

PROCESOS MAGMÁTICOS EN EL VOLCÁN NEVADO DEL RUIZ: UN ANÁLISIS CUANTITATIVO TEXTURAL

Lorena Rayo-Rocha¹; Carlos A. Zuluaga¹.

RESUMEN

A partir del análisis petrográfico detallado de flujos de lava del Volcán Nevado del Ruiz (VNR), incluyendo la determinación de la asociación mineral estable y microestructuras, análisis geoquímicos y análisis texturales cuantitativos de distribución de tamaños de cristales (CSD) de plagioclasas, se restringen las interpretaciones de los procesos magmáticos que han ocurrido en este volcán durante los últimos 1,8 Ma. El VNR es uno de los estratovolcanes activos más septentrionales de la Cordillera Central Colombiana, muestra un comportamiento típico de un volcán de zona de subducción con afinidad calco-alcalina, su comportamiento durante el Pleistoceno estuvo dominado por un período eruptivo de tipo efusivo con productos volcánicos de composición monótona, principalmente andesíticos a dacíticos.

En este trabajo se analizaron lavas andesíticas y dacíticas con dos piroxenos \pm oxihornblenda \pm biotita, con microestructuras porfíricas y glomeroporfíricas. Las plagioclasas muestran microestructuras de sobrecrecimiento, reabsorción y zonación oscilatoria. Se observan dos poblaciones de cristales de plagioclasa: una con microestructuras en tamiz en su núcleo y otra compuesta por cristales limpios. Las curvas de CSD en plagioclasas muestran patrones de distribución curvilíneos y cóncavos, similares en todas las unidades, con excepción de las lavas de domos que exhiben un patrón lineal. Los piroxenos desarrollan texturas poiquilíticas y de reabsorción y los anfíboles muestran bordes de reacción. Estas características permiten inferir cambios abruptos en la composición del fundido durante el proceso de cristalización, probablemente relacionados con procesos de mezcla de magmas.

Palabras Clave: CSD, Cordillera Central Colombiana, Petrografía, Volcán Nevado del Ruiz.

MAGMATIC PROCESSES IN THE NEVADO DEL RUIZ VOLCANO: A QUANTITATIVE TEXTURAL ANALYSIS

ABSTRACT

A detailed petrographic analysis of lava flows of the Nevado del Ruiz Volcano (VNR), including determination of mineral assemblages and microstructures, geochemical analysis and a crystal size distribution (CSD) quantitative textural analysis in plagioclases, helps to constrain interpretations of magmatic processes occurring in this volcano during the last 1,8 Ma. The VNR is one of the northernmost active stratovolcanoes in the Colombian Central Cordillera and displays a typical behavior of a subduction zone volcano with calc-alkaline affinity. This volcano had an eruptive period dominated by effusive behavior during the Pleistocene and its products show a monotonous bulk composition, mainly andesitic to dacitic.

Samples analyzed in this work are two-pyroxene andesites \pm oxyhornblende \pm biotite, with porphyritic and glomeroporphyritic microstructures. Plagioclase displays overgrow and resorption microstructures and crystal oscillatory zoning patterns. There are two plagioclase populations: one with crystals showing finely sieved interiors and clean rims, the other is a population of clean plagioclase crystals lacking any sieved microstructures. The CSD curves show patterns of curvilinear and concave distributions, similar for all samples, with the exception of the lava domes, that show a linear pattern. Pyroxene has poikilitic and resorption microstructures (coarse cellular microstructures) and amphibole shows reaction rims. These characteristics allow to infer abrupt changes in melt composition during the crystallization process probably related with magma mixing processes.

Keywords: Crystal Size Distribution, Colombian Central Cordillera, Nevado del Ruiz Volcano, Igneous Petrology.

¹ Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Sede Bogotá, Edif. Manuel Ancizar, Of 232, Ciudad Universitaria, Bogotá, 111232, Colombia. ldrayor@unal.edu.co; cazuluagacas@unal.edu.co

INTRODUCCIÓN

El análisis textural de las rocas volcánicas es una herramienta importante ya que brinda información sobre las condiciones de almacenamiento del magma y de los procesos que ocurrieron durante su trayectoria de ascenso (Blundy and Cashman, 2008). Cualquier tipo de cambio en las condiciones fisicoquímicas de los magmas (v.gr., presión, temperatura, composición, fugacidad del oxígeno, etc.) generan cambios en las fases cristalinas, que son registrados en su textura y composición. La medición cuantitativa de dichas características permite reconstruir la evolución del reservorio magmático.

Una de las técnicas cuantitativas ampliamente difundidas recientemente en el estudio de las rocas ígneas es el análisis de distribución de tamaño de cristales (CSD) (Armienti *et al.*, 2007; Higgins and Roberge, 2003; Higgins and Chandrasekharam, 2007; Piochi *et al.*, 2005). Esta técnica se basa en el análisis textural de las rocas y considera el contenido de cristales en función de su tamaño, forma y orientación (Marsh, 1998; Higgins, 2002; Higgins, 2006). Un diagrama típico de CSD relaciona la densidad de la población de los cristales frente al tamaño de los cristales. Dado que la población de cristales es

generada por procesos de nucleación (J) y crecimiento (G) los cuales son fuertemente dependientes del grado de enfriamiento (Armienti, 2008), se pueden hallar las tasas de calentamiento y enfriamiento de los magmas que originaron estas rocas y a su vez estimar tiempos de residencia de la cámara magmática.

El área de estudio se localiza en el eje central de la Cordillera Central alrededor del Volcán Nevado del Ruiz (VNR), con un área de 350 km² comprendida en los Departamentos de Tolima, Caldas y Risaralda (FIGURA 1). Este volcán tiene una historia eruptiva que va desde el Pleistoceno hasta la actualidad y que ha sido ampliamente estudiada especialmente después de la erupción de noviembre de 1985, que causó un gran número de fatalidades. Los estudios se han centrado especialmente en la geoquímica de los productos eruptivos de Noviembre de 1985 (Melson *et al.*, 1990; Sigurdsson *et al.*, 1990; Gourgaud and Thouret, 1990; Stix *et al.*, 2003) y geocronología de los productos de las secuencias piroclásticas recientes (Schaefer *et al.*, 1993; Herd, 1982; CHEC *et al.*, 1983), aunque existen estudios estratigráficos, geocronológicos y geoquímicos que cubren toda la secuencia volcánica del VNR (v.gr., Thouret *et al.*, 1990, Calvache y Monsalve, 1982, Vatin-Pérignon *et al.*, 1900, Jaramillo, 1980, Schaefer, 1995).

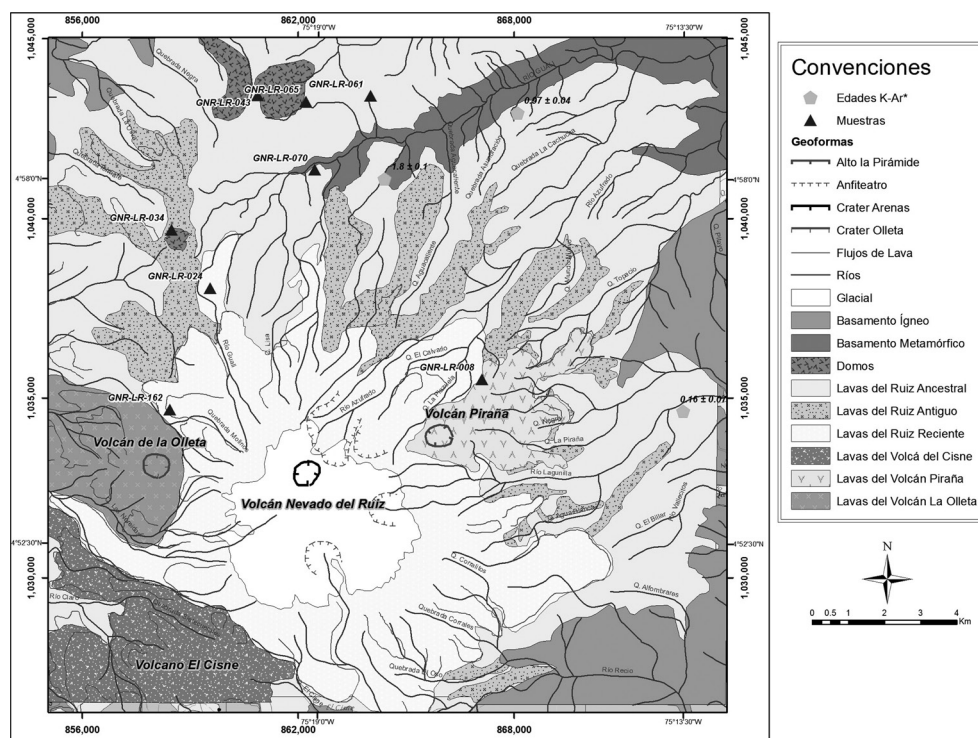


FIGURA 1. Mapa geológico regional alrededor del Volcán Nevado del Ruiz, Cordillera Central Colombiana. El mapa muestra las localidades de toma de muestra (triángulos negros). (Modificado de Mosquera *et al.*, 1998; Schaefer, 2005; Thouret *et al.*, 1990). *Edades K-Ar reportadas por Thouret *et al.* (1990).

El objetivo de este trabajo fue aportar información petrográfica cuantitativa que permita entender los procesos magmáticos ocurridos en el VNR a lo largo de su historia eruptiva. Para ello se empleó una descripción petrográfica detallada de muestras de lava del volcán, análisis texturales cuantitativos empleando la técnica de distribución de tamaño de cristales (CSD) en plagioclasas, junto con análisis geoquímicos de roca total.

MARCO GEOLÓGICO

El Volcán Nevado del Ruiz (VNR) es uno de los estratovolcanes activos más septentrional de la Cordillera Central Colombiana (4° 53'43 "N, 75° 19'21" W), este volcán se levanta a 5.321 msnm (numero 1501-02 del catálogo GVP-IAVCEI). El basamento del VNR consiste en rocas metamórficas de edad Paleozoica correspondientes al Complejo Cajamarca (esquistos cuarzo grafitosos y esquistos verdes) y rocas plutónicas de edad Paleocena, de composición tonalítica a granodiorítica (Granodiorita de Manizales y Batolito del Bosque). Su historia eruptiva inicia hace aproximadamente 1.8 Ma

y ha sido interpretada como dividida en tres estados: Ruiz Ancestral, Ruiz Antiguo y Ruiz Presente (Thouret *et al.*, 1990). Estos estados consisten en la sucesiva construcción y destrucción del edificio volcánico, con el correspondiente emplazamiento de flujos de lava y domos andesíticos y dacíticos y la depositación de secuencias volcanosedimentarias y volcanoclásticas.

Durante el Ruiz Ancestral se emplazaron algunos domos (v.gr., Domo La Laguna, Domo Santana, Domo del Plato, Domo Tesorito) a lo largo de una tendencia estructural NW, sugiriendo un control tectónico durante su emplazamiento (Falla Villamaría Termales; Borrero *et al.*, 2009).

Los productos volcánicos presentan afinidad calcoalcalina típica de volcanes de zonas de subducción, la mayoría corresponden a andesitas y dacitas con $SiO_2 > 64\%$ (FIGURA 2). De acuerdo a Schaefer (1995) estos productos se pueden dividir en dos conjuntos: uno alto en K y otro bajo en K. Nótese en la FIGURA 3 que las muestras analizadas en este trabajo se restringen a litologías en los campos de medio a alto K.

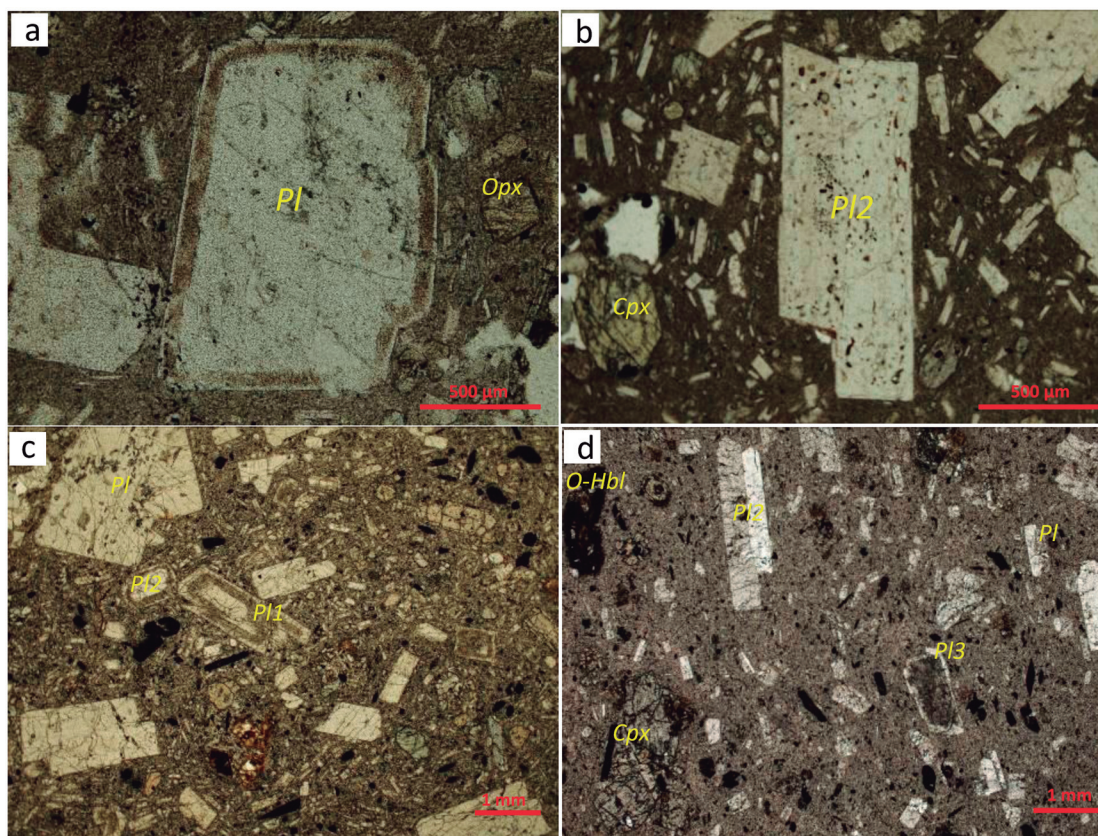


FIGURA 2. Microfografías texturas celulares en plagioclasas del Volcán Nevado del Ruiz. **a)** muestra una población de plagioclasas (Pl1) con núcleos y bordes limpios y una franja concéntrica con textura celular fina; **b)** se indica una población de cristales de plagioclasa (Pl2) con textura celular gruesa en el núcleo con un borde extremo limpio; **c)** poblaciones de plagioclasas con diferentes texturas de corrosión (Pl1 y Pl2), y cristales limpios (Pl); **d)** muestra un tercer tipo de textura en donde el núcleo se encuentra totalmente corroído con textura celular fina (Pl3).

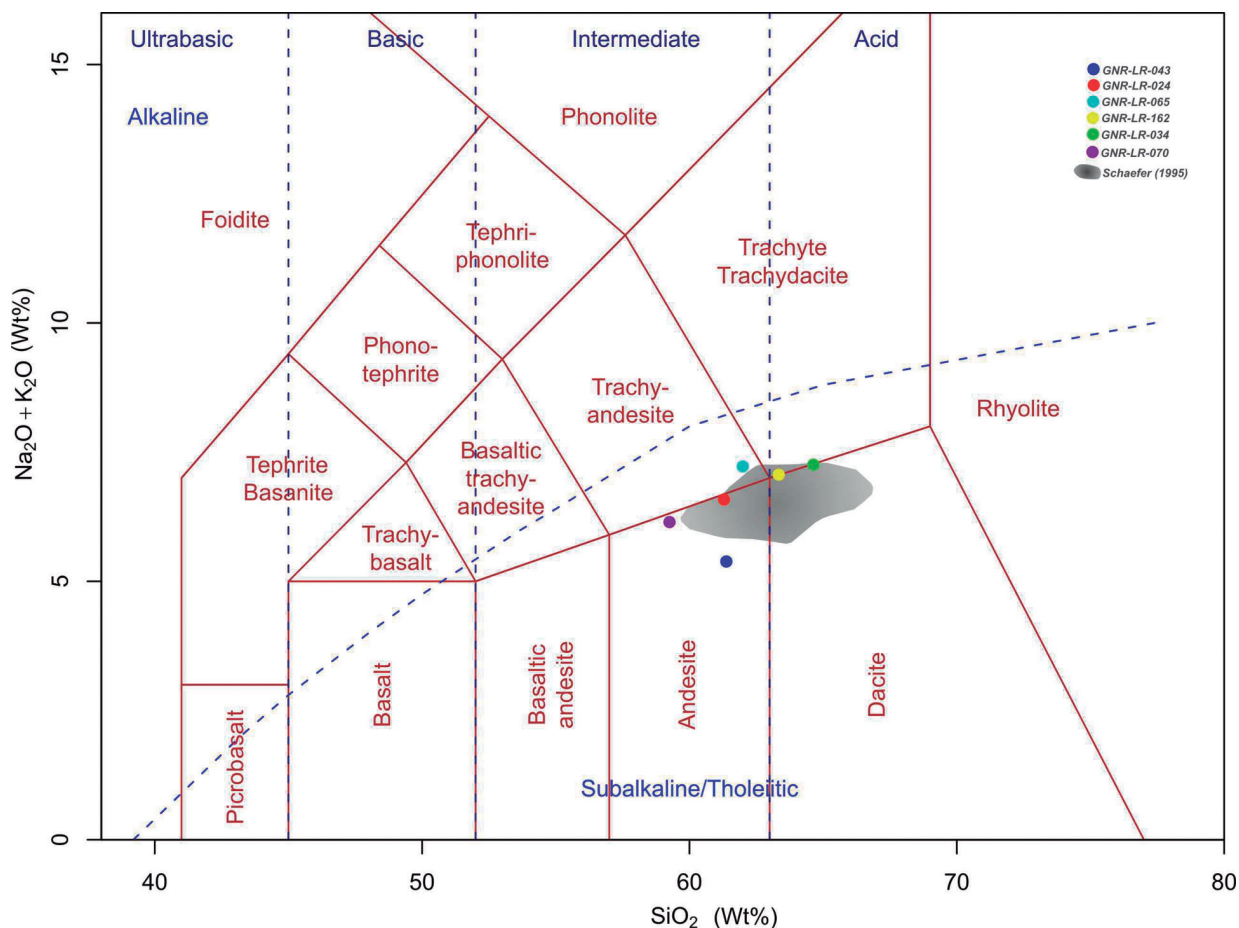


FIGURA 3. Diagrama de álcalis total vs. Silice TAS (Le Bas *et al.*, 1986) para muestras del VNR, se observa que las muestras son principalmente andesitas y dacitas- traquidacitas. La muestra GNR-LR-065 cae en el campo de las traquiandesitas.

METODOLOGÍA

La caracterización petrográfica de las muestras consistió en la identificación de las fases minerales, descripción microestructural (grado de cristalinidad, tamaño de grano, forma de los cristales, relación espacial de los cristales e identificación de microestructuras específicas) y su análisis modal (conteo de 300 puntos por muestra), se dio especial énfasis en la descripción de microestructuras de disolución, reabsorción y desequilibrio.

La técnica de CSD fue aplicada en 8 muestras de flujos de lava del Volcán Nevado del Ruiz de diferentes estados evolutivos del Volcán: Ancestral, Antiguo y Reciente (en el sentido de Thouret *et al.*, 1990) (FIGURA 1). Para ello, se tomaron microfotografías de las secciones delgadas en 6 campos de observación usando una magnificación

de 200X y una resolución de 300 ppp, lo suficientemente buena para evitar los problemas de truncación de la mano izquierda (LHT, Armienti, 2008). Cada imagen fue procesada y convertida en una imagen binaria usando el procesador de imágenes comercial *Image Pro Plus 6.2*[®], con el objetivo de separar los minerales de interés (plagioclasas) y medir la máxima longitud de cada cristal (FIGURA 4). Las microfotografías fueron tomadas con luz polarizada plana y doblemente polarizada y posteriormente contrastadas y filtradas para mejorar la calidad de la imagen y facilitar la detección automática de los bordes de los cristales. Esta detección fue complementada con el re-procesamiento manual de algunas imágenes. El número de cristales de plagioclasa medidos por sección osciló entre 5.000 y 10.000, con un tamaño entre 20 μm y 2,4 mm, cubriendo un área promedio de 2 cm x 3.5 cm (tamaño estándar de una sección delgada).

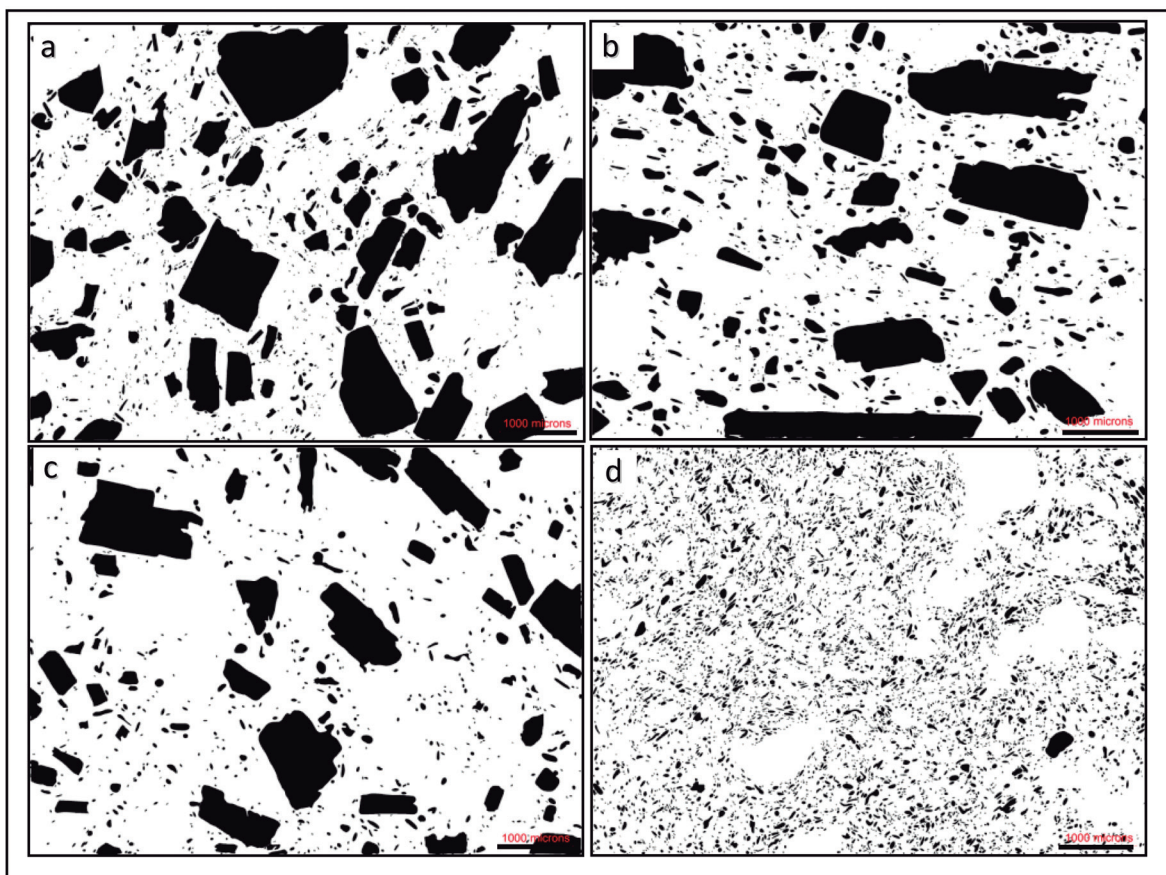


FIGURA 4. Imágenes binarias de muestras de andesitas porfíricas del Volcán Nevado del Ruiz. a) GNR-LR-162, b) GNR-LR-034, c) GNR-LR-70, d) GNR-LR- 43, en color negro cristales de plagioclasa.

El manejo final de los datos se hizo usando el programa CSD Correction 1.3.9 (Higgins, 2009), con el objetivo de construir una curva CSD clásica donde se grafica el logaritmo natural de la distribución de la población versus el tamaño de los cristales. Este software convierte datos bidimensionales obtenidos a partir de mediciones en dos dimensiones, a una distribución tridimensional del tamaño de los cristales, realizando correcciones estereológicas por efectos de probabilidad de intersección y correcciones parciales para el efecto del corte de secciones, esta conversión tiene en cuenta la forma aproximada de los cristales y la fábrica de la roca (Higgins, 2000, 2002, 2006). El programa construye un sólido con base en tres dimensiones: larga, corta e intermedia, las cuales fueron estimadas para las plagioclasas en 2:1:1. Los resultados de dichas mediciones son presentados en función del tamaño corregido de la mitad del intervalo, para esto se asume que la medición de la longitud más común (en la sección transversal) es la dimensión intermedia de un paralelepípedo, de manera que los valores representados en el CSD resultan mayores que el tamaño de cristal

más grande medido. Los parámetros empleados en el análisis de CSD fueron: medición de la máxima longitud del cristal, factor de redondez (0.1), y fábrica masiva; se empleó una escala logarítmica en base 10 con un número de intervalo por década de 5.

Adicionalmente, se realizaron análisis geoquímicos de elementos mayores y algunos traza en roca total usando la técnica de fluorescencia de rayos X, en el equipo de la Universidad Nacional de Colombia (Espectrómetro de fluorescencia MagixPro PW-2440 Philips, equipado con un tubo de Rh, una potencia máxima de 4 kW, y calibrado con las normas internacionales MBH y NIST), para la clasificación geoquímica y genética de las rocas.

RESULTADOS

Petrografía y Clasificación Geoquímica

Las muestras analizadas corresponden a andesitas porfíricas, hipocristalinas, inequigranulares, de grano fino a medio, con textura seriada, compuestas por

fenocristales de plagioclasa, (39-61%) ± augita (5-12%) ± hiperstena (5-20%) ± oxihornblenda (0-10%) ± olivino (0-4%) ± biotita (0-3%) (TABLA 1), con fenocristales euhedrales a subhedrales de hasta 5 mm, inmersos en

matriz microlítica criptocristalina, en ocasiones con microestructura fluidal. Como minerales accesorios se encuentran trazas de opacos (óxidos de Fe-Ti), apatito, circón y hematita.

TABLA 1. Mineralogía de las rocas empeladas para el CSD de plagioclasas. Conteo modal realizado a las ocho (8) secciones delgadas, 300 puntos por sección. Pl: Plagioclasa, Opx: ortopiroxeno, Cpx: Clinopiroxeno, O- Hbl: Oxihornblenda, Bt: Biotita, Ol: Olivino, Op: Opacos.

MUESTRA	UNIDAD	MINERALES (%)							MATRIZ (%)	CLASIFICACIÓN
		Pl	Opx	Cpx	O-Hbl	Bt	Ol	Op		
GNR-LR-162	Lavas Ruiz Presente	60	5	14	6	N.D.	N.D.	2	13	Andesita con Augita
GNR-LR-024	Lavas Ruiz Presente	39	12	13	N.D.	N.D.	N.D.	1	34.6	Andesita de dos piroxenos
GNR-LR-008	Lavas de Piraña	44	12	10	N.D.	N.D.	N.D.	3	31.3	Andesita de dos piroxenos
GNR-LR-034	Lavas Ruiz Antiguo	39	5	17	2	3	4	1	29	Andesita con Augita
GNR-LR-061	Lavas Ruiz Antiguo	46	8	15	10	N.D.	N.D.	3	18	Andesita con augita y oxihornblenda
GNR-LR-043	Lavas de Domo	48	20	N.D.	17	N.D.	N.D.	15	N.D.	Andesita con hiperstena y oxihornblenda
GNR-LR-065	Lavas de Ruiz Ancestral	61	N.D.	5	2	N.D.	1	8	23	Andesita con augita
GNR-LR-070	Lavas de Ruiz Ancestral	53	5	17	1	1	N.D.	8	15.5	Andesita con augita

Las microestructuras glomeroporfiríticas están caracterizadas por aglomerados compuestos principalmente de clinopiroxeno y de clinopiroxeno + ortopiroxeno + plagioclasa. La fase más abundante es la plagioclasa (27- 30% vol.) de tipo andesina (An₃₀-An₄₄ determinada por el método de Michel Levy), con longitudes máximas medidas de 4 mm. Los cristales de plagioclasa presentan zonación oscilatoria, en bandas concéntricas, uniformes, continuas a no continuas; algunas bandas tienen textura celular fina. Adicionalmente se encontraron dos poblaciones de plagioclasas, una de estas agrupa cristales con textura celular fina a gruesa en su interior bordeado por zonas limpias, algunos cristales muestran un núcleo interno limpio y solo una banda concéntrica con textura celular, el otro tipo de cristales de plagioclasa carecen de cualquier porción con textura celular (FIGURA 2).

Los piroxenos (5-20%) se presenta como cristales euhedrales, aislados o en cúmulo-firos con plagioclasa. Se encuentran orto y clinopiroxenos, de acuerdo a

sus características ópticas corresponden a hiperstena y augita. Una de sus características principales es que presentan zonación concéntrica y macla simple o polisintética; además, se observa comúnmente reemplazamiento por anfíboles. Los ortopiroxenos presentan texturas en schiller.

La oxihornblenda (6 - 17%) se observa en microfenocristales euhedrales de menos de 2 mm y como microlitos en la matriz. Estos cristales presentan microestructuras de opacitización que generalmente se restringen a los bordes pero que pueden ser muy penetrativas (FIGURA 2d).

La muestra de la unidad Lavas de Domo (GNR-LR-043) corresponde a una andesita holocristalina con microfenocristales de oxihornblenda y clinopiroxenos. La microestructura principal es microporfirítica y se observa en menor proporción microestructuras cumulo-firicas de anfíboles y piroxenos. La matriz es microlítica fluidal y los minerales que componen la roca son oxihornblenda,

biotita, plagioclasa y ortopiroxenos. La plagioclasa se encuentra principalmente como microlitos en la matriz, los escasos fenocristales (2%) son sub a anhedrales con bordes de corrosión y textura celular en los bordes. Se encuentran escasos xenocristales anhedrales de cuarzo (1%) con bordes de reacción. Esta muestra fue tomada de un domo colada del extremo norte del VNR, conocido como Domo Santana y representa las características de un grupo de domos tipo torta y colada (Domo La Laguna, Domo Santana y Domo El Plato) emplazados en ese sector del VNR.

Todas las muestras analizadas de acuerdo a su composición modal y según la clasificación de Le Maitre (2002) corresponden a andesitas (TABLA 1). Sin embargo, esta clasificación difiere ligeramente de la clasificación geoquímica, debido al alto porcentaje de matriz criptocristalina a vítrea (13-34% en volumen). Las muestras contienen entre 58.6-64% en peso de SiO₂ y entre 5.4 y 7.2 % en peso de Na₂O+K₂O y caen en el campo composicional de las andesitas, traquiandesitas y dacitas- traquidacitas del esquema de clasificación de Le Bas *et al.* (1986) (FIGURA 3, TABLA 2).

TABLA 2. Datos geoquímicos de elementos mayores en rocas del Nevado del Ruiz, empleando la técnica de Fluorescencia de Rayos X. N.D. No detectado.

Elemento	Muestra	GNR-LR-024	GNR-LR-043	GNR-LR-065	GNR-LR-162	GNR-LR-034	GNR-LR-070
	SiO ₂		61.17	61.11	61.79	63.22	64.03
Al ₂ O ₃		16.06	16.04	16.48	15.39	16.61	16.21
Fe ₂ O ₃		5.50	6.20	5.60	5.20	4.10	5.97
CaO		5.44	6.11	4.60	4.69	3.96	5.82
MgO		4.11	3.76	2.85	3.38	2.15	3.38
Na ₂ O		3.80	3.38	4.01	3.77	3.87	4.00
K ₂ O		2.77	1.98	3.19	3.28	3.32	2.33
TiO ₂		0.67	0.70	0.76	0.65	0.76	0.74
P ₂ O ₅		0.19	0.18	0.27	0.15	0.19	0.219
Mn		697	774	929	619	542	662
Sr		568	610	764	539	628	581
Cr		165	116	78	110	195	48
Zr		135	94	152	142	158	170
Zn		85	74	93	62	62	59
Rb		70	40	86	85	84	58
Ni		63	29	46	50	76	35
Co		24	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	16
Y		14	9	14	14	14	13
Nb		9	9	10	11	10	8.0

Análisis Cuantitativo de Distribución de Tamaño de Cristales (CSD)

El análisis de distribución de tamaño de cristales (CSD) es un análisis complementario que en conjunto con análisis petrográficos y geoquímicos ayuda a revelar los procesos que afectan la evolución del reservorio magmático. Esta técnica se basa en el análisis textural

de las rocas y considera que el contenido de cristales es función de su tamaño, forma y orientación (Marsh, 1998; Higgins, 2002).

La medida de distribución de tamaños de diferentes fases cristalinas también puede proveer información de las escalas de tiempo de cristalización ya que este proceso está controlado por las tasas de crecimiento (*G*)

y nucleación (J). Además brinda información acerca del estado físico del magma al tiempo de la erupción y sus cambios a través del tiempo y espacio. En la metodología de CSD se hace uso de la pendiente de la distribución cumulativa (la densidad de distribución n , con unidades de número por volumen por intervalo de tamaño) como una medida estable de la distribución de la población (Blundy and Cashman, 2008).

De acuerdo a Blundy and Cashman (2008) los parámetros determinados de un diagrama CSD relacionan las tasas promedio de nucleación (J) y de crecimiento (G). Se asume que el tamaño dominante (L_d) es consecuencia del crecimiento estable del cristal en una duración apropiada de tiempo (τ), se tiene entonces que $L_d = G\tau$, donde τ es el tiempo de cristalización efectiva. La tasa de nucleación está dado por $J = dN_v/dt$, donde N_v es el número de cristales por unidad de volumen. A su vez la tasa de nucleación está relacionada con la tasa de crecimiento $J = n^\circ G$, donde n° es el número de densidad de cristales nucleados (intercepto con cero), de manera que el tiempo puede ser determinado para cualquier CSD si se conoce G .

Dado que los procesos magmáticos pueden incluir mezcla de magma, fraccionamiento, adición de xenolitos (entre otros) y dado que método de CSD involucra gran manipulación de datos, algunos autores han discutido la aplicación del método para extraer información relacionada a la evolución temporal del magma. Sin embargo, basados en suposiciones simples y con una selección cuidadosa de las condiciones de frontera del sistema con base en criterios petrológicos, se pueden hacer aproximaciones acerca de los tiempos de residencia de los magmas.

La relación $N(L)$ vs. L refleja cambios en la relación J/G durante la cristalización debido a la dependencia de J y G con el enfriamiento. Esta es la razón por la que la forma de un diagrama de $N(L)$ vs L es equivalente a la forma de un diagrama de enfriamiento vs tiempo. Los tiempos de residencia largos a niveles someros en el conducto resultan en un cambio de cristalización dominada por nucleación a dominada por crecimiento y en un cambio en el habito cristalino de la plagioclasa de tabular a prismático (Blundy and Cashman, 2008).

Por otra parte, la interpretación de las estructuras porfíricas de las rocas volcánicas permite identificar una población de cristales de tamaño grande que cristalizaron en condiciones profundas y una población de microfénocristales y microlitos cuya ocurrencia es atribuida al rápido enfriamiento de lavas como

consecuencia de su ascenso y erupción. De manera que la distribución de tamaño de los fenocristales permite correlacionar $N(L)$ con una función donde se interprete la relación de las tasas de nucleación y crecimiento en el tiempo dentro de un sistema estacionario.

Para un sistema cerrado y una tasa de crecimiento constante se tiene que:

$$\ln(N) = \ln(N_0) - L/Gt \quad (1)$$

Donde N_0 representa la densidad de los cristales nucleados (i.e. el valor de N cuando $L > 0$) y t es el tiempo en el cual el sistema es vaciado o recargado. Cuando se grafica $N(L)$ con relación a L , la pendiente de una distribución lineal de $N(L)$ es relacionada como producto de crecimiento aportando información de la característica del tiempo de recarga del sistema. La pendiente m de la distribución lineal de la gráfica está dada por:

$$m = -1/Gt \text{ o } t = -1/Gm \quad (2)$$

En este trabajo se realizó el CSD para plagioclasas de ocho (8) muestras de flujos de lava que representan cada una de las etapas evolutivas del Volcán Nevado del Ruiz. Todas las muestras revelan CSDs fuertemente curvados, con patrones cóncavos, excepto la muestra del Domo Santana que tiene una pendiente recta (L-CSD). La curva general para las muestras tiene pendientes fuertes en los tamaños correspondientes a los microlitos (abundante cantidad de microlitos) y pendientes poco pronunciadas en los tamaños correspondientes a los fenocristales (baja cantidad de micro y fenocristales), esta topología es denominada una curva tipo C-CSD (Higgins and Chandrasekharam, 2007).

Los C-CSD fueron divididos en dos segmentos (FIGURA 5), para cada uno de estos segmentos se realizó una regresión lineal con un R^2 mayor a 0.86, todos los datos relevantes de pendiente e intercepto están dados en la TABLA 3. De las gráficas obtenidas en este análisis se puede observar coincidencia en la forma de la curva de CSD y de las pendientes para las muestras del mismo estado magmático. Las curvas CSD de las Lavas del Ruiz Reciente tienen un m_1 promedio de -10.1, en el caso del Ruiz Antiguo el promedio es de -11.4 y para el Ruiz Ancestral el promedio es de -10.4. La muestra GNR-LR-024, perteneciente al Ruiz Presente exhibe una anomalía en el intervalo de 2-3 mm (FIGURA 5b), las muestras GNR-LR-008 y GNR-LR-061 también presenten anomalía sutiles en los intervalos 5-7 mm y 2-3 mm respectivamente (FIGURA 5d y FIGURA 5e).

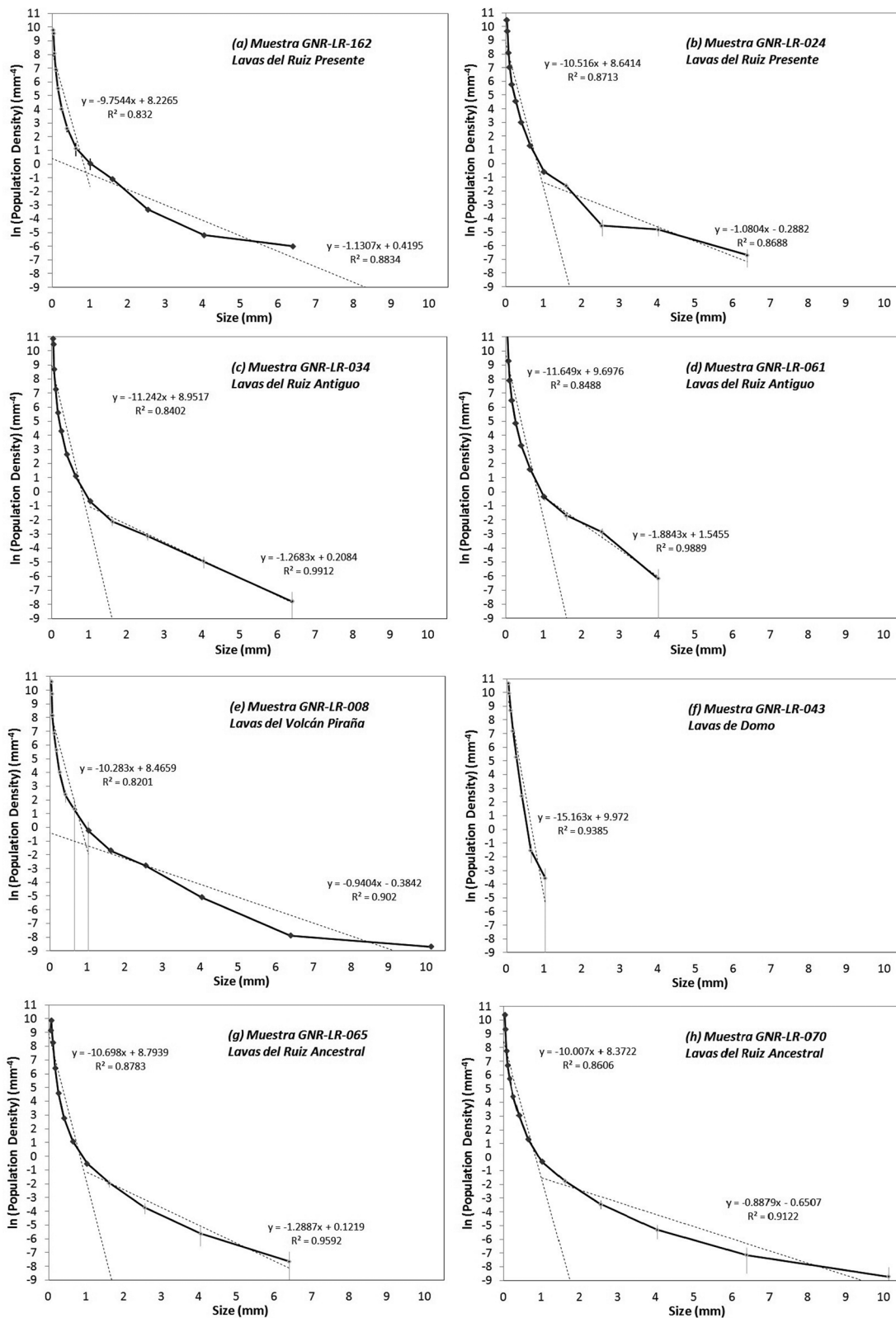


FIGURA 5. Diagramas CSD para plagioclasas de muestras de lavas de los diferentes estados del VNR de las Lavas del Ruiz Presente y del Ruiz Antiguo. R2 varía entre 0.86 y 0.99. Las barras verticales simbolizan los errores asociados a la distribución del tamaño de los cristales.

TABLA 3. Pendientes ($m = -1/G\tau$) y los interceptos de los CSDs de plagioclasa. 1 y 2 indican las pendientes de mayor y menor inclinación respectivamente.

Muestra	Área (mm ²)	Cristales detectados (0.2 < L < 5 mm)	m_1	R^2_{m1}	$\ln n_{o1}$	m_2	$\ln n_{o2}$	R^2_{m2}
GNR-LR-162	163.637	5034	-9.7544	0.832	8.2265	-1.1307	0.4195	0.8834
GNR-LR-024	163.637	6444	-10.516	0.8713	8.6414	-1.0804	0.2882	0.8688
GNR-LR-034	163.637	9957	-11.242	0.8402	8.9517	-1.2683	0.2084	0.9912
GNR-LR-061	81.8184	9879	-11.649	0.8488	9.6976	-1.8843	1.5455	0.9889
GNR-LR-008	163.637	6234	-10.283	0.8201	8.4659	-0.9404	0.3842	0.902
GNR-LR-043	81.8184	9798	-15.163	0.9385	9.972			
GNR-LR-065	122.728	9330	-10.698	0.8783	8.7939	-1.2887	0.1219	0.9592
GNR-LR-070	163.637	5181	-10.007	0.8606	8.3722	-0.8879	0.6507	0.9122

DISCUSIÓN

La evidencia petrográfica combinada con el análisis cuantitativo de la distribución de tamaño de los cristales (CSD) permite interpretar algunos de los procesos magmáticos involucrados en la generación de las lavas del VNR. Las gráficas muestran patrones similares de CSD para las plagioclasas, las curvas de los C-CSD

se pueden dividir en tres tendencias, una tendencia (A) con una pendiente baja poco pronunciada que representa la población de fenocristales en la roca, una tendencia (B) que tiene una pendiente más pronunciada y representa la fracción de microfenocristales a microlitos, y finalmente una tendencia (C) con alta pendiente y que representa la fracción de microlitos (FIGURA 6).

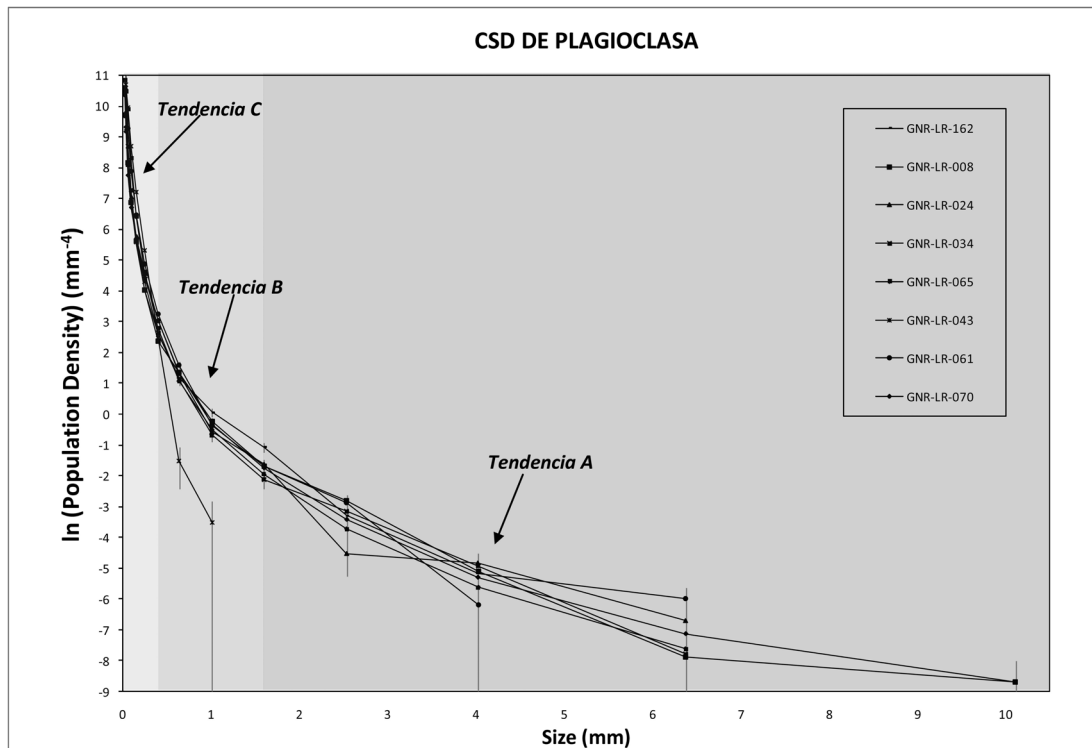


FIGURA 6. Diagrama de CSD para plagioclasas en flujos de lavas del Volcán Nevado del Ruiz. Las muestras exhiben una tendencia similar con excepción de la muestra de Lavas de Domo que muestra un patrón lineal. La tendencia A muestra el periodo de estabilidad de la cámara magmática, las tendencias B y C un periodo de enfriamiento rápido a diferentes tasas en el momento de la erupción.

De manera similar a estudios en las lavas en el Monte Etna (Armienti, 2008), la tendencia A se refiere a un periodo de crecimiento profundo y una tasa baja de enfriamiento, las tendencias B y C están relacionadas con el ascenso del magma e incremento de la velocidad de enfriamiento en el momento de la erupción (la diferencia entre B y C es la tasa de enfriamiento). En este estudio los cristales grandes (correspondientes a la tendencia A) son usados para evaluar el tiempo de crecimiento, ya que se asume que el tamaño de los cristales grandes reflejan el tiempo de formación del cristal en un reservorio estable a una tasa constante de crecimiento, Armienti *et al.* (2007) reporta una tasa de crecimiento de $1 * 10^{-10}$ cm/s para los cristales de plagioclasa. Empleando estas suposiciones y la ecuación 2 se calculó el tiempo de residencia para el sistema magmático del VNR, inicialmente determinó el promedio de la pendiente m para la tendencia A o m_2 (TABLA 2) que es igual a -1.21, y a partir de esto se estimó un tiempo de residencia promedio de 261.7 años para las lavas estudiadas de los diferentes estados del VNR. Este tiempo calculado es bastante corto y no corresponde con estimaciones de tiempos de residencia basados en otros parámetros (ver más adelante).

Las curvas cóncavas observadas pueden también sugerir un proceso complejo de formación de los cristales, que involucra cristalización y disolución debido a variaciones en las condiciones ambientales que ocasionan diferentes grados de enfriamiento y calentamiento (v.gr., Higgins and Roberge, 2003). Estas condiciones variables se reflejan en las texturas de desequilibrio de las plagioclasas y piroxenos (zonificación y texturas tamiz). Este proceso podría estar relacionado con la inyección de cuerpos de magma en una cámara magmática superficial alimentada por una cámara magmática más profunda, como ha sido interpretada la estructura volcánica del Ruiz (Schaefer, 1995; Melson *et al.*, 1990; Londoño and Sudo, 2002).

La muestra de la lava del Domo Santana (GNR-LR-043) tiene una pendiente más pronunciada y recta (gran población de pequeños cristales), lo que significa que durante el ascenso del magma el proceso de nucleación dominó sobre el proceso de crecimiento de los cristales. La pendiente pronunciada del L-CSD indica que el magma tuvo un ascenso rápido y un tiempo corto de residencia, esta información es consistente con las texturas de desequilibrio mostradas por las oxihornblendas y por los fenocristales de plagioclasa y sugiere que el emplazamiento de los domos representa un sistema lineal donde hay entrada y salida continua de material en un sistema magmático abierto.

Las lavas de domos exhiben texturas microporfíricas, con el 12% (en volumen) de microfenocristales y 72% (en volumen) de matriz (vidrio/matriz), este alto índice de cristalinidad y poco crecimiento de los cristales refleja procesos de enfriamiento y cristalización rápidos (v.gr., Blundy and Cashman, 2008). Aunque el proceso de emplazamiento de los domos es relativamente lento en comparación con el de una lava común, estos domos son de tipo colada con flujos de lava de hasta 2 km de longitud, por ende el proceso de emplazamiento se asimila al de las lavas. Una posible explicación al comportamiento del L-CSD basado en la ausencia de texturas porfíricas gruesas y en las evidencias de inestabilidad de las fases minerales (bordes de reacción y disolución periférica en cristales de plagioclasa, cuarzo, anfíboles) es que el magma estuvo en condiciones de almacenamiento inestables durante un corto periodo de tiempo.

La petrografía de las lavas evidencia que las oxihornblendas tienen bordes opacitados gruesos o se encuentran completamente reemplazadas. La formación de estos bordes de reacción puede ocurrir como respuesta de pérdida de agua del fundido coexistente durante un ascenso adiabático desde un reservorio profundo o debido al almacenamiento del magma en una cámara magmática somera donde las condiciones ambientales están fuera del campo de estabilidad de los anfíboles (Rutherford and Hill, 1993).

Rutherford and Hill (1993) realizaron estudios experimentales y mediciones en lavas de erupciones del Volcán Santa Helena y encontraron que los anfíboles libres de bordes de reacción ascendían desde los 8 km de profundidad a la superficie en menos de 5 días y que a medida que el ascenso es más lento los bordes de reacción son progresivamente más gruesos (25 μ m en 15 días). Los experimentos de P y T constantes realizados por estos autores mostraron que almacenamiento del magma a menos de 6.5 km de profundidad también podría generar un borde de reacción de los anfíboles progresivamente más grueso con el tiempo (por ejemplo cristales almacenados a 3.5 km de profundidad a 900°C podrían tener bordes de 50 μ m en 11 días). De acuerdo a esto la presencia de bordes opacitados en las oxihornblendas pueden indicar el almacenamiento del magma en condiciones subsuperficiales, a menos de 6.5 km de profundidad.

Otra evidencia a favor de la mezcla de magmas es la presencia de múltiples poblaciones de cristales de plagioclasa, por lo menos se distinguen claramente dos poblaciones con texturas celulares gruesa y fina en su interior, lo que sugiere un posible proceso de mezcla de dos magmas con diferentes trayectorias de ascenso.

En el caso de las lavas de domos, los anfíboles presentan múltiples anillos de opacitización, que de acuerdo a la forma y a la pendiente pronunciada del L-CSD pueden indicar o que existieron varios pulsos donde cambiaron las condiciones de presión y temperatura por reinyección de cuerpos de magma más calientes o que existen múltiples reservorios a diferentes profundidades donde el magma se almacena por poco tiempo.

La evolución del sistema magmático ha sido discutida en múltiples trabajos usualmente basados en análisis petrológicos. Uno de los modelos que explica el sistema magmático del VNR interpreta un sistema que evoluciona a partir de la cristalización fraccionada en una sola cámara magmática (Jaramillo, 1980; Vatin-Pérignon *et al.*, 1990; Borrero *et al.*, 2009), otro modelo propuesto considera que el VNR evoluciona inicialmente como un sistema homogéneo y que cambia a uno heterogéneo con múltiples cámaras magmáticas (Schaefer 1995; Melson *et al.*, 1990). Por ejemplo Schaefer *et al.* (1993), sugiere la existencia de una cámara magmática subvolcánica superficial y estima el tiempo de residencia para el magma eyectado durante la erupción de 1985 como de 6000 años aproximadamente usando series de desequilibrio de ^{238}U .

El modelo de múltiples cámaras magmáticas es consistente con un modelo geofísico de la estructura del VNR publicado por Londoño and Sudo (2002) con base una tomografía sísmica, donde se sugiere la existencia de tres cámaras magmáticas a 2, 5 y 12 km de profundidad. La interpretación de las curvas CSD mostradas aquí apoyan también la hipótesis de varias cámaras magmáticas al evidenciar que el magma que produjo las rocas volcánicas analizadas se acumuló en reservorios someros.

Los tiempos de residencia calculados en este trabajo para el VNR (~ 261,7 años) son coherentes comparados con las edades obtenidas para otros sistemas volcánicos (v. gr. Armienti *et al.*, 2007, Zellmer *et al.*, 1999) ya que son del orden de decenas a centenas de años. Algunos estudios en otros volcanes muestran que los tiempos de residencia calculados mediante las curvas CSD son coherentes con cálculos a partir de métodos alternativos para calcular los tiempos de residencia (v.gr., isótopos de Sr en cristales de plagioclasa y las edades de desequilibrio de series de uranio). Por ejemplo Zellmer *et al.* (1999) calculan el tiempo de residencia para lavas del Volcán Santorini encontrando concordancia entre las edades obtenidas por Sr y CSD (~ 100 años). Otro ejemplo es el tiempo de residencia calculado por

Armienti *et al.* (2007) empleando CSD en plagioclasa y otras fases minerales el cual es concordante con el tiempo estimado por isótopos de Sr para el Volcán Estrómboli (~ 19 años). Zellmer *et al.* (1999) realizan una comparación entre estos tres métodos (isótopos de Sr, CSD y series de desequilibrio de uranio) para obtener tiempos de residencia aplicándolos a las mismas muestras de volcanes de las Antillas. Los resultados de la comparación muestran similitud entre los resultados obtenidos por isótopos de Sr y los análisis CSD y grandes discrepancias entre los tiempos estimados con series de decaimiento de uranio. Esta discrepancia se explica por la dispersión en el sistema U-Th que puede ser causada por procesos de cristalización fraccionada posteriores o procesos de mezclas de magmas.

En el caso presentado aquí, no es posible comparar los tiempos de residencia obtenidos por Schaefer *et al.* (1993) para el sistema del VNR con los estimados a partir de CSD, debido a que estos autores analizan pumitas de la erupción de 1985 que pertenecen a un evento diferente al de las muestras de lavas analizadas en este trabajo.

CONCLUSIONES

La comparación entre las población de los cristales de plagioclasa de muestras de lavas de las etapas ancestral, antigua y reciente del Volcán Nevado del Ruiz revela que las formas de distribución son similares, y por lo tanto se interpreta que las rocas tuvieron historias de enfriamiento similares. Adicionalmente, la fuerte correlación entre las muestras del mismo estado magmático y las variaciones sutiles entre los diferentes estados sugiere que las condiciones magmáticas no han variado a lo largo de la historia magmática del volcán durante el periodo analizado.

La diferencia de la distribución de la población de cristales en las lavas de domos indica que estas lavas tuvieron un proceso de enfriamiento diferente al de las otras lavas; el proceso se interpreta como más rápido y con un tiempo de residencia corto en un proceso donde la nucleación dominó sobre el crecimiento, esto se evidencia por la ausencia de fenocristales de plagioclasa en equilibrio y por la gran abundancia de microlitos. Por otra parte, las texturas de opacitización muy comunes en las oxihornblendas de estas muestras sugieren condiciones de desequilibrio prolongado, probablemente relacionadas al ascenso del magma a una profundidad de almacenamiento por fuera del campo de estabilidad de los anfíboles.

El desarrollo de texturas porfíricas en estas rocas

implica la formación y crecimiento de cristales bajo condiciones estables profundas (fenocristales) y generación de una población de microfenocristales y microlitos durante el ascenso y erupción del magma debido un rápido enfriamiento. Sin embargo, el crecimiento de estos fenocristales no muestra una historia de crecimiento simple. Las texturas de corrosión (textura celular gruesa y fina y bordes de reabsorción) registradas en los cristales de plagioclasa sugieren un proceso complejo que debe implicar la cristalización y la disolución, bajo condiciones de presión y temperatura variables, con diferentes grados de enfriamiento y calentamiento. Esto, sumado a la presencia de por lo menos dos poblaciones de plagioclasa y a las texturas de reacción de los anfíboles, permite sugerir la ocurrencia de procesos de inyección de cuerpos de magma en una cámara magmática superficial posiblemente alimentado por una cámara magmática profunda.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por la Universidad Nacional de Colombia, Colciencias, ISAGEN S.A. E.S.P. e INGEOMINAS, mediante el proyecto (762/2009): “Programa Estratégico para la investigación y modelamiento del sistema hidrotermal-magmático en áreas con potencial geotérmico localizadas en el flanco noroccidental del Volcán Nevado del Ruiz, Colombia”. Los autores expresan su agradecimiento al Doctor John Jairo Sánchez por su revisión al manuscrito y sus útiles sugerencias que ayudaron a mejorarlo.

REFERENCIAS

Armienti, P. 2008. Description of Igneous Rock Textures: Crystal Size Distribution Tools. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69: 623-649.

Armienti, A., Francalanci L., Landi P. 2007. Textural effects of steady state behaviour of the Stromboli feeding system. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, 160: 86-98.

Blundy, J., and Cashman, K. 2008. Petrologic Reconstructions of Magmatic System variables and processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69: 179-239.

Borrero, C., Toro, L., Alvarán, M., y Castillo, H. 2009. Geochemistry and tectonic controls of the effusive activity related with the ancestral Nevado del Ruiz Volcano, Colombia. *Geofísica Internacional* 48(1): 149-169.

Calvache, M., y Monsalve, M. 1982. Geología,

petrología y análisis de xenolitos en el área A (Zona de Manizales) del Proyecto Geotérmico en la región del macizo Volcánico del Ruiz. Trabajo de grado Universidad Nacional de Colombia. Bogotá.

Central Hidroeléctrica de Caldas-CHEC, Instituto Colombiano de Energía Eléctrica- ICEL, Consultoría Técnica Colombiana Ltda.- Contecol y Geotérmica Italiana 1983. Investigación Geotérmica. Macizo volcánico del Ruiz.

Gourgaud, A., and Thouret, J.C. 1990. Magma mixing and petrogenesis of the November 1985 eruptive products at Nevado del Ruiz (Colombia). In: S. N. Williams (Editor), Nevado del Ruiz Volcano, Colombia, I. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 41: 79-96.

Herd, D. 1982. Glacial and volcanic geology of the Ruiz - Tolima volcanic complex Cordillera Central, Colombia. *Pub. Geol. Especiales INGEOMINAS*, 8: 1-48.

Higgins, M. 2000. Measurement of Crystal Size Distributions. *American Mineralogist*, 85: 1105-1116.

Higgins, M. 2002. Closure in crystal size distributions (CSD), verification of CSD calculations, and the significance of CSD fans, *American Mineralogist*, 87: 171-175.

Higgins, M. 2006. Quantitative textural measurements in igneous and metamorphic petrology. Cambridge University Press. USA, 265p.

Higgins, M. 2009. CSDCorrection 1.3.9. Consultado el 30 de septiembre de 2011. <http://www.dsa.uqac.ca/~mhiggins/csdcorrections.html>

Higgins, M., and Chandrasekharam, D. 2007. Nature of sub-volcanic magma chambers, Deccan province, India: Evidence from quantitative textural analysis of plagioclase megacrysts in the Giant Plagioclase Basalts. *Journal of Petrology*, 48: 885-900.

Higgins M.D. and Roberge J. 2003. Crystal Size Distribution of plagioclase and amphibole from Soufriere Hills Volcano, Monserrat: Evidence for dynamic crystallization- textural coarsening cycles. *Journal of Petrology*, 44(8): 1401-1411.

Jaramillo, J. 1980. Petrology and Geochemistry of the Nevado del Ruiz Volcano, Northern Andes, Colombia. Ph. D. Thesis, Department of Geology, University of Houston, Texas. USA, 167p.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeis A., and

- Zanettin B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3): 745-750.
- Le Maitre, R.W. 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, 236p.
- Londoño, J., and Sudo Y. 2002. Velocity structure and a seismic model for Nevado del Ruiz Volcano (Colombia). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 119: 61-87.
- Marsh, B. 1998. On the Interpretation of Crystal Size Distributions in Magmatic Systems, *Journal of Petrology*, 39(4):553-599.
- Melson, W., Allan J., Jerez D., Nelen J., Calvache M., Williams S., Fournelle J., and Perfit M. 1990. Water contents, temperatures and diversity of the magmas of the catastrophic eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, November 13, 1985. In: S. N. Williams (Editor), *Nevado del Ruiz Volcano, Colombia, I. Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 41:97-126.
- Mosquera, D., Marín, P., Vesga, C., y González, H. 1998. *Geología de la Plancha 225 Nevado del Ruiz. Escala 1:100.000. INGEOMINAS*.
- Piochi, M., Mastrolorenzo, G., and Pappalardo, L. 2005. Magma ascent and eruptive processes from textural and compositional features of Monte Nuovo pyroclastic products, Campo Flegrei, Italy. *Bulletin Volcanology*, 67: 663-678.
- Rutherford, M., and Hill, P. 1993. Magma ascent rates from amphibole breakdown: An experimental study applied to the 1980-1986 Mount St. Helens Eruptions. *Journal of Geophysical Research*, 98 (19): 667-685.
- Schaefer, S. 1995. *Nevado del Ruiz Volcano, Colombia: Magmatic System and Evolution*. PhD Thesis. Arizona State University. USA, 147p.
- Schaefer, S., Sturchio, M., Murrel M., Williams, S. 1993. Internal 238 U-Series systematics of pumice from the November 13, 1985, eruption of Nevado del Ruiz, Colombia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 1215-1219.
- Sigurdsson, H., Carey, S., Palais, J., and Devine J. 1990. Pre-eruption compositional gradients and mixing of andesite and dacite magma erupted from Nevado del Ruiz Volcano, Colombia in 1985. In: S. N. Williams (Editor), *Nevado del Ruiz Volcano, Colombia, I. Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 41:127-151.
- Stix, J., Layne, G., and Williams, S. 2003. Mechanisms of degassing at Nevado del Ruiz Volcano, Colombia. *Journal of the Geological Society*, 160 (4): 507-521.
- Thouret, J.C, Cantagrel, J., Salinas, R., and Murcia, A. 1990. Quaternary eruptive history of Nevado del Ruiz (Colombia). *Journal In: S. N. Williams (Editor), Nevado del Ruiz Volcano, Colombia, I. Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 41: 225-251.
- Vatin-Pérignon, N., Goemans, P., Oliver, R., and Parra, E. 1990. Evaluation of magmatic process for the products of the Nevado del Ruiz Volcano, Colombia from geochemical and petrological data. In: S. N. Williams (Editor), *Nevado del Ruiz Volcano, Colombia, I. Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 41:153-176.
- Zellmer, G., Blake, S., Vance, D., Hawkesworth, C., and Turner, S. 1999. Plagioclase residence times at two island arc volcanoes (Kameni Islands, Santorini, and Soufriere, St. Vicent) determined by Sr diffusion systematic. *Contribution Mineral Petrology*, 136: 345-345.

Trabajo recibido: Agosto 22 de 2011
Trabajo aceptado: Diciembre 14 de 2011