^{-1} . La muestra 002 registra el valor más alto (1682 nGy h^{-1}), mientras que la muestra 001, correspondiente a roca granítica, presenta el valor más bajo dentro de este grupo (555 nGy h^{-1}). En contraste, la metadolomía (004) exhibe la tasa de dosis más baja entre todas las litologías analizadas, con apenas 12 nGy h^{-1} . Los valores restantes oscilan entre 800 y 1200 nGy h^{-1} .

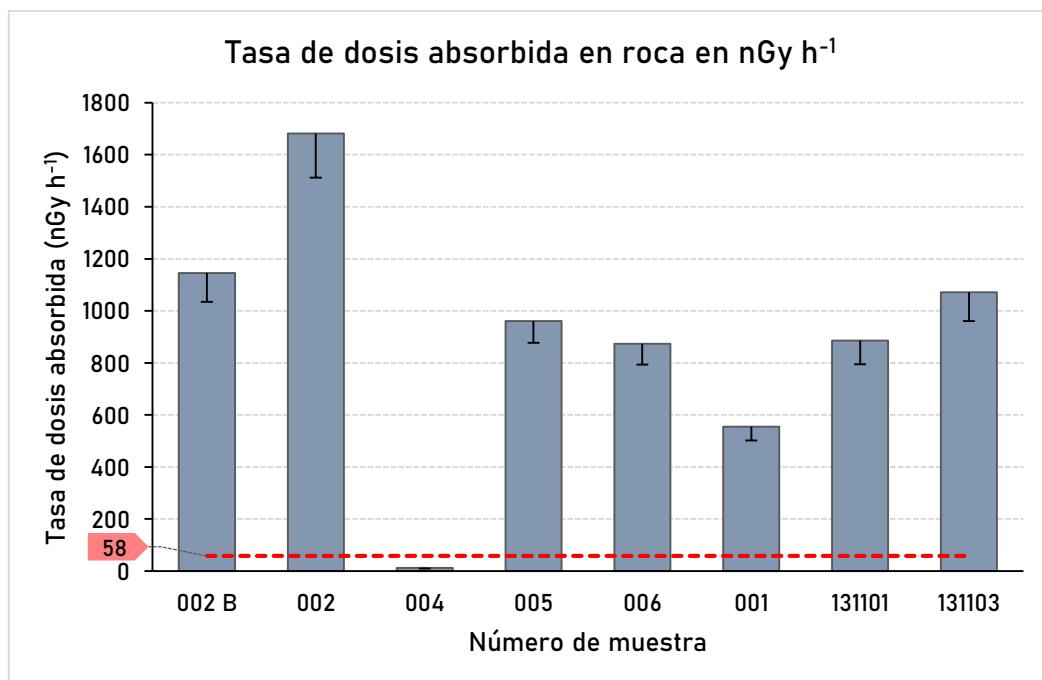


Figura 39: Representación gráfica de la tasa de dosis absorbida en muestras de roca. Al final de cada barra de color se indica el error asociado a cada valor. La línea punteada roja indica la tasa de dosis promedio mundial en exteriores según UNSCEAR (2008). Para más detalles sobre estos valores, consultar la Tabla I-4 en el Anexo I.

En cuanto a la dosis efectiva anual externa, sus valores se presentan en la Figura 40, con un promedio de 1,1 mSv a^{-1} . Entre las muestras analizadas, la dolomía (004) muestra el valor más bajo, con 0,02 mSv a^{-1} . Dentro

del grupo de muestras de litología granítica, la muestra 001 presenta el mínimo ($0,68 \text{ mSv a}^{-1}$), mientras que la muestra 002 alcanza el máximo ($2,06 \text{ mSv a}^{-1}$). Los valores restantes se sitúan entre 1 y $1,4 \text{ mSv a}^{-1}$.

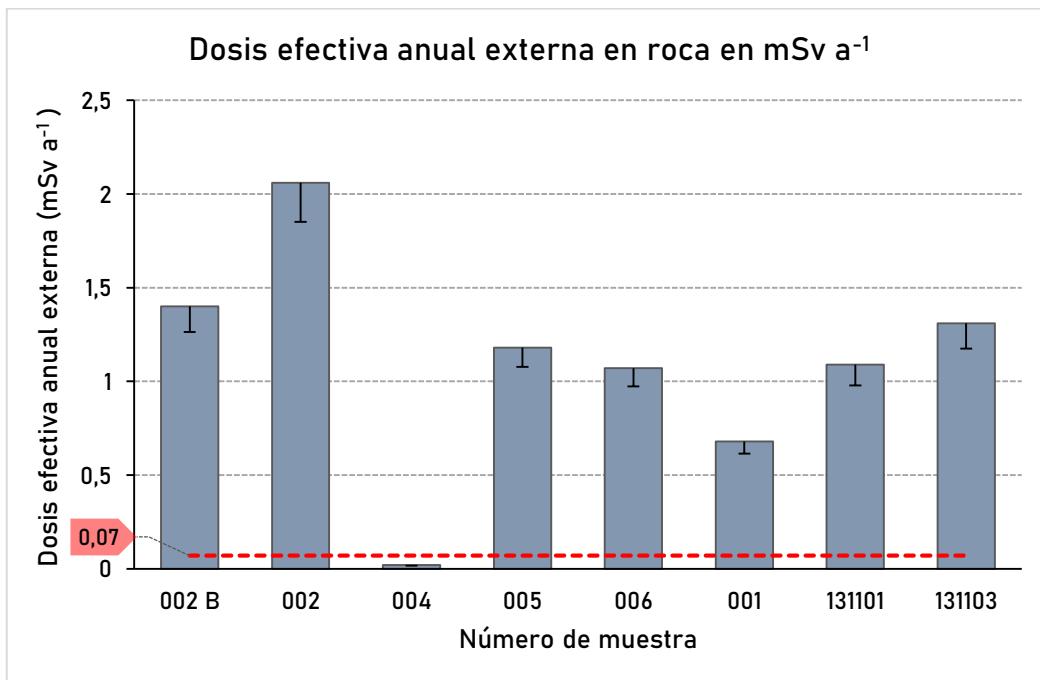


Figura 40: Representación gráfica de la dosis efectiva anual externa en muestras de roca. Al final de cada barra de color se indica el error de cada valor. La línea punteada roja indica la dosis efectiva anual promedio por exposición externa a fuentes naturales terrestres según UNSCEAR (2008). Para más detalles sobre estos valores, consultar la Tabla I-4 en el Anexo I.

En cuanto a la actividad equivalente de radio, presentada en la Figura 41, los valores siguen un patrón similar al de las dosis descritas anteriormente. El valor promedio es de 2083 Bq kg^{-1} , con la dolomía registrando el valor más bajo (26 Bq kg^{-1}). La muestra 002 presenta el valor máximo (3938 Bq kg^{-1}), mientras que la muestra 001 registra el mínimo entre las rocas graníticas (1265 Bq kg^{-1}). Las demás muestras se sitúan entre 2000 y 2700 Bq kg^{-1} .

A partir de los datos de concentración de Th y U (en ppm) obtenidos para los circones de la muestra 001 (Peel, com. pers.), se calculó la relación Th/U. Los valores de concentración correspondientes a cada punto de análisis (spot) en 15 cristales distintos se presentan en la Figura 42A, mientras que la relación Th/U se muestra en la Figura 42B. El contenido de U varía entre 100 y 2371 ppm, con un promedio de 946 ppm, mientras que el Th presenta valores entre 1073 y 2500 ppm, con un promedio de 1521 ppm. La relación Th/U varía entre 0,6 y 14,7 con un promedio de 3,2.

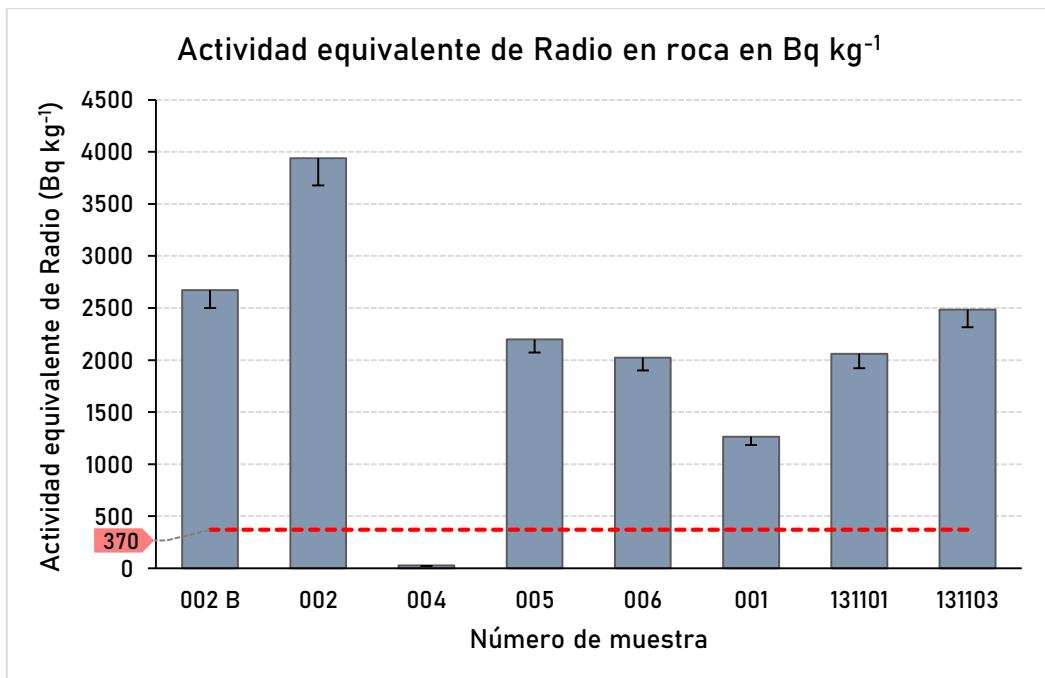


Figura 41: Representación gráfica de la actividad equivalente de Radio en muestras de roca. Al final de cada barra de color se indica el error de cada valor. La línea punteada roja representa el límite recomendado de actividad equivalente de radio, correspondiente a una dosis efectiva anual de 1 mSv. Para más detalles sobre estos valores, consultar la Tabla I-4 en el Anexo I.

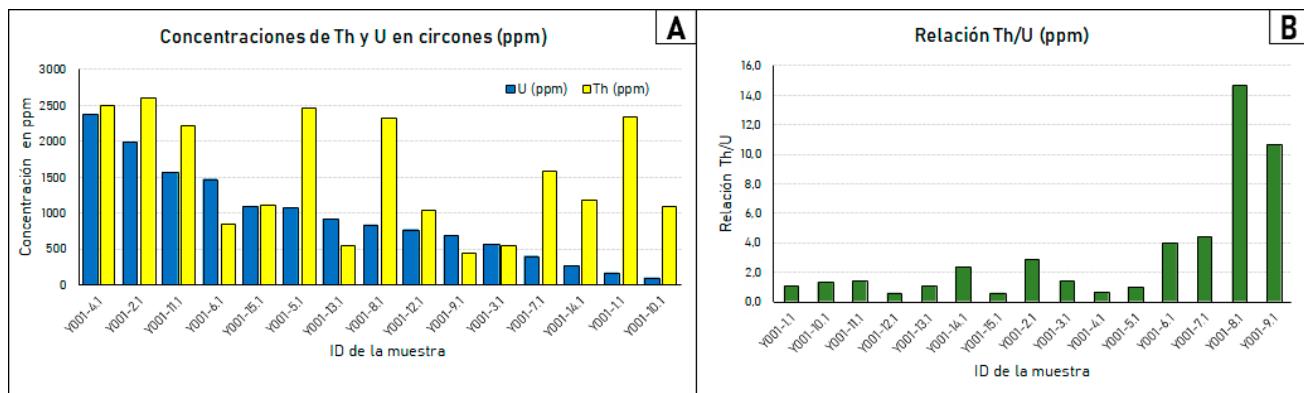


Figura 42: Representación gráfica de las concentraciones de U y Th en circones de la muestra 001. (A) Concentraciones de torio y uranio (ppm). (B) Relación Th/U (ppm).

Con el fin de que estos datos de concentración sean comparables con los resultados obtenidos en este trabajo, también son expresados en Bq kg^{-1} . Para ello, se aplicaron los factores de conversión recomendados por el IAEA TEC-DOC No.1363, que establecen que 1 ppm de U equivale a $12,35 \text{ Bq kg}^{-1}$ y 1 ppm de Th equivale a $4,06 \text{ Bq kg}^{-1}$. En la Figura 43 se muestran los valores de Th y U expresados en Bq kg^{-1} . El torio presenta valores que oscilan entre 1816 Bq kg^{-1} y $10\,609 \text{ Bq kg}^{-1}$, con un promedio de 6177 Bq kg^{-1} , mientras que el uranio varía entre 1244 Bq kg^{-1} y $29\,282 \text{ Bq kg}^{-1}$, con un promedio de 11689 Bq kg^{-1} .

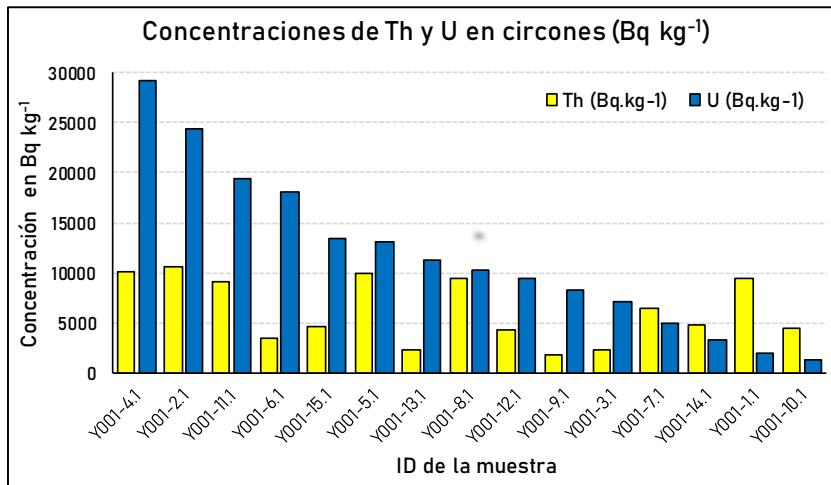


Figura 43: Concentraciones de torio y uranio (Bq kg⁻¹) de circones de la muestra 001.

6.2 Caracterización mineralógica

Minerales formadores de roca

Los minerales formadores de roca identificados mediante lupa binocular y confirmados a partir de los espectros obtenidos con el detector EDS corresponden a cuarzo, ortoclasa, microclina y plagioclasa. El cuarzo se distingue por ser incoloro y su lustre vítreo (Figura 44A). En cambio, la microclina, ortoclasa y plagioclasa presentan bajo lupa binocular características físicas similares, con tonalidades que varían entre blanco y rosado pálido, y transparencia translúcida (Figura 45A).

El espectro EDS correspondiente al cuarzo resulta sencillo de identificar, ya que muestra una respuesta muy similar al espectro tipo (Figuras 44B y 44C). En contraste, la distinción entre los feldespatos potásicos y la plagioclasa, no es tan evidente, dado que los espectros presentan superposición en las intensidades de los elementos principales. El espectro que muestra mayor similitud con el patrón de referencia es el de la albita (Figuras 45B y 45C), con proporciones relativas de Si, Al y Na comparables a este. Por otro lado, el espectro de la Figura 45C podría corresponder a una composición intermedia entre ortoclasa y microclina (Figuras 46B y 46C).

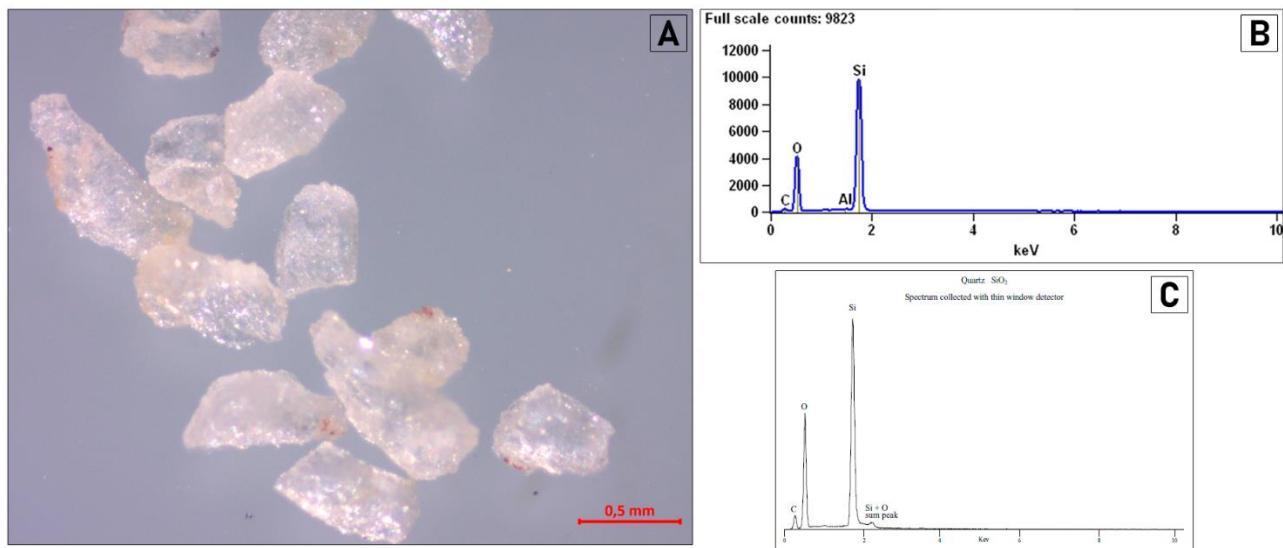


Figura 44: Concentrado de cuarzo del granito milonítico. (A) Cristales de cuarzo observados bajo lupa binocular. (B) Espectro obtenido a partir del análisis mediante EDS en el MEB. (C) Espectro tipo de referencia para cuarzo (Reed, 2005).

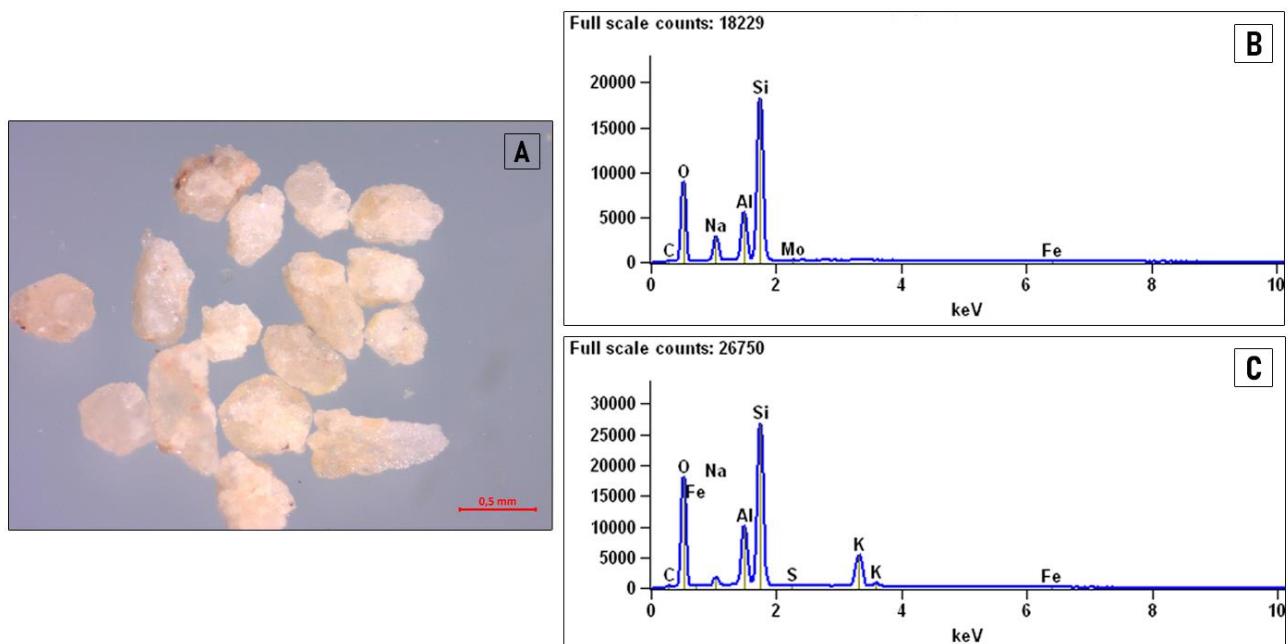


Figura 45: Concentrado de feldespatos del granito milonítico. (A) Cristales de albita, ortoclasa y microclina observados bajo lupa binocular. (B) Espectro obtenido mediante análisis EDS en el MEB para albita y (C) ortoclasa y microclina.

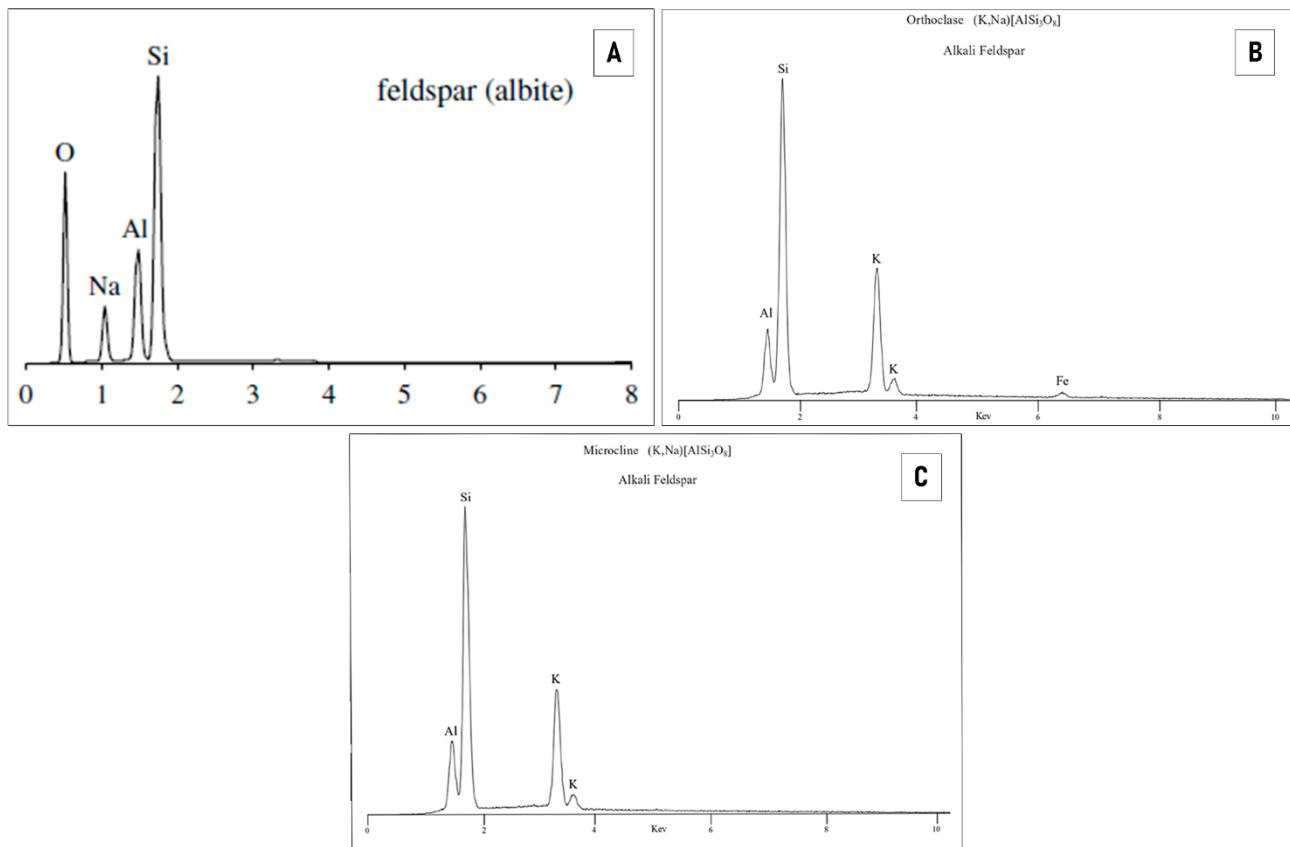


Figura 46: Espectros tipo correspondientes a feldespato: albita (A), ortoclasa (B) y microclina (C). (A) Modificado de Severin (2004); (B) y (C) modificados de Reed (2005).

Minerales accesorios

Entre los minerales accesorios, el circón es el más abundante, mientras que el rutilo se presenta en proporciones mucho menores. El circón fue separado de la fracción densa del granito milonítico y posteriormente analizado mediante MEB, EDS y BSE, mientras que el rutilo se identificó únicamente en lámina delgada. Los granos de circón se recuperaron principalmente en la fracción comprendida entre 53 y 180 μm . En el separador magnético Frantz, fueron retenidos en el rango de 1,2 a 2,0 A , siendo más abundantes y concentrados en las fracciones superiores a 1,6 A .

Bajo luz natural, observados con lupa binocular, los cristales de circón varían de translúcidos a débilmente translúcidos, presentando tonalidades ámbar, bordó, gris blanquecino y rosado pálido. Exhiben lustre vítreo y un hábito que varía de prismático a subhedral. La morfología de los cristales está dominada por formas bipiramidales y por combinaciones de bipirámides con prismas de primer y segundo orden. En la Figura 47 se ilustran las formas y colores típicos de los cristales. Gran parte de ellos presentan otros minerales adheridos

en su superficie (cuarzo, albita, óxidos e hidróxidos de Fe con contenido de Mn, Ti y Zn), mientras que en los ejemplares más translúcidos se observan inclusiones en su interior de tonalidades rojizas y negras.

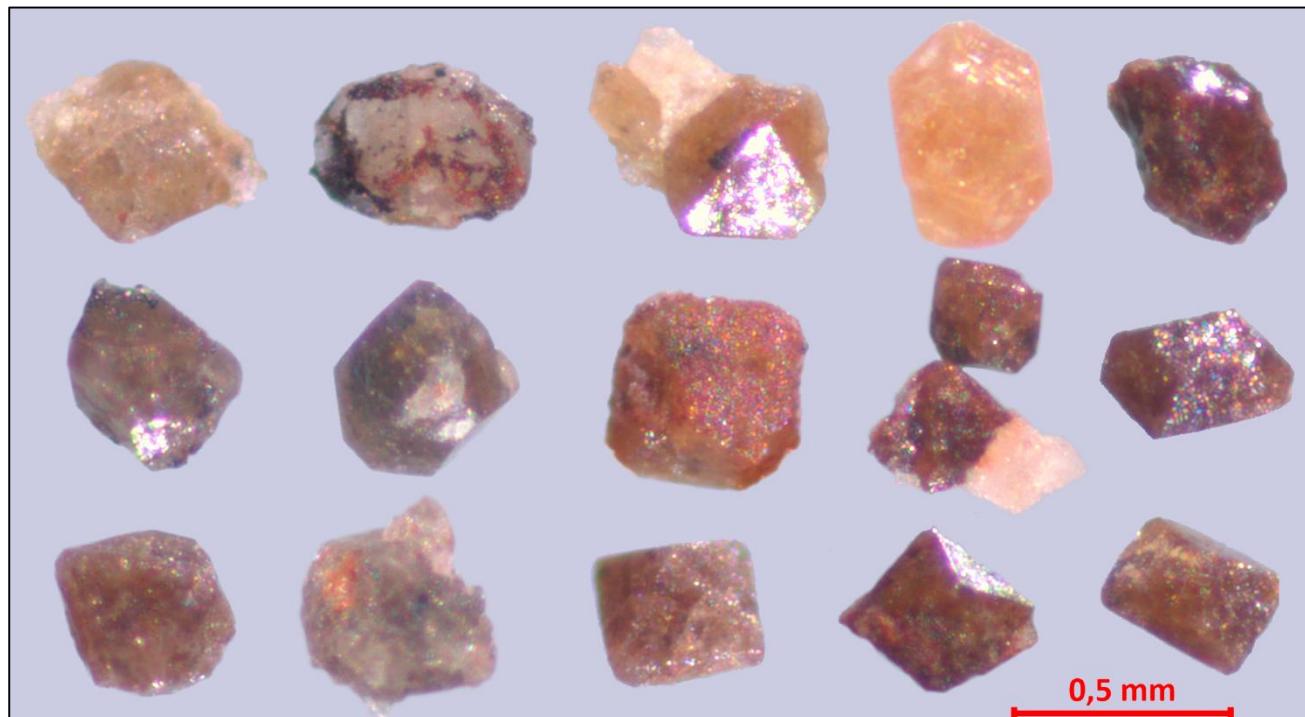


Figura 47: Cristales de circón del granito milonítico observados bajo lupa binocular. Nótese su morfología característica y la variedad de colores, cuyos tamaños varían entre 53 y 180 μm (la barra de escala es aproximada).

En las imágenes de electrones retrodispersados (BSE) (Figura 48), los cristales de circón muestran un zonado oscilatorio grueso a irregular (Figuras 48 1-48 3), con sectores de zonado discontinuo o en “parches” (Figura 48-4). Se aprecian bordes parcialmente redondeados (Figuras 48-1-48-3) y núcleos con textura “esponjosa” (Figura 48-2). Esta textura se asocia a zonas del núcleo que presentan puntos de mayor brillo o con tonalidades contrastantes respecto al zonado continuo típico, lo cual sugiere heterogeneidades composicionales. Con frecuencia, los granos presentan fracturas que los atraviesan, las cuales se encuentran llenas por material opaco (Figuras 48 1, 48 2 y 48 4). Asimismo, es común la presencia de fracturas radiales asociadas a metamictización (Figuras 48 2-48 4).

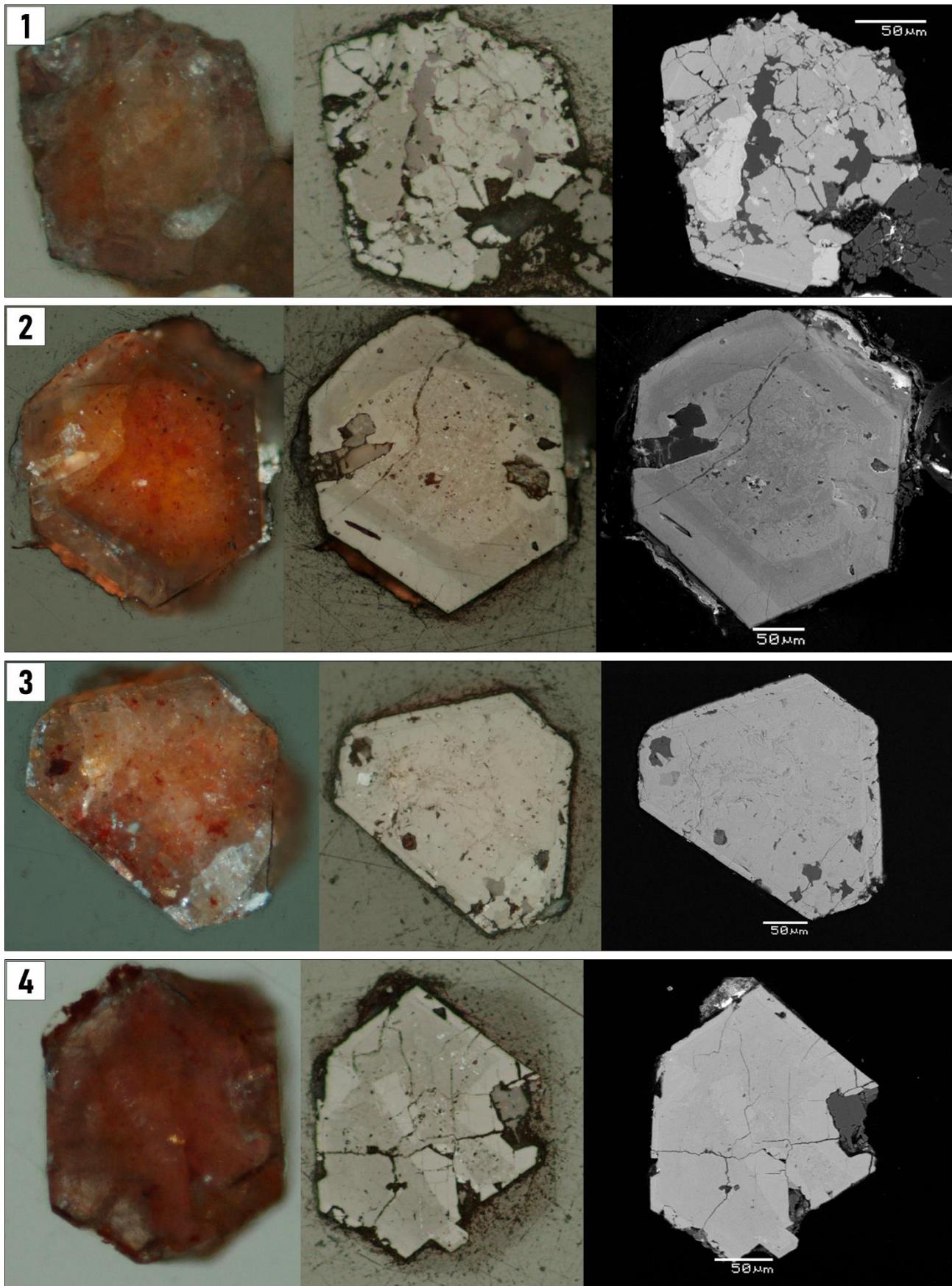
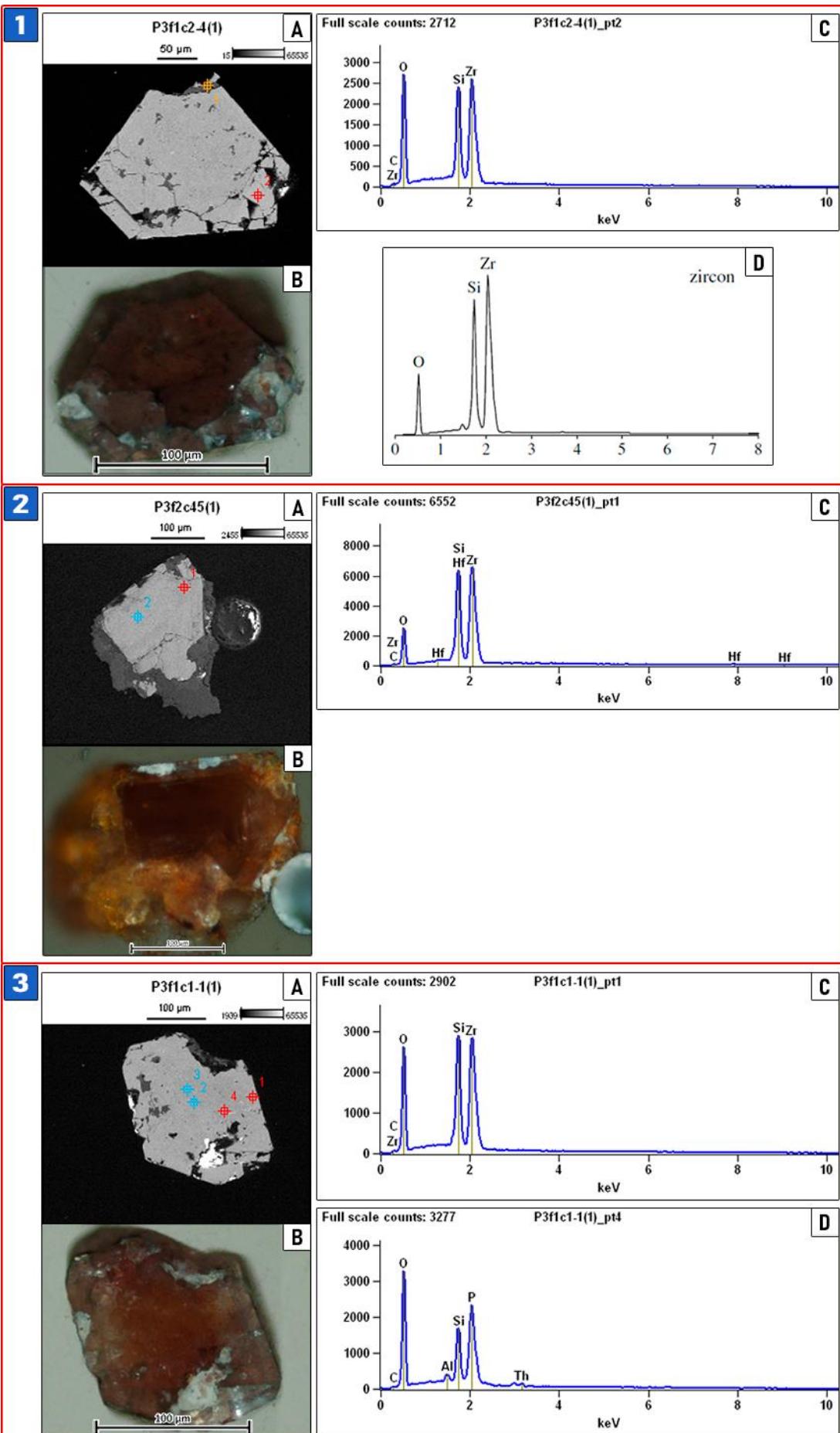


Figura 48: Cristales de circón pulidos observados, de izquierda a derecha, en luz polarizada plana, con analizador (microscopio óptico - en luz reflejada) y en imágenes BSE, donde se aprecia la variabilidad morfológica y del zonado. (1) Zonado en parches, bordes redondeados y abundantes fracturas llenas por material opaco; nótese además que el parche más claro presenta fracturación interna. (2) Zonado oscilatorio, textura “esponjosa”, fractura rellena que atraviesa el cristal, bordes superiores parcialmente redondeados y fracturas de metamictización en el borde exterior. (3) Bordes redondeados y fracturas asociadas a procesos de metamictización. (4) Zonado restringido al borde externo, de baja intensidad, y abundante fracturación, parte de la cual se atribuye a metamictización.

Los cristales de circón analizados mediante EDS presentan como elementos principales O, Zr y Si (Figuras 49-1–49-6). En algunos casos, se identificaron además Hf, P, Th e Yb, junto con minerales como albita, magnetita, hematita (Figura 49-5) y columbita (Figura 49-6), los cuales se presentan como inclusiones y/o sustitutos de alguno de los elementos principales (Figuras 49-2–49-6). En menor proporción, aunque presente en determinados cristales, se detectaron Pb e Fe en inclusiones, y en dos de los cristales analizados se reconoció dispropasio (Dy) (Figura 49-4), probablemente formando una especie de fosfato de este elemento.



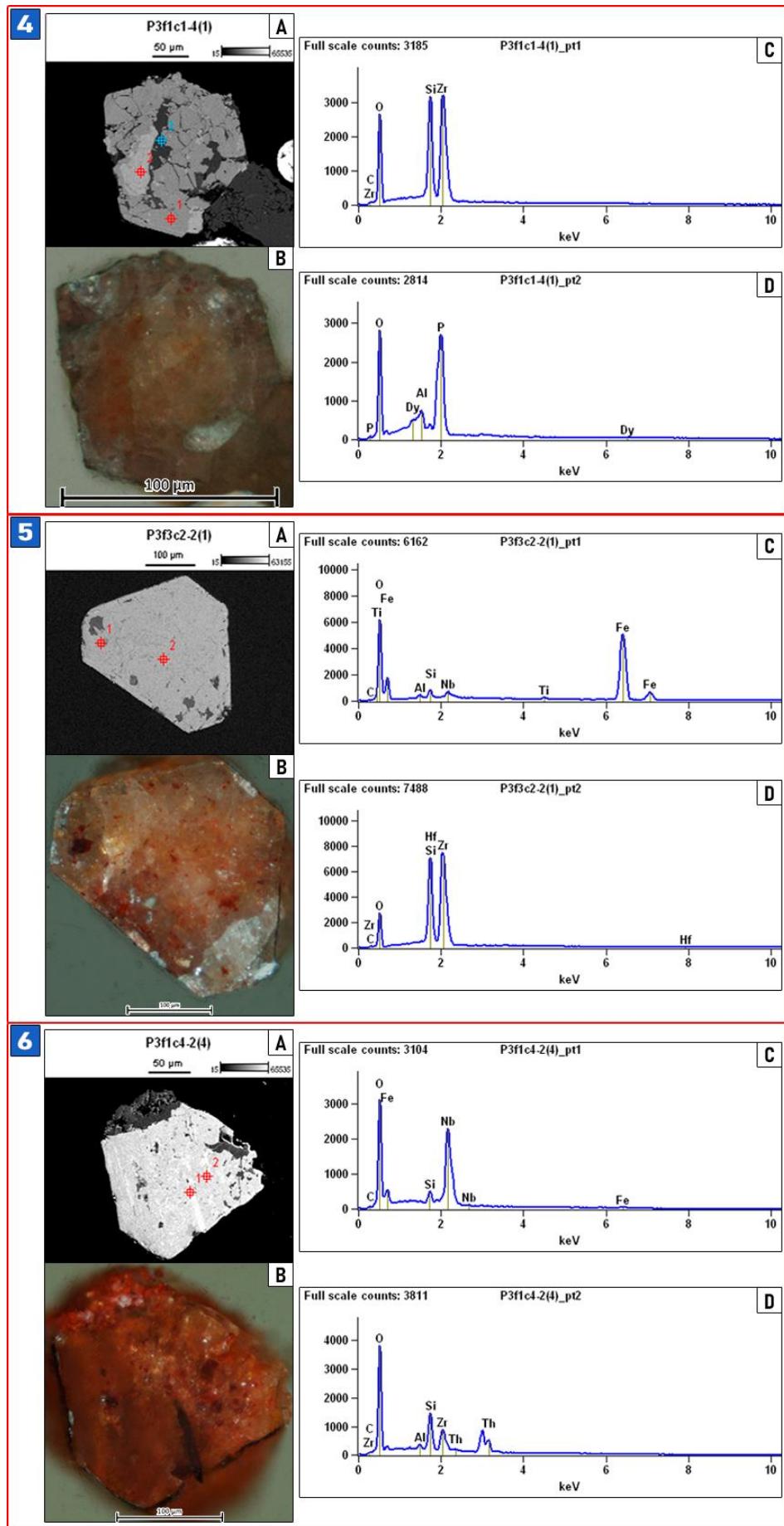


Figura 49: Granos de circón analizados. Cada figura (1-6) incluye la imagen MEB del circón analizado, su vista en luz reflejada con analizador, el espectro EDS representativo y las inclusiones identificadas (A-D): (1) Circón con su correspondiente patrón, modificado de Severin (2004). (2) con presencia de Hf, (3) con alto contenido de P, (4) con presencia del elemento disproporcionado, (5) con inclusiones de magnetita y (6) con inclusiones de columbita.

Los perfiles de transecta realizados sobre los cristales evidencian una relación inversa entre Zr y P, es decir, a medida que disminuye el contenido de Zr se observa un incremento en la concentración de P (Figura 50).

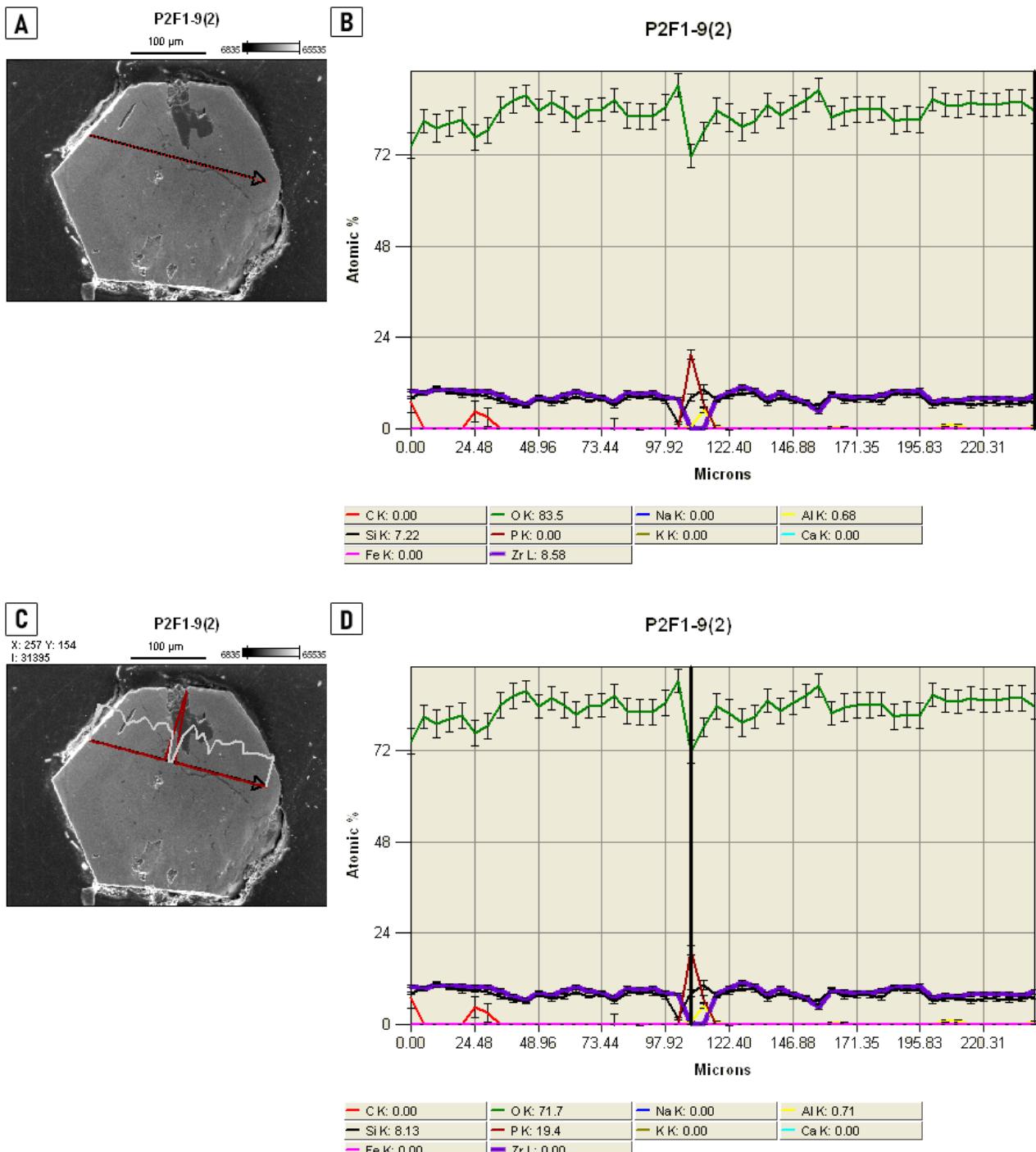


Figura 50: Transecta composicional realizada sobre un cristal de circón. (A) y (C) Ubicación de la transecta en el mineral; en (C) se muestra también el perfil de concentración de Zr (línea gris) y P (línea bordó). (B) Porcentaje atómico a lo largo de la transecta, donde se observa la disminución de Zr (línea lila) y el incremento de P (línea bordó). (D) Punto de análisis correspondiente al sector descrito anteriormente, con su respectiva tabla de porcentajes debajo.

Minerales opacos

Entre los minerales opacos se destaca la ocurrencia de columbita, magnetita y otros óxidos e hidróxidos de hierro. La columbita, se presenta en cristales prismáticos de aproximadamente 0,5 mm de longitud. En la Figura 51 se muestra el espectro de EDS donde se distingue claramente este mineral, que en algunos casos presenta Ta. Bajo microscopio de luz reflejada presenta un color gris blanquecino, con reflectividad media a baja y débil anisotropía. Frecuentemente se asocia con óxidos de hierro (hematita-goethita; Figura 52) y también se ha identificado como inclusión en cristales de circón (Figura 49-6).

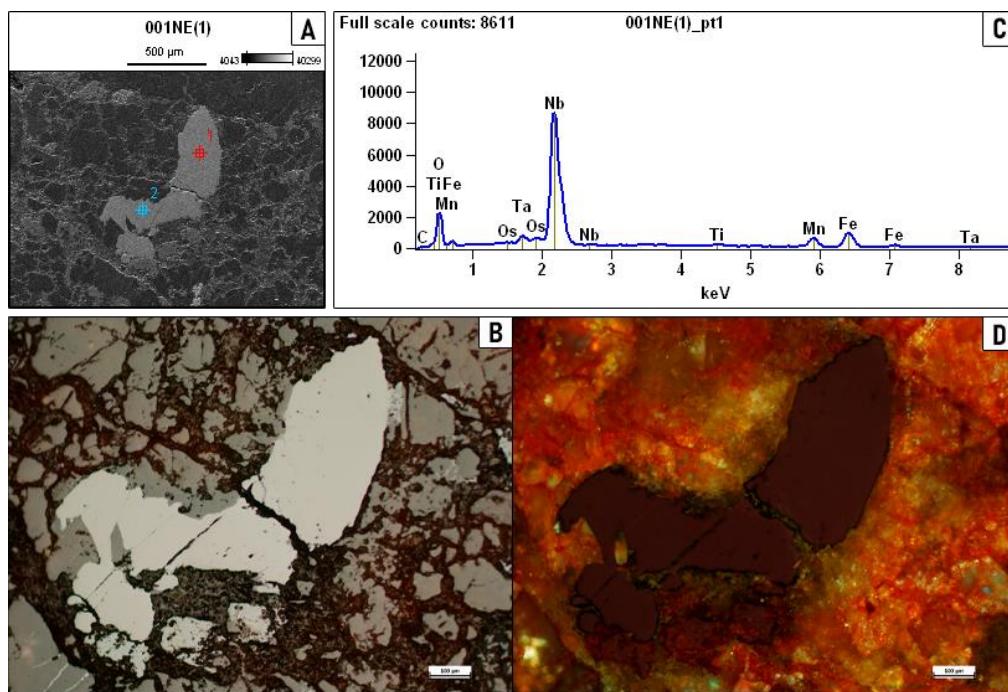


Figura 51: Columbita analizada mediante EDS y microscopía de luz reflejada. (A) Cristal analizado con EDS, en rojo se indica el punto exacto. (B) Fotomicrografía del cristal en luz natural bajo microscopio de luz reflejada. (C) Fotomicrografía del cristal en luz polarizada bajo microscopio de luz reflejada.

Si bien la magnetita no pudo ser identificada mediante microscopía de luz reflejada, su presencia fue confirmada por su extracción con un imán antes del procesamiento para el separador magnético Frantz, así como por los resultados obtenidos en el análisis con EDS.

Entre los óxidos e hidróxidos de hierro, se identificaron hematita (Figura 52) y goethita, generalmente asociadas entre sí. Ambos minerales se presentan en buena parte de la roca rellenando fracturas.

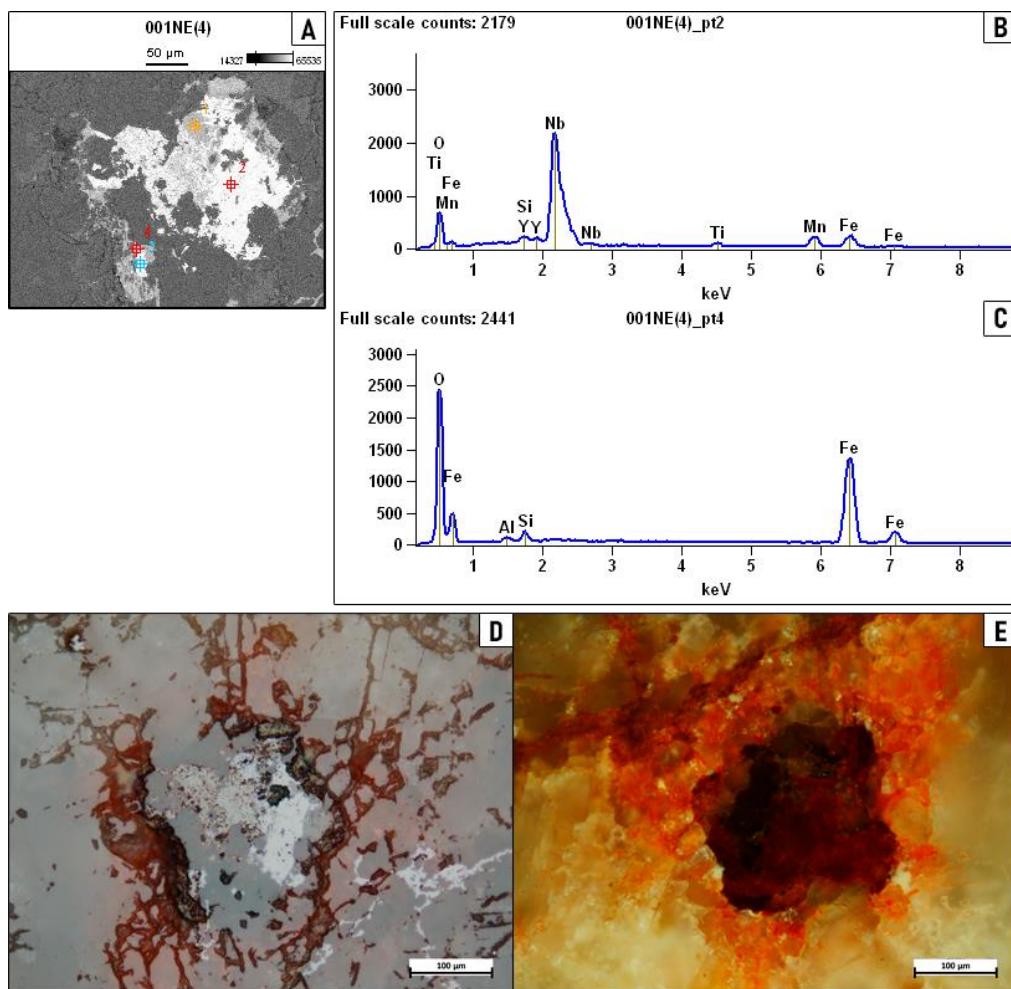


Figura 52: Columbita y hematita analizadas mediante EDS y microscopía de luz reflejada. (A) Cristal analizado con EDS, en rojo se indican los puntos exactos. (B) Fotomicrografía del cristal en luz natural bajo microscopio de luz reflejada. (C) Espectro obtenido para el punto analizado. (D) Fotomicrografía del cristal en luz polarizada bajo microscopio de luz reflejada.

6.3 Caracterización litoquímica de las muestras analizadas

Los resultados de FRX (Tabla 4) presentan cierres entre 103 % y 110 %, lo cual excede el 100 % esperado. A pesar de este sesgo, se entiende que los resultados son útiles para dar una caracterización litoquímica orientativa, ya que las razones que involucran algunos óxidos de elementos mayores ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, SiO_2 , CaO , TiO_2) y las trazas relativas (por ej., Zr, Th, Ta) se mantendrían válidas. Para la elaboración de los diagramas geoquímicos de elementos mayores, los datos de FRX se recalcularon a 100%.

Las muestras 002B, 005R y 006R presentan contenidos de SiO_2 entre 73 y 77 %, y una alcalinidad total ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) elevada, entre 13,4 y 15,9 %. El contenido de CaO es muy bajo (< 0,1 %), mientras que $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ varía entre 1,6 y 1,8 % y el TiO_2 entre 0,03 y 0,04 %. Entre los elementos traza, destacan Zr (4700-5300 ppm), Hf (180-190 ppm), Th (200-295 ppm), U (80-110 ppm), Ta (75-86 ppm) y W (220-275 ppm).

Elemento	Muestra			Elemento	Muestra		
	002 BR	005R	006R		002 BR	005R	006R
Si	351.000	342.000	359.000	Zn	405	357	382
Al	77.200	76.533	82.000	Ga	67	66	74
Na	76.367	69.267	94.633	Rb	1.470	1.107	896
K	35.833	33.767	26.367	Sr	15	14	12
Ca	170	700	133	Y	128	106	121
Fe	11.300	12.267	11.067	Nb	990	957	1.133
Mn	170	113	216	Pb	536	290	477
Ti	199	269	177	Th	295	202	235
S	175	243	260	U	15	24	26
Cl	59	63		Zr	4.750	5.343	5.087
Cr	15	24	15	Hf	178	189	186
Ni	20	20	21	Ta	80	75	86
				W	218	254	274

Tabla 4: Elementos medidas en FRX.

El índice agpaítico (Al) molar $[(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3]$ es alto, entre 1,37 y 1,58, lo que indica carácter peralcalino. La relación A/CNK (ASI) $-\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ -también molar- se sitúa entre 0,63 y 0,73, consistente con rocas metaluminosas a peralcalinas .

Basado en el diagrama TAS (Figura 53A), el granito milonítico se clasifica como una roca ácida alcalina, debido a su elevado contenido de SiO_2 y alto contenido de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$). Del mismo modo, según el diagrama de Shand (Figura 53B) presenta un carácter peralcalino, en concordancia con el índice agpaítico y la relación A/CNK calculados.

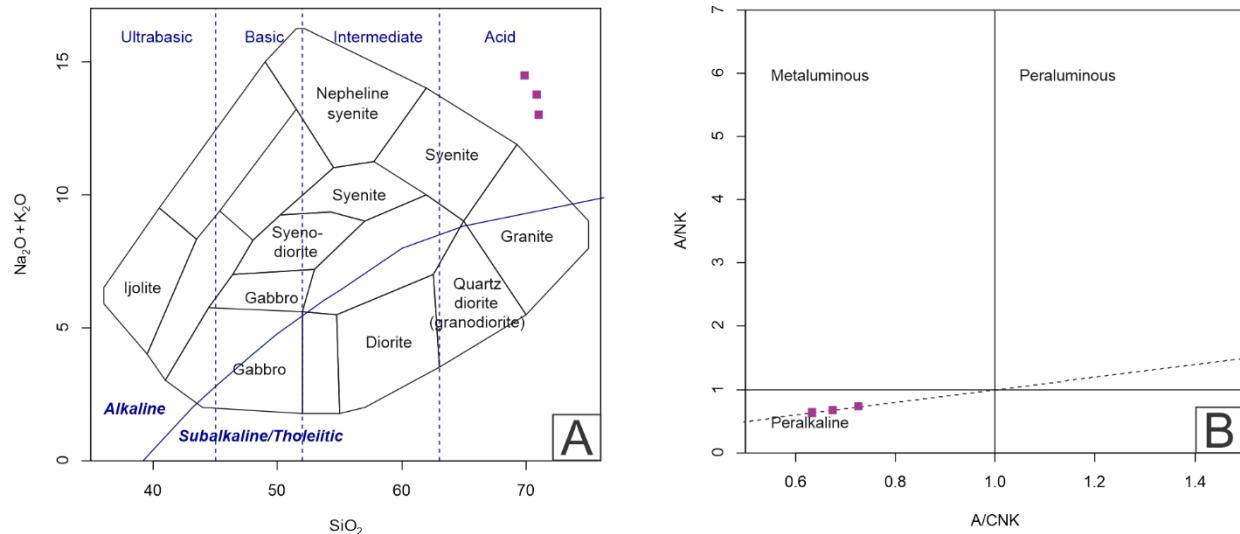


Figura 53: (A) Diagrama TAS (Cox et al., 1979) y (B) diagrama de Shand que muestran la clasificación del granito milonítico según los contenidos de óxidos mayores determinados por FRX.

Al representar los datos en un diagrama spider multielemento (Figura 54), los resultados muestran un enriquecimiento en los elementos litófilos de gran radio iónico (LILE) y Pb, así como en elementos de alta intensidad de campo (HFSE) como Nb, Ta, Zr y Hf, e Y. En contraposición, se observa anomalía negativa en K, Sr y Ti.

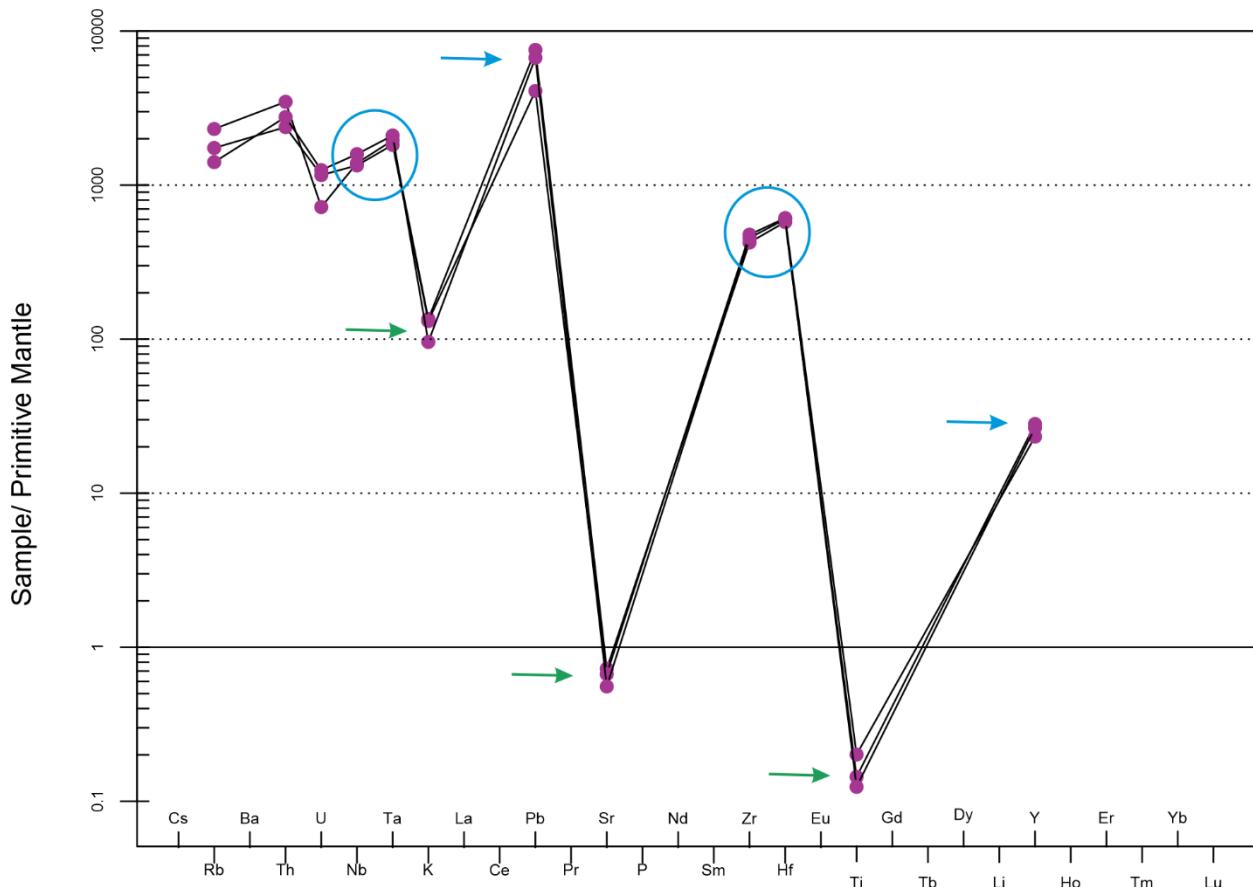


Figura 54: Diagrama spider de oligoelementos incompatibles normalizados al manto primitivo (Sun and McDonough, 1989) del granito milonítico. Las flechas celestes destacan las anomalías positivas y las verdes las anomalías negativas; los círculos celestes indican los pares de elementos Nb-Ta y Zr-Hf.

Para determinar el ambiente de formación de la litología estudiada, se emplearon los diagramas de Whalen et al. (1987) y Pearce et al. (1984) (Figura 55), los cuales indican un ambiente anorogénico (Figuras 55A-55G) de intraplaca para este cuerpo (Figuras 55H y 55I).

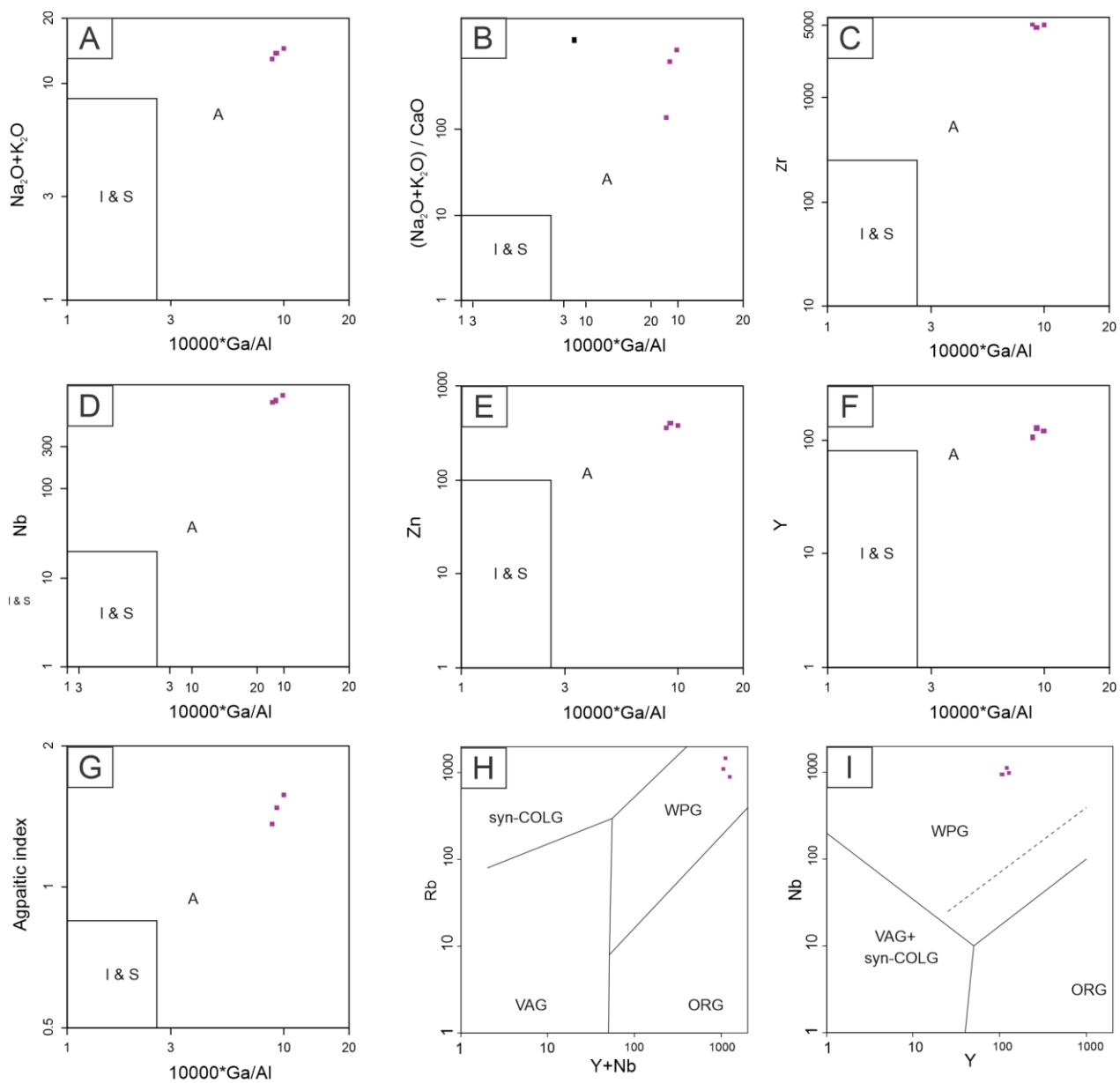


Figura 55: Diagramas de discriminación tectónica para granitos aplicados a las muestras: (A-G) Whalen et al. (1987) y (H-I) Pearce et al. (1984).

Para discriminar si su génesis está vinculada a de un contexto anorogénico de rift o poscolisional se aplicó el diagrama ternario (Y-Nb-3*Ga) de Eby (1992) mostrado en la Figura 56. Las muestras estudiadas caen en el campo A1 que corresponde a los granitos anorogénicos *sensu stricto* descartando un contexto poscolisional para este granito milonítico.

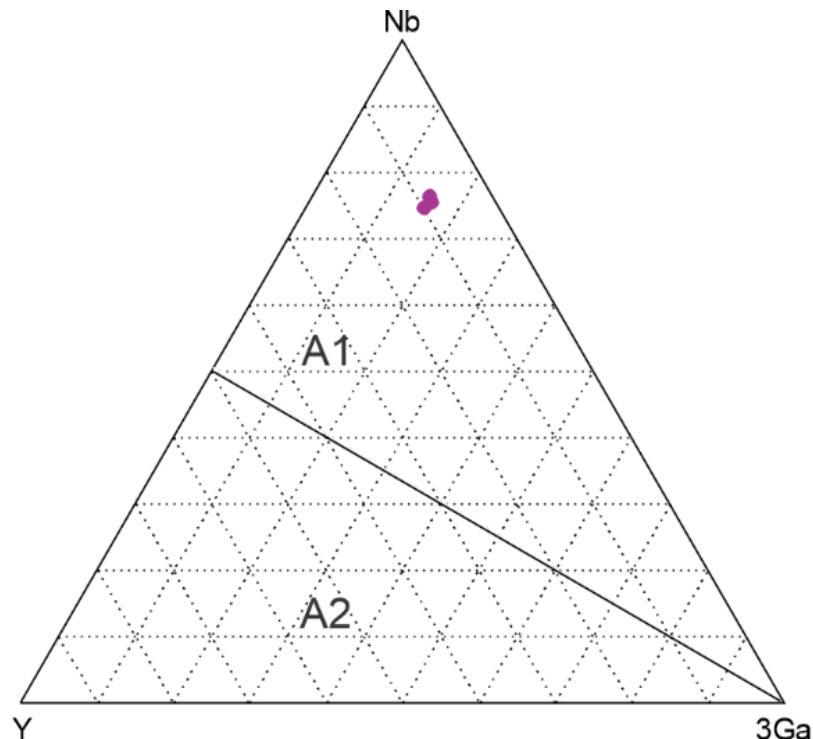


Figura 56: Diagrama ternario Y-Nb-3*Ga Eby (1992). A1: Granitos asociados a hot spots, plumas y rift continental. A2: Granitos poscolisionales.

7 Discusión

La radioactividad emitida por el cuerpo granito-milonítico ha sido medida en distintas escalas. Desde la geofísica aerotransportada, pasando por la medición en campo a nivel del suelo, medición de la roca y suelo en laboratorio hasta la medición específica de los minerales que le dan esa impronta radioactiva al cuerpo.

Comparación con Referencias Radiométricas Mundiales

Para contextualizar los resultados obtenidos en el área de estudio y evaluar su relevancia a escala global, se realizó una comparación de los valores de radiactividad natural con los promedios de la corteza terrestre establecidos por el UNSCEAR. Esta comparación se centra en los valores de actividad específica para los radionucleidos clave ^{40}K , ^{232}Th y ^{226}Ra y en los índices de riesgo radiológico.

Los valores de actividad específica promedio para el área de estudio superan significativamente las referencias mundiales de UNSCEAR (2000; 2008) para rocas y suelos. En particular, la actividad de ^{226}Ra (472 Bq kg^{-1}) y ^{232}Th (455 Bq kg^{-1}) en los suelos del área exceden en más de diez veces los promedios globales de 32 Bq kg^{-1} y 45 Bq kg^{-1} , respectivamente. La actividad de ^{40}K , aunque más cercana al promedio mundial de 412 Bq kg^{-1} , también muestra una concentración superior (536 Bq kg^{-1}).

La comparación de los índices de riesgo radiológico refuerza esta observación. El valor promedio de la tasa de dosis absorbida en el aire, que en el área de estudio es de 515 nGy h^{-1} , es casi nueve veces mayor que el promedio mundial de 58 nGy h^{-1} establecido por UNSCEAR (2000). El valor de actividad equivalente de radio (Ra_{eq}) de 1164 Bq kg^{-1} excede significativamente el límite de 370 Bq kg^{-1} recomendado para materiales de construcción.

Estos hallazgos confirman que las rocas graníticas deformadas en la región son notablemente enriquecidas en radionucleidos, lo que justifica la identificación del área como una anomalía radiométrica. Si bien la dosis efectiva anual promedio ($0,63 \text{ mSv a}^{-1}$) se encuentra por debajo del límite de 1 mSv a^{-1} para la población general, la presencia de valores puntuales que lo superan (como se observa en los puntos de muestreo 2, 7 y 8, con valores de hasta $1,27 \text{ mSv a}^{-1}$) resalta la necesidad de una evaluación de riesgo más detallada. La anomalía radiológica no se debe a contaminación, sino que es un fenómeno geológico natural, lo que la convierte en un caso de estudio relevante para la geología médica y la geología isotópica.

Discrepancia entre Datos Terrestres y Aerotransportados

La necesidad de un modelo de potencia en lugar de uno lineal simple para correlacionar las dosis aerotransportadas y terrestres se explica por el efecto de integración espacial del sensor aéreo. El exponente de la regresión ($b = 0,686$) puede interpretarse como un índice de suavizado de la señal, que refleja la diferencia en la escala de observación entre ambos métodos: mientras las mediciones terrestres registran la marcada heterogeneidad puntual de la litología en estudio, las mediciones aerotransportadas responden a un promedio espacial de mayor extensión.

Esta diferencia está directamente asociada al área de "muestreo" de cada instrumento, un concepto conocido en la literatura técnica como "footprint" (IAEA, 2003). En el relevamiento terrestre, el detector de alta sensibilidad (BGO) mide la radiación gamma emitida desde un volumen de suelo o roca muy localizado (Radiation Solutions Inc., 2012). Este método es ideal para detectar variaciones a gran escala, como anomalías puntuales o la heterogeneidad de la fuente (IAEA, 2003).

En la espectrometría aerotransportada el detector de la aeronave, al volar a una altura de aproximadamente 100 metros sobre la superficie, tiene un campo de visión ("footprint") mucho más amplio. Cada medición de rayos gamma aerotransportada es un promedio ponderado de la radiación emitida por un área de terreno considerable (IAEA, 2003). Este proceso integra la señal de una fuente mucho más grande, promediando los picos locales con los valores de fondo de las rocas y suelos circundantes (Kaplon y Bates, 2015). El resultado es un mapa que representa la radiación promedio regional, que a menudo es mayor en conteo total que una medición terrestre localizada en una zona no anómala.

De acuerdo con IAEA (2003), la radiación gamma se atenúa exponencialmente a medida que viaja a través de un medio, como el aire. Si bien la mayor distancia entre la fuente (el suelo) y el detector aéreo podría sugerir una señal más débil, el hecho de que el detector capta la radiación de una huella ("footprint") mucho más grande, compensa esta pérdida.

Las mediciones terrestres son altamente sensibles a las condiciones superficiales en el punto exacto de la toma de datos, tales como la presencia de vegetación, la humedad del suelo y la composición de la capa superficial (por ejemplo, suelo residual o aluvional). Estos factores pueden atenuar o enmascarar la señal de la roca subyacente (Radiation Solutions Inc., 2012). En contraste, el relevamiento aéreo, al promediar la señal en un área grande, es menos sensible a la heterogeneidad superficial puntual y captura una señal más representativa del material geológico a pequeña escala.

En este marco, la ligera tendencia no lineal observada en el análisis de los residuos, con una geometría en forma de arco, no invalida el modelo adoptado, sino que reflejaría la complejidad mineralógica del área de estudio. En los sectores con anomalías más intensas, la distribución errática de minerales accesorios, como circon y columbita, puede generar gradientes de radiación muy abruptos que el sensor aerotransportado, debido a las limitaciones físicas impuestas por la altura de vuelo y la velocidad de adquisición, tiendiendo a subestimar. Esta divergencia constituye una característica intrínseca de la comparación entre sensores remotos y mediciones de contacto, y refuerza la necesidad de controles terrestres para estimar con mayor precisión la magnitud de los *hot-spots* identificados desde el aire.

La correlación entre ambos conjuntos de datos demuestra que están midiendo el mismo fenómeno geológico. La diferencia en los valores absolutos resalta la complementariedad de las técnicas. El relevamiento aerotransportado proporciona una visión regional de las anomalías radiométricas, ideal para la cartografía y la identificación de zonas de interés, mientras que el muestreo terrestre ofrece datos precisos y localizados, esenciales para la caracterización mineralógica y la validación de las anomalías.

Naturaleza peralcalina del granito milonítico y características de circones

Los resultados petrográficos permitieron identificar como minerales principales a los feldespatos y al cuarzo, seguidos en abundancia por muscovita, sericita y clorita. Circón y rutilo corresponden a los minerales accesorios, mientras que magnetita, óxidos e hidróxidos de hierro y columbita constituyen la fase opaca.

En base al análisis petrográfico los feldespatos potásicos presentes en las muestras corresponden a ortoclasa, la variedad más abundante, y microclina que se encuentra en menor o similar proporción. En lámina delgada se observa con frecuencia también evidencias de procesos de desmezcla en estos minerales. Si bien los espectros EDS no coinciden exactamente con los espectros patrón (Figura 46), es importante considerar que el método no se encuentra calibrado para proporcionar valores cuantitativos confiables y que además el análisis puntual puede estar abarcando tanto el mineral como la desmezcla. En conjunto, estos factores permiten interpretar que los espectros registrados corresponden a feldespatos potásicos con pertitas. Estas texturas pertíticas se generan por exsolución, cuando la fase rica en potasio (microclina) se separa de la fase rica en sodio (albita), resultando en la predominancia de la primera (Kerr, 1977).

Para determinar la naturaleza de las plagioclasas, como no fue posible aplicar el método de Michel Levy, se realizó un análisis comparativo de los espectros EDS obtenidos con los espectros patrón (Reed, 2005; Severin, 2004) y se observó que corresponden a albita (Figuras 45 y 46).

La identificación de los circones en microscopio óptico resulta inicialmente difícil, debido a que no todos los cristales presentan características ópticas uniformes. Las propiedades más consistentes son el alto relieve y alta birrefringencia. En luz natural, el color no se distingue con facilidad, principalmente por la intensa fracturación y el alto relieve de los granos. La mayoría de los cristales muestran tonalidades pardas, que en nícales cruzados alteran los colores de interferencia. Como señala Corfu et al. (2003), el zonado de crecimiento y las zonas afectadas por metamictización pueden presentar variaciones en los colores de interferencia, lo que explica la dificultad de su identificación. Como características evidentes se destaca la fracturación metamítica y la zonación en la mayoría de los cristales.

Como menciona Hoskin et al. (2003), el circón es el constituyente estructural esencial en la mayoría de las rocas ígneas y aloja las abundancias más significativas del U, Th, Hf, tierras raras (REE) y P. Estos elementos se incorporan al circón mediante mecanismos de sustitución simple y combinada. En la sustitución combinada, específicamente la de sitio intersticial, se produce porque la estructura cristalina del circón se encuentra relativamente abierta, con pequeños vacíos entre los poliedros de SiO_4 y ZrO_8 y canales paralelos a [001], que constituyen potenciales sitios intersticiales capaces de alojar impurezas sin generar una deformación estructural excesiva (Finch et al., 2003). Estos autores señalan que los cristales de circón que contienen REE suelen incorporar también P. Dadas las similitudes químicas y cristalinas entre Y^{3+} y REE^{3+} pesadas, la sustitución de Zr^{4+} por REE^{3+} en el circón se explica mediante la sustitución acoplada de tipo xenotima, en la que P^{5+} sustituye a Si^{4+} , manteniendo el equilibrio de las cargas (Figura 49-6). En la Figura 49-4 se observa que el circón contiene P y Dy, lo que puede explicarse por este mismo mecanismo: el Dy^{3+} estaría sustituyendo al Zr^{4+} mientras el P sustituiría al Si^{4+} . De manera similar, este proceso también ocurriría con el Yb^{3+} .

En función de las características de los circones estudiados se sugiere un origen ígneo con profunda interacción con fluidos hidrotermales. Esto se basa en los trabajos de Ersay et al. (2023) y Estevez et al. (2025), en circones de granitos alcalinos de ambiente anorogénico y características similares al estudiado aquí.

La evolución de los cristales correspondería a la mostrada en la Figura 57. Estos cristales se habrían formado a partir del magma e interactuaron con fluidos acuosos del propio sistema magmático (Figura 57A). Esto se evidencia en la Figura 58 en donde se observa la presencia de un núcleo bien definido (núcleo xenocristalino) y una textura "esponjosa" (Corfu et al., 2003; Ersay et al., 2023). Esta textura se interpreta como el resultado de la interacción del circón previamente cristalizado – ya enriquecido en REE producto del magma diferenciado – y los fluidos magmáticos acuosos tardíos, que dan lugar a un proceso de "disolución-precipitación acoplado" responsable de las inclusiones brillantes observadas en BSE. Posteriormente, estos cristales interactuaron con otros fluidos hidrotermales dando lugar a sobrecrecimiento homogéneo y recristalización interna. No obstante,

se destaca que no en todos los cristales se observa un núcleo xenocrístico definido, por lo que quizás algunos de los circones sean exclusivamente hidrotermales (Figura 58B).

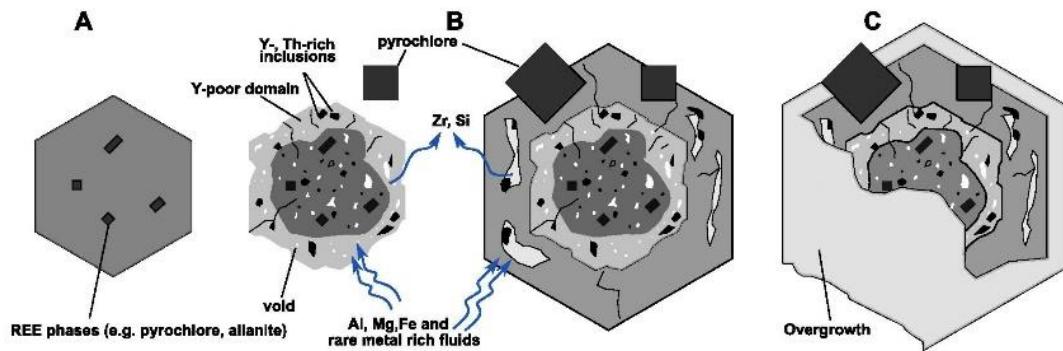


Figura 57: Esquema modificado de Ersay et al. (2023) que ilustra la evolución de circones y la alteración de REE por la interacción con fluidos hidrotermales: (A) Indica el magma diferenciado y saturado de fluidos produce minerales de tierras raras y circón. (B) Interacción fluido - circón y (C) sobrecrecimiento.

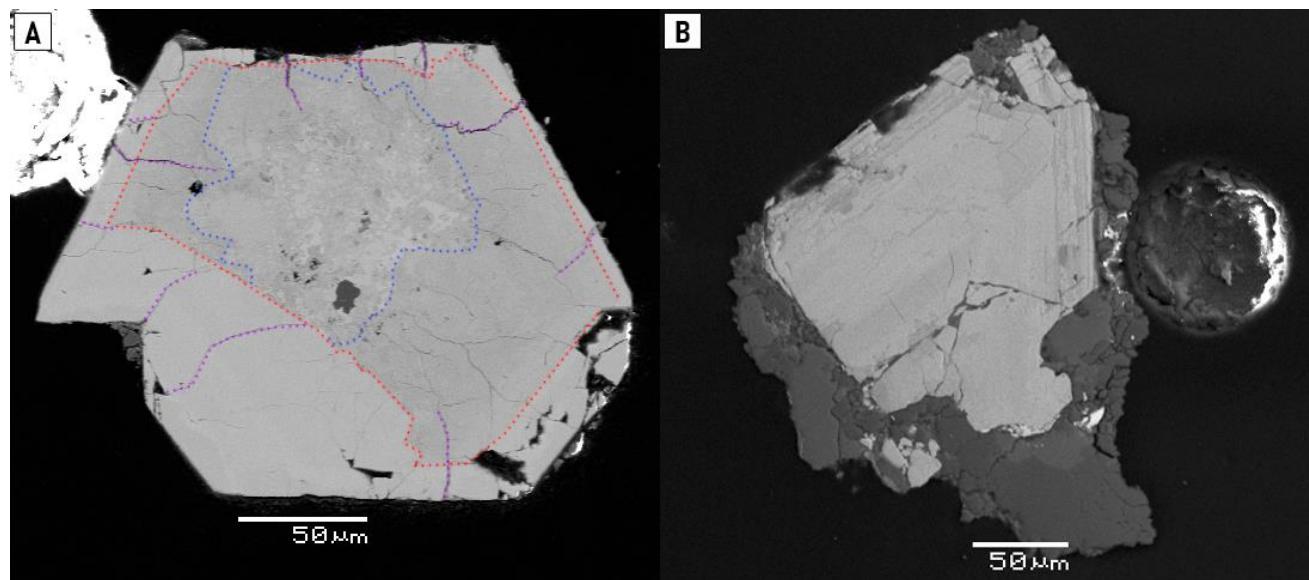


Figura 58: Microtexturas de los circones. (A) Núcleo xenocrístico (delimitado en azul), rodeado de una porción de crecimiento ígneo (delimitado en rojo) y sobrecrecimiento hidrotermal (en la parte externa fuera de la línea roja). Fracturas metamíticas (línea punteada lila). (B) Cristal sin núcleo xenocrístico con recristalización por zonas.

La escasez de rutilo observada en las láminas delgadas y concentrado de minerales densos, concuerda con los datos de FRX (menos de 0,04% de TiO_2), que muestran un empobrecimiento en Ti.

El apatito, accesorio común en rocas graníticas está ausente en las muestras analizadas. La escasez tanto de Ca (<0,1%) como de P (por debajo del límite de detección) en el análisis de roca total (FRX) sugiere condiciones químicas desfavorables para su cristalización. Esto está de acuerdo con lo sugerido por Bea (1966) sobre la escasez del apatito en los granitos peralcalinos como el estudiado aquí.

Los resultados geoquímicos corroboran que las muestras estudiadas corresponderían a granitos alcalinos tipo A, con carácter peralcalino. La combinación característica de SiO_2 elevado, álcalis totales >13 %, CaO y MgO muy bajos, TiO_2 mínimo y fuerte enriquecimiento en HFSE (Zr, Hf, Ta, W, Th, U) concuerda con magmas formados en condiciones de alta temperatura y baja actividad de H_2O , como se reconoce en ambientes extensionales intraplaca (Eby, 1992; Whalen et al., 1987).

El índice agpaítico ($\text{AI} > 1$) sugiere estructura peralcalina, consistente con la formación de minerales como Nb-Ta óxidos en facies tardías (Eby, 1992). La baja proporción CaO y TiO_2 refuerza el argumento de evolución fraccionada (Whalen et al., 1987).

Contrastes petrográficos y geoquímicos con el Granito de Illescas

La litología principal del área de estudio está mapeada en escala de reconocimiento como perteneciente al Granito de Illescas (Bossi et al, 1998; Gaucher & Blanco, 2014), sin embargo, varios aspectos descartarían su pertenencia. Los puntos clave de diferenciación son:

- Composición química: El granito milonítico tiene carácter peralcalino (Figura 53). Esto contrasta con el Granito de Illescas que es clasificado como subalcalino (calcoalcalino) y meta- a peraluminoso (Gaucher & Blanco, 2014; Oriolo et al., 2019).
- Textura: La roca estudiada presenta una intensa deformación y una textura milonítica (Figuras 20 y 24), mientras que el rasgo distintivo del Granito de Illescas es su textura rapakivi (Campal & Schipilov, 1995).
- Firma de Elementos Traza: Una de las diferencias más diagnósticas es el comportamiento de los elementos HFSE (Figura 54). El granito estudiado muestra un fuerte enriquecimiento en Nb, Ta, Zr y Hf. En cambio, el Granito de Illescas se caracteriza por presentar anomalías negativas de estos mismos elementos (Oriolo et al., 2019).

- Ambiente de emplazamiento: el granito estudiado posee una firma geoquímica de contexto de intraplaca anorogénico *sensu stricto* (Figuras 55 y 56). Sin embargo, el Granito de Illescas es asociado a magmatismo poscolisional (Oriolo et al., 2019) discriminado en base al comportamiento del Y, Nb y Ga en el diagrama de Eby (1992). Anteriormente era considerado anorogénico *sensu stricto* (Campal & Schipilov, 1995; Gaucher & Blanco, 2014).
- Relación Th/U: La relación Th/U en los circones (Figura 42B) de la roca estudiada (con un promedio de 3,2) difiere de la relación de roca total reportada para el Granito de Illescas (1,10 a 1,4) en Sánchez Bettucci et al, (2021a).
- Morfología de circones: Los cristales de circones estudiados en ese trabajo (Figura 47) son diferentes morfológicamente y texturalmente a los descriptos por en Sánchez Bettucci et al, (2021a) para el Granito de Illescas.

8. Conclusiones

Este estudio multidisciplinario permitió caracterizar integralmente la anomalía radiométrica ubicada al suroeste de Illescas, estableciendo su origen geológico, su fuente mineralógica y su potencial impacto radiológico. Las principales conclusiones son:

Identificación de la Fuente Geológica: La anomalía radiométrica no es producto de contaminación, sino que es de origen geológico natural. La fuente es un cuerpo de granito álcali-feldespáctico milonítico. Los análisis geoquímicos (FRX) permitieron clasificarlo como un granito alcalino de carácter peralcalino (Índice Agpaítico $> 1,3$), formado en un ambiente anorogénico de intraplaca. Esta firma geoquímica lo diferencia de las rocas del Batolito de Illescas previamente cartografiadas en la región, que son de naturaleza subalcalina y metaluminosa a peraluminosa.

Identificación de los Minerales Portadores: La alta radiactividad no solo reside en los minerales formadores de roca (feldespatos potásicos), sino que se concentra en las fases minerales accesorias. Mediante análisis de microscopía (MEB-EDS) se identificó al circón como el principal mineral portador de elementos radiactivos, con presencia significativa de Th y U en su estructura, además de Hf, P e Yb. La columbita también fue identificada como una fase opaca portadora. El origen ígneo con profunda interacción hidrotermal de los circones explica el notable enriquecimiento en estos elementos.

Correlación Metodológica: El relevamiento aerotransportado fue validado como una herramienta de cartografía regional altamente confiable para las litologías graníticas, al evidenciar una correlación robusta con los datos de control terrestre ($R^2 = 0,825$). La relación entre la dosis aerotransportada y la dosis medida en superficie se ajusta a una ley de potencia con un exponente de 0,686, lo que permite cuantificar el efecto de integración espacial del sensor aéreo y confirma que este tiende a suavizar los máximos de intensidad radiométrica en comparación con las mediciones terrestres puntuales. La metodología estadística implementada, basada en la transformación log-log y el análisis de residuos, permitió corregir la heterocedasticidad inicialmente observada y verificar la consistencia técnica de las mediciones, asegurando la ausencia de errores sistemáticos o valores atípicos significativos. En conjunto, los resultados demuestran que la radiometría aérea constituye un excelente estimador de la distribución regional de U y Th en el cuerpo granítico estudiado, si bien la validación terrestre resulta indispensable para la caracterización detallada de anomalías de mayor grado asociadas a la presencia de minerales accesorios.

Evaluación del Impacto Radiológico: Las rocas y suelos del área presentan un enriquecimiento excepcional en radionucleidos. Los valores promedio de actividad específica en suelos para ^{226}Ra (472 Bq kg^{-1}) y ^{232}Th (455 Bq kg^{-1}) superan en más de diez veces los promedios mundiales reportados por UNSCEAR. La tasa de dosis

absorbida promedio en suelos (515 nGy h^{-1}) es aproximadamente nueve veces mayor que el promedio mundial (58 nGy h^{-1}). La actividad equivalente de radio promedio R_{eq} de 1164 Bq kg^{-1} excede significativamente el límite de referencia de 370 Bq kg^{-1} . A pesar de estos altos valores, la dosis efectiva anual externa promedio ($0,63 \text{ mSv a}^{-1}$) se mantiene por debajo del límite de 1 mSv a^{-1} recomendado para el público general. No obstante, se identificaron puntos de muestreo específicos (muestras 2, 7 y 8) donde la dosis efectiva anual sí supera el límite de 1 mSv a^{-1} , alcanzando hasta $1,27 \text{ mSv a}^{-1}$, lo que subraya la heterogeneidad del riesgo y la importancia de la evaluación localizada.

9. Referencias Bibliográficas

Altamirano, A.; Da Silva, H.; Durán, A.; Echevarría, A.; Panario, D.; Puentes, R. (1976) *Carta de Reconocimiento de Suelos del Uruguay – Tomo I: Clasificación de suelos*. Montevideo, Dirección de Suelos y Fertilizantes.

Asaduzzaman, K.; Khandaker, M. U.; Amin, Y. M.; Bradley, D. A. (2014) *Natural radioactivity levels and radiological assessment of decorative building materials in Bangladesh*. Indoor and Built Environment, 25(3), p. 541-550.

Basei, M. A. S.; Hueck, M.; Oriolo, S.; Campos Neto, M. C. (2024) *The Rio de la Plata and Paranapanema cratons: Uncovering the hidden pieces of west Gondwana*. Precambrian Research, 414, p. 107582.

Beretka, J.; Mathew, P. J. (1985) *Natural radioactivity of Australian building materials, industrial wastes and by-products*. Health Physics, 48(1), p. 87-95.

Bossi, J.; Campal, N. (1992) *Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico inferior del Uruguay*. En: Gutiérrez, J.; Saavedra, J.; Rábano, I. (eds.), Paleozoico Inferior de Ibero-América, p. 343-356. Extremadura, España.

Bossi, J.; Ferrando, L.; Montaña, J.; Morales, H.; Campal, N.; Gancio, F.; Piñeiro, D.; Schipilov, A.; Sprechmann, P. (1998) *Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000*. Geoeditores. Montevideo.

Buchtela, K. (2005) *Radiochemical Methods, Gamma-Ray Spectrometry*. Encyclopedia of Analytical Science, Elsevier, p. 72-79.

Campal, N. e Schipilov, A. (1995) The Illescas bluish quartz rapakivi granite (Uruguay - South America): some geological features. Em: Symposium of Rapakivi Granites and Relates rocks, Brazil. Proceedings, 18.

Corfu, F.; Hanchar, J. M.; Hoskin, P. W. O.; Kinny, P. (2003) *Atlas of zircon textures*. En: Hanchar, J. M.; Hoskin, P. W. O. (Eds.), *Zircon* (Vol. 53, p. 469-500). Washington (D.C.), Mineralogical Society of America.

Cox, K. G.; Bell, J. D.; Pankhurst, R. J. (1979) *The Interpretation of Igneous Rocks*. London, George Allen & Unwin, xiv + 450 p.

Curbelo A., Novoa S. (2015) “Caracterización mineralógica – geoquímica de la fracción pesada de las arenas negras de “El Águila”, Canelones. En: Expo Cierre, CSIC, Montevideo.

Eby, G.N. (1992) *Chemical Subdivision of the A-Type Granitoids: Petrogenetic and Tectonic Implications*. *Geology*, 20, p. 641-644.

Ersay, L.; Greenough, J. D.; Larson, K. P.; Dostal, J. (2022) *Zircon reveals multistage, magmatic and hydrothermal Rare Earth Element mineralization at Debert Lake, Nova Scotia, Canada*. *Ore Geology Reviews*, 144, p. 104780.

Esteves, N.; Bouilhol, P.; Schaltegger, U.; Ovtcharova, M.; Navin Paul, A.; France, L. (2025) *The magmatic-hydrothermal transition record in zircon: implications for zircon texture, composition and rare-metal granite dating (Beauvoir granite, French Massif Central)*. *European Journal of Mineralogy*, 37, p. 667–693.

Faure, G. (1986) *Principles of Isotope Geology*. 2^a ed. New York/Chichester/Brisbane/Toronto/Singapur, John Wiley & Sons.

Faure, G. (1991) *Principles and Applications of Inorganic Geochemistry*. London, Macmillan.

Ferronsky, V. I. (2015) *Nuclear Geophysics: Applications in Hydrology, Hydrogeology, Engineering Geology, Agriculture and Environmental Science*. Cham (Switzerland), Springer.

Finch, R. J.; Hanchar, J. M. (2003) *Structure and chemistry of zircon and zircon-group minerals*. In: J. M. Hanchar & P. W. O. Hoskin (Eds.), *Zircon* (Vol. 53, p. 1-26). Washington, Mineralogical Society of America.

Fragoso Cesar, A.R.S. (1980) *El Cratón del Río de la Plata y el Cinturón Dom Feliciano en el Escudo Uruguayo-Sul-Riograndense*. En: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, 5: 2879-2892.

Gaucher, C. (2000). *Sedimentology, Paleontology and Stratigraphy of the Arroyo del Soldado Group* (Vendian to Cambrian, Uruguay). Beringeria, 120 pp.

Gaucher, C. (2014) Grupo Arroyo del Soldado. En: Bossi, J.; Gaucher, C. *Geología del Uruguay – Tomo 1: Predevónico*. Montevideo, cap. 16, p. 313-339.

Gaucher, C; Blanco, G. (2014) Batolito de Illescas. En: Bossi, J.; Gaucher, C. *Geología del Uruguay – Tomo 1: Predevónico*. Montevideo, cap.9, p. 209-214.

González Quijano, J. M. (2021) *Caracterización geomorfológica y calidad ambiental del arco de playa José Ignacio – Punta de Piedras (Departamento de Maldonado)*. Tesis de Licenciatura en Geología, Universidad de la República, Montevideo, Uruguay.

Horton, R. E. (1945) *Erosional Development of Streams and their Drainage Basins: Hydrophysical Approach to Quantitative Morphology*. Geological Society of America Bulletin, 56(3), p. 275-370.

Hoskin, P. W. O.; Schaltegger, U. (2003) *The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis*. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53, p. 27-62.

Infraestructura de Datos Espaciales de Uruguay (IDEUy). (s. f.) *Visualizador IDEUy y Orto-imágenes de cobertura nacional*. Montevideo, Presidencia de la República. Disponible en: <https://visualizador.ide.uy/ideuy/>

International Atomic Energy Agency (IAEA) (2003) *Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data* (IAEA-TECDOC-1363). Vienna, Austria.

Issa, S. A. M; Alaseri, S. M. (2015) *Determination of natural radioactivity and associated radiological risk in building materials used in Tabuk Area, Saudi Arabia*. International Journal of Advanced Science and Technology, 82, p.45-62.

Kaplon, A.; Bates, B. (2015) *Informe de adquisición y procesamiento de datos. Contrato N.º 01/2013: Relevamiento geofísico aeroportado parcial del territorio nacional y el procesamiento e interpretación de datos geofísicos existentes*. Dirección Nacional de Minería y Geología (DINAMIGE), Uruguay.

Kerr, P. F. (1977) *Optical Mineralogy*. 4^a ed. Nueva York / Londres, McGraw-Hill.

Loureiro Olivet, J.; Sánchez Bettucci, L.; Núñez Demarco, P.; Peel, E.; Fort, S.; Preciozzi, F. (2024) *Actualización de la Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000*. Revista Investigaciones, 5(1), p. 1-13.

Lowrie, W. (2007) *Fundamentals of Geophysics*. 2^a ed. Cambridge, Cambridge University Press.

Mason, B.; Moore, C. B. (1982) *Principles of Geochemistry*. 4^a ed. New York, John Wiley & Sons.

Masquelin, H. (2006) El Escudo Uruguayo. Em: Veroslavsky, G.; Ubilla, M. e Martínez, S. (eds), *Cuencas sedimentarias del Uruguay: Geología, Paleontología y Recursos Naturales*. Paleozoico. pp. 37-106. DIRAC. Montevideo.

MGAP (2018) *Descripción de grupos de suelos CONEAT*. Montevideo, p. 66.

Ménager, M. T. et al. (1993) *Migration of uranium from uranium-mineralised fractures into the rock matrix in granite: implications for radionuclide transport around a radioactive waste repository*. Radiochimica Acta, 61, p. 129-138.

Min, K.; Mundil, R.; Renne, P. R.; Ludwig, K. R. (2000) *Testing for systematic errors in 40Ar/39Ar geochronology by comparison with U-Pb analysis of a 1.1 Ga rhyolite*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, p. 73-98.

Montaña, J.; Sprechmann, P. (1993) *Calizas estromatolíticas y oolíticas en el Uruguay y definición de la Formación Arroyo de la Pedrera (Cámbrico medio-Caradociano): Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata*, v. 2, p. 53.

Noguera, A. L.; Bentos Pereira, H.; Fornaro, L. (2013) *Radiactividad natural en la zona costera del departamento de Rocha, Uruguay*. *AUGM DOMUS*, 5, p. 212-218.

Núñez Demarco P., Masquelin H., Sánchez Bettucci L. (2018) *Historia de la Geología Precámbrica de Uruguay: Revisión de las divisiones estructurales, tecto-estratigráficas, límites y nomenclaturas*. Revista Investigaciones, Montevideo, 1(2):1-16.

Núñez Demarco, P., Masquelin, H., Sánchez Bettucci, L. (2018) *HISTORIA DE LA GEOLOGÍA PRECÁMBRICA DE URUGUAY: REVISIÓN DE LAS DIVISIONES ESTRUCTURALES, TECTO-ESTRATIGRÁFICAS SUS LÍMITES Y NOMENCLATURAS*. Revista Investigaciones. Montevideo. 1(2):1-16

Núñez Demarco, P.; Masquelín, E.; Sánchez Bettucci (2019) *Historia de la geología precámbrica del Uruguay: revisión de las divisiones estructurales, tecto-estratigráficas, sus límites y nomenclaturas*. Revista Investigaciones, 1(2), p. 1-16.

Oficina de Suelos y Fertilizantes. (1976) *Carta de reconocimiento de suelos del Uruguay, Tomo I: Clasificación de suelos*. Montevideo, Ministerio de Agricultura y Pesca.

Oriolo, S.; Oyhantçabal, P.; Heidelbach, F.; Wemmer, K.; Siegesmund, S. (2015) *Structural evolution of the Sarandí del Yí Shear Zone, Uruguay: kinematics, deformation conditions and tectonic significance*. *International Journal of Earth Sciences*, 104, p. 1759-1777.

Oriolo, S.; Oyhantçabal, P.; Konopásek, J.; Basei, M.A.S.; Frei, R.; Sláma, J.; Wemmer, K.; Siegesmund, S. (2019) *Late Paleoproterozoic and Mesoproterozoic magmatism of the Nico Pérez Terrane (Uruguay): Tightening up correlations in southwestern Gondwana*. *Precambrian Research*, 327, p. 296–313.

Oyhantçabal, P.; Derregibus, M.T.; Muzio, R.; De Souza, S.; Peel, E. (1993) *Complejo granítico Solís de Mataojo: Evidencias de magmatismo sincolisional relacionado a subducción*. Revista Brasileira de Geociencias, 23: 242-247.

Oyhantçabal, P.; Spoturno, J.; Aubet, N.; Cazaux, S.; Huelmo, S. (2003) *Proterozoico del Sureste del Uruguay: Nueva propuesta estratigráfica para la Formación Montevideo y el magmatismo asociado*. Revista de la Sociedad Uruguay de Geología, Publicación Especial (CD), 1: 38-48.

Oyhantçabal, P.; Wagner-Eimer, M.; Wemmer, K.; Schulz, B.; Frei, R.; Siegesmund, S. (2012) *Paleo- and Neoproterozoic magmatic and tectonometamorphic evolution of the Isla Cristalina de Rivera (Nico Pérez Terrane, Uruguay)*. International Journal of Earth Sciences, 101(7):1745-1762.

Pearce, J. A.; Harris, N. B. W.; Tindle, A. G. (1984) *Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*. Journal of Petrology, 25(4), p. 956-983.

Preciozzi, F.; Masquelin, H.; Basei, M.A.S. (1999) The Namaqua/Grenville Terrane of eastern Uruguay. En: II South American Symposium on Isotope Geology, pp. 338-340.

Preciozzi, F.; Spoturno, J.; Heinzen, W. (1979) Carta geo-estructural del Uruguay, escala 1:1.000.000. Instituto Geológico Ing. Terra Arocena, 62 pp. Montevideo.

Radiation Solutions Inc. (2012) *RS-230 BGO SPECTROMETER User Guide*. Toronto, Ontario.

Reed, S. J. B. (2005) *Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology*. 2^a ed. Cambridge, Cambridge University Press.

Rollinson, H. R. (1993) *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. London, Longman Scientific & Technical, xxvi + 352 p.

Sánchez Bettucci, L.; Cordani, U.; Loureiro, J.; Peel, E.; Fort, S.; Sato, K. (2021) *The Nico Pérez terrane (Uruguay) and its Archean and Paleoproterozoic inheritance*. Andean Geology, 48(3), p. 442-471.

Sánchez Bettucci, L.; Peel, E.; Oyhantçabal, P. (2010) *Precambrian geotectonic units of the Río de la Plata craton*. International Geology Review, 52, p. 32-50.

Severin, K. P. (2004) *Energy Dispersive Spectrometry of Common Rock Forming Minerals*. Amsterdam, Springer-Verlag.

Silva, M. (1986) *Placer gold recovery methods*. California Department of Conservation, Division of Mines and Geology, Special Publication 87.

Sun, S.-S.; McDonough, W. F. (1989) *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*. En: A. D. Saunders & M. J. Norry (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins* (Vol. 42, pp. 313–345). London, Geological Society of London.

Svoboda, J. (2004) *Magnetic Techniques for The Treatment of Materials*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.

Testoni, P. (2020) *Concentración y caracterización de los minerales accesorios densos de algunas litologías precámbricas del noreste de Uruguay*. Tesis de Grado, Universidad de la República.

Tzortzis, M.; Tsertos, H. (2004) *Determination of thorium, uranium and potassium elemental concentrations in surface soils in Cyprus*. Journal of Environmental Radioactivity, 77(3), p. 325–338.

Ul-Hamid, A. (2018) *A Beginners' Guide to Scanning Electron Microscopy*. Springer International Publishing.

UNSCEAR (1982) *Ionizing Radiation: Sources and Biological Effects*. United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation, Report to the General Assembly, with Annexes. United Nations, New York.

UNSCEAR (2000) *Sources and Effects of Ionizing Radiation*. United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation, Report to the General Assembly, with Scientific Annexes. Vol. I: Sources; Vol. II: Effects. United Nations, New York.

UNSCEAR (2008) *Sources and Effects of Ionizing Radiation*. United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation, Report to the General Assembly, with Scientific Annexes. United Nations, New York.

Valkovic, V., (2000). *Radioactivity in the Environment*. Elsevier, The Netherlands.

Wallbrink, P. J.; Walling, D. E.; He, Q. (2002) *Radionuclide measurement using HPGe gamma spectrometry*. En: Zapata, F. (ed.) *Handbook for the Assessment of Soil Erosion and Sedimentation Using Environmental Radionuclides*. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, p. 67-96.

Whalen, J. B.; Currie, K. L.; Chappell, B. W. (1987) *A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 95(4), p. 407-419.

Wills, B. A.; Finch, J. (2015) *Wills' Mineral Processing Technology: An Introduction to the Practical Aspects of Ore Treatment and Mineral Recovery*. 8^a ed. Oxford, Butterworth-Heinemann.

Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. London, Unwin Hyman, xx + 466p.

Anexo I: Tablas y figuras referentes al capítulo 6 (Radiometría aerotransportada, terrestre y de laboratorio)

Actividad de Ra, Th, K y U en muestras de suelo								
Muestra	$^{226}\text{Ra}(\text{Bq}.\text{kg}^{-1})$	Error (%)	$^{232}\text{Th}(\text{Bq}.\text{kg}^{-1})$	Error(%)	$^{40}\text{K}(\text{Bq}.\text{kg}^{-1})$	Error (%)	$^{238}\text{U}(\text{Bq}.\text{kg}^{-1})$	Error (%)
2 0-5 cm	431	7,8	1081	8,2	799	7,0	0	0,0
2 5-10 cm	469	7,6	1099	8,3	817	7,1	148	3,9
3 0-5 cm	91	8,7	405	8,4	602	6,7	131	27,3
3 5-10 cm	93	8,6	484	8,4	612	6,7	220	18,4
1 0-5 cm	122	8,5	172	9,0	486	6,9	154	8,1
1 5-10 cm	141	7,7	188	8,4	492	6,1	193	9,7
4 0-5 cm	33	8,9	68	9,0	440	6,1	66	17,9
4 5-10 cm	35	9,9	75	9,2	442	6,5	66	17,1
5 0-5 cm	34	8,5	65	8,9	437	6,1	66	16,5
5 5-10 cm	41	9,3	67	9,8	458	6,8	42	30,8
6 0-5 cm	102	9,1	322	8,6	491	6,9	128	11,2
6 5-10 cm	111	8,2	335	8,4	504	6,7	217	15,1
7 0-5 cm	1151	7,3	781	8,5	709	7,5	84	3,5
7 5-10 cm	1450	7,0	683	8,1	708	6,4	1694	0,7
7 10-15 cm	1452	7,2	898	8,0	689	6,6	279	1,5
7 15-20 cm	1452	7,4	766	8,6	703	8,9	829	13,4
8 0-5 cm	854	7,5	706	8,3	441	7,7	427	8,4
8 5-10 cm	810	7,2	656	8,4	475	6,6	57	1,8
8 10-15 cm	951	7,3	581	8,1	464	6,7	-282	-24,8
8 15-20 cm	1121	7,3	795	8,2	444	7,2	1414	0,8
9 0-5 cm	53	8,2	157	8,4	367	6,1	1	3,5
9 5-10 cm	113	8,4	172	8,4	431	6,1	183	8,2
9 10-15 cm	123	7,8	223	8,2	427	6,1	475	2,3
9 15-20 cm	91	7,9	138	8,4	433	6,0	139	10,6
Promedio	472		455		536		280	

Tabla I-1: Valor de la actividad específica para los radionucleidos ^{226}Ra , ^{232}Th , ^{40}K y ^{238}U en las muestras de suelo.

Muestra	DA (0,0417C _K +0.462C _{Ra} +0.604C _{Th}) nGy h ⁻¹	DE (DR*Nh*0.7*0.2) mSva ⁻¹	RaEq (C _{Ra} +1.43C _{Th} +0.077C _K) Bqkg ⁻¹
2 0-5 cm	885 ± 73	1,09 ± 0,09	2039 ± 112
2 5-10 cm	914 ± 76	1,12 ± 0,09	2103 ± 116
3 0-5 cm	312 ± 28	0,38 ± 0,03	716 ± 43
3 5-10 cm	361 ± 33	0,44 ± 0,04	832 ± 51
1 0-5 cm	180 ± 16	0,22 ± 0,02	405 ± 23
1 5-10 cm	199 ± 16	0,24 ± 0,02	448 ± 23
4 0-5 cm	75 ± 8	0,09 ± 0,01	164 ± 11
4 5-10 cm	80 ± 8	0,1 ± 0,01	177 ± 12
5 0-5 cm	73 ± 7	0,09 ± 0,01	161 ± 11
5 5-10 cm	78 ± 9	0,1 ± 0,01	171 ± 12
6 0-5 cm	262 ± 23	0,32 ± 0,03	600 ± 36
6 5-10 cm	274 ± 24	0,34 ± 0,03	628 ± 36
7 0-5 cm	1033 ± 78	1,27 ± 0,1	2322 ± 116
7 5-10 cm	1112 ± 82	1,36 ± 0,1	2482 ± 122
7 10-15 cm	1242 ± 91	1,52 ± 0,11	2789 ± 136
7 15-20 cm	1163 ± 90	1,43 ± 0,11	2602 ± 134
8 0-5 cm	840 ± 63	1,03 ± 0,08	1898 ± 95
8 5-10 cm	790 ± 59	0,97 ± 0,07	1784 ± 88
8 10-15 cm	810 ± 60	0,99 ± 0,07	1818 ± 90
8 15-20 cm	1016 ± 76	1,25 ± 0,09	2292 ± 113
9 0-5 cm	135 ± 12	0,17 ± 0,01	306 ± 18
9 5-10 cm	174 ± 14	0,21 ± 0,02	393 ± 21
9 10-15 cm	209 ± 16	0,26 ± 0,02	474 ± 25
9 15-20 cm	144 ± 12	0,18 ± 0,01	322 ± 17
Promedio	515	0,63	1164

Tabla I-2: Tasa de dosis absorbida externa (DA), dosis efectiva anual externa (DE) y la actividad equivalente de Radio (RaEq) para cada muestra de suelo según la profundidad.

Tasa de dosis absorbida en el suelo según profundidad en nGy h^{-1}

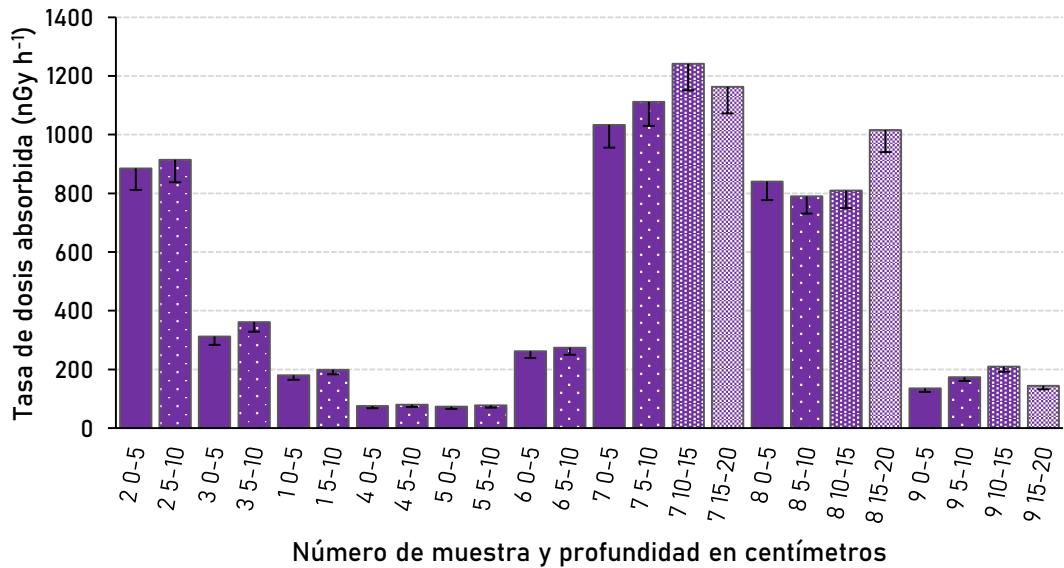


Figura I-1: Representación gráfica de la tasa de dosis absorbida en muestras de suelo según la profundidad de muestreo. Al final de cada barra de color se indica el error asociado a cada valor.

Dosis efectiva anual externa en el suelo según profundidad en mSv a^{-1}

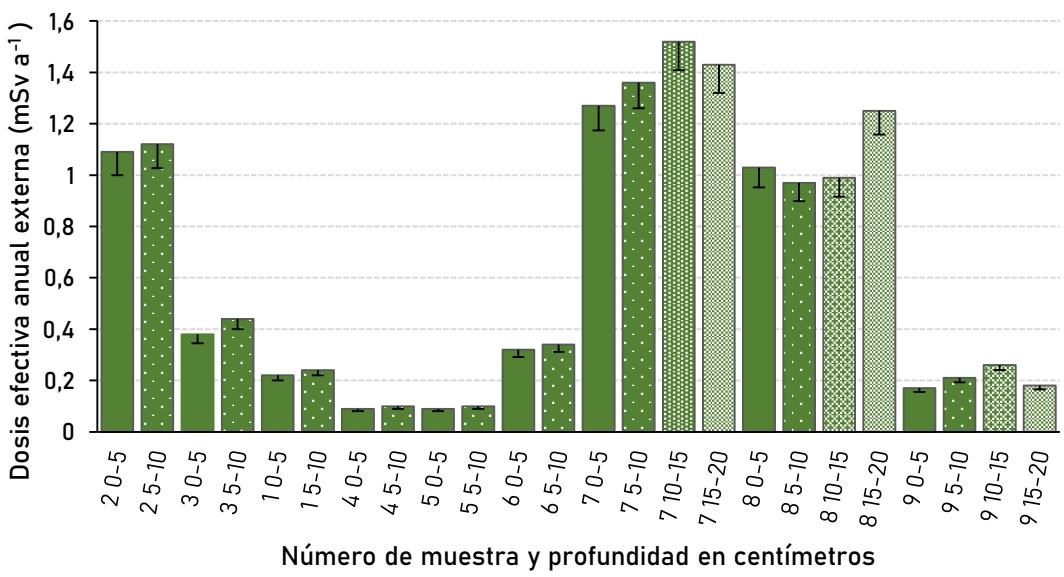


Figura I-2: Representación gráfica de la dosis efectiva anual externa en muestras de suelo de acuerdo a la profundidad de muestreo. Al final de cada barra de color se indica el error de cada valor.

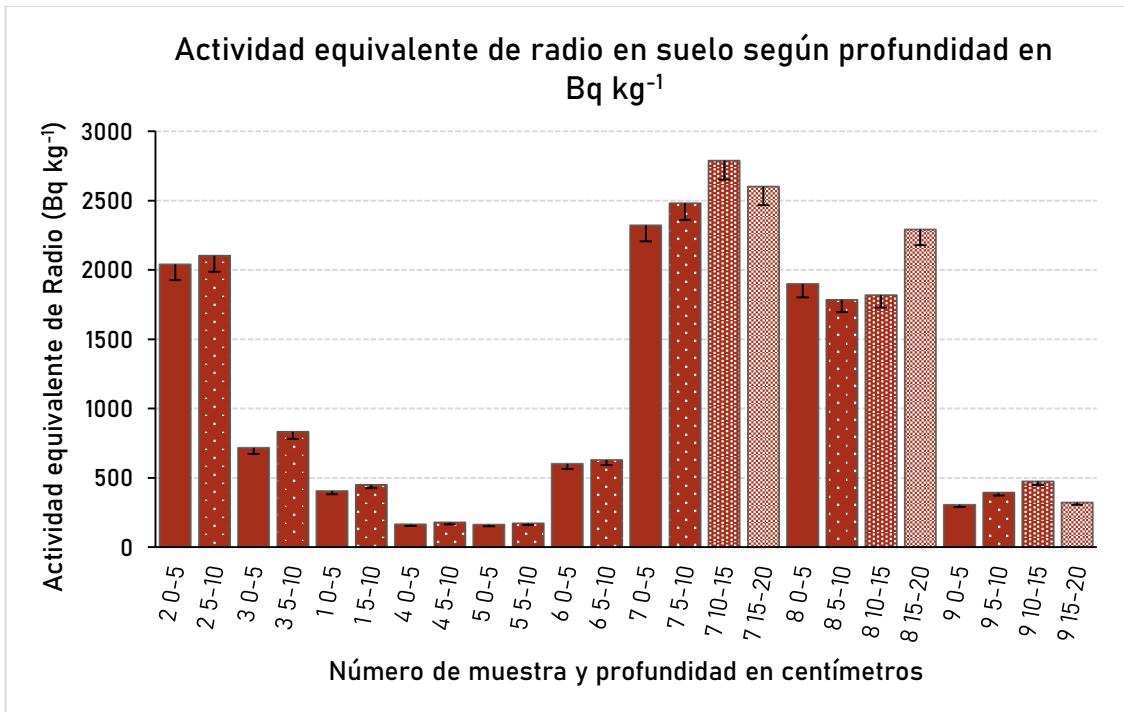


Figura I-3: Representación gráfica de la actividad equivalente de Radio en muestras de suelo según la profundidad de muestreo. Al final de cada barra de color se indica el error de cada valor.

Actividad de Ra, Th, K y U en muestras de roca								
Muestra	$^{226}\text{Ra}(Bq.kg^{-1})$	Error (%)	$^{232}\text{Th}(Bq.kg^{-1})$	Error(%)	$^{40}\text{K}(Bq.kg^{-1})$	Error (%)	$^{238}\text{U}(Bq.kg^{-1})$	Error (%)
002 B	164	9,1	1695	8,3	1098	7,0	155	3,2
002	223	11,1	2542	8,5	1030	8,9	119	136,7
004	5	15,0	7	14,3	135	8,8	10	53,7
005	572	9,1	1083	8,8	1023	8,2	761	20,5
006	278	8,3	1174	8,4	851	7,4	1809	1,9
001	286	11,2	632	9,3	980	8,8	426	31,0
131101	164	11,6	1275	8,9	964	9,5	513	12,7
131103	332	10,7	1457	9,3	898	11,9	661	32,8
Promedio	253		1233		872		557	

Tabla I-3: Actividad específica de ^{226}Ra , ^{232}Th y ^{40}K en las muestras de roca.



Muestra	DA (0,0417C _K +0.462C _{Ra} +0.604C _{Th}) nGy h ⁻¹	DE (DR*Nh*0.7*0.2) mSv a ⁻¹	RaEq (C _{Ra} +1.43C _{Th} +0.077C _K) Bqkg ⁻¹
002 B	1145 ± 111	1,4 ± 0,14	2671 ± 170
002	1682 ± 170	2,06 ± 0,21	3938 ± 261
004	12 ± 3	0,02 ± 0	26 ± 4
005	961 ± 84	1,18 ± 0,1	2200 ± 127
006	873 ± 79	1,07 ± 0,1	2022 ± 121
001	555 ± 54	0,68 ± 0,07	1265 ± 81
131101	886 ± 91	1,09 ± 0,11	2060 ± 139
131103	1071 ± 110	1,31 ± 0,14	2485 ± 169
Promedio	898	1,10	2083

Tabla I-4: Tasa de dosis absorbida externa (DA), dosis efectiva anual externa (DE) y la actividad equivalente de Radio (RaEq) en muestras de roca.

Anexo II: Análisis estadístico para la regresión lineal

Con el fin de respaldar la validez del análisis de correlación, se evaluaron los supuestos básicos representados en la Figura II-1.

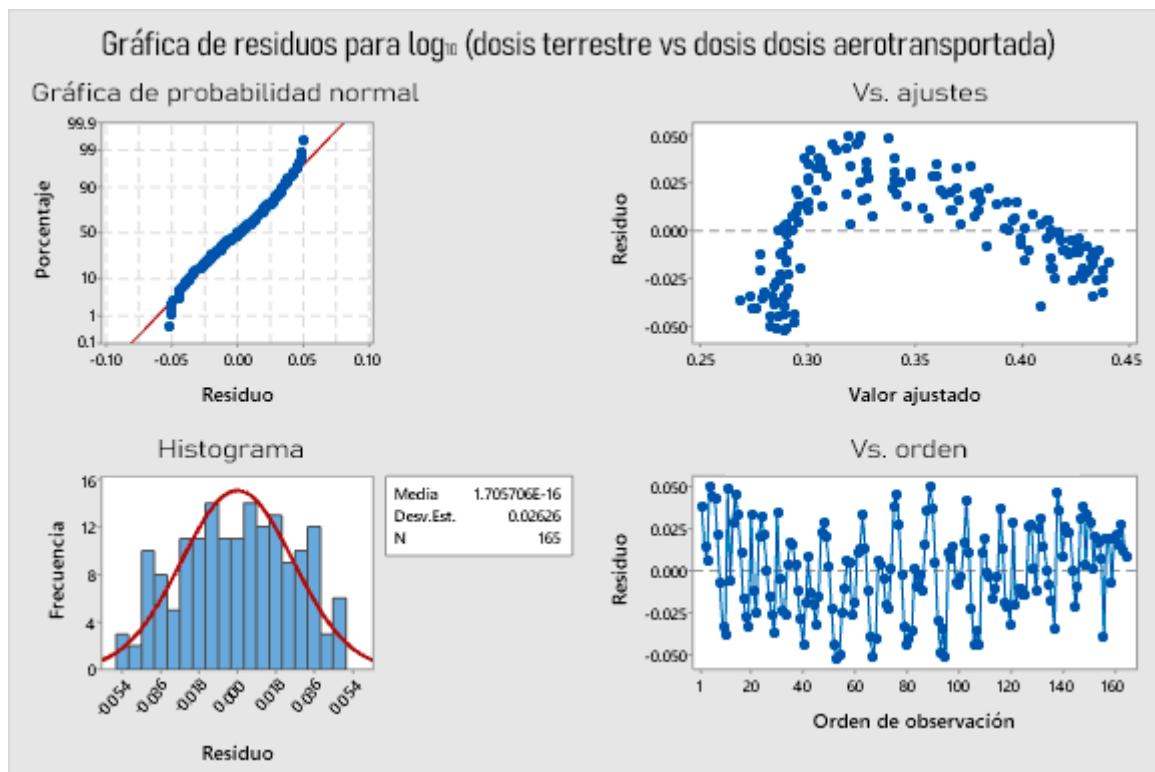


Figura II-1: Gráficos de diagnóstico del modelo de regresión lineal, correspondientes al análisis de los residuos.

El análisis de los residuos del modelo mostró un comportamiento estadísticamente adecuado. La gráfica de probabilidad normal evidencia una distribución aproximadamente normal de los residuos, con una buena alineación respecto a la recta teórica y leves desviaciones en los extremos. Asimismo, el gráfico de residuos en función del orden de observación no presenta tendencias sistemáticas ni patrones de autocorrelación, lo que sugiere independencia entre los errores. En conjunto, estos resultados respaldan la validez del modelo de regresión lineal aplicado a los datos transformados logarítmicamente.

Agradecimientos

Quiero expresar mi más profundo agradecimiento a Elena Peel, por su constante guía, apoyo y paciencia a lo largo de todo este trabajo. Su compromiso y dedicación fueron esenciales para la culminación de esta tesis.

A DINAMIGE, por la disposición mostrada desde el comienzo y por brindarnos datos esenciales para la realización de este trabajo. Asimismo, agradezco a Leda Sánchez por la motivación y el entusiasmo que me transmitió al introducirme en esta temática.

A Gustavo Heber por permitirnos ingresar al área de estudio a tomar muestras y caracterizar el área.

A Marcos Tassano, por su valiosa orientación y asesoramiento en los aspectos y análisis relacionados con la radioactividad, así como por compartir sus conocimientos y experiencia.

A Manuela Morales, por su permanente motivación y compañía mientras procesaba los minerales y observaba láminas delgadas y probetas. Su entusiasmo y pasión por la ciencia hicieron que nunca pensara en rendirme; al contrario, me impulsaron a seguir adelante con confianza.

También agradezco a todas las personas que aportaron su *granito de circón* a lo largo de todo el proceso, desde las tareas de muestreo hasta el uso de los equipos y las discusiones sobre los resultados.

Finalmente, agradezco a la Universidad de la República por brindarme la formación, las herramientas y el entorno académico necesarios para hacer posible este sueño.

¡¡¡Gracias!!!