

Cuarzolatita de Teruel

» **Cordillera Central**
Departamento del Huila

María Isabel Arango, Gabriel Rodríguez,
Gilberto Zapata y José Gilberto Bermúdez

Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia / Jurásico

Citación: Arango, M. I., Rodríguez, G., Zapata, G. y Bermúdez, J. G. (2022). Cuarzolatita de Teruel. En *Catálogos de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Valle Superior del Magdalena*. Vol. 2. Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/9789585313194.9>

La Cuarzolatita de Teruel corresponde a un intrusivo subvolcánico que aflora en la serranía de Las Minas y que fue inicialmente descrito como un cuerpo granítico. El catálogo integra datos de campo y petrográficos de trabajos anteriores, y presenta nueva información macroscópica, petrográfica, litogeoquímica y geocronológica U-Pb para renombrar la unidad y mejorar el conocimiento de este cuerpo intrusivo y del magmatismo de arco que ocurrió durante el Jurásico inferior y el Jurásico medio en este sector del Valle Superior del Magdalena.

1. Proponente del nombre

María Isabel Arango, Gabriel Rodríguez, Gilberto Zapata, José Gilberto Bermúdez, en este trabajo.

2. Proveniencia del nombre y distribución geográfica

El cuerpo definido por Morales *et al.* (1998) como *Cuarzomonzodiorita de Teruel* toma su nombre del municipio homónimo del departamento del Huila (figura 1). Esta unidad tiene una forma irregular alargada con una extensión de 17 km y un ancho máximo de 3 km sobre el flanco oriental de la cordillera Central. En la plancha 345 conforma la cuchilla de Upar y la loma Puede Ser, que está limitada al oeste por la falla de Upar, mientras que en la plancha 302 se trata de otro plutón que aflora a lo largo del río Chiquilá, y que hace parte de la *Cuarzomonzodiorita de Páez*. Al oriente del cuerpo principal se encuentran pequeños cuerpos con un área 2 km², que Morales *et al.* (1998) relacionan con la *Cuarzolatita de Teruel*.

Teniendo en cuenta las recomendaciones de la International Subcommission on Stratigraphic Classification (ISSC) (1987, 1994) sobre la base de la litología dominante y del área geográfica de exposición, se propone renombrar la unidad como *Cuarzolatita de Teruel* en lugar de *Cuarzomonzodiorita de Teruel*, o *batolito de Teruel*, nombre este último propuesto por Rodríguez y Fuquen (1989) refiriéndose a otro plutón que hace parte de la *Cuarzomonzodiorita de Páez*.

3. Reseña histórica

La primera descripción de esta unidad fue realizada por Morales *et al.* (1998) en la memoria de la Plancha 345 Campoalegre, donde la denominaron *Cuarzomonzodiorita de Teruel*, para referirse a un cuerpo ígneo intrusivo que aflora al noreste de la población de Teruel en la Cuchilla de Upar. En la Plancha 302 Aipe, Rodríguez y Fuquen (1989) denominaron *batolito de Teruel* a un cuerpo que aparece en la confluencia de los ríos Chiquilá y Chachichí, que se

encuentra limitado al oriente por la falla de Chusma, y que se extiende hasta la Plancha 323 Neiva, en el sitio llamado Paso de la Culebra (Ferreira *et al.* 2002); adicionalmente, existen otros pequeños afloramientos plutónicos en cercanías del sitio Los Órganos.

4. Descripción geológica

Los afloramientos de la *Cuarzolatita de Teruel* corresponden a una roca fracturada y meteorizada con desarrollo de zonas saprolitizadas, que presentan una gama de colores entre gris, rosado a blanco, moteadas de verde y negro por el contenido de minerales ferromagnesianos, lo que da lugar a suelos y saprolitos arenosos. Macroscópicamente la roca se asemeja a las rocas de un plutón granular, pero corresponde a rocas porfídicas con fenocristales faneríticos de tamaños variables entre 1 y 5 mm, dispersos en una matriz microgranular leucocrática. Mineralógicamente la roca está compuesta por cristales euhedrales a subhedrales de feldespato alcalino, plagioclasa y, en menor proporción, cuarzo, hornblenda, biotita y piroxenos (figura 2).

Es frecuente la presencia de autolitos microgranulares de composición básica (microdioritas), de 2 a 10 cm de diámetro y diques dacíticos-riolíticos de 10 a 15 cm de espesor, con desarrollo de alteración hidrotermal y mineralización de polisulfuros.

La *Cuarzolatita de Teruel* presenta textura porfídica con variaciones composicionales entre *cuarzolatita*, *riolita* y *dacita*. En la tabla 1 y figura 3 se muestra la composición modal de este cuerpo.

Las rocas tienen texturas seriadas por fenocristales de plagioclasa, poiquiliticas por inclusiones de apatitos, de reabsorción de los fenocristales por la matriz y micrográficas (figura 4). Los cristales de plagioclasa muestran zonación de tipo normal.

La matriz alcanza hasta el 71 %, es de composición felsítica microgranular y forma mosaicos, cuyos cristales tienen tamaños que varían entre 0,02 mm y 0,5 mm. Está compuesta principalmente por feldespato alcalino,

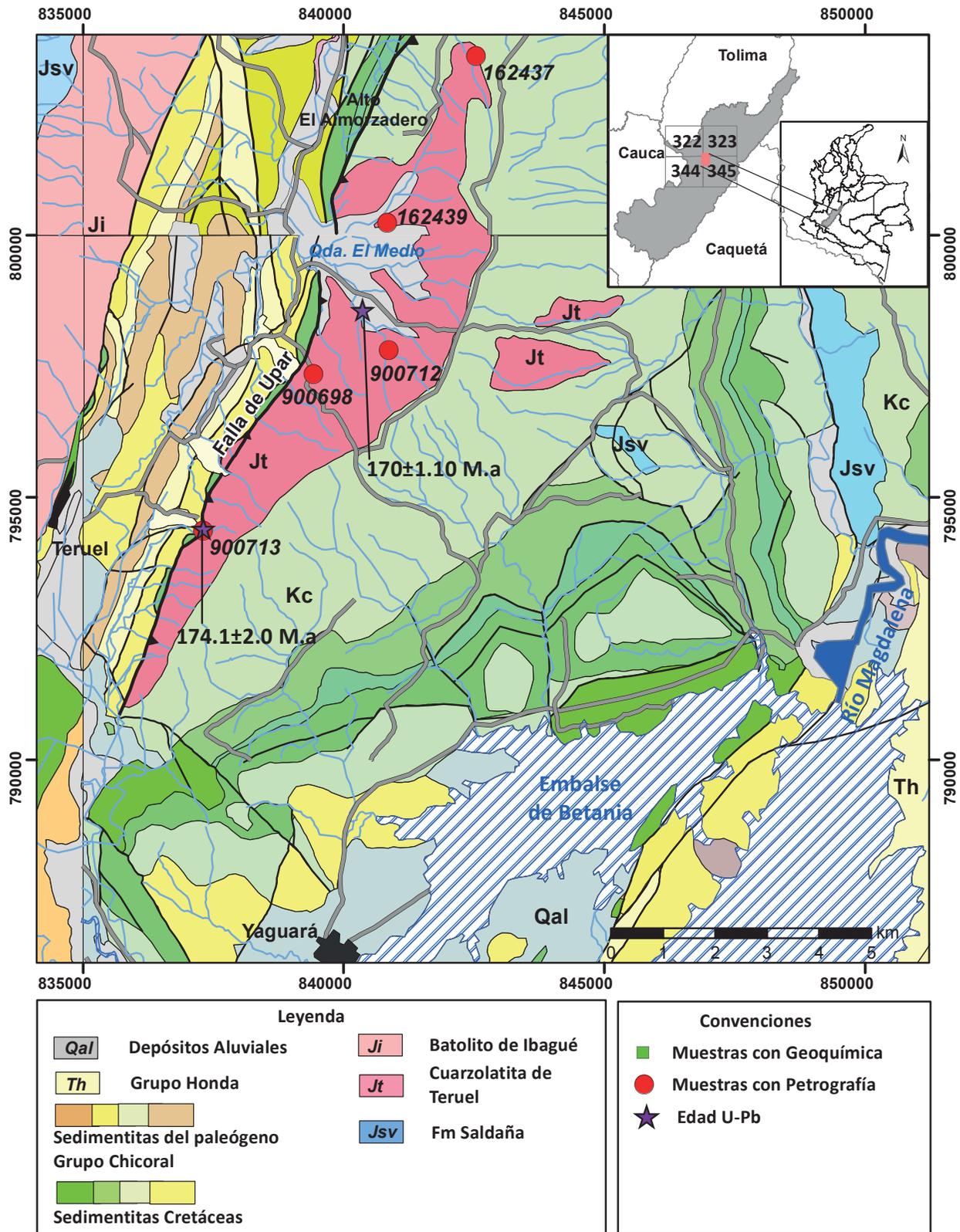


Figura 1. Localización de la Cuarzolita de Teruel
 Nótese los puntos de toma de muestras de roca. Fuente: Cartografía geológica tomada de las planchas 322, 323, 344 y 345, Ingeominas.

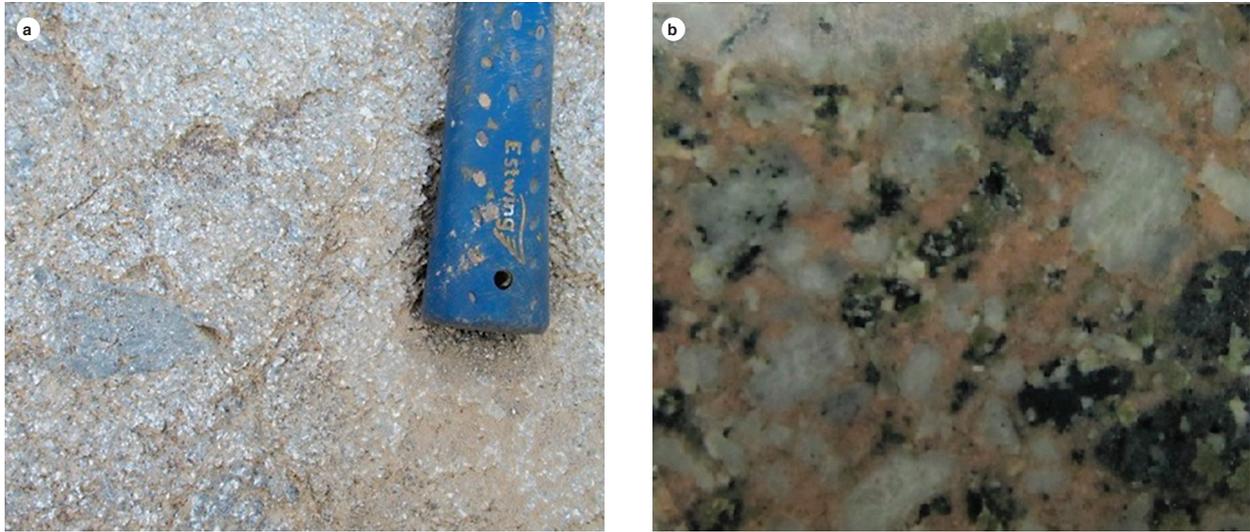


Figura 2. Características macroscópicas de la cuarzolita de Teruel, autolitos en rocas leucocráticas y aspecto porfídico de la roca IGM 900698

Tabla 1. Composición modal en seis muestras de las rocas de la Cuarzolita de Teruel

IGM	N	W	Qtz	Pl	Kfs	Cpx	Opx	Hbl	Bt	Ms	Opq	Ttn	Ap	Zrn	Ep	Chl	FEN	Matriz	Otros	Clasificación petrográfica
900712	797805	840861	24	33	30	4	1	3	2,5				TR		1	0,5	43	57	Ser (1%)	Riolita
900713	794375	837303	17	49	18						1	TR		TR	7	8	31	69		Dacita
900698	797356	839417	6,9	47	35			10			2,1						28,5	71,5		Cuarzolita
162437	803420	842540	7	42	40						TR		1	TR		5	30	70	Ser (3%)	Cuarzolita
162439	800240	840840	25	28	37	3			5		1		0,5				38	62	Caolín (0,5%)	Riolita

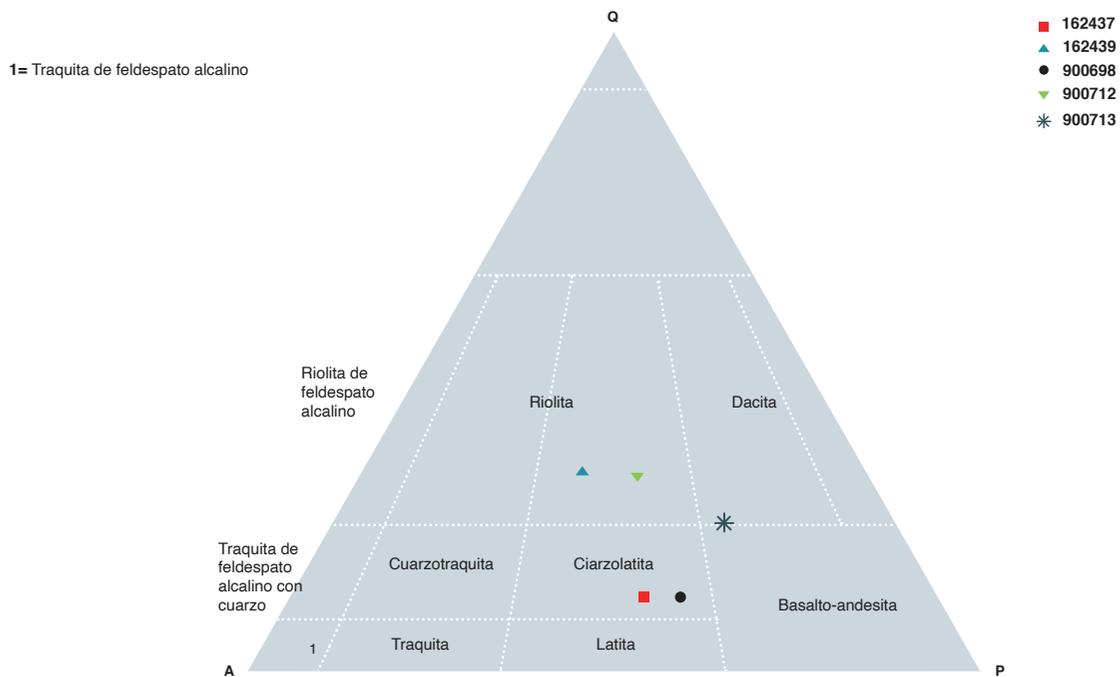


Figura 3. Composición modal de la Cuarzolita de Teruel Diagrama Q-A-P (Streckeisen, 1979).

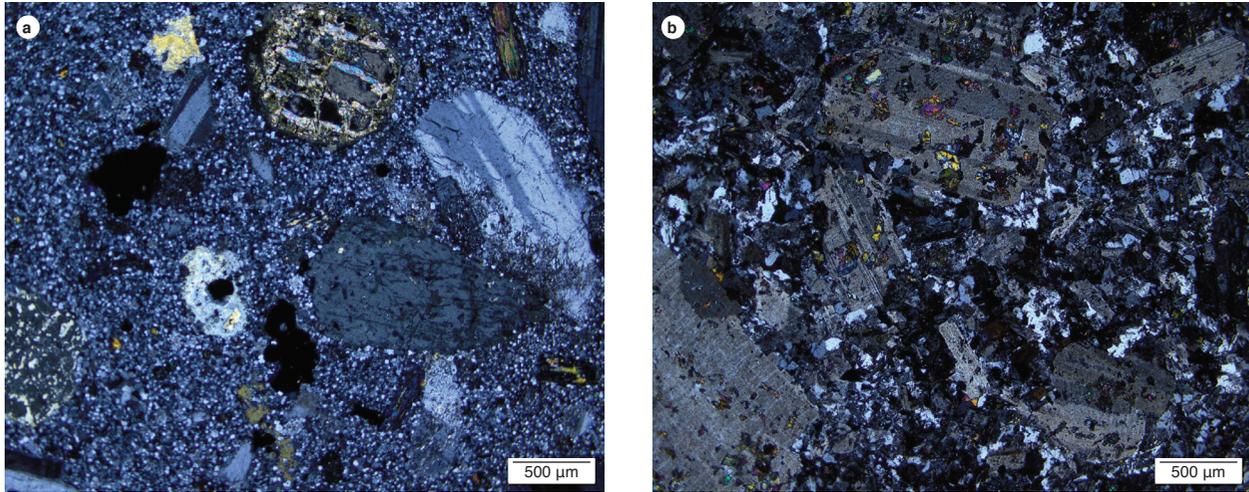


Figura 4. Características microscópicas de la Cuarzolita de Teruel
a) IGM 900712. Contenido de piroxenos (Cpx, Opx) y cuarzo (Qtz) en bahías. b). IGM 900713. Textura porfídica con fenocristales de plagioclasa (Pl) con epidotización.

cuarzo, y en menor proporción, plagioclasa, epidota, clorita, circón, titanita y opacos. Los fenocristales pueden alcanzar el 40% del volumen de la roca, son subhedrales a euhedrales con tamaños mayores de 0,5 mm. Corresponden a plagioclasa, feldespato y, en menor cantidad, a anfíbol, piroxeno y cuarzo.

El cuarzo se presenta en la matriz (hasta 25%) de manera intersticial, en forma de microcristales limpios, incoloros, con bordes irregulares. Adicionalmente se lo puede encontrar, en menor proporción, constituyendo fenocristales cuyo tamaño promedio es de 0,5 mm, con texturas en bahía por reabsorción de la matriz.

La plagioclasa es andesina (An_{47}), y constituye un 40% en la matriz. Se encuentra como microcristales subhedrales de hábito tabular, con aspecto terroso por alteración a arcilla, sericita y saussurita. También es posible observarla como fenocristales subhedrales que presentan maclas de albita, con bordes irregulares. Pueden formar glomero fenocristales o cristales seriados con tamaños entre 0,8 y mayores de 1 mm. Algunos presentan textura poiquilítica por inclusiones de opacos, cuarzo y anfíbol.

El feldespato corresponde a ortosa, se presenta principalmente en la matriz (hasta 32%), en cristales anhedrales empolvados por su alteración a caolín, que les imprime un color pardo. En algunos casos desarrolla intercrecimientos gráficos junto con el cuarzo, y texturas pertíticas por exsolución con plagioclasa.

El anfíbol generalmente es hornblenda (en promedio 6% del total de la roca) y ocasionalmente actinolita. Se lo encuentra en forma de fenocristales tabulares su-

bhedrales con tamaño promedio de 0,7 mm. Es de color verde, pleocroico, con color de interferencia azul del segundo orden, los anfíboles parcial a completamente reemplazados por clorita, epidota, titanita y magnetita residual. Algunos cristales muestran una dirección de clivaje paralela al eje mayor del cristal, ángulo de extinción 16° . Se observa desarrollo de maclas dobles, inclusiones de cuarzo, opacos y apatitos. Algunos cristales presentan hábito fibroso y forman localmente glomero fenocristales.

El contenido de biotita es menor a 5% del total de la roca, y puede no estar presente en todas las rocas. Se observa en láminas tabulares alargadas de tamaño menor a 0,8 mm, de color marrón, fuertemente pleocroica, eje X: verde, eje Y: marrón; presenta extinción moteada en ojo de pájaro. La biotita generalmente se encuentra alterada a clorita. Es común el desarrollo de textura poiquilítica por inclusiones de apatitos, circones y opacos. Adicionalmente, en los planos de clivaje se hospeda titanita en agregados granulares muy finos.

En algunos sectores se distinguen elevados contenidos de piroxeno, aunque no alcanzan el 5%. El clinopiroxeno, que parece corresponder a augita, se presenta en forma de cristales subhedrales incoloros a verde pálido, con tamaños menores de 0,6 mm, bordes reemplazados por anfíbol uralítico que hacia el núcleo conservan restos de clinopiroxeno a manera de parches, y contiene inclusiones de apatito. El ángulo de extinción es en promedio 33° .

El ortopiroxeno es hiperstena. Se presenta como cristales octogonales en cortes basales de 0,6 mm, incoloros,

con pleocroísmo rosado pálido a verde pálido y extinción paralela al clivaje. En algunos casos está alterado a iddingsita, sericita, talco-esmectita, y exhibe texturas coroníticas compuestas por anfíbol y calcita secundaria.

Los opacos son cristales isotrópicos, anhedrales, están diseminados en la matriz y generalmente no alcanzan los 0,2 mm de diámetro. Algunos están incluidos en fenocristales de anfíbol, con bordes de esfena secundaria y contornos muy irregulares, tales como bahías por reabsorción de la matriz.

Como minerales accesorios se presentan apatitos y circones. Los apatitos se encuentran en forma de microcristales euhedrales diseminados en la matriz y como inclusiones en anfíboles y fenocristales de plagioclasa. El circón se encuentra de manera intersticial en la matriz, es anhedral, incoloro, de alto relieve y presenta colores de interferencia verde a azul fuerte del inicio del tercer orden, con una extinción paralela.

Las rocas presentan alteración hidrotermal pervasiva. La plagioclasa está alterada a arcilla, saussurita, sericita y epidota; el anfíbol, a clorita, epidota, titanita; el feldespato, a caolín.

4.1. Litogeoquímica

Las rocas de la Cuarzolitita de Teruel se ubican en los campos de traquidacitas, dacitas y andesitas del diagrama TAS (figura 5a). Se formaron a partir de un magma

de afinidad química riodacítica-dacítica caracterizado por contenidos de sílice que varían entre 63 y 66% (tabla 2), con valores promedio de Al_2O_3 de 15%, y bajas concentraciones de $FeO+Fe_2O_3$ de 5,77%, $MgO+CaO$ igual a 5,49%, y $Na_2O_3+K_2O$ de 7,25%, como se muestra en la figura 5b (diagrama de Winchester y Floyd, 1977). Sin embargo, la muestra 900698 presenta menor contenido de SiO_2 , de 62,94%, y valores mayores de TiO_2 0,71% y Zr de 200 ppm, con lo que tendría una asociación próxima al límite de magmas de tipo andesítico.

En el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) (figura 6), las rocas se clasifican en el campo de series calcoalcalinas ricas en potasio, con valores mayores de Na_2O que de K_2O . Esto resulta congruente con el mayor contenido modal de feldespato plagioclasa con respecto al feldespato potásico.

De acuerdo con el diagrama de Shand (1943), las muestras grafican en el campo de rocas metaluminosas (figura 7), con una relación molar de $Al_2O_3 < (CaO + Na_2O + K_2O)$, pero $Al_2O_3 > (Na_2O + K_2O)$, y un índice peralcalino promedio de A/CNK de 0,9. Esto sugiere que el magmatismo fue de naturaleza calcoalcalina de tipo I, característico de magmas de márgenes continentales activas (Wilson, 1989). Las rocas exhiben un (#MgO) de 45 en promedio, con valores mayores para la roca IGM 900698 de 47,5, de donde se infiere que la fuente es un poco más primaria, mientras que en la roca IGM 900712 es de 43, siendo un poco más diferenciada.

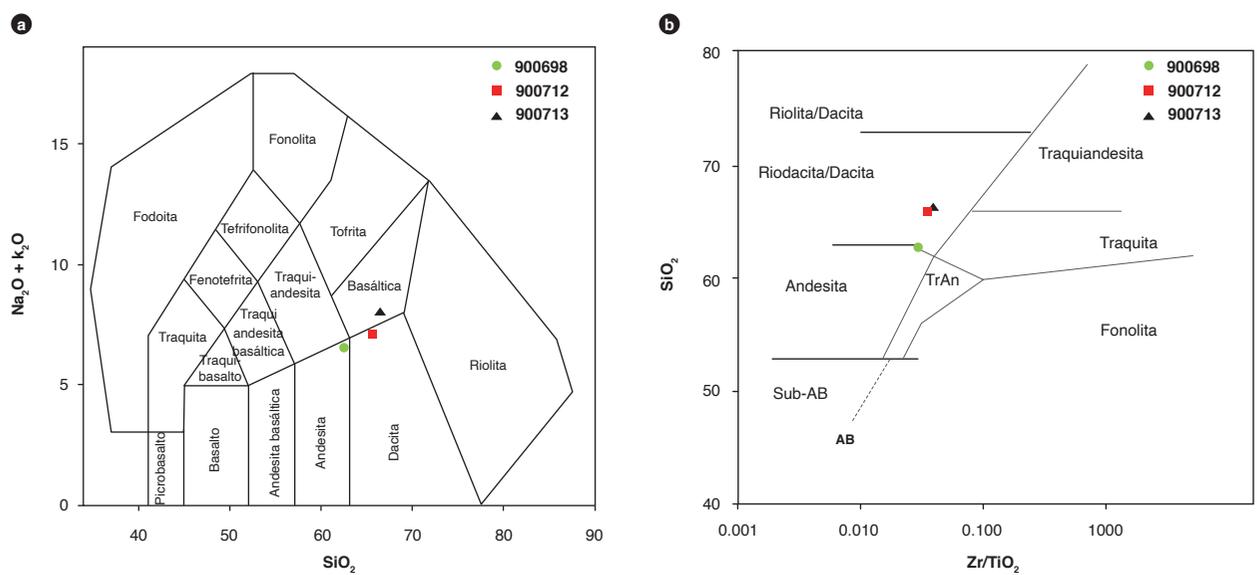


Figura 5. Clasificación química de rocas de la Cuarzolitita de Teruel a) Diagrama Tas (Middlemost, 1994) en el que las rocas se clasifican en los campos de traquidacitas, dacitas y andesitas. b) Afinidad química de las rocas de la Cuarzolitita de Teruel (Winchester y Floyd, 1977). Las muestras están comprendidas en los campos de riodacita-dacita y andesita. Nótese cómo las muestras corresponden a campos de clasificación equivalentes en ambos diagramas.

Tabla 2. Contenidos de óxidos mayores en la Cuarzolatita de Teruel

Óxido	Número de muestra (IGM)		
	900698	900712	900713
SiO ₂	62,9	66,0	66,4
TiO ₂	0,7	0,5	0,5
Al ₂ O ₃	15,3	15,9	15,5
Fe ₂ O ₃	5,3	3,9	3,6
MgO	2,4	1,5	1,4
MnO	0,10	0,09	0,11
CaO	4,6	3,7	2,7
Na ₂ O	3,3	3,8	4,4
K ₂ O	3,4	3,3	3,6
P ₂ O ₅	0,2	0,2	0,2
FeO	1,8	1,4	1,3
LOI	1,5	0,9	1,4

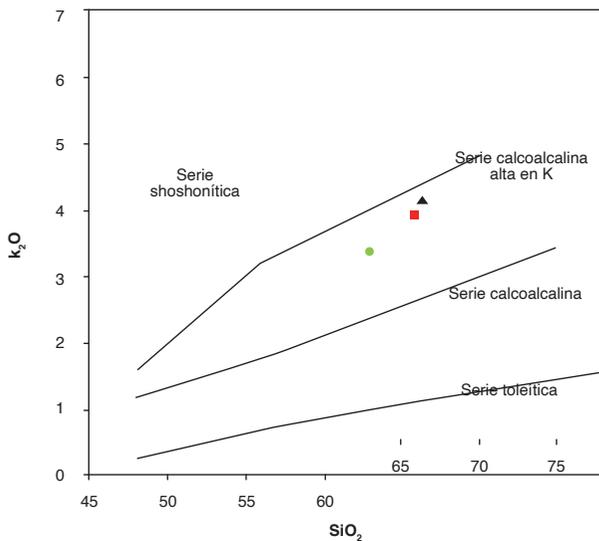


Figura 6. Diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) para rocas de la Cuarzolatita de Teruel

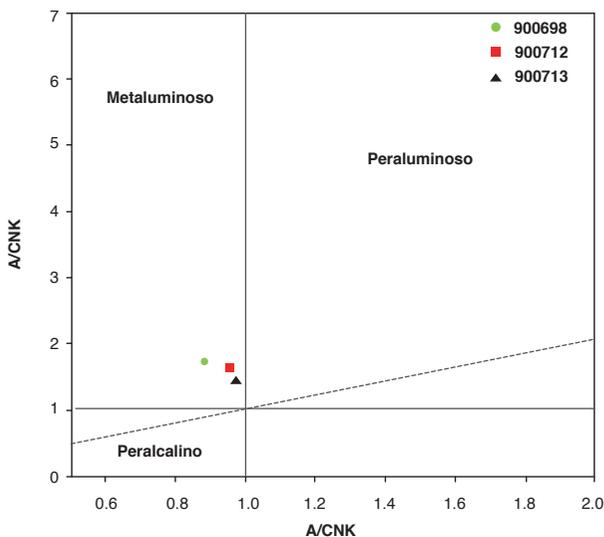


Figura 7. Diagrama de saturación de alúmina de Shand (1943), donde se ubican tres muestras de la Cuarzolatita de Teruel

Elementos traza

Las concentraciones de elementos traza y tierras raras de la Cuarzolatita de Teruel muestran valores cien veces mayores que el valor del condrito en el diagrama de Sun y McDonough (1989). Véanse la tabla 3 y la figura 8, donde se puede observar el enriquecimiento en tierras raras. La relación $(La/Sm)_N$ indica valores > 1 , con un promedio de 4,5, presentando una pendiente negativa lineal por el incremento de las tierras raras livianas. A la vez, exhiben una anomalía positiva de Eu dada por la relación Eu/Eu^* en promedio de 1,64, como resultado de acumulación de plagioclasa en el fundido residual, lo cual es coherente con el predominio modal de este mineral detectado en los estudios petrográficos.

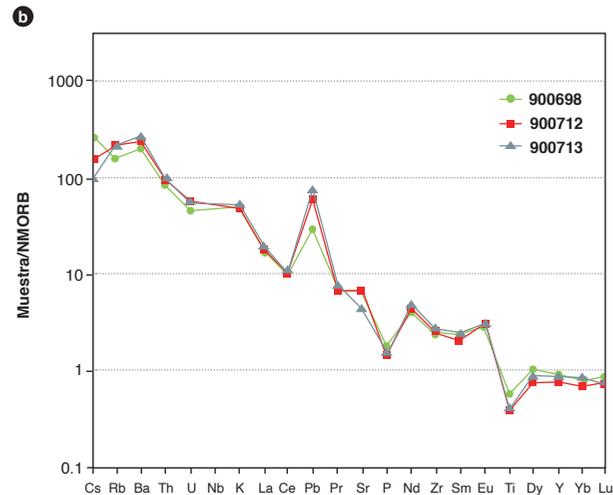
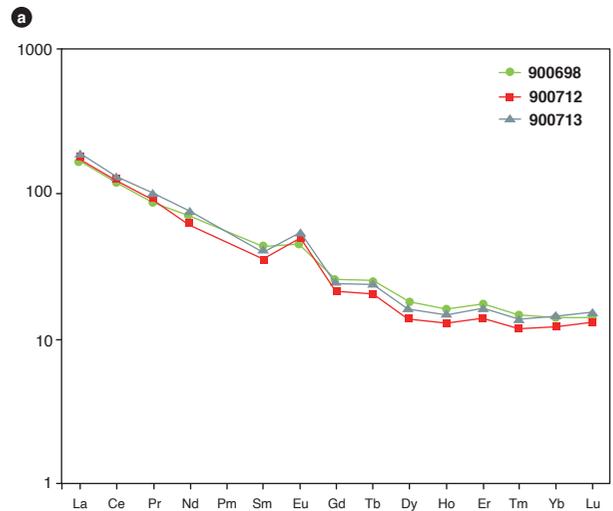


Figura 8. Diagramas multielementales para rocas de la Cuarzolatita de Teruel
 a) Diagrama multielemental normalizado al condrito de Sun y McDonough (1989). b) Diagrama multielemental normalizado al N-MORB de Sun y McDonough (1989).

Tabla 3. Elementos traza y tierras raras de la Cuarzolita de Teruel

Muestra	Ba	Be	Co	Cs	Ga	Nb	Rb	Sr	Hf	Th	U	V	Zr	Li
900698	1277	1,9	20	1,8	20	8,6	87	618	<68	9,9	2,1	112	200	10
900712	1457	2	15	1	20	7,7	115	597	<68	11	2,6	66	178	8
900713	1596	1,9	12	0,66	19	8,8	114	398	<68	11	2,5	66	192	10

Muestra	Sc	Cr	Ni	Cu	Zn	As	Y	Ag	Cd	In	La	Ce	Pr	Nd
900698	19	28	18	11	49	1,6	26	<1	0,19	0,06	40	75	8,5	33
900712	13	10	13	14	76	1	21	<1	0,12	0,04	42	74	8,8	29
900713	12	6,1	8,8	8,5	193	1,1	24	<1	0,28	0,04	44	81	9,7	35

Muestra	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
900698	6,5	2,7	5,2	0,94	4,6	0,91	2,9	0,36	2,4	0,36
900712	5,3	2,9	4,4	0,77	3,5	0,73	2,3	0,3	2,1	0,33
900713	6,2	3,1	5,1	0,89	4,1	0,85	2,7	0,36	2,4	0,39

En el diagrama normalizado a N-Morb (figura 8b), se observa el patrón típico de magmatismo de márgenes continentales con contenidos mayores de Ba, K y Pb, ya que estos elementos tienden a concentrarse en los fundidos tardíos. Los valores de Pb en la muestra IGM 900698 indican una roca un poco menos evolucionada con respecto a los de las muestras IGM 900712 e IGM 900713, las cuales presentan una concentración mayor de Pb; esto puede deberse a fraccionamiento del magma.

Se observan ligeros empobrecimientos en U, Ce, Zr y anomalías negativas de P y Ti. En el caso del Ti es clara la relación de mayores valores en la muestra IGM 900678 y menores concentraciones en las ligeramente más ácidas (IGM 900713 y 900712, respectivamente). Estos empobrecimientos evidencian una remoción de P y Ti del magma hacia fases cristalinas, habitualmente en cristales de apatita, ilmenita y titanita, de acuerdo con lo propuesto por Winter (2001).

Discriminación de ambiente tectónico

Las rocas se distribuyen de forma uniforme en campos graníticos de arco volcánico de tipo orogénico de la serie magnésiana (figura 9). No obstante, se observa una dispersión de la muestra IMG 900698 debido a su menor contenido en sílice.

Las figuras 10 y 11 muestran la afinidad de los circones separados en la datación de este cuerpo ígneo con respecto a su magma generador. Las relaciones Hf y Y permiten discriminar el tipo de roca que hospeda a este mineral, ya que la mayoría de los cristales se concentran en los campos II y III, que corresponden a rocas ígneas máficas a intermedias, respectivamente, estas últimas con contenidos bajos de cuarzo (Belousova *et al.* 2002). En el diagrama de Nardi *et al.* (2013) (figura 11) se observa una concentración de circones en el campo de los granitos tipo I, lo cual es consistente con la petrografía y litogeoquímica.

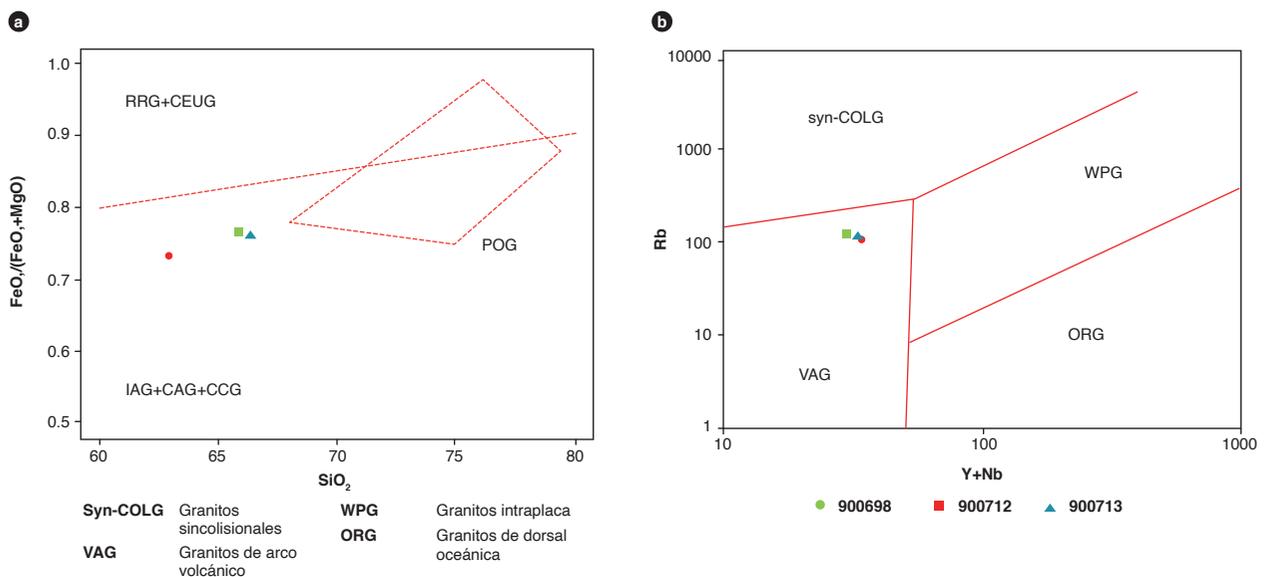


Figura 9. Diagramas de discriminación tectónica
 a) Diagrama de Maniar y Piccoli (1989). b) Diagrama de Pearce *et al.* (1984).

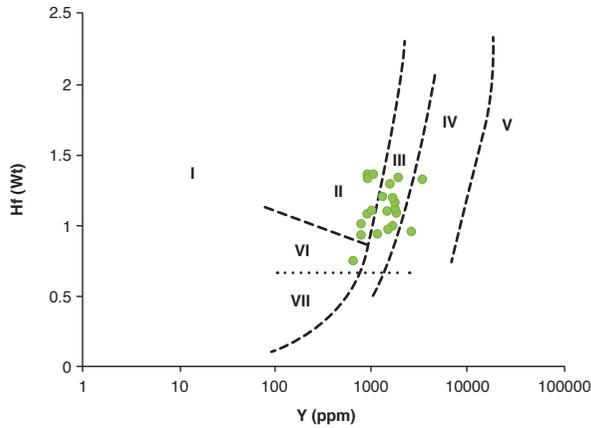


Figura 10. Diagrama de discriminación de ambientes de los circones I) Kimberlitas; II) rocas ultramáficas, máficas e intermedias; III) rocas intermedias con cuarzo e intermedias; IV) rocas félsicas con alto contenido de SiO_2 ; V) greisen; VI) rocas alcalinas; VII) carbonatitas. Fuente: modificado de Shnukov *et al.* (1997) por Belousova *et al.* (2002).

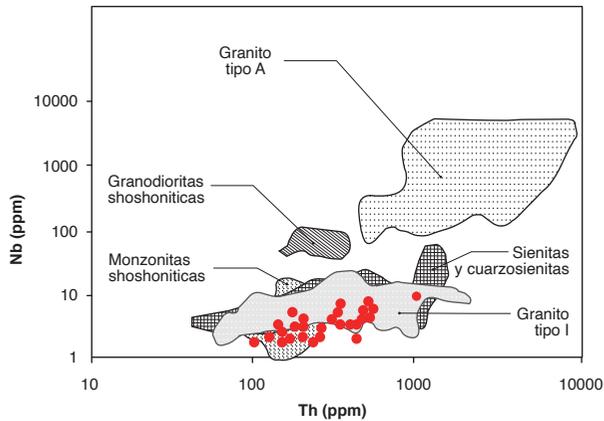


Figura 11. Diagrama de discriminación para la identificación de la fuente de los circones de la cuarzolatita de Teruel, desde granitos tipo A, granitos tipo I y granitoides shoshoníticos. Fuente: modificado de Nardi *et al.* (2013).

5. Posición estratigráfica y edad

Las labores de cartografía geológica adelantadas por Ingeominas en las planchas 345 Campoalegre (Morales *et al.*, 1998) y 323 Neiva (Ferreira *et al.*, 2002) indican que la Cuarzolatita de Teruel se encuentra en contacto intrusivo con la Formación Saldaña (rocas piroclásticas de edad Jurásica) y discordante con la Formación Caballos (intercalaciones de areniscas y lodolitas carbonosas de edad Cretácica). La relación con las sedimentitas del Grupo Olini (areniscas, lutitas y liditas de edad Cretácica) y de la Formación Seca (arcillolitas, lodolitas rojizas y areniscas de grano fino de edad Cretácica) es fallada.

Ferreira *et al.* (2002) asignan una edad Triásico Superior-Jurásico Inferior a este plutón, teniendo en cuenta el contacto discordante con la Formación Caballos, de

edad Cretácica, y por su contacto intrusivo con la Formación Saldaña.

En el proyecto “Magmatismo jurásico del valle superior del Magdalena y cuenca del Putumayo” se colectó un saprolito de roca, muestra MIA-458, y una roca, muestra MIA-460, que fue clasificada como dacita de la Cuarzolatita de Teruel. Dichas muestras fueron tomadas para la concentración y separación de circones para datación por el método U-Pb.

El saprolito colectado se localiza sobre la vía El Alto del Almorzadero, al SE del municipio de Teruel, con coordenadas E = 840365 y N = 798576 origen Bogotá; la muestra de roca fue colectada en la quebrada Papayala, al sur del municipio de Teruel (coordenadas E = 837303 y N = 794375).

La roca se encuentra meteorizada y presenta color blanco moteado de negro. Los cristales preservados tienen tamaños de medio a grueso, entre 3 y 5 mm, donde aún se reconoce la textura porfídica de la roca. Los minerales conformantes corresponden a plagioclasa, que se encuentra alterada a minerales arcillosos, feldespatos potásicos de color rosado, que se encuentran en menor proporción con respecto a la plagioclasa y que adicionalmente presentan alteración a arcillas, anfíboles alterados a epidota y clorita, biotitas lixiviadas y finalmente cristales frescos de cuarzo.

Los circones presentan formas prismáticas alargadas euhedrales menores de 200 μm . Bajo CL (figuras 12 y 13), los circones se observan zonados y luminiscentes. Los datos obtenidos fueron procesados en el software de IsoPlot/Ex vers. 4.15 (Ludwig, 2008). Inicialmente se realizó un filtro de los datos para descartar los circones con valores discordantes ($\text{Discor} > 15\%$), de acuerdo con la relación $[(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) - (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}]$, con el fin de mejorar el rango de confiabilidad de la edad. Finalmente se completó el análisis con veintinueve circones para la muestra MIA-458 y veintidós para la muestra MIA-460.

El diagrama de concordia total presenta en cada una de las muestras granos que son concordantes. En la muestra MIA-458 hay dispersión en la edad entre 190 y 170 Ma (figura 12a). Una aproximación más detallada entre la edad arrojada y el error emitido en cada círculo muestra un agrupamiento en dos poblaciones (figura 12b). La primera se marca entre 177,7 y 189,2 Ma, con una edad ponderada de $181,10 \pm 1,70$ Ma, y los circones se interpretan como antecristales. Un solo círculo con edad de 195,2 Ma indica cuál es el material más antiguo.

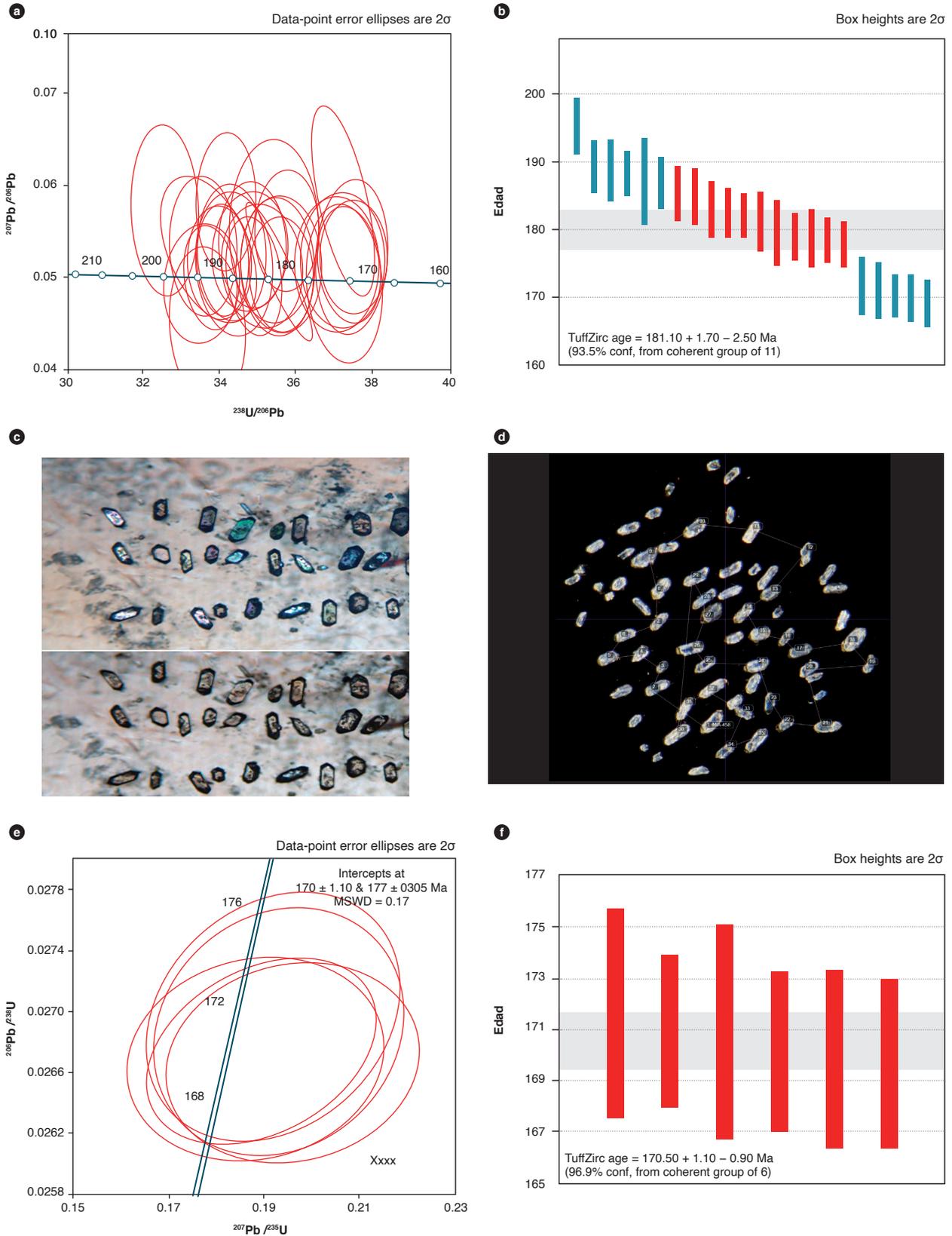


Figura 12. Edad U-Pb en circones de la roca MIA-458 (sapolito)
 a) Diagrama Tera-Wasserburg de circones totales. b) Diagrama del cálculo de la media y la desviación estándar. c) Circones separados en microscopio con nicoles cruzados y nicoles paralelos. d) Imagen de catodoluminiscencia del total de circones. e) Diagrama de concordia de circones filtrado según su desviación estándar y su discordia. f) Diagrama del cálculo de la media y la desviación estándar filtrado según su desviación estándar y su discordia.

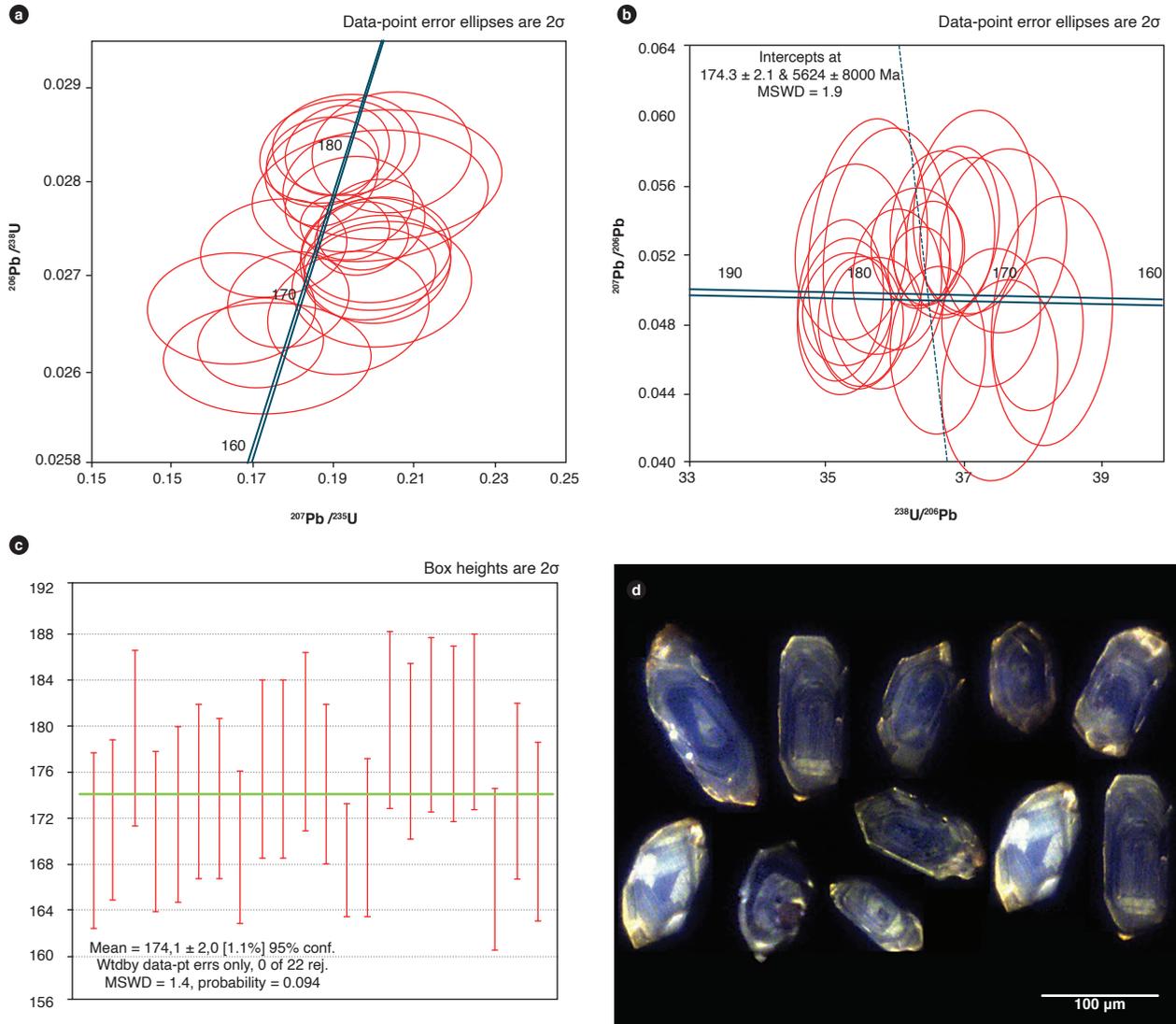


Figura 13. Edad U-Pb en circones de la roca MIA-460 a) Diagrama de concordia. b) Diagrama Tera-Wasserburg. c) Diagrama del cálculo de la media y la desviación estándar. d) Imagen de catodoluminiscencia de algunos de los circones seleccionados.

Este tipo de cristales se interpretan como “circones heredados”. En la segunda población se distingue un rango de circones más jóvenes, desde 169,6 hasta 171,6 Ma, con una edad ponderada de $170,50 \pm 1,10$ Ma, que se atribuye a los procesos de cristalización del plutón (figura 12e).

En cambio, en la muestra MIA-460 los circones se muestran bien agrupados en la edad de $174,1 \pm 2$ Ma, sin datos que demuestren edades heredadas.

De acuerdo con lo dicho, la Cuarzolitita de Teruel muestra edades de $170 \pm 1,10$ Ma hacia el centro del cuerpo, y de $174,1 \pm 2$ Ma hacia el borde del plutón, edades que corresponden al Jurásico Medio (Bajociano), con un MSDW = 0,11, y 1,4, respectivamente. En promedio,

la concentración de uranio en los circones es de 249 ppm, y el cociente Th/U entre 0,79 y 1,17 ppm, valores que se relacionan con un origen ígneo.

El análisis químico de los circones (ICP-MS) de la muestra MIA-458 (sapolito) permitió determinar la abundancia de los elementos traza de cada circón. Los valores de REE se normalizaron a condrito (McDonough y Sun, 1995) y se calcularon las relaciones Pm* y Tm* en cada uno de ellos. En la figura 14 se puede observar un comportamiento homogéneo de los veintidós circones analizados, de lo que se infiere que todos provienen de una misma fuente y, por ende, presentan una química similar.

Los circones tienen una tendencia a presentar menores concentraciones de las REE ligeras y mayores con-

centraciones hacia las REE pesadas. Asimismo, se pueden distinguir al menos tres poblaciones con base a su contenido de La, donde se tienen valores entre 0,011 y 0,3, 0,79 y 4,5 y 10,6 hasta 76; adicionalmente, presentan una fuerte anomalía positiva de Ce que suele indicar cristalización en las primeras fases de fraccionamiento magmático (Nardi *et al.*, 2013).

Los valores de la relación Ce/Ce* son típicos de circones graníticos con un promedio de 5,3 ppm (Belousova *et al.*, 2002). Tres datos presentan altas concentraciones en Ce de alrededor de 191 ppm, y corresponden a los contenidos más bajos de La, lo que posiblemente refleja la química de impurezas en la red cristalina del circón. La química del circón presenta una anomalía negativa en el Eu que, según Belousova *et al.* (2002), es significativa en rocas que han sufrido fraccionamiento magmático con una tendencia hacia las rocas felsíticas.

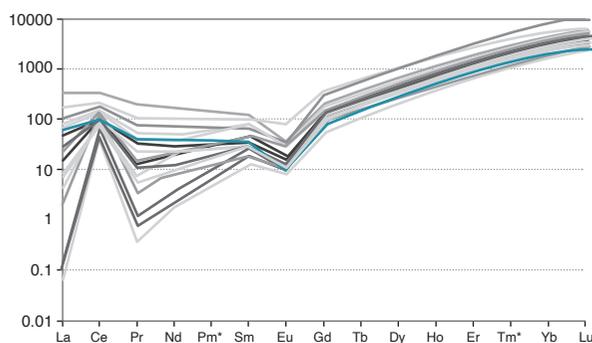


Figura 14. Diagrama REE correspondiente a los circones de la Cuarzolatita de Teruel normalizado a condrito (McDonough y Sun, 1995)

6. Correlaciones

La correlación se hace teniendo en cuenta los diferentes pulsos magmáticos reconocidos en el magmatismo jurásico del valle superior del río Magdalena (Rodríguez *et al.* 2018).

La edad de cristalización de la Cuarzolatita de Teruel se estima con respecto a la población de circones más jóvenes de la muestra MIA-458, es decir, $170 \pm 1,10$ Ma con un MSDV = 0,11. Este dato es concordante con las edades obtenidas en otros plutones del borde oriental del valle superior del Magdalena, como son el Monzogranito de Algeciras, con dos edades U/Pb: $171 \pm 2,5$ Ma y $169,6 \pm 1,2$ Ma; el Granito de Garzón, con dos edades U/Pb: $172,3 \pm 2,0$ Ma y $170,8 \pm 2,4$ Ma; y con el Monzogranito de Altamira, con dos edades obtenidas por U/Pb de $169,4$

$\pm 3,2$ Ma, que corresponde a la roca MIA-478, y de $172 \pm 3,9$ Ma, correspondiente a la muestra JGB-390.

Todas estas edades son concordantes con el dato obtenido en rocas volcánicas que afloran en la margen oriental del valle superior del Magdalena y que regionalmente se incluyeron en la Formación Saldaña (Velandia *et al.*, 2001).

La edad obtenida para la población de circones más viejos en la muestra MIA-458 es de $181,10 \pm 1,70$ Ma, y se interpreta como antecristales heredados de pulsos magmáticos anteriores en el interior de la cámara magmática. Esto, teniendo en cuenta la concordancia de los datos de REE de los circones de ambas poblaciones, es concordante con las edades de los plutones que afloran en el borde occidental del valle superior del Magdalena: Cuarzomonzonita de Anchique, Cuarzomonzonita de Los Naranjos, Cuarzomonzodiorita de El Astillero, Cuarzomonzodiorita de Las Minas y Cuarzomonzodiorita de Páez.

7. Localidad tipo

Aunque este intrusivo generalmente está mal expuesto en el sector, se propone como localidad tipo la carretera que de Teruel conduce a Palermo, porque allí se encuentran los afloramientos más accesibles, como en la hacienda Miraflores y en la vereda El Almorzadero.

8. Génesis

La textura porfídica propia de las rocas de la Cuarzolatita de Teruel indica una cristalización cercana a la superficie, en un ambiente hipoabisal.

De acuerdo con los resultados químicos obtenidos en rocas y en circones, corresponde a un granito de tipo I (cordillerano), de la serie calcoalcalina alta en K, formado en un ambiente de arco magmático de margen continental que, por correlación con otros plutones, cristalizó a partir del evento magmático jurásico de 168 a 172 Ma, que corresponde a los plutones más jóvenes y orientales del valle superior del Magdalena.

9. Recursos minerales

A pesar de la presencia de pirita diseminada en algunos sectores, no se cuenta con datos de exploraciones que indiquen mineralizaciones y anomalías de interés. Sin embargo, son frecuentes los enjambres de diques con desarrollo de alteración hidrotermal y mineralización de polisulfuros, que deberían ser prospectados.

10. Marco geológico regional

En Colombia, el magmatismo jurásico está representado por varios cuerpos plutónicos y unidades volcánicas que afloran desde el norte en la península de la Guajira hasta la frontera con Ecuador, en el sur del país.

El área donde aflora la Cuarzolatita de Teruel se localiza en el valle superior del río Magdalena. En esa zona hay variedad de cuerpos intrusivos de edad Jurásica, que están limitados al occidente por el flanco oriental de la cordillera Central, y al oriente por el flanco occidental de la cordillera Oriental, en los departamentos de Tolima y Huila.

La presencia de estos cuerpos se da en zona de convergencia de los terrenos geológicos Chibcha y Tahamí, que fueron nombrados por Restrepo y Toussaint (1988), cuyo límite, en el norte, sería la falla Otú-Pericos-Palestina, y en el sur, la falla de Chusma.

El terreno Chibcha representa el basamento precámbrico correlacionado con la orogenia Nickeriense. Está representando por el Grupo Garzón, Migmatitas de Las Minas y neises de Guapotón y Mancagua, unidades sedimentarias paleozoicas como las calizas de Grاندillo, la Formación El Hígado, Paleozoico de La Jagua, y calizas y arenitas de La Batalla, que suprayacen el basamento cristalino precámbrico. Todas estas unidades se localizan al oriente de la falla de Chusma.

El terreno Tahamí, por su parte, aflora al oeste de la falla de Chusma, que representa el basamento permotriásico de la cordillera Central. Comprende metasedimentos, neises, granulitas, metabásitas y migmatitas que conforman el complejo Cajamarca.

La configuración de stocks y cuerpos plutónicos intruidos en una componente volcánica representada por la Formación Saldaña al este de la cordillera Central. Son evidencia de la existencia de un arco volcánico relacionado con una zona de subducción (Butler, 1983, en Morales *et al.*, 1998).

Referencias

- Belousova, E., Griffin, W., O'Reilly, S. y Fisher, N. (2002). Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(5), 602-622. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7>
- Ferreira, P., Núñez, A. y Rodríguez, M. (2002). *Mapa geológico de la plancha 323 Neiva. Escala 1:100.000*. Bogotá: Ingeominas.
- International Subcommission on Stratigraphic Classification (ISSC). (1994). *International Stratigraphic Guide: A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure*. Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/9780813774022>
- International Subcommission on Stratigraphic Classification (ISSC). (1987). Stratigraphic classification and nomenclature of igneous and metamorphic rock bodies. *GSA Bulletin*, 99(3), 440-442. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1987\)99<440:SCA-NOI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)99<440:SCA-NOI>2.0.CO;2)
- Ludwig, K. (2008). *Isoplot version 4.15: A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Special Publication n.º 4. Berkeley Geochronology Center.
- Maniar, P. y Piccoli, P. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *GSA Bulletin*, 101(5), 635-643. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:T-DOG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:T-DOG>2.3.CO;2)
- McDonough, W. y Sun, S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4), 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Middlemost, E. (1994). Naming materials in magma-igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3-4), 215-224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Morales, C., Velandia, F., Núñez, A. y Caicedo, J. (1998). *Mapa geológico de la plancha 345 Campoalegre. Escala 1:100.000*. Ingeominas.
- Nardi, L., Formoso, M., Müller, I., Fontana, E., Jarvis, K. y Lamarão, C. (2013). Zircon/rock partition coefficients of REEs, Y, Th, U, Nb, and Ta in granitic rocks: Uses for provenance and mineral exploration purposes. *Chemical Geology*, 335, 1-7. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.10.043>
- Pearce, J., Harris, N. y Tindle, A. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956-983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- 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. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Restrepo, J. y Toussaint, J. (1988). Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. *Episodes*, 11(3), 189-193. <https://doi.org/10.18814/epiuiugs/1988/v11i3/006>

- Rodríguez, G. y Fuquen, J. (1989). *Geología y prospección geoquímica de la plancha 302-Aipe (Huila)*. Informe 2023. Ingeominas.
- Rodríguez, G., Arango, M. I., Zapata, G. y Bermúdez, J. G. (2018). Petrotectonic characteristics, geochemistry, and U-Pb geochronology of Jurassic plutons in the Upper Magdalena Valley-Colombia: implications on the evolution of magmatic arcs in the NW Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 81, 10-30. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.10.012>
- Rollinson, H. (1993). *Using geochemical data: Evaluation, presentation and interpretation*. Longman.
- Shand, S. (1943). *Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite*. John Wiley & Sons.
- Streckeisen, A. (1979). Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks: Recommendations and suggestions of the IUGS Subcommittee on the Systematic of Igneous Rocks. *Geology*, 7(7), 331-335. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1979\)7<331:-CANOVR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1979)7<331:-CANOVR>2.0.CO;2)
- Sun, S. y McDonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. En A. Sanders y M. Norry (eds.), *Magmatism in oceanic basins*. Special Publications 42. The Geological Society of London. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Velandia, F. (2001). *Fallas transversales de basamento en el departamento del Huila, valle superior del Magdalena, Colombia*. XI Congreso Latinoamericano de Geología. Montevideo, Uruguay.
- Wilson, M. (1989). *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*. Chapman & Hall. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6788-4>
- Winchester, J. y Floyd, P. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Winter, J. (2001). *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall.

