



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE COLOMBIA

Ambiente geodinámico del Gneis de Naranjales y su relación con las rocas metamórficas encajantes

Carlos Andrés Sabrica Buendía

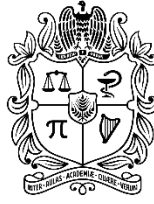
Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Minas, Departamento de Materiales y Minerales, Área Curricular de

Recursos Minerales

Medellín, Colombia

2022



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE COLOMBIA

Geodynamic environment of the Naranjales Gneiss and its relationship with the enclosing metamorphic rocks

Carlos Andrés Sabrica Buendía

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Minas, Departamento de Materiales y Minerales, Área Curricular de
Recursos Minerales
Medellín, Colombia
2022

Ambiente geodinámico del Gneis de Naranjales y su relación con las rocas metamórficas encajantes

Carlos Andrés Sabrica Buendía

Tesis o trabajo de investigación presentada(o) como requisito parcial para optar al título
de:

Magister en Ingeniería- Recursos Minerales

Director:

Ph.D. César Javier Vinasco Vallejo

Línea de Investigación:

Grupo de Investigación:

Geotectónica

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Minas, Departamento de Materiales y Minerales, Área Curricular de

Recursos Minerales

Medellín, Colombia

2022

Declaración de obra original

Yo declaro lo siguiente:

He leído el Acuerdo 035 de 2003 del Consejo Académico de la Universidad Nacional. «Reglamento sobre propiedad intelectual» y la Normatividad Nacional relacionada al respeto de los derechos de autor. Esta disertación representa mi trabajo original, excepto donde he reconocido las ideas, las palabras, o materiales de otros autores.

Cuando se han presentado ideas o palabras de otros autores en esta disertación, he realizado su respectivo reconocimiento aplicando correctamente los esquemas de citas y referencias bibliográficas en el estilo requerido.

He obtenido el permiso del autor o editor para incluir cualquier material con derechos de autor (por ejemplo, tablas, figuras, instrumentos de encuesta o grandes porciones de texto).

Por último, he sometido esta disertación a la herramienta de integridad académica, definida por la universidad.

Nombre

Fecha DD/MM/AAAA

Fecha

Agradecimientos

Agradezco al Servicio Geológico Colombiano sede Medellín por permitir la recolección de datos en la fase de campo, procesarlos en el laboratorio y finalmente facilitar la entrega de sus resultados.

Al director de trabajo de grado Cesar Vinasco agradezco sus valiosos aportes y su guianza en todo el proceso de elaboración y desarrollo de este proyecto.

A mi madre agradezco su amor y apoyo incondicional.

A mi esposa agradezco por ser mi complemento y ayudarme a cumplir cada una de las metas propuestas en mi vida.

Resumen

El Gneis de Naranjales aflora al oriente de la Cordillera Central, con un área aproximada de 106,9 km², es un cuerpo alargado de dirección NE-SW, que se prolonga desde el corregimiento de Samaná al oriente del municipio San Carlos - Antioquia hasta la Victoria-Caldas. Está conformado por, granofels y gneises de cuarzo-feldespato-biotita-granate, sillimanita y andalucita y migmatitas.

Las rocas del Gneis de Naranjales presentan contenidos de SiO₂ entre 58,9 - 81,9 wt%, el TiO₂ en todas las muestras es <1,28%, con valores de Al₂O₃ de 8,2- 20,2 wt%, el Fe₂O₃ contiene 7,7 - 0,7 wt % y del Na₂O+K₂O se obtuvo 1,37 - 7,97 wt%. Las muestras son de la serie calcoalcalina normal y alta en K y permiten determinar que son peraluminosas. Las rocas corresponden a gneises, cuya fuente probablemente corresponde a fusión de sedimentos o metasedimentos a partir de protolitos de litoarenitas, arcosas y grauvacas, con valores similares en elementos trazas a la corteza media, con una débil anomalía de Nb, Tb y Sr.

En el Gneis de Naranjales se obtienen edades de anatexia y metamorfismo que registran varios episodios metamórficos en un periodo aproximado de 60 Ma y comparten ciertas características en la formación de paragneises y anatectitas. Las rocas gnéicas arrojan edades ígneas U-Pb de 288,9 y 266,9 Ma Pérmico que se consideran producto de fusión parcial y se superponen a las edades de metamorfismo U-Pb entre 293 y 276 Ma Pérmico.

En las rocas del Gneis de Naranjales se obtiene un pico estadístico de metamorfismo con edades U-Pb entre 240-243 Ma, Triásico, en bordes de sobrecrecimiento metamórfico y en la etapa final de cristalización se reportan dos edades U-Pb de 236,6±1,7 y 236,8±1,1 Ma Triásico medio obtenidas en segregaciones cuarzo feldespáticas (neosomas) que contienen circones neoformados de textura homogénea, con ausencia de núcleos

heredados que permiten sugerir que cristalizaron a partir de un fundido anatético. Con lo expuesto anteriormente se plantea que el Gneis de Naranjales experimentó un proceso de anatexia que inicio probablemente en el Pérmico y se incrementó progresivamente hasta el Triásico medio.

Las edades que representan el pico estadístico de metamorfismo U-Pb entre 240-243 Ma Triásico del Gneis de Naranjales son similares a las edades U-Pb entre 240-244,6 Ma del Gneis de Samaná. Las edades de anatexia de 236 Ma, son similares a las edades U-Pb de 232,7 Ma de la Migmatita de Puente Peláez, los meta-granitos del Complejo Cajamarca U-Pb de $236,61 \pm 3,3$, $234,1 \pm 1,2$ y $236,4 \pm 1,8$ y las edades U-Pb de $237,3 \pm 1,9$ y $237,2 \pm 2,6$ del Gneis de Río Verde.

En las rocas metamórficas del Complejo Cajamarca se obtuvieron edades máximas de depositación U-Pb de $348,50 \pm 9,89$ Ma, $323,26 \pm 9,26$ Ma, $241,59 \pm 8,33$ Ma, $248,08 \pm 4,14$ Ma, $183,4 \pm 6,1$ Ma y $135,71 \pm 5,39$ - $145,08 \pm 3,95$ Ma. Las edades U-Pb de $241,59 \pm 8,33$ Ma y $248,08 \pm 4,14$ Ma son obtenidas en los bordes de sobrecrecimiento metamórfico del circón y pueden corresponder a la fase final del metamorfismo del Gneis de Naranjales. Las edades U-Pb de $348,50 \pm 9,89$ Ma y $323,26 \pm 9,26$ Ma corresponden a las edades más antiguas y las edades U-Pb de $183,4 \pm 6,1$ Ma y $135,71 \pm 5,39$ - $145,08 \pm 3,95$ Ma son más jóvenes que las edades de anatexia 236 Ma del Gneis de Naranjales y probablemente no hacen parte del Complejo Cajamarca.

Las herencias en circones ígneos de edad Mesoproterozoica y Ordovícico del Complejo Cajamarca y el Gneis de Naranjales se correlacionan temporalmente y a su vez presentan una relación con los remanentes de la orogenia Grenvillina y Famatiniana.

La formación del Gneis de Naranjales se originó por fusión cortical de sedimentos o meta-sedimentos asociados a un proceso de delaminación litosférica aproximadamente de 60 Ma que originó desprendimiento de litosfera y la fusión de pequeños volúmenes de corteza.

Palabras clave: metamorfismo, anatexia, fusión parcial, fusión cortical y granitos tipo S.

Abstract

Geodynamic environment of the Naranjales Gneiss and its relationship with the enclosing metamorphic rocks

The Naranjales Gneiss outcrops to the east of the Central Cordillera, with an approximate area of 106.9 km², it is an elongated body with a NE-SW direction, which extends from the village of Samaná to the east of the municipality of San Carlos - Antioquia to the Victoria-Caldas. It is made up of granofels, gneisses of quartz, feldspar and biotite and migmatites.

The Naranjales Gneiss rocks present SiO₂ contents between 58.9 - 81.9%, the TiO₂ in all the samples is <1.28%, with Al₂O₃ values of 8.25% - 20.2%, the Fe₂O₃ contains 7.7% - 0.7% and from Na₂O+K₂O 1.37% - 7.97% was obtained. The samples plot in the normal and high K calcoalkaline series field and are peraluminous. The rocks correspond to gneisses, whose source probably corresponds to the fusion of sediments or metasediments from protoliths of litharenites, arkoses and greywackes, with similar values in trace elements to the middle crust, with weak anomalies of Nb, Tb and Sr.

In the Naranjales Gneiss ages of anatexy and metamorphism are obtained, which record several metamorphic episodes in a period of approximately 60 Ma and share certain characteristics in the formation of paragneisses and anatectites. The gneissic rocks yield U-Pb igneous ages of 288.9 and 266.9 Ma Permian, which are considered products of partial melting and overlap the U-Pb metamorphism ages between 293, 276 and 256 Ma Permian.

In the rocks of the Gneiss of Naranjales it is obtained a statistical peak of metamorphism with ages U-Pb between 240-243 Ma Triassic in edges of metamorphic overgrowth and in the final stage of crystallization are reported two U-Pb ages of 236.6±1.7 and 236.8±1.1 Ma triassic medium obtained in feldspathic quartz segregations (neosomes) that yield neoformed zircons with a homogeneous texture, with the absence of inherited nuclei that allow us to suggest that they crystallized from an anatectic melt. Based on the above, it is suggested that the Naranjales Gneiss underwent a process of anatexia that probably began in the Permian and progressively increased until the middle Triassic.

The ages that represent the statistical peak of U-Pb metamorphism between 240-243 Ma Triassic of the Naranjales Gneiss are similar to the U-Pb ages between 240-244.6 Ma of the Samaná Gneiss. The anatexia ages of 236 Ma are similar to the U-Pb ages of 232.7 Ma of the Puente Peláez Migmatite, the meta-granites of the Cajamarca U-Pb Complex of 236.61 ± 3.3 , 234.1 ± 1.2 and 236.4 ± 1.8 and the U-Pb ages of 237.3 ± 1.9 and 237.2 ± 2.6 of the Río Verde Gneiss.

In the metamorphic rocks of the Cajamarca Complex, maximum U-Pb deposition ages of 348.50 ± 9.89 Ma, 323.26 ± 9.26 Ma, 241.59 ± 8.33 Ma, 248.08 ± 4 , 14 Ma, 183.4 ± 6.1 Ma and 135.71 ± 5.39 - 145.08 ± 3.95 Ma. The U-Pb ages of 241.59 ± 8.33 Ma and 248.08 ± 4 , 14 Ma are obtained at the edges of metamorphic zircon overgrowth and may correspond to the final phase of the Naranjales Gneiss metamorphism. The U-Pb ages of 348.50 ± 9.89 Ma and 323.26 ± 9.26 Ma correspond to the oldest ages and the U-Pb ages of 183.4 ± 6.1 Ma and 135.71 ± 5 Ma 0.39 - 145.08 ± 3.95 Ma are younger than the 236 Ma anatexia ages of the Naranjales Gneiss and are probably not part of the Cajamarca Complex.

The inheritances in igneous zircons of Mesoproterozoic and Ordovician age from the Cajamarca Complex and the Naranjales Gneiss are temporally correlated and in turn present a relationship with the remnants of the orogeny Grenvillian and Famatinian.

The formation of the Naranjales Gneiss originated from crustal melting of sediments or meta-sediments associated with a lithospheric delamination process of approximately 60 Ma that caused lithospheric detachment and the melting of small volumes of crust.

Keywords: metamorphism, anatexia, partial fusion, cortical fusion and type S granites.

Contenido

	Pág.
Introducción	17
2. Antecedentes.....	20
3. Contexto Tectónico de los Andes Colombianos	24
4. Localización.....	27
5. Geología Regional.....	29
5.1 Estructuras	33
6. Metodología	37
6.1 Geología de Campo	37
6.2 Petrografía.....	38
6.3 Geoquímica	38
6.4 Geocronología	38
7. Resultados.....	40
7.1 Cartografía.....	40
7.2. Petrografía.....	45
7.3. Geoquímica	62
7.4. Geocronología	71
8. Discusión	147
9. Conclusiones.....	157
Bibliografía	159
Anexo A:	166

Lista de figuras

	Pág.
Figura 4-1. Mapa geológico del Gneis de Naranjales.	28
Figura 5-1. Mapa litotectónico y morfoestructural del noroeste de Sudamérica.	30
Figura 7-1. Aspecto macroscópico del Gneis de Naranjales en el sector de Naranjales.	41
Figura 7-2. Aspecto macroscópico del Gneis de Naranjales.	42
Figura 7-3. Estructuras migmatíticas en el Gneis de Naranjales.	43
Figura 7-4. Aspecto macroscópico de esquistos.....	44
Figura 7-5. Contacto intrusivo del Gneis de Naranjales y El Complejo Cajamarca.	45
Figura 7-6. Microfotografía de la sección delgada a) CSB-250-Gneis de Qtz-Pl-Bt- Sill – Grt y Crd.....	51
Figura 7-7. Microfotografía de la sección delgada b y c) CSB-244 Gneis de Qtz-Pl-Bt-Op-Grt con Ms. c y d) CSB-249 Gneis de Pl-Qtz-Grt-Bt-Op-Crd con Ms.	51
Figura 7-8. Microfotografía de la sección delgada DMT-655-Gneis de Qtz-Pl-Bt-Ms con Tur y Chl.....	54
Figura 7-9. Microfotografía de la sección delgada a). RVL-40B -Granofles de Pl-Qtz-Bt con Ms.....	56
Figura 7-10. Microfotografía de la sección delgada a). GR-7003-Anfibolita de Pl-Hbl y Px.	57
Figura 7-11. Microfotografía de la sección delgada a y b). DMT-886- Esquisto Qtz-Ms con Ttn. c y d). CSB-247 Esquisto e Qtz-Ms-Bt y Gr.	59
Figura 7-12. Microfotografía CSB-230 Meta-arenita de Ser-Qtz y Gr.	60
Figura 7-13. Diagramas tipo Harker.	64
Figura 7-14. Diagramas de clasificación química de rocas de Gneis de Naranjales.	65
Figura 7-15. Diagrama de discriminación de protolitos y evolución de magmas.	66
Figura 7-16. Diagramas multielementales para rocas del Gneis de Naranjales.	70
Figura 7-17. Diagramas discriminantes del ambiente tectónico de emplazamiento del Gneis de Naranjales.....	71
Figura 7-18. Imágenes de catodoluminiscencia de circones de la muestra CSB-213. ...	77
Figura 7-19. Geocronología de la muestra CSB-213.	78
Figura 7-20. Geocronología de la muestra CSB-213.....	79
Figura 7-21. Imágenes de catodoluminiscencia de circones de la muestra CSB-223.	80
Figura 7-22. Geocronología de la muestra CSB-223.	81
Figura 7-23. Herencias ígneas de la muestra CSB-223.....	82

Figura 7-24. Herencias metamórficas y edades de metamorfismo de la muestra CSB-223.	83
Figura 7-25. Imágenes de catodoluminiscencia de circones de la muestra CSB-241.	84
Figura 7-26. Geocronología de la muestra CSB-241.	85
Figura 7-27. Geocronología de la muestra CSB-241.	86
Figura 7-28. Imágenes de catodoluminiscencia de circones de la muestra CSB-231.	87
Figura 7-29. Geocronología de la muestra CSB-231.	88
Figura 7-30. Imágenes de catodoluminiscencia de circones de la muestra GR-7001A.	89
Figura 7-31. Geocronología de la muestra GR-7001A.	90
Figura 7-32. Imágenes de catodoluminiscencia de circones de la muestra GR-7001B.	92
Figura 7-33. Geocronología de la muestra GR-7001B.	92
Figura 7-34. Geocronología de la muestra GR-7001B.	93
Figura 7-35. Imágenes de catodoluminiscencia de circones de la muestra CSB-249.	94
Figura 7-36. Geocronología de la muestra CSB-249.	95
Figura 7-37. Geocronología de la muestra CSB-249.	95
Figura 7-38. Imágenes de catodoluminiscencia de circones de la muestra GR-6991.	96
Figura 7-39. Geocronología de la muestra GR-6991.	98
Figura 7-40. Geocronología de la muestra GR-6991.	99
Figura 7-41. Imágenes de catodoluminiscencia de circones de la muestra GR-7003.	100
Figura 7-42. Geocronología de la muestra GR-7003.	101
Figura 7-43. Imágenes de catodoluminiscencia de circones de la muestra CSB-214.	103
Figura 7-44. Geocronología de la muestra CSB-214.	104
Figura 7-45. Imágenes de catodoluminiscencia de circones de la muestra CSB-230.	105
Figura 7-46. Geocronología de la muestra CSB-230.	106
Figura 7-47. Geocronología de la muestra CSB-230.	107
Figura 7-48. Geocronología de la muestra CSB-230.	108
Figura 7-49. Geocronología de la muestra CSB-230.	109
Figura 7-50. Imágenes de catodoluminiscencia de circones de la muestra CSB-238.	110
Figura 7-51. Geocronología de la muestra CSB-238.	111
Figura 7-52. Imágenes de catodoluminiscencia de circones de la muestra CSB-243.	112
Figura 7-53. Geocronología de la muestra CSB-243.	113
Figura 7-54. Imágenes de catodoluminiscencia de circones de la muestra CSB-232.	115
Figura 7-55. Geocronología de la muestra CSB-232.	116
Figura 7-56. Geocronología de la muestra CSB-232.	118
Figura 7-57. Imágenes de catodoluminiscencia de circones de la muestra GR-6999.	119
Figura 7-58. Geocronología de la muestra GR-6999.	121
Figura 7-59. Densidad de probabilidad en xenocristales.	122
Figura 7-60. Geocronología de herencias ígneas del Mesoproterozoico.	123
Figura 7-61. Geocronología de herencias ígneas del Neoproterozoico.	124
Figura 7-62. Geocronología de herencias ígneas del ordovícico y Carbonífero.	124
Figura 7-63. Geocronología de circones de edad Pérmica.	125
Figura 7-64. Densidad de probabilidad de xenocristales.	126
Figura 7-65. Geocronología de herencias ígneas de edad Mesoproterozoica.	127
Figura 7-66. Geocronología de herencias ígneas de edad Neoproterozoica.	128

Figura 7-67. Geocronología de herencias ígneas en circones de edad Neoproterozoica.	129
Figura 7-68. Geocronología de herencias ígneas del Cámbrico y Ordovícico.	130
Figura 7-69. Herencias en xenocristales ígneos de edad Pérmica.	130
Figura 7-70. Herencias ígneas de edad Triásica y Jurásica.	131
Figura 7-71. Gráfica de circones ígneos heredados.	133
Figura 7-72. Histograma de frecuencias de xenocristales.	134
Figura 7-73. Herencias en xenocristales metamórficos de edad Neo-proterozoica, Cámbrico y Carbonífero.	135
Figura 7-74. Circones con metamorfismo de edad Pérmica.	136
Figura 7-75. Circones con metamorfismo.	136
Figura 7-76. Circones con bordes de sobrecrecimiento.	137
Figura 7-77. Circones con metamorfismo.	137
Figura 7-78. Herencias en xenocristales metamórficos de edad Cámbrica.	138
Figura 7-79. Gráfica de circones con metamorfismo.	139
Figura 7-80. Densidad de probabilidad de edades metamórficas del Gneis de Naranjales.	139
Figura 7-81. Morfología del circón con cristales primarios de la muestra CSB-231.	141
Figura 7-82. Morfología del circón con cristales primarios de la muestra GR7001-A.	141
Figura 7-83. Morfología del circón con núcleos heredados y bordes de sobrecrecimiento. Muestra GR7001-B.	142
Figura 7-84. Morfología del circón con núcleos ígneos y bordes de sobrecrecimiento.	143
Figura 7-85. Morfología del circón de una anfibolita con núcleos de textura homogénea.	143
Figura 7-86. Morfología del circón del Gneis de Naranjales.	144
Figura 7-87. Morfología del circón del Complejo Cajamarca.	145
Figura 7-88. Edades U-Pb Vs Th/U.	146
Figura 8-1. Densidad de probabilidad de herencias ígneas y metamórficas.	149
Figura 8-2. Densidad de probabilidad de edades de metamorfismo y anatexia.	150
Figura 8-3. Densidad de probabilidad de circones ígneos heredados.	152
Figura 8-4. Diagrama de clasificación de protolitos y evolución de magmas.	153
Figura 8-5. Modelo geodinámico.	155
Figura 8-6. Evolución del mecanismo de delaminación.	156

Lista de tablas

	Pág.
Tabla 7-1. Conteo modal (%) de todas las secciones delgadas analizadas en el presente estudio.....	47
Tabla 7-2. Resultados de litogeoquímica en rocas del Gneis de Naranjales	63
Tabla 7-3. Resultados de elementos traza y tierras raras en rocas del Gneis de Naranjales	66
Tabla 7-4. Resumen de edades del Gneis de Naranjales	72

Introducción

Durante el Paleozoico, Gondwana tuvo su dinámica propia como la amalgama de bloques continentales asociados a eventos tectónicos y magmáticos a gran escala, tales como la formación del orógeno colisional Aleganiano del este de América del Norte (Cawood, 2005). La colisión de Laurasia y Gondwana en el Permo-Triásico se caracteriza por el cierre del océano Proto-atlántico entre América del Norte y del Sur, formando la sutura aleganiana que separa al noroeste el bloque Chortis y México y la mayor parte de Norteamérica y al sureste se encuentra Sudamérica, el bloque Yucatán, Florida y África. (Pindell y Dewey, 1982).

En el Paleozoico la formación de Pangea se registra al noroccidente de Suramérica, en este período las rocas magmáticas del Pérmico de Colombia y Ecuador arrojan edades de 288-253 Ma formadas en un ambiente de arco continental que se extiende desde el sur de Norteamérica hasta el sur de Perú (Spikings y Paul, 2019). En la Sierra Nevada de Santa Marta, la cuenca baja del Magdalena y la Serranía de la Guajira se reconocen granitoides miloníticos y ortogneíses con edades de cristalización U-Pb de 288-264 Ma, relacionadas a intrusiones magmáticas en un entorno de arco magmático (Cardona et al., 2010). Las evidencias de un evento de deformación superpuesto del Triásico Temprano (ca. 250 Ma) en Santa Marta, junto con un magmatismo de tipo S definido en las rocas del basamento de las regiones adyacentes del Valle del Magdalena inferior y la Península de la Guajira, están relacionadas con un cambio importante en la evolución tectónica regional. (Cardona et al., 2010). La compresión y el metamorfismo regional de 250 Ma de la Sierra Nevada de Santa Marta probablemente representan el estado final de la amalgamación y engrosamiento del occidente de Pangea (Spikings y Paul, 2019).

En la Cordillera Central de Colombia al oriente del departamento de Antioquia aflora la unidad Intrusivos Neisicos y corresponden a tres cuerpos de neises concordantes al oeste de la Falla Palestina (Feininger et al., 1972). Los Intrusivos Neisicos hacen parte de un conjunto de rocas graníticas con estructura gnéisica que han sido descritas con diversas

nomenclaturas y asignadas a eventos metamórficos desde el Precámbrico hasta el Mesozoico (González, 2002). Esta unidad han sido estudiada con análisis geocronológicos en circones con el método U-Pb y consideran la presencia de un evento orogénico de carácter colisional con edades de metamorfismo U-Pb entre 280-240 Ma (Cochrane et al., 2014; Vinasco et al., 2006; Ibáñez-Mejía et al., 2008).

Este trabajo hace parte del proyecto Ortoneises de la Cordillera Central por parte del Servicio Geológico Colombiano de la Sede Medellín, el cual tiene como objetivo estudiar su evolución geológica con la caracterización de los gneises que se distribuyen desde el departamento de Antioquia hasta Nariño con análisis geocronológicos, litogeoquímicos y petrográficos. Entre los gneises mencionados se encuentra el Gneis de Naranjales del cual se pretende determinar el ambiente geodinámico y su relación con las rocas metamórficas encajantes.

1. Objetivo General

- Determinar el ambiente geodinámico del Gneis de Naranjales y su relación con las rocas metamórficas encajantes de la Cordillera Central a partir de análisis geocronológicos, litogeoquímicos y petrográficos.

1.1 Objetivos Específicos

- Establecer los registros de metamorfismo, magmatismo y edades heredadas del Gneis de Naranjales y las rocas metamórficas encajantes a partir de análisis geocronológicos.
- Determinar las características petrográficas y paragénesis del Gneis de Naranjales y las rocas metamórficas encajantes a partir de análisis petrográficos.
- Describir el comportamiento litogeoquímico del Gneis de Naranjales y su ambiente geodinámico mediante diagramas de discriminación de ambiente tectónico.

2. Antecedentes

Los diferentes estudios en los gneises o granitos gnéisicos del Pérmico - Triásico en los Andes del Norte se distribuyen desde la Cordillera de Mérida en Venezuela pasando por Colombia y hasta la Cordillera Real de Ecuador. En la Cordillera Central de Colombia Feininger et al. (1972) realizan los primeros estudios y definen la unidad de Intrusivos Neisicos mediante cartografía y análisis petrográficos.

Al Oriente de la Cordillera Central Feininger et al. (1972) correlacionan temporalmente la unidad denominada Intrusivos Neisicos con un conjunto de rocas graníticas con estructura néisica asociadas a otras rocas metamórficas en la parte septentrional de la Cordillera Central y que por lo general, han sido descritas en conjunto con diferente nomenclatura y asignadas a diferentes eventos metamórficos desde el Precámbrico hasta el Mesozoico donde están incluidos los Gneises de Naranjales, Samaná, Río Verde y otros cuerpos con estructura gnéisica de la Cordillera Central (González, 2002).

En Norcasia, Caldas, Barrero y Vesga (1976) reportan en el Gneis de Naranjales edades K-Ar de 205 ± 7 Ma y $80,9 \pm 28$ Ma en biotita.

González (1976; 1980) describe sobre ambos flancos de la Cordillera Central, la presencia de neises de protolito ígneo y los individualiza de acuerdo con el área tipo como gneises intrusivos de Abejorral, Pantanillo, Alto de Minas y Río Verde.

Posteriormente Cossio y Viana (1986) describen dos cuerpos de ortoneises de forma alargada en dirección norte-sur, que conservan rasgos característicos que evidencian su origen ígneo y describen sus relaciones intrusivas con las rocas metamórficas

circundantes. Los cuerpos son denominados gneises de Samaná y Naranjales y son individualizados del grupo de " Intrusivos Neisicos " descritos por (Feininger et al., 1972). En la Cordillera Central de Colombia Maya (1992) recopila las edades isotópicas disponibles para el Gneis de Abejorral y el Gneis de Naranjales e indican dos rangos de edades isotópicas: una alrededor de 350 Ma que correspondería al evento acadiano y el otro de 210-240 Ma que correspondería a un evento relacionado a la Orogenia Hercínica del Pérmico - Triásico. Los trabajos isotópicos sobre estas unidades son importantes para aclarar la relación que puede existir entre estos dos grupos de edades obtenidas en cuerpos de características estructurales y composición similar en la Cordillera Central.

En el núcleo de la Cordillera Central de Colombia, Vinasco et al. (2006) reportan edades de metamorfismo U-Pb en circones heredados alrededor de 280 Ma y edades de magmatismo U-Pb en circones neo-formados alrededor de 250 Ma en granitos gnéisicos sintectónicos de origen cortical.

En la Cordillera Central de Colombia, Ibáñez-Mejía et al. (2008) con el método U-Th/Pb en circones reportan edades de $244,9 \pm 4,7$ Ma y 280 Ma en el Gneis de Samaná. Estas edades se interpretan como un evento de corta duración de engrosamiento cortical y metamorfismo de alto grado del límite Permo-Triásico, que indujo fusión parcial de meta sedimentos, intrusión sintectónica de fundidos anatéticos, deformación sincinemática simultánea al metamorfismo de grado medio de granitoides derivados de la corteza, dando lugar a la actual asociación mineralógica y estructura foliada del Gneis de Samaná.

A partir del estudio de Cardona et al. (2010) en la Sierra Nevada de Santa Marta, se reconocen los granitoides miloníticos y ortoneises. El análisis U-Pb LAM-ICP-MS en estas rocas arrojó edades de cristalización en circones de $288,1 \pm 4,5$ Ma, $276,5 \pm 5,1$ Ma y $264,9 \pm 4,0$ Ma, relacionadas con la intrusión magmática. Las variaciones geoquímicas muestran un enriquecimiento en LREE, las anomalías de Ti y Nb y la discriminación geoquímica sugieren que el conjunto de granitoides se formó dentro de un entorno de arco magmático. Los circones heredados sugieren que el plutonismo del Pérmico-temprano se formó con la participación de un basamento Neoproterozoico y Grenvilliano próximo al continente sudamericano. Las evidencias de un evento de deformación superpuesto del Triásico temprano (ca. 250 Ma) en Santa Marta, junto con un magmatismo tipo S bien definido en las rocas del basamento de las regiones adyacentes del Valle del Magdalena inferior y

Península de la Guajira, están relacionadas con un cambio importante en la evolución tectónica regional.

En la Cordillera Central de Colombia Villagómez et al. (2011) describen las rocas del Terreno Tahami, al oeste de la Falla Otú-Pericos, compuestos por gneises del Paleozoico temprano que corresponde al Ortoneis de la Miel, cuyo protolito cristalizó entre ~440-470 Ma. Estas rocas son intruidas por granitos pérmicos de ~270 Ma y todas las secuencias paleozoicas están superpuestas de manera inconforme por rocas meta-sedimentarias de edad triásica que han sido parcialmente fundidas y se agrupan en el Complejo Cajamarca.

En los Andes del Norte, Cochrane et al. (2014) describen anatectitas a lo largo de los márgenes activos del continente Oceánico y definen un cinturón de 1500 km de largo de meta-granitos tipo S a lo largo de los Andes de Colombia y Ecuador, que se formó durante 275-223 Ma. El modelo propuesto por estos autores sitúa estas rocas dentro de un entorno de arco pérmico compresivo que existió durante la amalgama de Pangea más occidental. La compresión durante 275-240 Ma generó fusión de la corteza en pequeños volúmenes de rocas.

Al Norte de Colombia la exposición de granitoides del Pérmico y Triásico temprano de (290-240 Ma) Spikings et al. (2015) están restringidos en la Sierra Nevada de Santa Marta, la Península de la Guajira y la Cordillera Central de Colombia. El índice de saturación de aluminio de los granitos cálcicos alcalinos a cálcicos que cristalizaron durante 290-240 Ma, se extienden en los campos peraluminosos y metaluminosos, mientras que los valores de $d^{18}O$ del 14% al 17 % sugieren que estas rocas se formaron por fusión parcial de rocas sedimentarias. Se interpreta que los granitos de 290-240 Ma de la Sierra Nevada de Santa Marta, Cardona et al. (2010) y la Cordillera Central de Colombia Villagómez et al. (2011) se han formado sobre una zona de subducción del Pacífico que se inclina hacia el este debajo de Pangea (Cochrane et al., 2014).

En el flanco oriental de la Cordillera Central de Colombia, Rueda-Gutiérrez (2019) con el método U-Pb en circones reporta una edad de 243 ± 19 Ma en el borde de un circón que puede ser interpretada como la fecha del evento metamórfico que afectó al Gneis de Naranjales en los alrededores del municipio de Norcasia.

En la Cordillera Central de Colombia Rodríguez et al. (2019) reportan la integración de datos petrográficos, geoquímicos y geocronológicos U-Pb en circón que permitieron identificar un arco magmático fragmentado con actividad entre 294 y 260 Ma. Este arco está expuesto a lo largo del flanco suroriental de la Cordillera Central en el Valle Superior del Magdalena, la Serranía de San Lucas y la Sierra Nevada de Santa Marta. Los fragmentos de arco consisten en plutones localizados en el margen occidental del basamento neoproterozoico y presentan una amplia variación de rocas ígneas graníticas.

En los Andes de Colombia y Ecuador Spikings y Paul (2019) registran la formación de Pangea durante el Pérmico con análisis en las rocas magmáticas del Pérmico y Triásico que afloran como fragmentos dispersos en las Cordilleras de Colombia y Ecuador. Las rocas magmáticas del Pérmico de Colombia y Ecuador presentan edades que oscilan entre (288-253 Ma) y se formaron en un ambiente de arco continental que se extendió al menos desde el sur de Norteamérica hasta el sur de Perú. La compresión y el metamorfismo regional que ocurrió a los ca. 250 Ma se observan claramente en la Sierra Nevada de Santa Marta y representan los estados finales de la amalgamación y engrosamiento del occidente de Pangea.

En los Andes de Mérida al oeste de Venezuela los gneises y esquistos del Complejo Iglesias son estudiados por Tazzo-Rangel et al. (2020) quienes describen la historia tectonotérmica de estas rocas con múltiples eventos metamórficos a 470 Ma, 450 Ma y 420 Ma. No obstante, algunas edades U-Pb en los bordes de circón, edades Ar-Ar en mica, y fechas U-Pb de apatita, sugieren un evento tectotérmico en el Complejo Iglesias que posiblemente tuvo lugar desde el Pérmico tardío a unos 260 Ma hasta el Triásico tardío a unos 220 Ma. Este intervalo de 40 Ma podría estar enmarcado en un evento térmico regional durante la amalgama de Pangea, su ruptura, o el inicio de la subducción del supercontinente a lo largo del margen noroccidental de Gondwana.

3. Contexto Tectónico de los Andes Colombianos

La configuración tectónica y evolutiva de los Andes colombianos a través del tiempo se ha documentado a través de los diferentes estudios de geología regional que han descrito la evolución y geodinámica de la Cordillera Central. Dichos estudios han permitido conocer los diferentes procesos geológicos involucrados en la formación de la Cordillera Central y como se enmarcan en los procesos tectónicos.

En Colombia se han planteado varios modelos de terrenos tectonoestratigráficos donde se describen las rocas del basamento metamórfico de la Cordillera Central representadas por el Complejo Cajamarca (Etayo–Serna et al., 1983; Restrepo y Toussaint 1988; Maya y González, 1995). Entre estos modelos Restrepo y Toussaint (2020) plantean que la Cordillera Central de Colombia se compone por dos terrenos tectonoestratigráficos definidos como el Terreno Tahamí al Norte y el Terreno Yalcón al Sur. Dichos terrenos están limitados al oeste por las fallas San Jerónimo y Silvia-Pijao, al este por la Falla de Otú y en la latitud de Ibagué por las fallas de Pericos, Avirama e Inzá (Restrepo y Toussaint, 2020).

Con anterioridad, otros estudios se han realizado en el flanco oriental de la Cordillera Central de Colombia como son las publicaciones de Blanco-Quintero et al. (2014) quienes reportan una edad Jurásica de metamorfismo $40\text{Ar}-39\text{Ar}$ de $(157,8 \pm 0,6-146,5 \pm 1,1 \text{ Ma})$, del Complejo Cajamarca y un modelo tectónico para la margen occidental de Pangea donde ubican basamento de la Cordillera Central al oeste de un sistema de rift, que eventualmente se desprendió de la margen (Cordillera Oriental), posiblemente inducido por el retroceso de la zona de subducción, con una pequeña cuenca oceánica donde se

acumularon los protolitos de metapelitas y metabasitas. Esta cuenca oceánica tenía una posición de arco anterior, pero separaba el basamento pre jurásico de la Cordillera Central de Pangea continental.

En el margen oriental de la Cordillera Central de Colombia Rodríguez et al. (2019) identifican un arco magmático fragmentado con actividad entre 294 y 260 Ma. Este arco está expuesto a lo largo del flanco suroriental de la Cordillera Central en el Valle Superior del Magdalena, la Serranía de San Lucas y la Sierra Nevada de Santa Marta. Los fragmentos de arco consisten en plutones localizados en la margen occidental del basamento neoproterozoico y presentan una amplia variación de rocas ígneas graníticas. El plutonismo Pérmico intruye el basamento de los Andes del norte y posiblemente se originó en una zona de subducción localizada en la margen occidental de Gondwana.

En la Cordillera Central de Colombia, Vinasco et al. (2006) sugieren la presencia de un evento orogénico de carácter colisional Permo-Triásico registrado por edades de metamorfismo U-Pb en circones heredados alrededor de 280 Ma y edades de magmatismo U-Pb en circones neo-formados de 250 Ma en granitos gnéisicos sintectónicos de origen cortical.

En los Andes del Norte, Cochrane et al. (2014) describen anatectitas a lo largo de los márgenes activos del continente oceánico. Los datos recopilados definen un cinturón de 1500 km de largo de meta-granitos tipo S a lo largo de los Andes de Colombia y Ecuador que se formó durante 275-223 Ma. El modelo propuesto por estos autores, sitúa estas rocas dentro de un arco pérmico compresivo que existió durante la amalgama de Pangea más occidental.

Al Norte de la Falla de Ibagué Rodríguez et al. (2017) separan el bloque norte del Batolito de Ibagué en dos cuerpos intrusivos desarrollados a partir de un arco magmático de margen continental. El primero está localizado al oriente de Anzoátegui Tolima y está constituido por metatonalitas y metagranodioritas, con neises, esquistos, cuarcitas y anfibolitas con edades U-Pb de 150 a 158 Ma. El segundo se localiza al occidente de Venadillo Tolima y está representado por tonalitas y subordinadas a granodioritas y cuarzodioritas con edades U-Pb de 138 a 145 Ma e intruyen el basamento metamórfico de edad Jurásico superior.

La evolución de los Andes Colombianos a finales del Paleozoico Spikings y Paul (2019) está representada por la formación de Pangea durante el Pérmico según los análisis de las rocas magmáticas del Pérmico y Triásico que afloran como fragmentos dispersos en las Cordilleras de Colombia y Ecuador; las rocas magmáticas del Pérmico de Colombia y Ecuador presentan edades que oscilan entre (288–253 Ma) y se formaron en un ambiente de arco continental que se extendió al menos desde el sur de Norteamérica hasta el sur de Perú.

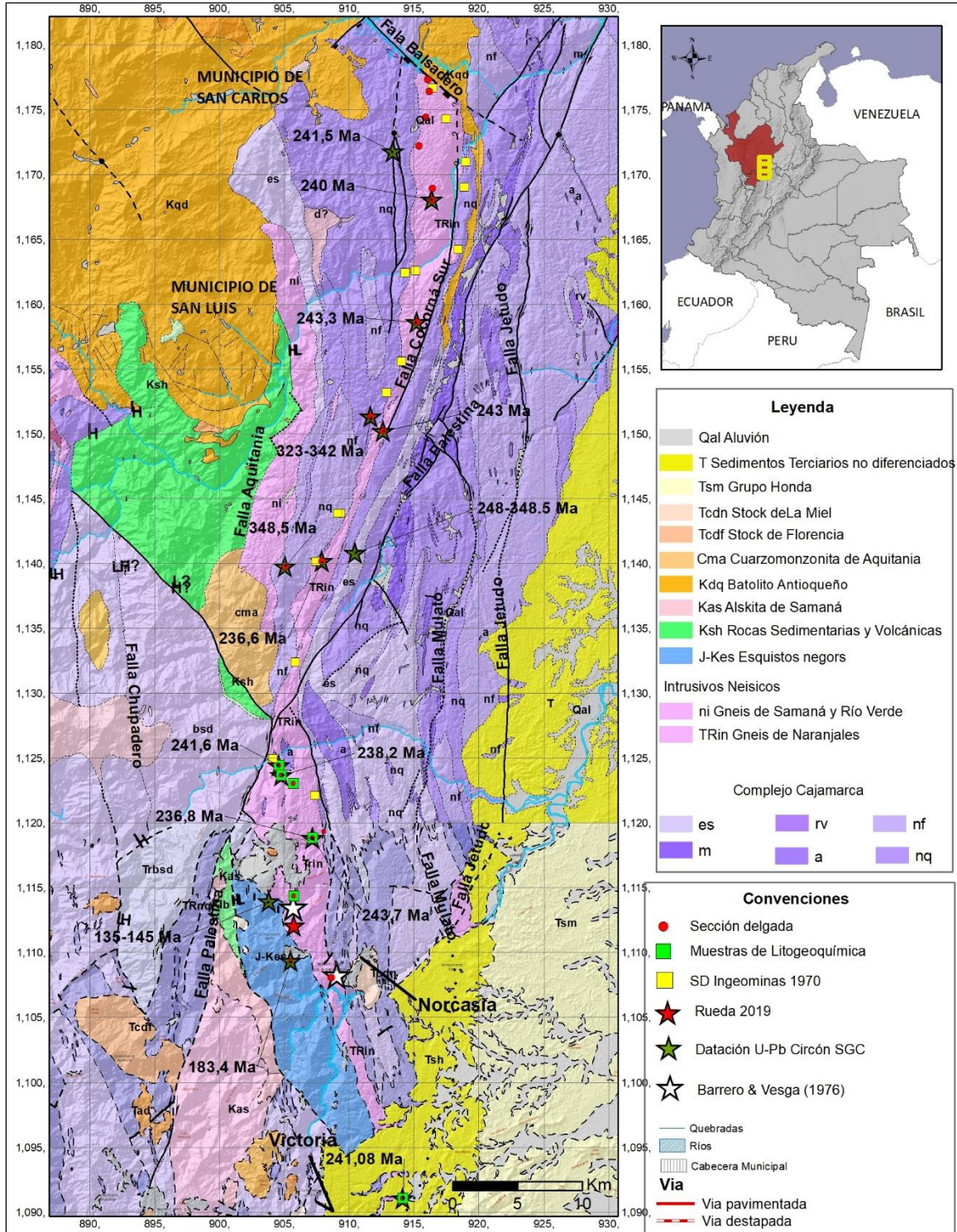
Posteriormente, Spikings et al. (2015) describen la ruptura de la corteza continental de América Central y América del Sur a 240 Ma y una completa separación a los 216 Ma. El margen noroeste de América del Sur permaneció pasivo hasta 209 Ma dentro de Pangea y una generación de magmatismo de arco durante 209-114 Ma, acompañando la separación de América del Norte y del Sur en 180 Ma. Otros autores como Vinasco et al. (2006) reportan edades de magmatismo U-Pb y Ar–Ar triásicas alrededor de 228 Ma en stocks graníticos que muestran la presencia de un magmatismo tarditectónico cortical con algún aporte juvenil en la Cordillera Central de Colombia, relacionado al colapso orogénico e inicio de la distensión del súper continente. Villagómez et al. (2011) reportan en El Batolito Antioqueño edades U-Pb de $87,2 \pm 1,6$ Ma y $93,5 \pm 1,5$ Ma. Este plutonismo está asociado a procesos de subducción en el Cretácico tardío entre la corteza oceánica proto-caribeña y la Placa Sudamericana.

El Gneis de Naranjales esta encajado en rocas metamórficas de la Cordillera Central que han sido descritas como Complejo Cajamarca por Maya y González (1995) o rocas metamórficas de la Cordillera Central (Feininger et al., 1972).

4. Localización

La zona de estudio se localiza en el flanco oriental de la Cordillera Central al oriente del departamento de Antioquia, donde aflora un cuerpo gnéisico alargado al este del municipio de San Carlos que se prolonga de Norte a Sur hasta la Victoria Caldas (Figura 4-1). El Gneis de Naranjales es un cuerpo alargado de dirección NE-SW, con bifurcación al SE, la extensión del eje mayor es aproximadamente de 80 km y ancho variable de 2-3 km, con área aproximada de (106.9) km². Aflora en las planchas 148 San Carlos, 168 Argelia y 188 La Dorada.

Figura 4-1. Mapa geológico del Gneis de Naranjales.



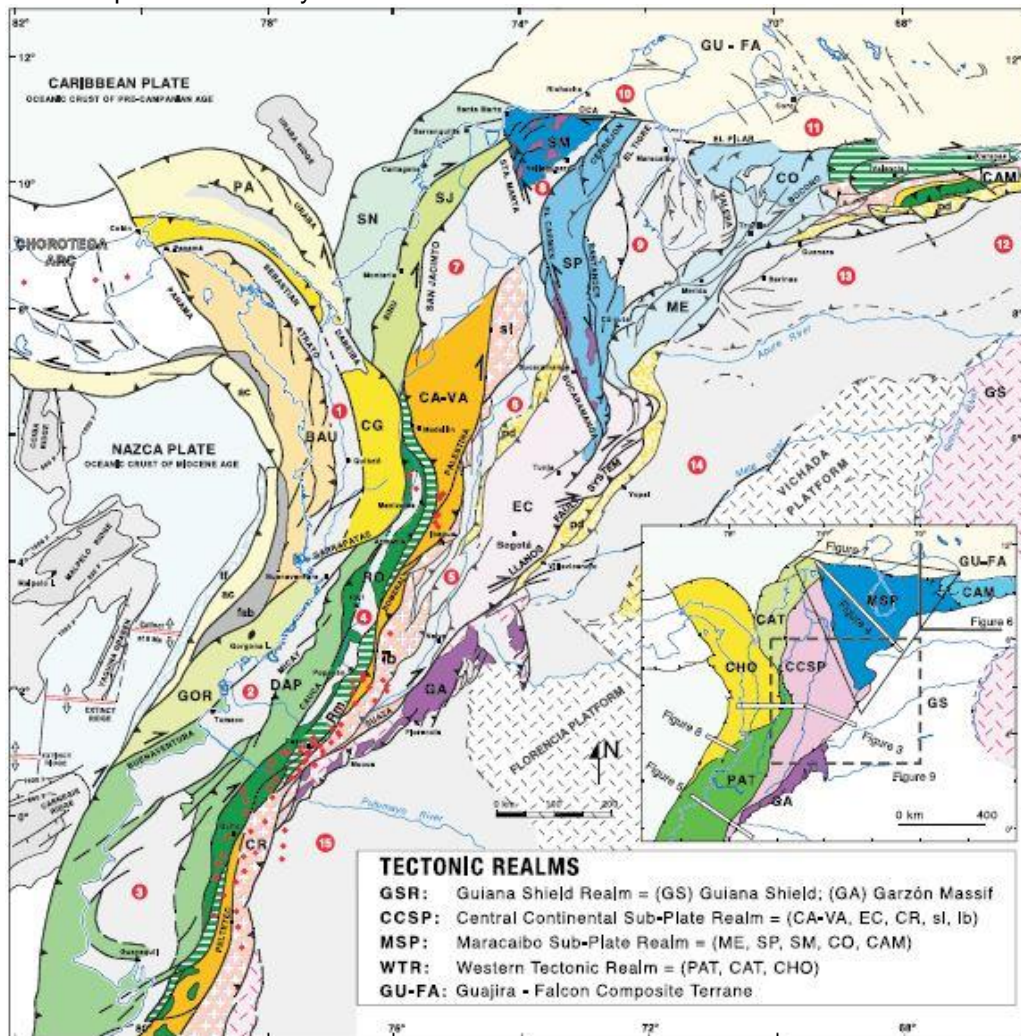
Fuente: modificado de (Feininger et al., 1970).

5. Geología Regional

En los Andes del Norte Cediell et al. (2003) describen más de 30 unidades litotectónicas y morfoestructurales con los sistemas de fallas y suturas delimitantes que permitieron definir en la región Andina del Norte cuatro terrenos tectónicos distintos (Figura 5-1) y están representados por los terrenos del Escudo Guayanés (GSR), la subplaca de Maracaibo (MSP), la subplaca Continental Central (CCSP) y el terreno Tectónico Occidental (WTR). El Escudo Guayanés (GSR) está compuesto por la masa autóctona del Precámbrico Priem et al. (1982) el borde occidental de la GSR se extiende por todo el subsuelo de las cuencas Llanos, Guárico y Barinas-Apure del noreste de Colombia y el noroeste de Venezuela. Hacia el sur, se extiende por debajo del frente de antepaís oriental de la Cordillera Oriental de Colombia, hasta el macizo de Garzón, por debajo de la cuenca del Putumayo y el macizo de Garzón (GA) consiste en un bloque estructuralmente exhumado de aproximadamente 1200 Ma producido por la orogenia Grenville-Orinoco y por lo tanto indica el margen occidental aproximado de la GSR. La subplaca de Maracaibo (MSP) alberga numerosas provincias litotectónicas compuestas con diferentes rasgos morfoestructurales, incluyendo la Sierra Nevada de Santa Marta (SM), la Sierra de Mérida (ME), la Serranía de Perijá, el macizo de Santander (SP) y las cuencas Cesar-Ranchería y Maracaibo. La subplaca Continental Central (CCSP) contiene el terreno Proterozoico Chicamocha, el terreno Paleozoico Cajamarca-Valdivia (CA-VA) y los bloques Mesozoico San Lucas (sl) e Ibagué (ib) y las cuencas del Magdalena inferior, medio y superior y la Cordillera Oriental (EC) de Colombia. El terreno Cajamarca-Valdivia está compuesto por una asociación de esquistos pelíticos y grafitosos, anfíbolitas, rocas intrusivas y rocas de origen ofiolítico (gabro olivino, piroxenita y serpentinita), que alcanzan facies esquistos verdes hasta anfíbolita. El terreno Chicamocha está representado por cuerpos fragmentados de migmatita y gneis de cuarzo feldespato de facies granulita, que afloran principalmente a lo largo del margen oriental de la Cordillera Central de Colombia. Los

bloques Triásico-Jurásico San Lucas e Ibagué forman un cinturón discontinuo a lo largo de la sutura Chicamocha-Cajamarca-Valdivia. La Cordillera Oriental geológica (EC) se superpone al terreno Chicamocha y conforma una cuenca sedimentaria invertida que registra rupturas profundas culminantes de la corteza en el CCSP y a lo largo del margen continental del noroeste de América del Sur durante el Jurásico Tardío al Cretácico medio (Cediel et al., 1994).

Figura 5-1. Mapa litotectónico y morfoestructural del noroeste de Sudamérica.



GS = Escudo Guayanés; GA = Macizo de Garzón; SP = Macizo de Santander –Serranía de Perijá; ME = Sierra de Mérida; SM = Sierra Nevada de Santa Marta; CE = Cordillera Oriental; CO = Cuenca del Carora; CR = Cordillera Real; CA-VA = Terreno Cajamarca-Valdivia; sl = bloque San Lucas; lb = bloque Ibagué; RO = Terreno Romeral; DAP = Terreno Dagua-Piñón; GOR = Terreno de Gorgona; CG = Terreno Cañas Gordas; BAU = Terreno Baudó; PA = Terreno Panamá; SJ = Terreno San Jacinto; SN = Terreno Sinú; GU-FA = Terreno Guajira-Falcon; CAM = Terreno Montaña del Caribe; Rm = mezcla Romeral; fab = cuenca de antearco; ac = prisma de acreción; tf = relleno de zanja; pd

= piamonte; 1 = cuenca del Atrato (Chocó); 2 = cuenca Tumaco; 3 = cuenca de Manabí; 4 = cuenca Cauca-Patía; 5 = Cuenca del Magdalena Superior; 6 = cuenca del Magdalena Medio; 7 = Cuenca del Bajo Magdalena; 8 = Cuenca Cesar-Ranchería; 9 = cuenca de Maracaibo; 10 = cuenca Guajira; 11 = cuenca Falcon; 12 = cuenca Guárico; 13 = Cuenca Barinas; 14 = cuenca Llanos; 15 = cuenca Putumayo-Napo; Símbolos adicionales: PALESTINA = falla/sistema de sutura; punto rojo = volcán Plioceno-Pleistoceno; Bogotá = pueblo o ciudad. (Cediél, 2003).

El terreno Tectónico Occidental (WTR) consta de tres conjuntos de terrenos compuestos que incluyen el conjunto Pacífico (PAT), que contiene los terrenos Romeral (RO), Dagua (DAP) y Gorgona (GOR) y hacia el norte, contiene los terrenos del Caribe (CAT), incluidos San Jacinto (SJ) y Sinú (SN). Más al este, a lo largo de la costa del Caribe, los terrenos Guajira-Falcon (GU-FA) y Caribbean Mountain (CAM) parecen representar segmentos tectónicamente trasladados del WTR (Cediél et al., 2003).

En la Cordillera Central de Colombia las rocas metamórficas representan el basamento (Feininger et al., 1972). Están constituidas por esquistos, filitas y meta-pelitas de grado bajo a medio definidas como Complejo Cajamarca Maya y González (1995), las rocas de grado alto del Complejo El Retiro González (2001) y el terreno Cajamarca – Valdivia (Cediél, 2003). Estas rocas son intruidas por plutones de edad Pérmico, Triásico y Cretácico; las pérmicas corresponden al gneis granítico de Abejorral, Palmitas y Río Verde Vinasco et al. (2006) y el Gneis de Samaná Ibáñez et al. (2008) y corresponden a granitos tipo S. Otros cuerpos como Stocks El Buey de edad Triásico Tardío intruyen el Complejo Cajamarca (Vinasco et al., 2006). Plutones de edad Cretácica reportados por Feininger et al. (1972) y Villagómez et al. (2011) como el Batolito Antioqueño intruyen las rocas metamórficas. Al basamento de la Cordillera Central le han asignado diferentes nomenclaturas como son: el Grupo Cajamarca Nelson (1962), el Terreno Tahami Toussaint y Restrepo (1989) y el Complejo Cajamarca (Maya y González, 1995). Entre las diferentes nomenclaturas que presenta la unidad se plantea continuar con la propuesta de Complejo Cajamarca definido por Maya y González (1995) para referirnos a las rocas metamórficas que constituyen el basamento de la Cordillera Central.

Complejo Cajamarca

Feininger et al. (1972) describen al oriente de la Cordillera Central de Colombia un conjunto de rocas metamórficas localizadas al Oeste de la falla Otú, constituidas por metapelitas, metamorfitas de bajo grado, gneises feldespáticos y aluminicos, gneises con hornblenda, cuarcitas, gneises de silicatos calcáreos, skam, mármol y anfibolitas y al Este de la falla

Otú por gneis feldespáticos, anfibolitas y mármoles. La franja occidental se correlaciona con el Complejo Cajamarca y las Granulitas de El Retiro, Migmatitas de Puente Peláez, Anfibolita granatífera de Caldas, Anfibolitas de Medellín, Gneis de las Palmas y Gneis de la Miel, dentro del Grupo Ayurá-Montebello (Botero, 1963). Estas unidades de rocas metamórficas hacen parte del denominado Complejo polimetamórfico de la Cordillera Central (Restrepo y Toussaint, 1982).

Intrusivos Neisicos

Los Intrusivos Neisicos definidos por Feininger et al. (1972) corresponden a tres cuerpos de gneises concordantes al oeste de la Falla Palestina denominados Gneis de Río Verde, Samaná y Naranjales (González, 2002). El Gneis de Río Verde se localiza al oeste y corta anfibolitas, esquistos sericíticos y cuarcitas y a su vez es cortado por el gabro hornbléndico de San Francisco y el Batolito Antioqueño y al sur es truncado por el Batolito de Sonsón. El Gneis de Samaná es el cuerpo central que se extiende desde el Stock de Aquitania hasta el Nor-oriente de San Luis, en el extremo norte está bifurcado por una cuña de esquistos sericíticos negros y filitas, corta neises feldespáticos, cuarcitas y es intruido por el Batolito Antioqueño y el Stock de Aquitania, el cuerpo está limitado al oeste por la Falla de Aquitania que pone en contacto el gneis con shales cretácicos; el Gneis de Naranjales está localizado al este del Gneis de Samaná y se extiende desde la Falla Balsadero hasta el límite sur de la plancha 188, tiene menos de un kilómetro de ancho y la Falla Cocorná Sur marca por 28 kilómetros el contacto este con el Complejo Cajamarca.

Anfibolitas

Feininger et al. (1972) describen las anfibolitas como lentes incluidos en distintas rocas metamórficas entre las Fallas Palestina y Mulato. Son rocas gris verdoso oscuro a negro, foliadas esquistosas a neisicas, ocasionalmente masivas, de grano fino a medio y la mayor parte de los lentes están asociados a neises feldespáticos y alumínicos bandeados. Los lentes tienen un espesor variable de 1-10 cm y difieren en tamaño de grano de fino a grano medio.

Batolito Antioqueño

El Batolito Antioqueño aflora en la Cordillera Central y cubre un área de 7,800 km² (González et al., 2002). Está constituido por tonalitas, granodioritas y muestra dos facies petrográficas subordinadas, una félsica y otra gabroide que han sido reconocidas. Las rocas félsicas muestran alteración y ocurre en bloques dispersos; la roca característica es de color blanco amarillento a gris claro, maciza de grano medio a grueso y composición granodiorítica a cuarzomonzonítica. La facies gabroide, Feininger y Botero (1982) es gradacional con la facies félsica y está definida por un aumento en el contenido de máficos, piroxeno y olivino con disminución de contenido de cuarzo y feldespatos y más cálcica la plagioclasa.

Stock de Aquitania

Feininger et al. (1972) describen el cuerpo constituido por una cuarzomonzonita, con facies locales que incluyen granodioritas, cuarzodiorita y cuarzodioritas. La relación entre los distintos tipos de rocas no se conoce. Además, son comunes en éste cuerpo diques, principalmente pórfidos félsicos y gabros. Los contactos del stock en sus extremos oeste y noroeste son fallados e intruye esquistos sericíticos, neises intrusivos y shales cretáceos.

5.1 Estructuras

El ensamblaje tectónico del bloque Andino Norte está representado por el segmento de los Andes de Ecuador, Colombia y Venezuela. La reconstrucción tectónica se basa en la identificación y caracterización de diferentes unidades litotectónicas y morfoestructurales y sus sistemas de fallas y suturas delimitantes definen cuatro terrenos tectónicos distintos que representan toda la región andina del norte. Estos incluyen el terreno del Escudo Guayanés (GSR), el terreno de la subplaca de Maracaibo (MSP), el terreno de la subplaca Continental Central (CCSP) y el terreno Tectónico Occidental (WTR) (Cediel et al., 2003). (Figura 4-1)

Sistema de Fallas

El noroeste de América del Sur está constituido por un mosaico de segmentos de corteza alóctonos, parautóctonos y autóctonos, definidos por unidades litotectónicas individuales, y terrenos tectónicos. Se deduce que la naturaleza de los movimientos entre estos bloques

tectónicos se registra mediante límites de escala de la corteza terrestre (Cediel et al., 2003). Por lo tanto, se presentan las estructuras más importantes en el ensamblaje tectónico del Bloque Andino Norte.

Sistema de fallas de Palestina

Este sistema de fallas incluye la falla principal Palestina y una serie de estructuras correlativas mapeadas hacia el sur, incluyendo el Chapetón-Pericos, Ibagué, y las fallas de Cucuana. Estas estructuras forman el límite oriental del terreno Cajamarca-Valdivia y se considera que constituyen una sutura entre el CA-VA y el terreno Chicamocha, que presentó actividad durante el Paleozoico medio a tardío (Cediel et al., 2003).

Sistemas de fallas Romeral-Peltetec

Estos importantes sistemas de fallas se originan en el suroeste de Ecuador, donde se mapean como fallas Peltetec-(Girón)-Portovelo (CODIGEM, 1993 a, b). Se extiende al norte en el centro de Colombia y a lo largo de toda su longitud, marcan el rastro de sutura de ensamblajes litotectónicos alóctonos del Jurásico y del Cretácico con el margen cratónico CCSP Escudo Guayanés. En Colombia, este margen continental está claramente definido por perfiles geofísicos que demuestran la ausencia de basamento continental desde el sistema de fallas Romeral-Peltetec hacia el oeste (Cediel et al., 1998).

Sistema de Fallas del Cauca

El sistema de fallas del Cauca forma una sutura entre los terrenos oceánicos Romeral y Dagua-Piñón del conjunto de terrenos del Pacífico. En Colombia, el sistema del Cauca aflora en casi toda su extensión y por lo tanto está cartográficamente bien delimitado (Cediel et al., 2003).

Sistema de fallas de Suaza

Este sistema de fallas compuestas coincide con un segmento más al sur de la sutura continente-continente Grenville-Orinoco y por lo tanto, delimita el margen sureste del terreno Chicamocha y (CCSP) del Escudo Guayanés más al este. Como se ha señalado,

la falla principal se conecta con el sistema Bucaramanga-Santa Marta en el subsuelo de la Cordillera Oriental. La reactivación neógena de la falla de Suaza exhumó granulitas del macizo de Garzón durante la transpresión dextral regional (Van der Wiel, 1991).

Sistema de fallas de San Jacinto (Romeral Norte)

A lo largo del rumbo en la esquina noroeste del cratón sudamericano, se observan cambios importantes en estilo y características asociadas en el sistema Romeral-Peltetec y la estructura se fusiona con la falla de San Jacinto. En contraste con el sistema Romeral Peltetec, la falla de San Jacinto no revela evidencia de una mezcla tectónica asociada y no se encuentran indicios de magmatismo relacionado con la subducción a lo largo de su trazado. Las estructuras asociadas con el sistema San Jacinto registran la acreción dextral-oblicua relativamente limpia de los terrenos del Caribe San Jacinto y posteriormente Sinú hacia el margen continental (Cediel et al., 2003).

Sistema de fallas Bucaramanga-Santa Marta

Este sistema estuvo activo durante la colisión continental Grenville-Orinoco y forma la porción norte de la paleosutura que soldó el terreno Chicamocha del CCSP al Escudo Guayanés. La estructura se reactivó en el Aptiano-Albiano Cediel et al. (1994) y actualmente forma el límite occidental activo de la subplaca de Maracaibo arriba (Figura 4-1). La restauración estructural a lo largo de la terminación sur de la falla revela un desplazamiento lateral izquierdo del orden de 40 km Toro (1990) aunque previamente se ha propuesto un desplazamiento total de más de 100 km Campbell (1968) y (Etayo y Rodríguez, 1995).

Fallas locales

El área de estudio el Gneis de Naranjales está limitado por dos fallas principales; hacia el Oeste por la falla Palestina y al el Este por la falla Cocorná Sur (Figura 4-1) y una falla menor denominada Balsadero con desplazamiento de unos pocos centímetros que es interpretada como una falla de intrusión (Feininger et al., 1972).

Falla Palestina

La falla Palestina Feininger et al. (1972) es una falla de rumbo con dirección N20°E y longitud de 350 km, al Sur corta el Gneis de Naranjales y se ramifica con la Falla Cocorná Sur donde limitan tectónicamente las rocas metamórficas de la Cordillera Central con el Gneis de Naranjales.

Falla Cocorná Sur

La falla Cocorná Sur es una falla de rumbo de componente dextral de dirección N20°E, con una traza de 27 km de longitud que pone en contacto fallado el borde oriental del Gneis de Naranjales con las rocas metamórficas de la Cordillera Central y al Sur corta el Gneis de Naranjales y se considera coetánea con la falla Palestina (Feininger et al., 1972).

Fallas de Intrusión

Las fallas formadas por esfuerzos causados por la intrusión de un magma se denominan fallas de intrusión. Estas fallas con desplazamientos pronunciados son abundantes en las rocas encajantes del Batolito Antioqueño (Feininger et al., 1972).

Falla Balsadero

La falla Balsadero presenta una dirección N60°W y en la confluencia de los ríos Guatapé y San Carlos se observan las rocas afectadas. Los gneises contiguos a esta falla se encuentran fracturados y cizallados. En el trazo de la falla se identificó silicificación como evidencia de la formación de canales donde se escapó magma y cristalizó los volátiles ricos en sílice (Feininger et al., 1972).

6. Metodología

La metodología empleada en esta investigación inició con una fase de campo que permitió coleccionar muestras de roca para diferentes análisis. Se coleccionaron 20 muestras de roca que fueron enviadas al laboratorio del Servicio Geológico Colombiano Sede Medellín para su respectivo corte y elaboración de sección delgada, en esta fase también se seleccionaron 15 muestras de roca sin alteración o segregaciones de sílice y se enviaron al laboratorio del Servicio Geológico Colombiano Sede Bogotá para análisis litogeoquímico. Por último, se eligieron 15 muestras de roca y se remitieron al Grupo de Investigaciones y Aplicaciones Nucleares y Geocronología del Servicio Geológico Colombiano Sede Bogotá para su respectiva datación.

6.1 Geología de Campo

La fase de campo se realizó sobre las bases topográficas del IGAC-2008, con el sistema de coordenadas Magna Colombia Central y datum magna sirgas. El trabajo de campo consistió en un reconocimiento general por cada una de las vías que cortan el Gneis de Naranjales y Complejo Cajamarca, donde se realizó una serie de transectas geológicas a escala 1:25.000, en los afloramientos expuestos en las vías, quebradas y caminos de herradura lo cual permitió describir sus variaciones litológicas, textuales y mineralógicas.

Se realizó un muestreo sistemático de roca para análisis geocronológico litogeoquímico y petrográfico con el fin de obtener un control detallado de las variaciones composicionales, geoquímicas y geocronológicas del Gneis de Naranjales.

6.2 Petrografía

Las secciones delgadas se realizaron en el Laboratorio del Servicio Geológico Colombiano Sede Medellín. El análisis e interpretación de las secciones delgadas se efectuaron en un microscopio petrográfico de marca Olympus BX53M, con descripción de las texturas, minerales y conteo modal entre 200 y 300 puntos de los minerales. Las microfotografías fueron adquiridas con una cámara Olympus UC50 acoplada al microscopio mencionado. Los análisis petrográficos se efectuaron en 26 secciones delgadas del Gneis de Naranjales y 6 del Complejo Cajamarca (Anexo A). Para la descripción textural se utilizó la clasificación petrográfica de rocas ígneas y metamórficas (Castro, 2015). Las facies metamórficas y grado metamórfico se determinó con la clasificación de Winter (2001) y (Bucher y Grapes, 2011). La clasificación petrográfica se realizó con las recomendaciones de la subcomisión de sistemática de rocas metamórficas (IUGS, 2007).

6.3 Geoquímica

La preparación de las muestras y los análisis químicos se realizaron en el laboratorio del Servicio Geológico Colombiano sede Bogotá por la dirección de laboratorios. Los óxidos mayores se obtuvieron por fluorescencia de rayos X y los resultados de elementos traza y tierras raras se adquirieron en el equipo de espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS). Posteriormente, los óxidos mayores fueron recalculados al 100%, se tienen en cuenta los valores de LOI por (perdidas por ignición) para ser interpretados.

6.4 Geocronología

Las muestras de roca se prepararon en el laboratorio del Servicio Geológico Colombiano Sede Medellín a partir de la concentración de circones en saprolitos y roca triturada donde se elaboraron las diferentes probetas. Posteriormente, los circones fueron fotografiados con imágenes de catodoluminiscencia (CL), utilizando un microscopio electrónico de barrido JEOL JSM IT-300LV equipado en un detector de catodoluminiscencia Gatan miniCL EGA 002. Las dataciones se realizaron en el laboratorio del Servicio Geológico Colombiano sede Bogotá, por el Grupo de Investigaciones y Aplicaciones Nucleares y Geocronología (GIANG-SGC), mediante el método *Laser Ablation Inductively Coupled*

Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS). Los resultados fueron analizados estadísticamente para mejorar el rango de confiabilidad de las edades, teniendo en cuenta la relación $[(207\text{Pb}/235\text{U}) - (206\text{Pb}/238\text{U}) / 206\text{Pb}/238\text{U}]$. Se eliminaron los valores discordantes >10% y errores >5% y los valores graficados por fuera de la concordia Tera Wasserburg no se tuvieron en cuenta para el cálculo de la edad y los histogramas fueron elaborados con el *software de Isoplot/Ex vers. 3.75-4.15* (Ludwig, 2008).

7. Resultados

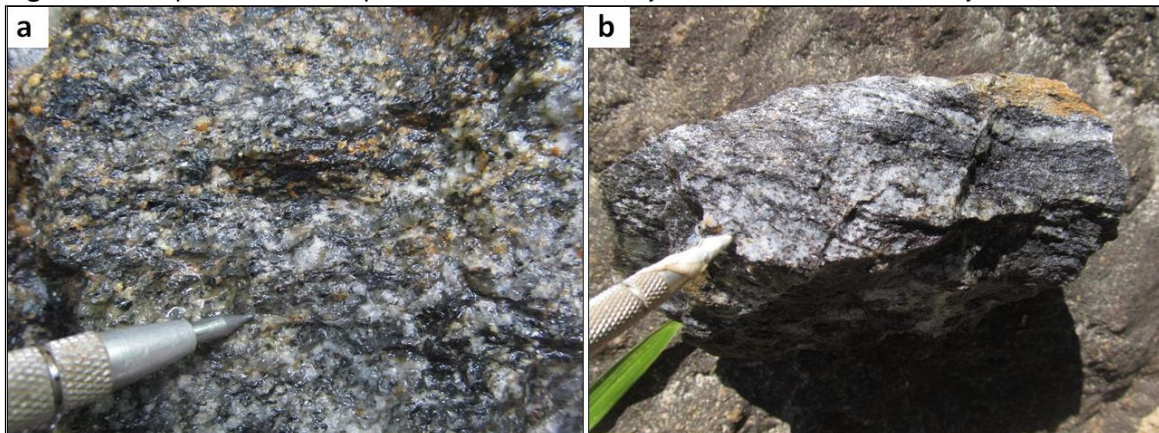
7.1 Cartografía

La verificación de la geología de campo del Gneis de Naranjales mostró un cuerpo con variaciones texturales. Al nor-orienté del municipio de San Carlos y al occidente de Norcasia se encontraron estructuras migmatíticas y en la parte central del cuerpo (en la autopista Medellín-Bogotá) las rocas son de textura granoblástica a granolepidoblástica. En la cartografía de campo se observó que el Gneis de Naranjales está constituido por migmatitas, granofelsas y gneises de feldespato-cuarzo-biotita.

Gneises de feldespato-cuarzo y biotita

Los resultados de la cartografía arrojaron que son las rocas de mayor predominio son de color blanco moteadas de negro por óxidos de hierro y están ligeramente foliadas con biotitas bandeadas en láminas muy finas de 2-4 mm de espesor (Figura 7-1 a), de grano medio y con leve orientación de láminas de biotita (Figura 7-1 b). La roca está constituida por cuarzo 30-40%, feldespatos 50-60% y biotita 10-20%. El cuarzo es anhedral de color blanco translucido con ligera tinción por óxidos de hierro; el feldespato es blanco de cristalización euahedral a subhedral y la biotita se presenta en láminas subhedrales de color pardo a rojizo.

Figura 7-1. Aspecto macroscópico del Gneis de Naranjales en el sector de Naranjales.

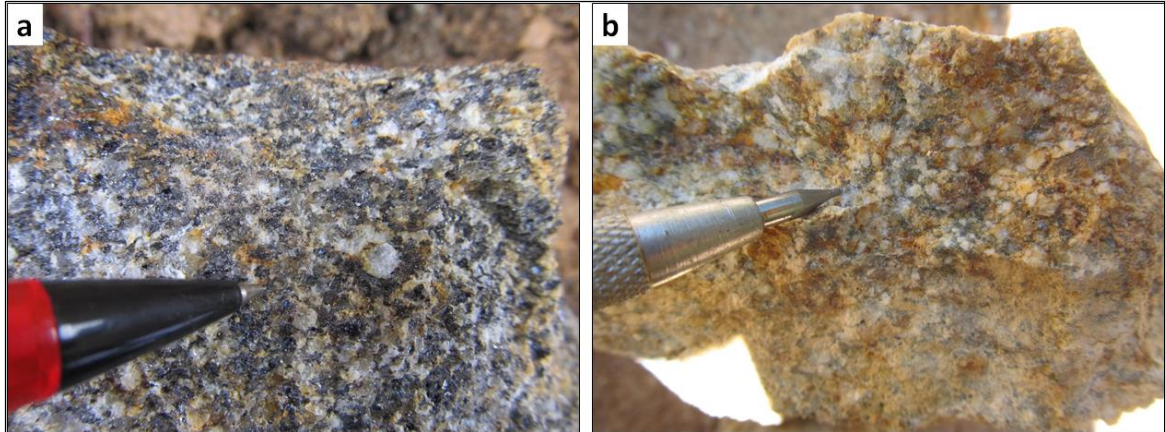


a) Gneis de textura a granolepidoblástica con biotitas levemente orientadas. b) ligeramente foliada con orientación de láminas oscuras de biotita y claras de feldspatos y cuarzo. Fuente: propia.

Granofels de-cuarzo-feldespato y biotita

En la cartografía de campo estas rocas se observaron con textura granoblástica (Figura 7-2 a y b), con leve orientación de biotitas en los planos de foliación y feldspatos en bandas de 1-5 mm de espesor, son de color blanco y moteadas de negro, con tinciones amarillas y rojas por óxidos de hierro. La roca está constituida por cuarzo 30-40%, feldspatos 40-50% y biotitas 10-20%, presentan leves variaciones composicionales y cambios de tamaño de grano de fino a medio. El cuarzo es translucido manchado por óxidos de hierro y se presenta en cristales anhedral; el feldespato es de color blanco y ocasionalmente el feldespato alcalino es rosado, de cristalización anhedral a subhedral y se encuentra alterado a arcillas. La biotita es de color negro a marrón rojizo y en ocasiones se encuentra aglomerada.

Figura 7-2. Aspecto macroscópico del Gneis de Naranjales.

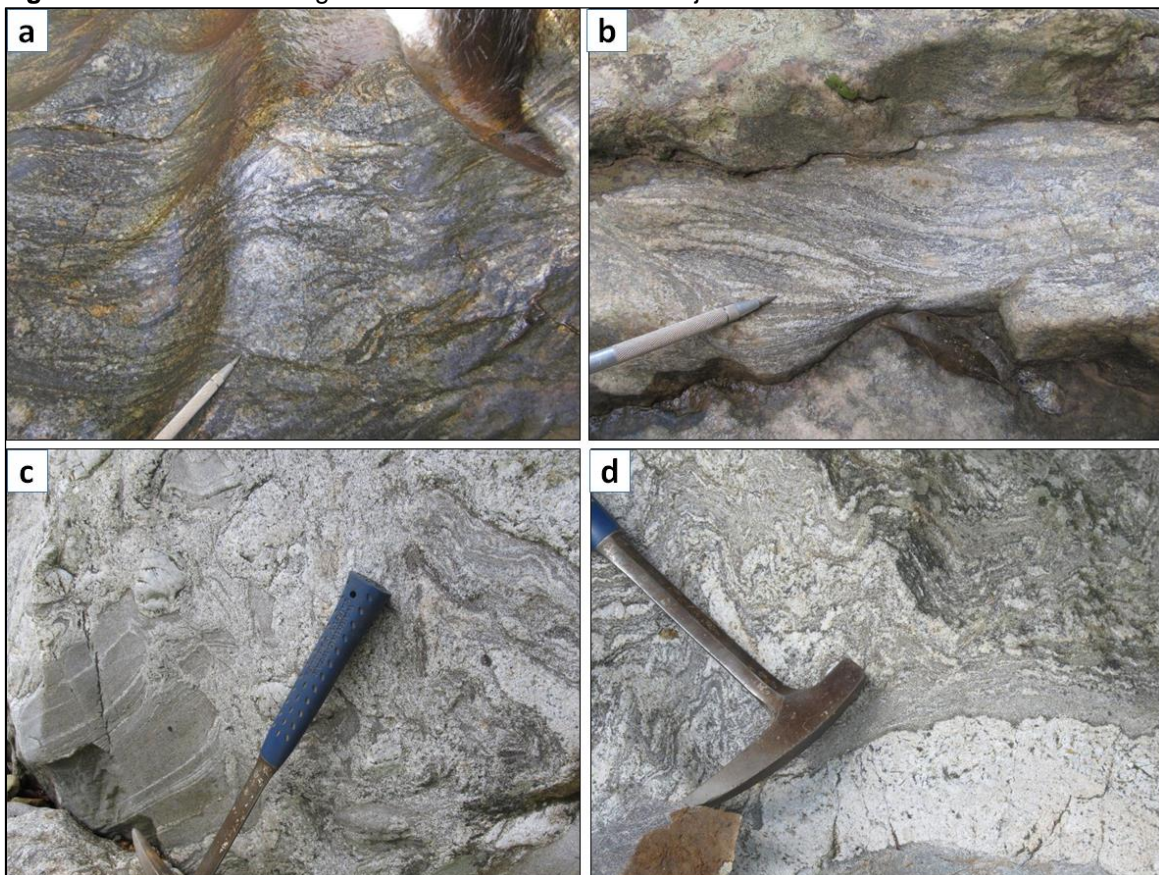


a) aspecto macroscópico de un granofels de cuarzo, plagioclasa y biotita. b) granofels meteorizado con cuarzo de color blanco, feldespatos y biotitas oxidadas. Fuente: propia.

Migmatitas

En la cartografía de campo estas rocas se evidenciaron en el borde oriental y occidental del Gneis de Naranjales. Las migmatitas muestran estructuras bandeadas, flebíticas, plegadas y schollen, con desarrollo de leucosoma y melanosoma (Figura 7-3 a, b, c, d) de colores blancos a grises en diferentes tonalidades. El melanosoma es de color gris oscuro, de grano fino a medio, de textura granolepidoblástica a lepidoblástica, compuesto por láminas de biotita, plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo en diferentes proporciones y generalmente con predominio de biotita. El leucosoma es blanco a blanco moteado de negro, de textura granoblástica, constituido por plagioclasa, feldespato potasico y cuarzo de grano fino a medio.

Figura 7-3. Estructuras migmatíticas en el Gneis de Naranjales.



a) y b) estructuras bandeadas, c) estructura schollen, d) estructuras flebítica y plegada. Fuente: propia.

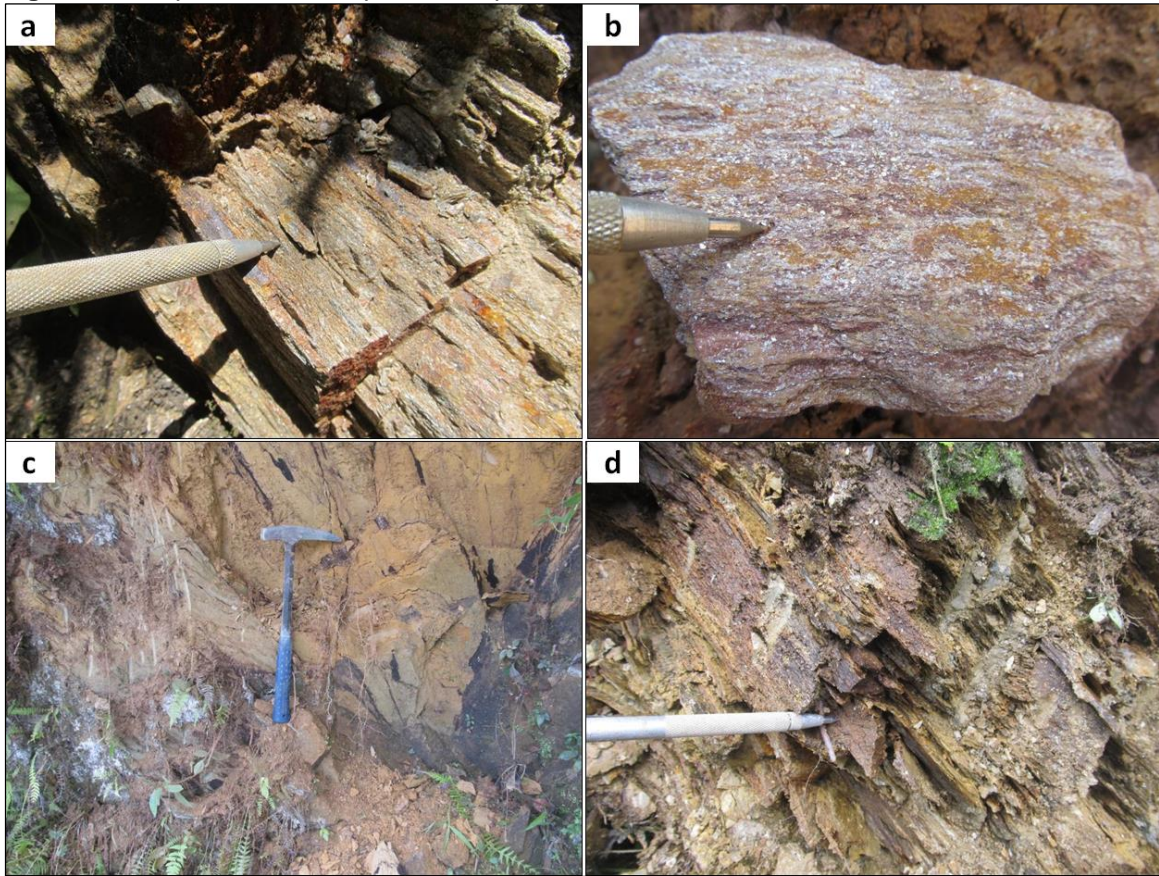
Complejo Cajamarca

Los resultados de la cartografía mostraron que las rocas metamórficas del Complejo Cajamarca están constituidas por esquistos cuarzo sercíticos, intercalados con esquistos negros, esquistos verdes y localmente filitas intercaladas con meta-arenita de composición lodo-arenosas. La mayor parte de las rocas están meteorizadas y no se alcanza a distinguir su composición.

Esquistos cuarzo sericíticos

En la cartografía de campo los esquistos se encontraron fuertemente meteorizados, son de estructura esquistosa bandeada (Figura 7-4 a), de color gris oscuro a verde claro y meteorizan de color naranja amarillento pálido (10YR 10/6) (Figura 7-4 b). Están constituidos por cuarzo y sericita de grano fino y localmente por plagioclasas y feldespato. Con frecuencia están intercalados con esquistos negros en niveles muy gruesos, filitas y meta arenitas.

Figura 7-4. Aspecto macroscópico de esquistos.

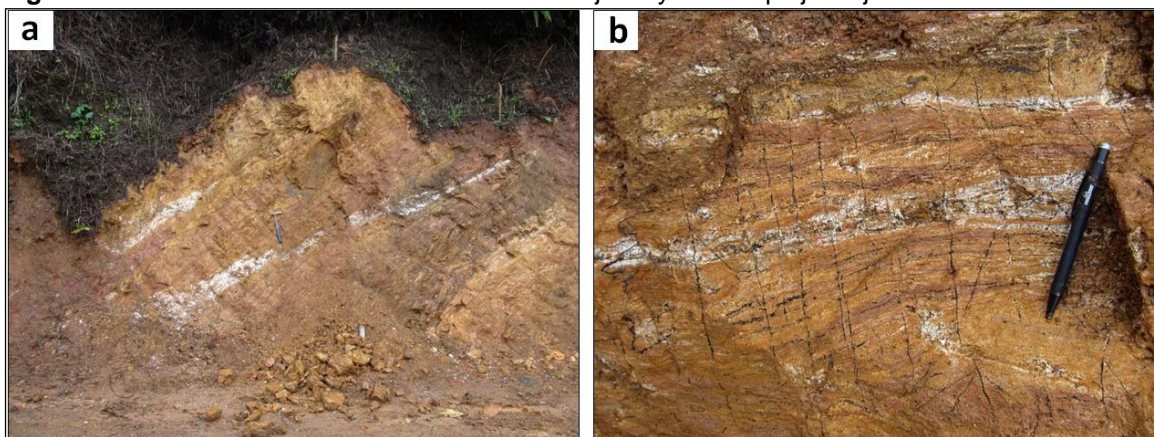


a) esquisto cuarzo sericítico con lentes de sílice en los planos de foliación, b) esquisto cuarzo moscovítico meteorizado, c) esquisto verde meteorizado, d) esquisto negro. Fuente: propia.

Contactos

El Gneis de Naranjales presenta contactos fallados con el Complejo Cajamarca. Al este es fallado por la Falla Cocorná Sur y al oeste es tectónico por la falla Palestina y al sur son inferidos por la ramificación de las fallas Cocona Sur y Palestina. Localmente se observan segregaciones cuarzo feldespáticas (leucosomas) que intruyen el Gneis de Naranjales y representan las últimas fases de cristalización del gneis (Figura 7-5).

Figura 7-5. Contacto intrusivo del Gneis de Naranjales y El Complejo Cajamarca.



a) y b) segregaciones cuarzo feldespáticas siguen los planos de foliación de un esquisto cuarzo sericitico meteorizado. Fuente: propia.

7.2. Petrografía

Para el análisis petrográfico se incluyeron 32 secciones delgadas del Gneis de Naranjales, de las cuales 20 son del proyecto, 12 pertenecen al cuadrángulo I9 y parte de los cuadrángulos H-9, H-10, I-10, H-9 y J-10. El cuerpo está constituido por gneises de cuarzo-plagioclasa-feldespato-biotita-sillimanita-granate y cordierita, gneises de cuarzo-plagioclasa-biotita-moscovita con andalucita, granofels de cuarzo-plagioclasa-biotita-moscovita con clorita y anfibolita. Las rocas encajantes pertenecen a las rocas metamórficas del Complejo Cajamarca, están constituidas por esquistos de cuarzo moscovita-biotita y opacos y meta-arenitas. En la (Tabla 7-1) se observan los resultados de los análisis petrográficos.

Tabla 7-1. Conteo modal (%) de todas las secciones delgadas analizadas en el presente estudio.

Nombre de campo	Coordenadas		Contenido porcentual (%) de minerales*																			Unidad	Clasificación		
	Este (m)	Norte (m)	Qtz	Pl	Fsp	Hbl	Bt	Ms	Chl	Op	Ap	Zrn	Zo	Ttn	And	Grt	Crd	Px	Tur	Gr	Sil			Ser	
HG-520-B	917500	1174250	18	46	3		25	3	1	Tr	4	Tr								Tr				Gneis de Naranjales	Gneis de Pl-Bt-Qz con apatito
HL-2093	912900	1153150	38	40				2	18	2	Tr		Tr											Gneis de Naranjales	Gneis de Pl-Qtz Chl con Ms
RVL-40B	915150	1162550	33	45			18	4		Tr	Tr	Tr												Gneis de Naranjales	Granofels de Pl-Qtz-Bt con Ms
DMT-622	918400	1164200	32	44			2	10	10						2					1	3			Gneis de Naranjales	Gneis de Pl-Qtz-Ms-Chl con Bt
DMT-655	919000	1170950	46	23	7		15	5	2		Tr	Tr			1					4	1			Gneis de Naranjales	Gneis de Qtz-Pl-Bt-Ms con Tur y Chl
DMT-767	916450	1176600	25	42	15		16	2			Tr	Tr									2			Gneis de Naranjales	Gneis de Pl-Qtz-Fsp Bt con Ms
DMT-904	909325	1143825	42	21	16		10	6	5	Tr		Tr		Tr										Gneis de Naranjales	Gneis de Qtz-Pl-Fsp-Bt-Ms y Ch
DMT-905	909150	1143850	40	18	15		12		14	1	Tr	Tr				Tr								Gneis de Naranjales	Gneis de Qtz-Pl-Fsp-Bt y Chl
DMT-1198	907400	1122100	44	30	7		12	10	3	1	Tr	Tr												Gneis de Naranjales	Granofels de Qt-Pl-Bt-Ms con clorita
HL-2102	914050	1155550	28	53	5		5		8	Tr	1	Tr			Tr									Gneis de Naranjales	Gneis de Pl-Qtz-Chl y Bt
CSB-237	916050	1177291	35.5	29			16.3	10.8				Tr									5.9	2.5		Gneis de Naranjales	Gneis de Qtz- Pl-Bt-Ms y Gr
GR-6989	916197	1176371	70	12			8	9		Tr	Tr					3					1			Gneis de Naranjales	Gneis de Qtz- Pl-Ms-Bt con Grt
CSB-234B	915903	1174385	38.3	27.9	2.5			14.2	8.3			Tr									5.4	3.4		Gneis de Naranjales	Gneis de Qtz-Pl-Ms- Chl y Gr
GR-6993	915360	1172175	51	35	3.2		8.9	2.6		Tr	Tr	Tr									1			Gneis de Naranjales	Gneis de Qtz- Pl-Bt con Ms
CSB-236	916432	1168905	40.2	36.4	0.8		12.8	8		1.4														Gneis de Naranjales	Gneis de-Qtz-Pl - Bt y Ms.
CSB-223	915214	1158590	39	19.2			15.9	16.5	1.7			Tr									5.5	2.2		Gneis de Naranjales	Gneis de Qtz-Pl-Bt-Ms y Gr
CSB-213	912604	1150177	38.2	29.8	7.9		11.4	9.6													1.8	0.4		Gneis de Naranjales	Gneis de Qtz-Pl-Fsp-Bt y Ms
CSB-231	907914	1140137	33.9	12.8	32.8			14.2			0.5	Tr										4.9		Gneis de Naranjales	Granofels de Qtz-Flk-Pl- Ms con Ser
CSB-249	904571	1124408	23.4	30.2	3.6		9.4	4.1			8.3		Tr				13.5	7		0.5				Gneis de Naranjales	Gneis de Pl-Qtz-Grt- Bt-Op-Crd con Ms
GR-7003	904797	1123650		56.3		25.5	Tr			0.5	Tr											18		Gneis de Naranjales	Anfibolita de Pl-Hbl y Px

Nombre de campo	Coordenadas		Contenido porcentual (%) de minerales*																			Unidad	Clasificación		
	Este (m)	Norte (m)	Qtz	Pl	Fsp	Hbl	Bt	Ms	Chl	Op	Ap	Zrn	Zo	Ttn	And	Grt	Crd	Px	Tur	Gr	Sil			Ser	
CSB-250	905699	1123000	49.9	30.8			8.5	3.4		0.9		0.4				2.9						3.2		Gneis de Naranjales	Gneis de Qtz-Pl-Bt con sil y Grt
GR-7001A	907193	1118791	36	28	32		0.2	4.1		Tr	Tr	Tr				Tr								Gneis de Naranjales	Granofels de Qtz-Fsp- Pl- con Ms
GR-6991	916397	1168035	66	19			14			Tr	Tr	Tr				0.3					1			Gneis de Naranjales	Gneis de Qz-Pl y Bt
CSB-244	905756	1114337	40	27			16	4.2		6.8		Tr				5.2				0.5				Gneis de Naranjales	Gneis de Qt-Pl-Bt-Op-Grt con Ms
CSB-241	914160	1091010	27	20	26		5.2	9.9	6.8	4.7		Tr								1				Gneis de Naranjales	Gneis de Qt-Fsp-Pl -Ms-Chl- Bt con Op
CSB-239	908629	1108045	29	45				5.2	17			Tr				3.1							1	Gneis de Naranjales	Gneis de Pl-Qtz-Chl y Ms
GR-7001B	907193	1118791	28	45			24	3		Tr		Tr									3			Gneis de Naranjales	Gneis de Pl-Qtz y Bt
CSB-230	905052	1139767	35																	8.1		57		Complejo Cajamarca	Meta-arenita de Ser -Qtz y Gr
CSB-214	911695	1151144	69.3				16.7	10												4		4		Complejo Cajamarca	Esquisto de Qt-Bt-Ms con Gr y Ser
DMT-886	907475	1140125	60					36			Tr	Tr		4										Complejo Cajamarca	Esquisto de Qtz-Ms con Ttn
CSB-247	908082	1119273	52				14	26												1	7.8			Complejo Cajamarca	Esquisto de Qtz-Ms-Bt y Gr

Abreviaturas: (Qtz) cuarzo, (Pl) plagioclasa, (Fsp) Feldespato potásico, (Hbl) hornblenda, (Bt) Biotita, (Ms) moscovita, (Chl) clorita, (Op) opacos, (Ap) apatitos, (Zrn) circón, (Ttn) titanita, (And) andalucita, (Grt) granate, (Crd) cordierita, (Px) piroxeno, (Tur) turmalina, (Gr) grafito, (Sil) sillimanita y (Ser) sericita.

7.2.1 Petrografía del Gneis de Naranjales

El Gneis de Naranjales petrográficamente presenta variaciones texturales a lo largo del cuerpo. Las texturas varían de granolepidoblástica y ligeramente foliadas. A continuación, se describen las características petrográficas generales de los tipos de roca y los minerales principales.

▪ Gneis de cuarzo-plagioclasa-biotita-sillimanita-granate y cordierita

Los gneises presentan textura lepidoblástica y porfidoblástica. La primera está representada por láminas de biotitas y en algunas ocasiones bandas irregulares de sillimanita (Figura 7-6) y la segunda se componen por porfidoblóstos de plagioclasa y granate (Figura 7-7). Están constituidos por cuarzo (40,3-65,6%), plagioclasa (18,8-30,8%), biotita (9,5-16,2%), moscovita (3,4-4,2%), opacos (6,8-0,9%), granate (5,2-0,3%), sillimanita (3,2%), cordierita (2%); como minerales accesorios, turmalina, circón y apatito.

El cuarzo se presenta en cristales anhedrales, de grano fino a medio 0,6-2,7 mm, incoloro, con extinción ondulatoria, contactos irregulares a suturados, relieve moderado mayor al bálamo y con inclusiones de grafito y biotita. Forman bandas irregulares de 0,01-0,3 mm y el eje mayor del cristal se orienta en la dirección de foliación.

La plagioclasa se presenta en cristales de formas subhedrales a anhedrales, de grano fino a medio 0,3-2,4 mm, incolora a levemente sucia con alteración a sericita y leve desarrollo de macla albita. Se exhibe porfidoblóstos y en bandas con cristales de cuarzo, biotita, moscovita y localmente, con inclusiones de cuarzo, opacos y biotita.

La biotita se presenta en láminas de formas subhedrales a anhedrales, de grano fino a medio 0,3-1,1 mm, forma bandas orientadas con plagioclasa y grafito, de color marrón con pleocroísmo de amarillo pálido a marrón rojizo y presentan inclusiones de circón, cuarzo, apatito, y grafito. Se encuentra flexionada con extinción ondulatoria y se altera parcialmente a clorita a lo largo del clivaje. Los cristales de biotita siguen los planos de foliación de la roca y localmente acompañan la sillimanita.

La moscovita se presenta en láminas subhedrales a anhedrales de grano fino a medio 0,5-1,8 mm, incolora, color de interferencia de segundo orden de amarillo a morado y acompañan la biotita. Con frecuencia se observa grafito en los planos de clivaje.

El granate se presenta en cristales anhedrales con forma de bahía, de grano fino a medio (0,16-3,5 mm), color marrón, relieve alto, fracturado, isotrópico y con inclusiones de cuarzo en forma de gotas, biotita, circón y grafito. Localmente se encuentra en porfidoblóstos y es bordeado por láminas de biotita, moscovita y sillimanita.

La sillimanita variedad fibrolita se presentan en cristales anhedrales, de grano fino a medio 0,2-2,1 mm, color café claro a incolora, relieve moderado, color de interferencia de gris a amarillo de primer a segundo orden. Se observa en finas fibras que bordean porfidoblóstos de granate, plagioclasa y se asocia con cristales de biotita y moscovita.

La cordierita se presenta en cristales xenomorfos de grano grueso de 1,2 mm, es incolora, de relieve bajo, color de interferencia de amarillo a blanco de primer orden, se encuentra alterada a pinnita con agregados de moscovita, clorita e inclusiones de circón con aureola de color amarillo.

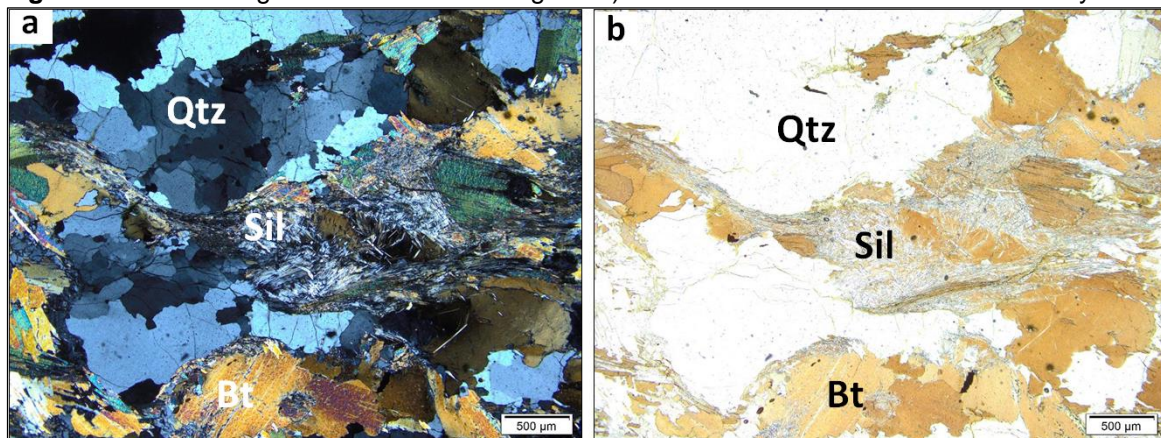
El grafito se presenta en cristales anhedrales, de grano muy fino a fino 0,01–0,3 mm, color negro, se encuentran diseminados, otros están incluidos en los cristales de biotita, sillimanita, plagioclasa y cuarzo.

El circón se presenta en microcristales anhedrales, de grano muy fino, subredondeados a ovalados incluidos en las láminas de biotita y algunos en granate, de color marrón, relieve alto, birrefringencia de segundo orden y con halo pleocroico en la biotita.

El apatito se presenta en cristales xenomorficos a subidiomórficos menores de 200 micras, en cortes basales de formas subredondeadas y relieve moderado.

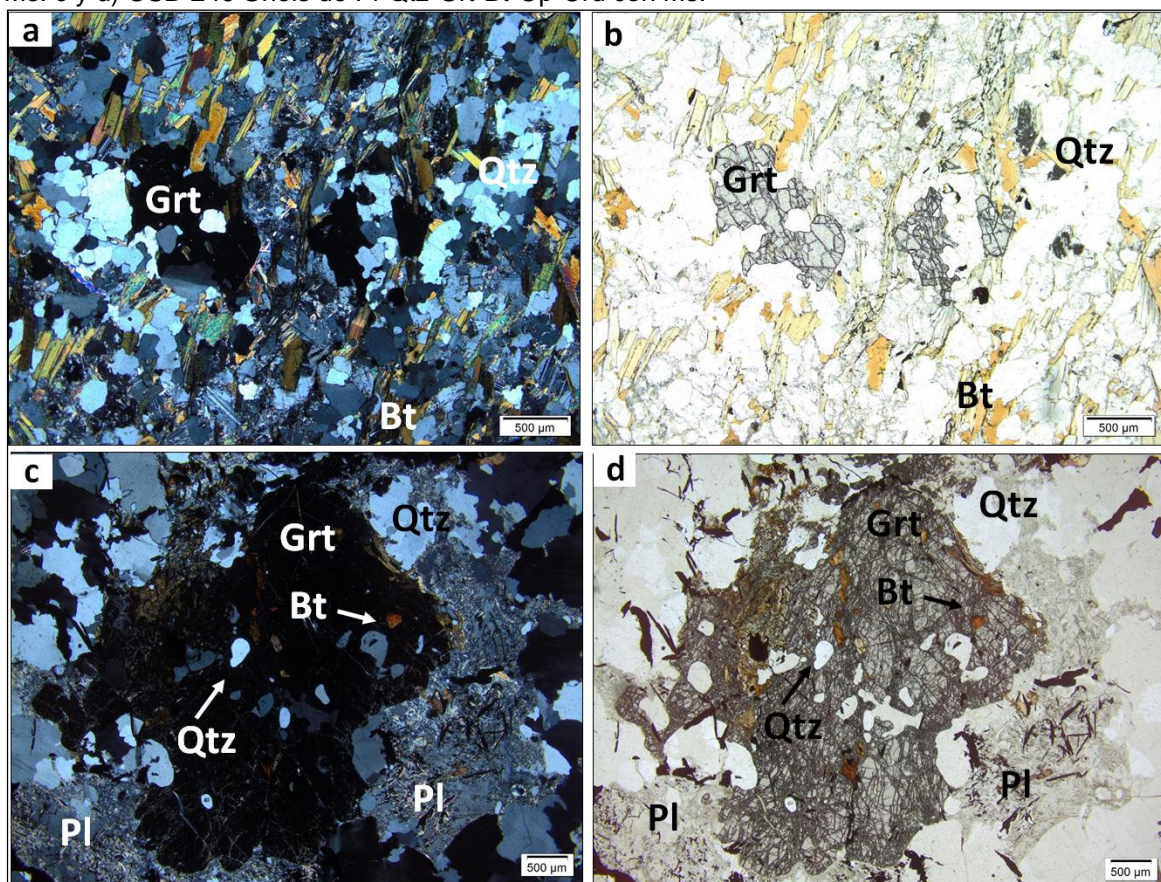
La turmalina se presenta en microcristales de grano muy fino (0,1 mm), formas euhedrales, de color amarillo claro a incoloro, relieve alto, extinción a 90 grados y se encuentra incluida en cristales de biotita y cuarzo.

Figura 7-6. Microfotografía de la sección delgada a) CSB-250-Gneis de Qtz-Pl-Bt- Sill-Grt y Crd.



a) nicoles cruzados, b) nicoles paralelos. Láminas de sillimanita (Sill) y biotita (Bt) orientadas y cuarzo (Qtz) bordeado por sillimanita. Fuente: propia.

Figura 7-7. Microfotografía de la sección delgada b y c) CSB-244 Gneis de Qtz-Pl-Bt-Op-Grt con Ms. c y d) CSB-249 Gneis de Pl-Qtz-Grt-Bt-Op-Crd con Ms.



a y b) nicoles cruzados, d) nicoles paralelos granate (Grt), cuarzo (Qtz), biotita (Bt), e) Nicles cruzados, c y d) Nicles paralelos granate en bahía (Grt), cuarzo (Qtz), biotita (Bt)

■ **Gneises de-cuarzo-plagioclasa-biotita-moscovita con andalucita**

Los gneises presentan textura granoblástica a granolepidoblástica con bandas de biotita, cuarzo y feldespato. Están constituidos por cuarzo (59-25 %), plagioclasa (42-15 %), feldespato potásico (20-10 %), biotita (2-18 %), moscovita (2-4 %), clorita (2-5 %) andalucita (1--2%) (Figura 7-8) y como minerales accesorios turmalina, circón, apatito, opacos y titanita.

El cuarzo se presenta en cristales de formas subhedrales a anhedrales, de grano fino a medio 0,2-2,3 mm, incoloro, color de interferencia de gris a blanco, extinción ondulatoria, contactos irregulares y con inclusiones de biotita. Con frecuencia se orienta en bandas de 0,8-1,9 mm de espesor, el eje mayor de los cristales se elonga en la dirección de foliación, acompañan las láminas de biotitas, moscovita y localmente se encuentra deformado.

Las plagioclasa se presenta en cristales subhedrales a anhedrales, de grano fino 0,2-0,4 mm, equigranulares, incolora, de relieve bajo, con leve desarrollo de macla albita, levemente empolvada por alteración a sericita y contactos irregulares. Su composición es oligoclasa según el ángulo de extinción de 10-12°, algunas con textura mirmequítica e inclusiones de biotita moscovita, cuarzo y opacos.

El feldespato potásico se presenta en cristales subhedrales a anhedrales, de grano fino a medio 0,1-0,3 mm, incoloro, algunos presentan macla de microclina y están ligeramente empolvados por alteración a caolín y exhiben inclusiones de moscovita, clorita, cuarzo y opacos.

La biotita se presenta en láminas de formas subhedrales a anhedrales, de grano fino a medio 0,1-2 mm, de color rojo a marrón, con pleocroísmo de amarillo pálido a marrón, color de interferencia de segundo orden de rojo a verde y extinción ondulatoria. Parcialmente se encuentra cloritizada con inclusiones de circón con halo pleocroíco, apatitos de formas subredondeadas y forman nidos de cristales y siguen la foliación de la roca.

La moscovita se presenta en finas láminas bandeadas de grano fino a medio 0,1-1,1 mm, de formas euhedrales, incolora, de relieve bajo, birrefringencia azul y rojo del segundo

orden y con inclusiones de grafito. Se orientan en dirección de la foliación y acompañan las biotitas.

La clorita se presenta en láminas anhedrales, de grano fino medio 0,2-1 mm, color verde claro a gris pálido, con pleocroísmo de verde pálido a amarillo claro y se encuentra reemplazando la biotita. Se observa con inclusiones de circón, opacos

La andalucita se presenta en cristales xenomorfos de grano fino 0,1-0,3 mm, incolora, de relieve bajo, color de interferencia de blanco a gris de primer orden y esta fracturada.

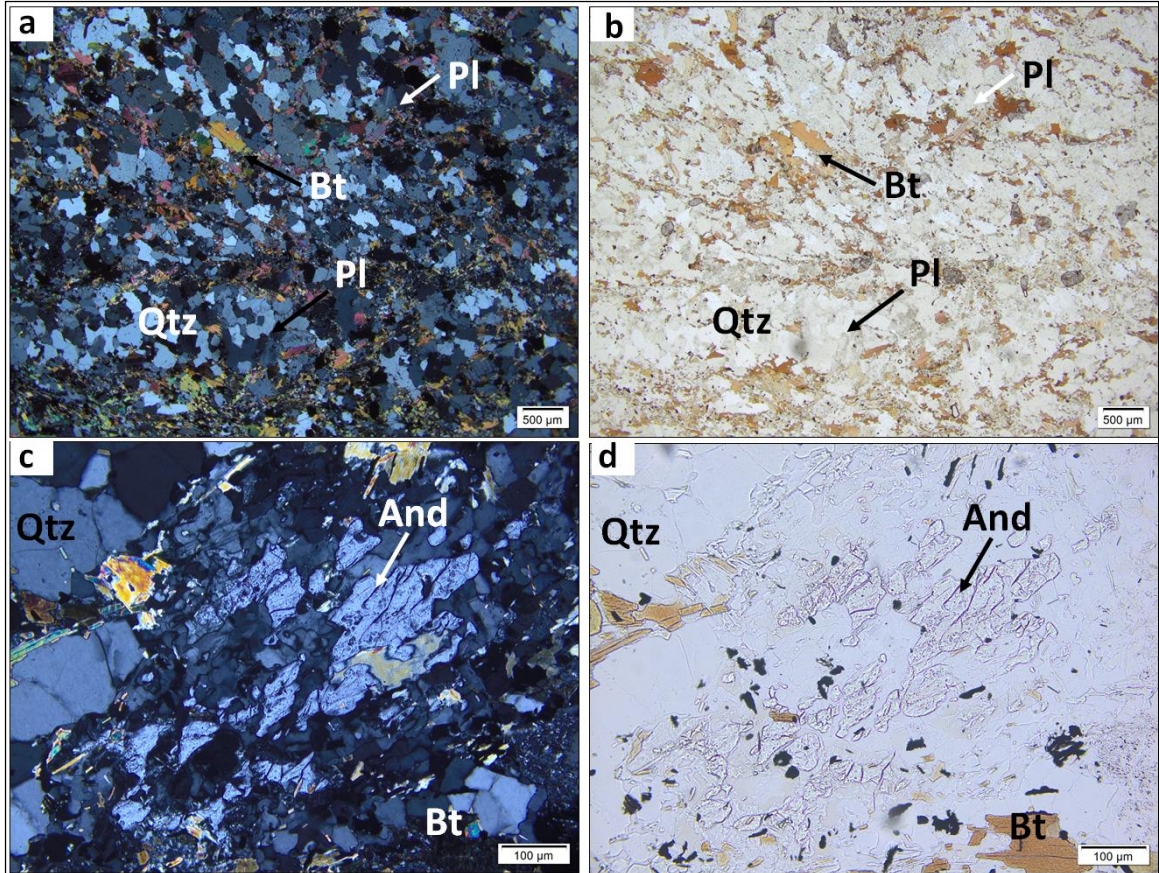
La turmalina se presenta en cristales anhedrales, de grano fino a grueso 0,01-3,3 mm, con pleocroísmo de amarillo a amarillo pálido, extinción a 90 grados, relieve moderado y esta fracturada. En algunas ocasiones se observa incluida en los cristales de moscovita, biotita, cuarzo y plagioclasa.

El circón se presenta en microcristales de grano muy fino 0,01-0,05 mm, de formas euhedrales a subhedrales, algunos son subredondeados, de color marrón oscuro, color de interferencia de segundo orden de amarillo a naranja, relieve alto, con halo pleocroico y se encuentran incluidos en las biotitas y los feldespatos.

El apatito se presenta en microcristales subhedrales, algunos están microfracturados, son incoloros, de relieve alto, birrefringencia gris de primer orden, extinción paralela y están incluidos en la biotita.

Los opacos se presenta en cristales de formas anhedrales a subhedrales, de grano muy fino 0,01-0,1 mm, color negro, algunos se observan en nidos y otros diseminados. Se observan en los planos de clivaje de la biotita, clorita y moscovita e incluidos en los cristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico.

La esfena se presenta en cristales anhedrales, de grano fino 0,01 mm, color marrón, de aspecto terroso, relieve alto, birrefringencia muy fuerte y extinción paralela.

Figura 7-8. Microfotografía de la sección delgada DMT-655-Gneis de Qtz-Pl-Bt-Ms con Tur y Chl.

a) nicoles cruzados, b) nicoles paralelos plagioclasa con macla de albita (PI), cuarzo (Qtz) y biotita con orientación (Bt), c y d) Nicles cruzados, c y d) nicoles paralelos andalucita (and), cuarzo (Qtz) y biotita. Fuente: propia.

▪ Granofels cuarzo-plagioclasa-biotita-moscovita con clorita

Los granofels cuarzo feldespáticos con biotita y moscovita presentan textura granoblástica, están constituidos por cuarzo (23-58,7%), plagioclasa (16-45%), biotita 9-18%), moscovita (3-10%) y clorita (4%) (Figura 7-9) y como minerales accesorios tienen apatito, circón, esfena y opacos.

El cuarzo se presenta en cristales subhedrales a anhedrales, de grano fino a medio 0,1-3 mm, extinción ondulatoria, color de interferencia de gris a blanco y relieve bajo. Los cristales se encuentran en mosaicos equigranulares junto con la plagioclasa y microclina. Localmente el cuarzo se presenta a manera de gotas de forma sub-redondeada como inclusión en el feldespato potásico.

La plagioclasa se presenta en cristales anhedrales, de grano fino a medio 0,2-3 mm, incolora, color de interferencia de gris a blanco de primer orden, relieve bajo, contactos irregulares, con leve desarrollo de macla albita y alteración a sericita. Se observa con inclusiones de cuarzo, opacos y biotita y forman mosaicos junto al cuarzo.

Feldespatos potásicos se presentan en cristales xenomórficos a subidiomórficos, de grano grueso de entre 2 y 3 mm, con desarrollo de macla de microclina y desmezclas en parches de perfitas. Los contornos son irregulares, ligeramente empolvados por alteración a caolín y con inclusiones de cuarzo a manera de gotas.

La biotita se presenta en finas láminas diseminadas de formas subhedrales a anhedrales de grano fino 0,1-0,3 mm, de color rojo a café oscuro, relieve moderado, extinción ojo de pájaro, color de interferencia de segundo orden de rojo, azul y verde y pleocroísmo de rojo a café claro. Algunos cristales se encuentran sub-orientados y con inclusiones de circones de halo pleocroico.

La moscovita se presenta en láminas subhedrales a anhedrales, de grano fino a medio 0,2-1,5 mm, incolora, con birrefringencia azul y rojo del segundo orden, y algunas están levemente orientadas y acompañan los cristales de biotita.

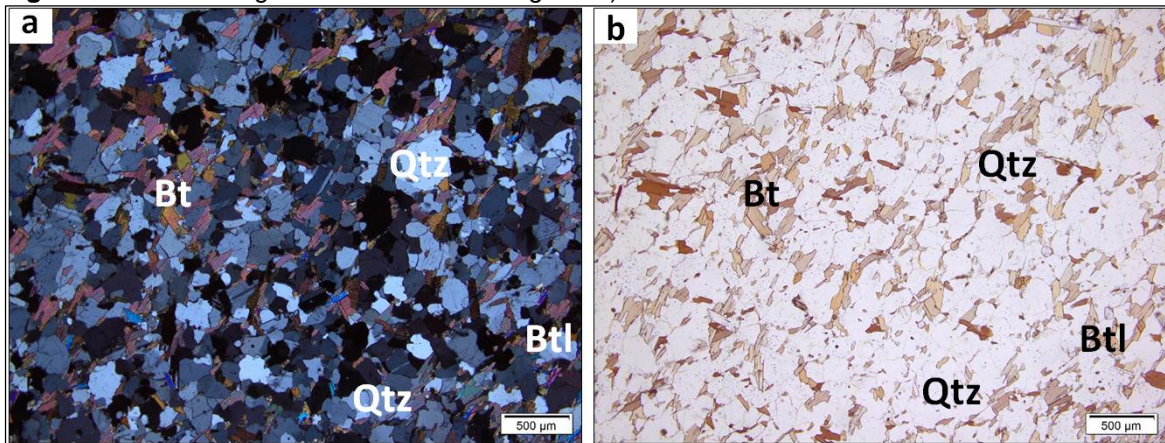
La clorita se presenta en láminas de formas anhedrales, de grano fino 0,01-0,1 mm, color verde claro, relieve bajo, color de interferencia de segundo orden de café a fucsia y son producto de la alteración de la biotita.

El circón se presenta en cristales de grano muy fino 0,01 mm, de formas euhedrales, algunos alargados, subredondeados a subelongados, de relieve alto, color marrón de borde oscuro, color de interferencia de segundo orden de amarillo a verde y se encuentran incluidos en las biotitas.

El apatito se presenta en cristales de grano muy fino 0,01 mm, de formas euhedrales, algunos son ovalados, de color verde claro a incoloros, relieve alto y color de interferencia gris de primer orden.

Los opacos se presentan en cristales de grano fino 0,1-0,2 mm, de formas anhedrales, de color negro y contornos irregulares. Con frecuencia siguen los planos de clivaje de la biotita y se encuentran incluidos en la plagioclasa y cuarzo.

Figura 7-9. Microfotografía de la sección delgada a). RVL-40B -Granofles de Pl-Qtz-Bt con Ms.



a) nicoles cruzados, b) nicoles paralelos plagioclasa (Pl), cuarzo granoblástico (Qtz) y biotita (Bt). Fuente: propia.

▪ Anfibolita

La anfibolita presenta textura nematoblástica y está constituida por plagioclasa (56,3%), hornblenda (25,2%), (Figura 7-10) clinopiroxeno (18%), opacos (0,5) y como minerales accesorios, apatito, biotita y opacos.

La plagioclasa se presenta en cristales anhedrales de tamaños de grano entre 200 y 350 micras, ligeramente orientada con alteración a saussurita y con inclusiones de apatito

La hornblenda se presenta en cristales subhedrales de color verde, orientados y en cortes basales. Exhiben pleocroísmo de verde amarillento a verde oliva, tamaños entre 250 y 2000 micras, contornos lobulados, birrefringencia amarilla del primer orden e inclusiones de apatito, plagioclasa y opacos

El clinopiroxeno se presenta en cristales anhedrales de tamaños entre 200 y 3000 micras, de color amarillo muy pálido, relieve alto, birrefringencia amarilla del primer orden, ángulo

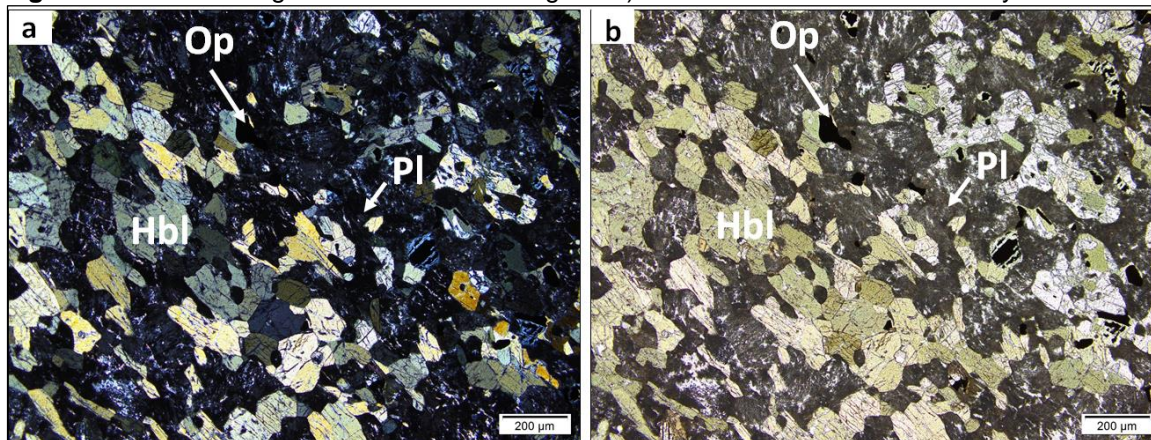
de extinción de 41° , forma bandas junto la plagioclasa saussuritizada y algunos cristales muestran inclusiones de opacos.

Los opacos se presentan en cristales subhedrales, con bordes irregulares, dispersos en la roca, con tamaño promedio de 400 micras y están incluidos en hornblenda y piroxeno.

El apatito se presenta en microcristales incoloros de relieve alto, de formas hexagonales a subredondeados, con tamaño promedio de 60 micras y están incluidos en la hornblenda y plagioclasa.

La biotita se presenta en láminas de color pardo, de grano promedio de 250 micras y generalmente se encuentra junto a la hornblenda

Figura 7-10. Microfotografía de la sección delgada a). GR-7003-Anfibolita de PI-Hbl y Px.



a) nicoles cruzados, b) nicoles paralelos cristales de plagioclasa (Pl) y hornblenda (Hbl) orientados y opacos (Op). Fuente: propia.

7.2.2 Petrografía del Complejo Cajamarca

Las rocas metamórficas del Complejo Cajamarca corresponden a la unidad más extensa en la zona de estudio. Son el resultado del metamorfismo regional y varían entre esquistos cuarzo micáceos y meta-arenitas que constituyen la roca caja del Gneis de Naranjales.

▪ Esquisto de cuarzo-moscovita-biotita y opacos

Los esquistos presentan textura lepidoblástica por orientación de láminas de moscovita y en menor proporción biotita. Están constituidos por cuarzo (52-69 %), moscovita (10-36%), biotita (10-20%), opacos (4-7,8%) (Figura 7-11) y como minerales accesorios esfena, apatito, grafito, turmalina y circón.

El cuarzo se presenta en cristales anhedrales, de grano muy fino a fino 0,1-0,07 mm, incoloro, de birrefringencia gris de primer orden, extinción ondulatoria y contactos rectos a irregulares. Forma bandas muy finas de 0,4-0,8 mm de espesor, acompaña la biotita, moscovita y el eje mayor del cuarzo se elonga en la dirección de foliación.

La moscovita se presenta en láminas de formas subhedrales a anhedrales, de grano fino 0,1-0,4 mm, incolora, color de interferencia de segundo orden de amarillo a azul. Se encuentra deformada y orientada en bandas de 0,7-0,2 mm de espesor y acompaña los cristales de biotita. Con frecuencia se observa grafito en los planos de clivaje e inclusiones de circón.

La biotita se presenta en láminas de formas euhedrales a subhedrales, de grano fino 0,01 – 0,5 mm, color rojo oscuro a café manchada por óxidos, extinción ojo de pájaro, relieve moderado, color de interferencia de segundo orden de rojo a marrón, algunas parcialmente alteradas a clorita y con pleocroísmo de rojo a café muy claro. Se orienta en bandas de 0,3-0,4 mm de espesor junto con láminas flexionadas de moscovita y con inclusiones de grafito.

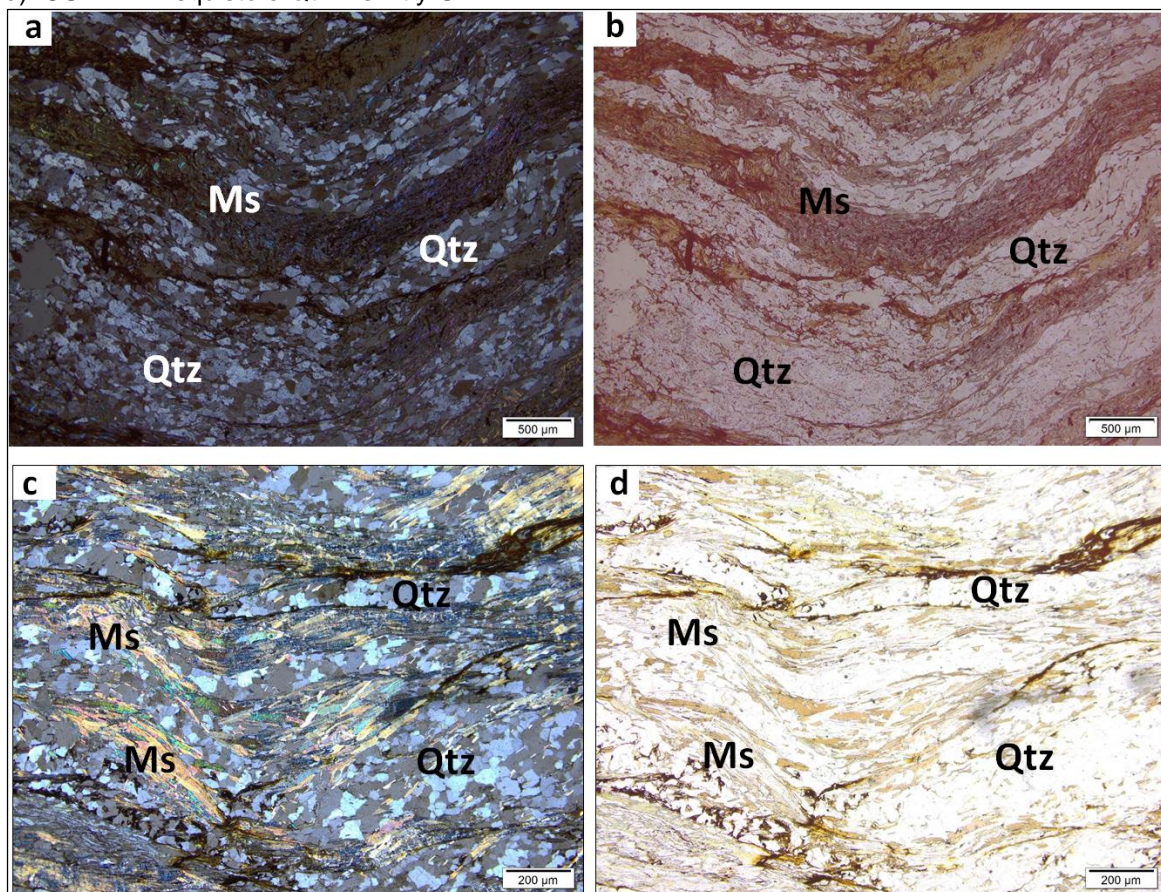
El grafito se presentan en cristales anhedrales, de grano muy fino 0,01 mm, color negro, la mayor parte se encuentran incluidos en los cristales de biotita y moscovita y otros siguen los planos de foliación de las micas.

La esfena se presenta en agregados cristalinos de grano fino 0,1 mm, de forma anhedral, de color marrón a negro, relieve alto, birrefringencia del tercer orden. Con frecuencia se observa a manera polvo fino y está asociado a la moscovita.

El apatito se presenta en microcristales muy finos 0,01 mm, de formas euhedrales a subhedrales, algunos ovalados, incoloros, relieve alto, birrefringencia gris de primer orden y se asocia a la moscovita.

El circón se presenta en microcristales muy finos 0,01 mm, euhedrales, de color marrón, relieve alto, color de interferencia de segundo orden y están incluidos en los cristales de moscovita.

Figura 7-11. Microfotografía de la sección delgada a y b). DMT-886- Esquisto Qtz-Ms con Ttn. c y d). CSB-247 Esquisto e Qtz-Ms-Bt y Gr.



a) nicols cruzados, b) nicols paralelos cuarzo bandeado (Qtz) y moscovita en láminas deformadas y orientadas (Ms), c) Nicols cruzados y d) Nicols paralelos. Láminas de moscovita orientadas (Ms) y bandas de cuarzo (Qtz). Fuente: propia.

▪ **Meta-arenita**

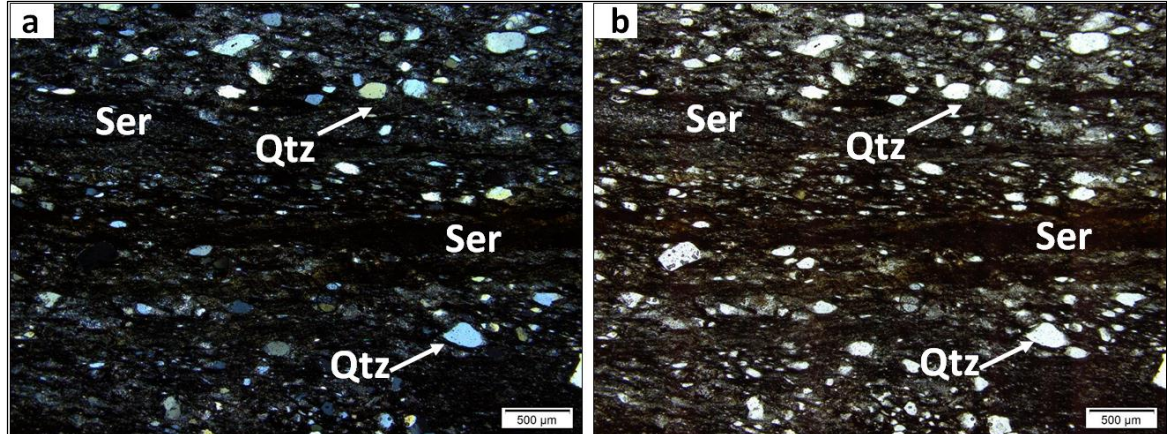
La meta-arenita presenta porfidoclastos de cuarzo en una matriz de textura lepidoblástica por orientación de láminas de sericita. Está constituida por sericita (57,1%) y cuarzo (34,8%), (Figura 7-12) y grafito (8,1%).

La sericita se presenta en finas láminas de formas subhedrales, de grano muy fino 0,01 - 0,05 mm, color marrón, color de interferencia de segundo orden de azul berlín a amarillo y contienen los cristales de cuarzo. La sericita se exhibe en láminas muy delgadas, algunas son lentiformes de 0,1-0,3 mm de espesor y se intercalan con lentes de cuarzo.

El cuarzo se presenta en cristales subangulares a subesféricos, de grano fino 0,1-0,5 mm, incoloro, color de interferencia de gris a blanco, extinción ondulatoria. Los cristales están embebidos en una matriz muy fina de sericita, el eje mayor del cuarzo se orienta en la dirección de foliación de la roca y sus contactos son irregulares a tangenciales. Con frecuencia forma lentes discontinuos de 0,1-0,4 mm de espesor.

El grafito se presenta en cristales subhedrales a anhedrales, algunos tabulares o en masas irregulares, de grano muy fino 0,01 mm y color negro. Están orientados en la dirección de foliación y acompaña las láminas de sericita.

Figura 7-12. Microfotografía CSB-230 Meta-arenita de Ser-Qtz y Gr.



a) nicoles cruzados, b) nicoles paralelos. Cuarzo orientado (Qtz) y láminas de sericita (Ser). Fuente: propia.

▪ Metamorfismo

El metamorfismo regional del Gneis de Naranjales se evidencia por sus cambios texturales y mineralógicos que lo constituyen. Presenta texturas granoblásticas, granolepidoblásticas, y porfidoblásticas. El cuarzo, plagioclasa y feldespatos alcalinos presentan extinción ondulatoria con microfracturas, las maclas de plagioclasa se observan dobladas, la biotita y moscovita están flexionadas y algunas bordean los porfidoblástos de plagioclasa, cuarzo y granate. Locamente, la sillimanita se encuentra en finas láminas que bordean los porfidoblástos de granate y está acompañada por láminas biotita. En algunas rocas se observa granate en forma de bahía con inclusiones de cuarzo a manera de gotas y asociado con cristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico que permiten sugerir que cristalizaron a la misma temperatura y probablemente representan un evento de fusión

parcial. En rocas con textura granoblástica el cuarzo se observa a manera de gotas incluido en el feldespato potásico y sugieren que cristalizaron a altas temperaturas.

Los efectos de metamorfismo retrógrado se observan tanto en los feldespatos como en la biotita y muestran asociaciones estables en condiciones de baja temperatura que indican cambios durante las distintas etapas del metamorfismo regional y procesos de hidratación, como resultado de una disminución en la temperatura y/o un aumento de la presión de H₂O (Bucher y Frey, 1994). Los cambios principales observados son seritización y caolinización de la plagioclasa y cloritización de la biotita.

Los análisis petrográficos del Gneis de Naranjales presentan una composición mineralogía de cuarzo, plagioclasa, feldespato, biotita y moscovita en diferentes proporciones. En todas las muestras el cuarzo varía de (27-69%), la plagioclasa entre (11-56%), el feldespato de (2,5-32%), la moscovita y biotita entre (2-36%), con láminas irregulares de grafito entre (1-6%) y en algunas ocasiones se presentan minerales ricos en aluminio como son la sillimanita, cordierita y andalucita que permiten sugerir un protolito pelítico.

El metamorfismo del Gneis de Naranjales es orogénico y a continuación se presentan las asociaciones paragenéticas de los gneises y la roca caja.

▪ **Las paragénesis del Gneis de Naranjales son representadas por las siguientes asociaciones minerales:**

Los gneises de cuarzo-plagioclasa-biotita-sillimanita con granate, exhiben paragénesis de Sill-Grt-Qtz-Bt-Ms y facies anfíbolita de media a baja presión.

Los gneises de cuarzo plagioclasa con micas y andalucita, presentan paragénesis de Qtz-Pl-Bt-and+/-Gr y corresponden a la facies anfíbolita de baja presión.

Los granofels de cuarzo feldespáticos con biotita y moscovita, muestran una paragénesis de Qtz-Pl-Bt-Ms-Gr y corresponden a facies anfíbolita de baja presión.

El Gneis de Naranjales presenta minerales índice como son: sillimanita y andalucita que indican variaciones en el grado metamórfico en diferentes zonas. En el borde oriental del

gneis se encuentra andalucita que representa baja presión y alta temperatura, en el centro del cuerpo se encontró sillimanita que evidencia presión intermedia y alta temperatura que concuerda con la presencia de segregaciones cuarzo feldespáticas que representan evidencias de fusión parcial. Por lo tanto, el Gneis de Naranjales registra evidencias que sugieren que el cuerpo ha experimentado un aumento en el grado metamórfico de oriente a occidente donde fundió corteza a diferentes profundidades y se evidencia por la presencia de minerales índices (Anexo A). Debido al escaso contenido de minerales índices se trazó de manera tentativa una isograda que probablemente representa los límites entre las zonas metamórficas.

▪ **Las paragénesis de las rocas metamórficas del Complejo Cajamarca están representadas por las siguientes agrupaciones:**

Los esquistos cuarzo micáceos, muestran una paragénesis de Qtz-Bt-Ms y corresponden a la facies de esquistos verdes.

Las meta arenitas, muestran una paragénesis de Qtz-Ser-Gr y corresponden a la facies sub-esquistos verdes de baja presión.

Al occidente del Gneis de Naranjales el Complejo Cajamarca está compuesto por meta-arenitas y esquistos de cuarzo-moscovita-biotita y opacos de facies sub-esquistos verdes a esquistos verdes que representan un aumento en el grado metamórfico de occidente a oriente (Anexo A).

7.3. Geoquímica

El estudio litogeoquímico del Gneis de Naranjales se realizó a partir de quince muestras de roca que corresponden a gneises de cuarzo-plagioclasa-biotita-sillimanita con granate, gneises de cuarzo-plagioclasa con micas y andalucita y granofels cuarzo feldespáticos con biotita. Se compilaron los resultados de cuatro muestras de roca reportados por (Rueda, 2019). En la (Tabla 7-2) se muestran los resultados de óxidos mayores.

Tabla 7-2. Resultados de litogeoquímica en rocas del Gneis de Naranjales

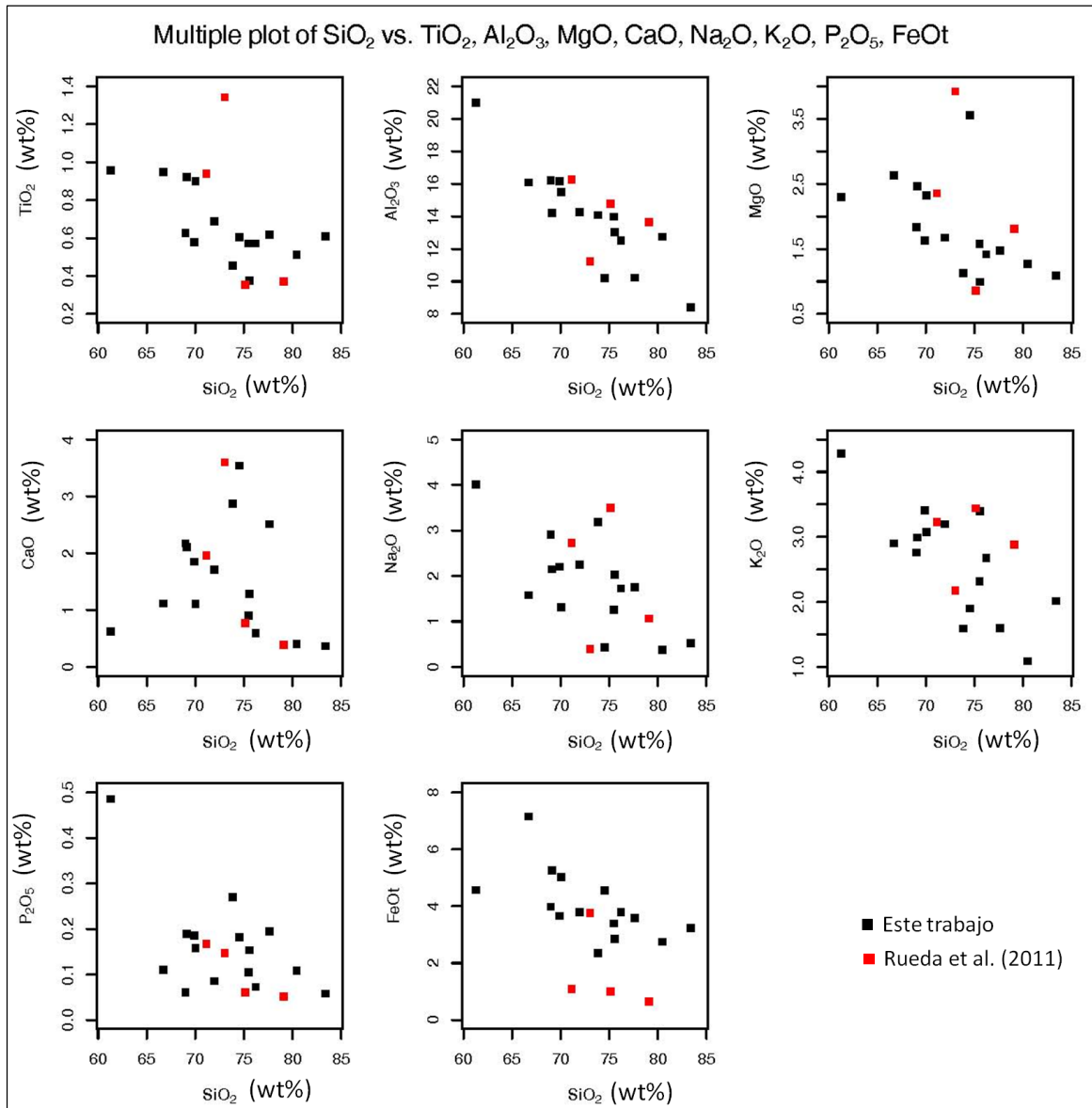
Muestra	ESTE	NORTE	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	MnO	Mn	LOI
CSB-213	912604	1150177	72	0.7	14.3	4.2	1.7	1.7	2.2	3.2	0.1	0	348	1.23
CSB-223	915214	1158590	76.2	0.6	12.5	4.2	1.4	0.6	1.7	2.7	0.1	0	383	1.7
CSB-231	907914	1140137	61.3	1	21	5.1	2.3	0.6	4	4.3	0.5	0	444	3.6
CSB-234B	915903	1174385	73.8	0.5	14.1	2.6	1.1	2.9	3.2	1.6	0.3	0	274	1.07
CSB-236	916432	1168905	70	0.9	15.5	5.6	2.3	1.1	1.3	3.1	0.2	0	508	3.27
CSB-237	916050	1177291	69.1	0.9	14.2	5.8	2.5	2.1	2.1	3	0.2	0	533	1.09
GR-6989	916197	1176371	69.9	0.6	16.2	4.1	1.6	1.8	2.2	3.4	0.2	0	407	1.29
GR-6991	916397	1168035	77.6	0.6	10.2	4	1.5	2.5	1.7	1.6	0.2	0	508	1.29
GR-6993	915360	1172175	75.5	0.6	14	3.8	1.6	0.9	1.3	2.3	0.1	0	378	3.57
CSB-241	914160	1091010	75.6	0.4	13	3.2	1	1.3	2	3.4	0.2	0	295	1.25
CSB-244	905756	1114337	74.5	0.6	10.2	5.1	3.6	3.5	0.4	1.9	0.2	0	956	2
CSB-249	904571	1124408	66.7	0.9	16.1	7.9	2.6	1.1	1.6	2.9	0.1	0	700	2.76
CSB-250	905699	1123000	83.4	0.6	8.4	3.6	1.1	0.4	0.5	2	0.1	0	336	1.48
GR-7001B	907193	1118791	80.4	0.5	12.7	3.1	1.3	0.4	0.4	1.1	0.1	0	320	6.28
CSB-239	908629	1108045	69	0.6	16.2	4.4	1.8	2.2	2.9	2.8	0.1	0	380	2.14
JR-026	-74.93	5.6591	79.1	0.4	13.6	0.7	1.8	0.4	1.1	2.9	0.1	0	0	2.16
JR-137	-74.91	5.5659	73	1.3	11.2	4.2	3.9	3.6	0.4	2.2	0.1	0	0	5.31
JR-067	-74.92	5.7124	71.1	0.9	16.3	1.2	2.4	2	2.7	3.2	0.2	0	0	2.01
JR-124	-74.98	5.527	75.1	0.4	14.8	1.1	0.9	0.8	3.5	3.4	0.1	0	0	1.89

7.3.1 Óxidos Mayores

Los contenidos de SiO₂ varían entre 58,9 y 81,9 wt%, el TiO₂ en todas las muestras es <1,28%, se presenta valores de Al₂O₃ entre 8,25% y 20,2%, Fe₂O₃ entre 7,7% y 0,7% debido al escaso contenido de minerales ferromagnesianos en las rocas ácidas, el MgO varía de 0,85%, a 3,74%, el CaO entre 0,36% y 8,07% y el P₂O₅ entre 0,06% y 0,47%, estos óxidos disminuyen a medida que aumenta el contenido de SiO₂ (Figura 7-13). El Na₂O presenta valores entre 0,35% y 3,85% para la mayoría de las muestras; el K₂O varía entre 1,02% y 4,12%.

De acuerdo a la clasificación de Peccerillo y Taylor (1976) las roca del Gneis de Naranjales grafican en el campo de la serie calcoalcalina normal y alta en K (Figura 7 14 a) con contenidos de Na₂O+K₂O entre 1,37% y 7,97% y en el campo peraluminoso (Figura 7-14 b) (Shand, 1943).

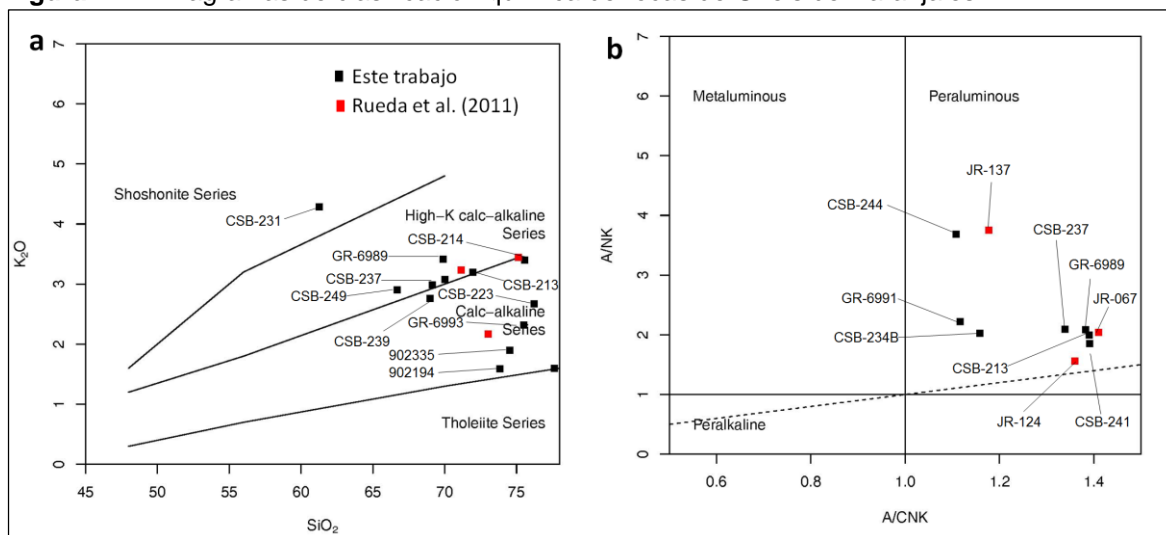
Figura 7-13. Diagramas tipo Harker.



diagramas múltiples (Harker) de SiO₂ vs. Al₂O₃, MgO, FeOt, CaO, Na₂O y K₂O para rocas del Gneis de Naranjales.

La mayoría de muestras del Gneis de Naranjales grafican en el campo de los granitos tipo S y cuatro muestras en el campo de los granitos tipo I, indicando un fundido formado a partir de sedimentos o metasedimentos y probablemente aporte mantelico en algunas rocas (Figura 7-15 a).

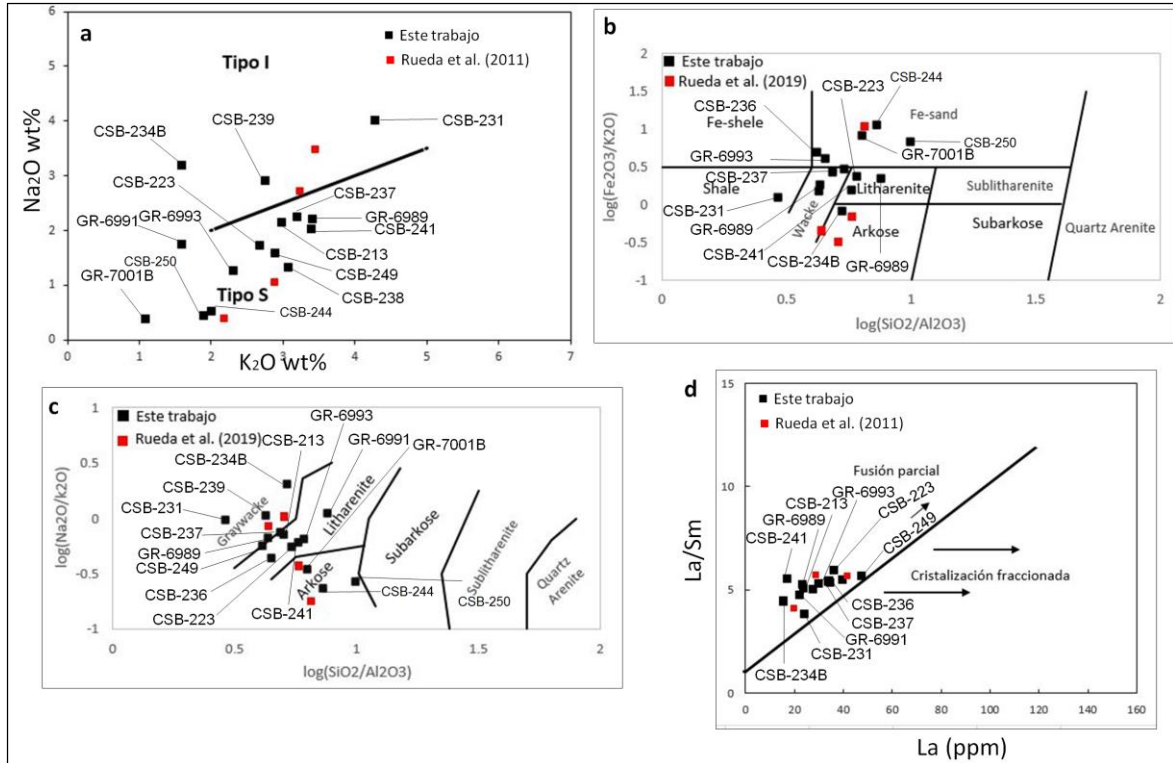
Figura 7-14. Diagramas de clasificación química de rocas de Gneis de Naranjales.



a) diagrama de clasificación de K₂O Vs SiO₂ de (Peccerillo y Taylor, 1976), b) diagrama de Shand (1943) peraluminosos.

Según la clasificación de Herron (1988) de areniscas y lutitas terrígenas usando $\log (Na_2O / K_2O)$ vs $\log (SiO_2 / Al_2O_3)$, las muestras del Gneis de Naranjales corresponden a protolitos de litoarenitas, arcosas y grauwacas (Figura 7-15 b). Según el gráfico de discriminación $\log (Fe_2O_3 / K_2O)$ vs $\log (SiO_2 / Al_2O_3)$ de Herron (1988) las muestras corresponden a protolitos de litoarenitas, arcosas, wackes y arenas - Fe (Figura 7-15 c).

Los oligoelementos en los magmas graníticos vienen dictados no solo por la composición de la fuente, sino también por procesos magmáticos como fusión parcial y cristalización fraccionada. Por tanto, tienen poca capacidad para identificar la naturaleza de la fuente de los granitos (Gao et al., 2019). Las rocas del Gneis de Naranjales grafican en el diagrama La/Sm vs La (Figura 7-15 d) en el campo de fusión parcial. La química de las rocas del Gneis de Naranjales corresponde a magmas peraluminosos y en los diagramas convencionales grafican en el campo de los granitos tipo S (Figura 7-15 a) cuya fuente corresponde probablemente a fusión de sedimentos o metasedimentos.

Figura 7-15. Diagrama de discriminación de protolitos y evolución de magmas.

a) diagrama de discriminación de protolito para rocas del Gneis de Naranjales Diagrama K_2O vs. Na_2O de Chappell y White (1992) para discriminar entre granitos tipo I y tipo S, b) diagrama de clasificación de areniscas terrígenas utilizando el $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ frente al $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ (Herron, 1988), c) diagrama de clasificación de areniscas y lutitas terrígenas utilizando el registro $(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ vs $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ (Herron, 1988) y d) diagrama de La/Sm vs La (ppm) Jiang et al. (2005), evolución del magmas por fusión parcial.

7.3.2 Elementos Traza

En la (Tabla 7-3) se presentan los resultados de los análisis químicos de elementos traza y tierras raras para diecinueve muestras de rocas del Gneis de Naranjales.

Tabla 7-3. Resultados de elementos traza y tierras raras en rocas del Gneis de Naranjales

Muestra	JR-026	JR-137	JR-067	JR-82	CSB-213	CSB-223	CSB-231	CSB-234B	CSB-236	CSB-237
Longitud	-74.93	-74.907	-74.919	-74.931	912604	915214	907914	915903	916432	916050
Latitud	5.6591	5.5659	5.7124	5.69	1150177	1158590	1140137	1174385	1168905	1177291
Mn	515.6	1384.2	435.3	662.3	348.354	383.099	444	274	508	533
As	1,6	4,07	3,0	16.84	<0,4	<0,4	8.27	<0,4	<0,4	<0,4
Zr	212,7	120,1	405,7	33.2	161	197	164	142	230	269
Nb	6,7	10,3	13,9	< 2	15	11	19	9	17	15
V	64,1	218,3	95,8	< 9	68	< 66	86	< 66	96	97

Muestra	JR-026	JR-137	JR-067	JR-82	CSB-213	CSB-223	CSB-231	CSB-234B	CSB-236	CSB-237
W	36,2	58,8	24,5	37.6	0	0	0	0	0	0
Li	36	30,07	41,7	6.764	82.9	51.3	68.2	34.1	46.8	40.7
Be	4,7	1,27	1,63	1.361	1.09	9.76	4.24	0.972	1.09	1.02
Sc	10	33,58	21,85	6.643	15.4	9.75	25.2	9.32	10.1	11
Cr	64	158,89	95,56	4.528	58.4	70.2	98.5	42.8	50	56.8
Co	20	50,83	20,43	5.248	0	0	0	0	0	0
Ni	24	66,72	29,83	10.88	16.7	31.6	27.8	12.5	23.4	22.9
Cu	28	24,74	27,55	8.795	27	21.2	43	7.23	29	9.65
Zn	58	132,07	104,83	44.01	91.2	110	69.8	56.9	103	89.2
Ga	17	18,38	24,11	12.74	20.9	15.8	25.6	16.9	18.6	16.9
Rb	103	106,81	126,47	50.32	176	151	168	88.5	136	126
Sr	67	120,09	225,26	269.2						
Y	9,3	7,7	19,54	14.03						
Cd	0,1	0,16	0,11	0.124	0.117	0.117	<0,08	0.115	<0,08	<0,08
In	0	0,063	0,062	0.01	0.064	0.057	0.071	0.032	0.07	0.058
Cs	3,4	2,663	6,071	1.267	7.01	5.09	3.88	5.19	5.92	8.8
Ba	1788	733,69	611,41	2947	714	947	925	210	677	494
La	29	19,94	41,79	10.67	23.1	35.9	23.9	15.5	34.2	34.5
Ce	58	40,48	79,26	19.23	51.3	76.3	53.6	33.4	69.4	70.3
Pr	6,9	5,35	9,88	1.921	5.78	8.3	6.55	4.08	8.23	8.33
Nd	27	22,01	39,56	6.746	22.1	31.8	26.7	16	32.5	32.7
Sm	5,1	4,9	7,44	1.21	4.38	6.05	6.27	3.51	6.29	6.42
Eu	1,8	0,77	1,22	3.437	1.71	2.33	1.98	1.34	1.94	1.87
Gd	4,9	4,19	6,88	1.369	4.67	4.67	6.7	3.82	6.36	6.48
Tb	0,6	0,5	0,9	0.225	0.57	0.749	1.05	0.577	0.839	0.923
Dy	2,4	1,99	4,08	1.944	2.08	2.58	5.11	2.73	3.19	3.82
Ho	0,4	0,32	0,7	0.547	0.333	0.367	0.932	0.483	0.493	0.662
Er	1,1	0,86	1,82	2.033	0.992	0.973	2.71	1.34	1.39	1.98
Tm	0,1	0,09	0,2	0.352	0.102	0.074	0.33	0.16	0.132	0.215
Yb	0,9	0,69	1,19	2.641	0.678	0.474	2.06	1.02	0.884	1.39
Lu	0,1	0,11	0,16	0.414	0.104	0.077	0.284	0.138	0.13	0.199
Tl	0,5	0,512	0,65	0.291	0.57	0.528	0.921	0.408	0.725	0.572
Pb	23	8,0	18,89	37.68	20.5	20.5	60.7	14.3	21.3	15.6
Bi	0,1	0,057	0,15	0.083	0.076	0.086	0.322	<0,05	0.186	0.314
Th	9,8	4,83	13,44	1.327	8.7	11.4	6.78	4.44	12.4	12.7
U	1,6	0,65	2,31	1.386	2.25	3.16	2.02	1.68	2.5	2.68

Muestra	GR-6989	GR-6991	GR-6993	CSB-241	CSB-244	CSB-249	CSB-250	GR-7001B	CSB-239
Longitud	916197	916397	915360	914160	905756	904571	905699	907193	908629
Latitud	1176371	1168035	1172175	1091010	1114337	1124408	1123000	1118791	1108045
Mn	407	508	378	295	956	700	336	320	380
As	<0,4	<0,4	<0,4	1.05	<0,4	0.911	0.647	0.59	6.92

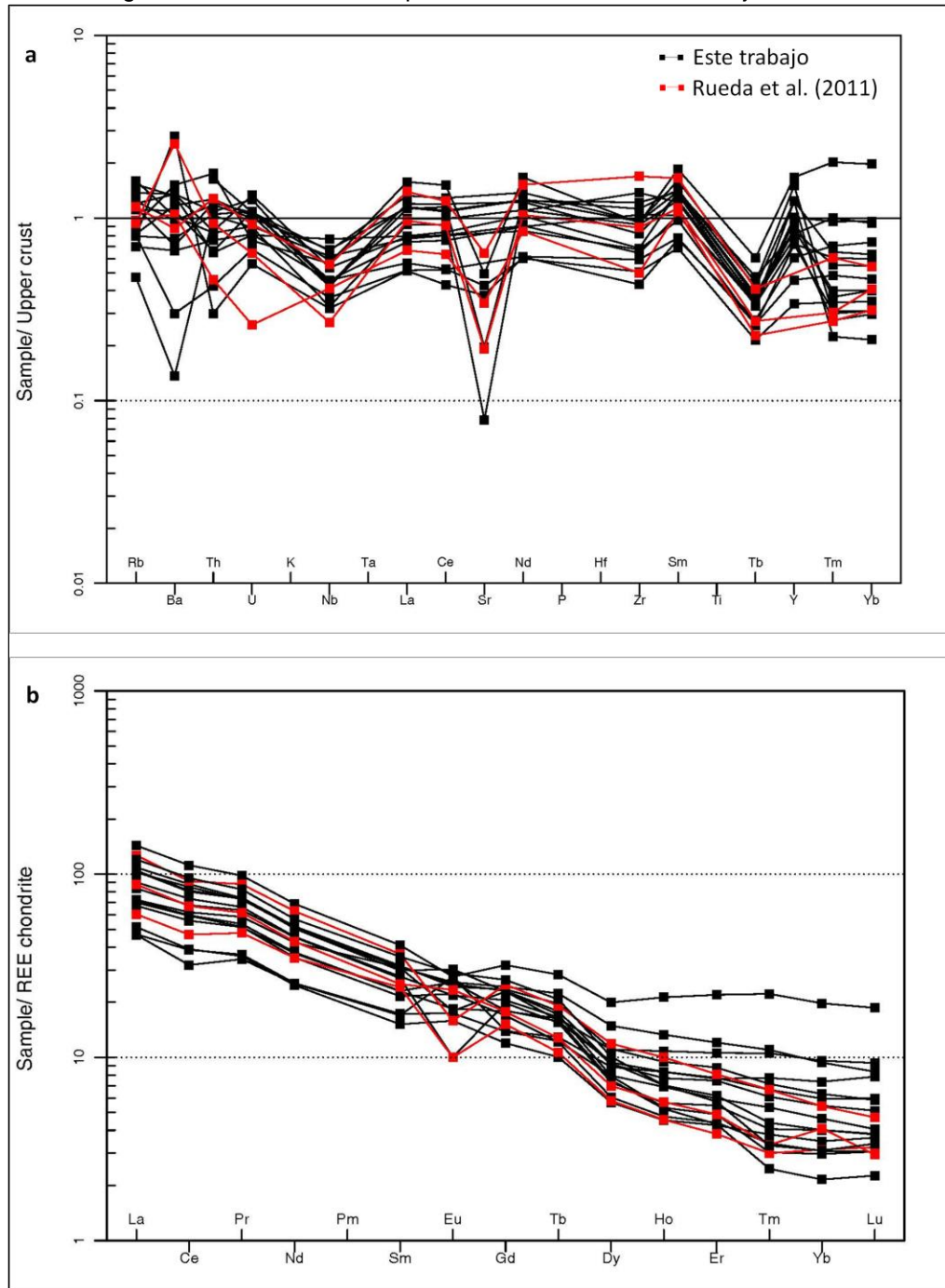
Muestra	GR-6989	GR-6991	GR-6993	CSB-241	CSB-244	CSB-249	CSB-250	GR-7001B	CSB-239
Zr	154	250	221	122	104	226	292	330	230
Nb	13	11	11.1	11	8	14	11	8	17
V	< 66	< 66	< 66	41	104	143	58	51	< 66
Li	29.9	23.9	31.1	36	28.9	19.5	42.1	31.9	19.3
Be	1.11	1.5	1.16	1.54	1.26	2.55	0.926	2.52	1.19
Sc	7.82	7.27	7.14	4.86	9.78	19.4	9.45	6.03	7.94
Cr	39.3	38.7	35.3	32.6	58.2	107	49.4	38	42.4
Co	0	0	0	49.4	37	39.9	38.8	37.5	0
Ni	19.6	15.7	13.7	7.38	40	40.8	13.8	13.1	21.1
Cu	23.7	16.4	21.9	21.3	28.3	63.4	24.2	18.5	23
Zn	64.6	58.4	62.9	49.8	90.2	113	68.7	55.8	76.6
Ga	16.5	11.8	14.2	14.8	13.8	20	11.2	13.7	18.4
Rb	132	76.6	87.6	122	88	101	90	52.1	109
Sr				149	132	173	68.8	27.5	
Cd	0.089	<0,08	<0,08	0.105	0.129	0.147	<0,08	<0,08	0.092
In	0.055	0.042	0.042	0.054	0.052	0.069	0.052	0.035	0.053
Cs	7.83	2.87	4.83	4.99	3.28	2.66	4.16	3.15	3.49
Ba	945	464	542	768	1957	1062	821	95.6	1268
La	23.7	22.2	29.8	17	15.4	47.3	33.7	27.6	39.7
Ce	51.6	48.2	63.5	33.7	27.6	96.8	73.6	58.6	82.4
Pr	5.99	5.76	7.41	4	3.85	11	8.15	7.12	9.25
Nd	23.6	23.3	28.7	15.6	15.9	43.4	32.2	28.5	35.8
Sm	4.68	4.66	5.61	3.08	3.44	8.32	6.26	5.49	7.2
Eu	1.98	1.42	1.68	1.22	2.12	2.12	1.38	0.773	2.22
Gd	4.97	4.93	5.66	3.3	3.84	8.81	6.32	5.46	7.31
Tb	0.74	0.767	0.779	0.472	0.607	1.33	0.806	0.727	0.974
Dy	3.22	3.78	3.15	1.95	3.04	6.84	2.71	2.51	3.46
Ho	0.584	0.758	0.539	0.318	0.583	1.49	0.372	0.394	0.493
Er	1.74	2.38	1.68	0.959	1.72	4.94	1.1	1.23	1.29
Tm	0.2	0.316	0.183	0.114	0.232	0.667	0.091	0.122	0.099
Yb	1.31	2.11	1.2	0.767	1.62	4.34	0.654	0.882	0.683
Lu	0.203	0.317	0.174	0.124	0.267	0.634	0.104	0.129	0.115
Tl	0.55	0.233	0.367	0.465	0.41	0.546	0.244	0.272	0.422
Pb	27.7	8.76	24.5	28.6	6.2	19	12.8	13.8	17.1
Bi	0.332	0.087	0.254	1	0.092	<0,05	0.133	0.138	0.076
Th	8.91	7.93	11	6.94	3.15	18.4	13.3	10.8	17.1
U	3.33	2.04	2.72	2.72	1.4	1.88	2.57	2.22	2.69

El diagrama multielemental de elementos traza normalizados a la corteza continental superior (Figura 7-16 a) Taylor y McLennan (1995) muestran valores similares a los valores

de la corteza más superior, con una débil anomalía de Nb, Sr y Tb (Sun y McDonough, 1995)

El diagrama de elementos de las tierras raras (REE) normalizado a condrito según los valores de Nakamura (1974) (Figura 7-16 b), muestra para las rocas del Gneis de Naranjales un enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE) de alrededor de 50 a 100 veces respecto al valor del condrito, con un patrón que se va empobreciendo progresivamente hacia las tierras raras pesadas (HREE). El comportamiento de todas las muestras es normal para rocas generadas en ambientes de fusión cortical. Al comparar los valores medios de Eu/Eu^* obtenidos por Tang et al. (2015) en la corteza continental media y más inferior de $0,84 \pm 0,01$ y $1,02 \pm 0,02$ respectivamente, con el valor promedio obtenido a partir de 19 muestras del Gneis de Naranjales de 0,91, este valor Eu/Eu^* de las rocas del Gneis de Naranjales corresponde a un valor de la corteza media e inferior y es mayor al valor medio de la corteza superior de $0,67 \pm 0,01$ obtenido por (Tang et al., 2015). Posteriormente, se determina el espesor cortical del Gneis de Naranjales mediante la ecuación de Profeta et al. (2015) $Dm = 21,277 * Ln(1,0204 * \frac{La}{Ybn})$, donde Dm = espesor cortical. Según el procedimiento establecido se eliminan las muestras con contenidos de $MgO >4$ wt % y de $SiO_2 <55$ y >68 wt %, con el propósito de filtrar las rocas derivadas de fuentes mantélicas y las rocas con altos contenidos de sílice. Las muestras de roca (CSB-231 y CSB-249) del Gneis de Naranjales cumplen con la ecuación y arrojaron un espesor de corteza de 43,9 km y 42,6 km.

Figura 7-16. Diagramas multielementales para rocas del Gneis de Naranjales.

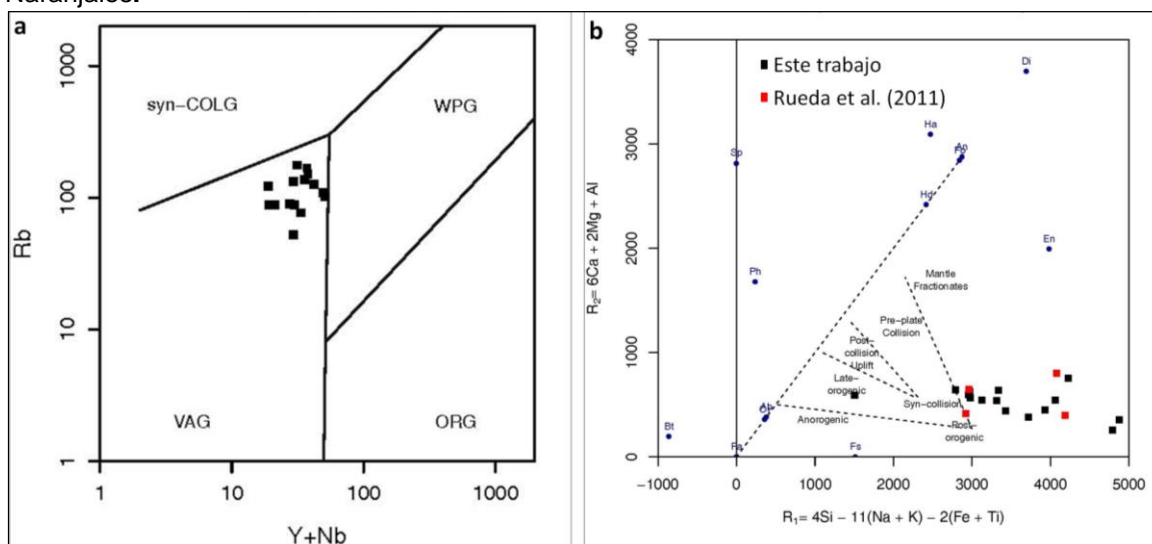


a) diagrama multielemental de elementos traza normalizado a la corteza continental más superior Taylor y McLennan (1995) y b) diagrama multielemental de Tierras raras normalizadas al condrito de (Nakamura, 1974).

7.3.3 Discriminación del Ambiente Tectónico

En el diagrama de Pearce et al. (1984) las rocas del Gneis de Naranjales se clasifican en el campo de los granitos formados en arco de margen continental (Figura 7-17 a). En el diagrama de Batchelor y Bowden (1985) las rocas se ubican en el área de manto fraccionadas y pre-colisionales (Figura 7-17 b).

Figura 7-17. Diagramas discriminantes del ambiente tectónico de emplazamiento del Gneis de Naranjales.



a) diagrama de Pearce et al. (1984) y b) diagrama de (Batchelor y Bowden, 1985). Fuente: propia.

7.4. Geocronología

En este trabajo se dataron nueve muestras de roca en el Gneis de Naranjales y seis del Complejo Cajamarca previa descripción petrográfica y análisis litogeoquímico. Para la selección se tuvo en cuenta la distribución espacial de las muestras datadas en trabajos anteriores. Los resultados y la localización de las dataciones se presentan en la (Figura 4-1) y (Tabla 7-4).

Tabla 7-4. Resumen de edades del Gneis de Naranjales

Código Campo	Este (m)	Norte (m)	Clasificación	Método	Edad Ma	Herencias (Ma)	Fuente
				K/Ar Bt	205±7		Barrero y Vesga, 1976
				K/Ar Bt	80,9± 2,8		Barrero, D. y Vesga, C.J. 1976
SDJR-115	5,6088	- 74,928 1	Neis	U/Pb Zr	243±19		Rueda <i>et al.</i> , 2019
CSB-213	912604	1150177	Gneis de Qtz-PI-Fps-Bt y Ms	U/Pb Zr	243,3±3	Herencias ígneas: 1185,12±42,3 Ma (n=1); 960,17±26,37 -550,21±18,71 Ma (n=8); 486,0±22,41 Ma - 467,00±14,09 Ma (n=2); 334,89±11,19 Ma (n=1); 294,67±13,69 Ma - 256,29±6,93 Ma (n=5). Herencias metamórficas: 887,75±26,80 Ma - 746,48±40,54 Ma (n=3).	este trabajo
CSB-223	915214	1158590	Gneis de Qtz-PI-Bt y Ms	U/Pb Zr	243±11	Herencias ígneas: 907,88±41,31 y 809,34±18,78 Ma (n=3); 508,54±14,80 - 506,25±14,72 Ma (n=2); 473,76±20,84 - 453,58±21,51 Ma (n=4), 424,66±17,82 Ma (n=1) 368,79±15,47 Ma (n=1) 348,65±15,47 Ma y 305,15±8,91 Ma herencias metamórficas: 705,39±22,65 - 564,84±29,97 Ma (n=5); 532,34±11,64 - 515,96±12,85 (n=2); 408,77±15,95 - 369,68±8,10 Ma (n=2); 342,14±11,29 Ma y 303,47±10,00 Ma (n=4)	este trabajo
CSB-241	914160	1091010	Gneis de Qt-PI-Fs y micas	U/Pb Zr	241.08±9.39	Herencias ígneas: 1191,79±49,83- 1093,15±32,467 Ma (n=3); 955,99±33,44-549,54±25,95 Ma (n=8); 491,31±12,83 Ma (n=1); 357,78±18,50- 310,17±9,33 Ma (n=5) Herencias metamórficas: 685,35±14,30-613,34±18,02 Ma (n=3).	este trabajo

Código Campo	Este (m)	Norte (m)	Clasificación	Método	Edad Ma	Herencias (Ma)	Fuente
CSB-231	907914	1140137	Granofels de Qtz-Fps y Pl	U/Pb Zr	236,6±1,7	Herencias ígneas: 228,54±46,91 - 247,71±6,19 Ma (n=8)	este trabajo
GR-7001A	907193	1118791	Granofels de Qtz-Fps- Pl-Ms -Bt y Gr	U/Pb Zr	236.8±1.1	920,5±24,8 Ma (n=1); 337±14,5 Ma (n=1); (278,9± 13,7 Ma (n=1)	este trabajo
GR-7001B	907193	1118791	Gneis de Pl-Qtz -Bt y Gr	U/Pb Zr	243.7±4.1	2041,8±77,8 Ma (n=1); 1373,5±72,7 Ma - 1223,4±62,6 Ma (n=3) 984,1±22,6 Ma - 815,3±30,6 Ma (n=7); 519,3±26,1 Ma (n=1); 334±14,4 Ma - 322,8±11,5 Ma (n=2).	este trabajo
CSB-249	904571	1124408	Gneis de Pl-Qt-Gr- Bt-Ms con Crd	U/Pb Zr	242,4±5,6	Herencias ígneas: 589,55±23,93 - 507,53±19,46 Ma (n=3); 400,84±20,79 - 391,09±14,93 Ma (n=2); 352,61±20,94 Ma (n=1); 290,79±10,60 - 257,36±11,98 Ma (n=2) Herencias metamórficas: 976,19±46,10 - 889,10±45,86 Ma (n=2).	este trabajo
GR-6991	916397	1168035	Gneis de Qz-Pl- Bt- granate y grafito	U/Pb Zr	240,0±1,9	Herencias ígneas: 1231,4±34-1221.9±52,9 Ma (n2); 869,5±23,6 Ma (n=1); 654,8±25,8 Ma y 543,1±9,3 Ma (n=2); 474,5±7,9 Ma y 456,5±9,7 Ma (n=2); 399,5±9,8 Ma (n=1); 310,8±6 Ma y 299,15±6,2 Ma (n=2); 284,7±5,8 Ma a 254±5,1 (n=4) Herencias metamórficas: 508,1±5,8 Ma (n=1); 445,9±11,6 Ma (n=1); 413,6±17,7 Ma (n=1).	este trabajo
GR-7003	904797	1123650	Anfibolita	U/Pb Zr	238.2±2.2		este trabajo
CSB-214	911695	1151144	Esquisto de Qtz-Bt y Ms	U/Pb Zr	323,26±9,26 Ma - 342,17±9,28 Ma. Edad máxima de depositación	Herencias ígneas: 1301,46±42,65 Ma - 1076,00±52,32 (n=5); 973,31±37,08 Ma - 561,75±14,57 Ma (n=8); 533,40±20,13 Ma y 498,07±13,41 Ma (n=3); 473,21±15,27 Ma (n=1) Herencias metamórficas: 2786,01±91,54 Ma (n=1) 1366,30±34,81 Ma - 1299,38±52,61 Ma (n=1); 975,55±43,61 Ma y	este trabajo

Código Campo	Este (m)	Norte (m)	Clasificación	Método	Edad Ma	Herencias (Ma)	Fuente
						625,17±22,13 Ma (n=2); 503,64±24,76 Ma (n=1).	
CSB-230	905052	1139767	Meta-arenita	U/Pb Zr	348,50±9,89 Ma	Herencias ígneas: 3122,37±148,28 - 3049,24±158,33 Ma (n=2); 2524,50±96,31 Ma (n=1); 1281,96±68,48- 1007,01±31,82 Ma (n=8); 988,25±27,81 - 547,11±15,14 Ma (n=32); 540,70±19,38- 482,06±20,00 Ma (n=22); 475,01±16,61 - 427,65±16,61 Ma (n=6) y 418,74±14,76 Ma (n=1). herencias metamórficas: 2491,96±73,24 - 1843,57±65,07 Ma (n=3); 1136,47±31,97 - 1036,46±26,50 Ma (n=2); 944,72±27,89- 520,42±15,77 Ma (n=9)	este trabajo
CSB-238	913365	1171724	Esquisto de Qtz y Ser	U/Pb Zr	241,59±8,33 Ma-	Herencias ígneas: 2599,97±75,55 Ma (n=1); 1224,79±62,34 y 1150,71±40,57 Ma (n=4); 1120,47±43,62 Ma y 799,94±43,69 Ma (n=4); 477,04±13,43 Ma - 442,11±17,05 Ma (n=4); 315,75±10,59 Ma y 305,40±10,81 Ma (n=2); 286,91±8,09 Ma - 275,42±12,62 (n= Herencias metamórficas: 1104,40±33,64 Ma (n=1); 967,9±27,70 Ma (n=1); 540,65±27,73 Ma (n=1)2).	este trabajo
CSB-243	903806	1113927	Esquisto de Qtz y Set	U/Pb Zr	135,71±5,39 Ma y 145,08±3,95 Ma	Herencias ígneas: 1339,59±38,37 Ma y 1070,34±34,37 Ma; 569,26±22,28 Ma y 559,14±16,04 Ma; 515,96±15,15 Ma y 455,78±12,87 Ma ; 275,55±7,53 Ma y 266,01±6,93 Ma ;232,44±7,56 Ma y 219,34±6,67 Ma; 182,63±5,88 Ma y 158,22±3,75 Ma	este trabajo
CSB-232	910445	1140813	Esquisto de Qtz y Ser	U/Pb Zr	248,08±4,14 Ma, 336,04±7,55 Ma y 399,62±15,88 Ma. Edad máxima de	Herencias ígneas: 2728,88±58,54 Ma (n=1); 2543,73±41,83 (n=1); 1330,62±29,36 Ma y 1260,42±18,61 (n=5); 1172,03±25,02 Ma y 575,52±15,37 (n=21); 540,12±7,32 Ma - 485,18±10,03 (n=6); 474,94±12,87 Ma	este trabajo

Código Campo	Este (m)	Norte (m)	Clasificación	Método	Edad Ma	Herencias (Ma)	Fuente
					deposición	y 441,88±20,80 (n=5); 409,46±12,91 Ma (n=1) Herencias metamórficas: 1217,72±31,26 Ma (n=1); 860,78±20,79 Ma - 611,06±8,41 (n=3); 477,71±10,98 Ma (n=1)	
GR-6999	905509	1109343	Esquisto de Qtz y Ser	U/Pb Zr	183.4±6.1 (Edad máxima sedimentaria)	Herencias ígneas: - 2162,2±78,5-1609,2±53,7 Ma (n=5); 1253,49±9,3 - 1016,7±52,9 Ma (n=8); 1000±35,8 Ma - 545,5 18,2 Ma (n=9), 491,3±17,6, 492,8±18,8 y 540,3±24,2 Ma (n=3); 400,8±15,4 y 425,2±21,8 Ma, 455,8±14,7 (n=3); 311,6±11,8, 336±10,5 y 384±19 (n=3); 258,3±10 Ma, 257,3±10,6 Ma y 268,3±10,6 Ma (n=3) Ma; 201.4±8.4 (n=4); Herencias metamórficas: 922,2±32,7 Ma (n=1); 483,4±15,2, 468,4±19,4 y 478,5±15,8 Ma (n=3); 257,3±10,6 Ma y 268,3±10,6 Ma (n=2);	este trabajo

Los primeros resultados radiométricos de este cuerpo fueron presentados por Barrero y Vesga (1976) quienes hicieron análisis por el método K-Ar en biotita; las edades obtenidas fueron de 205±7 Ma y 80,9±28 Ma. Posteriormente, Rueda et al. (2011) con el método U-Pb reportan una edad de 243±19 Ma en el borde de un circón y es interpretada como la edad de un evento metamórfico del Gneis de Naranjales en los alrededores del municipio de Norcasia. En este trabajo se tomaron nueve muestras de roca del Gneis de Naranjales y 6 muestras de roca del Complejo Cajamarca para análisis geocronológicos y se utilizaron los siguientes parámetros para definir inconsistencias:

Para el cálculo de la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ se consideraron los análisis con discordancias <10% y errores <5% y se tuvieron en cuenta los circones discordantes en el diagrama Tera Wasserburg los cuales fueron descartados en el cálculo de la edad.

Los circones con altos contenidos de U que indican pérdida de Pb común no fueron tenidos en cuenta para el análisis de la edad y los circones con edades más jóvenes en el núcleo y más antiguas en los bordes de sobrecrecimiento se descartaron para el cálculo de la edad por ser inconsistentes.

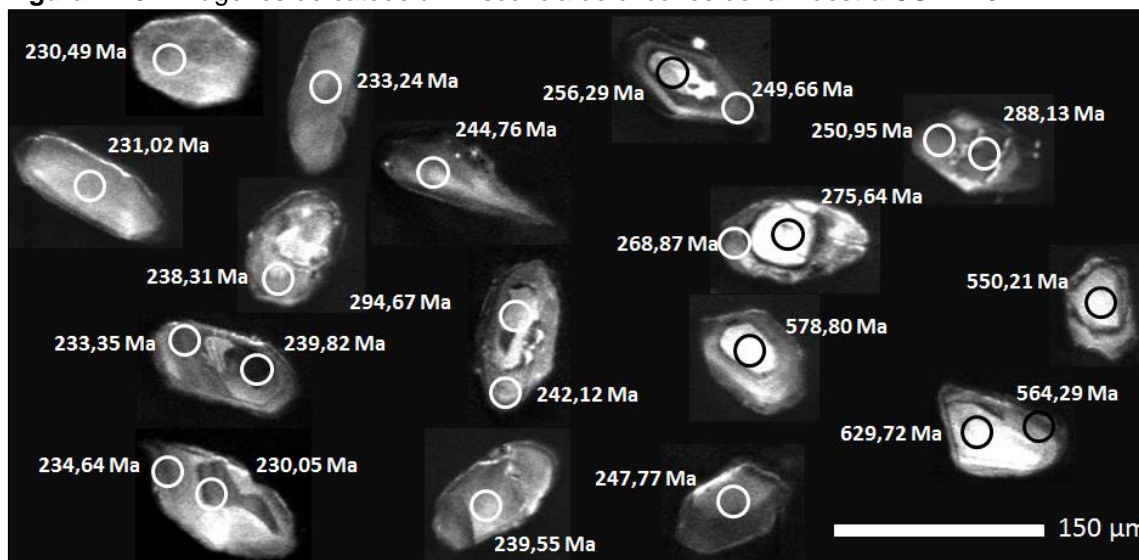
En el análisis de las herencias se tuvieron en cuenta los núcleos ígneos y metamórficos, considerando la información de las imágenes de CL y los valores de Th/U para su respectiva descripción.

Se consideró que la relación $Th/U < 0,1$ en circones representa metamorfismo y la relación $Th/U > 0,2$ un origen ígneo (Rubatto, 2002).

▪ **7.4.1 Geogronología del Gneis de Naranjales**

La muestra CSB-213 se colectó en la autopista Medellín - Bogotá y fue clasificada como Gneis de Qtz-Pl-Fsp y micas, contiene Qtz (38,2%) + Pl (29,8%) + Fsp (7,9) + Bt (11,4%) + Ms (9,6) + Gr (1,8%) y como accesorios Ap, Zrn y Ser. Sesenta y tres cristales de circón se seleccionaron y se realizaron 75 ablaciones. Los circones son prismáticos cortos, en agujas y achatados de color amarillo claro a translucidos de 70 a 292 μm . Las imágenes de catodoluminiscencia muestran variedad de texturas: como son cristales con bordes de sobrecrecimiento metamórfico y núcleos heredados con textura homogénea y tonalidades de gris oscuro a claro, algunos núcleos sin estructuras internas y con bordes de reacción, otros con leves zonaciones oscilatorias y cristales prismáticos de color gris claro y sin desarrollo de núcleos (Figura 7-18).

Figura 7-18. Imágenes de catodoluminiscencia de circones de la muestra CSB-213.

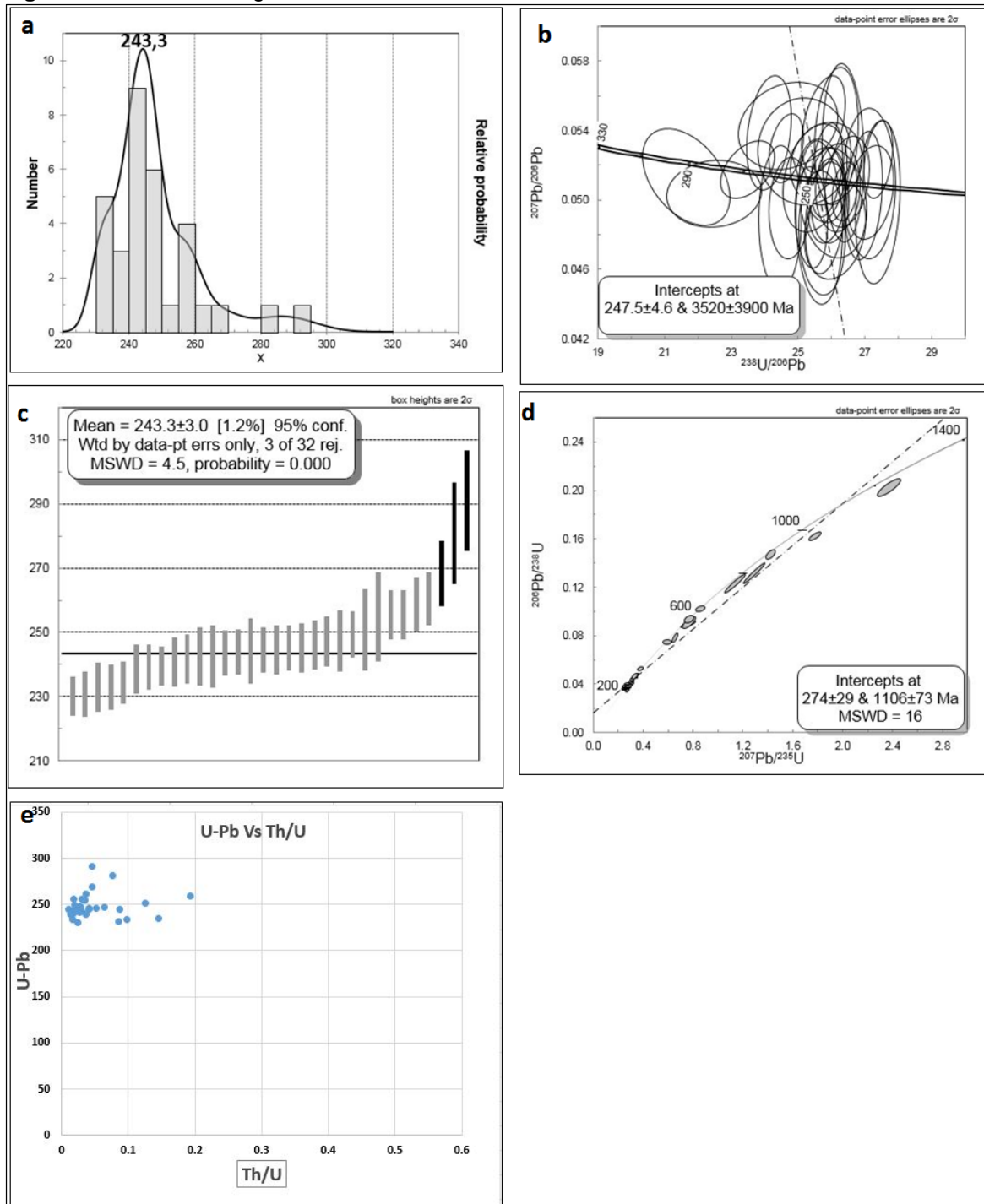


Fuente: propia.

La edad se obtuvo a partir de treinta y dos resultados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre $230,49 \pm 5,97$ Ma y $291,30 \pm 15,57$ Ma localizados en núcleos homogéneos y bordes de sobrecrecimiento metamórfico que arrojaron una edad promedio de $243,3 \pm 3$ MSWD=4,5 ($n=32$) y se interpreta como edad de metamorfismo (Figura 7-19 c). Las relaciones Th/U de los treinta y dos resultados varían entre 0,008 y 0,19.

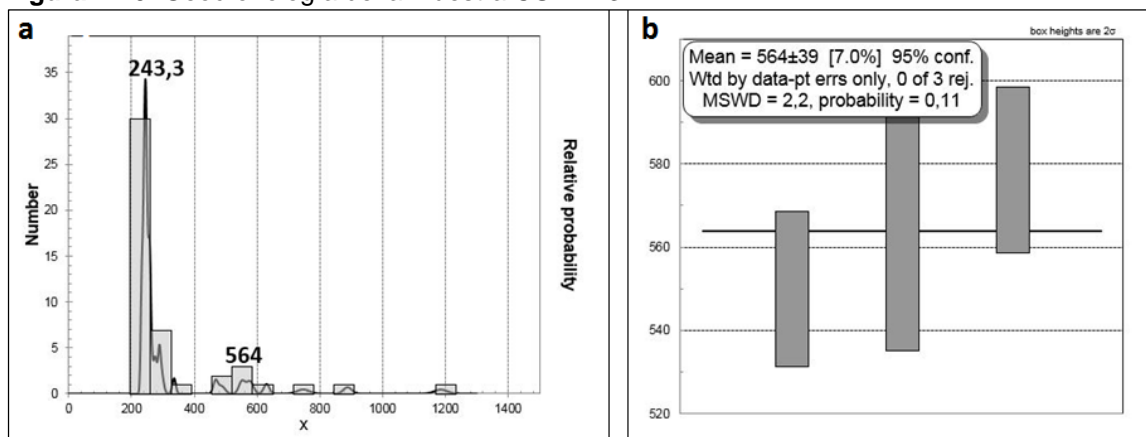
Los circones presentan núcleos heredados con edades variadas entre $1185,12 \pm 42,33$ Ma (Mesoproterozoico) y $334,89 \pm 11,19$ Ma (Carbonífero). Los núcleos ígneos heredados presentaron resultados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $1185,12 \pm 42,33$ Ma (Mesoproterozoico); $629,72 \pm 18,02$ y $550,21 \pm 18,71$ Ma (Neoproterozoico) este intervalo de edades arrojó una edad promedio ponderada de 564 ± 39 Ma MSWD=2,2 ($n=3$) (Figura 7-20 b); $486,0 \pm 22,41$ Ma y $467,00 \pm 14,09$ Ma (Ordovícico); $334,89 \pm 11,19$ Ma (Carbonífero-Visean); $294,67 \pm 13,69$ Ma y $256,29 \pm 6,93$ Ma (Pérmico), con relaciones Th/U > 0,1. En las imágenes de catodoluminiscencia se observan seis núcleos ígneos con edades entre $234,02 \pm 6,91$ Ma y $294,67 \pm 13,69$ Ma los cuales no forman una población. Las herencias metamórficas en los bordes y núcleos del circón presentaron resultados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $887,75 \pm 26,80$ Ma y $746,48 \pm 40,54$ Ma (Neoproterozoico); un circón arrojó metamorfismo de $275,64 \pm 8,74$ Ma (Pérmico) y con relaciones Th/U < 0,1.

Figura 7-19. Geocronología de la muestra CSB-213.



a) diagrama de densidad de probabilidad, b) diagrama Tera Wasserburg, c) diagrama de edad media ponderada del metamorfismo de la roca, d) Diagramas de concordia Wetherill para diferentes rangos de edad y herencias en circones y e) relación U/Th. Fuente: propia.

Figura 7-20. Geocronología de la muestra CSB-213.



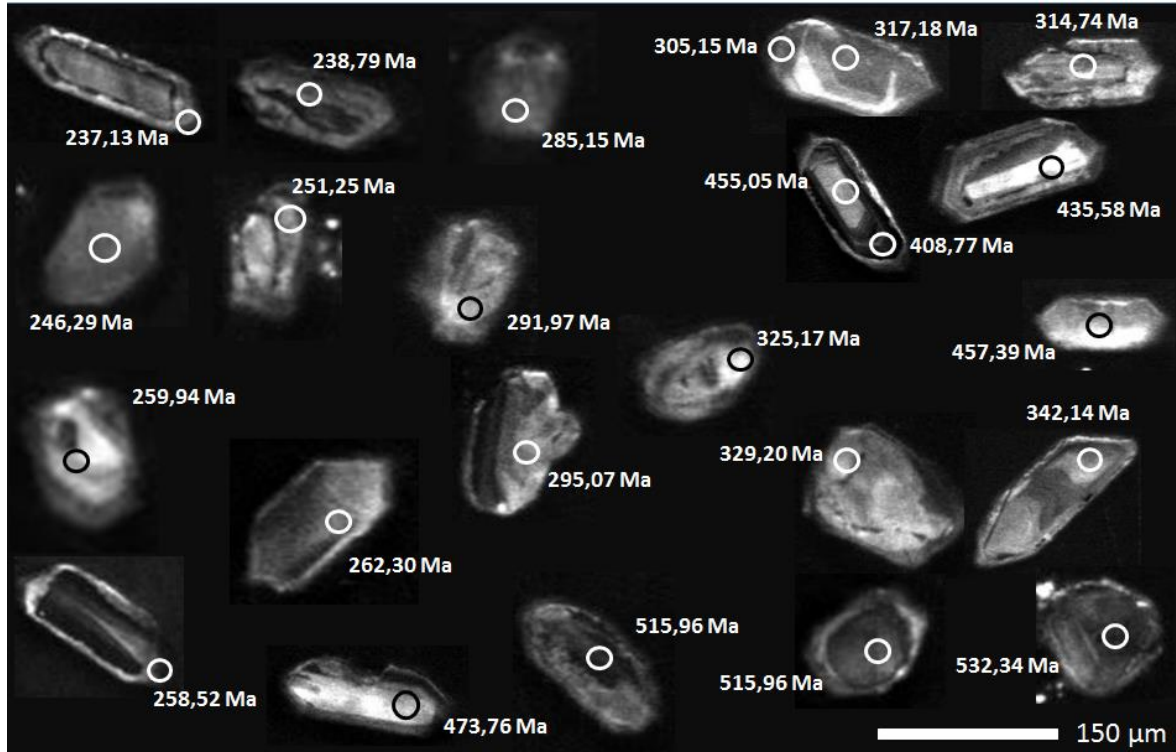
a) diagrama de densidad de probabilidad y b) diagrama de edad media ponderada de herencia ígnea. Fuente: propia.

La muestra CSB-223 se colectó en la vía que comunica el Río Guatapé con la vereda La Independencia al oriente del municipio de San Carlos y fue clasificada como Gneis de Qtz-Pl-micas y grafito, contiene Qtz (39%) + Pl (19,2%) + Bt (15,9%) + Ms (16,5) + Gr (5,5%) y como accesorios Zrn. Cincuenta y dos cristales de circón se seleccionaron y se realizaron 77 ablaciones. Los circones se presentan en dos poblaciones; la primera está constituida por circones prismáticos, sub-elongados a elongados, de color rosado a incoloros y tamaños entre 164-92 μm y la segunda población por circones achatados, sub-redondeados a redondeados, algunos ovalados, de color rosado a incoloros y tamaños entre 105-52 μm . En las imágenes de catodoluminiscencia se observaron circones prismáticos con núcleo homogéneo de forma sub-redondeada y sub-elongada, de color gris oscuro a claro, sin desarrollo de zonaciones oscilatorias y con bordes de sobrecrecimiento metamórfico que muestran diferentes ciclos de crecimiento. Otros cristales son homogéneos sub-redondeados a redondeados, de color gris oscuro a claro, algunos con núcleo recristalizado y bordes de sobre crecimiento (Figura 7-21).

En el diagrama Tera Wasserburg cuatro análisis son discordantes y no se tuvieron en cuenta para el cálculo de la edad. Las edades obtenidas varían en un rango entre 237,13±6,13 Ma y 907,88±41,31 Ma (Figura 7-22 b). Los resultados obtenidos son continuos y ligeramente dispersos entre 237,13±6,13 Ma y 303,47±12,00 Ma, donde no es posible agruparlos en una sola edad promedio ponderada y al graficar el diagrama de densidad de probabilidad se grafican tres edades y diferentes poblaciones (Figura 7-22 a).

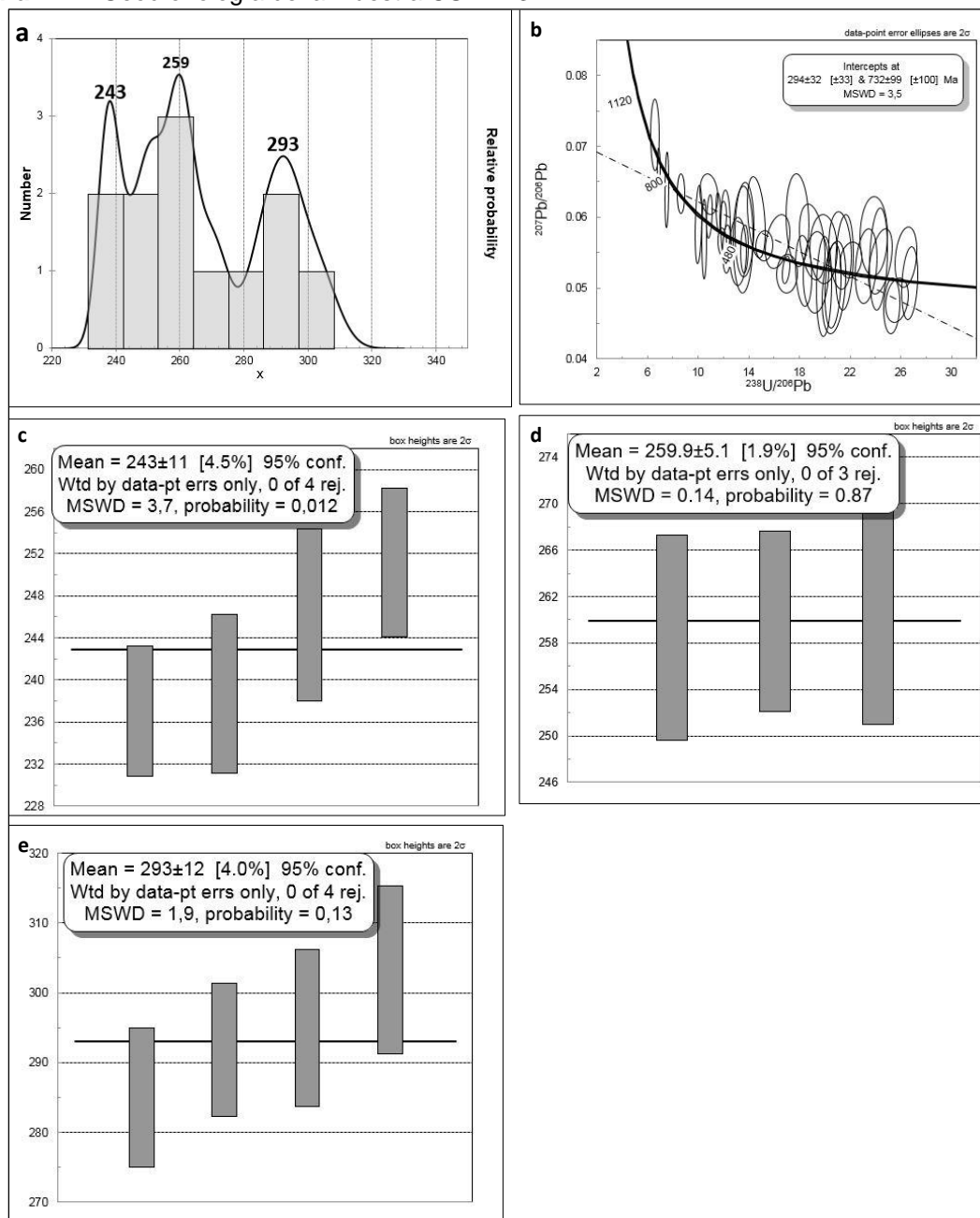
De acuerdo a los resultados obtenidos la población más joven está representada por cuatro circones en núcleos y bordes de sobrecrecimiento metamórfico que arrojaron una edad promedio ponderada de 243 ± 11 Ma MSWD=3,7 (n=4) y relación Th/U de 0,03 y 0,06, típico de circones metamórficos (Rubatto, 2002) (Figura 7-22 c). La segunda población de circones en núcleos y bordes de sobrecrecimiento arrojaron una edad promedio ponderada de $259,9 \pm 5,1$ Ma MSWD= 0,14 (n=3) y relación Th/U de 0,03 y 0,3 (Figura 7-22 d). En la tercera población se analizaron núcleos y bordes de sobrecrecimiento metamórfico y arrojaron una edad promedio ponderada de 293 ± 12 MSWD=1,9 (n=4), con relaciones Th/U de 0,2 y 1,1 (Figura 7-22 e). La edad de 243 ± 11 Ma se interpreta como edad de metamorfismo de la roca y las edades de $262,5 \pm 8,8$ Ma y $290,4 \pm 5,8$ Ma como dos intervalos de metamorfismo en el Pérmico.

Figura 7-21. Imágenes de catodoluminiscencia de circones de la muestra CSB-223.



Fuente: propia.

Figura 7-22. Geocronología de la muestra CSB-223.

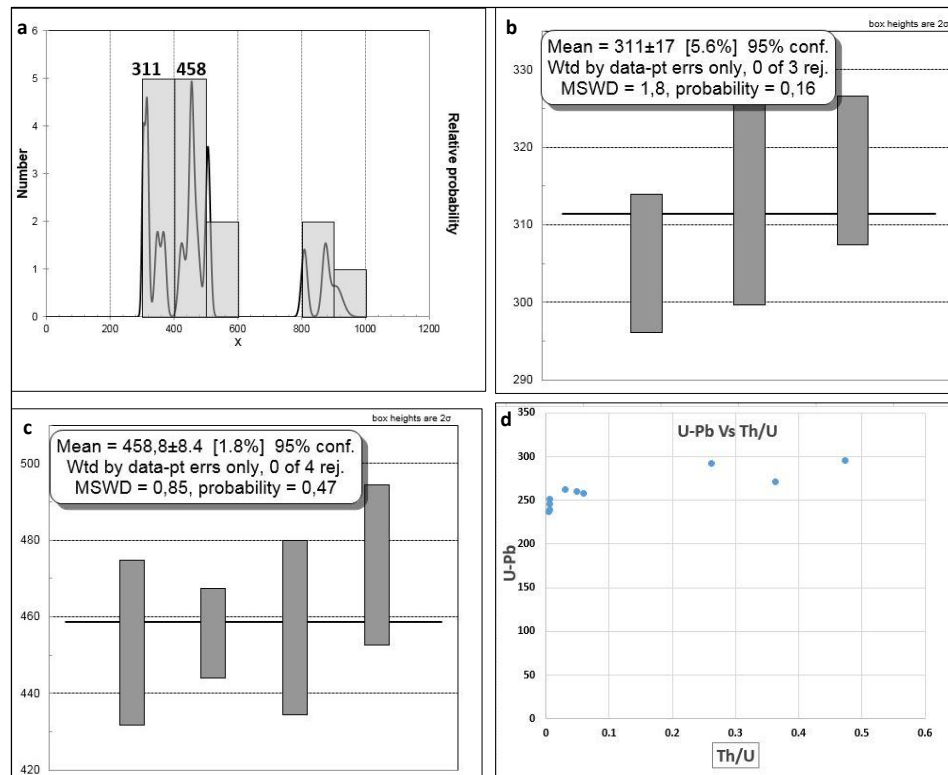


a) diagrama de densidad de probabilidad, b), diagrama Tera Wasserburg, c, d, y e) diagramas de edad media ponderada con edades de metamorfismo. Fuente: propia.

Los circones presentan núcleos heredados con edades variadas entre $907,88 \pm 41,31$ Ma (Neoproterozoico) y $303,47 \pm 12,00$ Ma (Carbonífero). Los núcleos ígneos presentaron resultados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $907,88 \pm 41,31$ y $809,34 \pm 18,78$ Ma (Neoproterozoico); $508,54 \pm 14,80$ Ma y $506,25 \pm 14,72$ Ma (Cámbrico); $473,76 \pm 20,84$ Ma y $453,58 \pm 21,51$ Ma

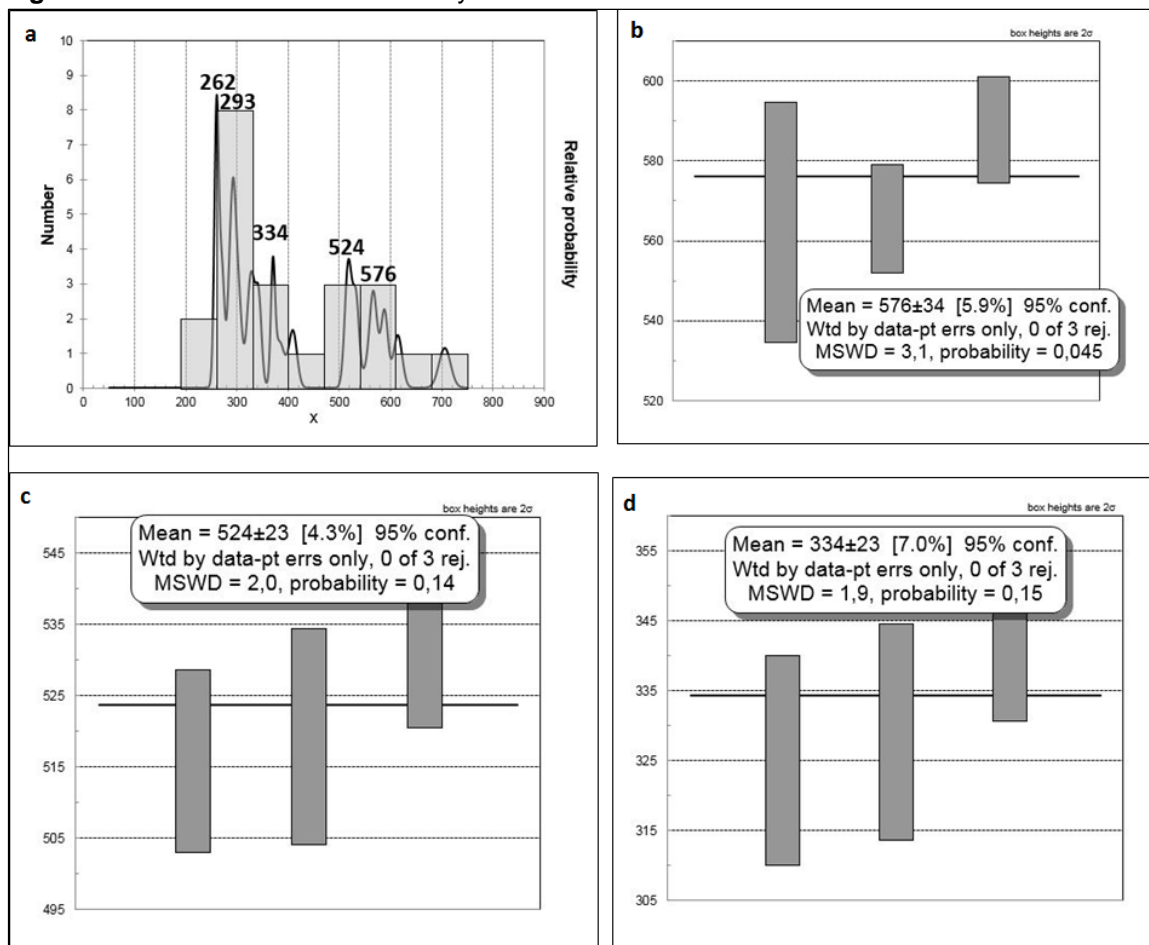
(Ordovícico), este intervalo de edades arrojó una edad promedio de $458,8 \pm 8$ MSWD=0,85 (n=4) (Figura 7-23 c) y relaciones Th/U de 0,2 y 0,6; $424,66 \pm 17,82$ Ma (Silúrico); $368,79 \pm 15,47$ Ma (Devónico); $348,65 \pm 15,47$ Ma y $305,15 \pm 8,91$ Ma (Carbonífero), en este intervalo se obtuvo una edad promedio de 311 ± 17 MSWD=1,8 (n=3) (Figura 7-23 b) y relaciones Th/U de 0,3 y 0,7 típicas de circones ígneos (Rubatto, 2002). Las herencias metamórficas en bordes y núcleos presentaron resultados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $705,39 \pm 22,65$ Ma y $564,84 \pm 29,97$ Ma (Neoproterozoico); esta población arrojó una edad promedio de 576 ± 34 MSWD=3,1 (n=3) (Figura 7-24 b); $532,34 \pm 11,64$ Ma y $515,96 \pm 12,85$ (Cámbrico), este intervalo de edades arrojó edad promedio ponderada de 524 ± 23 MSWD=2 (n=3) (Figura 7-24 c) y relaciones Th/U de 0,05 y 0,1; $408,77 \pm 15,95$ Ma y $369,68 \pm 8,10$ Ma (Devónico); $342,14 \pm 11,29$ Ma y $303,47 \pm 12,00$ Ma (Carbonífero), este intervalo de edades arrojó una edad promedio de $334,23 \pm$ Ma MSWD=1,9 (n=3) (Figura 7-24 d) y relaciones Th/U 0,04 y 0,09.

Figura 7-23. Herencias ígneas de la muestra CSB-223.



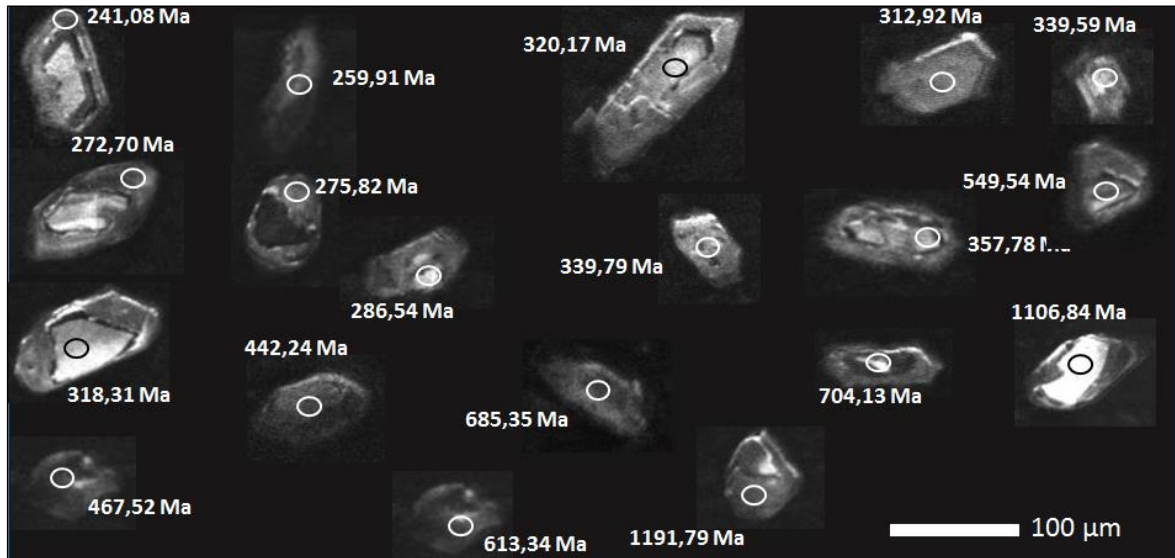
a) diagrama de densidad de probabilidad de herencias ígneas, b y c) diagrama de densidad de probabilidad de herencias ígneas y d) relación Th/U vs U-Pb de edades de metamorfismo Fuente: propia.

Figura 7-24. Herencias metamórficas y edades de metamorfismo de la muestra CSB-223.



a) diagrama de densidad de probabilidad de herencias metamórficas y edades de metamorfismo b, c y d) diagrama de densidad de probabilidad de herencias metamórficas. Fuente: propia.

La muestra CSB-241 se colectó en la vía que comunica el municipio de Norcasia con la Victoria Caldas en el río Doña Juana y fue clasificada como Gneis cuarzo feldespático con micas, contiene Qtz (27,1%) + Pl (19,8%) + Fps (25,5) + Bt (5,2%) + Ms (9,9) + Chl (6,8), Gr (4,7%) y como accesorios Zrn y Tur. Cincuenta y cuatro cristales de circón se seleccionaron y se realizaron 69 ablaciones. Los circones son prismáticos cortos, en forma de tallos y achatados, translucidos y tamaños entre 67 a 140 μm de longitud. Las imágenes de catodoluminiscencia muestran cristales con bordes de sobrecrecimiento metamórfico y núcleos heredados de textura homogénea, sin zonaciones oscilatorias y tonalidad de gris oscuro a claro. Algunos núcleos están recrystalizados y otros cristales son prismáticos de color gris claro y sin desarrollo de núcleos (Figura 7-25).

Figura 7-25. Imágenes de catodoluminiscencia de circones de la muestra CSB-241.

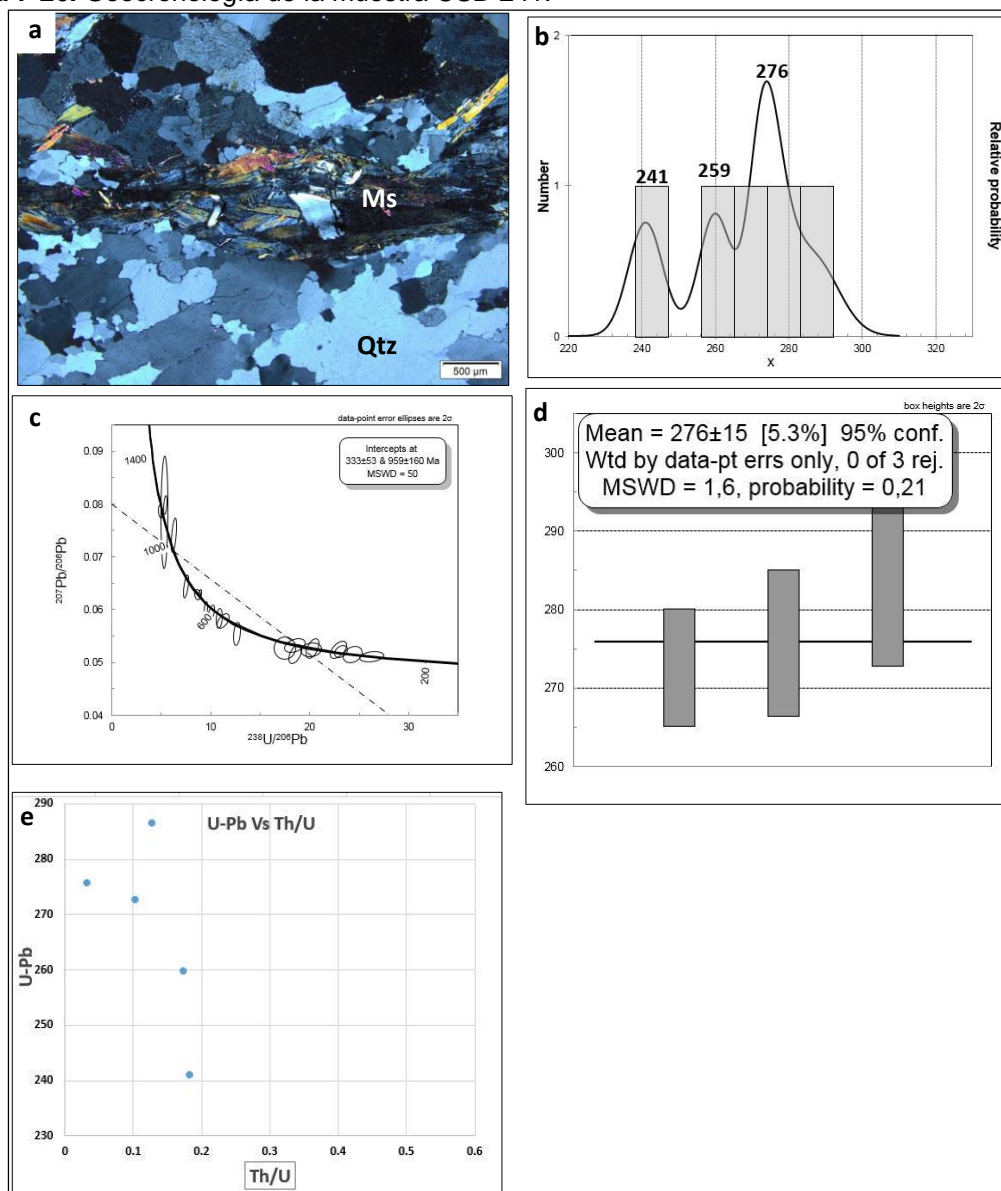
Fuente: propia.

Las edades obtenidas y aceptadas varían en un rango entre $241,08 \pm 9,39$ Ma y $1191 \pm 79,1$ Ma (Figura 7-26 c). Los resultados obtenidos son continuos y dispersos entre $241 \pm 80 \pm 9,39$ Ma y $286,54 \pm 82$ Ma, no es posible agruparlos en una sola edad promedio ponderada y al graficar el diagrama de densidad de probabilidad se presentaron tres picos de edades (Figura 7-26 b), lo que sugiere más de una población. De acuerdo a los resultados obtenidos la posible edad más joven está representada por un borde de sobrecrecimiento metamórfico de $241,08 \pm 9,39$ Ma ($n=1$) con relaciones Th/U de 0,1, y es interpretada como edad de metamorfismo. Las edades entre $259,91 \pm 8,76$ y $286,54 \pm 13,67$ Ma arrojaron dos resultados. El primero de $259,91 \pm 8,76$ Ma ($n=1$) en un borde de sobre crecimiento con relaciones Th/U de 0,1 y el segundo arrojó una edad promedio ponderada de 276 ± 15 Ma $MSWD=1,6$ ($n=3$) (Figura 7-26 d) en núcleos y bordes de sobrecrecimiento con relaciones Th/U entre 0,1 y 0,03 y son interpretadas como edades de metamorfismo.

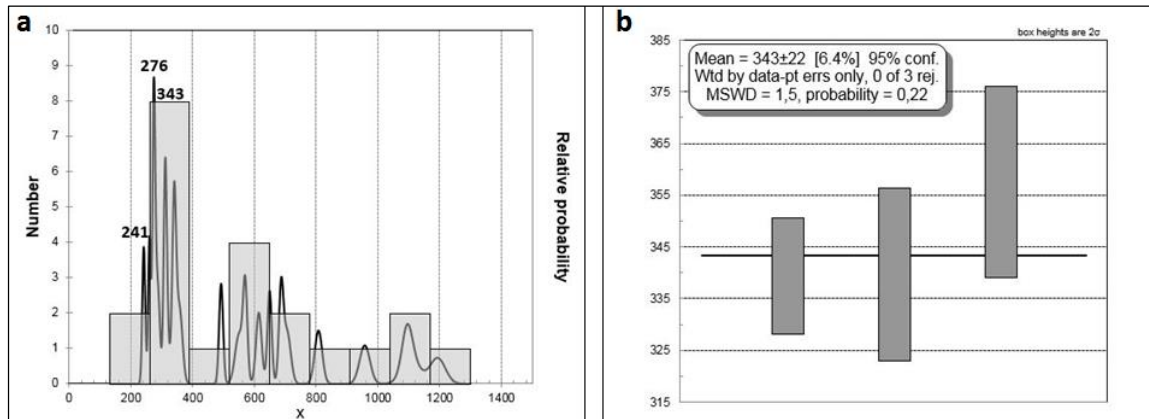
Los circones presentaron núcleos heredados con edades entre $1191,79 \pm 49,83$ Ma (Mesoproterozoico) y $310,17 \pm 9,33$ Ma (Carbonífero) (Figura 7-27 a). Los núcleos ígneos heredados presentaron resultados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $1191,79 \pm 49,83$ y $1093,15 \pm 32,467$ Ma (Mesoproterozoico); $955,99 \pm 33,44$ y $549,54 \pm 25,95$ Ma (Neoproterozoico); $491,31 \pm 12,83$ Ma (Cámbrico); $357,78 \pm 18,50$ y $310,17 \pm 9,33$ Ma (Carbonífero), este intervalo de edades arrojó una edad promedio de 343 ± 22 $MSWD=1,5$ ($n=3$) (Figura 7-27 b) en núcleos

homogéneos y relación Th/U 0,4 y 0,6. Las herencias metamórficas en los núcleos presentaron resultados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $685,35 \pm 14,30$ y $613,34 \pm 18,02$ Ma (Neoproterozoico) y $310,17 \pm 9,33$ Ma (Carbonífero).

Figura 7-26. Geocronología de la muestra CSB-241.



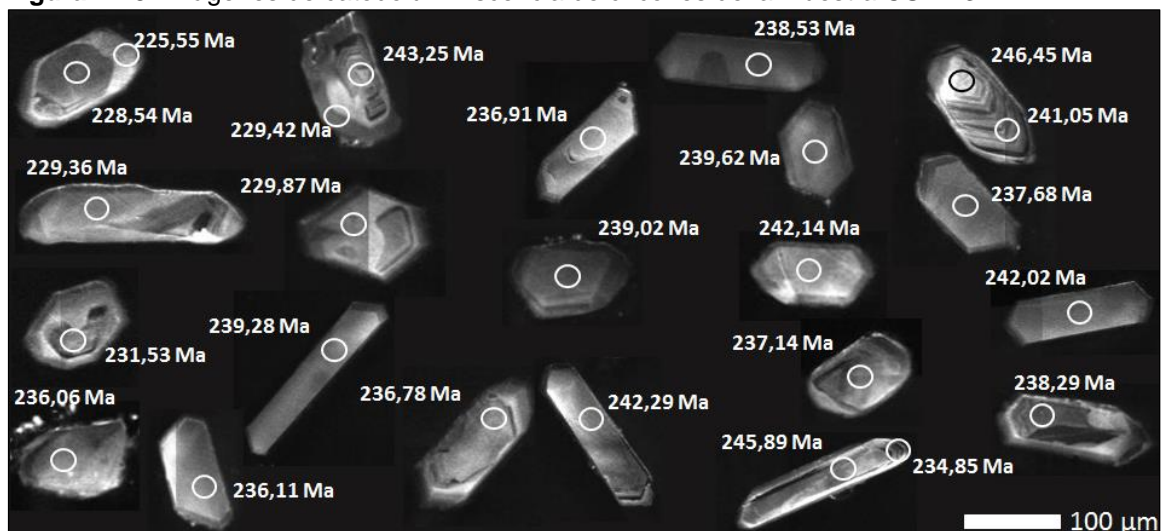
a) microfotografía de la roca, b) biagrama de densidad de probabilidad, c) diagrama Tera Wasserburg, d) diagramas de edad media ponderada, e) relación Th/U vs U-Pb de edades de metamorfismo. Fuente: propia.

Figura 7-27. Geogronología de la muestra CSB-241.

a) diagrama de densidad de probabilidad de edades de metamorfismo y herencias ígneas y b) diagramas de edad media ponderada de herencia ígnea. Fuente: propia.

La muestra CSB-231 se colectó en la vía que comunica el corregimiento de Aquitania con la autopista Medellín - Bogotá y fue clasificada como un Granofels de Qtz-Fsp-PI, contiene Qtz (30,9%) + PI (11,3%) + Fps (32,8) + Bt (11,4%) + Ms (14,2) y como accesorios Ap, Zrn y Tnt. Cincuenta y un cristal de circón se seleccionaron y se realizaron 65 ablaciones. Los circones son prismáticos largos, otros son achatados, con inclusiones en el centro del cristal, son de color amarillo claro, rosados a traslucidos y tamaños entre (126-392 μm). Las imágenes de catodoluminiscencia muestran texturas homogéneas en cristales prismáticos largos y cortos sin desarrollo de núcleos heredados y con bordes de sobre crecimiento no muy bien definidos, otros cristales son homogéneos, sin presencia de núcleos y zonaciones oscilatorias (Figura 7-28).

Figura 7-28. Imágenes de catodoluminiscencia de circones de la muestra CSB-231.

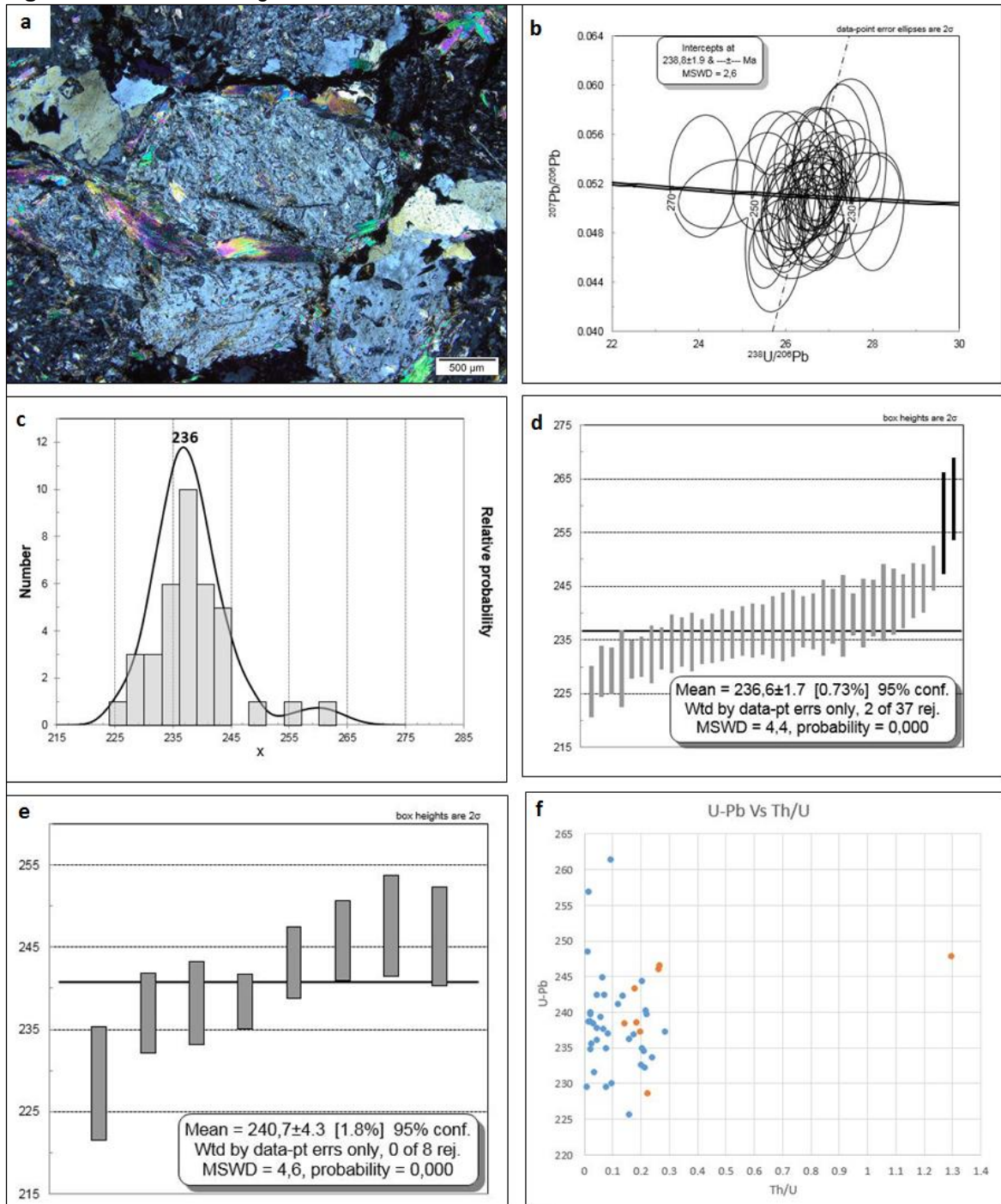


Fuente: propia.

La edad se obtuvo a partir de treinta y siete resultados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre $225,55 \pm 4,73$ Ma y $261,37 \pm 7,57$ Ma, en circones de textura homogénea y bordes de sobrecrecimiento que arrojaron una edad promedio ponderada de $236,6 \pm 1,7$ MSWD=4,4 ($n=37$) y es interpretada como una edad de cristalización a partir de un fundido anatético (Figura 7-29 c y d). Las relaciones Th/U de los cuarenta y dos resultados varían entre 0,43 y 0,010, valores típicos de circones ígneos y metamórficos Rubatto (2002) y el valor promedio de la relación Th/U en las muestras es de 0,107 (Figura 7-29 f).

En el análisis de las herencias ocho circones presentaron núcleos heredados con bordes de sobrecrecimiento que arrojaron edades entre $228,54 \pm 46,91$ Ma y $247,71 \pm 6,19$ Ma. Los núcleos son heredados y presentan una edad promedio ponderada de $240,7 \pm 4,3$ ($n=8$), MSWD=4,6 (Figura 7-29 e) con relaciones Th/U 0,14 y 1,29 y representan un evento ígneo anterior a la edad de cristalización del fundido anatético.

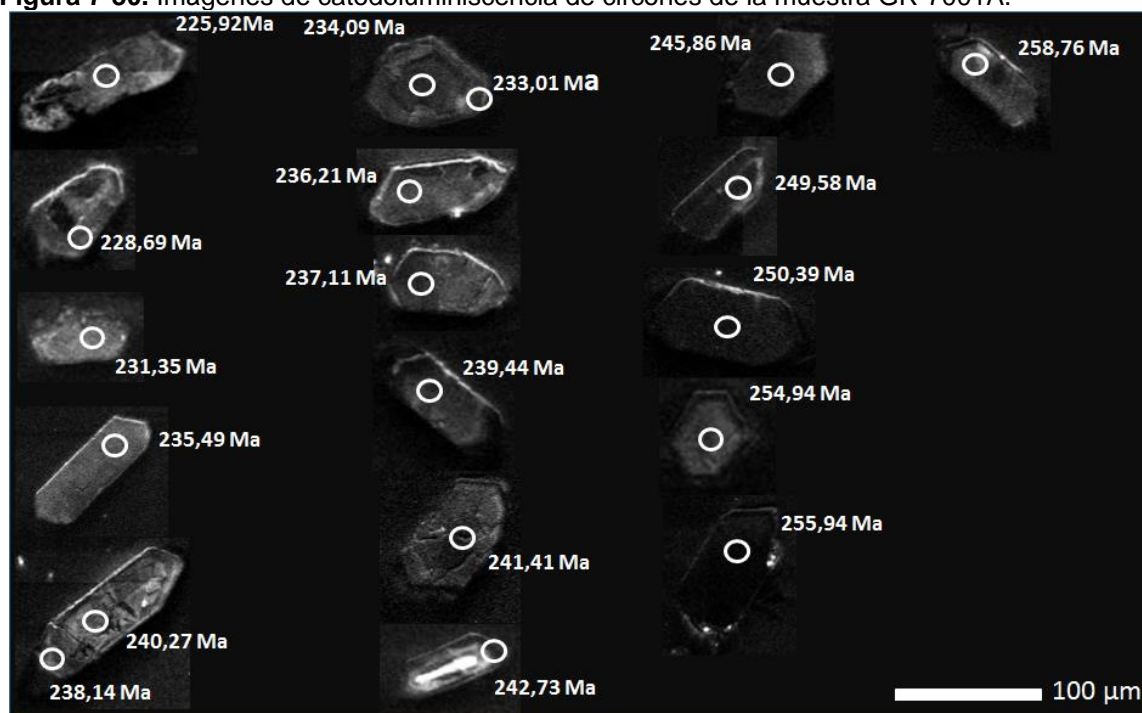
Figura 7-29. Geocronología de la muestra CSB-231.



a) microfotografía de la roca, b) diagrama Tera Wasserburg, c) diagrama de densidad de probabilidad, d) diagrama de edad media ponderada de cristalización, e) diagrama de edad media ponderada de núcleos ígneos heredados y f) relación Th/U vs U-Pb. Fuente: propia.

La muestra GR-7001A se colectó en la vía que del municipio de San Diego sale hacia la quebrada San Antonio. La muestra corresponde a segregaciones de cuarzo y feldespato, de grano medio a grueso (neosoma) y cortan el melanosoma. Microscópicamente se clasificó como un granofels de Qtz (32,7%)-Fps (31,5%)-Pl (27,5%) con Ms (4,1%) y Bt (0,2%) y como accesorios presentaron grafito, circón, apatito y titanita. Cincuenta y tres cristales de circón fueron seleccionados y se realizaron 54 ablaciones. Los circones son euhedrales prismáticos, de color marrón, algunos presentan corrosión en los bordes, de tamaño promedio 115 μm . Las imágenes de catodoluminiscencia muestran cristales prismáticos de textura homogénea, algunos con incipiente zonación concéntrica en bordes marcada por cambios de color gris y escasos núcleos heredados, que sugieren que los circones se formaron a partir de un fundido (Figura 7-30).

Figura 7-30. Imágenes de catodoluminiscencia de circones de la muestra GR-7001A.

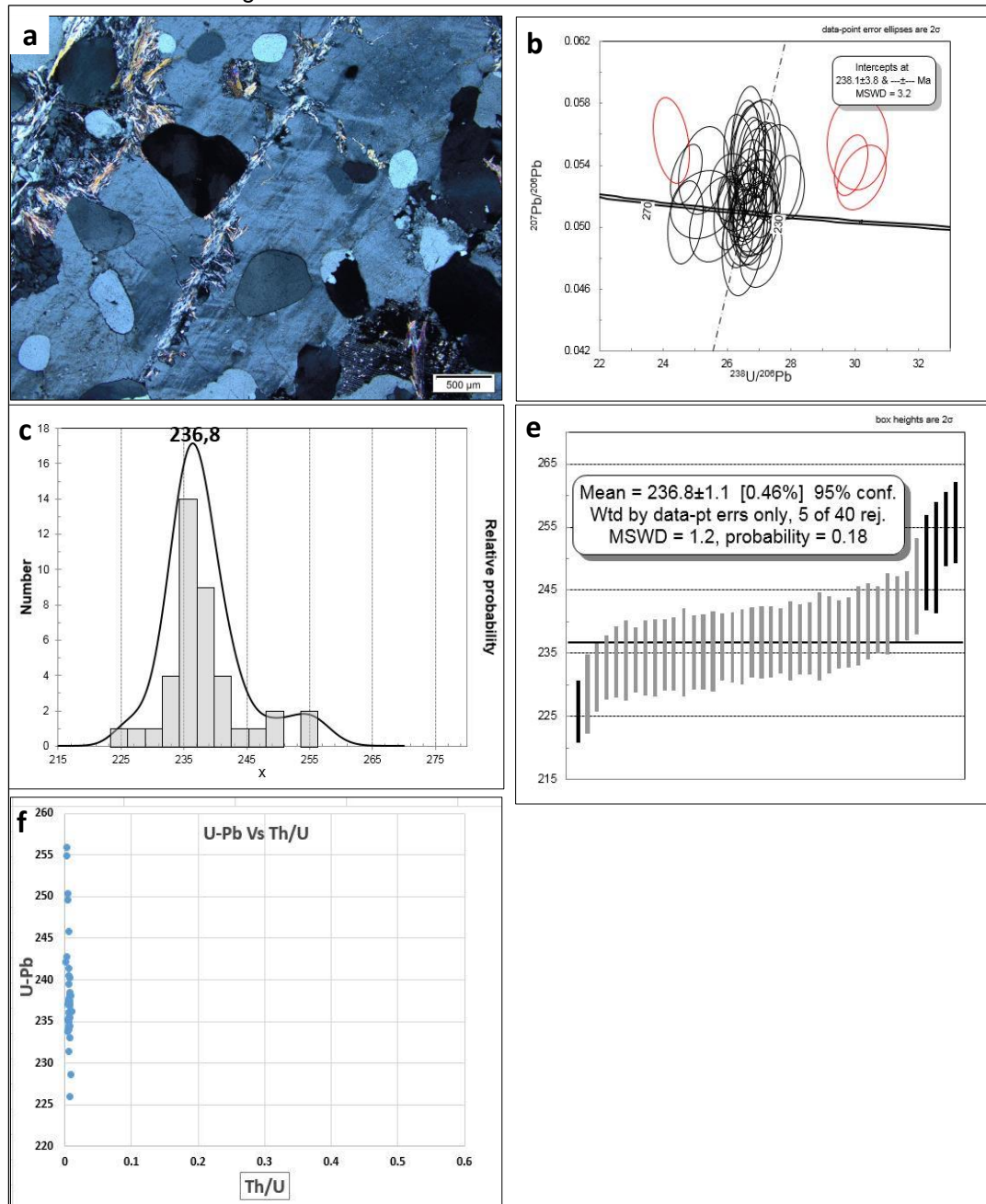


Fuente: propia.

Se obtuvo una edad a partir de cuarenta análisis $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre $225,9 \pm 4,9$ Ma y $255,9 \pm 6,3$ Ma y arrojaron una edad promedio ponderada de $236,8 \pm 1,1$ MSWD=1,2 (n=40) que se interpretó como la edad de cristalización de la segregación del neosoma (Figura 7-31 c y e). Las relaciones Th/U de estos cuarenta análisis varían entre 0,001 y 0,01.

Los xenocristales o núcleos heredados son escasos de $920,5 \pm 24,8$ Ma (Neoproterozoico) con relación $\text{Th}/\text{U}=0,35$; $337 \pm 14,5$ Ma (Carbonífero) con $\text{Th}/\text{U}=0,003$ y $278,9 \pm 13,7$ Ma (Pérmico) con $\text{Th}/\text{U}=0,003$.

Figura 7-31. Geocronología de la muestra GR-7001A



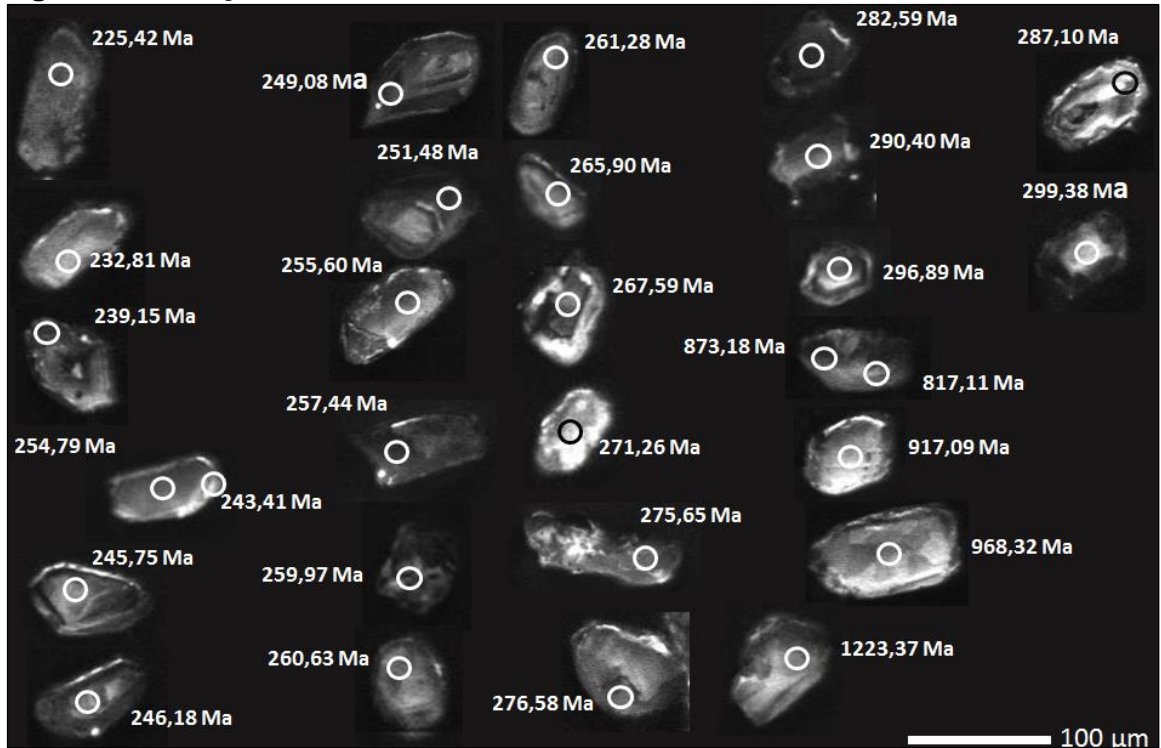
a) microfotografía de la roca, b) diagrama Tera Wasserburg, c) diagrama de densidad de probabilidad, d) diagramas de edad media ponderada y e) relación Th/U vs $\text{U}-\text{Pb}$. Fuente: propia.

La muestra GR-7001B fue interpretada en campo como el melanosoma de una roca migmatítica, constituida por bandas de plagioclasa-cuarzo-biotita intercaladas con bandas félsicas de cuarzo-feldespatos y clasificada petrográficamente como Gneis de Pl-Qtz-Bt Ms-y Gr, presenta como minerales accesorios y circón (Figura 7-32). Los cristales de circón son achatados a subredondeados, de color verde claro a marrón con corrosiones y tamaño promedio de 70 μm . En las imágenes de CL la mayoría de circones presentan núcleo de textura homogénea de color gris claro, algunos hacia los bordes desarrollaron zonación leve concéntrica y ocasionalmente se reconoció un borde delgado de sobrecrecimiento. Algunos circones subredondeados presentaron núcleos de circones heredados (Figura 7-32).

Cincuenta y cuatro cristales de circón fueron seleccionados y se realizaron 55 ablaciones. Las edades obtenidas y aceptadas varían en un rango entre 225,4 \pm 10 Ma y 2041,8 \pm 77,1 Ma (Figura 7-33 B). Presentaron resultados continuos pero dispersos entre 225,4 \pm 10 Ma y 299,4 \pm 13,3 Ma, que no es posible agruparlos en una sola edad promedio ponderada y al ser graficados en el diagrama de densidad de probabilidad presentaron tres picos de edades (Figura 7-33 c), con valores entre 225,4 y 251,5 Ma que arrojan una edad promedio ponderada de 243. \pm 4.1 Ma con MSWD=2,7 (n=10) en bordes y núcleos de circones, con relación Th/U entre 0,01 y 0,68, que se interpretó como la edad más probable de metamorfismo de la roca (Figura 7-33 d); una segunda población con edades entre 254,8 y 271,3 Ma arrojó una edad promedio ponderada de 261,5 \pm 3,5 MSWD=1,5 (n=10) en núcleos de circones y relación Th/U entre 0,42 y 1,04 que se interpretó como edad heredada de un evento ígneo anterior (Figura 7-33 e) y una tercera población con valores entre 275,6 y 299,4 arrojó una edad promedio de 283,9 \pm 6.1 MSWD=3 (n=9), en núcleos de circones y relación Th/U entre 0,20 y 0,58 que probablemente representan una edad ígnea (Figura 7-33 f).

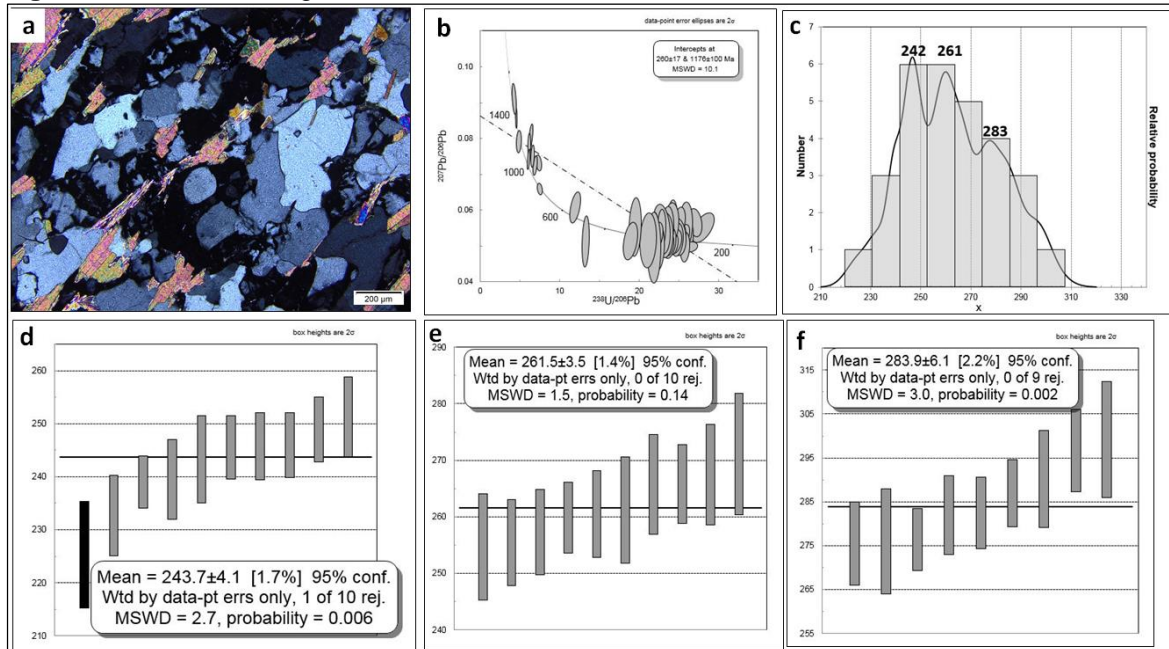
Adicionalmente presentaron xenocristales heredados con edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 2041,8 \pm 77,8 Ma (Paleoproterozoicos) discordante; entre 1373,5 \pm 72,7 Ma y 1223,4 \pm 62,6 Ma, este intervalo arrojó una edad media ponderada de 1296 \pm 120 Ma MSWD=5 (n=3), (Figura 7-34 a) con relación Th/U de 0,20 y 1 (Mesoproterozoico); 984,1 \pm 22,6 Ma y 815,3 \pm 30,6 Ma; 519,3 \pm 26,1 Ma (Cámbrico); 334 \pm 14,4 Ma y 322,8 \pm 11,5 Ma (Carbonífero), todas las herencias con relaciones Th/U>0,2.

Figura 7-32. Imágenes de catodoluminiscencia de circones de la muestra GR-7001B.



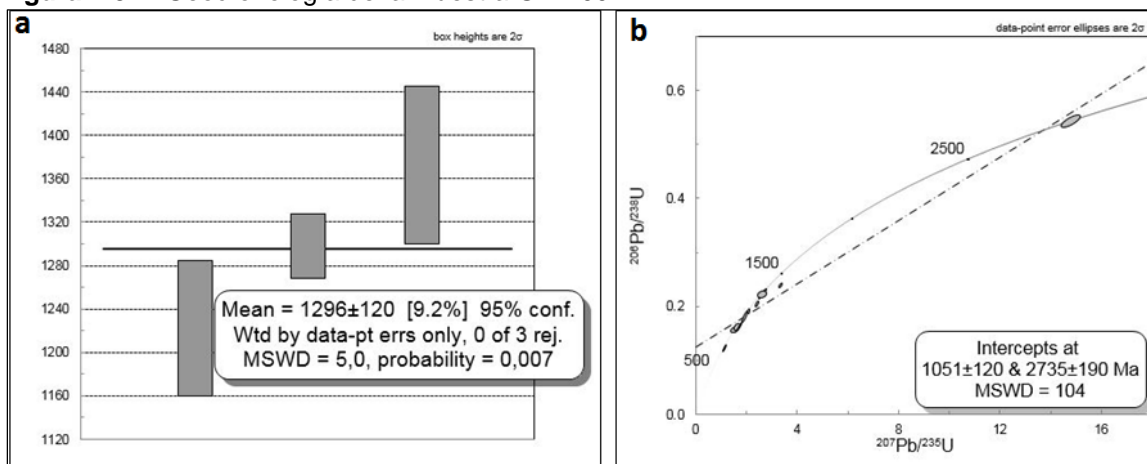
Fuente: propia.

Figura 7-33. Geocronología de la muestra GR-7001B.



a) microfotografía de la roca, b) diagrama Tera Wasserburg, c) diagrama de densidad de probabilidad y d, e, f) diagramas de edad media ponderada. Fuente: propia.

Figura 7-34. Geocronología de la muestra GR-7001B.



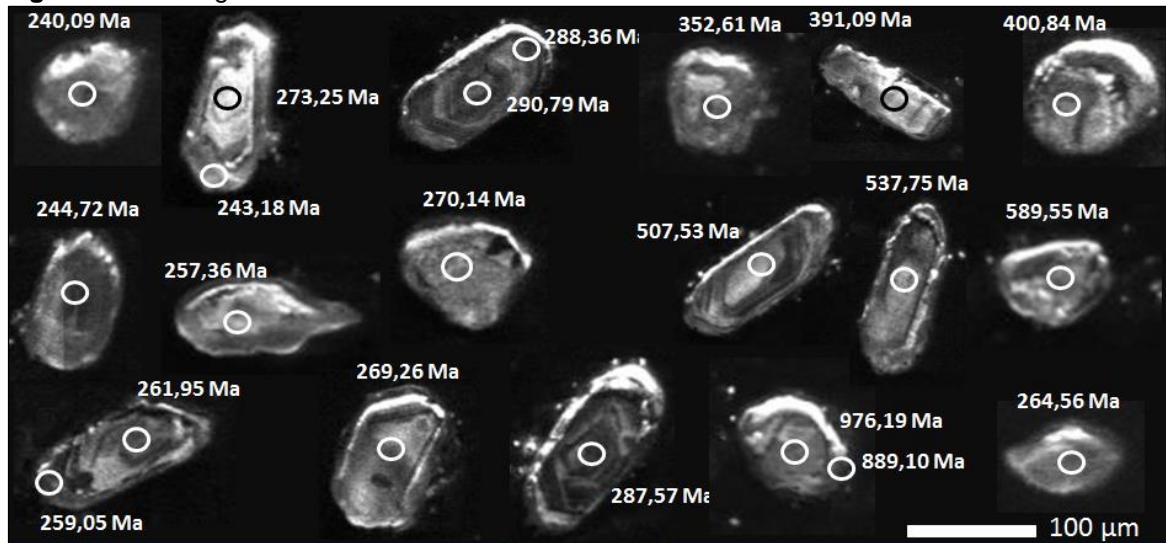
a) diagramas de edad media ponderada de herencias ígneas y b) biagramas de concordia Wetherill para diferentes rangos de edad y herencias en circones. Fuente: propia.

La muestra CSB-249 se colectó en la vía que comunica el corregimiento de San Diego Caldas con el río Samaná y fue clasificada como Gneis de Pl-Qtz-Gr y micas, contiene Qtz (23,4%) + Pl (30,2%) + Fps (3,6) + Bt (9,4%) + Ms (3,1) + Gr (13,5%), Crd (7%) y como accesorios presenta Zrn y Tur. Cincuenta y dos cristales de circón se seleccionaron y se realizaron 61 ablaciones. Los circones presentan dos poblaciones. La primera está constituida por circones prismáticos cortos, en forma de tallos, sub-elongados a elongados, de color verde claro a incoloros y tamaños entre 123-80 μm y la segunda población está representada por circones achatados, sub-redondeados a redondeados, de color verde claro a traslucidos y tamaños de 53-84 μm . Las imágenes de catodoluminiscencia muestran cristales con núcleo homogéneo de color gris oscuro a claro con leves zonaciones oscilatorias y bordes de sobrecrecimiento metamórfico con diferentes ciclos de crecimiento y cristales de textura homogénea con formas sub-redondeadas, de color gris oscuro a claro y con leves bordes de sobrecrecimiento metamórfico (Figura 7-35).

Las edades obtenidas varían en un rango entre $240,09 \pm 9,39$ Ma y $976 \pm 46,10$ Ma (Figura 7-36 c). Los resultados obtenidos son continuos y ligeramente dispersos entre $240,09 \pm 9,39$ Ma y $290,79 \pm 10,60$ Ma, no fue posible agruparlos en una sola edad promedio ponderada y al graficar el diagrama de densidad de probabilidad se generaron tres picos de edades (Figura 7 36 b) lo que sugiere más de una población. De acuerdo a los resultados obtenidos

la edad más joven estuvo representada por tres circones en núcleos y borde de sobrecrecimiento que arrojó una edad promedio de $242,4 \pm 5,6$ Ma MSWD=0,22 (n=3) y relación Th/U de 0,01 y 0,7 (Figura 7-37 a) interpretada como edad de metamorfismo. La segunda población de circones en núcleos ígneos arrojó una edad promedio de $266,9 \pm 7,8$ Ma MSWD= 1,7 (n=6) (Figura 7-37 b) y relación Th/U de 0,4 y 1. La tercera población de circones en núcleos ígneos y bordes arrojó una edad promedio de $288,9 \pm 6,0$ MSWD= 0,1 (n=3) (Figura 7-37 c) y relaciones Th/U de 0,3 y 0,7. Las edades obtenidas en la segunda y tercera población son interpretadas como ígneas y representan dos intervalos que probablemente corresponden a un proceso de fusión parcial en el gneis.

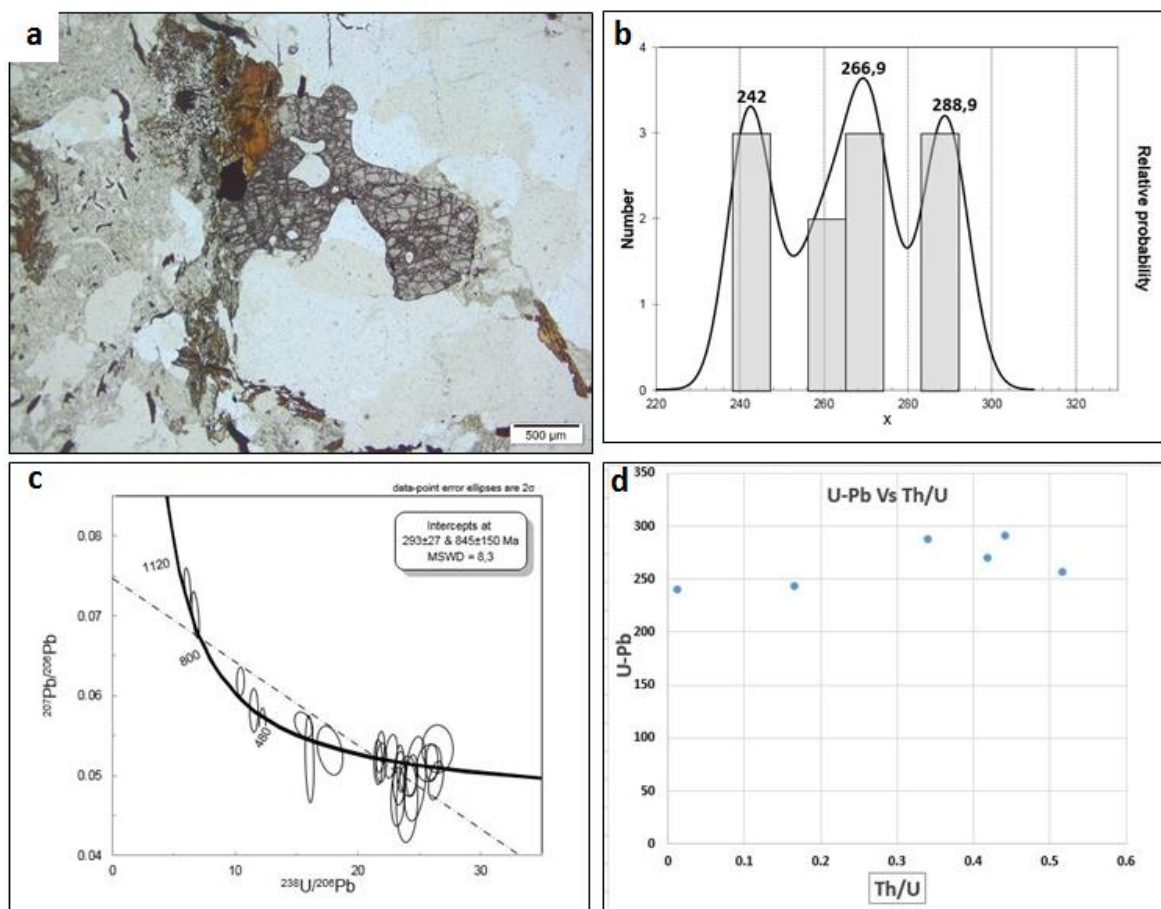
Figura 7-35. Imágenes de catodoluminiscencia de circones de la muestra CSB-249.



Fuente: propia.

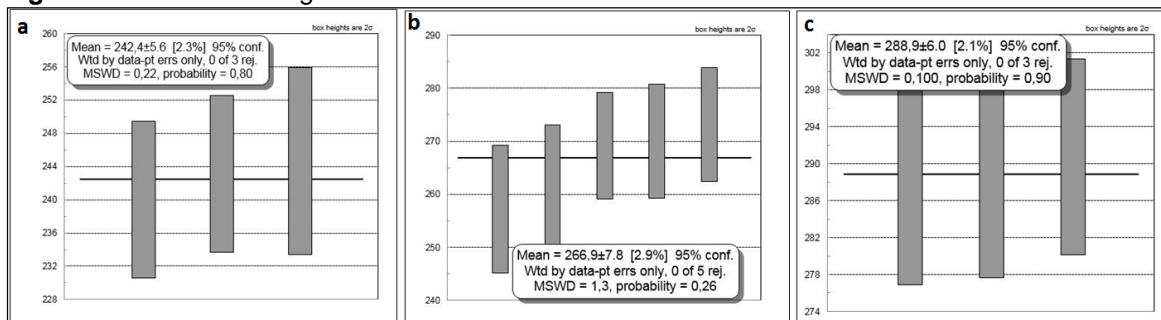
Los circones presentan núcleos heredados con edades variadas entre $976,19 \pm 46,10$ Ma (Neoproterozoico) y $352,61 \pm 20,94$ Ma (Carbonífero). En el análisis de las herencias se tuvieron en cuenta los núcleos ígneos y metamórficos. Los núcleos metamórficos presentaron resultados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $976,19 \pm 46,10$ y $889,10 \pm 45,86$ Ma (Neoproterozoico) y $264,56 \pm 11,97$ y $259,05 \pm 10,00$ Ma (Pérmico). Los núcleos ígneos presentaron resultados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $589,55 \pm 23,93$ Ma y $507,53 \pm 19,46$ Ma (Cámbrico); $400,84 \pm 20,79$ Ma y $391,09 \pm 14,93$ Ma (Devónico) y $352,61 \pm 20,94$ Ma (Carbonífero).

Figura 7-36. Geocronología de la muestra CSB-249.



a) microfotografía de la roca, b) diagrama de densidad de probabilidad, c) diagrama Tera Wasserburg para diferentes rangos de edades y d) relación Th/U vs U-Pb. Fuente: propia.

Figura 7-37. Geocronología de la muestra CSB-249.



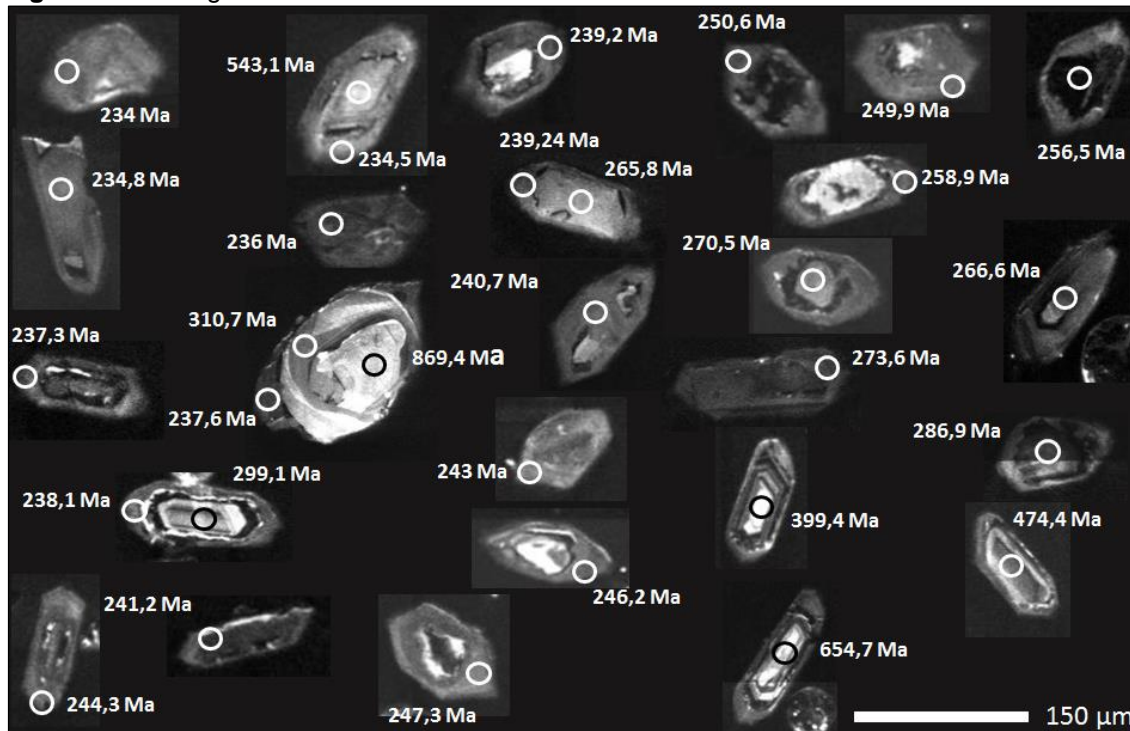
a) diagrama de edad media ponderada de metamorfismo, b y c) diagramas de edad media ponderada de herencias ígneas. Fuente: propia.

La muestra GR-6991 se colectó en la vía El Jordán – Samaná Alto y fue clasificada como un Gneis de Qz-Pl- Bt con Grt y Gr con Qtz (65,6%) + Pl (18,8%)+ Bt (14,3%)+Gr (1%)+ Grt (3%) y como accesorios presentan Op, Ap y Zrn. Cincuenta y tres cristales de circón

fueron seleccionados y se realizaron 52 ablaciones. Los circones son de formas ovaladas a subredondeadas, con ligero tinte pardo, de aspecto metamórfico y tamaño $<100\mu\text{m}$. Las imágenes de catodoluminiscencia muestran cristales con bordes de sobrecrecimiento metamórfico y núcleos heredados con leves zonaciones concéntricas, algunos cristales exhiben textura homogénea de color gris claro y sin estructuras internas (Figura 7-38).

Se obtuvo una edad a partir de veintitrés resultados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ que varían entre $234,1\pm 4,6\text{Ma}$ y $250,6\pm 4,5\text{Ma}$, localizados en bordes homogéneos de sobrecrecimiento metamórfico y arrojaron una edad promedio de $240,0\pm 1,9\text{MSWD}=3,4$ ($n=23$) que se interpreto como edad de metamorfismo (Figura 7-39 f). Las relaciones Th/U de estos veintitrés análisis varían entre 0,005 y 0,03.

Figura 7-38. Imágenes de catodoluminiscencia de circones de la muestra GR-6991.

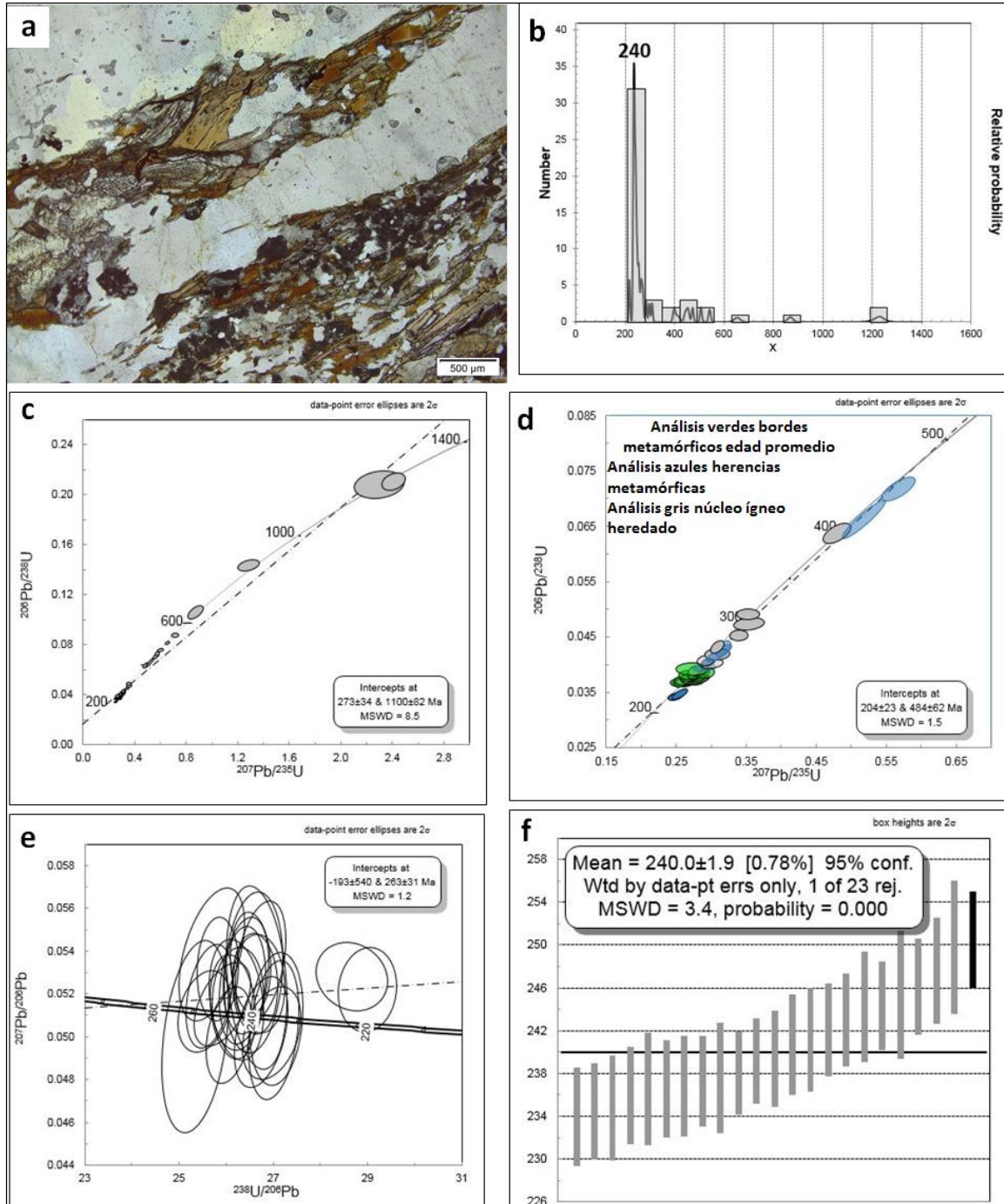


Fuente: propia.

Los circones presentan núcleos heredados con edades que se reparten entre $1231,4\pm 33,9\text{Ma}$ (Mesoproterozoico) y $310\pm 6,0\text{Ma}$ (Carbonífero). Los núcleos ígneos heredados presentaron resultados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $1231,4\pm 34\text{Ma}$ y $1221,9\pm 52,9\text{Ma}$ (Mesoproterozoicos); $869,5\pm 23,6\text{Ma}$ (Neoproterozoico-Toniano); $654,8\pm 25,8\text{Ma}$ y

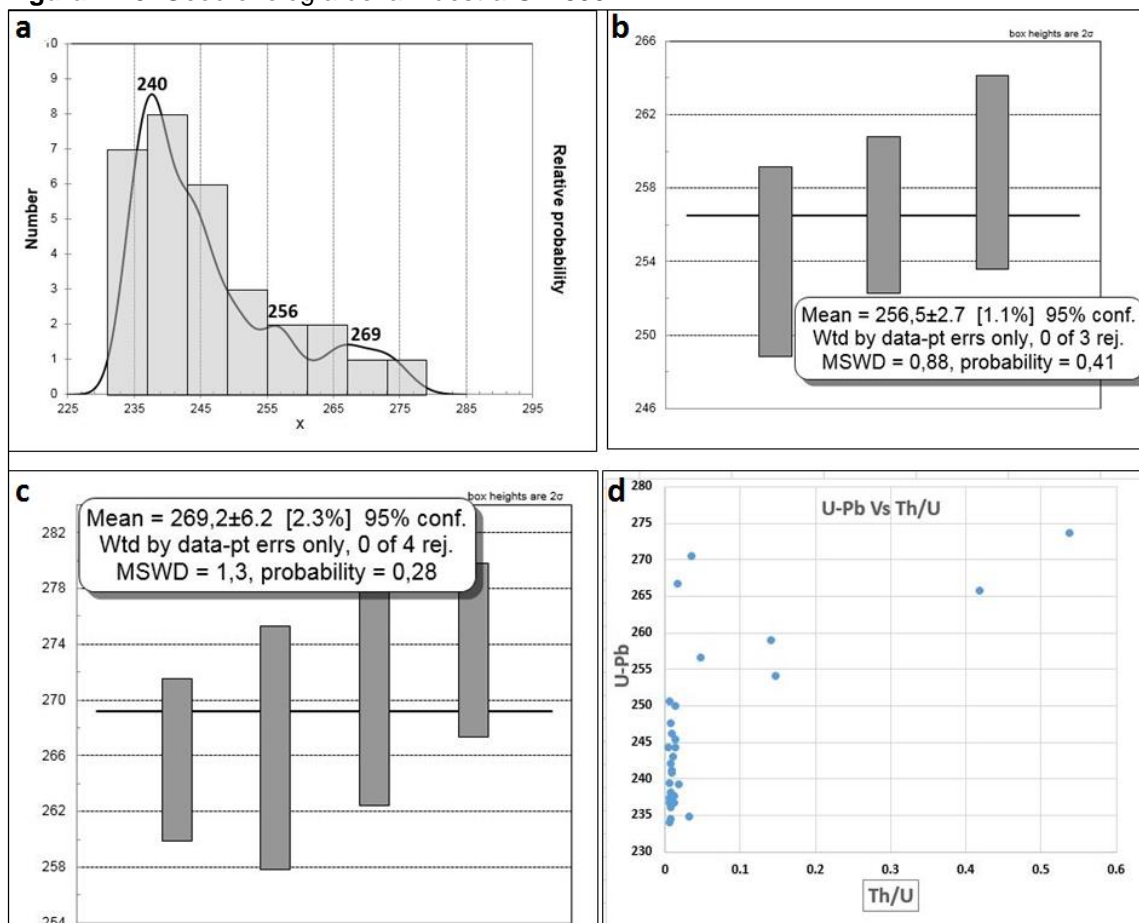
543,1±9,3 Ma (Neoproterozoico, Cryogeniano-Edicariano); 474,5±7,9 Ma y 456,5±9,7 Ma (Ordovícico); 399,5±9,8 Ma (Devónico); 310,8±6,0 Ma (Carbonífero) con relaciones Th/U>0,1. Las herencias metamórficas en bordes y núcleos presentaron resultados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 508,1±5,8 Ma (Cámbrico); 445,9±11,6 Ma (Ordovícico superior); 413,6±17,7 Ma (Devónico) y circones con metamorfismo de 273,6±6,5 a 254,03±5,1 Ma (Pérmico) con relaciones Th/U entre 0,1 y 0,5. Este intervalo de edades arrojó dos poblaciones (Figura 7-40 b y c) con edades de 256,5±2,7 Ma MSWD=0,88 (n=3) y 269,2±6,2 Ma MSWD=1,3 (n=4) interpretadas como edades de metamorfismo.

Figura 7-39. Geocronología de la muestra GR-6991.



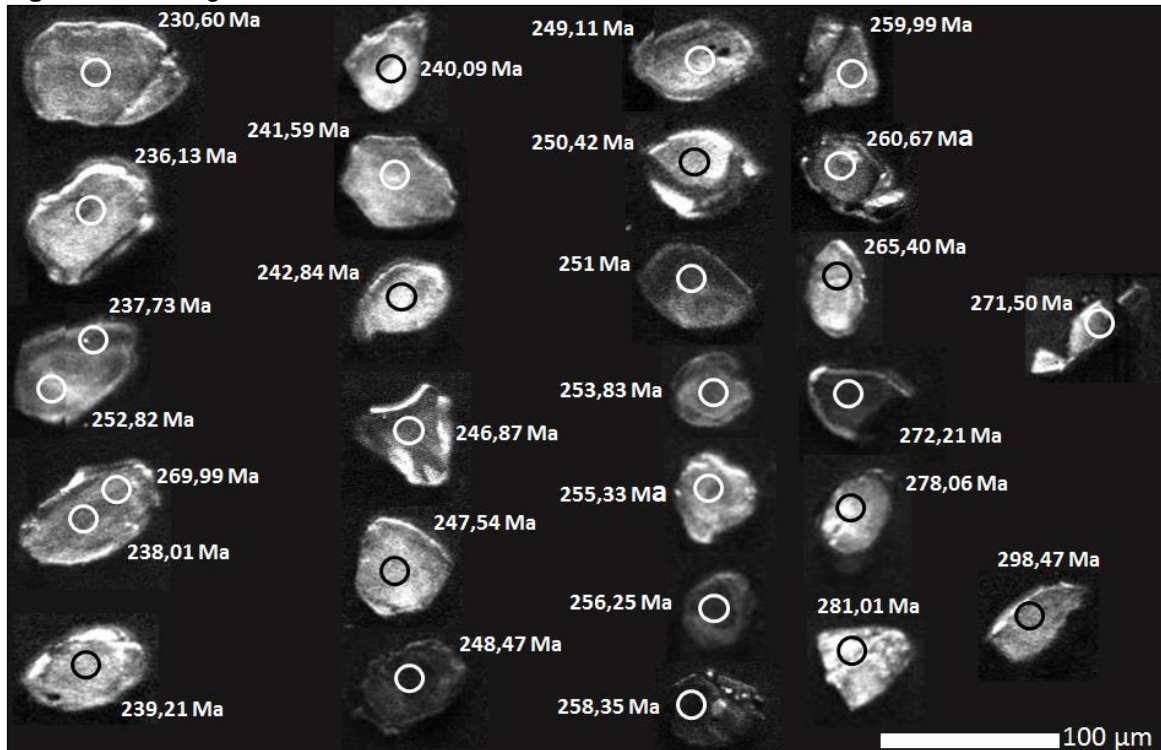
a) microfotografía de la roca, b) diagrama de densidad de probabilidad c) y d) diagramas de concordia Wetherill para diferentes rangos de edad y herencias en circones, e) diagrama Tera Wasserburg para análisis metamórficos que definen la edad promedio y f) diagrama de edad media ponderada del metamorfismo de la roca. Fuente: propia.

Figura 7-40. Geocronología de la muestra GR-6991.



a) diagrama de densidad de probabilidad de edades de metamorfismo, b y c) diagrama de edad media ponderada del metamorfismo de la roca y d) relación Th/U Vs U-Pb. Fuente: propia.

La muestra GR-7003 se colectó en la vía que comunica el corregimiento de San Diego con el río Samaná sur y aflora como un lente de anfibolita al interior del Gneis de Naranjales y se clasifico como una anfibolita que contiene PI (56,3%)+ Hbl (25,2%)+Cpx (16%) y como accesorios Op y Ap (Figura 7-42 a). Cincuenta y seis cristales de circón fueron seleccionados y se realizaron 78 ablaciones. Los circones son euhedrales prismáticos cortos y subordinados en tallos, incoloros a ligeramente amarillos de 80 a 150 μm en promedio. Las imágenes de catodoluminiscencia muestran variadas texturas: la mayoría de cristales presentan textura homogénea sin desarrollo de zonaciones oscilatorias y otros cristales exhiben núcleos sin estructuras internas y borde de sobrecrecimiento (Figura 7-41).

Figura 7-41. Imágenes de catodoluminiscencia de circones de la muestra GR-7003.

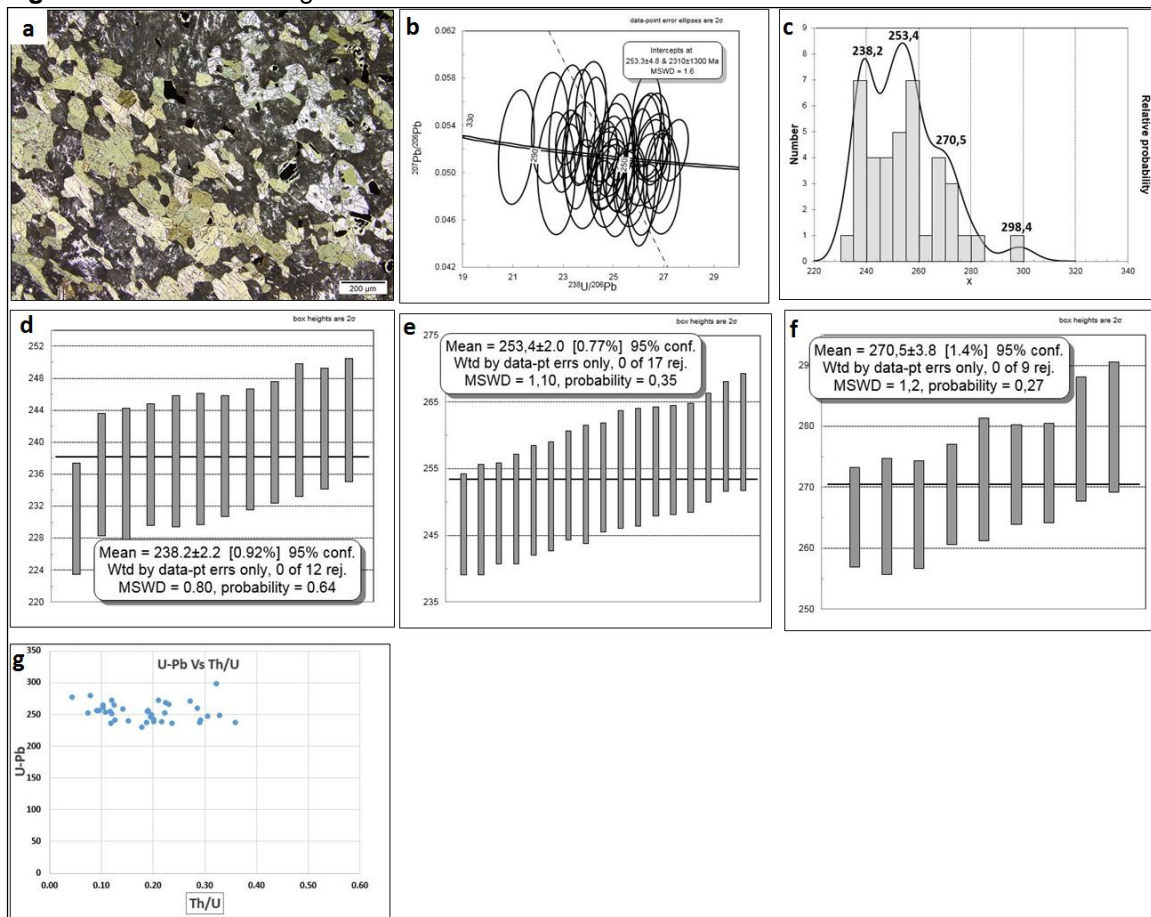
Fuente: propia.

Se obtuvo una edad a partir de doce resultados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ que varían entre $242,8 \pm 7,7$ Ma y $230,6 \pm 6,9$ Ma, localizados en cristales homogéneos sin estructura interna, que arrojaron una edad promedio de $238,2 \pm 2,2$, $\text{MSWD}=0,8$ que se interpretó como la edad de metamorfismo de la roca (Figura 7-42 d). Las relaciones Th/U de estos doce análisis varían entre 0,12 y 0,36.

Algunos circones presentaron núcleos con edades continuas y ligeramente dispersas entre $298,47 \pm 11,32$ Ma (Pérmico) y $246,8 \pm 7,6$ Ma (Triásico medio), no fue posible agruparlos en una sola edad promedio ponderada y al graficar el diagrama de densidad de probabilidad se generaron tres intervalos de edades (Figura 7-42 b y c) lo que sugieren tres poblaciones. En la primera población se presenta núcleos con resultados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ que arrojaron una edad promedio de $253,4 \pm 2,0$, $\text{MSWD}=1,1$ ($n=17$) y relaciones Th/U entre 0,09 y 0,33 (Figura 7-42 e). La segunda población arrojó una edad promedio ponderada de $270,5 \pm 3,8$, $\text{MSWD}=1,2$ ($n=9$) y con relaciones Th/U entre 0,08 y 0,2 (Figura 7-42 f). De la tercera población se obtuvo una edad de $298,5 \pm 11,3$ Ma (Pérmico), en un solo circón con valores

Th/U de 0,32. Las edades obtenidas a partir de los tres intervalos son interpretadas como edades de metamorfismo.

Figura 7-42. Geocronología de la muestra GR-7003.



a) microfotografía de la roca, b) diagrama Tera Wasserburg para análisis metamórficos que definen la edad promedio, c) diagrama de edad media ponderada de metamorfismo, d, e y f) diagrama de edad media ponderada y g) relación Th/U vs U-Pb. Fuente: propia.

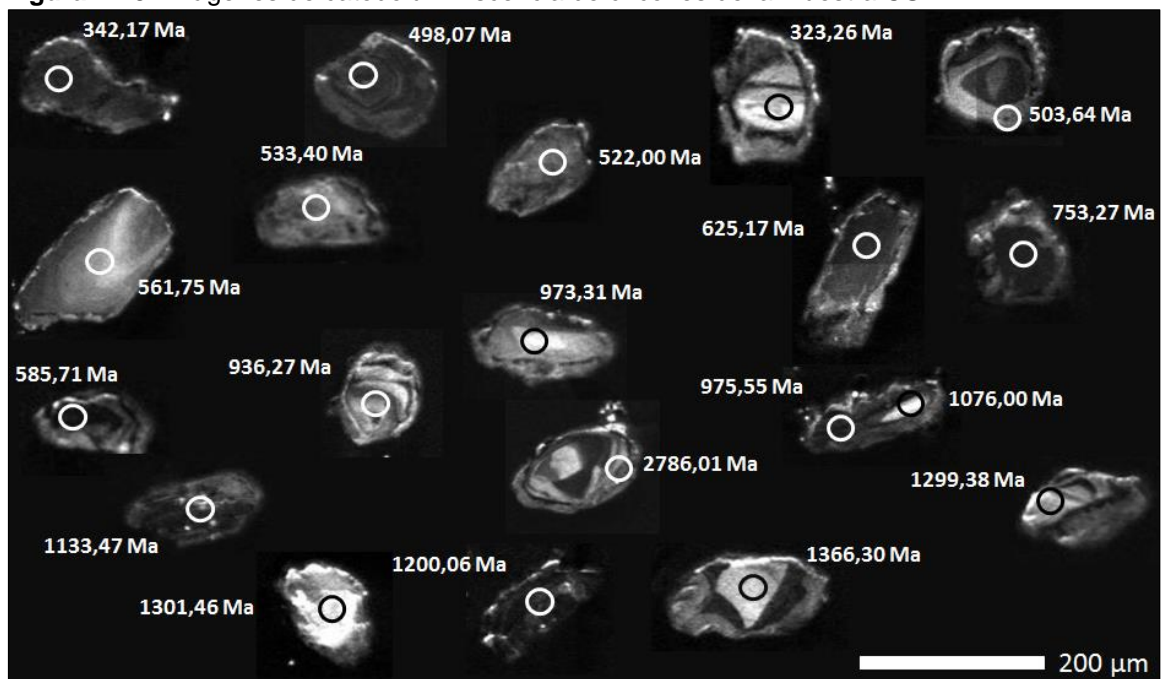
7.4.2 Geocronología de las rocas metamórficas encajantes

En este trabajo se dataron seis muestras de roca pertenecientes al Complejo Cajamarca. Los resultados y la localización de las dataciones se presentan en la (Figura 4-1) y en la (Tabla 7-4).

La muestra CSB-214 se colectó en la autopista Medellín – Bogotá sector de Monteloro y fue clasificada como esquistos de cuarzo-biotita-moscovita con grafito, contiene Qtz (69,3%) + Bt (16,7%) + Ms (10%) con Gr. Cuarenta y dos cristales de circón se seleccionaron y se realizaron 44 ablaciones. Los circones se presentan en formas de tallos, achatados y prismáticos cortos, son de color pardo con tonalidad rosada, manchados por óxidos de hierro y tamaño de 65-198 μm . Las imágenes de catodoluminiscencia muestran núcleos con textura homogénea de color blanco a gris con bordes de sobrecrecimiento concéntrico no definidos, otros cristales son homogéneos sin presencia de núcleos y zonaciones oscilatorias (Figura 7-43).

En la muestra analizada la cantidad de circones separados y encontrados son insuficientes para determinar una población y una edad promedio. Se presentó una inconsistencia con la edad un circón de $644,14 \pm 30,71$ Ma en el borde y $473,21 \pm 15,27$ Ma núcleo y no se tuvo en cuenta para el cálculo de la edad. La edad máxima de depositación se obtuvo a partir de dos resultados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $323,26 \pm 9,26$ Ma y $342,17 \pm 9,28$ Ma; el primer resultado se localiza en un borde de sobrecrecimiento metamórfico con relación Th/U= 0,08 y el segundo en un circón de textura homogénea con relación Th/U= 0,54. Las relaciones Th/U de los cuarenta y cuatro resultados varían entre 2,2 y 0,09.

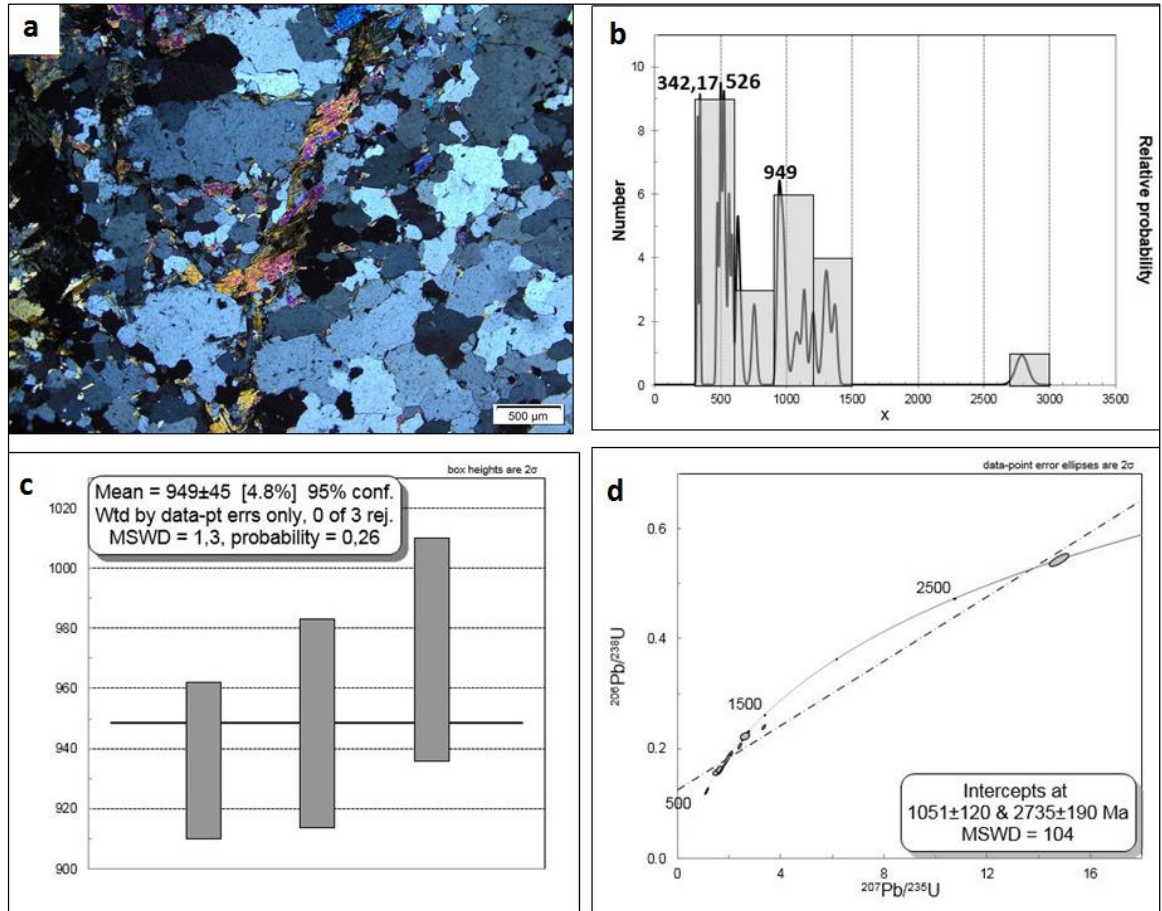
Figura 7-43. Imágenes de catodoluminiscencia de circones de la muestra CSB-214.



Fuente: propia.

Los circones presentaron núcleos heredados con edades entre $2786,01 \pm 91,54$ Ma (Neoproterozoico) y $323,26 \pm 9,94$ Ma (Carbonífero) (Figura 7-44 d). Los núcleos ígneos heredados presentaron resultados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $1301,46 \pm 42,65$ Ma y $1076,00 \pm 52,32$ Ma (Mesoproterozoico); $973,31 \pm 37,08$ Ma y $561,75 \pm 14,57$ Ma (Neoproterozoico) este intervalo de edades arrojaron una edad promedio ponderada de 949 ± 45 Ma MSWD=1,3 (n=3) (Figura 7-44 c); $533,40 \pm 20,13$ Ma y $498,07 \pm 13,41$ Ma (Cámbrico); $473,21 \pm 15,27$ Ma (Ordovícico) y $342,17 \pm 9,28$ Ma (Carbonífero-Viséan) con relaciones Th/U > 0,1. Las herencias metamórficas en bordes y núcleos presentaron resultados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $2786,01 \pm 91,54$ Ma (Neoproterozoico); $1366,30 \pm 34,81$ Ma y $1299,38 \pm 52,61$ Ma (Mesoproterozoico); $975,55 \pm 43,61$ Ma y $625,17 \pm 22,13$ Ma (Neoproterozoico) y $503,64 \pm 24,76$ Ma (Cámbrico) con relaciones Th/U entre 0,40 y 0,1.

Figura 7-44. Geocronología de la muestra CSB-214.

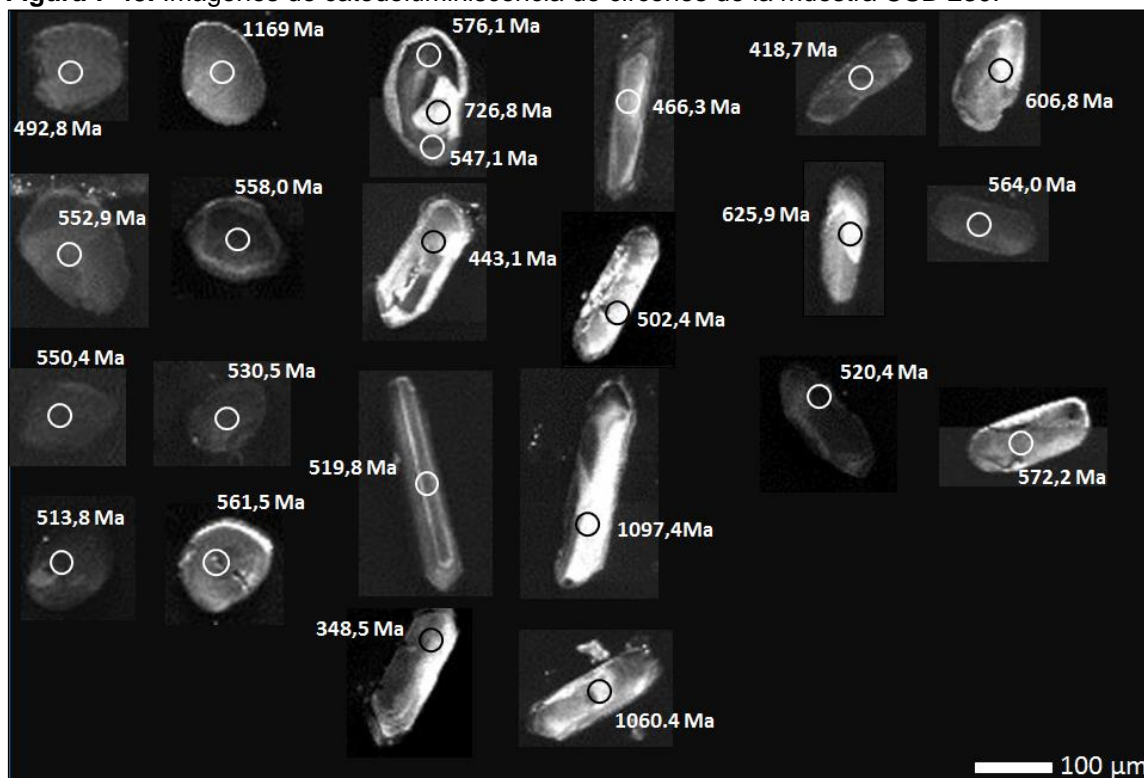


a) microfotografía de sección delgada, b) diagrama de densidad de probabilidad, c) diagrama de edad media ponderada de herencias ígneas y d) diagramas de concordia Wetherill para diferentes rangos de edad y herencias en circones. Fuente: propia.

La muestra CSB-230 se colectó en la vía que comunica el corregimiento de Aquitania con la autopista Medellín - Bogotá y fue clasificada como meta-arenita, contiene cuarzo (34,8%) + sericita (57,1%) + grafito (8,1%). Los circones analizados arrojaron tres poblaciones, de las cuales se seleccionaron noventa y ocho cristales para realizar 102 ablaciones; la primera población está conformada por circones de color morado a translucidos, de formas achatadas, sub-esféricas a sub-redondeadas, de tamaños entre (69-187 µm) e inclusiones en el centro del cristal; la segunda población está constituida por circones incoloros a translucidos, de forma prismática y en agujas y tamaños variables (149-314 µm); la tercera población está representada por circones de color morado y translucidos, en forma de tallos, elongados a sub-elongados y tamaños variables (135-267 µm). Las imágenes de catodoluminiscencia muestran cristales con bordes de sobrecrecimiento metamórfico y

núcleos heredados con textura homogénea de tonalidades de gris oscuro a claro, algunos cristales son homogéneos de color gris claro, sin desarrollo de estructuras internas y otros exhiben núcleos con zonaciones oscilatorias (Figura 7-45).

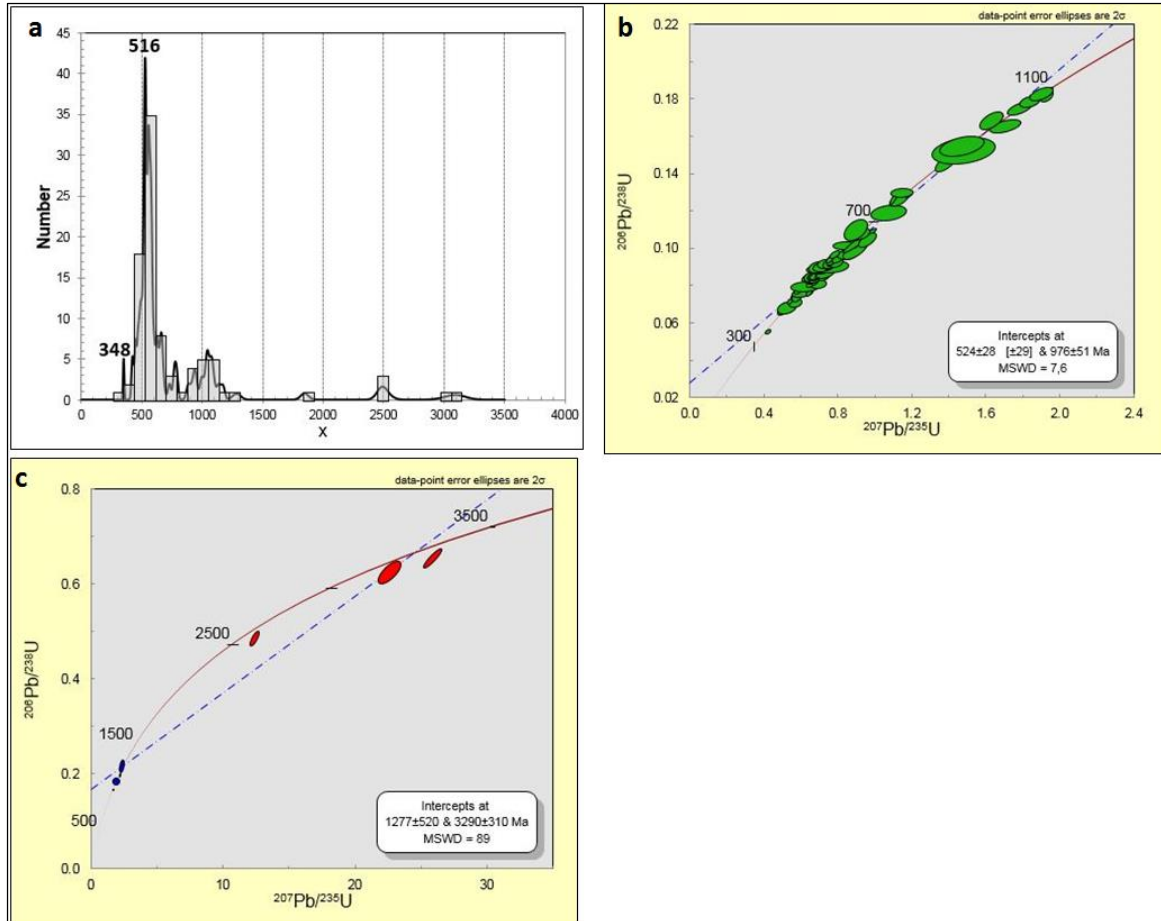
Figura 7-45. Imágenes de catodoluminiscencia de circones de la muestra CSB-230.



Fuente: propia.

Dos circones arrojaron resultados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en el núcleo del circón entre $348,50 \pm 9,89$ Ma y $418,74 \pm 14,76$ Ma, con valores de U entre 600 y 310 ppm y relaciones Th/U= 0,3 y 0,1 típico de circones ígneos (Rubatto, 2002). Donde se consideró la edad de $348,50 \pm 9,89$ Ma como la más joven aceptada y se interpretó como la edad máxima de depositación. En el análisis geocronológico diferentes circones arrojaron herencias ígneas posteriores a la edad máxima de depositación como se muestra en la (Figura 7-45 c y b).

Figura 7-46. Geocronología de la muestra CSB-230.

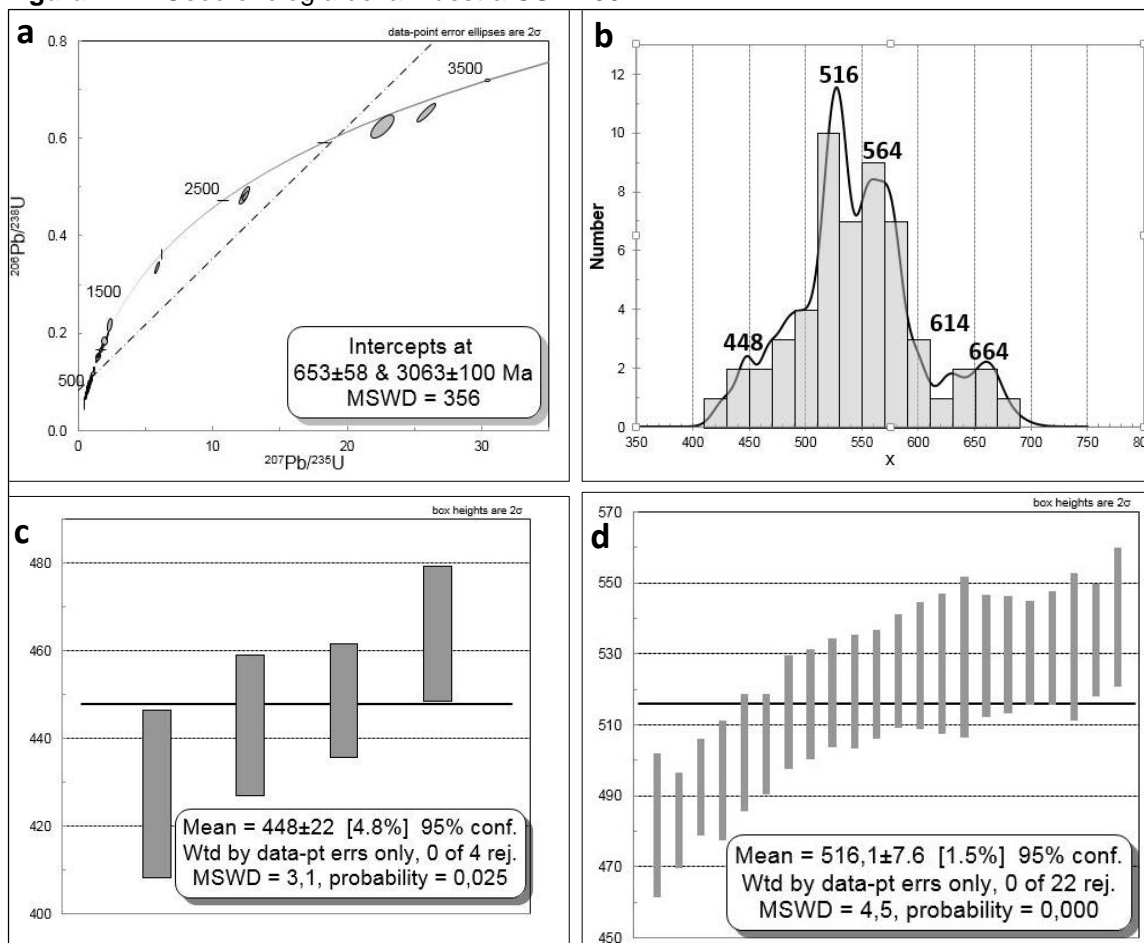


a) diagrama de densidad de probabilidad, b) diagrama de concordia Wetherill para diferentes herencias entre 348 y 1080 Ma y c) diagrama de concordia Wetherill para herencias superiores a 1092 Ma y de color rojo se observan las herencias por fuera de la concordia. Fuente: propia.

Los circones presentaron núcleos heredados con edades entre $2491,96 \pm 73,14$ Ma (Paleoproterozoico) y $348,50 \pm 9,89$ Ma (Carbonífero). Los núcleos ígneos heredados presentaron resultados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $3122,37 \pm 148,28$ Ma y $3049,24 \pm 158,33$ Ma (Mesoarqueno); $2524,50 \pm 96,31$ Ma (Paleoproterozoico - Sideriano); $1281,96 \pm 68,48$ Ma y $1007,01 \pm 31,82$ Ma (Mesoproterozoico), este intervalo de edades forman una población que arrojó una edad promedio ponderada de 1058 ± 31 MSWD=3,9 (n=6) (Figura 7-48 i), con relación Th/U = 0,3 y 2,9 típico de circones ígneos Rubatto (2002); $988,25 \pm 27,81$ Ma y $547,11 \pm 15,14$ Ma (Neoproterozoico), este intervalo de edades arrojó tres poblaciones (Figura 7-47 b); la primera con una edad promedio de 664 ± 14 MSWD=0,28 (n=3); la segunda con edad promedio de 614 ± 20 MSWD=3,3 (n=6) y la tercera arrojó una edad

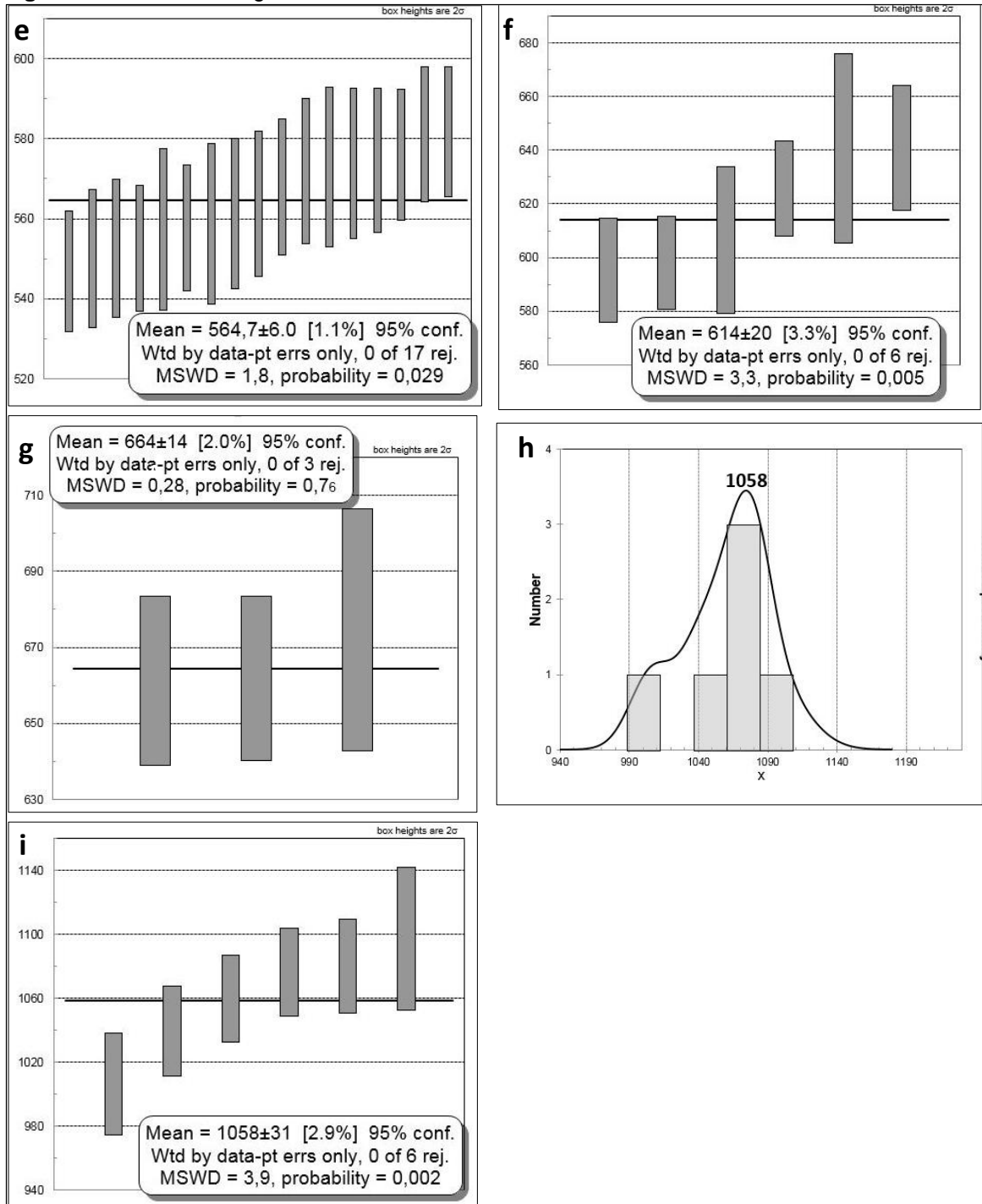
promedio de $564,2 \pm 6$ MSWD=1,8 (n=17) (Figura 7-48 e, f y g) y relaciones Th/U= 1,1 y 0,1; $540,70 \pm 19,38$ Ma y $482,06 \pm 20,00$ Ma (Cámbrico), este intervalo de edad forman una población (Figura 7-47 b) que arrojó una edad promedio de $516,1 \pm 7,6$ MSWD=4,5 (n=22) (Figura 7-47 d), con relaciones Th/U= 1,4 y 0,1; $475,01 \pm 16,61$ Ma y $427,65 \pm 16,61$ Ma (Ordovícico-Silúrico), estas edades representan una población y arrojaron una edad promedio ponderada de 448 ± 12 MSWD=3,1 (n=4) (Figura 7-47 c), con relaciones Th/U= 0,6 y 0,1 y $418,74 \pm 14,76$ Ma (Silúrico).

Figura 7-47. Geocronología de la muestra CSB-230



a) diagramas de concordia Wetherill para diferentes rangos de edad y herencias en circones, b) diagrama de densidad de probabilidad para diferentes poblaciones, c, y d) edad media ponderada. Fuente: propia.

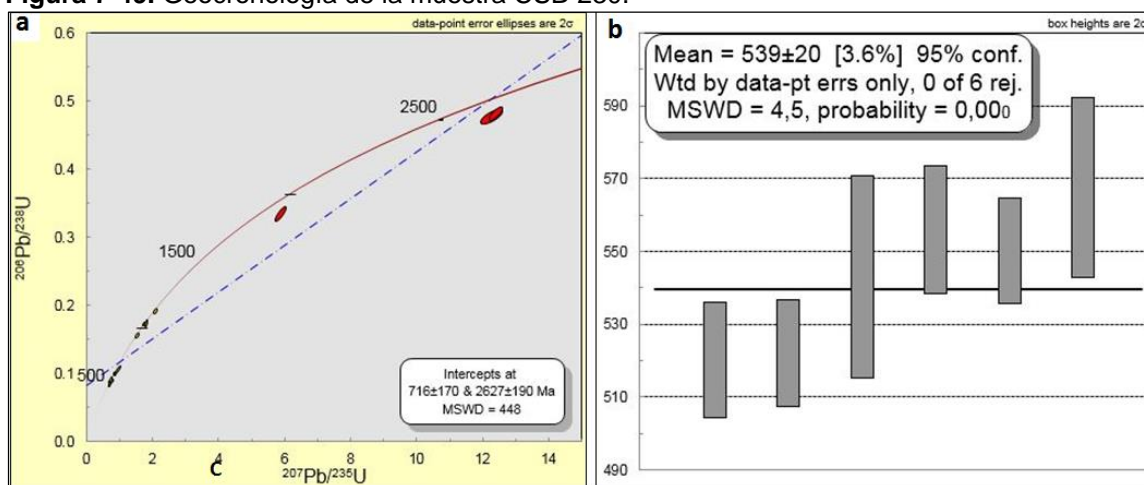
Figura 7-48. Geocronología de la muestra CSB-230



e, f, g, h y i) diagrama de edad media ponderada de diferentes poblaciones y h) diagrama de densidad de probabilidad de herencias ígneas. Fuente: propia.

Las herencias metamórficas en bordes y núcleos del circón se observan en la (Figura 7-49 a) y arrojaron resultados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $2491,96\pm 73,24$ Ma y $1843,57\pm 65,07$ Ma (Paleoproterozoico) $1136,47\pm 31,97$ Ma y $1036,46\pm 26,50$ Ma (Mesoproterozoico); $944,72\pm 27,89$ Ma y $520,42\pm 15,77$ Ma (Neoproterozoico-Cámbrico), este intervalo de edades forma una población y arrojó una edad promedio ponderada de 539 ± 20 MSWD=4,5 (n=6) (Figura 7-49 b), con relación Th/U<0,1.

Figura 7-49. Geocronología de la muestra CSB-230.



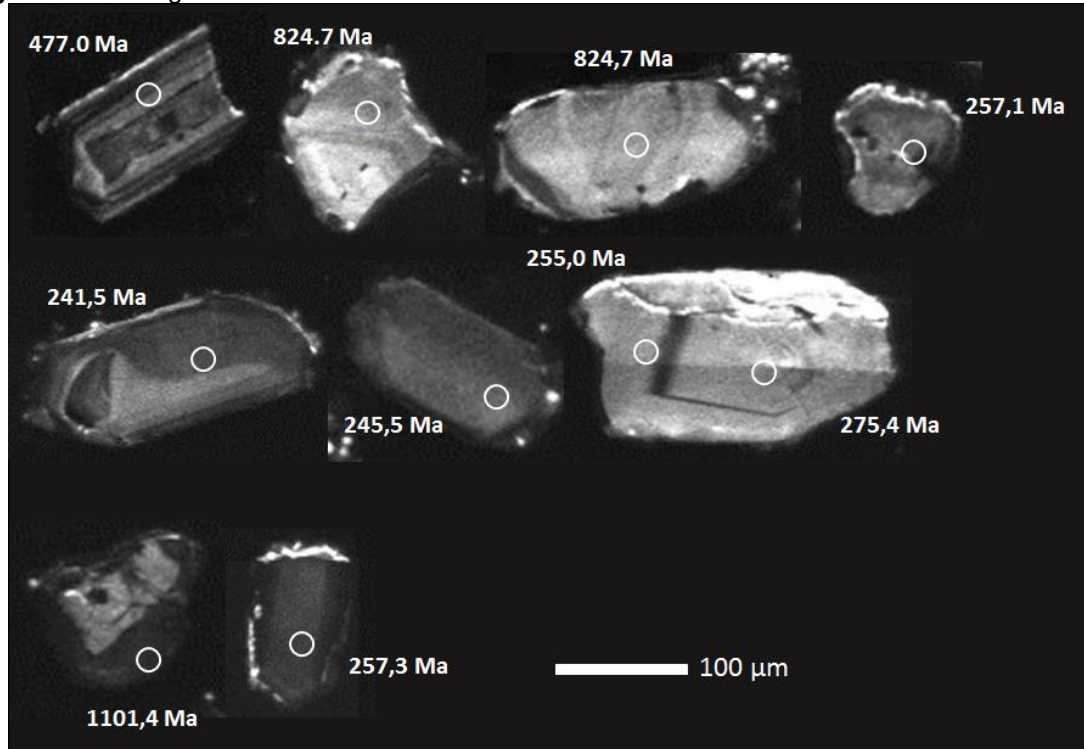
a) diagramas de concordia Wetherill para diferentes herencias en circones metamórficos y de color rojo se observan las herencias por fuera de la concordia y b) diagrama de densidad de probabilidad en circones metamórficos. Fuente: propia.

La muestra CSB-238 se colectó en la vía que comunica el municipio de San Carlos con el sector Mulatos y fue clasificada como esquisto cuarzo sericítico, contiene cuarzo (55%) + sericita (45%). Treinta y ocho cristales de circón fueron seleccionados y se realizaron 39 ablaciones. Los circones son subhedrales, subordinados en forma de tallos y achatados, incoloros a ligeramente rosados y tamaño promedio de 39 a 189 μm . Las imágenes de catodoluminiscencia muestran cristales con bordes de sobrecrecimiento metamórfico y núcleos heredados de tonalidad gris a gris oscuro, otros exhiben textura homogénea de color gris claro sin desarrollo de núcleos y estructuras internas (Figura 7-50).

Dos circones arrojaron resultados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en bordes metamórficos de $225,71\pm 8,33$ y $241,59\pm 8,33$ Ma; el primero con valores elevados de U de 3040 ppm el cual no se tuvo en cuenta para el cálculo de la edad y el segundo con valores de U de 320 ppm se considera como la edad más joven aceptada. Una población de cinco circones ígneos con resultados

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre $245,56\pm 10,07\text{Ma}$ y $275,42\pm 12,62\text{Ma}$ en los núcleos y bordes, arrojaron una edad promedio de $257,11\pm 3\text{ MSWD}=3,3$ ($n=5$) (Figura 7-51c), en este sentido la edad máxima de depositación es determinada por la edad del borde metamórfico y la población de los circones ígneos. Las relaciones Th/U de los treinta y ocho resultados varían entre 0,03 y 1,1.

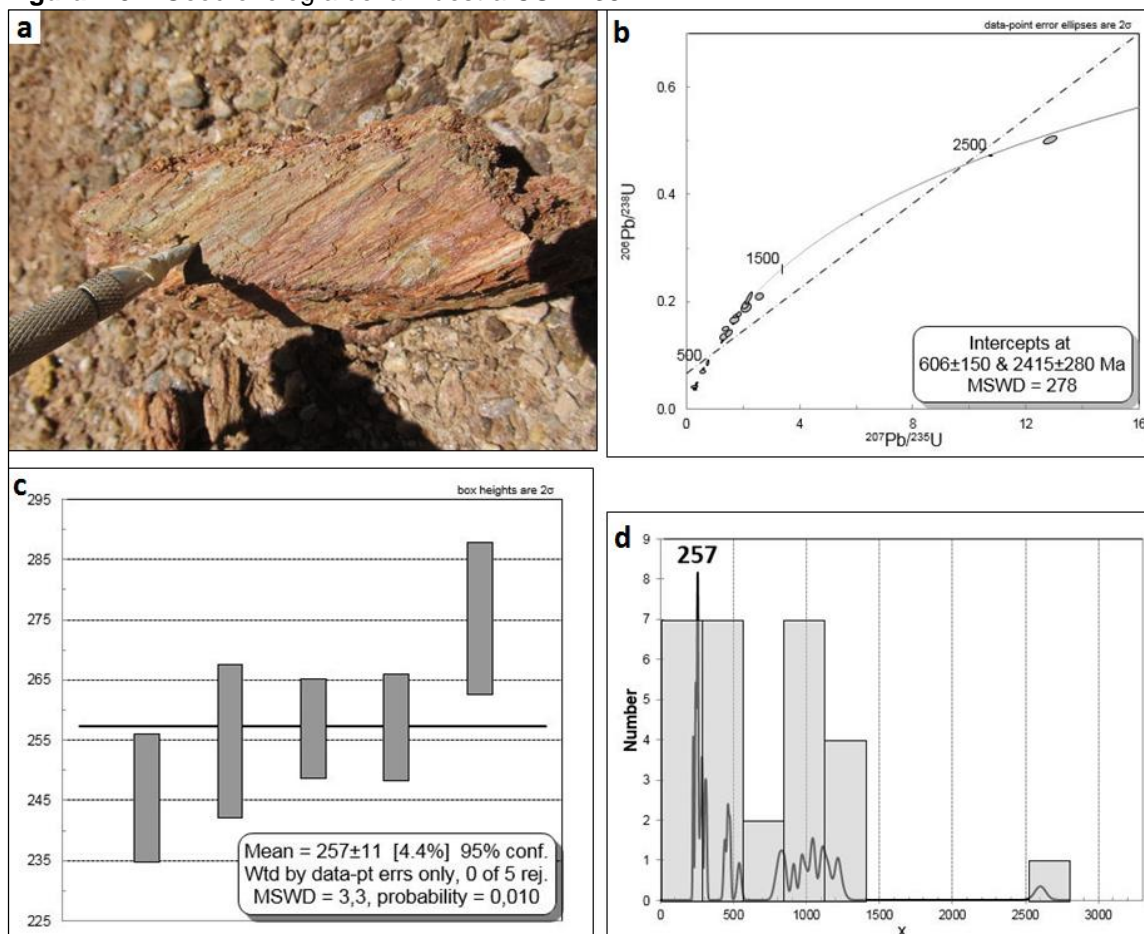
Figura 7-50. Imágenes de catodoluminiscencia de circones de la muestra CSB-238.



Fuente: propia.

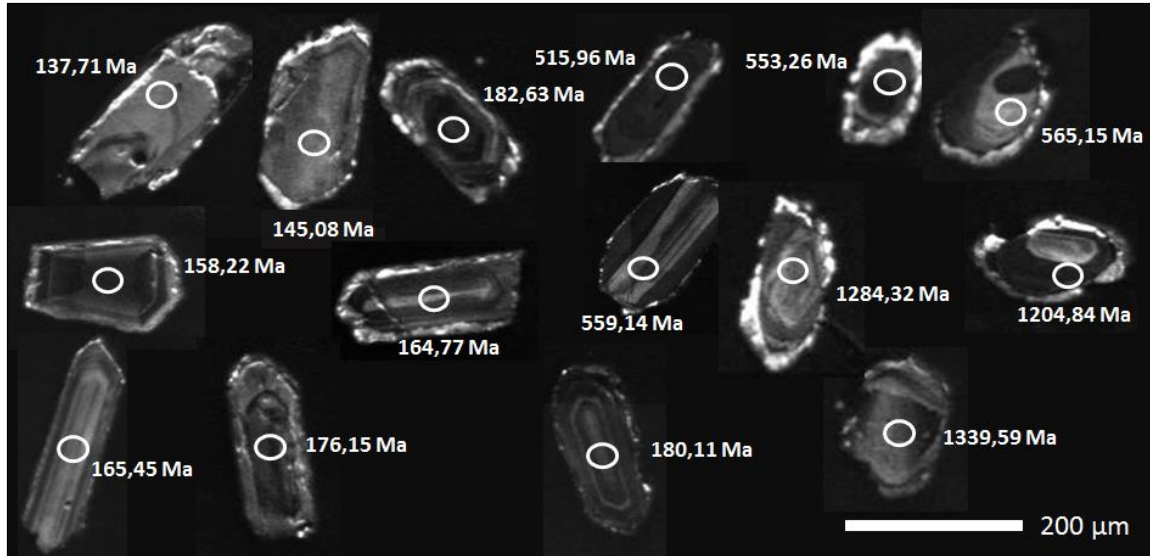
En las imágenes de catodoluminiscencia se observan núcleos ígneos con edades entre $2599,97\pm 75,55\text{ Ma}$ (Neoarchean y $245,56\pm 10,70\text{ Ma}$ (Triásico). Las herencias ígneas presentan resultados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $2599,97\pm 75,55\text{ Ma}$ (Neoarquiano); $1224,79\pm 62,34$ y $1150,71\pm 40,57\text{ Ma}$ (Mesoproterozoico); $1120,47\pm 43,62\text{ Ma}$ y $799,94\pm 43,69\text{ Ma}$ (Neoproterozoico); $477,04\pm 13,43\text{ Ma}$ y $442,11\pm 17,05\text{ Ma}$ (Ordovícico); $315,75\pm 10,59\text{ Ma}$ y $305,40\pm 10,81\text{ Ma}$ (Carbonífero) y $286,91\pm 8,09\text{ Ma}$ - $275,42\pm 12,62\text{ Ma}$ (Pérmico), con relaciones Th/U > 0,1. Las herencias metamórficas en bordes y núcleos del circón presentaron resultados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $1104,40\pm 33,64\text{ Ma}$ (Mesoproterozoico); $967,9\pm 27,70\text{ Ma}$ (Neoproterozoico); $540,65\pm 27,73\text{ Ma}$ (Cámbrico), con relaciones Th/U < 0,1.

Figura 7-51. Geocronología de la muestra CSB-238.



a) microfotografía de la roca, b) diagramas de concordia Wetherill de diferentes herencias, c) diagrama de edad media ponderada y d) diagrama de densidad de probabilidad de herencias ígneas. Fuente: propia.

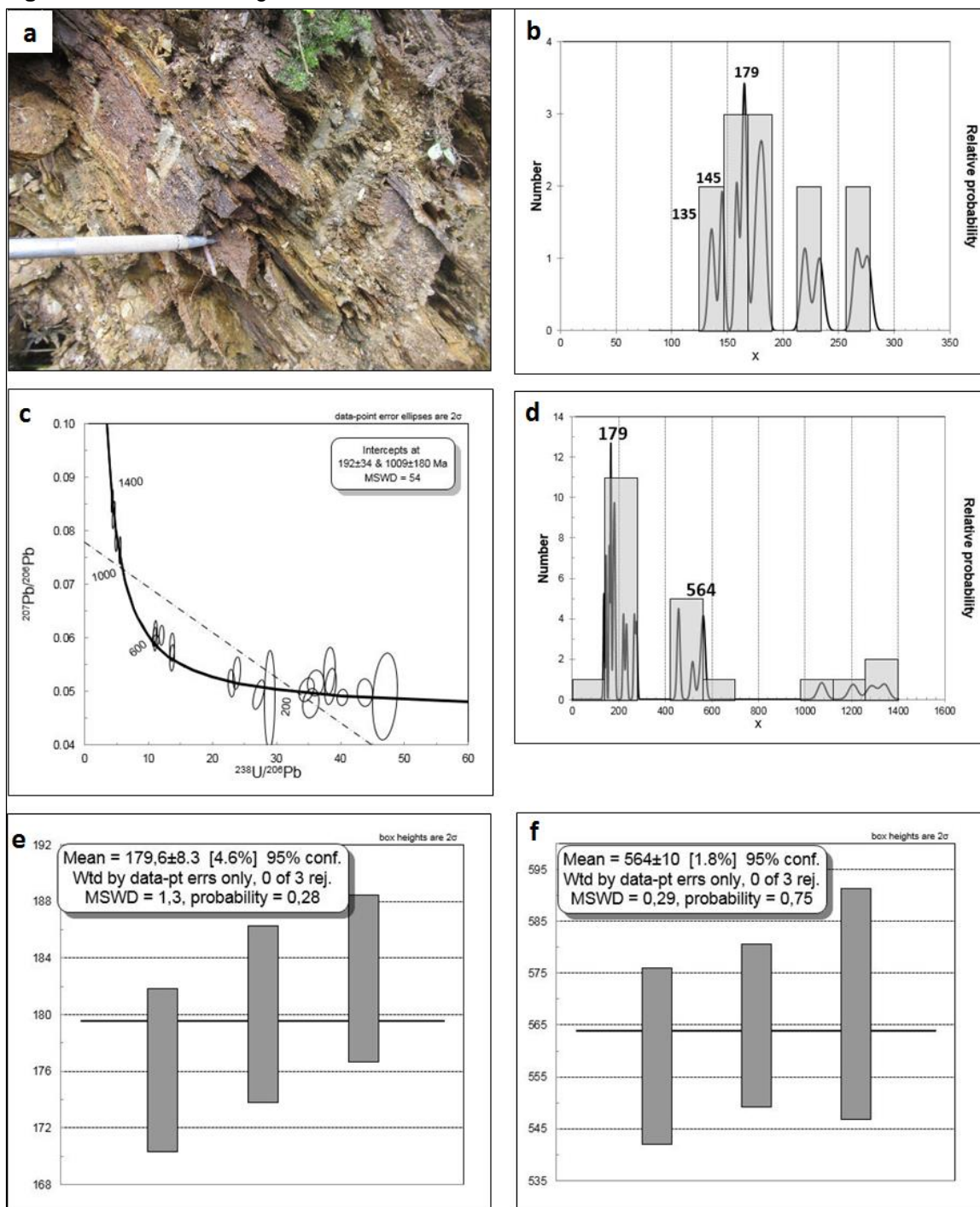
La muestra CSB-243 se colectó en la vía que comunica Norcasia Caldas con el corregimiento San Diego y fue clasificada como esquistos de cuarzo y sericita, contiene cuarzo (60%) + sericita (40%). Se seleccionaron setenta y siete cristales de circón y se realizaron 84 ablaciones. Los circones son prismáticos cortos en formas de agujas y achatados, sub-elongados y sub-redondeados, de color verde claro a marrón, algunos con corrosiones en los bordes del cristal y tamaños entre (336-96 μm). Las imágenes de catodoluminiscencia muestran núcleos de textura homogénea con bordes recrystalizados, otros exhiben leves zonaciones oscilatorias con límites definidos y algunos cristales son homogéneos de color gris oscuro a claro y sin estructuras internas (Figura 7-52).

Figura 7-52. Imágenes de catodoluminiscencia de circones de la muestra CSB-243.

Fuente: propia.

Dos circones arrojaron resultados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en el núcleo de $135,71 \pm 5,39$ Ma y $145,08 \pm 3,95$ Ma, son las edades más jóvenes y probablemente representan la edad máxima de depositación con relaciones $\text{Th}/\text{U} = 0,5$ y $0,4$. En el análisis geocronológico los circones arrojaron diferentes herencias ígneas anteriores a la edad máxima de depositación y se muestran en la (Figura 7-53 c y d).

Figura 7-53. Geocronología de la muestra CSB-243.

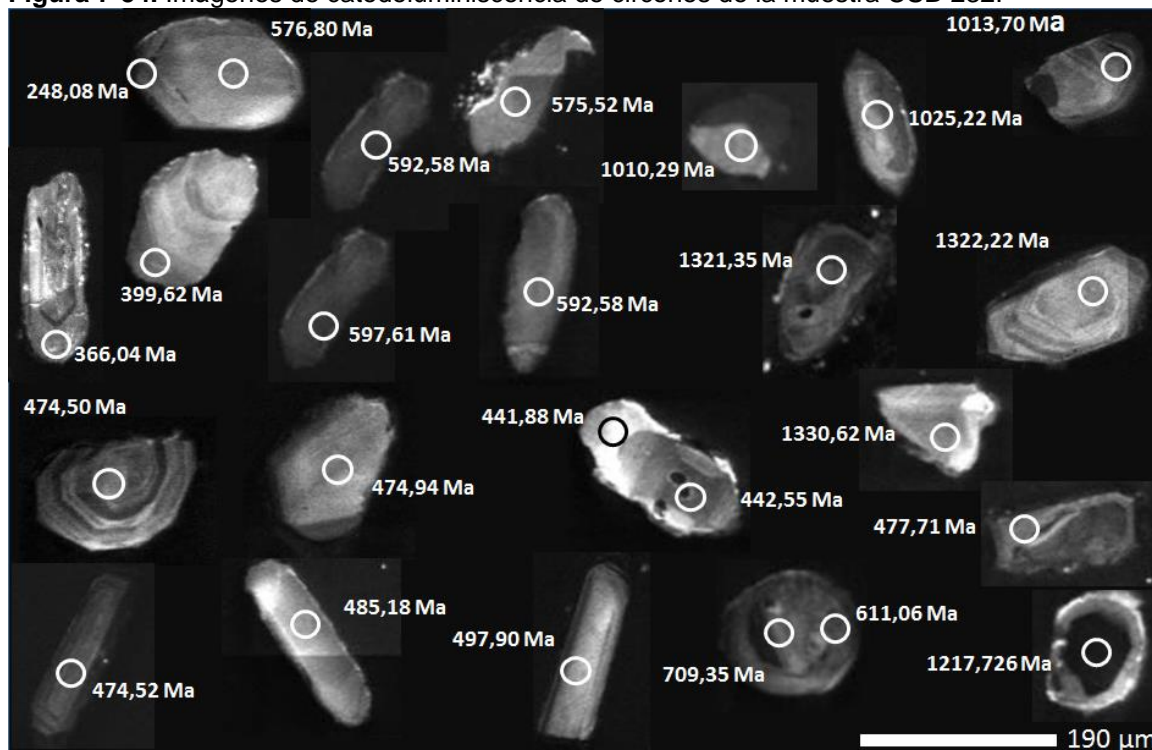


a) esquistos oxidados, b) diagrama de densidad de probabilidad, c) diagrama de concordia Tera Wasserburg para diferentes rangos de edad y herencias en circones, d) diagrama de densidad de probabilidad de las herencias, e) y f) diagrama de edad media ponderada de herencias ígneas. Fuente: propia.

Los circones presentan núcleos heredados con edades entre $145,08 \pm 3,95$ Ma (Jurásico) y $1339,59 \pm 38,37$ Ma (Mesoproterozoico). Los núcleos ígneos heredados presentan resultados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $1339,59 \pm 38,37$ Ma y $1070,34 \pm 34,37$ Ma (Mesoproterozoico); $569,26 \pm 22,28$ Ma y $559,14 \pm 16,04$ Ma (Neoproterozoico), este intervalo de edades forma una población que arrojó una edad promedio de 564 ± 10 MSWD=0,29 (n=3), con relación Th/U= 0,3 y 1,9 típicos de circones ígneos Rubatto (2002) (Figura 7-53 f); $515,96 \pm 15,15$ Ma y $455,78 \pm 12,87$ Ma (Cámbrico); $275,55 \pm 7,53$ Ma y $266,01 \pm 6,93$ Ma (Pérmico); $232,44 \pm 7,56$ Ma y $219,34 \pm 6,67$ Ma (Triásico); $182,63 \pm 5,88$ Ma y $158,22 \pm 3,75$ Ma (Jurásico), este intervalo de edades forma una población que arrojó una edad promedio ponderada de $179,6 \pm 8,3$ Ma MSWD=1,3 (n=3) (Figura 7-53 e) y relaciones Th/U= 0,9. Las herencias metamórficas en núcleos presentaron resultados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $1204,84 \pm 38,17$ Ma (Mesoproterozoico) y $553,26 \pm 24,08$ Ma (Neoproterozoico).

La muestra CSB-232 se colectó en la vía que comunica el corregimiento de Aquitania con la autopista Medellín - Bogotá y fue clasificada como esquistos de cuarzo y sericita, contiene cuarzo (60%)+sericita (40%). Cincuenta y tres cristales de circón fueron seleccionados y se realizaron 66 ablaciones. Los circones son prismáticos cortos y subordinados en forma de tallos y achatados, incoloros a rosados de 90 a 346 μm en promedio. Las imágenes de catodoluminiscencia muestran variedad de texturas como son: núcleos ígneos con bordes de sobrecrecimiento metamórfico y núcleos con textura homogénea de tonalidades de gris oscuro a blanco sin estructuras internas (Figura 7-54).

Figura 7-54. Imágenes de catodoluminiscencia de circones de la muestra CSB-232.

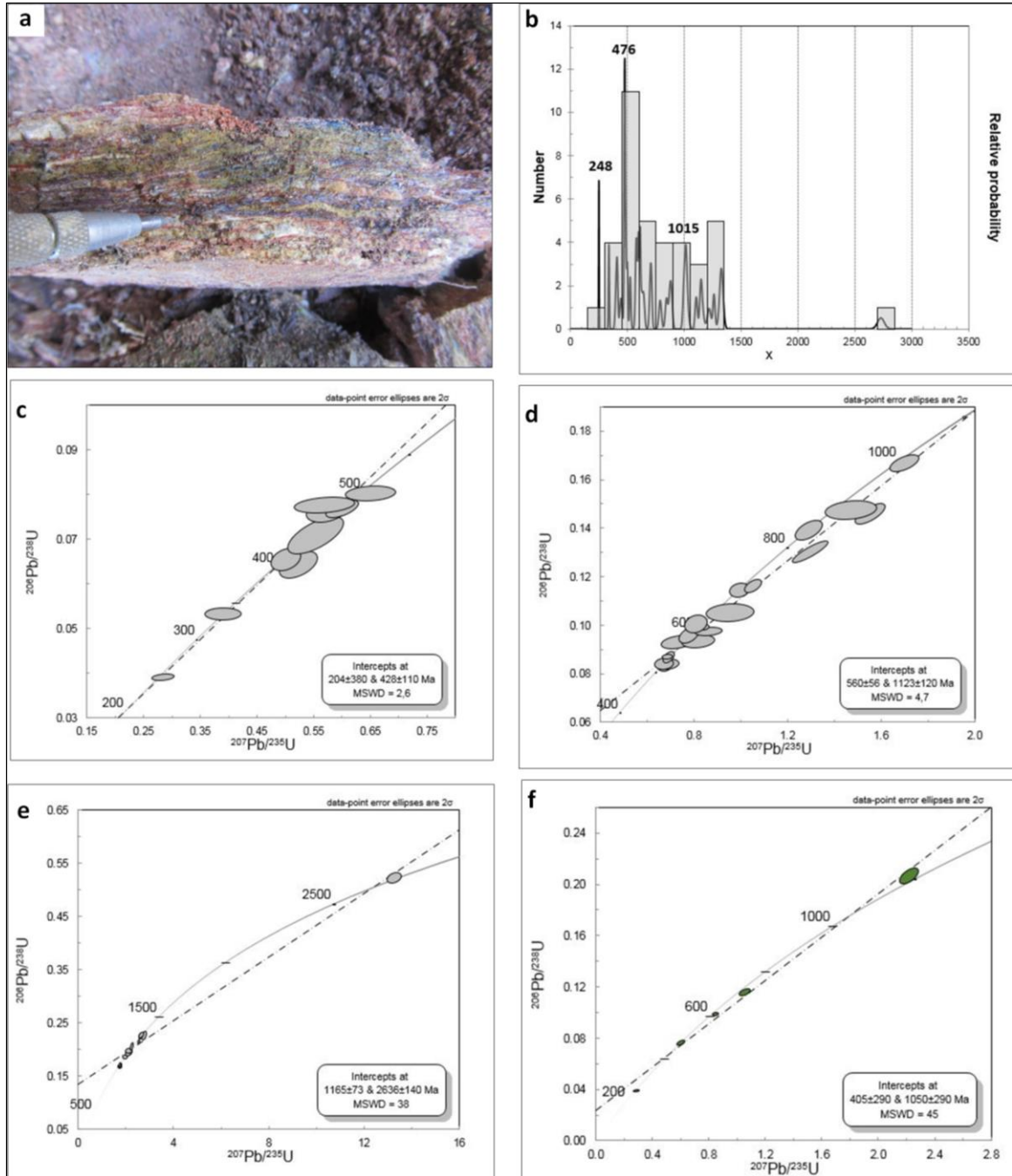


Fuente: propia.

La posible edad máxima de depositación se obtuvo a partir de tres resultados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre $248,08 \pm 4,14$ Ma, $336,04 \pm 7,55$ Ma y $399,62 \pm 15,88$ Ma; el primer resultado se localiza en un borde de sobrecrecimiento metamórfico con una relación $\text{Th}/\text{U} = 0,008$, el segundo y tercer resultado se ubican en bordes ígneos con relación $\text{Th}/\text{U} = 0,49$ y $\text{Th}/\text{U} = 0,26$. Las relaciones Th/U de los cuarenta y cuatro resultados varían de 2,09 y 0,008.

Los circones presentan núcleos heredados con edades entre $2728,88 \pm 58,54$ Ma (Neoarquiano) y $336,04 \pm 7,55$ (Carbonífero - Viseo) (Figura 7-55 c, d y e).

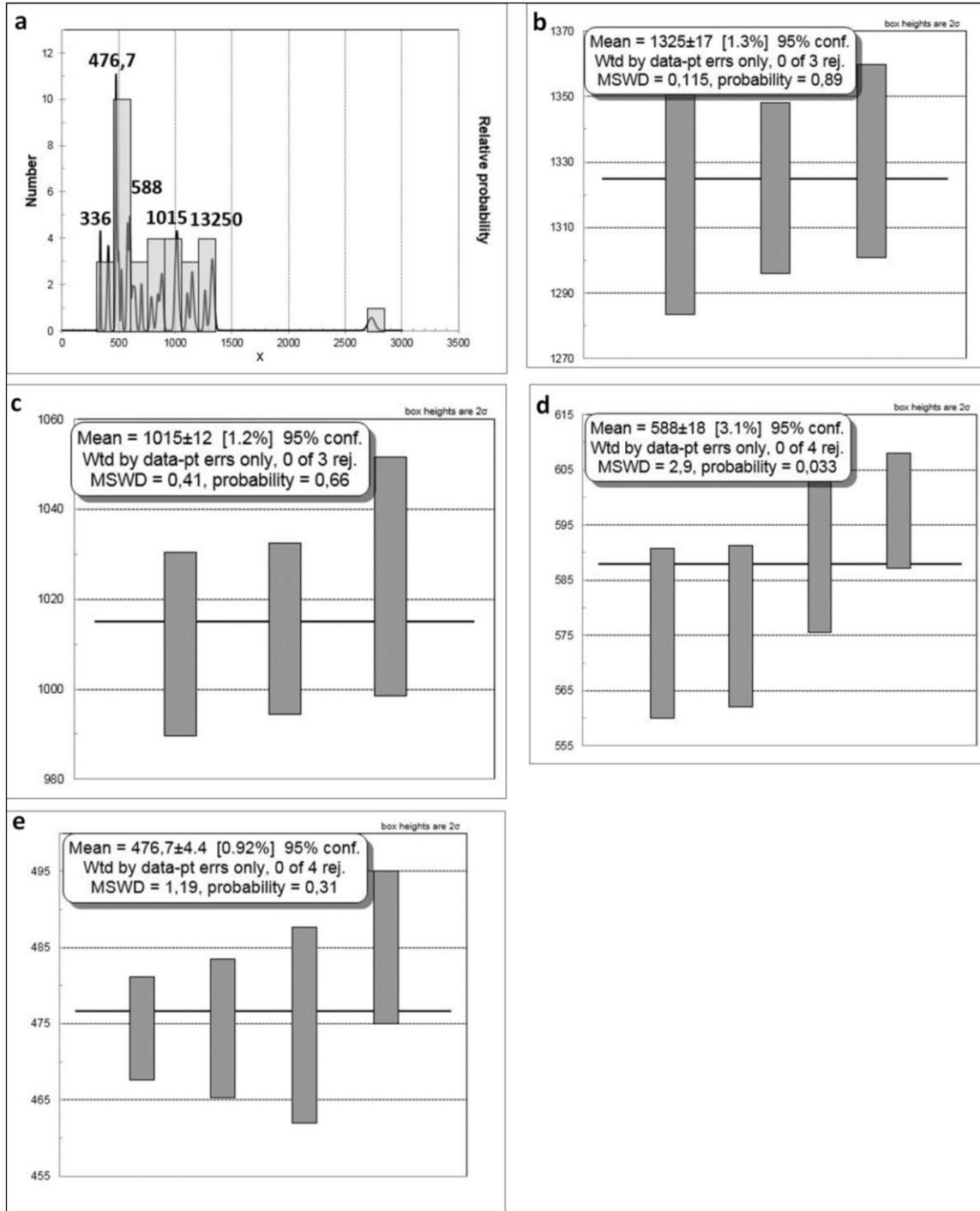
Figura 7-55. Geocronología de la muestra CSB-232.



a) fotografía de la roca b), diagrama de densidad de probabilidad para herencias ígneas, c, d y e) diagramas de concordia Wetherill para diferentes rangos de edad y herencias en circones ígneos y f) diagrama de concordia Wetherill para análisis de circones con núcleos y bordes metamórficos. Fuente: propia.

Los núcleos ígneos heredados presentan resultados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $2728,88\pm 58,54$ Ma (Neoarquiano); $1330,62\pm 29,36$ Ma y $1010,29\pm 20,39$ Ma (Mesoproterozoico), este intervalo de edades forma dos poblaciones con edades entre 1325 ± 17 Ma MSWD= 0,11 (n=3) (Figura 7-56 b) y 1015 ± 12 Ma MSWD= 0,41 (n=3) (Figura 7-56 c); $994,80\pm 18,49$ Ma y $575,52\pm 15,37$ (Neoproterozoico); esta población arrojó una edad promedio de 588 ± 18 Ma MSWD= 2,9 (n=4) (Figura 7-56 d); $523,21\pm 12,2$ Ma y $497,90\pm 9,87$ (Cámbrico); $485,18\pm 10,03$ Ma y $474,50\pm 6,78$ (Ordovícico); este intervalo arrojó una edad promedio de $476,7\pm 4,4$ Ma MSWD= 1,19 (n=3) (Figura 7-56 e), con relaciones Th/U para todas las herencias ígneas entre 2 y 0,2; $409,46\pm 12,91$ Ma y $399,62\pm 15,88$ (Devónico); $336,04\pm 7,55$ (Carbonífero - Viseo), con relaciones Th/U > 0,1. Las herencias metamórficas en bordes y núcleos presentaron resultados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $1217,72\pm 31,26$ Ma (Mesoproterozoico-Steniano); $709,14\pm 82$ Ma y $611,06\pm 8,41$ (Neoproterozoico) y $477,71\pm 10,98$ (Ordovícico-Floian) (Figura 7-56 a), con relaciones Th/U < 0,1.

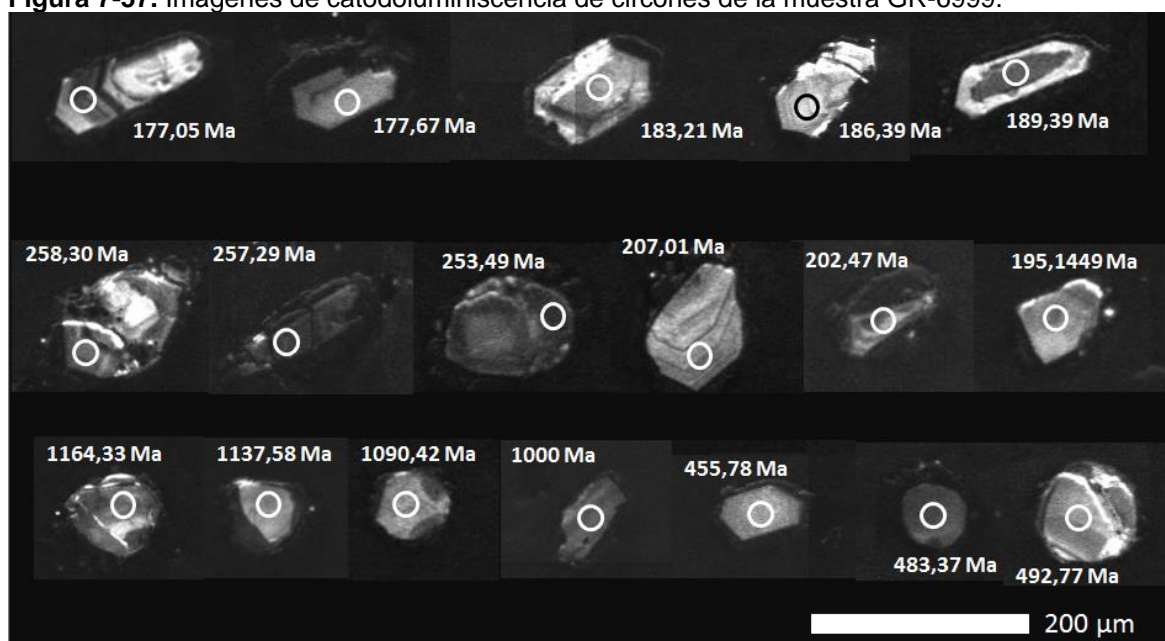
Figura 7-56. Geocronología de la muestra CSB-232.



a) diagrama de densidad de probabilidad para herencias ígneas, b, c, d y e) diagrama de edad media ponderada para diferentes rangos de herencias ígneas. Fuente: propia.

La muestra GR-6999 se colectó en la vía Norcasia – San Diego, corresponde a un esquistito de cuarzo-sericitico, contiene cuarzo (55%) + sericita (45%). Los circones son incoloros, en forma de tallos con terminaciones subredondeadas, algunos multifascéticos con patinas de grafito, y de tamaño $<100\ \mu\text{m}$, también se encuentran cristales anhedrales subesféricos. En imágenes de CL son comunes los cristales de textura homogénea, otros zonados, de formas prismáticas, también se observan circones redondeados con núcleos homogéneos de color gris claro y bordes oscuros o con bordes claros de sobrecrecimiento metamórfico y cristales con luminiscencia irregular heterogéneos (Figura 7-57).

Figura 7-57. Imágenes de catodoluminiscencia de circones de la muestra GR-6999.

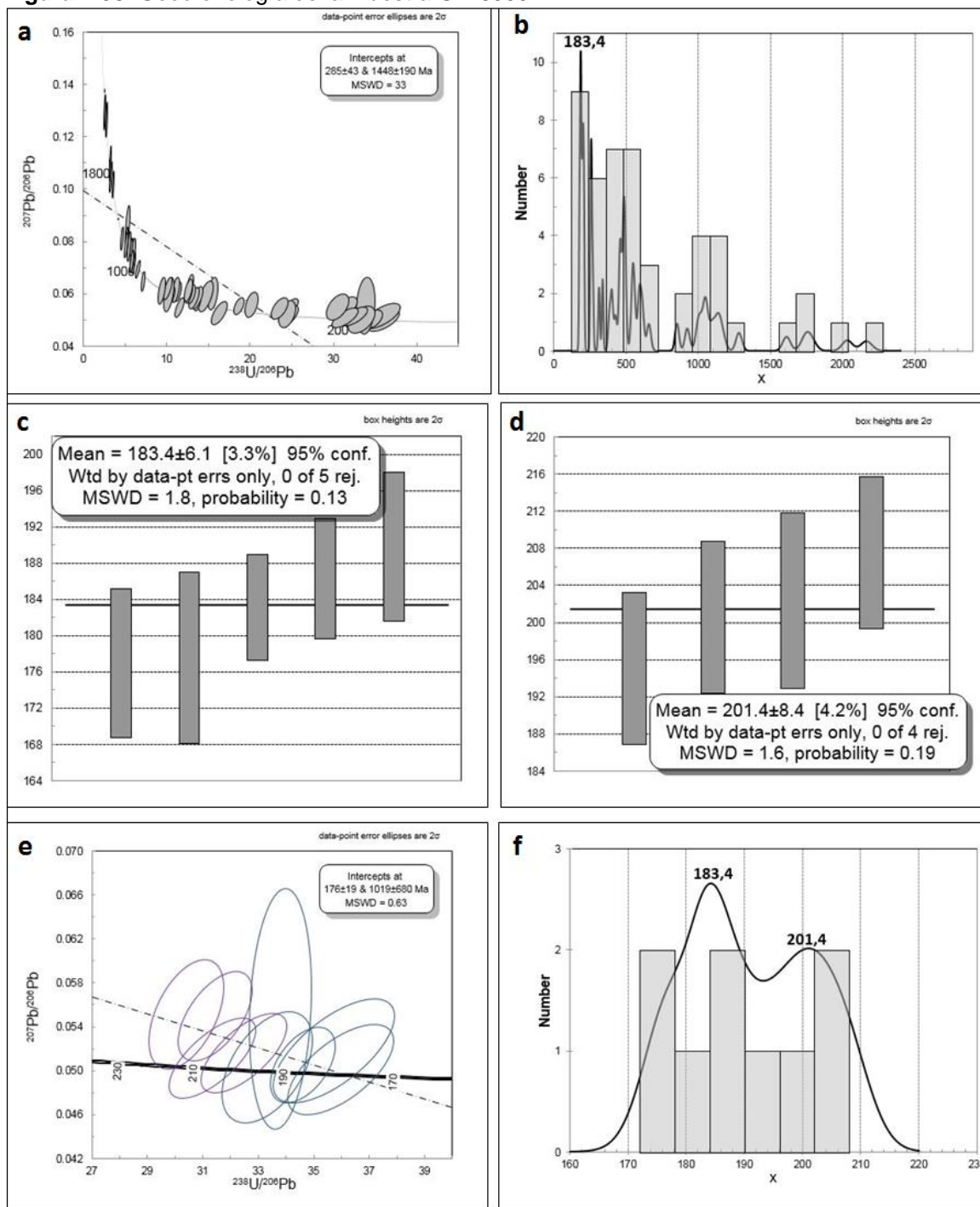


Fuente: propia.

La edad máxima de depositación se obtuvo a partir de dos subpoblaciones (Figura 7-58 f): una del Jurásico temprano con edades entre $\sim 177\ \text{Ma}$ y $\sim 190\ \text{Ma}$, con edad promedio de $183,4 \pm 6,1$ ($n=5$) $\text{MSWD}=1,8$ y la otra con edades entre ~ 195 y $\sim 207\ \text{Ma}$ arrojó una edad del Triásico superior de $201,4 \pm 8,4\ \text{Ma}$ ($n=4$) $\text{MSWD}=1,6$. Estas edades se obtuvieron en núcleos y bordes de cristales ígneos, en circones con estructura concéntrica y con relaciones Th/U entre 0,21 y 1,39. La edad de $183,4 \pm 6,1\ \text{Ma}$ representa la edad máxima de depositación.

Los núcleos ígneos heredados presentan resultados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre $195,14\pm 8,18$ Ma (Jurásico) y $2162,17\pm 78,51$ Ma (Mesoproterozoico). Las herencias ígneas (Jurásicas) se obtuvieron en circones ígneos con edades entre $195,14\pm 11,8\pm 8,18$ y $207,61\pm 8,7$ Ma y relaciones Th/U entre 0,9 y 0,9. Se obtuvieron cuatro herencias, dos de ellas en bordes de cristales con edades de $253,49\pm 9,3$ Ma y $258,3\pm 10$ Ma (Pérmico) y relaciones Th/U < 0,1, probablemente metamórficas y dos herencias en núcleos de cristales de $257,3\pm 10,6$ Ma y $268,3\pm 10,6$ Ma (Pérmico) con relaciones Th/U > 0,1. Tres datos arrojaron edades entre $311,6\pm 11,8$, $336\pm 10,5$ y $384\pm 19,1$ Ma (Carbonífero) con relaciones Th/U entre 0,18 y 0,8. Del (Devónico y Silúrico) se obtuvieron dos datos de $400,8\pm 15,4$ y $425,2\pm 21,8$ Ma, con relaciones Th/U de 0,57 y 0,38. Se obtuvieron cinco edades entre $455,8\pm 14,7$ y $483,4\pm 15,2$ (Ordovícico) en núcleos ígneos y bordes metamórficos, estos últimos relaciones Th/U < 0,12. Se presentan tres circones con edades de $491,3\pm 17,6$, $492,8\pm 18,8$ y $540,3\pm 24,2$ Ma (Cámbrico) y relaciones Th/U entre 0,21 y 0,57. Nueve circones arrojaron edades entre 545,5 y $1000\pm 35,8$ Ma, (Neo proterozoicas). Se obtuvieron seis datos con edades entre $1090,42\pm 45,19$ y $1609,21\pm 53,68$ Ma del (Mesoproterozoico) y cuatro edades de $1740,16\pm 66,22$ y $2162,17\pm 78,51$ Ma (Paleo-proterozoico) con relaciones Th/U entre 0,4 y 1,18.

Figura 7-58. Geocronología de la muestra GR-6999.



a) diagrama Tera Wasserburg, b) diagrama de densidad de probabilidad, c) y d) diagramas de edad media ponderada y e) diagrama Tera Wasserburg y f) diagrama de densidad de probabilidad para circones de edad Triásico y Jurásico. Fuente: propia.

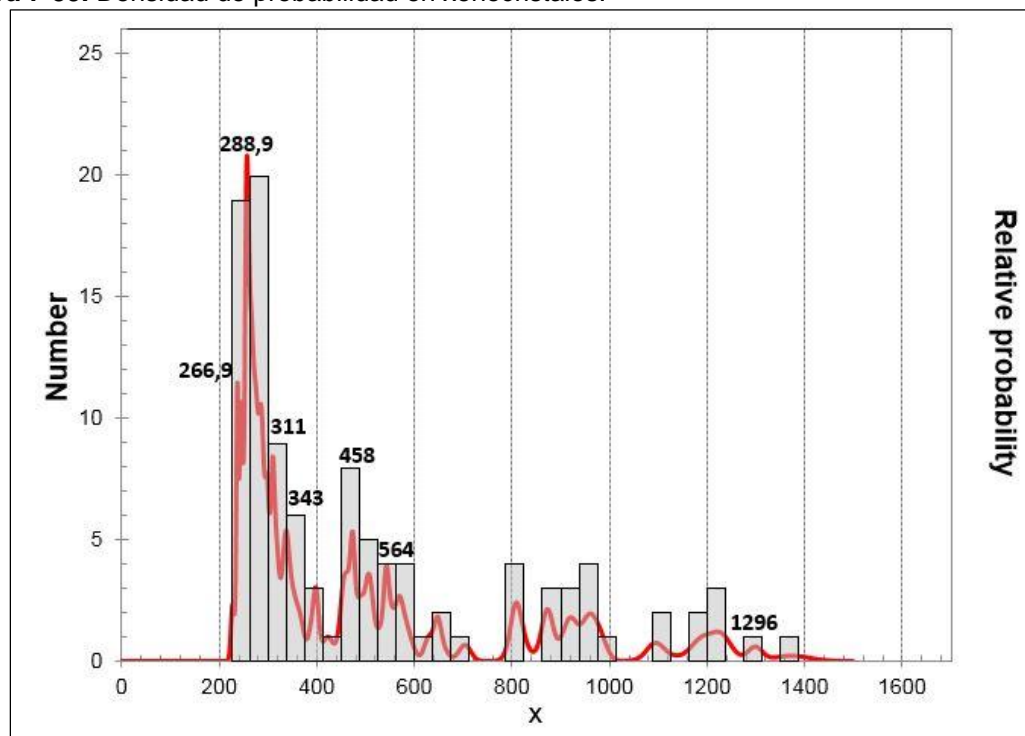
7.4.3 Herencias de xenocristales del Gneis de Naranjales y El Complejo Cajamarca

De las 15 muestras datadas para el Gneis de Naranjales y las rocas del Complejo Cajamarca, se identificaron herencias tanto ígneas como metamórficas. Estas se describen a continuación:

▪ Herencias ígneas en xenocristales del Gneis de Naranjales

Las herencias ígneas del Gneis de Naranjales se obtuvieron a partir de siete dataciones U-Pb en muestras de roca y arrojaron cinco poblaciones con edades U-Pb entre 1296 Ma Mesoproterozoico, 564 Ma Neoproterozoico, 458 Ma Ordovícico, 343 y 311 Ma Carbonífero y dos edades que corresponden a procesos de fusión parcial de 288,9 y 266,9 Ma Pérmico (Figura 7-59).

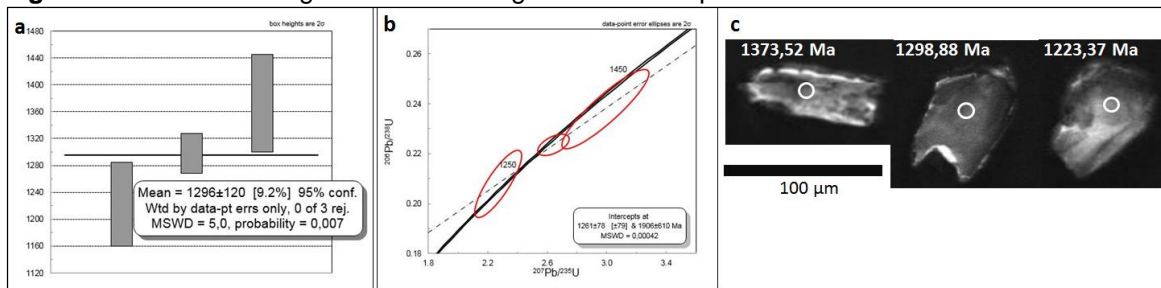
Figura 7-59. Densidad de probabilidad en xenocristales.



La línea de color rojo representa las herencias ígneas del Mesoproterozoico hasta el Carbonífero y las edades de cristalización de edad Pérmicas del Gneis de Naranjales. Fuente: propia.

Las poblaciones más antiguas se encontraron en la muestra GR-7001B en xenocristales que arrojaron una edad promedio ponderada U-Pb de 1296 Ma (Mesoproterozoico). Los núcleos son de textura homogénea, algunos están levemente recrystalizados y con bordes de sobrecrecimiento (Figura 7-60 c), sus relaciones Th/U varían de 0,2-1,1 y los valores de U entre 295 y 535 ppm.

Figura 7-60. Geocronología de herencias ígneas del Mesoproterozoico.

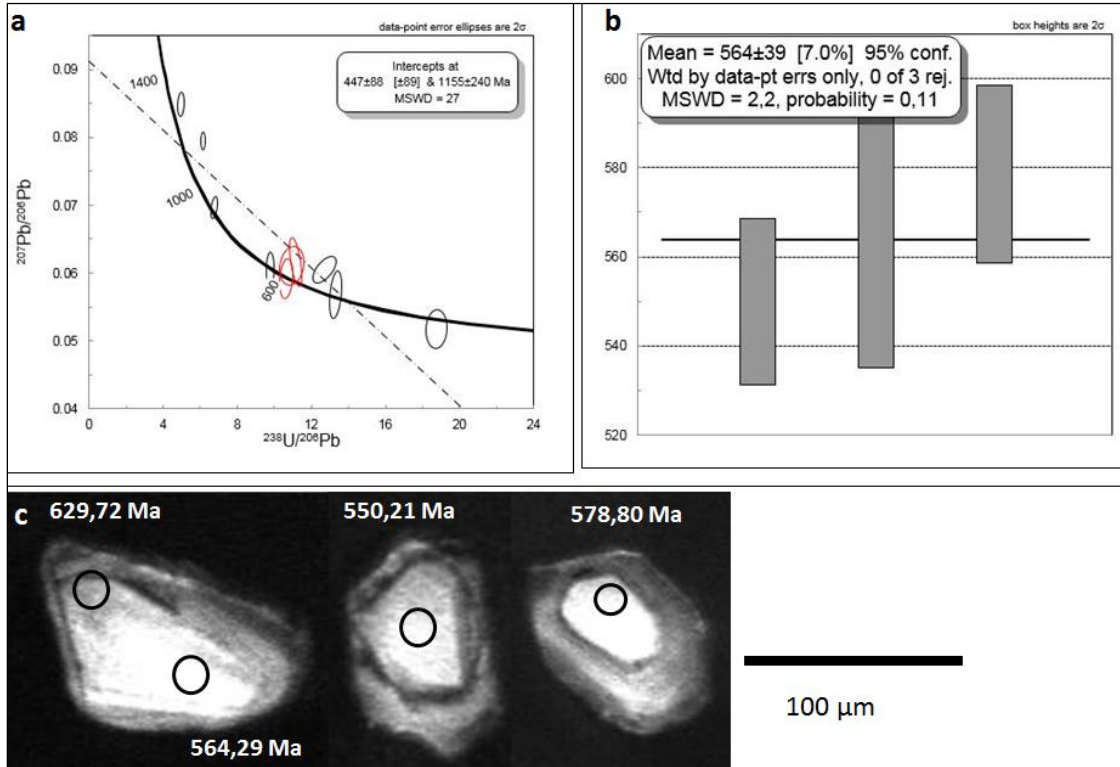


a) diagramas de edad media ponderada de xenocristales, b) diagramas de concordia Wetherill para diferentes rangos de edades y herencias en circones ígneos y c) morfología del circón y edades analizadas. Fuente: propia.

Las herencias ígneas del Neoproterozoico se reportan en la muestra CSB-213 con edad promedio ponderada U-Pb de 564 Ma. Los resultados se obtuvieron en xenocristales con núcleo heredado de color blanco a gris, sin zonaciones oscilatorias y con bordes de sobrecrecimiento (Figura 7-61 c), sus relaciones Th/U varían de 0,2-1,1 y valores de U entre 128 y 245 ppm.

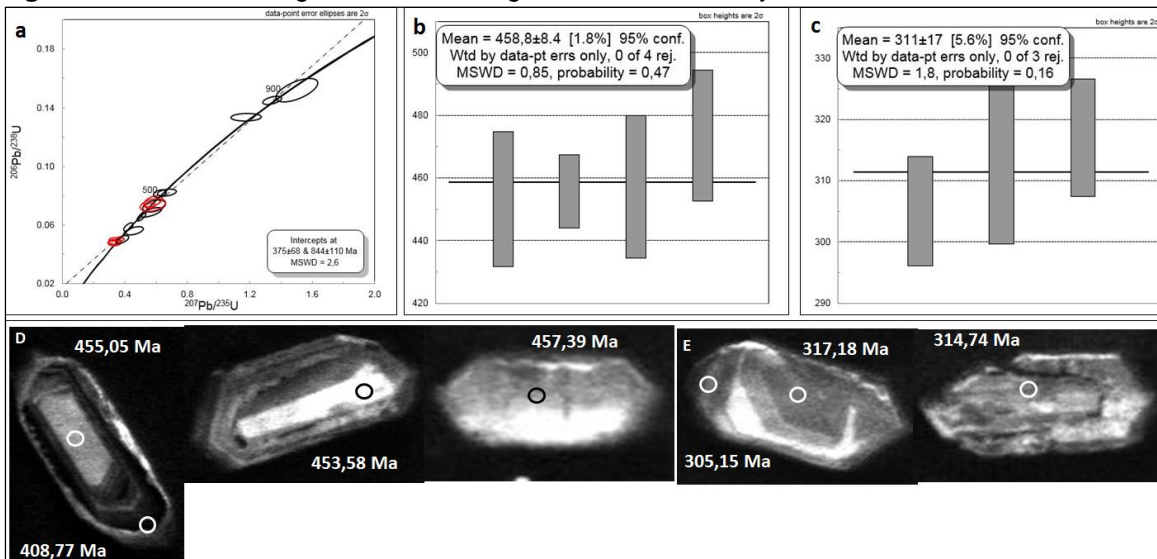
La muestra CSB-223 arrojó herencias ígneas U-Pb de 458 Ma Ordovícico y 311 Ma Carbonífero. Las herencias de 458 Ma se presentan en núcleos de color gris claro a oscuro, textura homogénea, algunos con leves zonaciones y con bordes de crecimiento de origen ígneo (Figura 7-62 d). Las herencias de 311 Ma se registraron en xenocristales con núcleo homogéneo, algunos muestran diferentes ciclos de crecimiento oscilatorio y bordes de sobrecrecimiento (Figura 7-62 e). Las relaciones Th/U de los circones varían de 0,4-0,7 y los valores de U entre 160-598 ppm.

Figura 7-61. Geocronología de herencias ígneas del Neoproterozoico.



a) diagramas de concordia Wetherill para diferentes rangos de edades y herencias en circones ígneos, b) diagramas de edad media ponderada de xenocristales y c) morfología del circón y edades analizadas. Fuente: propia.

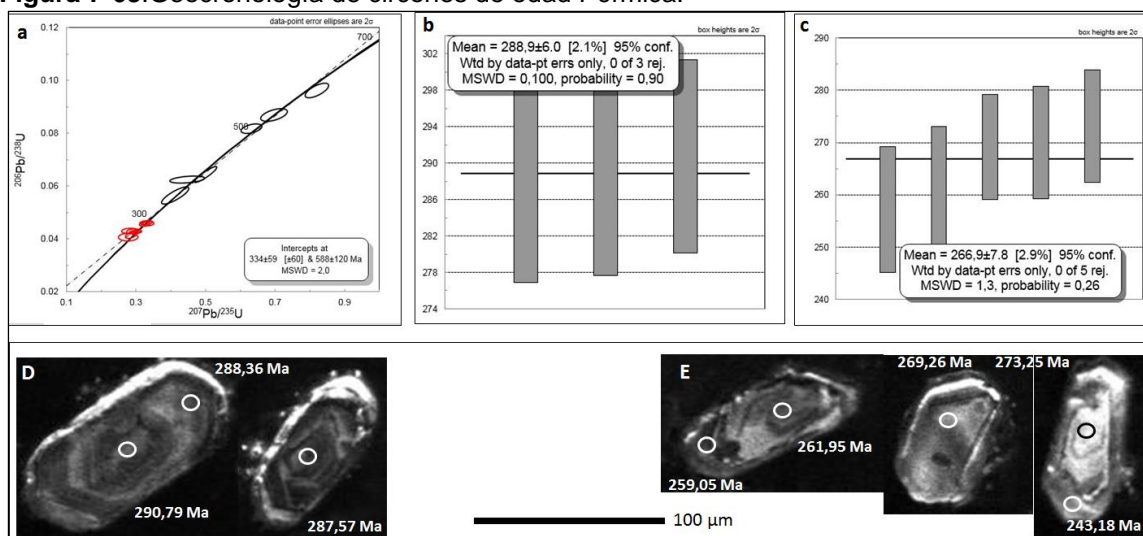
Figura 7-62. Geocronología de herencias ígneas del ordovícico y Carbonífero.



a) diagramas de concordia Wetherill para diferentes rangos de edades y herencias en circones ígneos, b y c) diagramas de edad media ponderada de xenocristales, d y e) morfología del circón y edades analizadas. Fuente: propia.

La muestra CSB-249 arrojó edades U-Pb de 288,9 y 266,9 Ma Pérmico las cuales no se consideran herencias ígneas y se asocian a un proceso de fusión parcial que cristalizó circones neoformados. La edad de 288,9 Ma se obtuvo en cristales con zonaciones oscilatorias y diferentes ciclos de crecimiento (Figura 7-63 d). La edad de 266,9 Ma fue obtenida en cristales con zonificaciones de crecimiento ígneo, otros núcleos exhiben textura homogénea sin zonaciones oscilatorias y desarrollo de bordes de sobrecrecimiento metamórfico (Figura 7-63 e). Las relaciones Th/U para los circones varían de 0,3-1 y los valores de U entre 230 y 635 ppm.

Figura 7-63. Geocronología de circones de edad Pérmica.



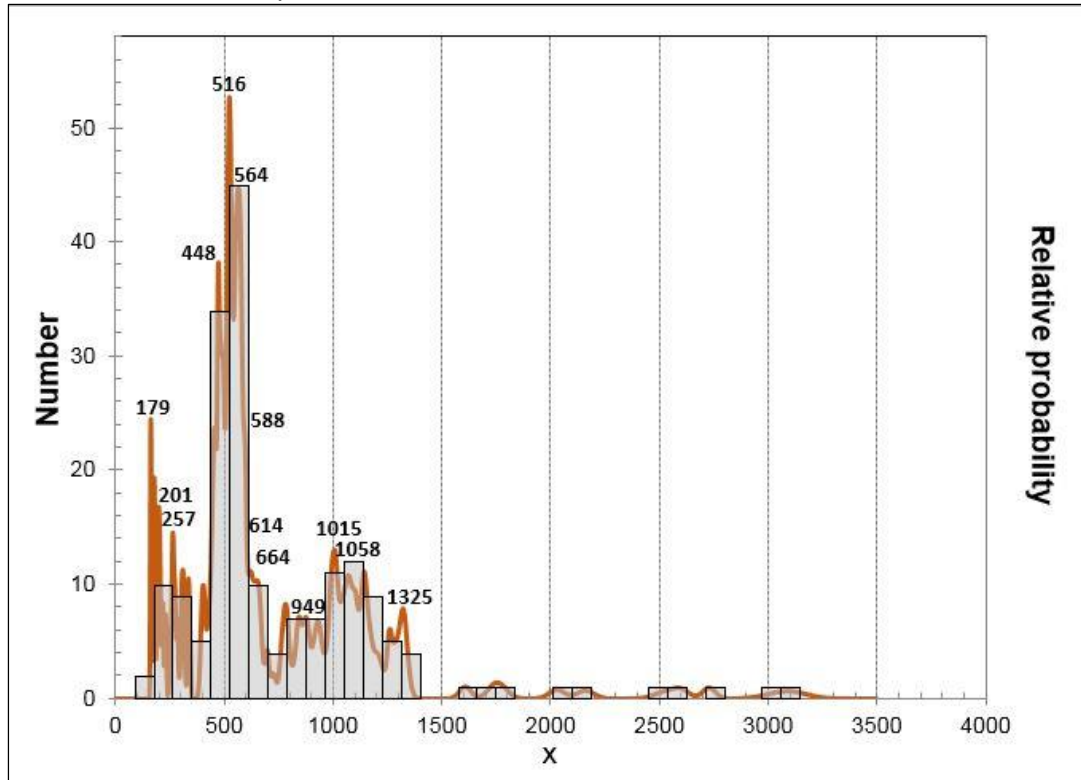
a) diagramas de concordia Wetherill para diferentes rangos de edades ígneas, b y c) diagramas de edad media ponderada de xenocristales, d y e) morfología del circón y edades analizadas. Fuente: propia.

▪ Herencias ígneas en xenocristales del Complejo Cajamarca

En el Complejo Cajamarca se realizaron seis dataciones en esquistos y meta-arenitas y se obtuvieron catorce poblaciones con edades U-Pb entre 1325, 1058, 1015 Ma (Mesoproterozoico), 949, 664, 614, 588, 564 Ma (Neoproterozoico), 526, 516 Ma (Cámbrico) 448 Ma (Ordovícico), 257 Ma (Pérmico), 201 Ma (Triásico) y 179 Ma (Jurásico) (Figura 7-64).

Las poblaciones más antiguas de xenocristales se encontraron en las muestras CSB-232 y CSB-230 con edades U-Pb de 1325, 1058 y 1015 Ma (Figura 7-64). Las edades de 1325 y 1058 Ma muestran núcleos de textura homogénea, de color gris claro y con leves zonificaciones de crecimiento de origen ígneo, otros son prismáticos largos y con bordes de sobrecrecimiento (Figura 7-65 d y h). Los xenocristales de 1015 Ma son prismáticos cortos de color gris claro, algunos con textura homogénea y sin zonaciones oscilatorias, otros presentan leves zonaciones de crecimiento y borde de sobrecrecimiento metamórfico de 5-10 μm (Figura 7-65 e). Las relaciones Th/U de los circones varían de 0,2-0,9 y los valores de U entre 29 y 1165 ppm.

Figura 7-64. Densidad de probabilidad de xenocristales.

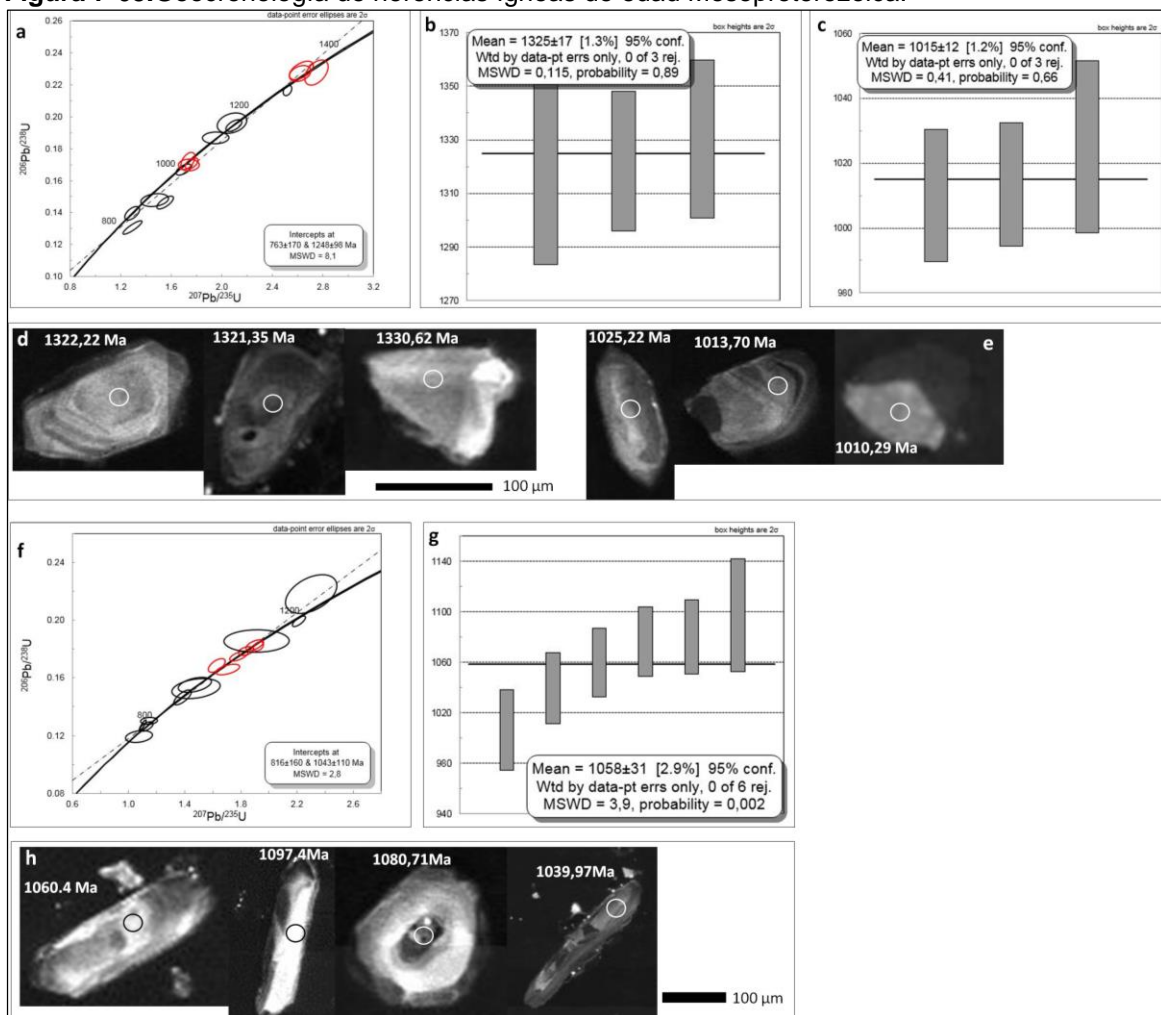


La línea de color marrón representa las diferentes herencias ígneas del Complejo Cajamarca. Fuente: propia.

Las herencias del Neoproterozoico se encontraron en las muestras CSB-214, CSB-230, CSB-232 y CSB-243 y arrojaron poblaciones en xenocristales con edades U-Pb entre 949, 664, 614, 588 y 564 Ma. Los núcleos son de textura homogénea, de color gris claro, sin zonaciones oscilatorias y con desarrollo de bordes de sobrecrecimiento (Figura 7-66 c y

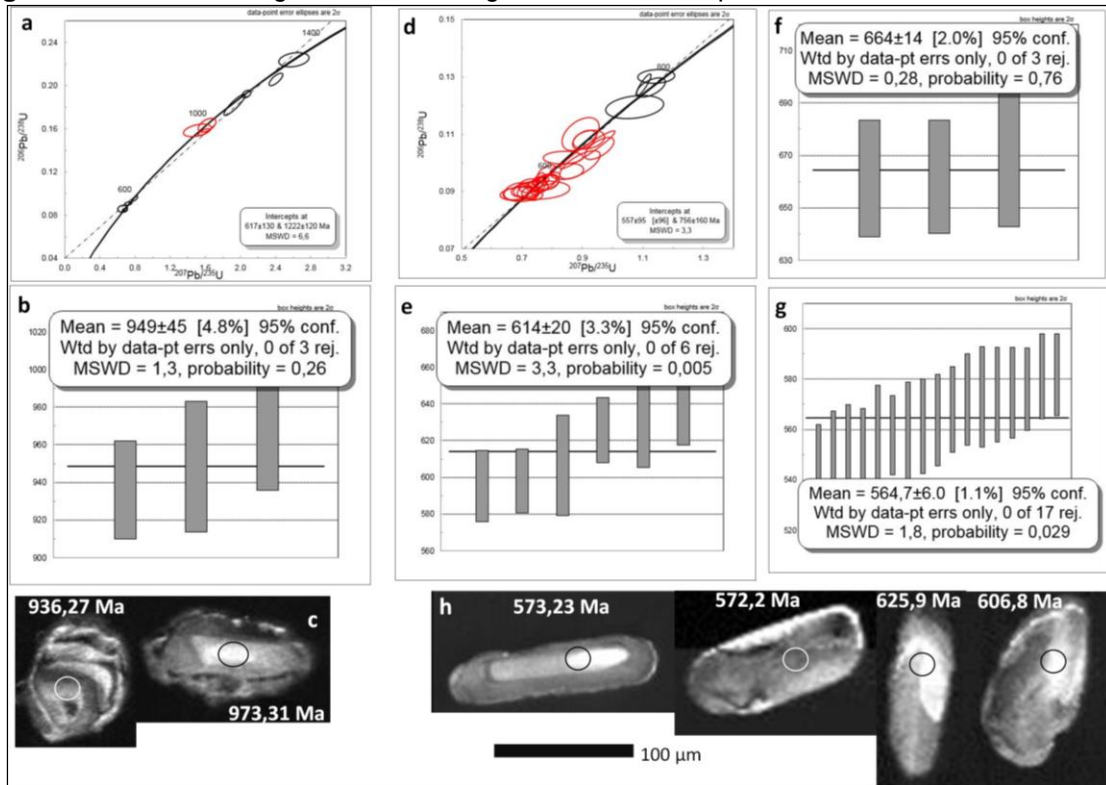
h), algunos exhiben textura bimodal y leve borde de sobrecrecimiento (Figura 7-67 f). Los valores de U para todas las muestras varían de 40-1324 ppm y las relaciones Th/U entre 0,2-2.

Figura 7-65. Geocronología de herencias ígneas de edad Mesoproterozoica.



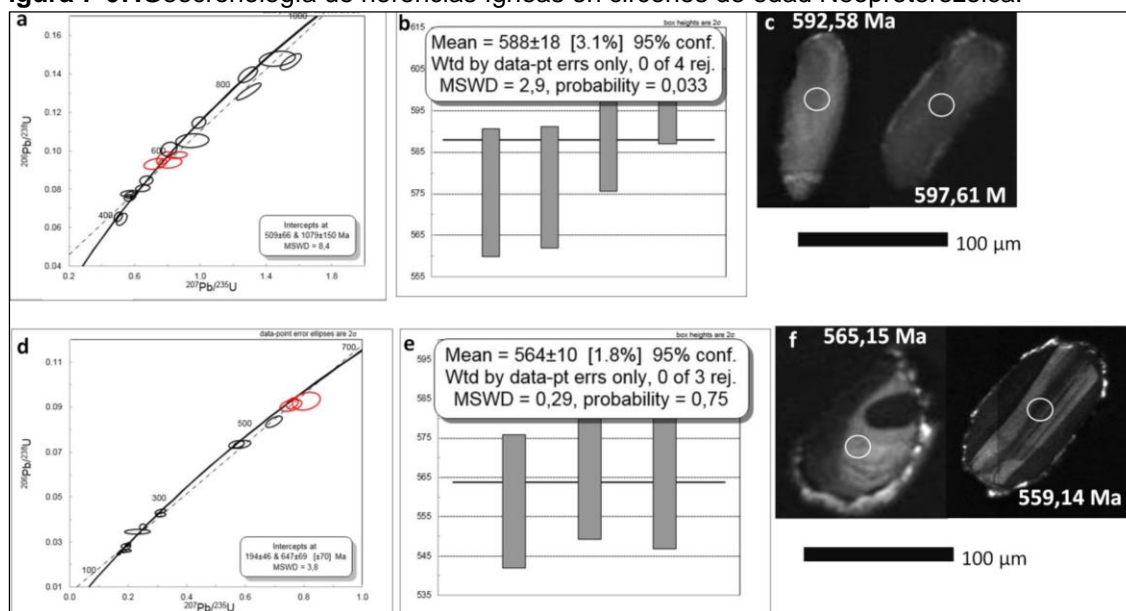
a) diagramas de concordia Wetherill para diferentes rangos de edades y herencias en circones ígneos de la muestra CSB-232, b y c) diagramas de edad media ponderada de xenocristales, d y e) morfología del circón y edades analizadas, f) diagramas de concordia Wetherill para diferentes rangos de edades y herencias ígneas de la muestra CSB-230, g) diagramas de edad media ponderada de xenocristales y h) morfología del circón y edades analizadas. Fuente: propia.

Figura 7-66. Geocronología de herencias ígneas de edad Neoproterozoica.



a) diagramas de concordia Wetherill para diferentes rangos de edades y herencias en circones ígneos de la muestra CSB-214, b) diagramas de edad media ponderada de xenocristales, c) morfología del circón y edades analizadas, d) diagramas de concordia Wetherill para diferentes rangos de edades y herencias ígneas de la muestra CSB-230, e) y g) diagramas de edad media ponderada de xenocristales y h) morfología del circón y edades analizadas. Fuente: propia.

Figura 7-67. Geocronología de herencias ígneas en circones de edad Neoproterozoica.



a y d) diagramas de concordia Wetherill para diferentes rangos de edades y herencias en circones ígneos de la muestra CSB-23, b) diagramas de edad media ponderada de xenocristales, c) morfología del circón y edades analizadas, d) diagramas de concordia Wetherill para diferentes rangos de edades y herencias ígneas de la muestra CSB-243, e) diagramas de edad media ponderada de xenocristales y f) morfología del circón y edades analizadas. Fuente: propia.

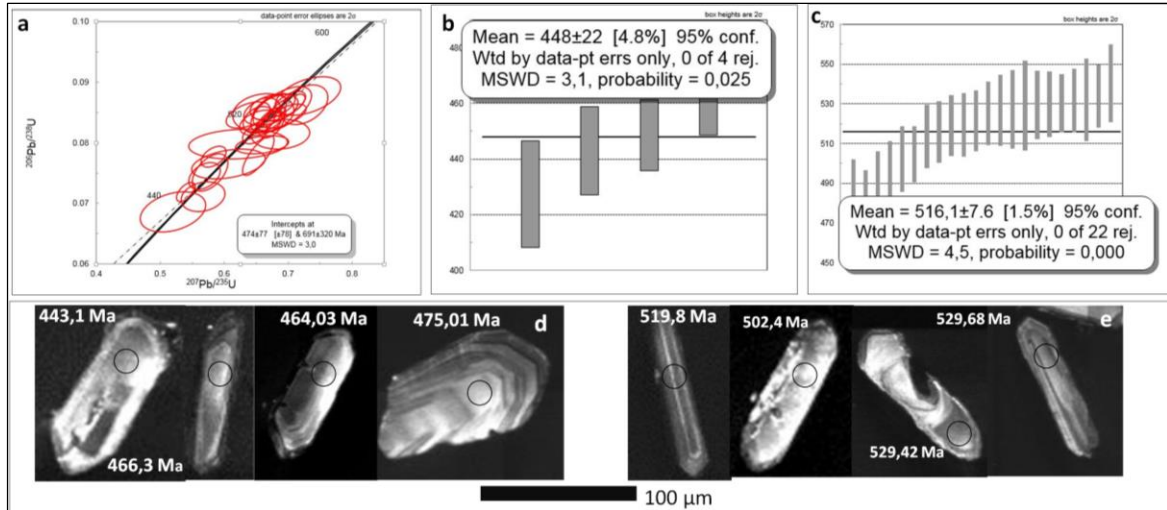
Las herencias en xenocristales del Cámbrico y Ordovícico se obtuvieron en la muestra de roca CSB-230 y arrojaron dos poblaciones con edades U-Pb de 516 Ma y 448 Ma. Los xenocristales de 516 Ma son prismáticos largos con textura homogénea de color gris claro y algunos muestran texturas complejas (Figura 7-68 e). Los circones heredados de 448 Ma son homogéneos y exhiben bordes de sobrecrecimiento de origen ígneo (Figura 7-68 d). Los valores de U para todos los circones varían entre 76-799 ppm y las relaciones Th/U entre 0,2-1,46.

Las herencias en xenocristales de edad Pérmica se obtuvieron en la muestra de roca CSB-238 y arrojaron una edad media ponderada U-Pb de 257 Ma Pérmico (Figura 7-69 b). Los xenocristales son prismáticos homogéneos, de color gris claro y con desarrollo de bordes de sobrecrecimiento (Figura 7-69 c). Las relaciones Th/U varían de 0,2-1,1 y los valores de U entre 91 y 536 ppm.

Las herencias más jóvenes se obtuvieron en las muestras de roca GR-6999 y CSB-243 con edades Pb-U de 201 Ma Triásica y 179 Ma Jurásica. Los núcleos heredados de 201 y

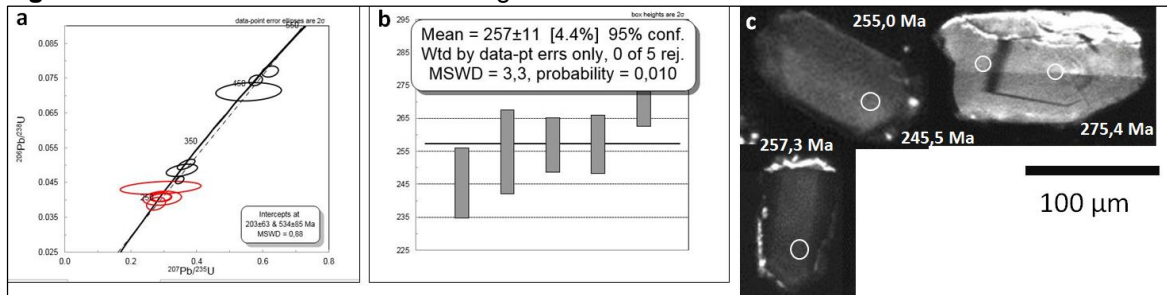
179 Ma son homogéneos y otros presentan leves zonaciones de crecimiento de origen ígneo (Figura 7-70 c y f).

Figura 7-68. Geocronología de herencias ígneas del Cámbrico y Ordovícico.



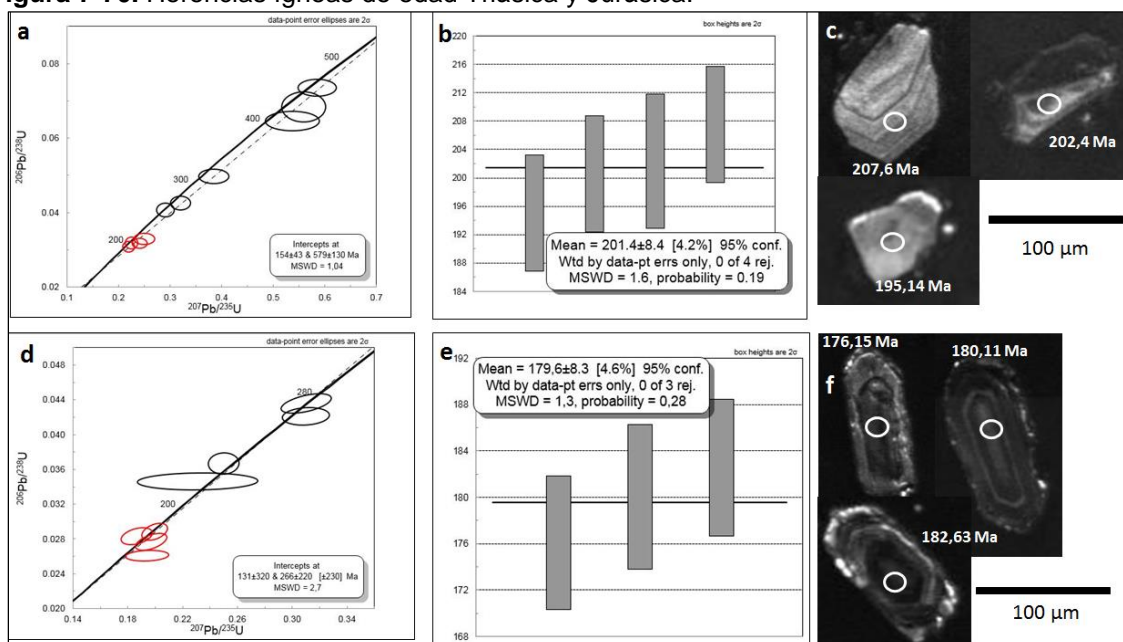
a) diagramas de concordia Wetherill para diferentes rangos de edades y herencias en circones ígneos de la muestra CSB-230, b y c) diagramas de edad media ponderada de xenocristales, d y e) morfología del circón y edades analizadas. Fuente: propia.

Figura 7-69. Herencias en xenocristales ígneos de edad Pérmica.



a) diagramas de concordia Wetherill para diferentes rangos de edades y herencias en circones ígneos de la muestra CSB-238, b) diagramas de edad media ponderada de xenocristales y c) morfología del circón y edades analizadas. Fuente: propia.

Figura 7-70. Herencias ígneas de edad Triásica y Jurásica.



a) diagramas de concordia Wetherill para diferentes rangos de edades y herencias en circones ígneos de la muestra GR-6999, b) diagramas de edad media ponderada en xenocristales, c) morfología del circón y edades analizadas, d) diagramas de concordia Wetherill para diferentes rangos de edades y herencias en circones ígneos de la muestra CSB-243, e) diagramas de edad media ponderada en xenocristales y f) morfología del circón y edades analizadas. Fuente: propia.

▪ Relación temporal entre las herencias ígneas del Gneis de Naranjales y El Complejo Cajamarca.

En los circones ígneos heredados del Gneis de Naranjales y el Complejo Cajamarca se obtuvieron agrupaciones de edades U-Pb entre 1325-949 Ma (Mesoproterozoico), 564 Ma (Neoproterozoico), 448-458 Ma (Ordovícico) y 257 Ma (Pérmico) (Figura 7-71) y solo en el Complejo Cajamarca se encontraron las herencias ígneas más jóvenes con edades U-Pb de 201 Ma Triásica y 179 Ma Jurásica en las muestras de roca GR-6999 y CSB-243 (Figura 7-71).

El Gneis de Naranjales arrojó herencias ígneas con una edad media ponderada U-Pb de 1296 Ma Mesoproterozoico y de manera similar en las rocas metamórficas del Complejo Cajamarca se obtuvieron herencias ígneas con edades U-Pb entre 1325, 1058 y 949 Ma. La faja Granulítica Garzón-Santa Marta es producto de acreción al Escudo Guayanés en la colisión de Laurentia y Amazonia que originó la Orogenia Grenvilliana (Kroonenberg 1982; Restrepo-Pace et al.; 1997; Cediél et al., 2003). Kroonenberg (2019) reporta edades

U-Pb en circón entre 1150 y 950 Ma en granulitas y gneises de facies granulita pertenecientes a la Orogenia Grenvillina. Por lo expuesto anteriormente, se plantea que las herencias ígneas del Gneis de Naranjales y El Complejo Cajamarca del Mesoproterozoico se correlacionan temporalmente con la Orogenia Grenvilliana.

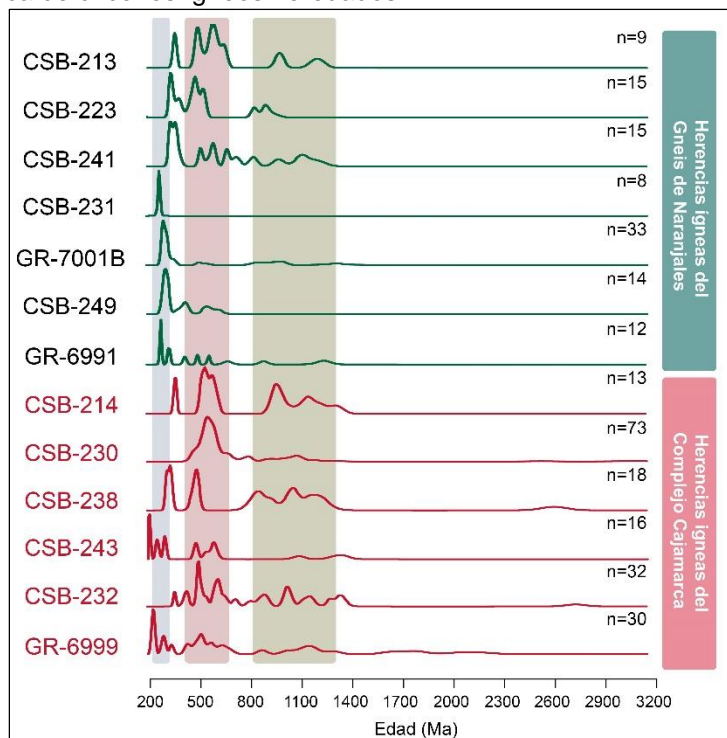
Los circones heredados de origen ígneo del Gneis de Naranjales y El Complejo Cajamarca arrojaron edades U-Pb entre 458-448 Ma (Ordovícico) las cuales se correlacionan con las edades U-Pb de 479 y 443 Ma obtenidas en circones magmáticos del Gneis de la Miel y estas a su vez, son similares a los plutones entre 480-440 Ma que bordeaban Gondwana (Martens et al., 2014). Posteriormente, van der Lelij et al. (2016) en el Macizo de Santander, datan la Formación Silgará con edad U-Pb de $479,8 \pm 3,1$ Ma y el Ortogneis de Berlín con edades U-Pb de $472,5 \pm 3,4$ y $473,5 \pm 2,5$ Ma. Ma. Ramos (2015) propone que el ciclo orogénico famatiniano tuvo una amplia distribución entre Venezuela y la Patagonia, con comportamiento disímil a lo largo del margen. Por lo tanto, los circones heredados del Gneis de Naranjales y El Complejo Cajamarca probablemente representan parte de los remanentes de la Orogenia Famatiniana en la cordillera Central de Colombia.

En el Complejo Cajamarca se obtuvieron herencias ígneas con edad promedio ponderada U-Pb de 257 Ma. En la Sierra Nevada de Santa Marta Cardona et al. (2010) han reconocido granitoides miloníticos y ortogneises con edades de cristalización U-Pb de 288.1 ± 4.5 Ma, $276.5 \pm 5,1$ Ma y 264.9 ± 4.0 Ma, relacionadas con intrusiones magmáticas. Spikings y Paul (2019) definen la exposición de granitoides Pérmicos dentro de los Andes del norte restringidos en la Sierra Nevada de Santa Marta (ca. 288–264 Ma). Rodríguez et al. (2019) definen en los Andes colombianos un arco magmático fragmentado con actividad entre 294 y 260 Ma. Este arco está expuesto a lo largo del flanco suroriental de la Cordillera Central en el Valle Superior del Magdalena, la serranía de San Lucas y la Sierra Nevada de Santa Marta. A partir de los datos reportados se plantea que las herencias ígneas de edad Pérmica del Complejo Cajamarca se relacionan con el arco magmático fragmentado desde el Valle Superior del Magdalena hasta la Sierra Nevada de Santa Marta.

Las herencias en circones ígneos más jóvenes del Complejo Cajamarca se obtuvieron en las muestras de roca GR-6999 y CSB-243 y arrojaron edades U-Pb de 201 Ma Triásicas y 179 Ma Jurásicas (Figura 7-71). Estas herencias se encontraron en meta-sedimentos que

forman una cuña limitada tectónicamente al NW por la falla Palestina, al Oeste del Gneis de Naranjales y en contacto inferido al Este de la Alaskita de Samaná. Rodríguez-García et al.(2020) describen el Arco Mocoa-Santa Marta (AMSM) en el Valle Superior del Magdalena, la Serranía de San Lucas, la Sierra Nevada de Santa Marta y la Alta Guajira, constituido por plutones con edades entre el Jurásico Temprano (~193 Ma) y el Jurásico Medio (~164 Ma) emplazados en un basamento Neoproterozoico y en granitoides de un arco Pérmico, los cuales fueron posteriormente dispersados a lo largo de la Paleomargen Suramericana. Los resultados geocronológicos de las herencias de edad Triásica y Jurásica del Complejo Cajamarca permiten sugerir una posible relación temporal con las edades del Arco Mocoa-Santa Marta o corresponder a una nueva unidad.

Figura 7-71. Gráfica de circones ígneos heredados.



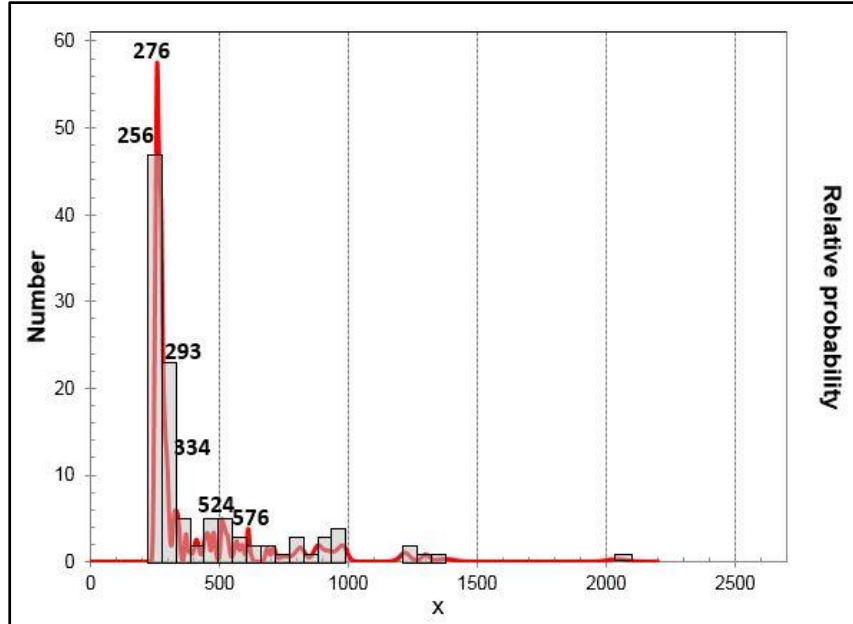
Línea de color verde representa los circones heredados del Gneis de Naranjales con edades desde el Mesoproterozoico hasta el Carbonífero y circones con edades de cristalización Pérmica y la línea de color marrón muestra los circones heredados del Complejo Cajamarca. Fuente: propia.

▪ Herencias metamórficas en xenocristales del Gneis de Naranjales

Las herencias metamórficas se obtuvieron en las muestras de roca CSB-223, CSB-241, GR-6991 y GR-7003 y arrojaron tres poblaciones en xenocristales y bordes de sobrecrecimiento metamórfico con edades U-Pb entre 576 Ma (Neoproterozoico), 524 Ma

(Cámbrico), 334 Ma (Carbonífero) y las edades de metamorfismo 293, 276, 256 Ma (Pérmico) (Figura 7-72).

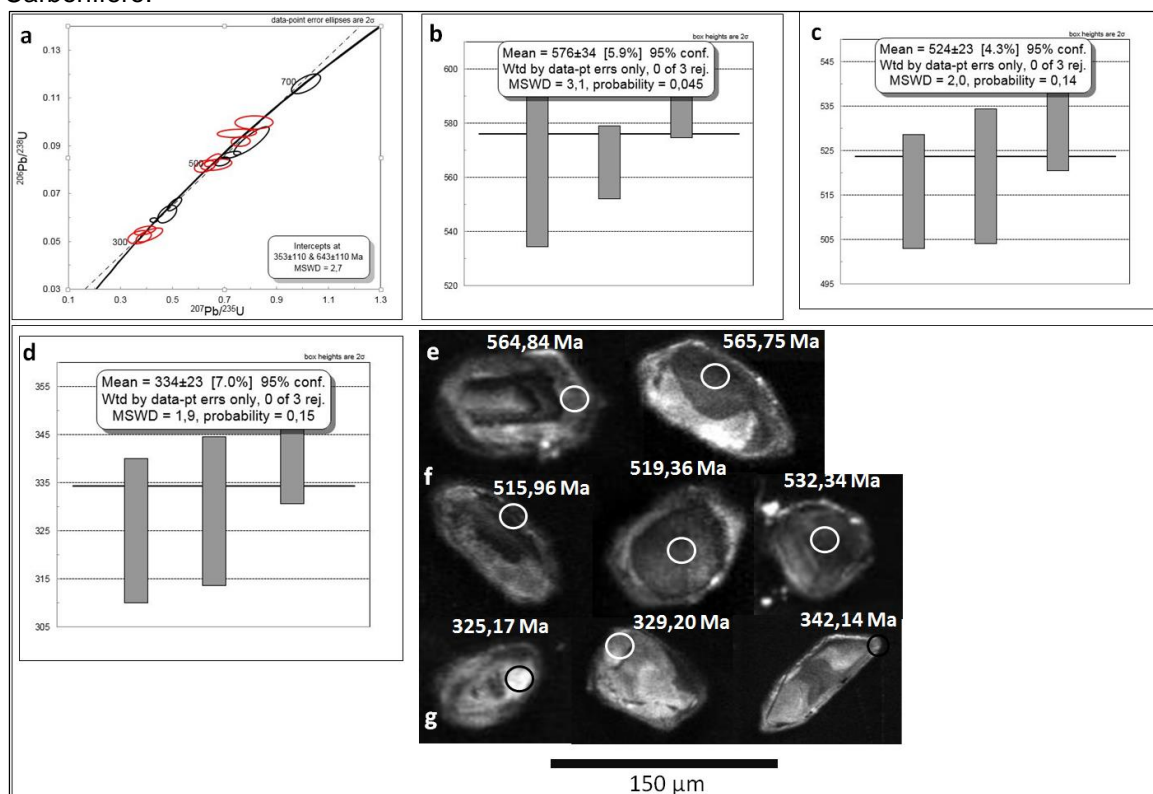
Figura 7-72. Histograma de frecuencias de xenocristales.



La línea de color rojo representa las diferentes herencias metamórficas del Neoproterozoico hasta el Carbonífero y el metamorfismo Pérmico del Gneis de Naranjales. Fuente: propia.

Las poblaciones más antiguas se encontraron en la muestra CSB-223 en xenocristales con edades U-Pb entre 576 Ma Neoproterozoico, 524 Ma Cámbrico y 334 Ma Carbonífero (Figura 7-73 a). Los núcleos heredados de 576 y 524 Ma son de textura homogénea de color gris claro a oscuro, sub-redondeados a sub-elongados sin zonaciones oscilatorias y con desarrollo de bordes de sobrecrecimiento metamórfico (Figura 7-73 e y f). Los núcleos heredados de 334 Ma son homogéneos, otros están recristalizados y con leves bordes de sobrecrecimiento (Figura 7-73 g). Las relaciones Th/U de todos los circones varían entre 0,01-0,1 y los valores de U de 210-743 ppm.

Figura 7-73. Herencias en xenocristales metamórficos de edad Neo-proterozoica, Cámbrico y Carbonífero.



a) diagramas de concordia Wetherill para diferentes edades y herencias en circones metamórficos. b, c y d) diagramas de edad media ponderada de xenocristales, e, f y g) morfología del circón y edades analizadas. Fuente: propia.

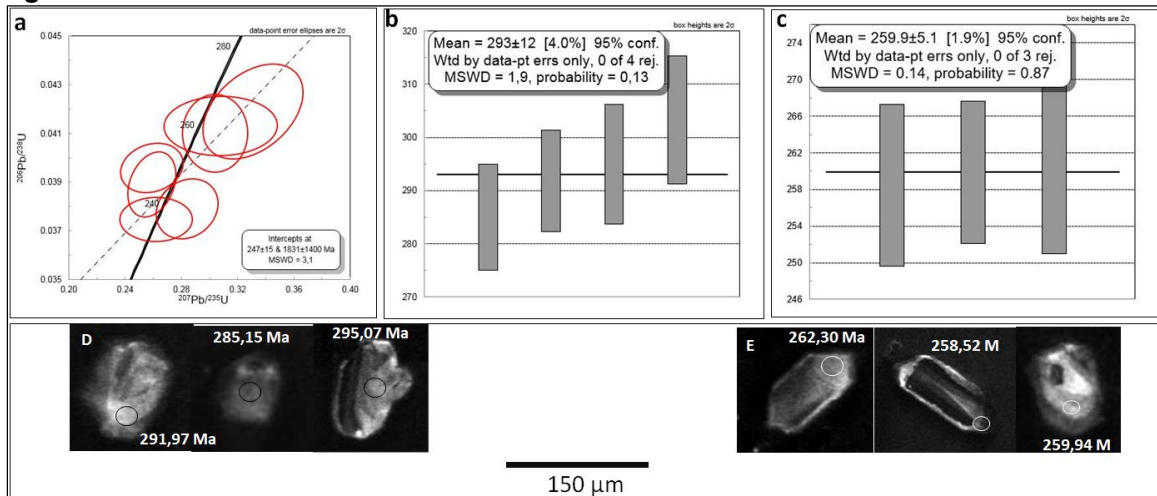
En el Pérmico las edades son consideradas producto de metamorfismo y se obtuvieron en núcleos y bordes de sobrecrecimiento de las muestras CSB-223, CSB-241, GR-6991 y GR-7003 y arrojaron diferentes poblaciones que se describen a continuación:

La muestra CSB-223 arrojó edades de metamorfismo U-Pb de 259 Ma y 293 Ma Pérmico. Los núcleos son de textura homogénea, de color gris claro (Figura 7-74 d), algunos están recristalizados y con bordes de sobrecrecimiento metamórfico (Figura 7-74 e). Las relaciones Th/U de todos los circones varían entre 0,03-0,06 y los valores de U en un intervalo de 388-693 ppm.

La muestra CSB-241 arrojó edades U-Pb entre 259 Ma y 276 Ma Pérmico en núcleos y bordes de sobrecrecimiento. El núcleo de 259 Ma exhibe textura homogénea y leve borde de sobrecrecimiento (Figura 7-75 c). La edad de 276 Ma se registra en bordes de

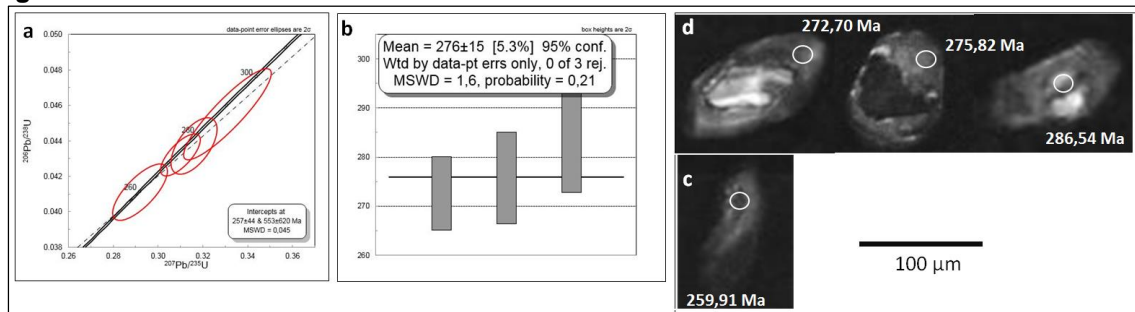
sobrecrecimiento metamórfico y en núcleos de textura homogénea (Figura 7-75 d). Las relaciones Th/U de todos los circones varían entre 0,1-0,03 y los valores de U en un intervalo de 503-704 ppm.

Figura 7-74. Circones con metamorfismo de edad Pérmica.



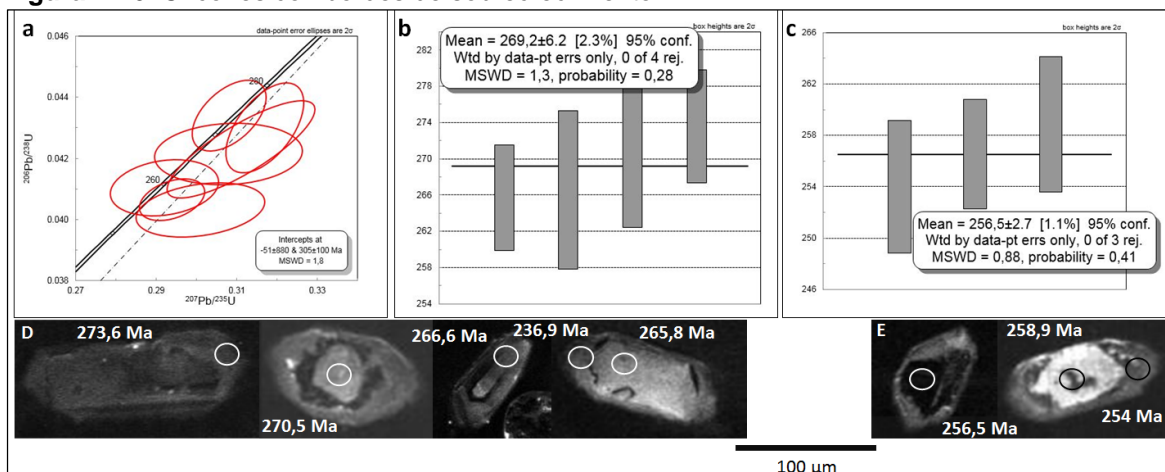
a) diagramas de concordia Wetherill para edades de metamorfismo, b y c) diagramas de edad media ponderada de xenocristales, d y e) morfología del circón y edades analizadas. Fuente: propia.

Figura 7-75. Circones con metamorfismo



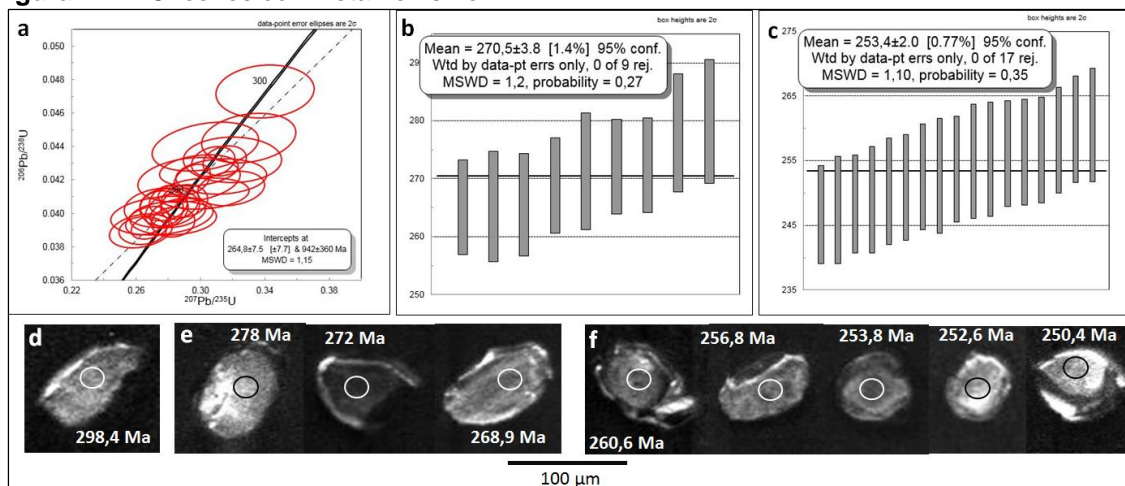
a) diagramas de concordia Wetherill para edades de metamorfismo, b) diagrama de edad media ponderada de xenocristales, c y d) morfología del circón y edades analizadas. Fuente: propia.

La muestra GR-6991 arrojó dos poblaciones con edades de metamorfismo U-Pb de 256 Ma y 269 Ma Pérmico en núcleos y bordes de sobrecrecimiento. Los núcleos son homogéneos de color gris claro y muestran bordes de sobrecrecimiento metamórfico (Figura 7-76 d y e). Las relaciones Th/U de todos los circones varían entre 0,03-0,1 y los valores de U en un intervalo de 452-11175 ppm.

Figura 7-76. Circones con bordes de sobrecrecimiento.

a) diagramas de concordia Wetherill para diferentes edades de metamorfismo, b y c) diagrama de edad media ponderada en xenocristales, d y e) morfología del circón y edades analizadas. Fuente: propia.

La muestra GR-7003 arrojó tres poblaciones en xenocristales con edad U-Pb 253 Ma, 270,5 Ma y 298,4 Ma Pérmico. Los núcleos son de textura homogénea, sin zonaciones oscilatorias, sub-redondeados a sub-elongados, de color gris claro a oscuro, algunos están recrystalizados y con leves bordes de sobrecrecimiento metamórfico (Figura 7-77 d, e y f). Las relaciones Th/U de todos los circones varían entre 0,08-0,3 y los valores de U en el intervalo de 153-1253 ppm.

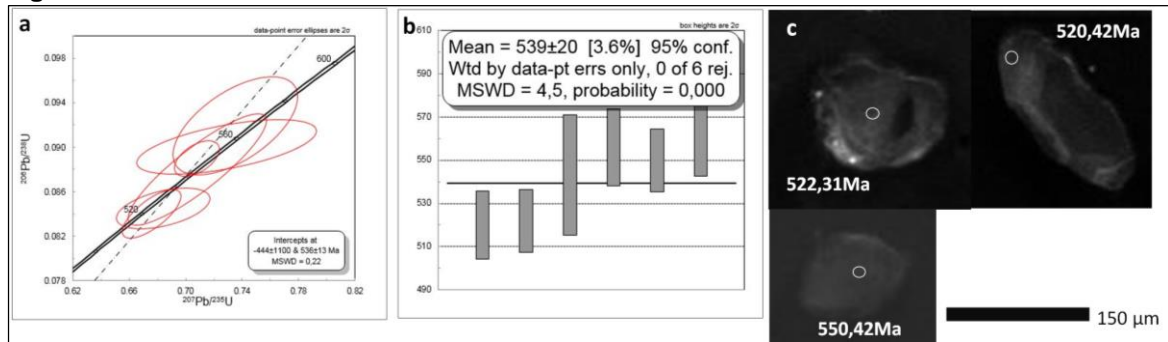
Figura 7-77. Circones con metamorfismo.

a) diagramas de concordia Wetherill para edades de metamorfismo, b y c) diagrama de edad media ponderada en xenocristales, d, e y f) morfología del circón y edades analizadas. Fuente: propia.

▪ Herencias metamórficas en xenocristales del Complejo Cajamarca

Las herencias metamórficas del Complejo Cajamarca de edad Cámbrica se obtuvieron en la muestra de roca CSB-230, en xenocristales heredados con edad U-Pb de 539 Ma. Los xenocristales son sub-redondeados de textura homogénea, de color gris claro a oscuro y con leves bordes de sobrecrecimiento metamórfico (Figura 7-78 c). Sus relaciones Th/U varían entre 0,04-0,09 y los valores de U en un intervalo de 74-696 ppm.

Figura 7-78. Herencias en xenocristales metamórficos de edad Cámbrica.

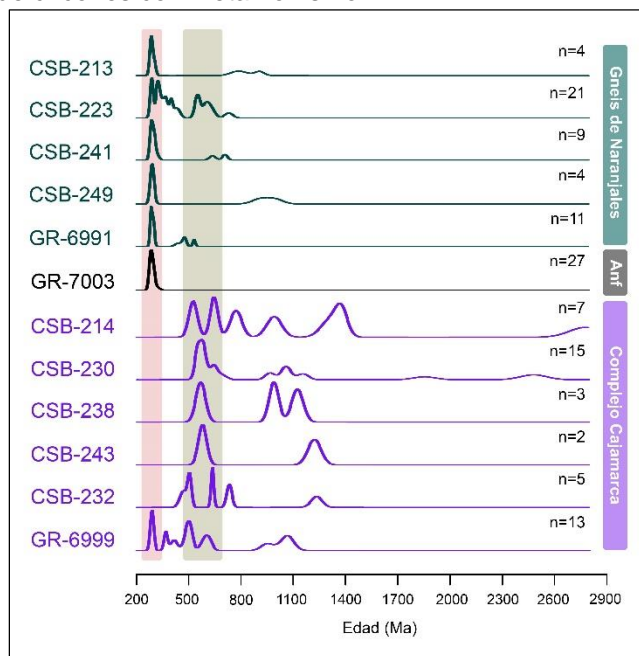


a) diagramas de concordia Wetherill para diferentes edades y herencias en circones metamórficos, b) diagrama de edad media ponderada de xenocristales y c) morfología del circón y edades analizadas. Fuente: propia.

▪ Relación temporal de herencias metamórficas del Gneis de Naranjales y El Complejo Cajamarca.

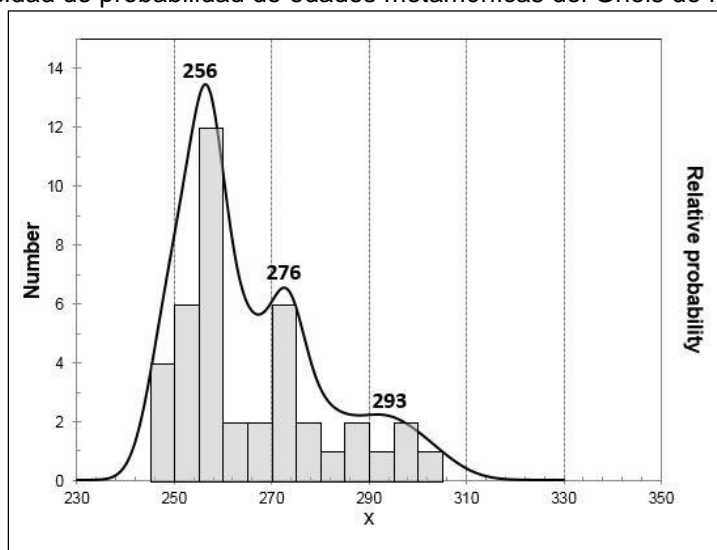
Los circones metamórficos heredados del Gneis de Naranjales y El Complejo Cajamarca arrojaron edades U-Pb entre 524-539 Ma (Cámbrico) y muestran una posible relación temporal entre las dos unidades (Figura 7-79). En el Pérmico los núcleos y bordes de sobrecrecimiento del circón del Gneis de Naranjales arrojaron edades U-Pb entre 253, 256, 259, 262, 269, 270, 276, 293 y 298,4 Ma (Figura 7-79) en las muestras de roca CSB-223, CSB-241, GR-6991 y GR-7003. Ibáñez-Mejía et al. (2008) datan el Gneis de Samaná con edades U-Th/Pb de $244,9 \pm 4,7$ Ma, 280 Ma y las interpretan como un evento de corta duración con metamorfismo en el límite Permo-Triásico. Estas edades se correlacionan temporalmente con las edades de metamorfismo del Gneis de Naranjales que arrojan tres intervalos de edades U-Pb entre 293, 276, 256 Ma (Figura 7-80).

Figura 7-79. Gráfica de circones con metamorfismo.



La línea de color verde representa los circones con metamorfismo Pérmico y circones heredados del Cámbrico del Gneis de Naranjales. La línea de color negro representa los circones con metamorfismo obtenidos en la anfibolita y la línea de color marrón representa los circones heredados del Complejo Cajamarca. Fuente: propia.

Figura 7-80. Densidad de probabilidad de edades metamórficas del Gneis de Naranjales.



Fuente: propia.

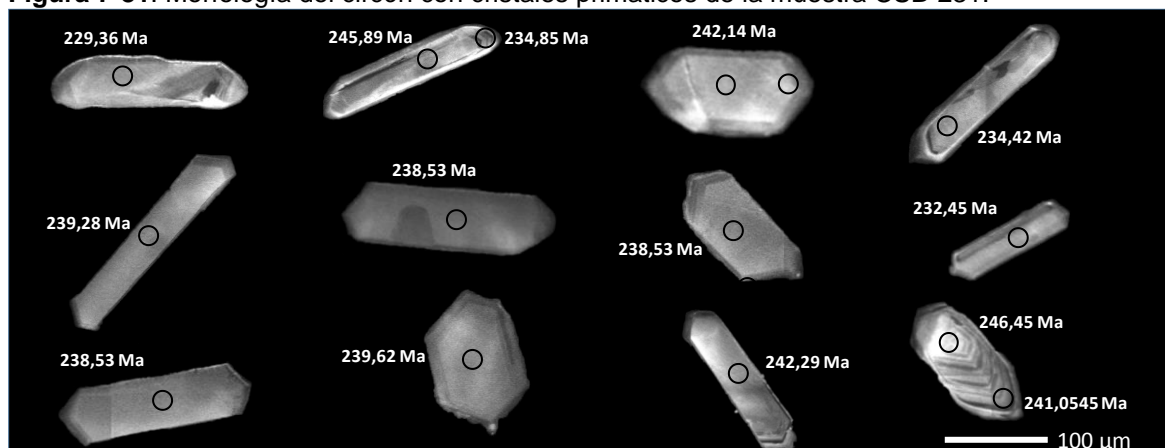
7.4.4 Análisis morfológico del circón

El análisis morfológico del circón se efectuó en diferentes muestras de roca del Gneis de Naranjales y El Complejo Cajamarca con el estudio de imágenes de catodoluminiscencia. Este análisis se realizó en núcleos heredados y bordes de sobrecrecimiento metamórfico mediante la observación de tamaños, formas, hábitos, crecimientos oscilatorios, texturas, edades y relaciones U/Th. La morfología del circón en imágenes de catodoluminiscencia muestran texturas y morfologías con edades de cristalización del Triásico, metamorfismo Permo-Triásico y diferentes herencias ígneas del Proterozoico y Paleozoico.

▪ Morfología del circón de edad Triásica del Gneis de Naranjales

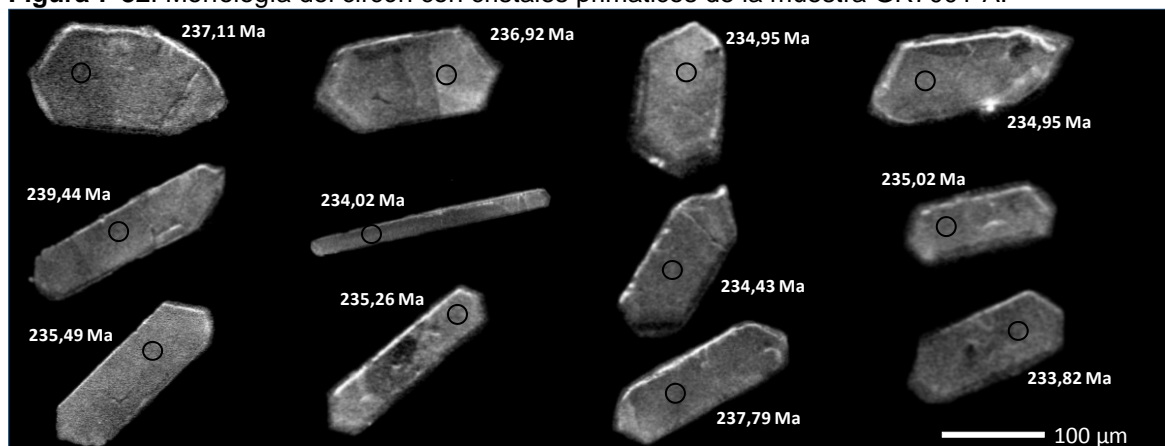
Los cristales de circón de edad Triásica son prismáticos de 279-100 μm de longitud, con relación de aspecto entre 0.5:2, 0.2:3,1:2, sub-elongados a elongados, de color gris claro a oscuro. En imágenes de CI se observan cristales de textura homogénea, sin zonaciones oscilatorias y núcleos heredados de origen ígneo o metamórfico (Figura 7-81 y Figura 7-82), algunos cristales presentan leves zonificaciones en los bordes y solo un cristal exhibe núcleo con crecimiento oscilatorio (Figura 7-81). Los resultados arrojaron edades U-Pb de $236,6 \pm 1,7$ y $236,8 \pm 1,1$ Ma con relaciones Th/U de 0,001-0,2 en segregaciones cuarzo feldespáticas (neosomas). Rubatto (2017) describe la presencia de zonaciones internas débiles en circones metamórficos que cristalizan en rocas de alto grado pueden ocurrir por fundidos anatéticos. Las edades analizadas son interpretadas como edades de anatexia a partir un fundido anatético (Figura 7-81 y Figura 7-82).

Figura 7-81. Morfología del circón con cristales primaticos de la muestra CSB-231.



Fuente: propia.

Figura 7-82. Morfología del circón con cristales primaticos de la muestra GR7001-A.



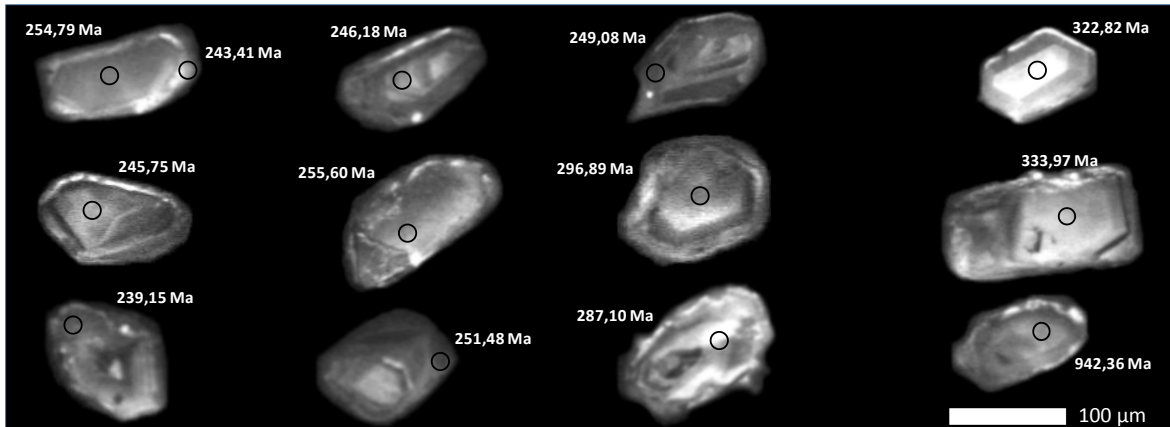
Fuente: propia.

▪ **Morfología del circón de edad Permo-Triásica del Gneis de Naranjales**

Los cristales de circón Permo-Triásico son de 129-77µm de longitud y relación de aspecto entre 1:1.5, 1:2, 1:2.5. En imágenes de CI los núcleos son de color gris claro a oscuro, sub-elongados a sub-redondeados, de textura homogénea y con leves zonaciones oscilatorias (Figura 7-83), (Figura 7-84) y (Figura 7-85). Los circones de aspecto ígneo de edad Pérmica son neoformados y son considerados producto de fusión parcial que exhiben núcleos con leves zonaciones oscilatorias que se vuelven más tenues y desarrollan bordes de sobrecrecimiento de edad Triásica (Figura 7-84). Los bordes de sobrecrecimiento de edad Triásica son homogéneos de color gris claro a oscuro, de 5-20 µm de espesor y sin crecimiento oscilatorio (Figura 7-84). Los circones metamórficos de edad Pérmica presentan núcleo sub-redondeado de textura homogénea y desarrollan bordes de

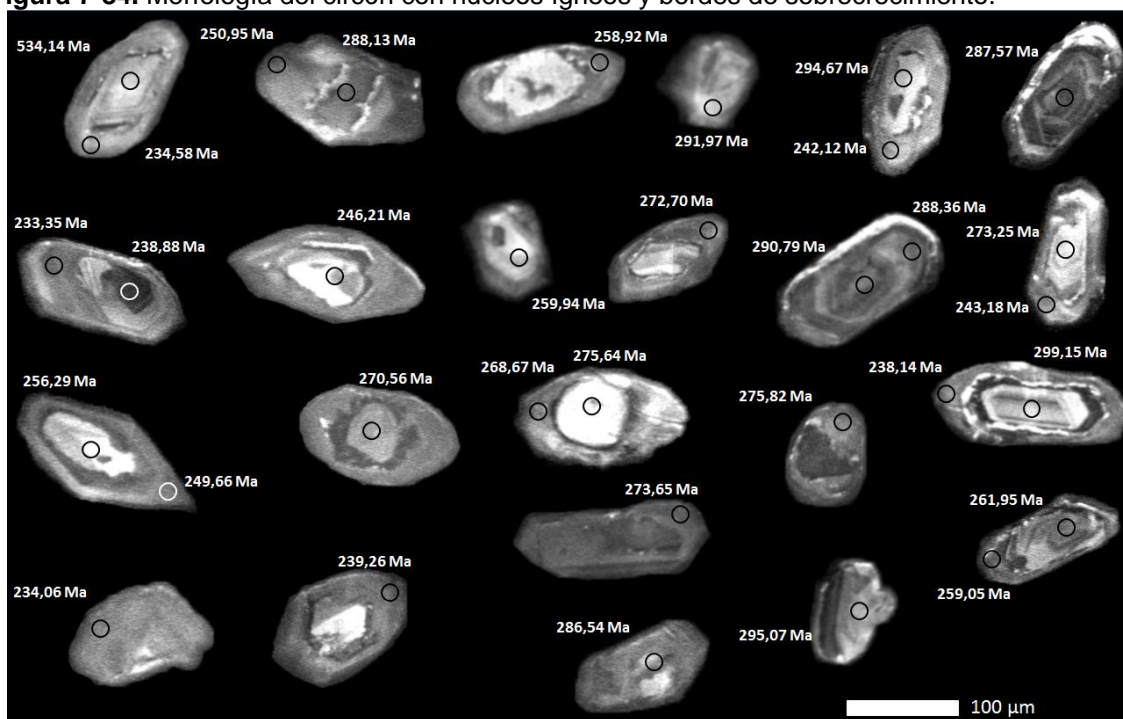
sobrecrecimiento metamórfico (Figura 7-84). La anfibolita que sigue la foliación del gneis arrojó circones de forma sub-redondeada con núcleo de textura homogénea, algunos con leve borde de sobrecrecimiento y ausencia de herencias ígneas y metamórficas (Figura 7-85). Los resultados arrojaron circones neoformados de edad Pérmica que desarrollan bordes de sobrecrecimiento con edades de metamorfismo U-Pb entre 240-243 Ma Triásico y relaciones Th/U<1. Las edades con metamorfismo U-Pb entre 256, 276 y 293 Ma Pérmico son obtenidas en núcleos y bordes de sobrecrecimiento del circón y la anfibolita arrojó circones con edades continuas y tres intervalos U-Pb entre 253,4, 270,5 y 298,4 Ma.

Figura 7-83. Morfología del circón con núcleos heredados y bordes de sobrecrecimiento. Muestra GR7001-B.



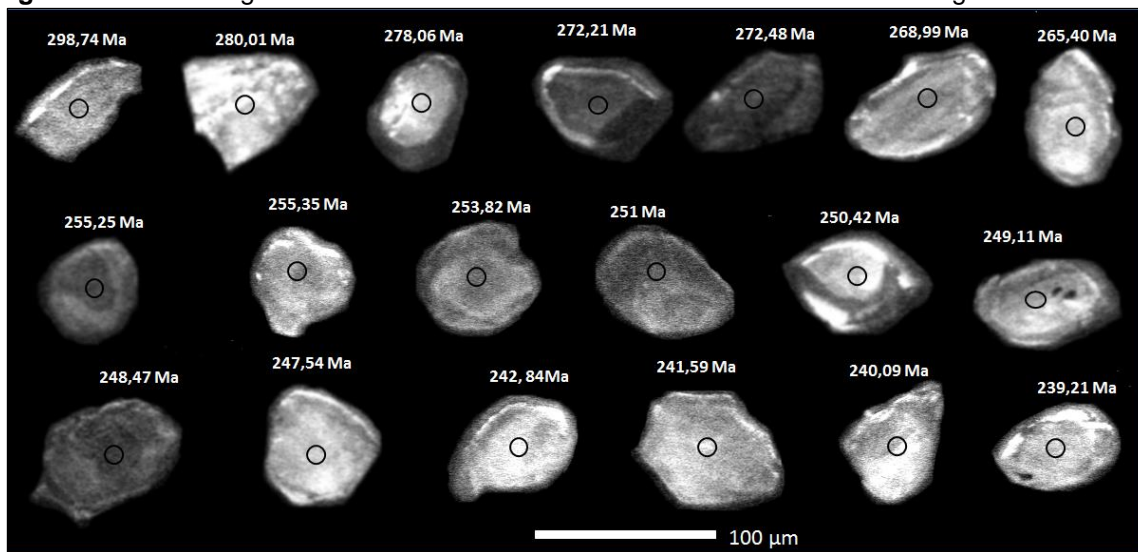
Fuente: propia.

Figura 7-84. Morfología del circón con núcleos ígneos y bordes de sobrecrecimiento.



Fuente: propia.

Figura 7-85. Morfología del circón de una anfibolita con núcleos de textura homogénea.

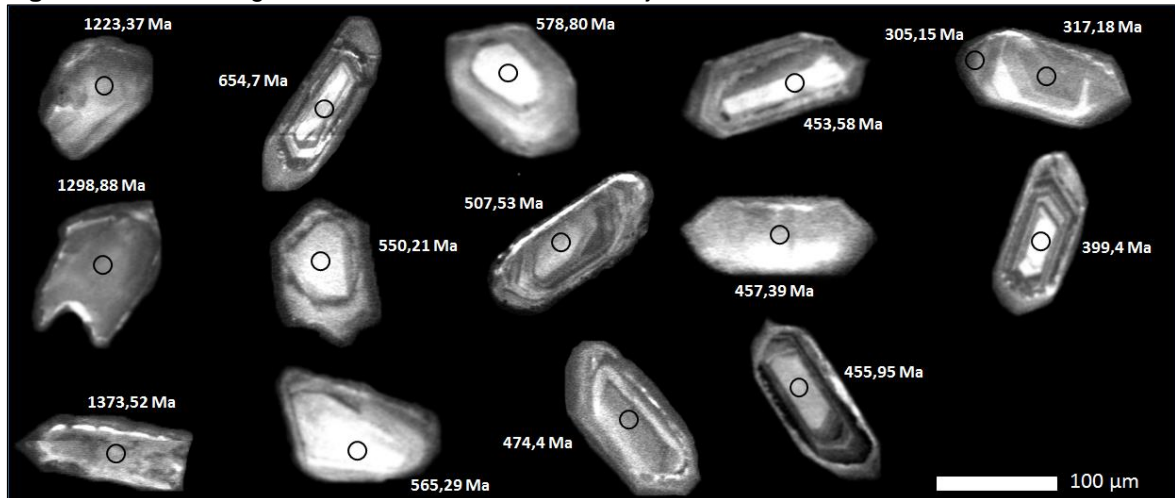


Fuente: propia.

▪ Morfología de circones ígneos del Gneis de Naranjales y El Complejo Cajamarca

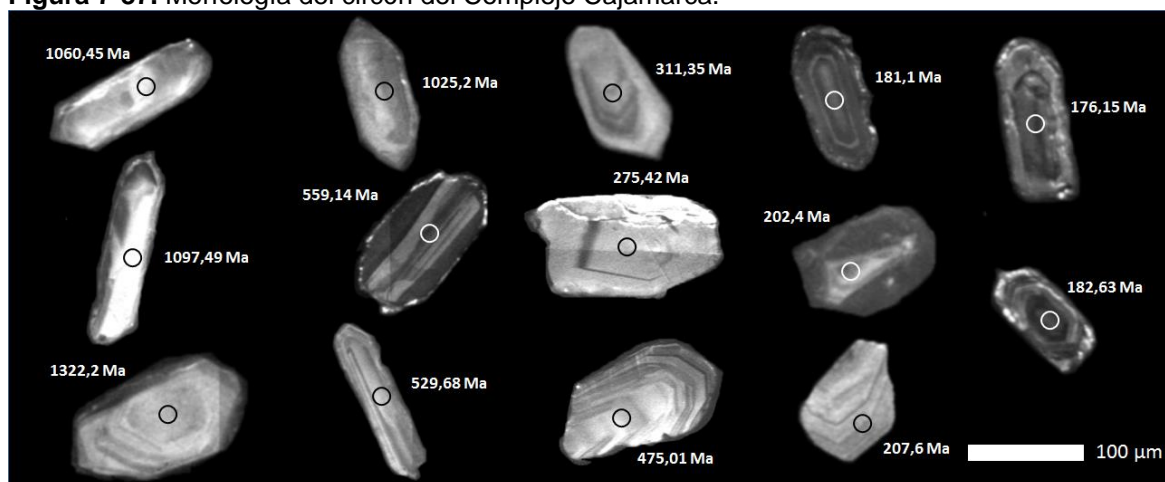
Los cristales de circones del Gneis de Naranjales son prismáticos con una longitud de 120-60 μm , tienen relación de aspecto entre 1:2, 1.5:2, 0.6:2, subelongados, de color gris claro, exhiben núcleo heredado con leves zonaciones oscilatorias y bordes de crecimiento oscilatorio con edades U-Pb entre 1373.52-317 Ma y relaciones Th/U entre 0,3-0,8. Los cristales más antiguos son de textura homogénea, sin zonaciones oscilatorias y con bordes de sobrecrecimiento metamórfico de 5-15 μm (Figura 7-86). Los circones del Complejo Cajamarca son prismáticos cortos de 130-80 μm de longitud, con relación de aspecto entre 1:2, 0.6:2, 0.5:1.5, subelongados a elongados, de color gris claro a oscuro, presentan núcleos levemente zonados con bordes zonificados en bandas de (3-5 μm) y edades U-Pb entre 1322-181 Ma y relaciones Th/U de 0,2-1,46. Otros cristales son homogéneos y con leve borde de sobrecrecimiento de (2-15 μm) de espesor (Figura 7-87).

Figura 7-86. Morfología del circones del Gneis de Naranjales.



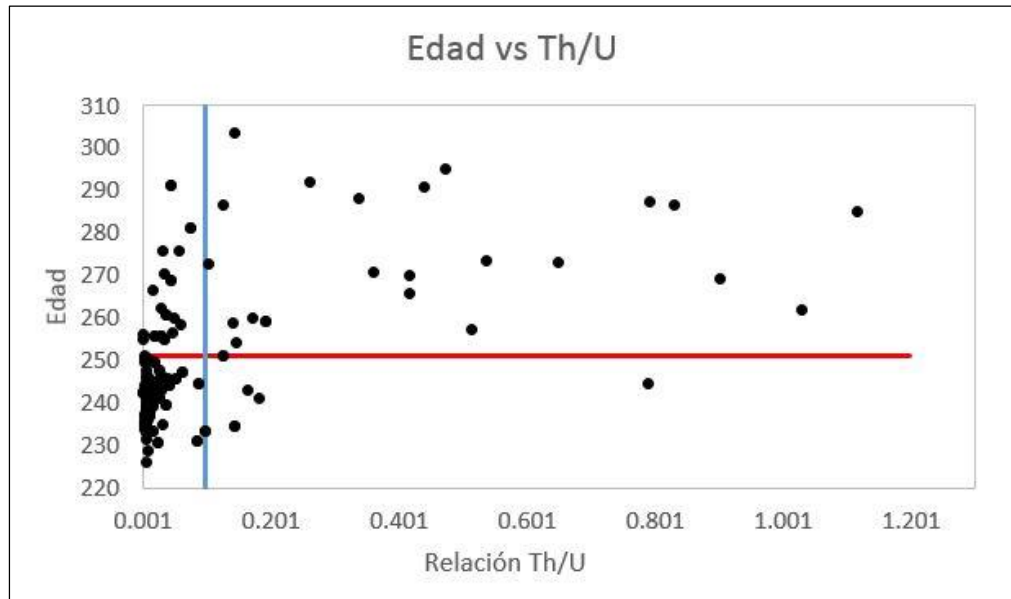
Fuente: propia.

Figura 7-87. Morfología del circón del Complejo Cajamarca.



Fuente: propia.

Los circones del Gneis de Naranjales de edad Pérmica presentan relaciones Th/U entre (1,2-0,4) y los circones de edad Triásica arrojaron relaciones Th/U de (0,2-0,001) (Figura 7-88). Este cambio de relaciones Th/U puede reflejar una mayor proporción de fluidos en las anatectitas del Triásico medio, probablemente por revestimiento basáltico en zonas de subducción (Cochrane et al., 2014). Por lo tanto, es posible que este evento rico en fluidos fraccione el U respecto al Th Hawkesworth et al. (1997) y conlleve a una relación Th/U progresivamente más baja en los fluidos magmáticos a medida que avanza el derretimiento de corteza. Las bajas relaciones Th/U del circón Permo-Triásico presentan una relacionan con la morfología del circón del Gneis de Naranjales que muestran leves zonaciones oscilatorias en los circones Pérmicos y estas se vuelven más tenues en el Triásico medio con desarrollo de cristales homogéneos.

Figura 7-88 Edades U-Pb Vs Th/U.

La línea de color rojo separa las edades Pérmicas y Triásicas vs su relación Th/U del Gneis de Naranjales. Fuente: propia.

8. Discusión

La posición paleogeográfica de la Cordillera Central de Colombia durante el Paleozoico y Mesozoico es motivo de estudio por diversos investigadores quienes tratan de comprender su evolución en la etapa de colisión y desacople de Pangea (Spikings y Paul, 2019). Vinasco et al. (2006) plantean que para el Pérmico la posición paleogeográfica de la Cordillera Central de Colombia estaría localizada en la parte frontal del supercontinente Gondwana en una paleolatitud entre el sur de los Estados Unidos y el norte de Venezuela. Spikings y Paul (2019) ubican la Cordillera Central de Colombia en una paleolatitud norte junto con Florida, Delicias, Yucatán, bloque Maya, Sierra Nevada de Santa Marta, Oaxaquia, bloque Acatlán y bloque Chortis y definen compresión entre 255–250 Ma a lo largo del oeste de Pangea. Otros autores proponen que las rocas magmáticas pérmicas de Colombia y Ecuador se formaron en un arco continental sobre una zona de subducción con buzamiento hacia el este debajo de Pangea occidental entre 288-253 Ma Spikings y Paul (2019) donde se originó compresión en la fusión final de Pangea occidental y se generó fusión cortical de pequeños volúmenes de corteza entre 275-240 Ma (Cochrane et al., 2014). El presente estudio sugiere que la formación del Gneis de Naranjales en la Cordillera Central obedece a un proceso de delaminación litosférica según los espesores corticales de 43,9 km y 42,6 km obtenidos en dos muestras de roca con la ecuación de Profeta et al. (2015) y la relación Eu/Eu^* de 0,91 en 19 muestras con valores de corteza media e inferior (Tang et al., 2015). Estos resultados son coherentes con la propuesta Morency y Doin (2004) y Rubio (2010) quienes consideran una que corteza con espesores entre 42,5 y 48,8 km más una energía de activación pueden generar delaminación de grandes volúmenes de litosfera, distinto a la propuesta de Spikings y Paul (2019) y Cochrane et al. (2014) quienes no consideran el espesor cortical en la formación de las rocas pérmicas y plantean su formación a partir de una zona de subducción diferente al proceso de delaminación que puede fundir grandes porciones de litosfera.

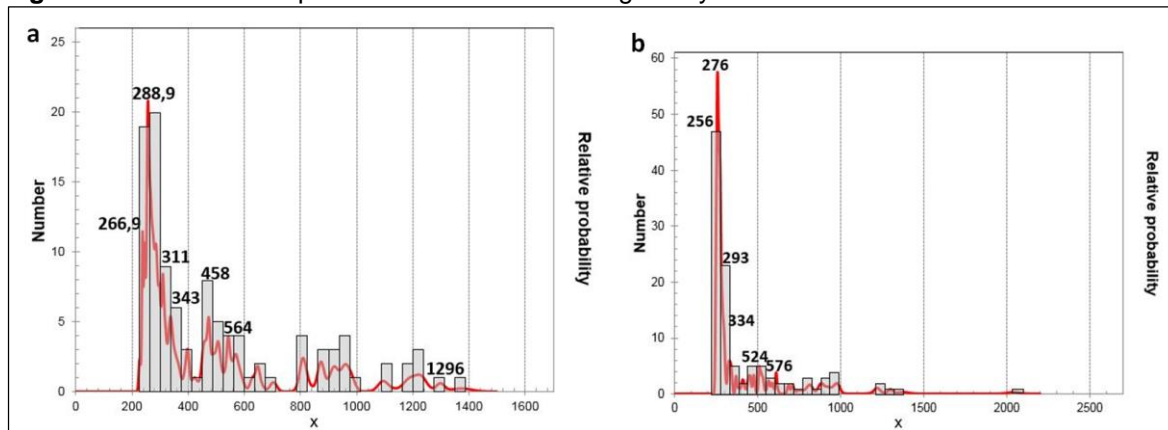
En el Gneis de Naranjales se obtienen edades de anatexia y metamorfismo que registran varios episodios metamórficos en un periodo aproximado de 60 Ma y comparten ciertas características en la formación de paragneises y anatectitas. Las edades U-Pb de 288,9 y 266,9 Ma Pérmico son consideradas producto de fusión parcial con circones ígneos de núcleo levemente zonado que progresivamente se vuelve más tenue hasta ser homogéneo y desarrolla bordes de sobrecrecimiento metamórfico. Estas edades se superponen a las edades de metamorfismo U-Pb entre 293, 276 y 256 Ma Pérmico (Figura 8-1 a y b).

El Gneis de Naranjales arrojó un pico estadístico de metamorfismo U-Pb entre 240-243 Ma en bordes de sobrecrecimiento metamórfico (Figura 8-2) y dos edades de anatexia U-Pb de $236,6 \pm 1,7$ y $236,8 \pm 1,1$ Ma (Figura 8-2). Las edades U-Pb de $236,6 \pm 1,7$ y $236,8 \pm 1,1$ Ma son obtenidas en segregaciones cuarzo feldespáticas (neosomas) que representan la etapa final de cristalización en circones neoformados de textura homogénea, con ausencia de núcleos heredados que permiten sugerir que cristalizaron a partir de un fundido anatéctico (Rubatto, 2017). Posteriormente, en una anfibolita al interior del Gneis de Naranjales arrojó edades de metamorfismo U-Pb entre 238,2-253,4-270,5-298,4 Ma que muestran cierta similitud con las edades de metamorfismo U-Pb entre 293, 276 y 256 Ma. Con lo expuesto anteriormente se plantea que el Gneis de Naranjales experimento un proceso de anatexia que inicio en el Pérmico y se incrementó progresivamente hasta el Triásico medio.

Datos similares a las edades de metamorfismo del Gneis de Naranjales son reportados por Vinasco et al. (2006) quienes datan los gneises de Abejorral, Palmitas y Río Verde; del primero se obtienen edades U-Pb de 250 y 300 Ma con una edad promedio de $274 \pm 9,6$ Ma interpretada como edad de metamorfismo y la edad de 250 Ma puede representar la edad de magmatismo o fusión; del segundo gneis reportan una edad U-Pb de 250 Ma interpretada como edad de cristalización; el tercer gneis arroja edades U-Pb de 290 ± 10 Ma y 302 ± 4 Ma y las interpretan como edades de metamorfismo del basamento. En el Gneis de Samaná Ibáñez-Mejía et al. (2008) reporta edades U-Th/Pb entre $244,9 \pm 4,7$ Ma y 280 Ma y las interpretan como un evento de corta duración que involucra engrosamiento cortical y metamorfismo en el límite Permo-Triásico 280 Ma y Cochrane et al. (2014) obtiene edades U-Pb de $244,6 \pm 2,4$ y $240,9 \pm 1,5$ Ma. En la Migmatita de Puente Peláez Martens et al. (2014) reportan una edad de metamorfismo U-Pb de 237 ± 2 Ma y Rodríguez

et al. (2016) obtiene una edad ígnea a de $232,7\pm 1,2$ Ma. En el Gneis de Río Verde Cochrane et al. (2014) reporta una edad U-Pb de $234\pm 1,2$ Ma interpretada como edad de cristalización a partir de fundidos y Rodríguez et al. (2022) obtienen una edad U-Pb de $237,3\pm 1,9$ interpretada como anatexia.

Figura 8-1 Densidad de probabilidad de herencias ígneas y metamórficas.



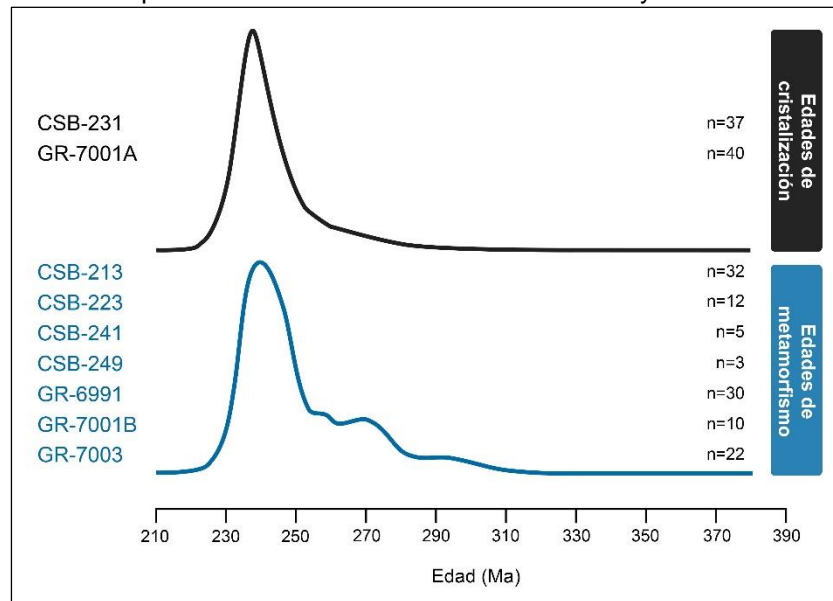
a) herencias ígneas desde el Mesoproterozoico al Carbonífero y edades ígneas asociadas a fusión parcial de edad Pérmica y b) edades de metamorfismo heredado del Mesoproterozoico al Carbonífero y edades de metamorfismo Pérmico.

Las edades U-Pb de 293 y 276 Ma del Gneis de Naranjales probablemente representan el inicio del metamorfismo en el Pérmico y se correlacionan con las edades U-Pb de $274\pm 9,6$ Ma del Gneises de Abejorral y 290 ± 10 Ma del Gneis de Río Verde Vinasco et al. (2006), seguido de un magmatismo sobre impuesto con edades de 288 y 266 Ma en circones neoformados del Gneis de Naranjales. En el triásico se obtiene un pico estadístico de metamorfismo con edades U-Pb entre 240-243 Ma en paragneises (Figura 8-2) que muestran cierta similitud con las edades U-Pb entre 240-244,6 Ma del Gneis de Samaná Cochrane et al. (2014) y la edad de $244,9\pm 4,7$ Ma del Gneis de Samaná Ibáñez-Mejía et al. (2008).

En la etapa final de cristalización del Gneis de Naranjales se obtienen edades de anatexia U-Pb de $236,6\pm 1,7$ Ma (Figura 8-2) en circones neoformados con ausencia de núcleos heredados que permiten sugerir que cristalizaron a partir un fundido anatético y concuerdan con la edad U-Pb de 237 ± 2 Ma de la Migmatita de Puente Peláez Martens et al. (2014), con la edad U-Pb de $236,61\pm 3,3$ en meta-granitos Cochrane et al. (2014) y la edad U-Pb $237,3\pm 1,9$ Ma del Gneis de Río Verde Rodríguez et al. (2022) interpretadas como edades de anatexia. La integración de los resultados geocronológicos del Gneis de

Naranjales permite indicar que ha experimentado diversos episodios de metamorfismo en el Pérmico y han incrementado en el Triásico medio con la formación de paragneises y anatectitas en un periodo aproximado de 60 Ma. Dichos resultados difieren de algunos investigadores quienes han reportado edades de metamorfismo y anatexia como procesos geológicos independientes y sin diferenciar entre paragneises y anatectitas. De esta manera, los resultados obtenidos en este trabajo brindan una valiosa información que permiten contribuir a la reconstrucción de posibles escenarios geotectónicos.

Figura 8-2. Densidad de probabilidad de edades de metamorfismo y anatexia.

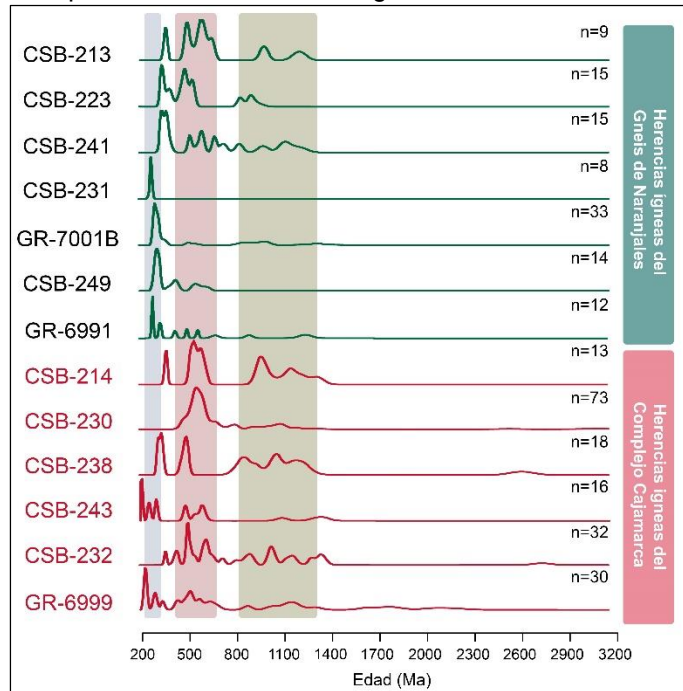


Línea de color verde representa las edades de anatexia y la línea de color rojo muestra el pico estadístico de metamorfismo del Gneis de Naranjales con tres intervalos de edades metamórficas. Fuente: propia.

Las herencias ígneas del Gneis de Naranjales muestran edades U-Pb entre 1296, 564, 458, 343, 311 Ma y las herencias ígneas del Complejo Cajamarca arrojan edades U-Pb de 1325, 1058, 1015, 949, 664, 614, 588, 564, 526, 516, 448, 257, 201 y 179 Ma. Las edades U-Pb entre 1296, 1058, 1325 Ma (Mesoproterozoico) y 458-448 Ma (Ordovícico) (Figura 8-3) se correlacionan temporalmente y a su vez se relacionan con los remanentes de la orogenia Grenvillina y Famatiniana. Las herencias Pérmicas del Complejo Cajamarca son escasas y solo se obtuvo una edad de 257 Ma. Las edades heredadas de 201 Ma triásicas y 179 Ma jurásicas son más jóvenes que las edades de anatexia U-Pb de $236,6 \pm 1,7$ y $236,8 \pm 1,1$ Ma del Gneis de Naranjales, en análisis petrográficos se observa la presencia

de minerales metamórficos como son: sillimanita y andalucita que corresponden a facies anfibolita que difieren de la facies esquistos verdes del Complejo Cajamarca. Por lo tanto, se sugiere que las edades heredadas triásicas y jurásicas no hacen parte del Complejo Cajamarca.

En el Complejo Cajamarca se obtienen registros geocronológicos con edades máximas de deposición U-Pb de $348,50 \pm 9,89$ Ma, $323,26 \pm 9,26$ Ma, $241,59 \pm 8,33$ Ma, $248,08 \pm 4,14$ Ma, $183,4 \pm 6,1$ Ma y $135,71 \pm 5,39$ - $145,08 \pm 3,95$ Ma (Figura 8-3). Las edades U-Pb de $241,59 \pm 8,33$ Ma y $248,08 \pm 4,14$ Ma se obtienen en los bordes de sobrecrecimiento del circón con relaciones Th/U de 0,03 y 0,008 y pueden corresponder con los últimos picos de metamorfismo del Gneis de Naranjales con edades U-Pb entre 240-243 Ma. Las edades U-Pb entre $183,4 \pm 6,1$ Ma, $135,71 \pm 5,39$ y $145,08 \pm 3,95$ Ma son ligeramente similares a las edades máximas de depositación U-Pb de 167 Ma Bustamante et al. (2017) del Complejo Cajamarca y la edad de 167,9 Ma de (Mejía-Vélez, 2019). Posteriormente, Naranjo et al. (2018) reportan edades U-Pb entre ~243 y ~99 Ma en rocas metamórficas del Complejo Cajamarca y Blanco-Quintero et al. (2014) determinan edades de metamorfismo en una anfibolita y un esquisto pelítico con edades ^{40}Ar - ^{39}Ar de $146,5 \pm 1,1$ Ma y $157,8 \pm 0,6$ Ma. Las edades máximas de depositación U-Pb entre $183,4 \pm 6,1$ Ma y $135,71 \pm 5,39$ - $145,08 \pm 3,95$ Ma son posteriores a las edades de anatexia del Gneis de Naranjales. Por lo tanto, surge una nueva línea de investigación más detallada que permita delimitar las unidades más jóvenes y conocer su evolución en la Cordillera Central.

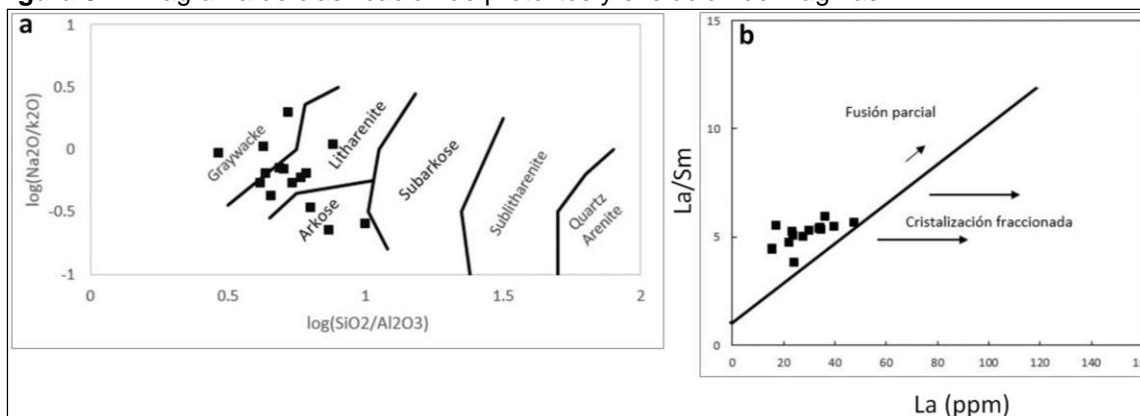
Figura 8-3. Densidad de probabilidad de circones ígneos heredados.

La línea de color verde representa circones ígneos con edades Pérmicas y circones heredados de edad Ordovícica y Mesoproterozoica del Gneis de Naranjales y la línea de color marrón muestra los circones heredados del Complejo Cajamarca. Fuente: propia.

Los resultados geoquímicos del Gneis de Naranjales sugieren un carácter peraluminoso y los valores de Na_2O vs K_2O ubican las muestras en el campo de los granitos tipo S Chappell y White (1992) indican su formación a partir de fundidos de sedimentos o metasedimentos. La clasificación de granitos tipo S del Gneis de Naranjales concuerdan con la clasificación de protolitos de Herron (1988) entre litoarenitas, arcosas y grauvacas (Figura 8-4 a) y el diagrama La/Sm vs La (Figura 8-4 b) grafica las rocas en el campo de fusión parcial. Cochrane et al. (2014) presentan isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ (cuarzo) en metagranitos de Colombia y Ecuador y obtienen valores de cuarzo $\delta^{18}\text{O}$ significativamente elevados entre (12.06–17.37 %) y ubican estas muestras en el campo de granito tipo S Chappell y White (1974;1992) y (Harris et al., 1997). Vinasco et al. (2006) presentan el diagrama de $\epsilon\text{Nd}(0)$ vs $-\epsilon\text{Sr}(0)$ con valores de $\epsilon\text{Nd}_{(250)}$ para los granitos gnéisicos Permo-Triásicos que varían de -4,6 a -7 y muestran que el material se generó principalmente por una fuente cortical. Los diagramas multielementales de elementos traza normalizados a la corteza continental superior del Gneis de Naranjales presentan valores similares a los resultados de Taylor y McLennan (1995) con anomalía negativa de Nb, Tb y Sr. Al comparar los valores medidos de Eu/Eu^* obtenidos por Tang et al. (2015) en la corteza continental superior de $0,67 \pm 0,01$,

corteza media de $0,84 \pm 0,01$ y corteza inferior de $1,02 \pm 0,02$, se obtuvo un valor promedio de 0,91 de Eu/Eu^* a partir de 19 muestras de roca en el Gneis de Naranjales que corresponden a un valor de corteza media e inferior (Tang et al., 2015).

Figura 8-4. Diagrama de clasificación de protolitos y evolución de magmas.



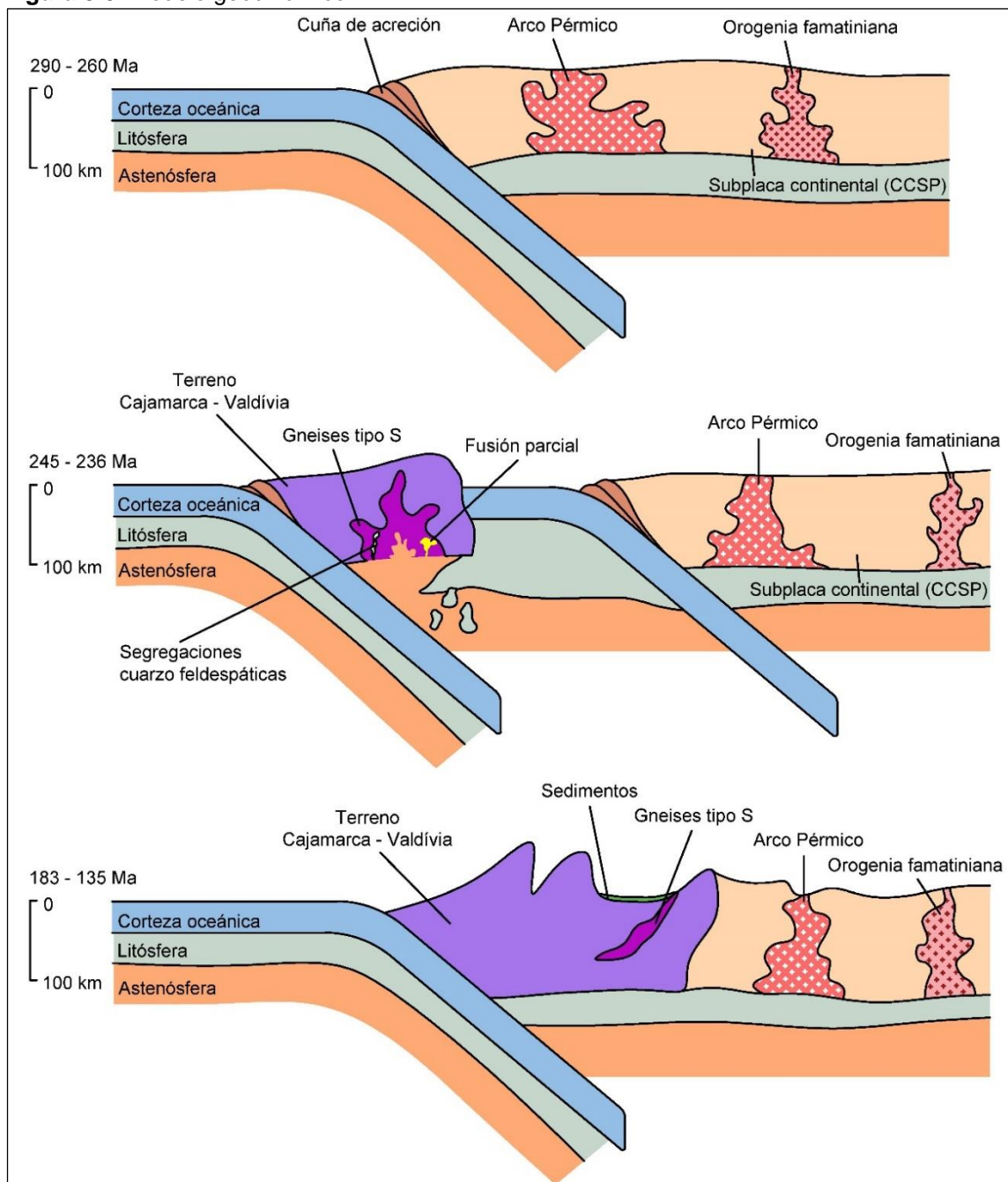
a) diagrama de clasificación de areniscas y lutitas terrígenas utilizando el registro (Fe_2O_3 / K_2O) vs $\log(SiO_2 / Al_2O_3)$ (Herron 1988) y b). diagrama de La-La/Sm Jiang et al., (2005), evolución del magmas por fusión parcial. Fuente: propia.

Feininger et al. (1972) describen la unidad Intrusivos Néisicos compuestos por cuerpos de rocas graníticas con estructura gnéisica que presentan relaciones intrusivas con las rocas metamórficas de la Cordillera Central al oeste de la Falla Palestina. Para estos autores, las rocas presentan texturas foliadas definidas por la orientación de láminas de biotita y moscovita y localmente conservan características de roca ígnea. De manera similar el Gneis de Naranjales está limitado al Este por la Falla Cocorna Sur y al Oeste por la ramificación de la Falla Palestina que pone en contacto fallado esta unidad con el Complejo Cajamarca. Petrográficamente está compuesto por gneises de cuarzo-plagioclasa-biotita-moscovita-sillimanita y granate que sugieren un protolito pelítico y facies anfibolita de media a baja presión y alta temperatura que difieren de las rocas del Complejo Cajamarca compuestas por esquistos, filitas y meta-arenitas de facies esquistos verdes y sub-esquistos verdes con grado metamórfico bajo que contrasta con el grado metamórfico de medio a bajo de la unidad Intrusivos Néisicos y Gneis de Naranjales.

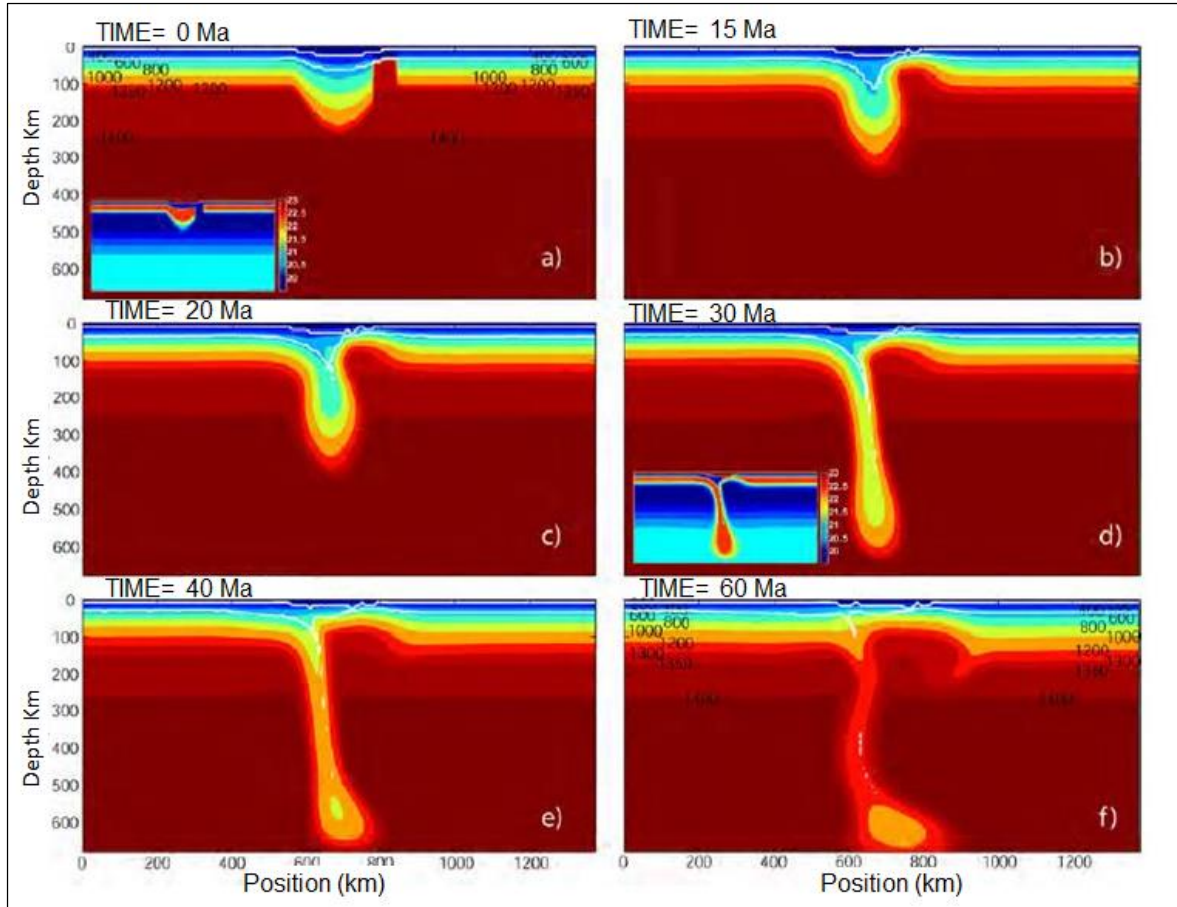
El ambiente geodinámico del Gneis de Naranjales está determinado por procesos de fusión cortical de sedimentos o meta-sedimentos que forman gneises de cuarzo-feldespatobiotita-moscovita-granate-cordierita-andalucita y sillimanita que sugieren un protolito sedimentario. El registro geocronológico muestra un metamorfismo que probablemente

inicia en el Pérmico con tres intervalos de edades U-Pb entre 293, 276, 256 Ma y en el Triásico se registra un pico estadístico de metamorfismo con edades U-Pb de 240-243 Ma en bordes de sobrecrecimiento metamórfico. En la fase final de cristalización del gneis se obtienen dos edades U-Pb de $236,6 \pm 1,7$ y $236,8 \pm 1,1$ Ma en segregaciones cuarzo feldespática (neosomas) que arrojan circones neoformados a partir de fundidos anatecticos. Se postula que la formación del Gneis de Naranjales obedece a un proceso de delaminación litosférica seguido de engrosamiento y ascenso de astenosfera que funde material cortical en el Permo-Triásico y registra diferentes episodios de fusión parcial que se superponen a las edades de metamorfismo y sumado a una etapa final de anatexia, representan la formación de paragneises y anatectitas (Figura 8-5). Rubio (2010) plantea que la delaminación litosférica obedece a un proceso de cizallamiento localizado con desprendimiento de pequeñas porciones de litosfera, seguido de ascenso del manto y fusión de pequeños volúmenes de corteza en un periodo aproximado de 60 Ma (Figura 8-6). Concordando con los intervalos de metamorfismo y anatexia del Gneis de Naranjales.

Figura 8-5. Modelo geodinámico



Modelo de delaminación del Pérmico y Jurásico modificado de Spikings y Paul (2019) y (Blanco-Quintero et al., 2014).

Figura 8-6. Evolución del mecanismo de delaminación

Los colores representan la distribución de temperatura °C. Las líneas blancas muestran la base de la corteza superior e inferior. Las gráficas pequeñas insertadas en las figuras a) y d) muestran la distribución de la viscosidad (Pa s) en escala logarítmica. (Rubio, 2010).

9. Conclusiones

Las rocas del Gneis de Naranjales presentan textura granolepidoblástica ligeramente foliada con láminas de biotita y moscovita. En sección delgada las texturas varían de granoblástica y granolepidoblástica, con minerales metamórficos como granate, cordierita, andalucita y sillimanita que permiten sugerir un protolito pelítico.

Las características geoquímicas del Gneis de Naranjales sugieren que se formó por fusión cortical a partir de sedimentos o metasedimentos con protolitos de litoarenitas, arcosas y grauvacas y formaron magmas peraluminosos tipo S de la serie calcoalcalina normal y alta en K.

Las rocas del Gneis de Naranjales registran edades de anatexia y metamorfismo. Las edades de metamorfismo muestran tres intervalos de edades U-Pb entre 293, 276 y 256 Ma Pérmico obtenidas en núcleos y bordes de sobrecrecimiento del circón. Adicionalmente, se obtiene un pico estadístico de metamorfismo U-Pb de 240-243 Ma en bordes de sobrecrecimiento metamórfico con relaciones $Th/U < 0,1$. En la etapa final de cristalización del gneis se registran edades U-Pb de $236,6 \pm 1,7$ y $236,8 \pm 1,1$ Ma en segregaciones cuarzo feldespáticas (neosomas) que arrojan circones neoformados de textura homogénea, sin núcleos heredados que permiten sugerir que cristalizaron a partir de un fundido anatéctico. Las rocas del Gneis de Naranjales registran la formación de paragneises y anatectitas que evidencian varios episodios de anatexia que probablemente iniciaron en el Pérmico y se incrementaron progresivamente hasta el Triásico medio.

Las edades U-Pb de 288,9, y 266,9 Ma en circones ígneos se superponen a las edades de metamorfismo U-Pb de 293, 276 Ma Pérmico obtenidas en núcleos neoformados que representan dos picos de fusión parcial y arrojan circones con núcleo levemente zonado

que progresivamente se vuelve más tenue y desarrolla bordes de sobrecrecimiento metamórfico con edades entre 238-243 Ma y relaciones Th/U < 0.1.

Las herencias ígneas de edad mesoproterozoica y ordovícica del Gneis de Naranjales y el Complejo Cajamarca presentan una relación temporal que a su vez se correlacionan con los remanentes de las orogenias Grenvillianas y Famatinianas que afloran en el núcleo de la Cordillera Central y flanco occidental de la cordillera Oriental.

Las edades máximas de depositación U-Pb de $183,4 \pm 6,1$ Ma y $135,71 \pm 5,39$ - $145,08 \pm 3,95$ Ma del Complejo Cajamarca corresponden a una nueva unidad ya que son más jóvenes que las edades de anatexia U-Pb $236,6 \pm 1,7$ y $236,8 \pm 1,1$ Ma del Gneis de Naranjales.

Se plantea continuar con el nombre Gneis de Naranjales ya que este cuerpo corresponde a un paragneis y no a un Intrusivo Gnéisico como fue definido por Feininger et al. (1972).

Bibliografía

- Barrero, D., y Vesga, C. J. (1976). *Mapa geológico del Cuadrángulo K-9 Armero y mitad sur del Cuadrángulo J-9 La Dorada. Escala 1:100.000.*
- Batchelor, R. A., y Bowden, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48(1–4), 43–55. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(85\)90034-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8)
- Blanco-Quintero, I. F., García-Casco, A., Toro, L. M., Moreno, M., Ruiz, E. C., Vinasco, C. J., Cardona, A., Lázaro, C., y Morata, D. (2014). Late Jurassic terrane collision in the northwestern margin of Gondwana (Cajamarca Complex, eastern flank of the Central Cordillera, Colombia). *International Geology Review*, 56(15), 1852–1872. <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.963710>
- Botero, G. (1963). *Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia. Universidad Nacional de Colombia, Anales de la Facultad de Minas, 57, 101 p. Medellín.*
- Bucher, K. y Frey, M. (1994). *Petrogenesis of metamorphic rocks, Springer–Verlag, 6: 318 p, Germany.*
- Bucher, K., y Grapes, R. (2011). Petrogenesis of Metamorphic Rocks. In *Geochimica et Cosmochimica Acta* (Vol. 39, Issue 9). Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-74169-5>
- Bustamante, C., Cardona, A., Archanjo, C. J., Bayona, G., Lara, M., y Valencia, V. (2017). Geochemistry and isotopic signatures of Paleogene plutonic and detrital rocks of the Northern Andes of Colombia: A record of post-collisional arc magmatism. *Lithos*, 277, 199–209. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.11.025>
- Campbell, C. J. (1968). *The Santa Marta wrench fault and its regional setting: Transactions, 4th Caribbean Geological Conference, Port-of-Spain, Trinidad, p. 247–261.*
- Cardona, A., Valencia, V., Garzón, A., Montes, C., Ojeda, G., Ruiz, J., y Weber, M. (2010). Permian to Triassic I to S-type magmatic switch in the northeast Sierra Nevada de

- Santa Marta and adjacent regions, Colombian Caribbean: Tectonic setting and implications within Pangea paleogeography. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(4), 772–783. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.12.005>
- Cawood, P. A. (2005). Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Palaeozoic. *Earth-Science Reviews*, 69: 249-279.
- Castro, D. (2015). *Petrografía de rocas ígneas y Metamórficas* (1 edición).
- Cediel, F., D. Barrero., y Cáceres, C. (1998). *Seismic Atlas of Colombia: Seismic expression of structural styles in the basins of Colombia: Robertson Research International, UK, ed., Geotec Ltd., Bogotá, v. 1 to 6.*
- Cediel, F., F. Etayo, y C. C. (1994). *Facies Distribution and Tectonic Setting through the Phanerozoic of Colombia: INGEOMINAS, ed., Geotec Ltd., Bogotá (17 time-slices/maps in scale 1:2,000,000).*
- Cediel, F., Shaw, R. P., y Carlos Cáceres. (2003). Tectonic Assembly of the Northern Andean Block. *AAPG Memoir 79*, 79, 815–848.
- Chappell, B. W., y White, A. J. R. (1992). I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 83(1–2), 1–26. <https://doi.org/10.1017/S0263593300007720>
- Chappell B. W. y White, A. J. (1974). *Two Contrasting Granite Types. Pacific Geology*, 8, 173-174.
- Cossio, U., y Viana. R. (1986). *Geología de la Autopista Medellín Bogotá entre el río Samaná norte y Dorada, Medellín: Universidad Nacional de Colombia.*
- Cochrane, R., Spikings, R., Gerdes, A., Ulianov, A., Mora, A., Villagómez, D., Putlitz, B., y Chiaradia, M. (2014). Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea. *Lithos*, 190–191, 383–402. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.12.020>
- CODIGEM. (1993a). *Mapa Geológico de la República del Ecuador, Escala 1:1,000,000: Compilado por CODIGEM-BGS, Quito, Ecuador.*
- CODIGEM. (1993b). *Mapa Tectono-Metalogénico de la República del Ecuador, Escala 1:1,000,000: Compilado por CODIGEM-BGS, Quito, Ecuador.*
- Etayo–Serna, F., Barrero, D., Lozano, H., Espinosa, A., González, H., Orrego, A., Ballesteros, I., Forero, H., Ramírez, C., Z., Ortiz, F., Duque–Caro, H., Vargas, R., Núñez, A., Á., J., Ropaín, C., Cardozo, E., Galvis, N., Sarmiento, L., A., J.P., Case, J.E., Singer, D.A., Bowen, R.W., Berger, B.R., C., y D.P. y Hodges, C. A. (1983). *Mapa*

de terrenos geológicos de Colombia.

- Etayo, F., y Rodríguez, C. (1995). *Edad de la Formación Los Santos, Proyecto Cretácico: INGEOMINAS, Publicación Especial No. 16, p. 1–13.*
- Feininger, T. y Barrero, D. Castro, N. (1972). *Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas (Subzona II-B).*
- Feininger, T y Botero, G. (1982). *The Antioquian Batholith, Colombia. Publicaciones Geológicas Especiales del Ingeominas, 12, p. 1–50. Bogotá.*
- Gao, Y., Niu, Y., Duan, M., Xue, Q., Sun, P., Chen, S., Xiao, Y., Guo, P., Wang, X., y Chen, Y. (2019). *Lithos The petrogenesis and tectonic significance of the Early Cretaceous intraplate granites in eastern China : The Laoshan granite as an example. 329, 200–211. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.01.031>*
- González, H. (1976). *Geología del cuadrángulo J-8 Sonsón. Bogotá: INGEOMINAS, informe 1704, 421p.*
- González, H. (1980). *Geología de las planchas 167 Sonson y 187 Salamina escala 1:100.000. Bogotá: Boletín geológico de Ingeominas. Volumen 23, N°1.pp.1-74.*
- González, H. (2002). *Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia Neis de Samaná. Bogotá: INGEOMINAS.*
- Hall, R. y Álvarez, J. Rico, H. (1972). *Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas (Subzona II-A). Bogotá: Boletín geológico de Ingeominas. Volumen 20 (1). P 1-85.*
- Harris, C., Faure, K., Diamond, R. E., y Scheepers, R. (1997). *Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of S- and I-type granitoids: the Cape Granite suite, South Africa. Chemical Geology, 143(1–2), 95–114. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00103-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00103-4)*
- Hawkesworth, C. J., Turner, S. P., McDermott, F., Peate, D. W., y Van Calsteren, P. (1997). *U-Th Isotopes in Arc Magmas: Implications for Element Transfer from the Subducted Crust. Science, 276(5312), 551–555. <https://doi.org/10.1126/science.276.5312.551>*
- Hoskin, P. W. O., y Black, L. P. (2000). *Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. Journal of Metamorphic Geology, 18(4), 423–439. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2000.00266.x>*
- Ibáñez Mejía, M., Jaramillo, J. M., y Valencia, V. A. (2008). *U–Th/Pb zircon geochronology by multicollector LA–ICP–MS of the Samaná Gneiss: A Middle Triassic syn–tectonic body in the Central Andes of Colombia, related to the latter stages of Pangea assembly. VI South American Symposium on Isotope Geology. Extend*

- Abstracts*, 4.
- IUGS. (2007). *Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks. Web version 01/02/07. Papers 1-12.*
- Jiang, Y.H., Ling, H.-F., Jiang, S.Y., Fan, H.-H., Shen, W.Z., y Ni, P. (2005). Petrogenesis of a Late Jurassic Peraluminous Volcanic Complex and its High-Mg, Potassic, Quenched Enclaves at Xiangshan, Southeast China. *Journal of Petrology*, 46(6), 1121–1154. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi012>
- Kroonenberg, S. B. (1982). A Grenvillian granulite belt in the Colombian Andes and its relation to the Guiana Shield. *Geologie En Mijnbouw*, 61(4), 325–333.
- Kroonenberg, S. B. (2019). *The Proterozoic Basement of the Western Guiana Shield and the Northern Chapter 3 The Proterozoic Basement of the Western Guiana Shield and the Northern Andes* (Issue March). <https://doi.org/10.1007/978-3-319-76132-9>
- Martens, U., Restrepo, J. J., Ordóñez-Carmona, O., y Correa-Martínez, A. M. (2014). The Tahamí and Anacona Terranes of the Colombian Andes: Missing Links between the South American and Mexican Gondwana Margins. *The Journal of Geology*, 122(5), 507–530. <https://doi.org/10.1086/677177>
- Maya, M. González, H. (1995). *Unidades litodémicas en la Cordillera Central de Colombia, Santa Fe de Bogotá: INGEOMINAS, Bol, Geol, 35(2-3):43-57, Santa Fe de Bogotá.*
- Maya, M. (1992). *Catálogo de dataciones isotópicas en Colombia. Bol. Geol., Ingeominas, Bogotá 32 (13), pp 127-187.*
- Mejía-Vélez, D. (2019). *Metamorfismo Jurásico en los Andes Colombianos ¿respuesta del arco a la transición de un régimen de subducción extensional a uno transpresivo?*. Universidad Nacional de Colombia.
- Michael M. Herron. (1988). Geochemical Classification of Terrigenous Sands and Shales from Core or Log Data. *SEPM Journal of Sedimentary Research, Vol. 58.* <https://doi.org/10.1306/212F8E77-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Morency, C. (2004). Numerical simulations of the mantle lithosphere delamination. *Journal of Geophysical Research*, 109(B3), B03410. <https://doi.org/10.1029/2003JB002414>
- Nakamura, N. (1974). *Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta, (38): 757-775 p.*
- Naranjo, A., Horner, J., Jahoda, R., Diamond, L. W., Castro, A., Uribe, A., Perez, C., Paz, H., Mejía, C., y Weil, J. (2018). La Colosa Au Porphyry Deposit, Colombia: Mineralization Styles, Structural Controls, and Age Constraints. *Economic Geology*, 113(3), 553–578. <https://doi.org/10.5382/econgeo.2018.4562>

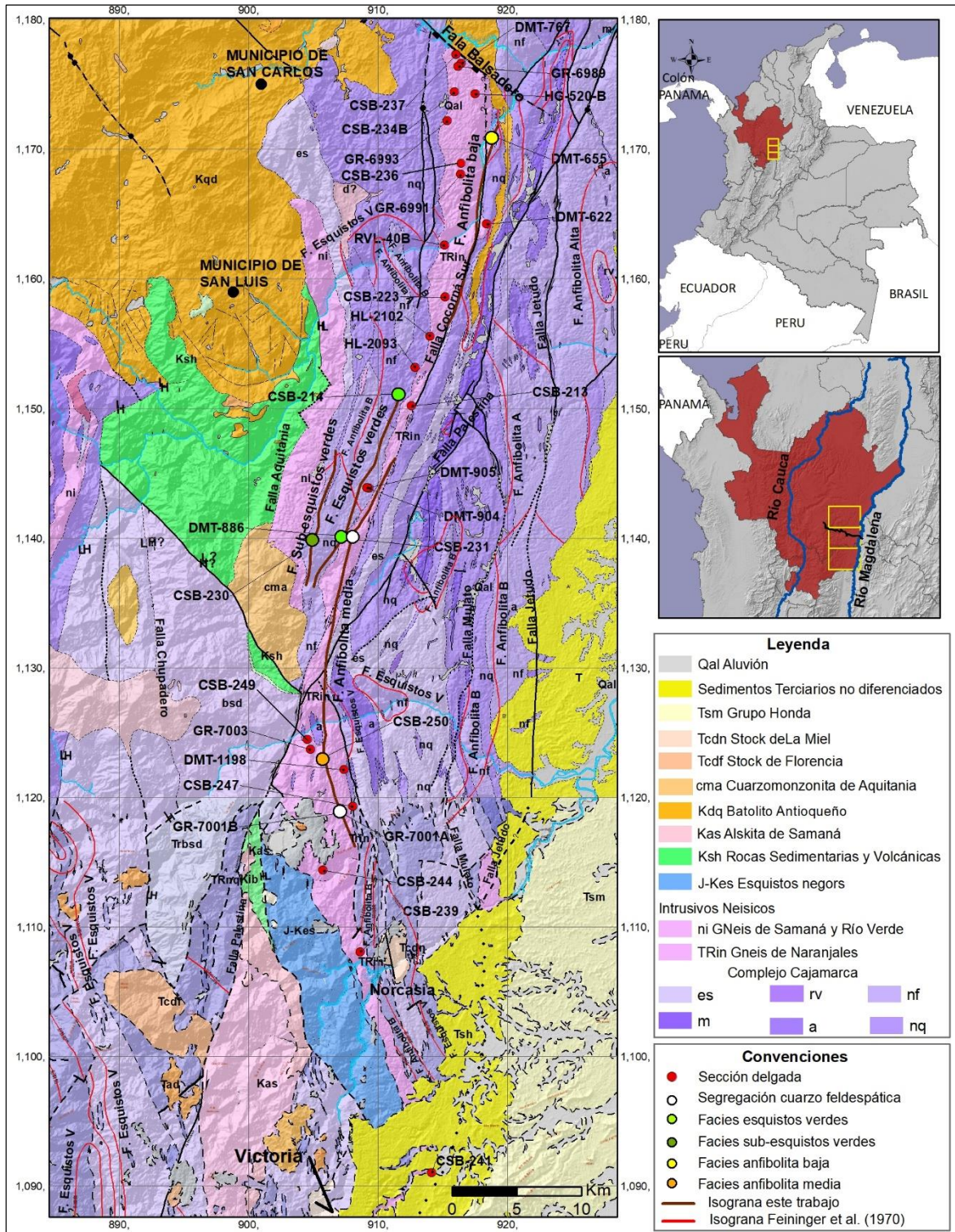
- Nelson, W. (1962). *Contribución al conocimiento de la geología de la Cordillera Central de Colombia, sección entre Ibagué y Armenia*.
- Pearce, J., Harris, N. y Tindle, A. (1984). *Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*, *Journal of Petrology*, (25): 956–983.
- Peccerillo, A. y Taylor, T. (1976). *Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey*, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63-81.
- Pindell, J., y Dewey, J. F. (1982). Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*, 1(2), 179–211. <https://doi.org/10.1029/TC001i002p00179>
- Priem, H. N., P. Andriessen, N. A., Boelrijk, H., De Boorder, E. H., Hebeda, E., Huguett, E., V. y R. V. (1982). *Precambrian Amazonas region of southeastern Colombia (western Guiana Shield): Geologie en Mijnbouw*, v. 61, p. 229–242.
- Profeta, L., Ducea, M. N., Chapman, J. B., Paterson, S. R., Gonzales, S. M. H., Kirsch, M., Petrescu, L., y DeCelles, P. G. (2015). Quantifying crustal thickness over time in magmatic arcs. *Scientific Reports*, 5(1), 17786. <https://doi.org/10.1038/srep17786>
- Ramos, V. A. (2015). *La orogenia famatiniana (Ordovícico medio a tardío) en el margen continental protoandino de América del Sur : nuevas evidencias y sus implicancias tectónicas*. 14ª Congreso Geológico Chileno, *Actas digitales*, ST1, 106–109.
- Restrepo-Pace Pa., Ruiz J., G. G. y C. M. (1997). *Geocronología y datos isotópicos de Nd de Rocas de la edad de Grenville en los Andes colombianos: nuevas restricciones para las reconstrucciones paleocontinentales del Proterozoico Tardío-Paleozoico Temprano de las Américas*. *Earth Planet Sci Lett* 150:427–.
- Restrepo, J. J y Toussaint, J. F. (1982). *Metamorfismos superpuestos en la Cordillera Central*. 5 Congr. Latinoam. Geol., 3:505-512. Buenos Aires, Argentina.
- Restrepo, J.J y Toussaint, J. F. (1988). *Terranes and continental accretion in the Colombian Andes*.
- Restrepo, J., y Toussaint, J. (2020). *Tectonostratigraphic Terranes in Colombia: An Update First Part: Continental Terranes*. The Geology of COLOMBIA Volume 1, chapter 3. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.35.2019.03>.
- Rodríguez-García, G., Zapata, J. P., Correa-Martínez, A. M., Ramírez, D. A., & Obando, G. (2020). Aportes al conocimiento del plutonismo del Arco Mocoa- Santa Marta durante el Jurásico Temprano-Medio, en la margen noroccidental de los Andes, Colombia. *Boletín de Geología*, 42(3), 15–50. <https://doi.org/10.18273/revbol.v42n3->

2020001

- Rodríguez, G., González, H., Zapata, G., Cossio, U., y Correa–Martínez, A. M. (2016). *Geología de la plancha 147 Medellín Oriental, Escala 1:50,000 Versión 2016, Servicio Geológico Colombiano, p. 465.*
- Rodríguez, G., María, A., Martínez, C., Pablo, J., Villada, Z., y Erazo, G. O. (2019). *Fragments of a Permian Arc on the Western Margin of the Neoproterozoic Basement of Colombia. In: J. Gómez; D. Mateus-Zabala (eds.). The Geology of Colombia (pp. 293-335). Volume 1, Chapter 10. Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.35.2019.10>*
- Rodriguez, G. Zapata, G., y Correa-Martinez, A. Correa, T. (2017). *Redefinición del bloque norte del Batolito de Ibagué con base en nuevos datos de petrografía , litogeoquímica y geocronología U-Pb. September.*
- Rubatto, D. (2002). Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology, 184*(1–2), 123–138. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00355-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00355-2)
- Rubatto, D. (2017). Zircon: The Metamorphic Mineral. In *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* (Vol. 83, Issue 1). <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.09>
- Rubio, J.-L. V. (2010). *Desarrollo y aplicación de modelos numéricos termomecánicos de procesos de delaminación continental.* Tesis de doctorado. (Universidad Complutense de Madrid, Madrid). <https://eprints.ucm.es/id/eprint/9824/>
- Rueda-Gutiérrez, J. B. (2019). *Aportes al conocimiento del Magmatismo de la Cordillera Central de Colombia en su Flanco Oriental : Área geotérmica de San Diego, Samaná, Caldas. 41, 45–70.* <https://doi.org/10.18273/revbol.v41n2-2019003>
- Shand, S. J. (1943). *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. John Wiley y Sons, New York: John Wiley y Sons, 444p.*
- Spikings, R. Paul, A. (2019). The Permian – Triassic History of Magmatic Rocks of the Northern Andes (Colombia and Ecuador): Supercontinent Assembly and Disassembly. In: Gómez, J. y Pinilla–Pachon, A.O. (editors), *The Geology of Colombia, Volume 2 Mesozoic.* Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 36, 43 p. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.01>.
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., y Beate, B. (2015). The geological history of northwestern South America: From Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290-75 Ma).

- Gondwana Research*, 27(1), 95–139. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.06.004>
- Sun, S. -s., y McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Tang, M., Rudnick, R. L., McDonough, W. F., Gaschnig, R. M., y Huang, Y. (2015). Europium anomalies constrain the mass of recycled lower continental crust. *Geology*, 43(8), 703–706. <https://doi.org/10.1130/G36641.1>
- Taylor, S. R., y McLennan, S. M. (1995). The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, 33(2), 241. <https://doi.org/10.1029/95RG00262>
- Tazzo-Rangel, M. D., Weber, B., Schmitt, A. K., González-Guzmán, R., Cisneros de León, A., y Hecht, L. (2020). Permo–Triassic metamorphism in the Mérida Andes, Venezuela: new insights from geochronology, O-isotopes, and geothermobarometry. *International Journal of Earth Sciences*, 110(7), 2465–2493. <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01926-5>
- Toussaint, J.F y Restrepo, J. J. (1989). *Acreciones sucesivas en Colombia: Un nuevo modelo de evolución geológica*, in *Memorias V. Congreso Colombiano de Geología: Bucaramanga, Ingeominas, v. 1, p. 127–146*.
- Van der Lelij, R., Spikings, R., Ulianov, A., Chiaradia, M., y Mora, A. (2016). Palaeozoic to Early Jurassic history of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the Iapetus, Rheic and Pacific Oceans. *Gondwana Research*, 31, 271–294. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.01.011>
- Van der Wiel, A. M. (1991). *Uplift and volcanism of the SE Colombian Andes in relation to Neogene sedimentation in the Upper Magdalena Valley: Doctoral Thesis, University of Wageningen, Netherlands, 208 p.*
- Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W., y Beltrán, A. (2011). Lithos Geochronology , geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *LITHOS*, 125(3–4), 875–896. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.05.003>
- Vinasco, C. J., Cordani, U. G., González, H., Weber, M., y Pelaez, C. (2006). Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo-Triassic granitic gneisses and granitoids of the Colombian Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 355–371. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.007>
- Winter, J. (2001). *An introduction to igneous and metamorphic petrology*.

Anexo A: Ubicación de 26 secciones delgadas del Gneis de Naranjales y 6 del Complejo Cajamarca.



Fuente: modificado de (Feininger et al., 1970).