Caracterización de depósitos de caída piroclástica: Dinámica eruptiva asociada a la actividad explosiva de tipo pliniana registrada en la ciudad de Manizales, Colombia.

Katherin Herrera Hernández

Karla Picón Colmenares

Trabajo de grado para optar el título de Geóloga

Director

Denis Ramón Avellán López PhD

Universidad Nacional Autónoma de México

Co-director

Hugo Murcia PhD

Universidad de Caldas

Universidad Industrial de Santander

Facultad de Fisicoquímicas

Escuela de Geología

Bucaramanga

2019

A mi padre, mi madre y mi abuelita en las nubes… quienes creyeron y me fortalecieron en este proyecto de vida desde el principio hasta el fin, les entrego estas roquitas.

Karla

A mi padre y a mi madre, que con su ilusión, me motivan a lograr grandes cosas.

Katherin

Agradecimientos

A mis papás por su sabiduría, fortaleza y dedicación, por tener las palabras adecuadas para ayudarme a resolver cualquier situación, por su verraquera y amor infinito.

A mis hermanos y sobrino, especialmente a Lyda, que es un ejemplo de superación y valor.

A Andrés, que desde su experiencia me enseña y aconseja, que es también parte de mis logros, y que con su amor incondicional me llena de valentía para enfrentar los retos de la vida.

A toda mi familia, especialmente a mi tío Javier y a Patty, por creer en mí desde el principio y por apoyarme siempre.

A Hugo, por darme la oportunidad de aprender con él, por orientarnos de la mejor manera durante este proceso, por enseñarnos con pasión y humildad, por transmitirme su amor a la investigación y de este modo, hacerme crecer profesionalmente.

A Denis, por toda su contribución a este proyecto, por sus enseñanzas y consejos que hicieron posible el desarrollo de esta tesis. Que orgullo haber trabajado con dos excelentes profesionales y personas.

A Karla, que es una de las personas más valiosas que me deja la universidad. Gracias porque ante cualquier dificultad, nunca dejó de ser mi amiga. Fue un placer haber trabajado a su lado y haber aprendido tanto.

A mis compañeros y profesores de la UIS, por el acompañamiento durante este proceso, por las experiencias vividas y el aprendizaje adquirido.

A los muchachos de la U de Caldas (Paco, Lau, Piedra, Manu, Mateo, Jonathan, Ana…), que hicieron de mi estancia en Manizales, una experiencia muy bonita. Le agradezco especialmente a Paco, por todo su apoyo durante el desarrollo de este trabajo y por llenarnos de historias locas.

Katherin Herrera

A mi hermano Sergio porque nunca me ha faltado, porque me ha alcahueteado en todas mis ganas de vivir.

A mis padres que con su amor y dedicación me alentaron a continuar año tras año en la búsqueda académica de cosas nuevas como aporte para la ciencia y satisfacción propia. Todo lo soy por ellos.

A mi familia completa por su acompañamiento incondicional para culminar este sueño que inició hace 6 años.

A mis dos directores de tesis Hugo y Denis, tienen toda mi admiración por los excelentes profesionales que son y sobre todo por su calidad humana, siempre viendo a los estudiantes como iguales, como compañeros, también incentivando siempre la investigación con la disposición de llevar a cada uno de sus estudiantes cada vez más alto.

Especialmente a Hugo quiero regalarle unas cuantas palabras de agradecimiento por la tan extraordinaria persona que es, me brindó la oportunidad de trabajar y crecer en el campo de la vulcanología, haciéndome sentir a gusto durante todo el desarrollo de esta tesis. Es una persona valiosa, agradezco por su amistad y cariño, sé que de su parte siempre encontraré una sonrisa y todas las ganas de apoyarme en cualquier idea que se me pase por la cabeza.

A kathe que en el proceso académico se ha convertido en una hermana, con la que hombro a hombro sacamos este trabajo adelante, para ella todo mi aprecio y admiración.

A todas las personas del IIES y de la Universidad de Caldas que siempre estuvieron dispuestos a brindar su conocimiento y colaboración durante mi estadía en Manizales, especialmente a mis amigos Lau, Dani, Paco, Caliche, Felipe, Saúl, Manu, Mateo, Jhonny, Juan, Celis y Susa. Gracias a todos, me hacen muy feliz.

A mi familia de la Universidad Industrial de Santander, profesores y compañeros, por el conocimiento y acompañamiento siempre brindado.

Karla Picón

Tabla de contenido

INTRODUCCIÓN 22

1. OBJETIVOS 27

1.1 Objetivo general 27

1.2 Objetivos específicos 27

2. MARCO GEOLÓGICO - ESTRUCTURAL 28

3. VOLCÁN CERRO BRAVO 34

3.1 Depósitos asociados al Cerro Bravo moderno 35

3.2 Amenaza volcánica asociada al VCB 39

3.2.1 Monitoreo 40

4. MARCO TEÓRICO 42

4.1 Depósitos volcaniclásticos primarios 42

4.2 Fragmentos piroclásticos 43

4.3 Erupciones plinianas 44

4.3.1 Escalas y tamaños de erupciones plinianas. 48

4.3.1.1 Erupciones plinianas (sensu stricto) 49

4.3.1.2 Erupciones subplinianas 50

4.3.1.3 Erupciones ultraplinianas 52

5. METODOLOGÍA 53

5.1 Actividades preparatorias 54

5.2 Actividades técnicas 54

5.2.1 Trabajo de campo 54

5.2.1.1 Reconocimiento del área de estudio. 54

5.2.1.2 Recolección de muestras y toma de datos 55

5.2.2 Análisis de laboratorio 55

5.2.2.1 Análisis granulométricos. 55

5.2.2.2 Análisis de componentes 57

5.2.2.3 Análisis petrográficos. 57

5.2.2.4 Análisis de vesicularidad y densidad. 58

5.2.2.5 Análisis morfológicos. 60

5.2.2.6 Datación C^{14} 61

5.2.3 Actividades finales 61

5.2.3.1 Cuantificación de los parámetros físicos de las erupciones que originan depósitos de caída. 61

5.2.3.1.1 Distribución 61

5.2.3.1.2 Volumen. 62

5.2.3.1.3 Altura de la columna eruptiva. 65

5.2.3.1.4 Estilo eruptivo. 69

5.2.3.1.5 Tasa de emisión 70

5.2.1.6 Duración de la erupción. 70

6. RESULTADOS 71

6.1 Estratigrafía de los depósitos 71

6.1.1 Relaciones estratigráficas..... 71

6.1.2 Descripción de los depósitos..... 75

6.1.2.1 Tefra Manizales Inferior (TMI). 75

6.1.2.2 Tefra Manizales Media (TMM). 76

6.1.2.3 Tefra Manizales Superior (TMS). 77

6.1.2.4 Tefra Manizales Superior 2 (TMS2). 78

6.2 Edad de los depósitos. 79

6.3 Densidad y vesicularidad. ..... **¡Error! Marcador no definido.**

6.3.1 Tefra Manizales Media. 81

6.3.2 Tefra Manizales Superior. 81

6.4 Morfología. 83

6.4.1 Tefra Manizales Inferior. 83

6.4.2 Tefra Manizales Media 87

6.4.3 Tefra Manizales Superior..... 93

6.5 Granulometría. 101

6.5.1 Tefra Manizales Inferior. 101

6.5.2 Tefra Manizales Media. 101

6.5.3 Tefra Manizales Superior. 101

6.6 Componentes..... 105

6.6.1 Tefra Manizales Inferior. 107

6.6.2 Tefra Manizales Media 115

6.6.3 Tefra Manizales Superior..... 121

6.7 Petrografía..... 128

6.7.1 Tefra Manizales Inferior..... 128

6.7.1.1 Descripción de cristales libres..... 128

6.7.1.2 Descripción de líticos grises..... 134

6.7.1.3 Descripción de líticos rojos..... 136

6.7.1.4 Descripción de pómez..... 136

6.7.2 Tefra Manizales Media..... 141

6.7.2.1 Descripción de cristales..... 141

6.7.2.2 Descripción de líticos grises..... 145

6.7.2.3 Descripción de líticos rojos..... 147

6.7.2.4 Descripción de pómez..... 147

6.7.3 Tefra Manizales Superior..... 152

6.7.3.1 Descripción de cristales..... 152

6.7.3.2 Descripción de líticos grises..... 155

6.7.3.3 Descripción de líticos rojos..... 157

6.7.3.4 Descripción de pómez..... 157

6.8 Parámetros físicos de la erupción..... 162

6.8.1 Distribución..... 162

6.8.2 Volumen..... 163

6.8.2.1 Tefra Manizales Inferior..... 167

6.8.2.2 Tefra Manizales Media..... 167

6.8.2.3 Tefra Manizales Superior..... 167

6.8.2.4 Tefra Manizales Superior2 167

6.8.3 Altura de columna. 169

6.8.3.1 Altura de la columna a partir de los fragmentos líticos 173

6.8.3.2 Altura de la columna a partir de los fragmentos de pómez 177

6.8.4 Estilo eruptivo. 181

6.8.4.1 Estilo eruptivo a partir de los fragmentos líticos 181

6.8.4.2 Estilo eruptivo a partir de los fragmentos de pómez 182

6.8.5 Tasa de emisión y duración de la erupción 184

6.8.5.1 Tasa de emisión y duración de la erupción a partir de los fragmentos de líticos 184

6.8.5.2 Tasa de emisión y duración de la erupción a partir de los fragmentos de pómez 185

7. DISCUSIÓN 186

7.1 Ubicación de la fuente 186

7.1.1 Volcán La Plazuela. 188

7.2 Diferencia entre los depósitos 189

7.3 Dirección de los vientos 190

7.4 Edad de los depósitos 193

7.5 Mecanismo eruptivo 194

7.5.1 Modelo eruptivo 195

7.6 Peligro volcánico 199

7.6.1 Amenaza volcánica para la región. 200

8. CONCLUSIONES 204

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... 207

APÉNDICES..... 225

Lista de Tablas

Tabla 1. Dinámica eruptiva del volcán Cerro Bravo. 37
Tabla 2. Categorías del índice de explosividad volcánica. 51
Tabla 3. Principales características de las erupciones plinianas. 53
Tabla 4. Clases de vesicularidad. 59
Tabla 5. Resultados del análisis por el método radiométrico ^{14}C 79
Tabla 6. Resumen del análisis de tamaño de grano de los depósitos.....103
Tabla 7. Parámetros estadísticos de las distribuciones de tamaño de los depósitos 103
Tabla 8. Descripción de los componentes de la unidad TMI en la fracción -1 phi. 108
Tabla 9. Descripción de los componentes de la unidad TMM en la fracción -1 phi. 115
Tabla 10. Descripción de los componentes de la unidad TMS en la fracción -1 phi.....121
Tabla 11. Descripción de los componentes de la unidad TMI en la fracción 0 phi.....109
Tabla 12. Descripción de los componentes de la unidad TMM en la fracción 0 phi.....117
Tabla 13. Descripción de los componentes de la unidad TMS en la fracción 0 phi.....123
Tabla 14. Descripción de los componentes de la unidad TMI en la fracción 1 phi.....112
Tabla 15. Descripción de los componentes de la unidad TMM en la fracción 1 phi.....119
Tabla 16. Descripción de los componentes de la unidad TMS en la fracción 1 phi.....125
Tabla 17. Composición de los fragmentos de pómez correspondientes a la unidad TMI. 138
Tabla 18. Composición de los fragmentos de pómez correspondientes a la unidad TMM. ..149
Tabla 19. Composición de los fragmentos de pómez correspondientes a la unidad TMS. ...159
Tabla 20. Resumen de los resultados del volumen obtenidos para las unidades en estudio..168
Tabla 21. Resumen de los resultados de la altura de la columna para cada unidad.....181
Tabla 22. Resumen de los resultados del estilo eruptivo 183
Tabla 23. Parámetros eruptivos de las unidades TMI, TMM, TMS y TMS2. 197

Lista de Figuras

Figura 1. Panorámica de los depósitos de caída piroclástica en la ciudad de Manizales. 23
Figura 2. Mapa de localización de la zona de estudio. 26
Figura 3. Provincia Volcano Tectónica San Diego- Cerro Machín (PVTSC) 29
Figura 4. Esquemas explicativos de la Sutura de Caldas 30
Figura 5. Mapa geológico del VCB y los sectores aledaños 33
Figura 6. Panorámica del volcán Cerro Bravo desde la población de Letras.....35
Figura 7. Modelo de evolución magmática para el domo del VCB 39
Figura 8. Mapa preliminar de amenaza volcánica para el volcán Cerro Bravo 41
Figura 9. Esquema de los regímenes eruptivos y la variación de los parámetros físicos.....46
Figura 10. Gráficos de rango de viento cruzado vs rango máximo de sotavento.....67
Figura 11. Gráfico de la altura de flotabilidad neutra en la media distancia del clasto.....69
Figura 12. Diagrama para la clasificación de los estilos eruptivos. 70
Figura 13. Panorámica de los cuatro depósitos de caída piroclástica estudiados.....72
Figura 14. Depósitos de caída piroclástica en el sector la Rambla en Manizales 73
Figura 15. Correlación de las secciones estratigráficas más relevantes en la región. 74
Figura 16. Depósito de caída: Tefra Manizales Inferior.....75
Figura 17. Depósito: Tefra Manizales Media.....76
Figura 18. Depósito: Tefra Manizales Superior 77
Figura 19. Depósito: Tefra Manizales Superior 2. 78
Figura 20. Gráficas de calibración generadas en el programa OxCal 4.3 80
Figura 21. Diagramas de densidad y porcentaje de vesicularidad de los fragmentos 82
Figura 22. Fotografías de los fragmentos de vidrio vesiculado de la unidad TMI.....84
Figura 23. Fotografías de los fragmentos de vidrio vesiculado de la unidad TMI.....85
Figura 24. Fotografías de los fragmentos de vidrio vesiculado de la unidad TMI.....86
Figura 25. Fotografías de los fragmentos de vidrio vesiculado de la unidad TMM 88
Figura 26. Fotografías de los fragmentos de vidrio vesiculado de la unidad TMM 89
Figura 27. Fotografías de los fragmentos de vidrio vesiculado de la unidad TMM 90
Figura 28. Fotografías de los fragmentos de vidrio vesiculado de la unidad TMM 91
Figura 29. Fotografías de los fragmentos de vidrio vesiculado de la unidad TMM 92
Figura 30. Fotografías de los fragmentos de vidrio vesiculado de la unidad TMS.....94
Figura 31. Fotografías de los fragmentos de vidrio vesiculado de la unidad TMS.....95
Figura 32. Fotografías de los fragmentos de vidrio vesiculado de la unidad TMS.....96
Figura 33. Fotografías de los fragmentos de vidrio vesiculado de la unidad TMS.....97
Figura 34. Fotografías de los fragmentos de vidrio vesiculado de la unidad TMS.....98
Figura 35. Fotografías de los fragmentos de vidrio vesiculado de la unidad TMS.....99
Figura 36. Fotografías de los fragmentos de vidrio vesiculado de la unidad TMS.....100
Figura 37. Distribución granulométrica de los depósitos......102
Figura 38. Diagramas de los parámetros estadísticos de los depósitos en estudio.....104
Figura 39. Diagramas de la distribución porcentual de los diferentes componentes 105
Figura 40. Fotografías de los componentes de la unidad TMI en la fracción -1.....108
Figura 41. Fotografías de los componentes de la unidad TMI en la fracción 0 phi. 110
Figura 42. Fotografías de los componentes de la unidad TMI en la fracción 0 phi.. 111
Figura 43. Fotografías de los componentes de la unidad TMI en la fracción 1 phi 113

Figura 44. Fotografías de los componentes de la unidad TMI en la fracción 1 phi.. 114
Figura 45. Fotografías de los componentes de la unidad TMM en la fracción -1 phi.....116
Figura 46. Fotografías de los componentes de la unidad TMM en la fracción 0 phi.....118
Figura 47. Fotografía de los componentes de la unidad TMM en la fracción 0 phi. 118
Figura 48. Fotografía de los componentes de la unidad TMM en la fracción 1 phi 120
Figura 49. Fotografía de los componentes de la unidad TMM en la fracción 1 phi 120
Figura 50. Fotografía de los componentes de la unidad TMS en la fracción -1 phi. 122
Figura 51. Fotografía de los componentes de la unidad TMS en la fracción 0 phi. 124
Figura 52. Fotografía de los componentes de la unidad TMS en la fracción 1 phi. 126
Figura 53. Fotografía de los componentes de la unidad TMS en la fracción 1 phi. 127
Figura 54. Microfotografías de cristales de biotita de la unidad TMI.....129
Figura 55. Microfotografías de cristales de anfíbol de la unidad TMI.....131
Figura 56. Microfotografías de cristales de plagioclasa de la unidad TMI. 132
Figura 57. Microfotografías de cristales de oxihornblenda y ortopiroxeno de la TMI. 133
Figura 58. Microfotografías de los líticos grises de la unidad TMI. 135
Figura 59. Microfotografías de los líticos rojos de la unidad TMI 137
Figura 60. Microfotografías de fragmentos de pómez de la unidad TMI 139
Figura 61. Microfotografías de fragmentos de pómez de la unidad TMI 140
Figura 62. Microfotografías de cristales de anfíbol de la unidad TMM 142
Figura 63. Microfotografías de cristales de plagioclasa de la unidad TMM.....143
Figura 64. Microfotografías de cristales de oxihornblenda de la unidad TMM.. 144
Figura 65. Microfotografías de cristales de ortopiroxeno de la unidad TMM 145
Figura 66. Microfotografías de líticos grises de la unidad TMM.....146
Figura 67. Microfotografías de líticos rojos de la unidad TMM.. 148
Figura 68. Microfotografías de fragmentos de pómez de la unidad TMM 150
Figura 69. Microfotografías de fragmentos de pómez de la unidad TMM. 151
Figura 70. Microfotografías de cristales de anfíbol de la unidad TMS.....153
Figura 71. Microfotografías de cristales de plagioclasa de la unidad TMS. 154
Figura 72. Microfotografías de cristal de oxihornblenda de la unidad TMS 155
Figura 73. Microfotografías de líticos grises de la unidad TMS. 156
Figura 74. Microfotografías de líticos rojos de la unidad TMS. 158
Figura 75. Microfotografías de fragmentos pómez de la unidad TMS 160
Figura 76. Microfotografías de fragmentos de pómez de la unidad TMS.....161
Figura 77. Área de estudio con la ubicación de las estaciones o puntos de control.....164
Figura 78. Mapa de isopacas de la unidad TMI. 165
Figura 79. Mapa de isopacas de la unidad TMM. 165
Figura 80. Mapa de isopacas de la unidad TMS. 166
Figura 81. Mapa de isopacas de la unidad TMS2. 166
Figura 82. Gráficas del logaritmo natural del espesor (eje y) vs. la raíz cuadrada del área. .168
Figura 83. Mapa de isopletas de la unidad TMI con los datos de los fragmentos líticos.....169
Figura 84. Mapa de isopletas de la unidad TMI con los datos de los fragmentos líticos.....170
Figura 85. Mapa de isopletas de la unidad TMS con los datos de los fragmentos líticos. 170
Figura 86. Mapa de isopletas de la unidad TMS2 con los datos de los fragmentos líticos. ..171
Figura 87. Mapa de isopletas de la unidad TMI generado con los datos de las pómez. 171
Figura 88. Mapa de isopletas de la unidad TMM generado con los datos de las pómez. 172
Figura 89. Mapa de isopletas de la unidad TMS generado con los datos de las pómez.....172

Figura 90. Mapa de isopletas de la unidad TMS2 generado con los datos de las pómez.....173
Figura 91. Gráfico de rango de viento cruzado vs. rango máximo a favor del viento 175
Figura 92. Método de Pyle (1989) para el cálculo de la altura de la columna eruptiva 176
Figura 93. Gráficos de rango de viento cruzado vs. rango máximo a favor del viento.....179
Figura 94. Método de Pyle (1989) para el cálculo de la atura de la columna eruptiva 180
Figura 95. Diagrama b_t versus b_c/b_t para los fragmentos líticos. 182
Figura 96. Diagrama b_t versus b_c/b_t para los fragmentos de pómez. 183
Figura 97. Panorámica del volcán La Plazuela 188
Figura 98. Localización del volcán La Plazuela (VP). 191
Figura 99. Dirección de procedencia anual del viento en Colombia.....192
Figura 100. Dirección del viento en Manizales.....193
Figura 101. Modelo eruptivo de las diferentes unidades estudiadas 198
Figura 102. Comparación entre las distancias alcanzadas por los productos volcánicos.....200
Figura 103. Comparación de erupciones históricas con las erupciones estudiadas.. 203

Apéndices

Apéndice A. Tabla de información del espesor de las capas y diámetro de los fragmentos ..225

RESUMEN

TITULO: CARACTERIZACIÓN DE DEPÓSITOS DE CAÍDA PIROCLÁSTICA: DINÁMICA ERUPTIVA ASOCIADA A LA ACTIVIDAD EXPLOSIVA DE TIPO PLINIANA REGISTRADA EN LA CIUDAD DE MANIZALES, COLOMBIA*

AUTORAS: KARLA PICÓN
KATHERIN HERRERA**

PALABRAS CLAVE: DEPÓSITOS DE CAÍDA PIROCLÁSTICA, DINÁMICA ERUPTIVA, VOLCÁN CERRO BRAVO, VOLCÁN LA PLAZUELA, ERUPCIONES PLINIANAS.

DESCRIPCIÓN:

Bajo la ciudad de Manizales (~350.000 habitantes), se encuentran cuatro depósitos de caída piroclástica. Este trabajo muestra los resultados de análisis radiométricos, de distribución y sedimentológicos de estos depósitos, y además define la fuente y dinámica eruptiva asociada con cada uno de los eventos. Los depósitos fueron nombrados como Tefra Manizales Inferior, Tefra Manizales Medio, Tefra Manizales Superior y Tefra Manizales Superior 2. Los análisis radiométricos, indican que los eventos eruptivos asociados ocurrieron hace 7867 ±70, 7732 ±53,2 y 5188,5 ±121,5 años Cal. A.P., respectivamente; infortunadamente la unidad Superior 2 no fue datada. Los análisis de distribución, permitieron definir que la unidad inferior fue originada en el volcán La Plazuela (~15 km), mientras que las unidades media, superior y superior 2 fueron originadas en el volcán Cerro Bravo (~25 km). Los parámetros eruptivos obtenidos, indican que los eventos correspondieron a erupciones de tipo pliniano (unidad inferior y superior 2) y subplinano (unidades media y superior), con alturas de columna de 29, 20, 18 y 21 km, respectivamente. El volumen mínimo emitido fue de 0,21 km^3, 0,32 km^3, 0,38 km^3 y 0,22 km^3, para las unidades inferior, media, superior y superior 2, respectivamente. La magnitud e intensidad correspondiente a cada erupción fue de 0,8 x 10^{11} kg y 2,16 x 10^8 kg/s para la unidad inferior, 3,12 x 10^{11} kg y 3,38 x 10^7 kg/s para la media y 3,9 x 10^{11} kg, 6,27 x 10^7 kg/s para la superior y 2,08 x 10^{11} kg y 5,16x10^7 para la unidad superior 2. Los resultados de esta investigación, sugieren que la ciudad de Manizales se encuentra fuertemente amenazada por depósitos de caída no solamente asociados con erupciones del VCB sino también de otros volcanes y que una erupción similar a las descritas en este trabajo afectaría considerablemente la ciudad.

---

* Trabajo de grado

** Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Escuela de Geología. Director: Denis Ramón Avellán, geólogo PhD. Co-director: Hugo Murcia, geólogo PhD.

ABSTRACT

TITLE: CHARACTERIZATION OF PYROCLASTIC FALL DEPOSITS: ERUPTIVE DYNAMICS ASSOCIATED WITH THE PLINIAN TYPE EXPLOSIVE ACTIVITY REGISTERED IN MANIZALES CITY, COLOMBIA

AUTHORS: KARLA PICÓN
KATHERIN HERRERA[**]

KEYWORDS: PYROCLASTIC FALL DEPOSITS, ERUPTIVE DYNAMICS, CERRO BRAVO VOLCANO, LA PLAZUELA VOLCANO, PLINIAN ERUPTIONS.

DESCRIPTION:

Under Manizales city (~ 350,000 inhabitants), there are four deposits of pyroclastic fall. This work shows the results of radiometric, distribution and sedimentological analysis of these deposits, and also defines the source and eruptive dynamics associated with each of the events. The deposits were named as Tefra Manizales Inferior, Tefra Manizales Medio, Tefra Manizales Superior and Tefra Manizales Superior 2. The radiometric analyzes indicate that the associated eruptive events occurred 7867 ± 70, 7732 ± 53.2 and 5188.5 ± 121.5 years Cal. AP, respectively; unfortunately the Superior 2 unit was not dated. The analysis of distribution, allowed to define that the Lower unit was originated in La Plazuela volcano (~ 15 km), while the Middle, Upper and Upper 2 units were originated in Cerro Bravo volcano (~ 25 km). The eruptive parameters obtained indicate that the events corresponded to eruptions of the Plinian type (Lower and Upper 2 unit) and subplinan (Middle and Upper units), with column heights of 29, 20, 18 and 21 km, respectively. The minimum volume emitted was 0.21 km^3, 0,32 km^3, 0,38 km^3 and 0,22 km^3 for the Lower, Middle, Upper, and Upper 2 units, respectively. The magnitude and intensity corresponding to each eruption was of 0,8 x 10^{11} kg and 2,16 x 10^8 kg / s for the Lower unit, 3,12 x 10^{11} kg and 3,38 x 10^7 kg / s for the Middle and 3,9 x 10^{11} kg, 6,27 x 10^7 kg / s for the Upper and 2,08 x 10^{11} kg and 5,16x10^7 for the Upper 2 unit. The results of this investigation suggest that the Manizales city is strongly threatened by falling deposits not only associated with eruptions of the VCB but also of other volcanoes, so that an eruption similar to those described in this work would significantly affect the city.

---

[*] Bachelor Tesis

[**] Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Escuela de Geología. Director: Denis Ramón Avellán, geólogo PhD. Co-director: Hugo Murcia, geólogo PhD.

INTRODUCCIÓN

Los depósitos de caída piroclástica se definen como el resultado de una lluvia de fragmentos piroclásticos (juveniles, accesorios y/o accidentales), que tienen su origen en una erupción volcánica (Murcia *et al.*, 2013), ya sea magmática, hidromagmática o freática (Heiken & Wohletz, 1985). Dichos fragmentos se acumulan por gravedad desde una nube o pluma formada al tope de una columna eruptiva y pueden ser distribuidos a grandes distancias (hasta cientos de km) por el viento (Pérez & Rodríguez, 2015); algunos también pueden ser proyectados balísticamente (Houghton & Carey, 2015). La distribución del tamaño de grano junto con la morfología de los fragmentos refleja la naturaleza del proceso de fragmentación que los originó (Houghton *et al*., 2000; Gómez-Arango *et al*., 2018). Las caídas piroclásticas, son los productos piroclásticos más frecuentes de las erupciones de carácter explosivo (Romero *et al.,* 2015), por lo que el estudio de las mismas permite cuantificar los parámetros usados en la determinación de la dinámica de este tipo de erupciones (Houghton *et al*., 2000). Los depósitos más voluminosos asociados a este tipo de eventos corresponden a erupciones con valores de Índice de Explosividad Volcánica (*VEI*, por sus iniciales en inglés) superiores a 4 (Newhall & Self, 1982).

En la ciudad de Manizales y sus alrededores, se ha reconocido una secuencia de depósitos de caída piroclástica con espesores hasta de 80 cm (Fig. 1), que han sido asociados principalmente a la actividad explosiva del volcán Cerro Bravo (Lescinsky, 1990). Este volcán se localiza en el eje de la Cordillera Central, a ~25 km de la ciudad (Fig. 2). El carácter explosivo de este volcán, está evidenciado por productos volcánicos como: corrientes de densidad piroclástica (CDPs) y depósitos caída piroclástica, los cuales están relacionados con su etapa reciente de evolución (últimos 14.000 años) y a diferentes fases eruptivas (Herd, 1974; CHEC, 1983; Thouret *et al.* 1985; Calvache *et al.,* 1987; Lescinsky, 1990; Diaz, 1991; Monsalve, 1991; Monsalve & Núñez,

1992; Gil, 2001). De los productos anteriormente descritos, se destacan los depósitos de caída piroclástica, los cuales se caracterizan por presentar una amplia distribución (predominante en dirección sur - suroeste desde el volcán). Estos depósitos abarcan desde bombas volcánicas en sectores cercanos al volcán en un radio <3 km, hasta fragmentos tamaño lapilli y ceniza (Monsalve, 1991), que alcanzan distancias superiores a 30 km (Lescinsky, 1990). De acuerdo con Monsalve & Núñez (1992), en las zonas proximales al edificio volcánico, estos depósitos tienen espesores promedio de 1 a 4 m.

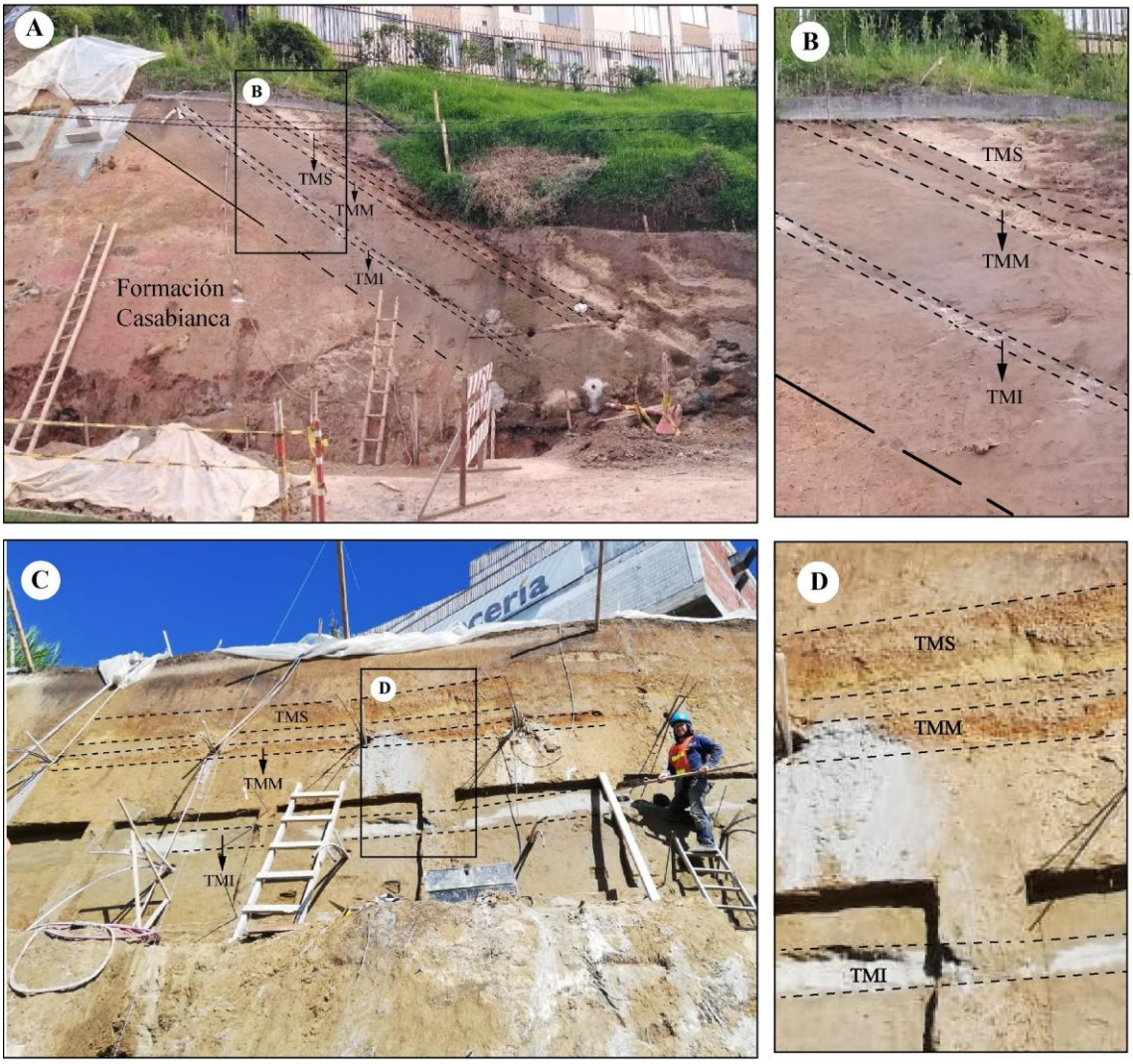


Figura 1. Panorámica de los depósitos de caída piroclástica en la ciudad de Manizales. **A.** Sector La Rambla. **C.** sector Fundadores. **B** y **D.** muestran un acercamiento al área.

Los depósitos de caída piroclástica del volcán Cerro Bravo están asociados principalmente a erupciones de tipo pliniano (Herd, 1974; CHEC, 1983; Thouret *et al.*, 1985; Calvache *et al.*, 1987; Lescinsky, 1990; Diaz, 1991; Monsalve, 1991; Monsalve & Núñez, 1992; Gil, 2001). Este tipo de erupciones hace referencia a un proceso complejo, dinámico y altamente explosivo, asociado a grandes volcanes compuestos (Cioni *et al.*, 2015). La dinámica eruptiva de las erupciones plinianas, está regida principalmente por magmas félsicos, ricos en volátiles y muy viscosos, comúnmente de composición dacítica y riolítica (Cioni *et al.*, 2000; Cioni *et al.*, 2015; Pérez & Rodríguez, 2015), aunque ocasionalmente también ocurren asociadas a magmas de composiciones ferromagnesianas (e.g. las tres erupciones basálticas altamente explosivas resultado de la actividad del volcán Masaya (Nicaragua) en los últimos 30 ka; Pérez *et al.*, 2009). Las erupciones plinianas alcanzan valores VEI entre 5 y 6 (Cioni *et al.*, 2015) y llegan a formar enormes columnas de erupción convectiva (de decenas de kilómetros) provocando la inyección de fragmentos piroclásticos a la estratósfera para después ser dispersados por los vientos sobre enormes áreas (cientos de kilómetros) (Cioni *et al.*, 2000).

El presente trabajo encuentra su justificación en la necesidad de comprender la dinámica eruptiva asociada a los depósitos de caída piroclástica reconocidos en la ciudad de Manizales (Fig. 2), que al parecer corresponden a erupciones de tipo pliniano. Hasta ahora, los estudios enfocados en la comprensión de dicha dinámica son escasos y generales. Es por eso que este trabajo de investigación se enfoca en la caracterización de estos depósitos a partir de relaciones de campo, análisis estratigráficos, petrográficos y de fragmentos (granulometría, vesicularidad, densidad, morfología), y de esta manera estimar las condiciones eruptivas de los eventos que los originaron. Toda esta información servirá como insumo para complementar el conocimiento sobre la amenaza volcánica no solamente del VCB en general sino también en particular para la

ciudad de Manizales (401.448 habitantes; DANE, 2019) y otras pequeñas poblaciones como Letras, Brasil, Herveo, Villamaría, Neira y Chinchiná que en total suman 150.038 habitantes (DANE, 2018).

- **Localización**

El VCB (N 05°05’26.06”, W 75°17’33.14”, 4.000 msnm) está ubicado en la zona centro-norte de la cadena volcánica norte de Los Andes colombianos (Fig. 2A), específicamente en la PVTSC (Fig. 2B). El VCB (Fig. 2C) se encuentra localizado en el municipio de Herveo, departamento de Tolima, a una distancia de 150 km al NW de Bogotá, 25 km al E de la ciudad de Manizales y 22 km al N del volcán Nevado del Ruiz (Fig. 2D). Por la base del volcán, en los costados sur y oriental, pasa la carretera nacional # 5006 que une a Manizales (Caldas) con Mariquita (Tolima).

En los alrededores del volcán, sobre la vía principal anteriormente mencionada (Manizales-Mariquita) y otros caminos que se desprenden de ésta, se pueden observar diferentes depósitos de caída piroclástica, que mantean la topografía del lugar, y que son más frecuentes hacia la parte oeste del volcán yendo hacia la ciudad de Manizales (Lescinsky, 1990).

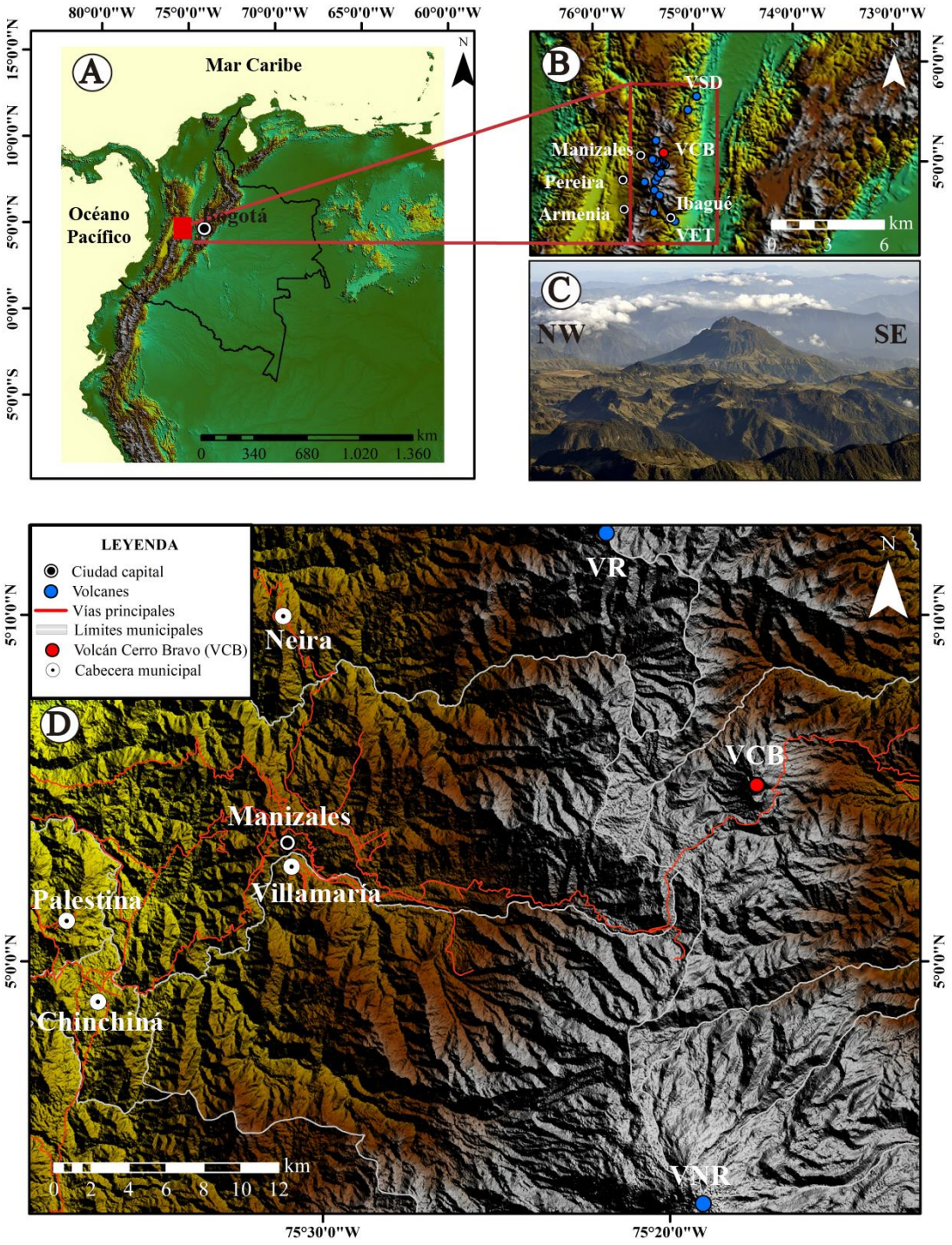


Figura 2. Mapa de localización de la zona de estudio. **A.** Cadena volcánica norte de Los Andes colombianos donde se muestra la ubicación de la Provincia Volcano Tectónica San Diego-Cerro Machín (PVTSC) encerrada en el cuadro rojo. **B.** La PVTSC (delimitada por el cuadro rojo) muestra la ubicación del volcán Cerro Bravo y su relación con algunos otros volcanes (volcán San Diego, VSD; volcán El Tabor, VET). **C.** Fotografía del volcán Cerro Bravo, tomada de **www.sgc.gov.co**. **D.** Localización de la zona de estudio. Se puede apreciar la ubicación del volcán Cerro Bravo (VCB) y la de otros volcanes como el volcán Nevado del Ruiz (VNR) al sur y el volcán Romeral (VR) al norte de la imagen. Así mismo los poblados de Manizales, Villamaría, Neira, Palestina y Chinchiná.

1. OBJETIVOS

1.1 Objetivo general

Realizar la caracterización de una secuencia de depósitos de caída piroclástica localizados en la ciudad de Manizales y sus alrededores, y determinar la dinámica eruptiva asociada.

1.2 Objetivos específicos

- Realizar el levantamiento estratigráfico de los depósitos de caída piroclástica y construir una columna compuesta para establecer su relación estratigráfica en la región.
- Llevar a cabo el análisis de los fragmentos constituyentes a partir de granulometría, análisis de componentes y análisis de vesicularidad.
- Determinar la composición mineralógica y textural de los diferentes componentes formadores de los depósitos.
- Realizar análisis texturales de los fragmentos juveniles representado por los fragmentos de pómez.
- Establecer la edad de los depósitos a partir de dataciones por radiocarbono.
- Calcular los parámetros eruptivos de cada uno de los depósitos de caída con base en los mapas de isopacas e isopletas y así determinar tanto el origen como la magnitud de las erupciones.

2. MARCO GEOLÓGICO - ESTRUCTURAL

La PVTSC, definida por Martínez *et al.* (2014), se encuentra ubicada al norte de la Cordillera Central Colombiana y está conformada por más de 25 volcanes tanto poligenéticos como monogenéticos (Murcia *et al.,* 2018). Esta provincia pertenece a la Región Volcánica Norte de Los Andes de acuerdo con la clasificación de áreas volcánicas de Fisher & Schmincke (1984) y Pujadas *et al.* (1999) o a la Zona Volcánica Norte (NVZ, por sus siglas en inglés) propuesta por Gansser (1973). Algunos de los centros volcánicos definidos dentro de la PVTSC son: Romeral, Cerro Bravo, Complejo Volcánico Nevado del Ruiz, Paramillo de El Cisne, Nevado de Santa Isabel, Paramillo de Santa Rosa, Paramillo del Quindío, Cerros de Alsacia, Cerro España, Nevado del Tolima y Cerro Machín, además de los campos volcánicos monogenéticos Samaná, Villamaría- Termales y Pijaos (Murcia *et al.,* 2018) (Fig. 3).

La PVTSC se presenta como resultado de la interacción de tres placas conocidas como placa Suramericana (afinidad continental), placa Caribe y placa Nazca (afinidad oceánica) (Van der Hilst & Mann, 1994; Arcila *et al.,* 2002). El volcán más septentrional perteneciente a la PVTSC es el volcán San Diego (Borrero *et al.,* 2017) y el más meridional corresponde al volcán El Tabor (Velandia, 2018). Autores como Vargas & Mann (2013), Idárraga-García *et al*. (2016), Syracuse *et al*. (2016) y Wagner *et al*. (2017) argumentan que el vulcanismo de la Cordillera Central está interrumpido hacia el norte a partir de una ruptura de la placa subducida (placa Nazca) definida como Sutura de Caldas (C*aldas Tear*) (Fig. 4A) de 240 km de longitud este–oeste. Esta zona de debilidad litosférica (Sutura de Caldas) se formó por la colisión del sector sur del indentador de Panamá (corteza oceánica de edad Miocena de la placa Nazca), la cual subduce bajo el NW de Suramérica hacia el E; este evento inició hace alrededor de 10 Ma (Vargas & Mann, 2013). Como consecuencia de lo anterior, la Sutura de Caldas se presenta

como un límite que marca la transición norte-sur de áreas no volcánicas a volcánicas pertenecientes a la zona de subducción.

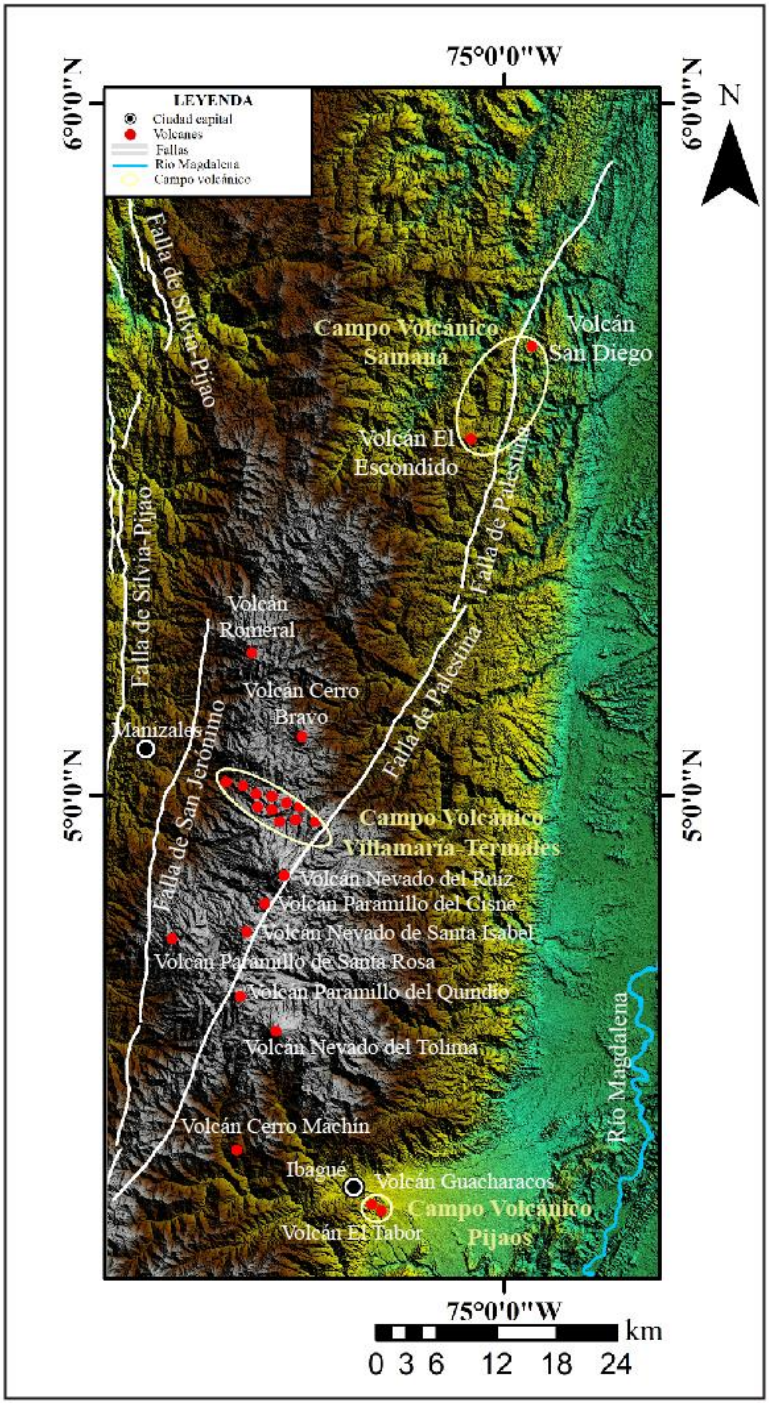


Figura 3. Provincia Volcano Tectónica San Diego- Cerro Machín (PVTSC). Información tomada y modificada de Murcia *et al*. (2018) y Gómez-Tapia *et al.* (2015) (Plancha 5-09 a escala 1:500.000).

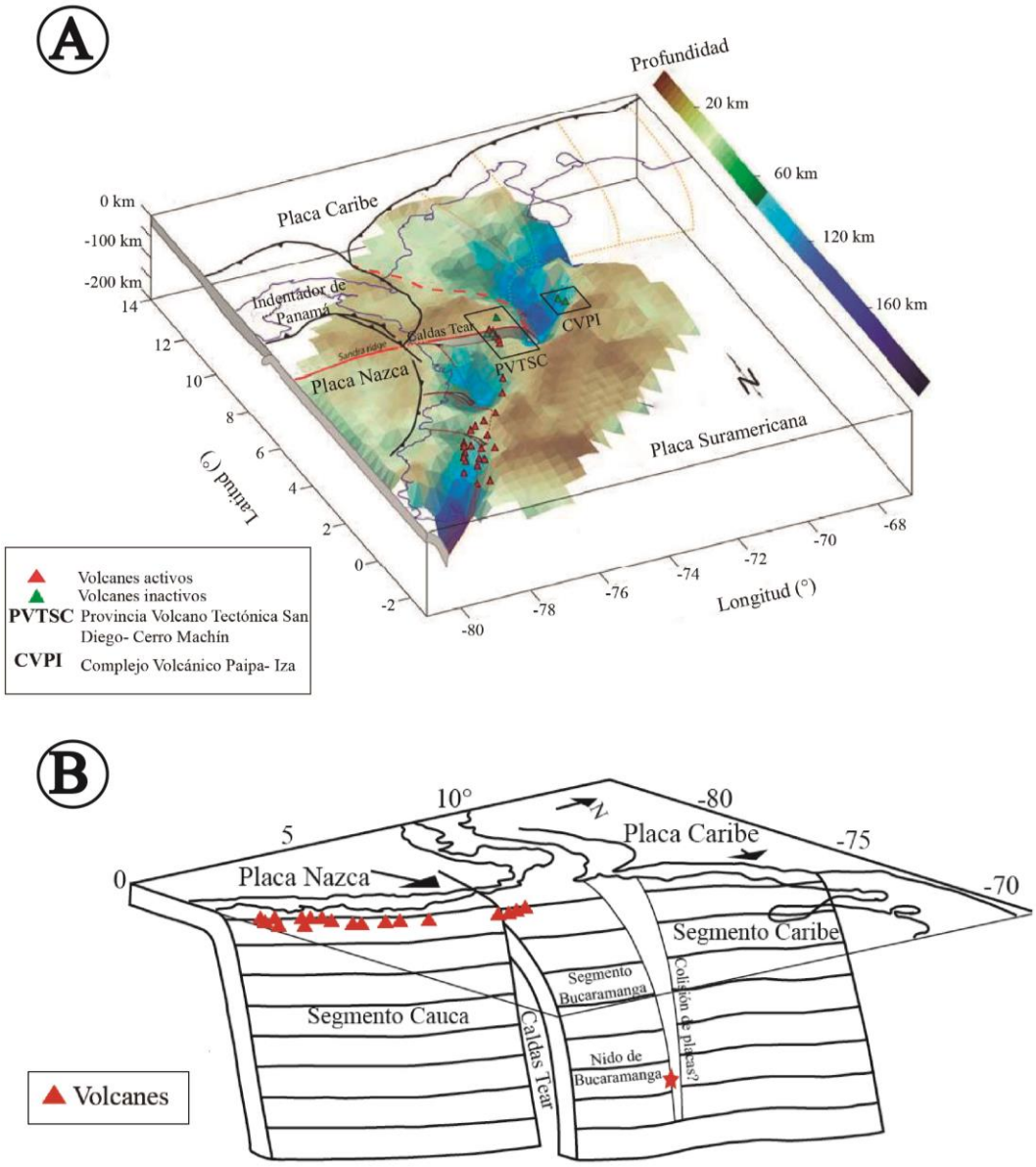


Figura 4. Esquemas explicativos de la Sutura de Caldas. **A.** Se puede observar el trazo de la Sutura de Caldas sobre la PVTSC. Imagen tomada y modificada de Vargas & Mann (2013). **B.** Esquema 3D del modelo propuesto para mostrar la diferencia en el ángulo de subducción de los segmentos Cauca y Bucaramanga, además se puede identificar la Sutura de Caldas. Imagen tomada de Syracuse *et al*. (2016).

Este hecho está asociado al cambio en el ángulo de subducción de la placa, teniendo en el sector norte de Colombia (segmento Bucaramanga) una subducción plana (ángulo entre 20° a 30°) y en el sector sur (segmento Cauca) una subducción más pronunciada (entre 30° a 40°) (Vargas & Mann, 2013; Syracuse *et al*., 2016) (Fig. 4B).

A pesar de lo anteriormente mencionado, el Campo Volcánico Monogenético Samaná (CVMS) propuesto por Murcia *et al*. (2018) y otros trabajos realizados por Borrero *et al*. (2017), Sánchez-Torres (2017) y Monsalve *et al*. (2018) sobre los volcanes que conforman este campo (maar de San Diego y cono piroclástico El Escondido) evidencian que el vulcanismo se extiende más al norte de esta sutura generando una inconsistencia en la teoría descrita.

Estructuralmente, el área que comprende la PVTSC está controlada por esfuerzos compresivos y de rumbo (Mejía, 2002; Bohórquez *et al.*, 2005), donde se pueden identificar regionalmente los sistemas de fallas Romeral (San Jerónimo, Cauca-Almaguer y Silvia-Pijao) con dirección predominante NNW (Woodward Clyde Consultants-WCC, 1979 en Carmona *et al*., 2005) y Palestina en sentido NNE-SSW y NE-SW (Fig. 3), además, en el área se encuentran otras fallas menores con direcciones paralelas a estos sistemas (Díaz, 1991). El sistema de fallas de Romeral fue un término introducido por González (1977), quien determinó que la denominada falla de Romeral de alto ángulo descrita por Grosse (1926) inicialmente, en realidad estaba compuesta por una serie de fallas interconectadas. Este sistema también es reconocido como el límite que separa la corteza oceánica correspondiente a la Cordillera Occidental de la corteza continental correspondiente a la Cordillera Central (Case *et al*., 1971).

Alrededor del VCB, se observan los sistemas de fallas de Palestina y Villamaría – Termales (SFVT) y la falla Santa Rosa (Fig. 5). La falla de Palestina, con carácter regional y orientación N20°E (Mejía *et al.,* 2012) fue definida por Feininger (1970) como una falla de rumbo dextrolateral que cruza la Cordillera Central; ésta juega un papel muy importante en los sistemas tectónicos de la Cadena Andina desde el Cenozoico, ya que al parecer ha facilitado el ascenso del magma (CHEC, 1983; González & Jaramillo, 2001; Cárdenas, 2004; Cárdenas *et al.,* 2004; Acosta *et al.,* 2007; Mejía *et al.,* 2012). El SFVT es definido originalmente por Thouret (1988),

como una falla de rumbo con un componente sinextrolateral; éste a su vez, fue delimitado y segmentado por González & Jaramillo (2002), los cuales también lo consideraron una estructura de dirección NWW-SEE; este sistema de fallas al igual que la falla de Palestina está asociado a productos y estructuras volcánicas (CHEC, 1983; Borrero *et al.*, 2009; González & Jaramillo, 2001; Bohórquez *et al.*, 2005). Por último, la falla Santa Rosa es inversa con componente de rumbo dextral (Guzmán *et al.*, 1998).

El basamento sobre el cual está construido el edificio volcánico del VCB es cristalino (Díaz, 1991; Monsalve, 1991; Monsalve & Nuñez, 1992; Gil, 2001) (Fig. 5). Éste corresponde al Complejo Cajamarca que consta de rocas metamórficas de edad Triásica (Maya & Gonzáles, 1995; Villagómez *et al.*, 2011, 2013), las cuales pertenecen al "Complejo Polimetamórfico de la Cordillera Central" que hace parte del núcleo de la Cordillera Central (Restrepo & Toussaint, 1982 y 1985 en González, 2001). El Complejo Cajamarca se encuentra intruido por diferentes cuerpos ígneos tales como el Stock de Manizales de edad Paleoceno (Barrero & Vesga, 1976; Brook, 1984; Plazas, 2010; Bayona et al., 2012) y el Batolito de El Bosque de edad Eoceno (Barrero & Vesga, 1976; Vesga & Barrero, 1978; Ayala, 2009). Este basamento está cubierto por depósitos volcaniclásticos pertenecientes a la Formación Casabianca y la Formación Manizales (Borrero & Naranjo, 1990) (Fig. 5).

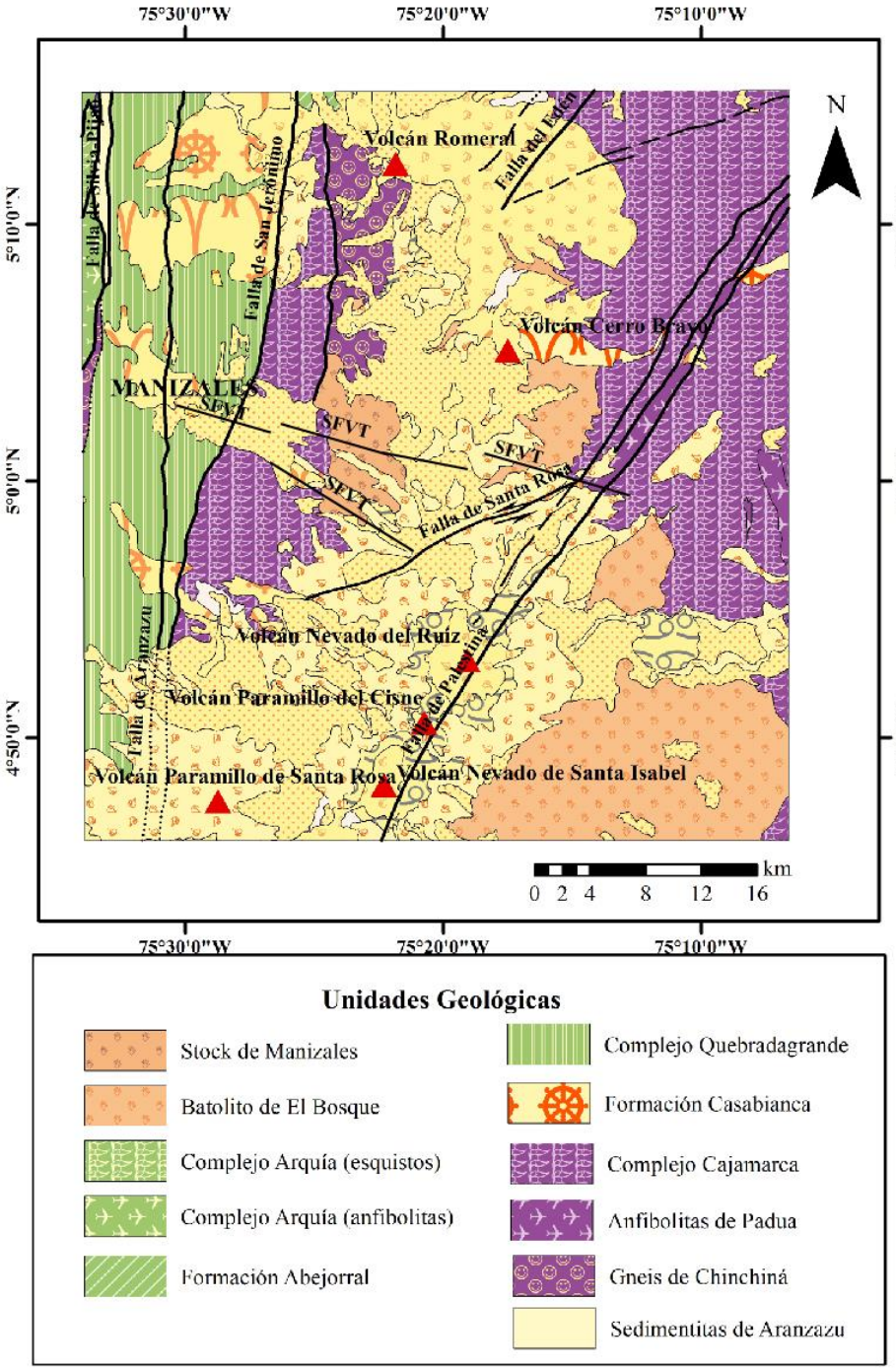


Figura 5. Mapa geológico del VCB y los sectores aledaños. Modificado de Gómez-Tapia *et al.* (2015) (Plancha 5-09 a escala 1:500.000).

3. VOLCÁN CERRO BRAVO

El volcán Cerro Bravo (VCB) es un volcán compuesto, activo y de carácter principalmente explosivo, cuyos productos varían entre andesíticos y dacíticos (Herd, 1982; CHEC, 1983; Lescinsky, 1990). El edificio volcánico del Cerro Bravo tiene forma aproximadamente elíptica, cubre un área de 35 km^2 y alcanza una elevación de 4000 msnm (Lescinsky, 1990).

La estructura volcánica actual del Cerro Bravo puede ser diferenciada en dos según Thouret (1985): Un volcán Cerro Bravo antiguo (1) sobre el cual reposa un volcán Cerro Bravo moderno (2). El Cerro Bravo antiguo se desarrolló en la depresión volcano tectónica o de hundimiento de Letras, tiene un diámetro de más de 20 km, y un cráter de aproximadamente 3 km de diámetro; éste, fue denominado por Lescinsky (1990) como Caldera Quebrada Seca (Fig. 6). Al VCB antiguo se le atribuye un magmatismo efusivo del cual se han reconocido principalmente flujos de lava de composición andesítica con una edad K-Ar reportada de 50 ± 50 ka (Thouret, 1985; Lescinsky, 1990). Estos flujos de lava son la evidencia más antigua que se tiene de la actividad del volcán (Thouret, 1985; Lescinsky, 1990; Diaz, 1991; Monsalve, 1991).

El Cerro Bravo moderno, por su parte, está constituido por dos cráteres concatenados denominados por Thouret (1985) como Caldera Sur o Primera caldera y Caldera Norte o Segunda caldera (Fig. 6). El cráter sur, tiene un diámetro aproximado de 1,5 km y se encuentra parcialmente destruido en el sector norte, en donde también se localizan tanto los remanentes de un domo como parte del segundo cráter (Fig. 6). La apertura de esta estructura dio inicio a la fase explosiva del VCB, a la cual se le atribuye una edad aproximada de 14.000 años A.P (Lescinsky, 1990; Monsalve, 1991). El cráter norte, se ubica dentro del cráter sur y posee un diámetro cercano a 1 km; su apertura probablemente se dio antes del intervalo comprendido entre 3269 ± 150 y 2735 ± 30 años (Monsalve, 1991). Este cráter se encuentra ocupado casi en

su totalidad por un domo que constituye la actividad volcánica más reciente del Cerro Bravo (Monsalve, 1991; Pinzón *et al*., 2018).

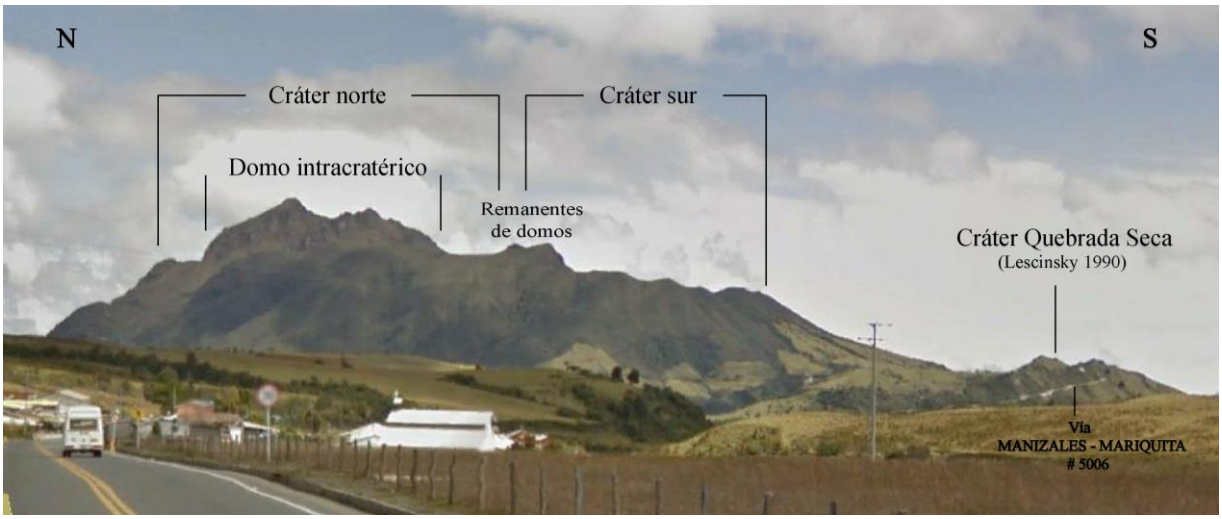


Figura 6. Panorámica del volcán Cerro Bravo desde la población de Letras (Tolima). Fotografía obtenida de Google Earth.

3.1 Depósitos asociados al Cerro Bravo moderno.

El denominado volcán Cerro Bravo moderno representa la fase explosiva que provocó la destrucción del edificio antiguo del VCB (Thouret, 1985). Los diferentes productos asociados a su actividad son corrientes de densidad piroclástica, depósitos de caída piroclástica, flujos de lava y domos (Calvache *et al.*, 1987; Lescinsky, 1990). En el VCB, los depósitos piroclásticos son evidencia de repetido vulcanismo explosivo, mientras que los flujos de lava y los remanentes de domos son evidencia de períodos de actividad efusiva, que marcan el final de una fase explosiva (Lescinsky, 1990; Monsalve, 1991). Los productos más comunes de la actividad explosiva del VCB son las bombas volcánicas en distancias hasta de 3 km, y los depósitos de caída piroclástica *sensu stricto*, que son dispersados principalmente hacia el occidente del volcán y que actualmente son reconocidos en distancias hasta de 30 km (Lescinsky, 1990; Díaz, 1991; Monsalve, 1991; Monsalve & Núñez. 1992).

La primera descripción de los depósitos piroclásticos del volcán Cerro Bravo fue hecha por Herd (1982), quien reconoció 17 niveles de caída piroclástica (CB17 a CB1, de más antiguo a más reciente) asociados a la actividad explosiva del volcán en los últimos 14.000 años. Posteriormente, Lescinsky (1990) en el trabajo tal vez más completo sobre el Cerro Bravo hasta ahora, documenta su geología y, además, describe y cuantifica la dinámica eruptiva del volcán a partir del estudio de los depósitos de caída piroclástica (Tabla 1). En su trabajo, este autor redefine los niveles de caída reconocidos por Herd (1982) y los reagrupa en nueve unidades estratigráficas (CB1, CB2, CB3, CB4, CB5, CB6, CB7, CB9 y CB 17). Estas unidades, corresponden a episodios eruptivos de actividad pliniana e incluyen los depósitos contenidos entre dos capas de paleosuelo, por lo tanto, en zonas proximales al edificio volcánico las unidades estratigráficas pueden estar compuestas tanto por depósitos de caída piroclástica como por corrientes de densidad piroclástica (CDPs). Las capas individuales de tefra contenidas en una unidad estratigráfica, fueron denominadas por Lescinsky (1990) como unidades de caída. Estas unidades, están compuestas principalmente de fragmentos de pómez, que han sido caracterizados, por el mismo autor, como dacitas porfiríticas blancas y vesiculadas, compuestas principalmente de plagioclasa y hornblenda, y en menores cantidades, ortopiroxeno, titanomagnetita, augita y biotita.

Basados en el trabajo de Lescinsky (1990), Díaz (1991) y Monsalve (1991) definieron en sus trabajos sobre el VCB, 19 niveles de caída piroclástica correspondientes a ocho episodios eruptivos de actividad explosiva, siendo el más reciente hace < 200 años. Estos trabajos tuvieron como fin, elaborar el mapa preliminar de amenaza volcánica para el volcán Cerro Bravo.

Tabla 1. Dinámica eruptiva del volcán Cerro Bravo. Tomado de Lescinsky (1990).

Unidad estratigráfica	Volumen (km^3)	Altura de columna (km)	Velocidad viento (m/s)	Descarga de volumen ($10^3 m^3/s$)	Descarga de masa (10^6 kg/s)	Duración erupción (horas)
CB 1	0,12	13	16	2	6	6,2
CB 2	0,34	22	26	11	26	3,6
CB 3	0,40	22	11	11	26	4,2
CB 4	0,39	15	20	3	8	10,6
CB 5	0,71	24	22	15	36	15,9
CB 6	0,57	19	30	7	18	13,2
CB 7	1,09	17	18	5	12	35,1
CB 9	1,34	27	16	25	62	18,9

Estudios más recientes se han enfocado en la caracterización de otros productos volcánicos del Cerro Bravo moderno, con el fin de entender los procesos y condiciones en que estos se originaron. Dos depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza han sido claramente identificados y descritos. Uno de ellos corresponde al denominado depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza soldado Herveo (DFPH; Alarcón, 2017), el cual infrayace la unidad estratigráfica CB5 de Lescinsky (1990), y presenta características de soldadura que no habían sido reportadas en Colombia para este tipo de depósitos. Mediante trabajo de campo, petrografía, análisis geoquímicos y aplicación de ecuaciones, Alarcón (2017) pudo determinar que la formación de este depósito está asociada a una dinámica eruptiva de destrucción de un domo endógeno que aún se encontraba en caliente, lo que permitió que el depósito se mantuviera en temperatura de transición vítrea (Tg) por un tiempo prolongado después de su depositación, experimentando como respuesta a estos procesos, disminuciones en su espesor (14 m) y desarrollo de un grado de soldadura hasta IV (moderadamente soldado) en un esquema de clasificación de I a VI.

El segundo depósito descrito en detalle para este volcán fue denominado depósito Los Micos por Correa & Valencia (2018), y se encuentra enmarcado en la unidad estratigráfica denominada

por Lescinsky (1990) como CB5, la cual tiene una edad máxima de 1,1 ka (Herd ,1982; Lescinsky 1990). A partir de análisis texturales detallados, que incluyeron distribución, granulometría y análisis microtexturales, Correa & Valencia (2018) lograron determinar que este depósito fue originado como producto de múltiples colapsos de un domo en crecimiento, y que su transporte estuvo condicionado por dos regímenes de esfuerzos, los de cizalla y los de colisión.

Por otro lado, análisis petrológicos y de química mineral realizados por Pinzón *et al*. (2018) para muestras obtenidas del domo intracratérico del VCB, permitieron generar un modelo geológico en el que se propone que estas rocas son el resultado de dos fases de cristalización que ocurrieron a profundidades distintas dentro de la misma cámara magmática. Estas profundidades están representadas por dos poblaciones diferentes de anfíbol, una tipo pargasita y otra tipo edenita y magnesihornblenda. La población de pargasita representa temperaturas entre 902 ±22 °C y 948 ±22 °C y presiones entre 2,3 y 3,5 kba correspondientes a profundidades entre 13,2 y 9 km, mientras que la población de edenita y magnesihornblenda representa temperaturas entre 804 ±22 °C y 858 ±22 °C y presiones entre 1 y 2 kba, que corresponden a profundidad entre 7,2 y 4,6 km (Pinzón *et al*., 2018). Estos valores representan una cámara magmática a su vez alimentada por un reservorio magmático situado a mayores profundidades (20 y 30 km) (Londoño, 2016; Murcia *et al*. 2018) (Fig. 7).

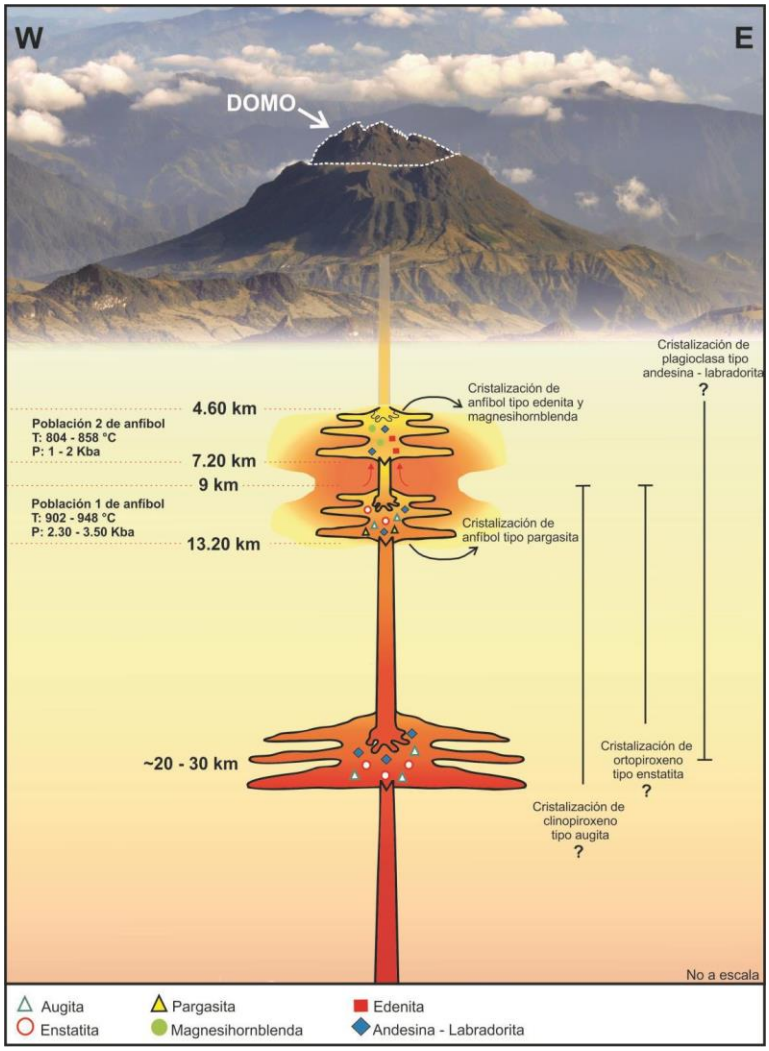


Figura 7. Modelo de evolución magmática para el domo que representa la última fase eruptiva de la última erupción del VCB. Tomado de Pinzón *et al*. (2018).

3.2 Amenaza volcánica asociada al VCB

En 1991, Monsalve elabora para el INGEOMINAS (actual Servicio Geológico Colombiano, SGC) el mapa preliminar de amenaza volcánica potencial del volcán Cerro Bravo (Fig. 8). Este mapa, se encuentra zonificado por colores que representan niveles de amenaza: el color rojo para amenaza alta, el naranja para amenaza media y el amarillo para amenaza baja. La zona de amenaza alta se define como aquella que puede ser afectada por caída de piroclastos que pueden formar depósitos con espesores entre 0,20 y 4 m, piroclastos con proyecciones balísticas,

corrientes de densidad piroclástica, lahares, ondas de choque y flujos de lava; la zona de amenaza media se define como aquella con la posibilidad de ser afectada por caídas piroclásticas que formen depósitos de 10 a 20 cm de grosor, y piroclastos con proyección balística hasta de 7 cm de diámetro; y la zona de amenaza baja se define como aquella que puede ser afectada por piroclastos de caída menores a 10 cm de espesor. Con base en este mapa, Monsalve (1991) y Monsalve & Núñez (1992) concluyeron que las erupciones futuras del VCB podrían afectar grandemente regiones pobladas como Manizales (aproximadamente 400 mil habitantes; www.dane.gov.co) en Caldas, y otras como Herveo (9000 habitantes; www.dane.gov.co), Honda (34.283 habitantes; www.dane.gov.co) y Mariquita (32.642 habitantes; www.dane.gov.co) en el Tolima, por lo que enfatizan en la importancia de un constante monitoreo de la actividad del volcán.

3.2.1 Monitoreo. Las labores de vigilancia relacionadas con el VCB, se iniciaron en el país en diciembre de 1990 con la instalación de la primera red básica primaria de deformación (Díaz, 1991). Actualmente, el Observatorio Vulcanológico y Sismológico del Servicio Geológico Colombiano en Manizales (OVSM) tiene instaladas cuatro redes de monitoreo que incluyen redes de vigilancia general como las sismológica, geoquímica y de deformación (SGC, 2018). En el último reporte (diciembre 2017) entregado por esta entidad, se menciona que el volcán registra actividad sísmica relacionada con la dinámica de fluidos dentro de los conductos volcánicos, y con el fracturamiento de roca al interior del edificio volcánico. En el reporte se menciona que se registraron avalanchas y desprendimientos de rocas en el edificio volcánico. El VCB continúa en nivel verde que hace referencia a un volcán activo y en estado de reposo (www.sgc.gov.co).

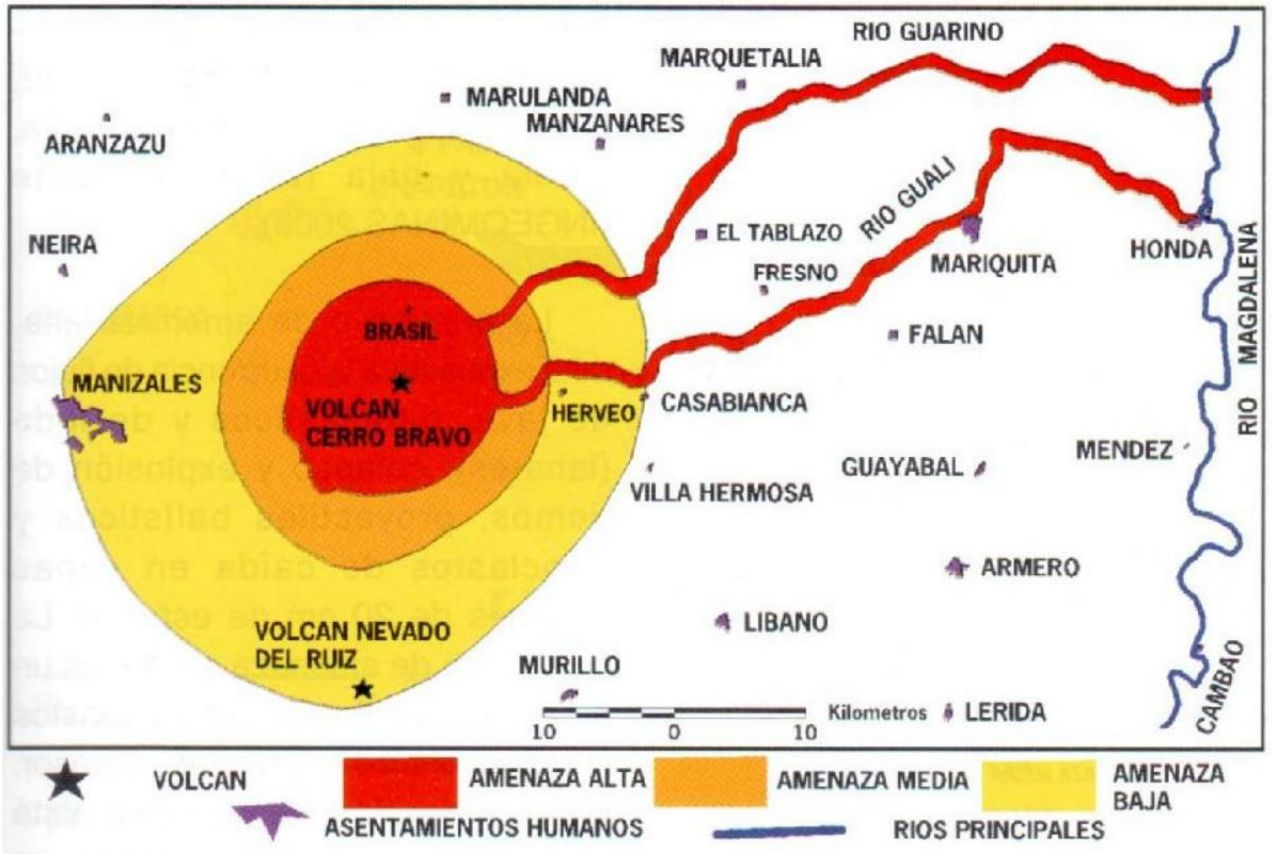


Figura 8. Mapa preliminar de amenaza volcánica para el volcán Cerro Bravo (Monsalve, 1991).

4. MARCO TEÓRICO

Los depósitos de caída piroclástica son uno de los depósitos volcaniclásticos primarios (cf. Murcia *et al*., 2013). En general, el termino volcaniclástico engloba el conjunto de depósitos clásticos compuestos en parte o enteramente por fragmentos volcánicos originados a partir de fragmentación mecánica por procesos volcánicos primarios o de re-sedimentación (Fisher & Smith, 1991). Los depósitos volcaniclásticos pueden clasificarse de acuerdo a su origen con respecto al proceso de fragmentación que los produjo. En este sentido, la clasificación propuesta por Murcia *et al.* (2013) subdivide los depósitos volcaniclásticos en: depósitos volcaniclásticos primarios, depósitos volcaniclásticos secundarios y depósitos epiclásticos. Así mismo, el origen de esta fragmentación puede dar lugar a diferentes tipos de fragmentos volcánicos, clasificados como: piroclásticos, hialoclásticos, autoclásticos, epi-volcaniclásticos y epiclásticos (Murcia *et al.*, 2013).

Los conceptos presentados a continuación están fundamentados en lo propuesto en el trabajo de Murcia *et al.* (2013):

4.1 Depósitos volcaniclásticos primarios

Estos depósitos están directamente asociados a una erupción, y se caracterizan por presentar facies que indican una acumulación producida a partir de una caída piroclástica, de una corriente de densidad piroclástica o de una peperita. Los fragmentos que predominan en este tipo de depósitos son piroclásticos (juveniles, accesorios o accidentales) o autoclásticos. Dentro de esta categoría se encuentran los depósitos de caída piroclástica, los cuales son el resultado de una lluvia de fragmentos piroclásticos clasificados como juveniles, accesorios o accidentales, que tienen su origen en una erupción volcánica. Estos fragmentos se acumulan por gravedad desde la nube o pluma de cenizas formada al tope de una columna eruptiva. Algunos de los fragmentos

pueden ser lanzados desarrollando una trayectoria parabólica desde la fuente, y no llegan a ser parte de la zona convectiva de la columna eruptiva, se les conoce como proyectiles balísticos.

4.2 Fragmentos piroclásticos

En los depósitos de caída, los fragmentos piroclásticos son los únicos constituyentes. A continuación, se define cada uno con base en el trabajo mencionado:

Los fragmentos piroclásticos tienen su origen durante el desarrollo de una erupción volcánica explosiva, la cual puede ser: magmática (por exsolución y expansión de volátiles al momento en que en el magma ocurre descompresión rápida), hidro-magmática (por el contacto del magma en ascenso con agua externa), freática o hidrotermal (por fragmentación de rocas pre-existentes debido al calentamiento y despresurización de agua freática o fluidos del sistema hidrotermal del volcán, asociados a un cuerpo magmático). Estos fragmentos piroclásticos, a su vez se subdividen en juveniles, accesorios y accidentales. Los fragmentos juveniles, se forman directamente de la fragmentación de magma emitido en erupción. Estos son: bombas y fragmentos de salpicaduras, fragmentos que indiquen magma nuevo solidificado, tales como bloques densos angulares, pómez y escorias, y cabellos y lágrimas de Pelé. También están incluidos todos los fragmentos derivados de enfriamiento abrupto y fragmentación explosiva del magma al contacto con agua externa en erupciones freato-magmáticas subaéreas y submarinas. Los fragmentos accesorios, son fragmentos volcánicos co-magmáticos pre-existentes, los cuales son incorporados desde el conducto, el edificio volcánico o los depósitos asociados a éste durante una erupción. La diferenciación entre un fragmento juvenil y uno accesorio puede no ser posible ya que éstos pueden llegar a ser muy similares. Por último, los fragmentos accidentales, corresponden a fragmentos que provienen de rocas metamórficas, rocas o depósitos

sedimentarios, o rocas o depósitos ígneos no co-magmáticos que son incorporados durante una erupción.

4.3 Erupciones plinianas

Los depósitos de caída piroclástica en estudio, han sido asociados a la actividad pliniana del volcán Cerro Bravo (Herd, 1974; CHEC, 1983; Thouret *et al.*, 1985; Calvache *et al.*, 1987; Lescinsky, 1990; Díaz, 1991; Monsalve, 1991; Monsalve & Núñez, 1992; Gil, 2001), es por esto que se hace necesario conocer y definir este tipo de erupciones.

El nombre pliniano, fue tomado en memoria de Plinio el Joven, quien hizo la primera descripción de las erupciones de este tipo al observar la erupción del volcán Vesubio ocurrida en el año 79 D.C. (Lirer *et al.*, 1973*;* Sigurdsson *et al.*, 1985*;* Giacomelli *et al.*, 2003*).* Esta erupción provocó la destrucción de las ciudades de Pompeya, Herculano, Oplonti y Estabia (Lirer *et al.*, 1973*;* Sigurdsson *et al.*, 1985*;* Carey & Sigurdsson, 1987*;* Giacomelli *et al.*, 2003*),* tal y como lo describió Plinio el Joven en una carta enviada al historiador Tacitus (donde daba las circunstancias de la muerte de su tío Plinio el Viejo) (Luongo et al., 1995; Cioni *et al.*, 2000). La columna asociada a esta erupción tuvo una variación de 14 a 32 km de altura (Carey & Sigurdsson, 1987) cubriendo una gran área al sur del volcán (Lirer *et al.*, 1973).

Las erupciones plinianas son eventos volcánicos explosivos caracterizados por su alta energía y continua descarga de magma (Wilson, 1976; Walker, 1981; Carey & Sigurdsson, 1989). Estas erupciones generalmente se asocian a magmas ácidos e intermedios, muy viscosos y presentan una gran concentración de volátiles disueltos (Cioni *et al.*, 2015; Pérez & Rodríguez, 2015). Los procesos que pueden ser el motor de este tipo de erupciones son principalmente tres: 1) sobrepresión del gas contenido en el magma que termina alterando a éste y/o a la roca

circundante (diferencia de presión crítica entre las burbujas y el magma), 2) contacto del magma con agua, y 3) tasas de deformación del magma mayores que la tasa de relajación del fundido (McBirney & Murase, 1970; Wohletz, 1983; Dingwell & Webb, 1989; Houghton & Wilson, 1989; Zimanowski *et al*., 1991; Alidibirov, 1994; Zimanowski *et al*., 1995; Zimanowski *et al*., 1997; Papale, 1999; Zhang, 1999; Spieler *et al*., 2004; Pérez & Rodríguez, 2015). En el momento en que el magma se acerca a la superficie, la solubilidad de los volátiles desciende, por lo tanto, se separan de la fase líquida y se genera una sobresaturación de los mismos en el fundido; esta concentración de volátiles vence la resistencia de las paredes de las burbujas, las cuales estallan y fragmentan violentamente el magma e incluso los materiales correspondientes a las paredes del conducto (Parfitt & Wilson, 2008; Pérez & Rodríguez, 2015). Posterior a este proceso, se produce un chorro eruptivo de alta velocidad (hasta 600 m/s) (Wilson, 1976) constituido por gases junto con fragmentos piroclásticos, por la enorme expansión del magma y el brusco descenso de la presión litostática cuando éste alcanza superficie (Wilson & Walker, 1987; Carey & Sigurdsson, 1989; Pérez & Rodríguez, 2015). Como resultado se obtienen columnas plinianas (Wilson, 1976; Walker, 1980, 1981; Wilson & Walker, 1987; Carey & Sigurdsson, 1989) caracterizadas por su forma de hongo o sombrilla que pueden alcanzar alturas hasta de 50 km (Wilson & Walker, 1987; Carey & Sparks, 1986) transportando material piroclástico tanto a la tropósfera como a la estratósfera (Pérez & Rodríguez, 2015). La altura máxima que pueden alcanzar estas columnas está relacionada con la velocidad a la que se inyecta el calor en la base, y a la tasa de emisión (Wilson *et al*., 1978; Settle, 1978).

Las columnas plinianas presentan principalmente dos zonas esenciales para el desarrollo de su dinámica: la zona inferior de la columna denominada región de “empuje por gas” (*jet*) controlada por fuerzas inerciales, y la zona superior conocida como región de “empuje

convectivo" dominada por la interacción del aire atrapado con los fragmentos piroclásticos calientes (Fig. 9) (Sparks & Wilson, 1976). Cuando la densidad interna en la nube de erupción convectiva ascendente supera la densidad atmosférica, el material contenido en la nube sufre una expansión lateral y continúa ascendiendo debido a la inercia hasta alcanzar la máxima altura de la columna (H_T) o el punto de estancamiento del material (Fig. 9) (Carey & Sparks, 1986; Wilson & Walker, 1987). La zona de la columna donde esto ocurre es denominada "región de sombrilla", y la base de esta región se define por el nivel de densidad neutra (altura H_B), que es la altura donde la pluma ascendente tiene la misma densidad que la atmósfera circundante (Carey & Sparks, 1986).

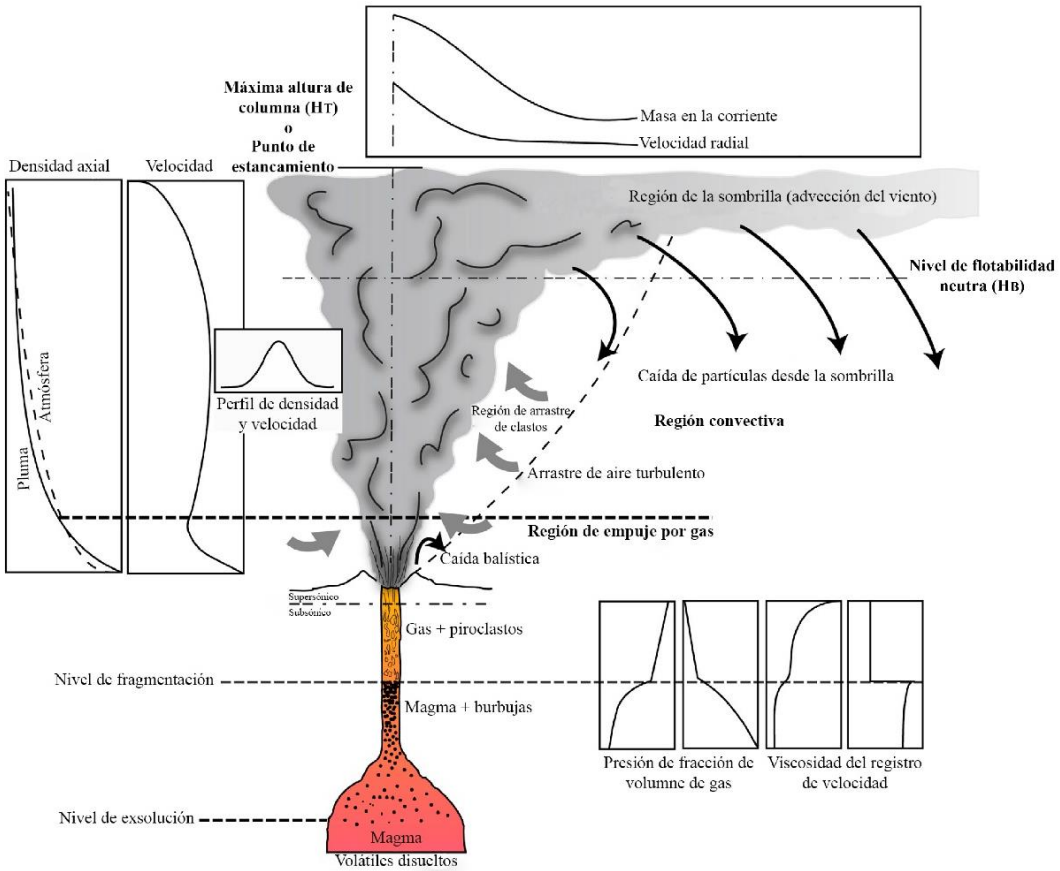


Figura 9. Esquema general de los regímenes eruptivos y la variación de los parámetros físicos durante las erupciones plinianas. Imagen tomada y modificada de Cioni *et al*. (2015).

Los fragmentos piroclásticos que entran en la "región de sombrilla" son transportados lateralmente y posteriormente depositados a modo de lluvia, afectados por el viento (Walker y Croasdale, 1971; Wilson & Walker, 1987; Carey & Sparks, 1986) provocando su distribución en áreas amplias que pueden llegar a ser cientos o miles de kilómetros cuadrados (Wilson, 1976; Walker, 1980, 1981), recubren la topografía existente y forman extensos mantos piroclásticos (Pérez & Rodríguez, 2015). Dentro de la columna se da una selección de piroclastos, de acuerdo con su tamaño y densidad, por lo que los fragmentos más pequeños y menos densos alcanzan mayores alturas y distancias de la fuente que otros fragmentos más grandes y densos (Wilson, 1976). También ocurre que, bajo ciertas circunstancias, las columnas colapsan formando flujos piroclásticos (Wilson, 1976) que viajan a ras del suelo a altas velocidades (incluso superiores a 100 km/h) (Pérez & Rodríguez, 2015).

Del proceso anteriormente descrito se forman los depósitos piroclásticos, dentro de los cuales es muy frecuente el desarrollo de depósitos de caída piroclástica (Romero *et al*., 2015). Estos depósitos se caracterizan por presentar un alto contenido de material juvenil (fragmentos de pómez), amplia distribución del material debido a su alta tasa de descarga y espesores que tienden a ser homogéneos a causa de la continuidad en su descarga (Walker, 1981).

El estudio de los depósitos piroclásticos de caída es relevante para entender la dinámica de los procesos que dieron lugar a la formación de una erupción de carácter explosivo (Houghton & Wilson, 1989; Carey & Sigurdsson, 1989). Por ejemplo, la dispersión de los fragmentos de caída piroclástica y la variación de su tamaño dentro del depósito puede dar información acerca de la altura de la columna, su velocidad y la dirección del viento en la atmósfera (Wilson & Walker, 1987). Por lo tanto, los modelos y cálculo de parámetros (distribución, volumen, altura de columna y tasa de emisión) de estas erupciones a partir del análisis de los depósitos piroclásticos

de caída proporcionan una interpretación más completa de la historia eruptiva y la posible actividad futura de un volcán (Carey *et al*., 1995; Gardner *et al*., 1995a). Además, estudios complementarios sobre la vesicularidad en los fragmentos de pómez como los realizados por Houghton & Wilson (1989) y Gardner (1996) pueden dar razón de los mecanismos de fragmentación relacionados a una erupción y otros factores que afectan dicha fragmentación, siendo esto importante para el entendimiento del grado de fragmentación que controla la altura de la columna y las condiciones por las cuales colapsa (Wilson *et al*., 1980).

4.3.1 Escalas y tamaños de erupciones plinianas. Las erupciones de tipo pliniano varían en muchos órdenes de magnitud de acuerdo con la masa de magma expulsado durante una erupción, la cantidad de gas liberado y el flujo eruptivo; es por esto por lo que comprenden una amplia gama de escalas respecto a su tamaño, velocidad y duración, haciendo necesarias escalas logarítmicas para categorizar los tamaños de las erupciones volcánicas de forma semejante como se utiliza la escala de magnitud Gutenberge Richter para los terremotos (Pyle, 2015). De esta manera las erupciones plinianas se dividen en plinianas *sensu stricto*, subplinianas y ultraplinianas (Cioni *et al*., 2000; Cioni *et al*., 2015; Pérez & Rodríguez, 2015).

El Índice de Explosividad Volcánica (VEI, por sus siglas en inglés), fue la escala utilizada para categorizar las erupciones que representan los depósitos en este estudio. Esta escala fue propuesta por Newhall & Self (1982) y es utilizada para categorizar erupciones explosivas (comprende valores entre cero a ocho) (Tabla 2). Estos autores introdujeron el termino VEI (herramienta semicuantitativa) con base en los parámetros descritos por Walker (1980): intensidad (velocidad a la que se descarga el magma), magnitud (masa total de material emitido),

poder dispersivo (área sobre la cual se distribuye el material), violencia (distribución de productos por impulso) y potencial destructivo (análisis del área que puede llegar a ser afectada).

Los dos parámetros principales usados para definir la escala de una erupción son la magnitud y la intensidad (Pyle, 2015). La intensidad es un factor determinante en el comportamiento de una columna eruptiva (precipitación, aumento o generación de flujo) y en la altura a la que se inyecta el material en la atmósfera (Sparks & Wilson, 1976; Sparks *et al*., 1978; Carey & Sigurdsson, 1989).También es importante tener en cuenta que la escala VEI presenta algunos inconvenientes, ya que no se aplica fácilmente a las erupciones de larga duración o intermitentes, donde la clasificación de un evento basado en el volumen total emitido puede diferir de la basada en la explosividad de cualquier fase eruptiva individual (Pyle, 1995; Houghton *et al.*, 2013; Pyle, 2015). La escala VEI tampoco es útil para erupciones efusivas, asignándoles a estas una clasificación predeterminada de cero o uno (Pyle, 2015).

4.3.1.1 Erupciones plinianas (sensu stricto). Estas erupciones se caracterizan por estar relacionadas con valores correspondientes al VEI entre 5 y 6 (Tabla 2). La composición del magma que impulsa la mayoría de estas erupciones varía de intermedia a ácida (andesítico – dacítico) (Cioni *et al.*, 2015; Pérez & Rodríguez, 2015), con pocos ejemplos de erupciones con composiciones básicas (e.g. el volcán Tarawera, Nueva Zelanda; Walker *et al*., 1984). El volumen del material expulsado por pulsos plinianos individuales oscila típicamente entre 0,1 y 10 km^3, y las tasas máximas de descarga en masa (MDR) alcanzan valores entre 10^6 a 10^8 kg/s (Tabla 3). Debido a esto, la duración de los pulsos plinianos generalmente oscila entre unas pocas horas (e.g. tres horas para la erupción Tambora en 1815, arco Sunda, Indonesia; Vergara, 2014) y días (e.g. aproximadamente 48 horas para la erupción del Cerro Hudson en 1991, Chile; Besoain *et al.*, 1995). La vesicularidad de los clastos de pómez de los depósitos plinianos varía

en promedio entre 65 y 85% en volumen, y puede cambiar a lo largo del desarrollo de la erupción debido a las variaciones en la MDR y la dinámica de la erupción (Cioni *et al.,* 2015). Un ejemplo histórico de este tipo de erupciones es la ocurrida en 1982 en el volcán Chichonal, en México, la cual tuvo un VEI igual a 5, alturas máximas de 27, 32 y 29 km y tasas de emisión de $1{,}1x10^8$, $1{,}9x10^8$ y $1{,}3x10^8$ kg/s, respectivamente (Sigurdsson *et al*., 1984; Carey & Sigurdsson, 1986).

4.3.1.2 Erupciones subplinianas. Las principales características de estas erupciones son: 1) valores correspondientes al VEI igual 4 (Tabla 2), 2) magmas de composiciones intermedias, y 3) tasas de descarga que oscilan entre 106 – 107 kg/s (Tabla 3). Estas erupciones consisten comúnmente en eventos inestables caracterizados por fases de oscilaciones de período corto (minutos) con interrupciones de tiempo que pueden repetirse varias veces durante períodos más largos (días, semanas) (Cioni et al., 2015). La disminución de la velocidad de eyección y el desacoplamiento entre el suministro de magma a profundidad y la descarga de magma en superficie, son probablemente las causas por las cuales se presenta inestabilidad en la columna asociada (Scandone & Malone, 1985).

La vesicularidad de los fragmentos juveniles subplinianos puede variar hasta un 80% en volumen en una sola erupción, con modos de frecuencia múltiple entre 40 y 75% en volumen (Cioni *et al.,* 2015).

Tabla 2. Categorías del índice de explosividad volcánica. Tomado de Pyle (2015).

Índice	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Volumen de tefra m^3	$<10^4$	$<10^6$	$<10^7$	$<10^8$	$<10^9$	$<10^{10}$	$<10^{11}$	$<10^{12}$	$>10^{12}$
Altura de columna	<0,1	0,1-1	1-5	3-15	10-25	>25			
Descripción cualitativa	Moderado	Efusivo	Explosivo			Cataclísmico, paroxístico			
Inyección estratosférica	Ninguna	Ninguna	Ninguna	Posible		Certero			
Porcentaje de las erupciones conocidas en los últimos 10.000 años	13	16	49	14	5	2	<1	<0.1	0
Intervalo típico de recurrencia	Días a semanas			0,3 años	3 años	20 años	80 años	500 años	$7*10^5$ años

A pesar de que estas erupciones se asocian a magmas de composición intermedia, hay evidencias que sustentan su relación con magmas de composición máfica; un ejemplo de esto es la erupción del 14 de octubre de 1974 del volcán de Fuego, en Guatemala, en donde el material juvenil expulsado fue definido de composición basáltica (Genareau *et al*., 2013). El material asociado a esta erupción fue el resultado de una columna casi sostenida que alcanzó 14 km aproximadamente con una tasa de emisión de 3,2 x 10^6 kg/s (Stoiber, 1974; Rose *et al*., 1978; Rose *et al*., 2008).

4.3.1.3 Erupciones ultraplinianas. Éstas difieren de los eventos plinianos clásicos solo por su alta tasa de flujo másico (Tabla 3), que es reflejado en columnas más altas y en una dispersión más extensa (poder dispersivo). De esta manera, la alta intensidad del régimen ultrapliniano y la gran cantidad de cenizas finas generadas durante la fragmentación del magma, da como resultado columnas convectivas hasta de 55 km de altura (la altura teórica máxima para una columna convectiva que mantiene la estabilidad de la pluma) y un valor de VEI igual a 7 (Tabla 2) (Cioni *et al.*, 2015). Estudios detallados sobre depósitos de este tipo, sugieren que se deberían interpretar como productos de la superposición de varios pulsos plinianos potentes (Houghton *et al.*, 2014).

Una erupción de este tipo, significativa por provocar un cambio climático marcado es la del volcán Tambora, en Indonesia (Labeyrie, 1988; Harington, 1992). El material expulsado del volcán se extendió hasta la atmósfera del hemisferio norte, y se distribuyó de este a oeste pasando alrededor del Ecuador y los trópicos, y luego a latitudes medias a favor de los vientos dominantes de la estratósfera llegando hasta los polos (Labeyrie, 1988). Esta erupción volcánica se conoce como la mayor de los últimos 10.000 años (Withington, 2009; Viñas, 2010). El resultado de este evento fueron 88.000 víctimas, las cuales fueron

afectadas directamente por la actividad del volcán, los tsunamis relacionados a éste y también por casos de hambruna y enfermedades que se dieron con el paso del tiempo en la isla de Sumbawa (donde se encuentra ubicado el volcán) y en la vecina Lombok (Fúster Casas, 1998; Gonzalo de Andrés, 2002; Withington, 2009; Viñas, 2010). La columna de esta erupción superó los 43 km de altura (Oppenheimer, 2003) ubicando esta erupción con un VEI igual a 7 (Briffa *et al*., 1998).

Tabla 3. Principales características de las erupciones plinianas. Tomado de Cioni *et al*. (2000).

Tipo de erupción	Subpliniana	Pliniana	Ultrapliniana
Magnitud (kg)	$\approx 10^{11}$	10^{11}- 10^{13}	$>10^{13}$
Intensidad (kg/s)	$\approx 10^{6}$	10^{6}- 10^{8}	$>10^{8}$
Altura de columna (km)	<20	20- 35	>35
Espesor distancia media	0,5- 4	2- 10	>10
Clasto distancia media	1- 3	3- 8	8-15
Fases principales	Columna convectiva sostenida e inestable	Columna convectiva sostenida y estable	Columna sostenida
Estilos eruptivos asociados	Generación de CDPs diluidas, extrusión de domo	Colapso parcial o total de la columna	Columna convectiva con tasa de flujo creciente
Dominio depósitos de caída	Ligeramente estratificado	Masivo a diversamente gradado	Generalmente con gradación inversa
Dominio depósitos de flujo	CDPs diluidas y flujos de pómez y escoria de tamaños pequeños	Pómez y flujos de ceniza	Ignimbritas de alto y bajo grado
Caída / flujo vol. Proporción	>1	>1	<<1
Típica composición del magma	Levemente evolucionado (dacítico, fonotefrítico)	Altamente evolucionado (riolítico, traquítico, fonolítico)	Altamente evolucionado (riolítico, traquítico)

5. METODOLOGÍA

La metodología para el desarrollo de este trabajo consta de tres conjuntos de actividades principales, las cuales se denominan: preparatorias, técnicas y finales; estas se describen a continuación:

5.1 Actividades preparatorias

En esta primera etapa se consultó y recopiló información sobre los estudios adelantados acerca del VCB y sus productos volcánicos asociados, así como estudios que se han realizado para caracterizar la dinámica eruptiva tanto del VCB, como de volcanes situados a nivel global, que permitieran servir de guía para el desarrollo del presente trabajo.

5.2 Actividades técnicas

Las actividades técnicas comprenden todo el trabajo de campo y análisis de laboratorio, como se presenta a continuación:

5.2.1 Trabajo de campo

5.2.1.1 Reconocimiento del área de estudio. Esta fase consistió en la exploración y reconocimiento del área de trabajo. En esta, se establecieron las vías de acceso y rutas que sirvieron para identificar, localizar y comprender la distribución y estratigrafía general de los depósitos de caída piroclástica que son objeto de estudio. Para ello se usaron como base los mapas 206-III-B, 206-III-D, 206-IV-A, 206-IV-B, a escala 1:25.000 del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (1967 y 1961); y los mapas de isopacas e isopletas para los depósitos de caída piroclástica del VCB generados por Lescinsky (1990).

Para llevar a cabo el reconocimiento y definición de los depósitos se tuvieron en cuenta los siguientes parámetros: geometría (espesor, estratificación, límites del estrato), estructura interna (tamaño, selección y gradación de los fragmentos) y los componentes (tipos, texturas y mineralogía de los fragmentos) correspondientes a cada depósito.

5.2.1.2 Recolección de muestras y toma de datos. Los depósitos de caída piroclástica distribuidos sobre la ciudad de Manizales que son objeto de estudio en este trabajo, fueron denominados como: Tefra Manizales Inferior (TMI), Tefra Manizales Media (TMM) y Tefra Manizales Superior (TMS).

Con el fin de caracterizar cada depósito, se recolectaron seis muestras representativas, dos de cada unidad, con las cuales se llevaron a cabo análisis petrográficos, de densidad y vesicularidad, granulométricos, de componentes, químicos y morfológicos. También, en cada afloramiento, se tomaron datos del espesor de cada depósito, así como de la medida del eje mayor de los cinco tamaños más grandes de líticos y pómez, con los que se generaron los respectivos mapas de isopacas e isopletas. A partir de estos mapas se hallaron los diferentes parámetros eruptivos con los que fue posible definir claramente un origen y hacer una aproximación de la dinámica eruptiva del volcán que generó los depósitos.

En este trabajo de campo, también se tomaron tres muestras de paleosuelo que se encontraban por debajo de cada unidad, con el fin de realizar análisis por el método radiométrico ^{14}C y así conocer la edad de los depósitos y por ende de las erupciones asociadas.

5.2.2 Análisis de laboratorio. Como se mencionó anteriormente, con las muestras obtenidas de cada unidad de caída piroclástica se llevaron a cabo los siguientes análisis de laboratorio.

5.2.2.1 Análisis granulométricos. Este análisis se hizo siguiendo la metodología usada por Murcia *et al.* (2008) y Avellán *et al.* (2014).

Los análisis granulométricos fueron realizados para las muestras extraídas en el punto KCB-10. Esta sección se ubica sobre la ciudad de Manizales, aproximadamente a 24 km de la fuente (VCB).

Para llevar a cabo este análisis se recolectó 1 kg de material de cada depósito, el cual se secó a una temperatura de 60 °C en un horno eléctrico durante dos días. Posterior a esto, se prosiguió a cuartear y tomar una parte representativa de la muestra seca para continuar con el tamizado. Los tamaños de tamices utilizados fueron de 0,063, 0,125, 0,25, 0,5, 1, 2 y 4 mm de diámetro; que equivalen en unidades Ø (phi) a: 4, 3, 2, 1, 0 -1 y -2, respectivamente. Luego del tamizado, se pesó la porción de muestra retenida en cada uno de los tamices, se anotaron estos datos y finalmente, se hallaron los porcentajes en peso (respecto al total de la muestra que se tamizó) de la muestra que fue retenida en cada tamiz.

Los datos obtenidos de los tamizados se introdujeron en el software *Kware* (Wohletz, 2006) en donde fueron representados gráficamente en histogramas y curvas acumulativas, a partir de las cuales se obtuvieron los parámetros estadísticos usados para describir el depósito, como: mediana (Md), media (Mz), desviación estándar gráfica (σG), desviación estándar gráfica inclusiva (σI), asimetría gráfica (SkG), asimetría gráfica inclusiva (SkI), y curtosis grafica (KG); según Iman (1952) y Folk (1980).

Para clasificar las unidades se usó la escala propuesta por Wentworth & William (1932), y modificada por Murcia *et al.* (2013), que define los tamaños de los fragmentos en terminos de: ceniza extremadamente fina, muy fina, fina, media, gruesa y muy gruesa; lapilli fino, medio y grueso; y bloque/bomba fino, medio y grueso.

5.2.2.2 Análisis de componentes. La metodología usada para este análisis es apoyada en la aplicada en los trabajos realizados por Gómez-Arango (2016) y Sánchez-Torres (2017).

El análisis de componentes se hizo mediante el uso de una lupa binocular, que sirve para separar y contar cada uno de los fragmentos que componen las muestras (antes éstas deben ser lavadas con agua y jabón neutro, luego secadas en un horno a 60° cerca de 24 horas), en este caso: pómez, cristales, líticos (grises y rojos) y fragmentos accidentales. Se realizaron conteos para las muestras que fueron retenidas previamente en el proceso de granulometría en los tamices -1, 0 y 1 phi; para cada una se contaron entre 300 a 500 partículas. Esto permitió identificar los componentes de los depósitos de caída, su proporción promedio y variación dentro de la capa.

5.2.2.3 Análisis petrográficos. Los análisis petrográficos se hicieron a las muestras obtenidas en la sección KCB-02, la cual se localiza a aproximadamente 21 km de la fuente, sobre la ciudad de Manizales.

De las muestras, se extrajeron fragmentos de pómez, cristales y líticos volcánicos grises y rojos (de cada unidad) con tamaños de 0,5 mm, los cuales fueron usados para la elaboración de 12 secciones delgadas en total (cuatro de cada unidad, una de cada tipo de fragmento). Dichos fragmentos fueron separados utilizando la lupa binocular en los laboratorios del Instituto de Investigación en Estratigrafía (IIES), Universidad de Caldas. Luego, se llevó a cabo la preparación de las muestras para análisis petrográficos en los laboratorios de la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander (UIS).

Finalmente, mediante el uso de un microscopio petrográfico (Nikon Eclipse 50) en las instalaciones del IIES, laboratorio de petrografía, fueron realizados los respectivos análisis donde se determinó la composición mineralógica y textural de los fragmentos identificados.

5.2.2.4 Análisis de vesicularidad y densidad. Los análisis de vesicularidad en los fragmentos de pómez, se hicieron para 30 fragmentos de cada unidad. Este análisis fue realizado en las unidades TMS y TMM que presentan fragmentos superiores a 0,5 mm. La unidad TMI presenta fragmentos inferiores (<0,5 mm) lo que hace difícil su manejo con los instrumentos durante la práctica de laboratorio. Para la unidad TMM se trabajaron fragmentos que varían de 1 a 2,3 cm con respecto a su diámetro y para la unidad TMS fragmentos de 1 a 2,5 cm.

El presente método para el análisis de los fragmentos de pómez fue tomado de Avellán-López (2014): En primer lugar, los fragmentos de pómez se lavaron, sumergiéndose en un vaso de precipitado con agua destilada para luego colocar el recipiente en un equipo de ultrasonido por 5 minutos. Paso siguiente, las muestras se secaron en un horno a 60 °C por aproximadamente un día. Estando secas, los diferentes fragmentos de pómez se pesaron y su respectivo diámetro mayor se midió.

Utilizando un vaso de precipitado con agua destilada se sumergieron de nuevo los fragmentos de pómez, quedando totalmente cubiertos por agua por un tiempo de 24 horas con el objetivo de que quedaran saturadas en agua. Se entiende que están completamente saturadas cuando se detiene el burbujeo que se observa al momento en que se encuentran sumergidas. Finalizando la etapa de laboratorio, se aplicó el principio de Arquímedes o como se conoce “desplazamiento en agua” para hallar el volumen de las muestras. Usando una probeta de 50 mL con agua (conociendo el volumen del agua en la probeta) se sumergió un fragmento de pómez y se midió el desplazamiento del agua; este paso se repitió con cada muestra. Aquel desplazamiento es definido como la diferencia de volúmenes final e inicial y es nombrado como volumen total. Con el dato de este volumen,

se puede calcular la densidad de cada fragmento y por ende el porcentaje de vesicularidad (Gardner *et al.,* 1996), a partir de las siguientes ecuaciones:

Volumen total= Volumen final – Volumen Inicial

Densidad= Peso (gr)/V_{total} (cm^3)

Vesicularidad= (Volumen vesículas/Volumen + Volumen sólidos) *100

Dónde*:*

Volumen vesículas= Volumen total - Volumen sólidos

Volumen sólidos= Peso (gr)/2,65(gr/cm^3)

Valor de densidad de andesita-dacita= 2,65 gr/cm^3

Con los valores obtenidos de porcentaje de vesicularidad y aplicando los valores propuestos por Houghton & Wilson (1989) para la clasificación de vesicularidades (Tabla 4) se procede a caracterizar las muestras representativas de cada unidad (TMM y TMS).

Tabla 4. Clases de vesicularidad. Tomado de Houghton & Wilson (1989).

% Vesicularidad	Descripción
0-5	No vesicular
5-20	Incipientemente vesicular
20-40	Pobremente vesicular
40-60	Moderadamente vesicular
60-80	Altamente vesicular
>80	Extremadamente vesicular

5.2.2.5 Análisis morfológicos. Para los análisis morfológicos se utilizaron pómez (fragmentos juveniles) de tamaños de 0,5 mm (1 phi) pertenecientes a la unidad TMI y pómez tanto de 0,5 mm como de 1 mm (0 phi) para las unidades TMM y TMS. Los fragmentos fueron seleccionados bajo una lupa binocular y posteriormente lavados en un tamiz de 63 µm, todo esto con el fin de poder llevar las muestras al análisis en el microscopio electrónico de barrido (MEB).

Se debe tener en cuenta que antes de colocar los fragmentos de pómez en el MEB éstos deben ser recubiertos en una aleación de oro y paladio en un mini sputtering (Pulverización catódica) para así generar una buena resolución en las imágenes producidas, ya que con esta técnica se puede evitar la interferencia causada por la estática generada (Ospina & Parra, 2004). El *mini sputtering* disgrega átomos del metal fuente en un medio vacío para depositarlo encima de cualquier material por lo que es necesario aplicar un gas inerte como el argón (Gómez-Arango, 2016).

Se tomaron fotografías de las muestras con ayuda del (MEB) modelo FEI QUANTA 250 del Instituto de Investigaciones en Estratigrafía (IIES), Universidad de Caldas. Este equipo de precisión funciona con un haz de electrones de alta energía que interactúan con la muestra empleada produciendo distintas señales, las cuales son capturadas por detectores especiales que terminan evidenciando información acerca de la estructura, morfología y composición de dicha muestra, dando como resultado una imagen (Gustavo Adolfo Bolaños, técnico MEB, comunicación personal), a partir de la cual se puede definir el tipo de fragmentación dominante (magmática o freato-magmática) (e.g. Gómez-Arango *et al*., 2018).

Las micro texturas identificadas en las imágenes obtenidas y finalmente descritas en este trabajo se clasificaron con base en Cardona & Monroy (2015).

5.2.2.6 Datación C^{14}. Se realizó este análisis a tres muestras de paleosuelo tomadas en el punto KCB-10 ubicado en la vía Universidad Autónoma de Manizales - Centro Comercial Fundadores (Manizales, Caldas). Estas muestras fueron tomadas en paleosuelos infrayaciendo directamente cada unidad definida (TMI, TMM y TMS). A las muestras se le extrajeron las raíces que presentaban y se secaron en un horno a 60 °C de temperatura por aproximadamente 24 horas con el fin de eliminar la humedad. Finalmente, se pesaron obteniendo 20 gr de cada una de ellas y se envolvieron en papel aluminio para luego remitirlas al Laboratorio de Radiocronología, *Université Laval*, en Canadá.

5.2.3 Actividades finales

En esta última etapa, se llevó a cabo la cuantificación de los parámetros eruptivos, junto con la interpretación y análisis de los resultados obtenidos.

5.2.3.1 Cuantificación de los parámetros físicos de las erupciones que originan depósitos de caída. Mediante el levantamiento estratigráfico de los depósitos de caída piroclástica y el establecimiento de su distribución, se generaron mapas de isopacas e isopletas con el fin de calcular los parámetros físicos de cada uno de los depósitos de caída y así determinar la magnitud y condiciones eruptivas que los originaron. Los parámetros estudiados fueron:

5.2.3.1.1 Distribución. Se describieron 43 secciones estratigráficas en donde se definieron, como ya se mencionó anteriormente, la geometría, estructura interna y componentes de cada depósito. Además, se tomó nota de la medida del espesor de cada unidad y del correspondiente paleosuelo que les infrayace. A partir de los datos del espesor

de las unidades, se construyeron los respectivos mapas de isopacas que permitieron tener una visión regional de la distribución y variación del espesor de los depósitos y del área que cubren, así como de la dirección de dispersión de los mismos, lo que permitió establecer y clarificar el origen de cada unidad.

5.2.3.1.2 Volumen. Los mapas de isopacas también fueron usados para estimar el volumen de material emitido. La estimación del volumen de los depósitos de caída para erupciones explosivas ayuda a comprender los parámetros físicos de una erupción, clasificarla y estudiar el impacto del evento volcánico (Romero *et al.*, 2015).

El cálculo del volumen se hizo siguiendo el modelo de decaimiento exponencial propuesto por Pyle (1989) y modificado por Fierstein & Nathenson (1992) y Pyle (1995), que se basa en la premisa de que el espesor de los depósitos decae exponencialmente a medida que el área cubierta aumenta, es decir, a medida que nos alejamos de la fuente. Pyle (1989) encontró que al graficar el logaritmo del espesor vs. la raíz cuadrada del área que encierra cada isópaca (ln (T) vs $\sqrt{A}$), se obtiene un segmento de línea recta de tendencia exponencial que da lugar a una función de tipo $T=T_0 \exp(-k\sqrt{A})$, en donde k es la pendiente de los datos graficados y T_0 el espesor máximo extrapolado cuando el área (A) es cero. A partir de esta relación, Pyle (1989; 1995) y Fierstein & Nathenson (1992), obtuvieron la siguiente ecuación para el cálculo del volumen proximal:

$$V\ [km^3] = 13.08 * T_0\ [cm] * b_t^2\ [km] = 2T_0 / k^2$$

Donde, $b_t = \ln(2) / k * \sqrt{\pi}$ y se entiende como el espesor media distancia (la distancia a la cual el espesor se reduce a la mitad), y k es la constate de decaimiento exponencial que puede ser expresada como $\ln(2) / b_t\sqrt{\pi}$.

En caso de que el gráfico ln (T) vs. $\sqrt{A}$ involucre dos segmentos de línea recta, uno que representa los espesores proximales ($T=T_0 \exp(-k\sqrt{A})$) y otro que representa espesores distales ($T=T_1 \exp(-k_1\sqrt{A})$), es posible calcular el volumen total, que estará dado por la siguiente expresión de Fierstein & Nathenson (1992):

$$V\ [km^3] = 2\ T_0 / k^2 + 2\ T_0\ [(k_1\ \sqrt{A_{ip}} + 1) / k_1^2 - (k\ \sqrt{A_{ip}} + 1) / k^2] \exp(-k\ \sqrt{A_{ip}})$$

En la cual, k es la pendiente del segmento de línea proximal, k_1 la pendiente del segmento de línea distal y $\sqrt{A_{ip}}$ el punto de quiebre entre la pendiente proximal y distal.

Si al graficar los datos solo se obtiene un segmento de línea recta (el de los espesores proximales), debido a la falta de isopacas distales, ya sea a causa de la erosión o meteorización de los depósitos por agentes como la humedad o porque la zona cartografiada es de difícil acceso, entre otras razones, se obtendrán solo dos valores (T_0 y k) de los cuatro (T_0, k, k_1 y $\sqrt{A_{ip}}$) parámetros necesarios para aplicar la ecuación del volumen total de Fierstein & Nathenson (1992). En este caso, es posible hallar los parámetros faltantes usando el método empírico desarrollado por Sulpizio (2005), quien encuentra que es posible establecer una buena correlación entre la distancia de quiebre de la pendiente $\sqrt{A_{ip}}$ y la tasa de adelgazamiento proximal (k), dado que las variaciones entre ambos parámetros dependen principalmente de los mismos factores: la altura de la columna y la distribución del tamaño de grano inicial. Esta situación se describe por la siguiente correlación empírica:

$$\sqrt{A_{ip}} = 3{,}34\ k^{-0{,}96}$$

A partir de esta correlación y usando el modelo de decaimiento exponencial propuesto por Pyle (1989), Sulpizio (2005) encuentra que k_1 puede ser hallada mediante la relación:

$$k_1 = 1{,}61\ \sqrt{A_{ip}}^{-1{,}02}$$

Los valores de estos dos parámetros ($\sqrt{A_{ip}}$ y k_1), obtenidos con el método de Sulpizio (2005), son sustituidos en la ecuación de Fierstein & Nathenson (1992) donde se obtiene el volumen total.

El volumen distal está dado por la diferencia entre el volumen total y el volumen proximal.

$$\text{Volumen distal [km}^3\text{]} = \text{Volumen total} - \text{Volumen proximal}$$

El método de Sulpizio (2005), es útil cuando se cuenta con datos proximales y solo una isópaca distal. No obstante, éste podría presentar limitaciones si el grosor de la isópaca distal está cerca del valor del espesor en la pendiente de rotura (Tip), el cual es calculado mediante la correlación empírica $\sqrt{A_{ip}} = 3{,}34\ k^{-0{,}96}$ y la ley de decaimiento exponencial $T_{ip} = T_0 \exp(-k\sqrt{A_{ip}})$. El efecto de las incertidumbres en la posición de la ruptura de la pendiente se vuelve insignificante cuando el grosor de una isópaca distal está por debajo de aproximadamente 0,5 Tip (Sulpizio, 2005).

Volumen de Roca Densa Equivalente: El volumen de Roca Densa Equivalente (RDE) representa la cantidad de material neto emitido, eliminando la vesicularidad de los fragmentos juveniles (Romero et al., 2015). Este cálculo fue apoyado en la metodología usada por Avellán et al. (2014), en donde el volumen RDE se expresa por la siguiente relación:

$$\text{RDE} = m\ [\text{kg}] / \delta_1\ [\text{kg} / \text{m}^3]$$

Donde, m es la masa del depósito y se calcula como:

$$m\ [\text{kg}] = V\ [\text{m}^3] * \delta\ [\text{kg} / \text{m}^3]$$

Remplazando m en la ecuación de RDE obtenemos,

$$RDE = V\ [m^3] * \delta\ [kg / m_3] / \delta_1\ [kg / m^3]$$

En esta, V es el volumen total; δ es la densidad del depósito piroclástico (entre 900 y 1000 kg / m^3) y δ_1, es la densidad del magma (dacítico: 2600 kg / m^3).

5.2.3.1.3 Altura de la columna eruptiva. La estimación de la altura de la columna eruptiva implica una evaluación de los fragmentos incluidos al interior de los depósitos de caída (Romero *et al.,* 2015). Para este cálculo se evaluaron los fragmentos líticos y de pómez, con el fin de comparar los resultados obtenidos. Sin embargo, según Carey & Sparks (1986), los fragmentos de pómez pueden presentar densidades variables de acuerdo con su tamaño y son más propensos a quebrarse por el impacto con el suelo al caer, lo que disminuiría su tamaño e introduciría errores en la estimación de la altura de la columna.

La evaluación de los fragmentos se hizo mediante el cálculo del promedio de la longitud máxima de los cinco clastos más grandes recolectados en una superficie de aproximadamente 0,5 m^2 en 43 secciones estratigráficas. Con estos datos, se generaron los respectivos mapas de isopletas para cada depósito. El método para la construcción de las isopletas usado en este estudio y en diversos trabajos (e.g. Carey & Sparks 1986; Carey & Sigurdsson 1987; Papale & Rosi, 1993; Rosi et al., 2001; Hernández *et al.*, 2009*;* Avellán *et al.,* 2014), ha sido definido como un procedimiento suficientemente confiable cuando se dispone de un gran número de secciones estratigráficas, sin embargo, cuando la exposición de los depósitos no es tan buena, es preferible usar el método de recopilación (sobre un área más amplia del depósito) de valores de la longitud de los tres ejes principales de los cinco clastos más grandes (Papale & Rosi, 1993; Rosi *et al*., 2001).

Con el fin de cuantificar la altura de la columna eruptiva, Carey & Sparks (1986) generan cuatro gráficos (Fig. 10) en los que relacionan la medida del rango máximo a favor del viento (definido como la longitud en km, sobre el eje de dispersión, desde el centro emisor a la isópleta) vs. el rango de viento cruzado que corresponde a la máxima longitud (km), en sentido perpendicular al eje de dispersión, desde el centro emisor a la isópleta, junto con propiedades de las partículas como el diámetro y la densidad. Estos gráficos arrojan resultados tanto de la altura máxima de la columna (H_T) como de la velocidad del viento para isolíneas con valores de 0,8, 1,6, 3,2 y 6,4 cm; fragmentos mayores no se tienen en cuenta ya que estos describirían trayectorias parabólicas y tenderían a caer de los márgenes de la columna.

Los valores de altura de la columna para cada tamaño máximo de fragmentos obtenidos de las gráficas son promediados para finalmente obtener un valor medio de la altura máxima de la columna eruptiva (H_T) para cada depósito.

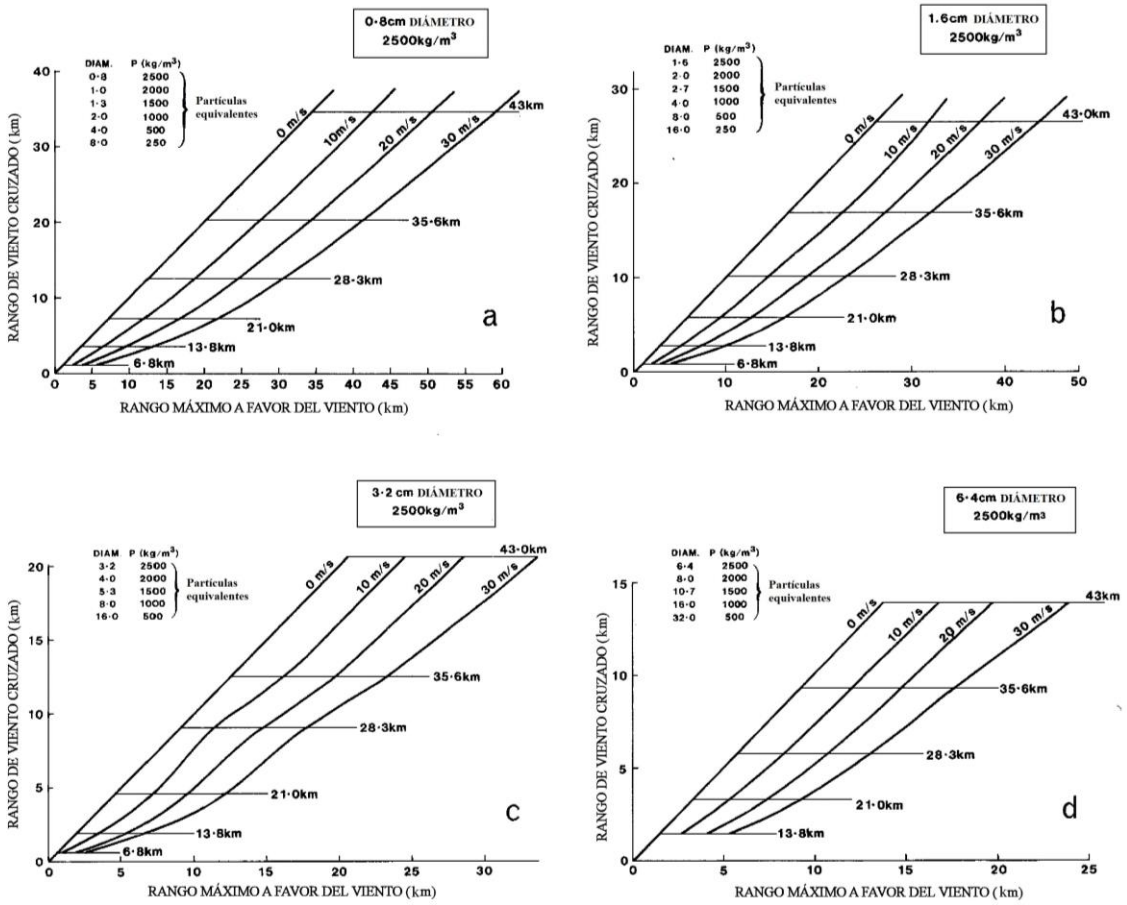


Figura 10. Gráficos de rango de viento cruzado vs rango máximo de sotavento para clastos de diferentes diámetros, con una densidad de 2.500 kg/m^3 y generados a partir de columnas eruptivas entre 7 y 43 km con velocidades de viento de 10, 20 y 30 m/s. **A.** Gráfico para isopletas de clastos de 0,8 cm de diámetro. **B.** Gráfico para isopletas de clastos de 1,6 cm de diámetro. **C.** Gráfico para isopletas clastos de 3,2 cm. **D.** Grafico para isopletas clastos de 6,4 cm. Tomado de Carey & Sparks (1986).

Con el fin de comprobar los resultados obtenidos por el método de Carey & Sparks (1986), se aplicó también el modelo propuesto por Pyle (1989) para el cálculo de la altura de la columna eruptiva. En este, el autor asume que el tamaño de los fragmentos decrece exponencialmente con la distancia a medida que se alejan de la fuente (al igual que el espesor), de modo que, si se grafica el logaritmo del tamaño máximo de los fragmentos vs. la raíz cuadrada del área que encierran las isopletas, se obtiene un segmento de línea recta cuya forma es:

$$\ln (D) = -k \sqrt{A} + C$$

Donde, D es el diámetro máximo de la partícula, k es la constante de decaimiento exponencial o pendiente de los datos graficados, A es el área de la isópleta, y C la constante relacionada a la curva trazada.

Según Pyle (1989), cada altura de columna va a tener una pendiente única en el grafico (ln (D) vs √A) que es independiente de la densidad del clasto; y tanto los fragmentos de pómez como los líticos de cualquier erupción deberán caer a lo largo de líneas de pendiente similar. Por lo tanto, la altura de la columna este modelo puede determinarse sin conocer la densidad del clasto, y sin la comparación de curvas teóricas.

Con esto, Pyle (1989) introduce un nuevo parámetro análogo al parámetro bt en el cálculo del volumen, el parámetro b_c, que es la distancia a través de la cual el tamaño máximo del clasto se reduce a la mitad, y afirma, que para cualquier depósito, el parámetro bc, definirá la altura de la columna o la altura del nivel de flotabilidad neutral (H_B).

La pendiente k en el grafico ln (D) vs. √A se relaciona con la altura de flotabilidad neutra H_B (km) por la siguiente ecuación:

$$-k \sim 0{,}95 H_B^{-1} (\sqrt{H_B} - 7{,}3)$$

o en términos de b_c:

$$-b_c \sim 0{,}41 H_B / (\sqrt{H_B} - 7{,}3)$$

k y b_c están relacionadas por la siguiente expresión:

$$b_c = \ln (2) / k^* \sqrt{\pi}$$

Obteniendo el resultado de b_c, se prosigue a ubicarlo en la gráfica de la Fig. 11, donde se obtiene el valor de H_B.

Según Sparks (1986) la altura de flotación neutra H_B se relaciona con la altura total de la columna (H_T) por la aproximación $H_B / H_T \sim 0,7$.

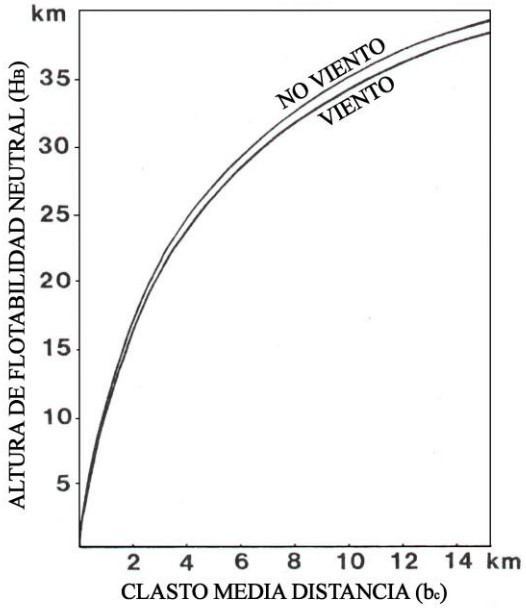


Figura 11. Gráfico para mostrar la dependencia predicha de la altura de flotabilidad neutra de la columna en la media distancia del clasto. Tomado de Pyle (1989)**.**

5.2.3.1.4 Estilo eruptivo. La determinación del estilo eruptivo se basó en el esquema de clasificación para los depósitos de caída piroclástica de Pyle (1989) (Fig. 12), en el cual se relacionan los parámetros de media distancia (b_c/b_t), que representan la población de tamaño de grano total, con el espesor media distancia (b_t), que representa la dispersión. En la figura, los límites están definidos por la media distancia de clasto (b_c) y la altura total de la columna en km (Ht).

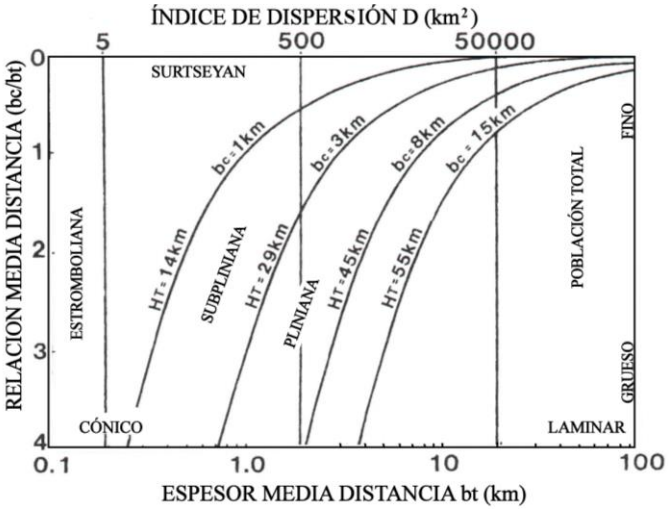


Figura 12. Diagrama para la clasificación de los estilos eruptivos a partir de los depósitos de caída piroclástica. Tomado de Pyle (1989).

5.2.3.1.5 Tasa de emisión. La tasa de emisión fue hallada siguiendo la relación entre la altura máxima de la nube de erupción (H) y la tasa de emisión (M_0), expuesta en Wilson & Walker (1987). Estos autores realizaron cálculos en los que confirman que H, es proporcional a la raíz cuarta de la tasa de emisión ($M_0^{1/4}$) para nubes plinianas en un amplio rango de condiciones. Esta relación puede ser expresada mediante la siguiente función, la cual es aplicable para erupciones provenientes de cráteres circulares:

$$H\ [km] = 0{,}236 * M_0^{1/4}\ [kg/s]$$

5.2.3.1.6 Duración de la erupción. El tiempo de duración de la erupción se calculó aplicando el método teórico planteado por Wilson (1976), el cual se expresa por la siguiente función:

$$Te\ [h] = mT\ [kg] / m\ [kg/s]$$

En donde: Te, es tiempo de duración mínimo teórico; mT, es la masa total emitida (δ magma en kg/m^3 x volumen RDE en m^3); y m, la tasa de emisión.

6. RESULTADOS

6.1 Estratigrafía de los depósitos

6.1.1 Relaciones estratigráficas. En este trabajo se definieron cuatro unidades de caída piroclástica ubicadas en la ciudad de Manizales y sus alrededores. Estas unidades, están separadas por paleosuelos y pueden alcanzar espesores de hasta 80 cm (Fig. 13). Los depósitos son nombrados formalmente en el presente estudio como Tefra Manizales Inferior (TMI), Tefra Manizales Media (TMM), Tefra Manizales Superior (TMS) y Tefra Manizales Superior 2 (TMS2) (Fig. 13). La unidad TMS2 no fue inicialmente definida dado que durante el desarrollo del trabajo de campo no se tenía certeza de que se tratase de una capa como tal, sino que se identificaban pequeños lentes o vestigios de un depósito que, al parecer, había sido muy removilizado. En la etapa final del trabajo de campo se logró determinar que efectivamente se trataba de una cuarta unidad, por lo que, en algunos sectores, donde ésta fue bien identificada, se tomaron las respectivas medidas para la construcción de los mapas de isopacas e isopletas. Sin embargo, no se tomaron las correspondientes muestras para la realización de los análisis de laboratorio que se llevaron a cabo al inicio del trabajo para las demás unidades.

Teniendo en cuenta que inicialmente las unidades en estudio fueron claramente identificadas en la ciudad de Manizales, se optó porque el desarrollo del trabajo de campo se realizara partiendo de la ciudad hacia sectores alrededor, incluyendo las poblaciones de Villamaria, Neira, Chinchiná y el alto de Lisboa (vereda al oeste de Manizales), con el fin de hacer un seguimiento de la distribución de los depósitos.

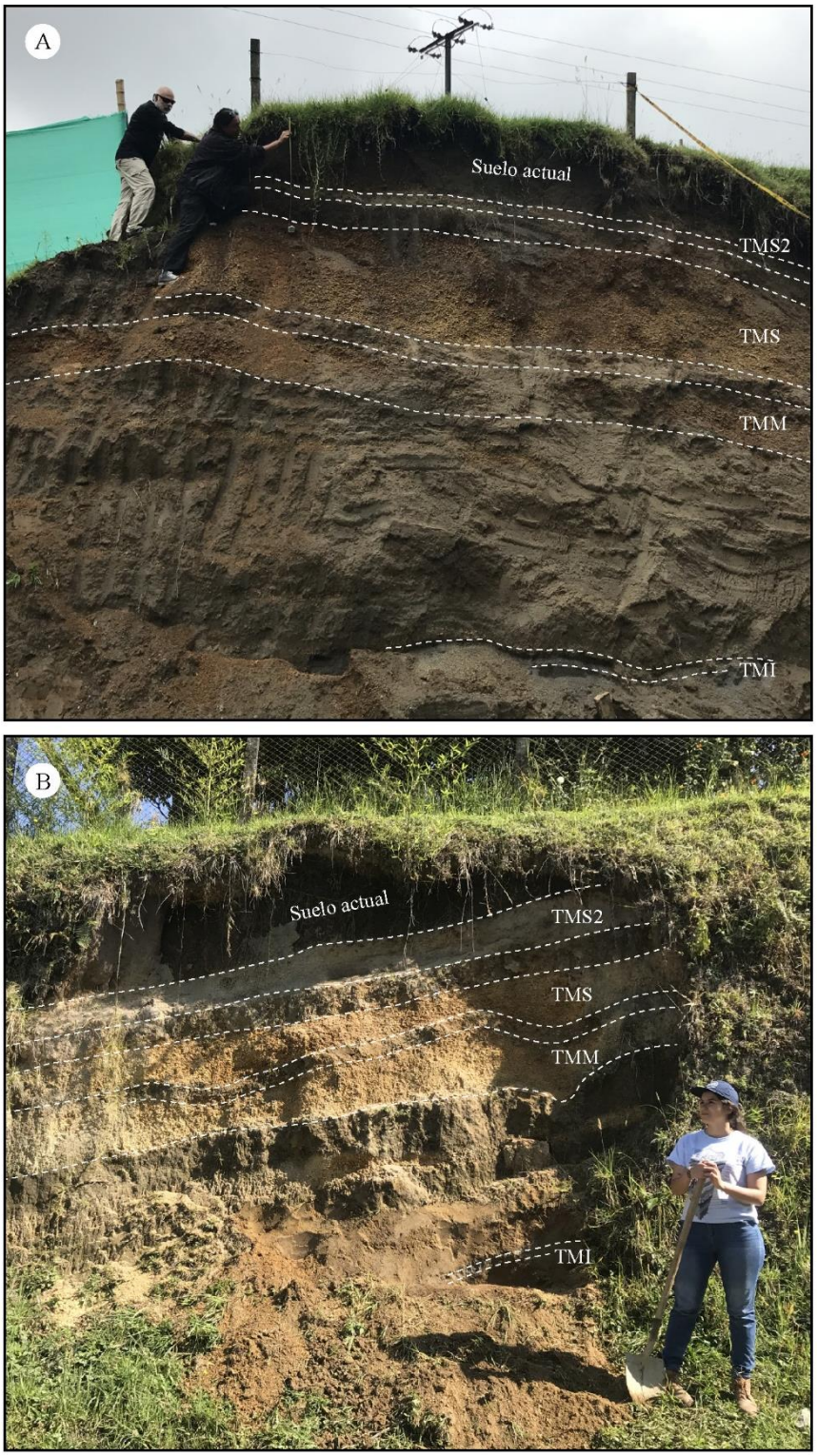


Figura 13. Panorámica de los cuatro depósitos de caída piroclástica estudiados en este trabajo**. A.** Corte de carretera en la vía Manizales – Letras. **B.** Corte de carretera en la vía Cerro de Oro – Vereda Buenavista.

En algunas secciones estratigráficas descritas en Manizales, se encontraron cortes en donde la unidad TMI suprayace un paleosuelo formado sobre depósitos depósitos volcano-sedimentarios pertenecientes a la Formación Casabianca (Borrero & Naranjo, 1990) (Fig. 14). Específicamente hacia el este y oeste de la ciudad se observaron cortes en donde el depósito TMI suprayace un paleosuelo, formado sobre rocas del basamento metamórfico asociadas al Complejo Quebradagrande (Maya & González, 1995) (Fig. 15). Por otra parte, hacia el tope de la secuencia, en la mayoría de las secciones estratigráficas descritas, se encuentra una capa de suelo bien desarrollada de más de 50 cm de espesor (Fig. 13).

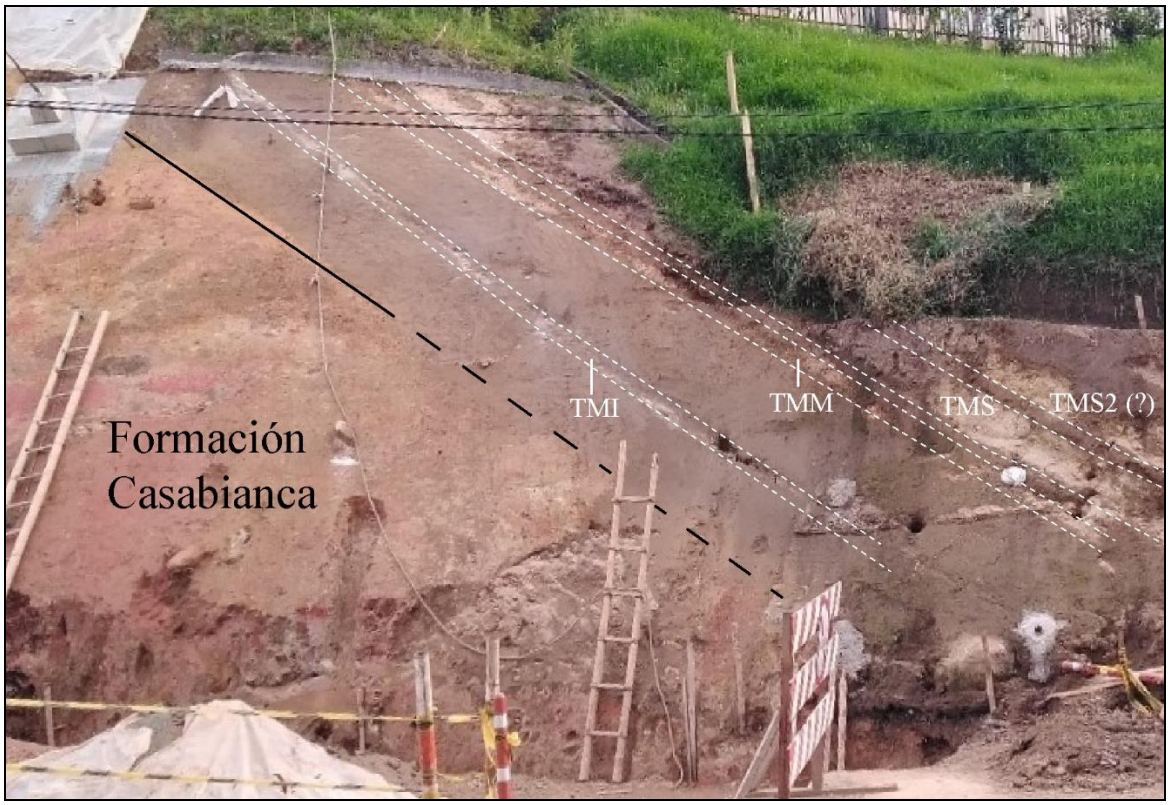


Figura 14. Depósitos de caída piroclástica en el sector la Rambla en Manizales. Se observa la Formación Casabianca en contacto con el paleosuelo que infrayace la unidad TMI.

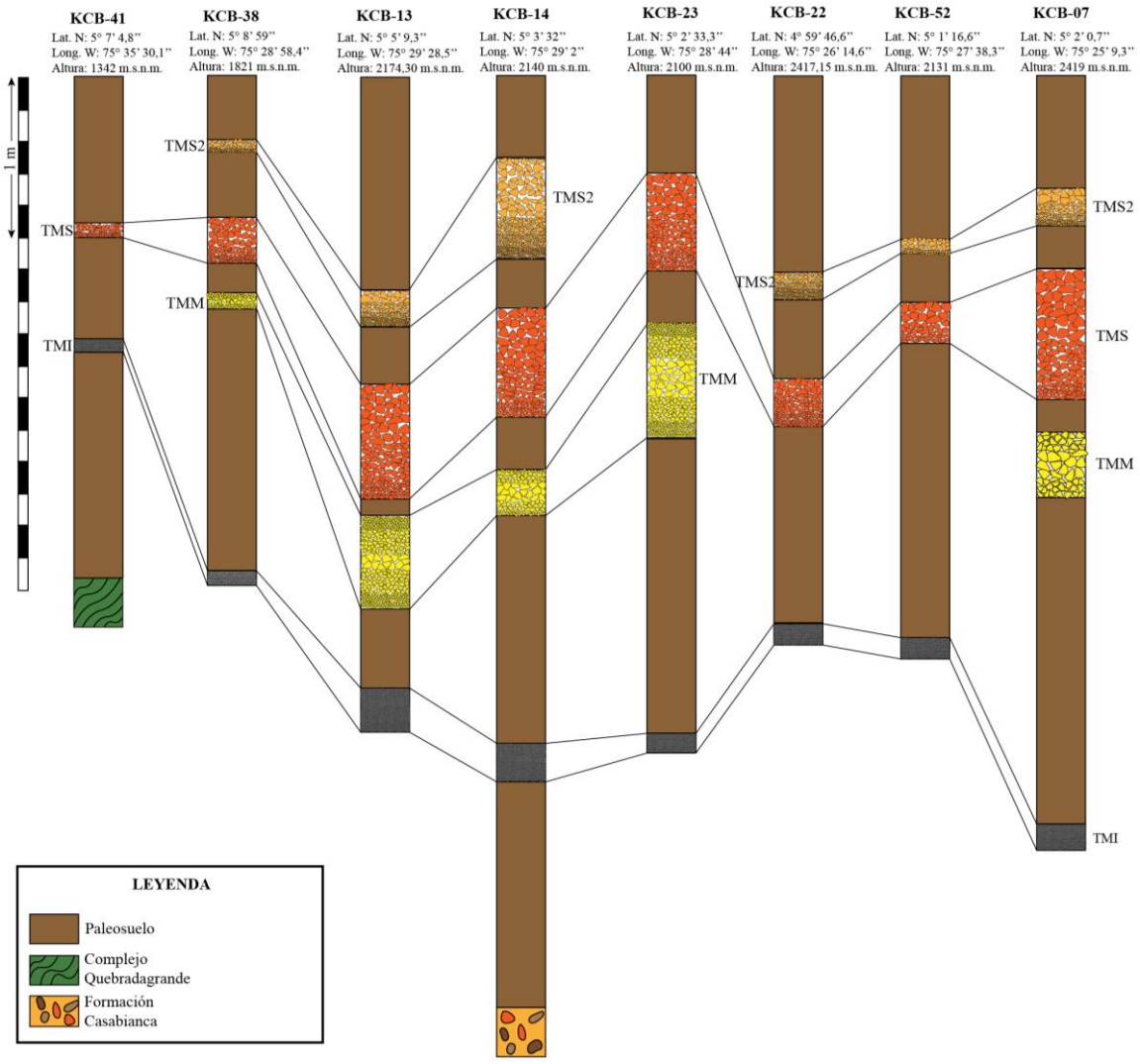


Figura 15. Correlación de las secciones estratigráficas más relevantes encontradas en la región. También se puede apreciar el basamento de la zona que corresponde tanto a la Formación Casabianca como al Complejo Quebradagrande. La ubicación de las secciones puede visualizarse en la Fig. 77.

6.1.2 Descripción de los depósitos

6.1.2.1 Tefra Manizales Inferior (TMI). La unidad TMI (Fig. 16) se presenta como una capa lateralmente continua delgada a media (c.f. Ingram, 1954), de color grisáceo, clasto-soportada, deleznable, y con gradación inversa en los fragmentos de pómez, cuyos tamaños varían de ceniza fina a lapilli medio. Esta unidad presenta contacto irregular difuso con el paleosuelo que la infrayace, y hacia el tope, el contacto entre ésta y el paleosuelo se encuentra difuminado. El depósito se encuentra bien seleccionado, y está compuesto por fragmentos de pómez, líticos volcánicos y cristales libres. Los fragmentos de pómez son de color blanco, subangulares, con vesículas esféricas a subesfericas, son porfiríticos, con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita. Los líticos volcánicos son angulares y subangulares, afaníticos, y presentan dos coloraciones: gris y rojo; con predominancia de los líticos de color gris. Dentro de esta unidad se observan cristales libres de biotita, anfíbol y plagioclasa.



Figura 16. Depósito de caída: Tefra Manizales Inferior. Nótese la gradación inversa de pómez y su característica coloración grisácea. Estación KCB-52, a 19 km del volcán Cerro Bravo.

6.1.2.2 Tefra Manizales Media (TMM). El depósito de caída piroclástica definido como TMM (Fig. 17) se caracteriza por ser una capa continua y delgada (c.f. Ingram, 1954), de color amarillo y clasto-soportada, con una concentración de granos finos (ceniza gruesa a media) hacia la base y el techo, y una concentración en la parte media de fragmentos tamaño lapilli fino. Esta unidad presenta contacto irregular tanto con los paleosuelos que infra como suprayacen. Los componentes reconocidos en el depósito son: clastos de pómez, líticos volcánicos grises y rojos, y cristales libres, dentro de los cuales se destacan la plagioclasa y el anfíbol. Los fragmentos de pómez son de color amarillo en superficie y blancos en su interior, son subangulares a subredondeados, y presentan vesículas redondeadas, subredondeadas y alargadas, son porfiríticos y contienen fenocristales de anfíbol y plagioclasa. Algunos cristales de anfíbol en las pómez se encuentran fragmentados. Los líticos volcánicos son porfiríticos con formas angulares y subangulares, aunque algunos líticos rojos son afaníticos.



Figura 17. Depósito: Tefra Manizales Media. Estación KCB-14, a 17 km del volcán Cerro Bravo.

6.1.2.3 Tefra Manizales Superior (TMS). La unidad TMS (Fig. 18) se presenta como una capa continua, gruesa (c.f. Ingram, 1954) y masiva, con gradación inversa difusa en los fragmentos de pómez, cuyos tamaños varían de lapilli fino a grueso, y con algunas concentraciones de fragmentos más finos a lo largo del depósito. La coloración del depósito es ocre y sus contactos en techo y base son irregulares (erosivos). La TMS se compone de fragmentos de pómez, líticos volcánicos y, cristales libres. Los fragmentos de pómez se caracterizan por presentar una superficie de alteración color ocre, y en su interior, un color blanco amarillento, estos fragmentos son subangulares y subredondeados con vesículas subredondeadas y redondeadas, son porfiríticos, y presentan fenocristales de anfíbol y plagioclasa. En los fragmentos de pómez se identifican cristales de anfíbol fragmentados. Los líticos volcánicos son de color gris y rojo, son subangulares a angulares, con tamaños dominantemente ceniza, y textura afanítica. De estas dos poblaciones de líticos volcánicos, los grises son los más abundantes. Adicionalmente, se identifican cristales libres de anfíbol, plagioclasa y biotita.



Figura 18. Depósito: Tefra Manizales Superior. Estación KCB-01, a 21 km del volcán Cerro Bravo.

6.1.2.4 Tefra Manizales Superior 2 (TMS2). El depósito de caída piroclástica TMS2 (Fig. 19) es masivo, deleznable, continuo lateralmente con espesor variable (capa delgada a media; c.f. Ingram, 1954), es clasto-soportado, y de color amarillo grisáceo. El depósito presenta una gradación inversa en pómez, cuyo tamaño varía de lapilli muy fino a medio, y contactos irregulares a la base y techo. La unidad se compone principalmente de fragmentos de pómez, seguido de líticos (que se concentran principalmente hacia la base del depósito) y cristales libres de plagioclasa y anfíbol. Los fragmentos de pómez tienen coloración amarillenta, formas subangulares a angulares, y vesículas subredondeadas y redondeadas. Estos fragmentos están compuestos principalmente de fenocristales de plagioclasa y anfíbol. Los líticos generalmente son de tamaño ceniza, angulosos, porfiríticos y afaníticos. En el depósito se identificaron dos poblaciones de líticos, rojos y grises, con predominancia de grises, y también, se reconocen cristales libres de anfíbol, plagioclasa y biotita.



Figura 19. Depósito: Tefra Manizales Superior 2. Se evidencia gradación inversa en los fragmentos de pómez y concentración de líticos volcánicos grises a la base. Estación KCB-53, 20 km del volcán Cerro Bravo.

6.2 Edad de los depósitos.

A partir de la datación por el método radiómetrico 14C, de los paleosuelos que infrayacen las unidades TMI, TMM y TMS, se obtuvo la edad máxima de cada depósito. El paleosuelo más inferior (IIES-V-044) que infrayace la unidad TMI, arrojó una edad de 7867 ± 70 años Cal. A.P.; el paleosuelo (IIES-V-043) que infrayace la unidad TMM arrojó una edad de 7732 ± 53,2 años Cal. A.P.; y por último, el paleosuelo (IIES-V-045) que infrayace la unidad TMS arrojó una edad de 5188,5 ± 121,5 años Cal. A.P (Tabla 5). Las edades obtenidas fueron calibradas utilizando el programa OxCal 4.3 vía online (https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal.html#program), donde se trabajó con la curva de calibración IntCal13 y una probabilidad para calibrar del 95,4% (Fig. 20).

Tabla 5. Resultados del análisis por el método radiométrico ^{14}C suministrados por el Laboratorio de Radiocronología. *Centre d´études nordiques,Université Laval,* Canadá.

Unidad	Código (Paleo suelo)	Código Université Laval	Pre-Tratamientos	$F^{14}C$	±	$D^{14}C$ (‰)	±	^{14}C edad (AP)	Rango de edad calibrada (Cal. AP)	Edad calibrada (Cal.AP)
TMS	IIES-V-045	ULA-8124	HCL-NaOH-HCL	0,5683	0,0009	-431,7	0,9	4540 ± 15	5310 - 5067	5188,5 ± 121,5
TMM	IIES-V-043	ULA-8126	HCL-NaOH-HCL	0,4237	0,0009	-576,3	0,9	6900 ± 20	7786 - 7679	7732 ± 53,2
TMI	IIES-V-044	ULA-8125	HCL-NaOH-HCL	0,4168	0,0011	-583,2	1,1	7030 ± 25	7937 - 7809	7867 ± 70

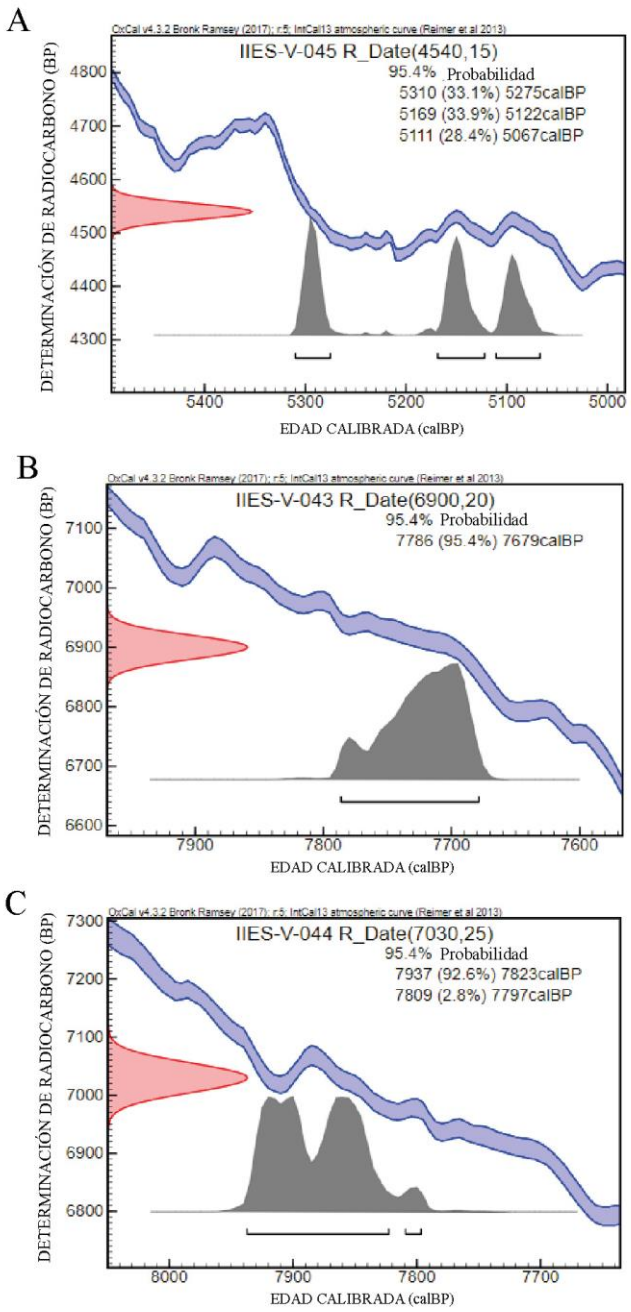


Figura 20. Gráficas de calibración generadas en el programa OxCal 4.3 vía online (https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal.html#program), usando los datos de paleosuelos analizados en el Laboratorio de Radiocronología. *Centre d´études nordiques*, *Université Laval*, Canadá. **A.** Gráfica de calibración para la muestra IIES-V-045. **B.** Gráfica de calibración para la muestra IIES-V-043. **C.** Gráfica de calibración para la muestra IIES-V-044. El eje Y en las gráficas representa la concentración de radiocarbono en años Antes del Presente (A.P.) o Before Present (BP) como se muestra en el diagrama. Por otro lado, el eje X presenta los años calendario (CalBP). La curva azul definida como la curva de calibración IntCal13 para el hemisferio norte indica las mediciones de radiocarbono exactas conocidas, la curva roja representa la concentración de radiocarbono en la muestra y el histograma gris indica las posibles edades para la muestra.

6.3 Densidad y vesicularidad.

Los análisis texturales de densidad y vesicularidad se llevaron a cabo solamente para dos unidades: TMM y TMS. La unidad TMI no se analizó debido al tamaño de sus fragmentos, los cuales son menores a 0,5 mm, mientras que la TMS2 no se analizó debido a que no fue inicialmente definida en campo. A continuación, se presentan los resultados obtenidos.

6.3.1 Tefra Manizales Media. Los valores de densidad obtenidos para la unidad TMM son muy variables. Éstas comprenden un rango entre 0,2 y 0,86 gr/cm^3, con una densidad promedio de 0,4 gr/cm^3 (Fig. 21A). Los valores de vesicularidad oscilan en un rango de 67 a 91%, con una vesicularidad promedio o índice de vesicularidad de 83,9 %; los valores de vesicularidad permiten clasificar las pómez cómo altamente y extremadamente vesiculares, con predominio de esta última (Fig. 21B).

6.3.2 Tefra Manizales Superior. Para la unidad TMS los valores de densidad y porcentaje de vesicularidad también son muy heterogéneos: la densidad varía entre 0,3 y 0,8 gr/cm^3 con un promedio de 0,55 gr/cm^3 (Fig. 21A) y la vesicularidad entre 69 y 86 %, con un índice de vesicularidad promedio de 79,1 % (Fig. 21B). Los resultados de vesicularidad obtenidos corresponden a la categoría altamente y extremadamente vesicular. A diferencia de la unidad TMM, los valores de vesicularidad no marcan un predominio de ninguna categoría (Fig. 21).

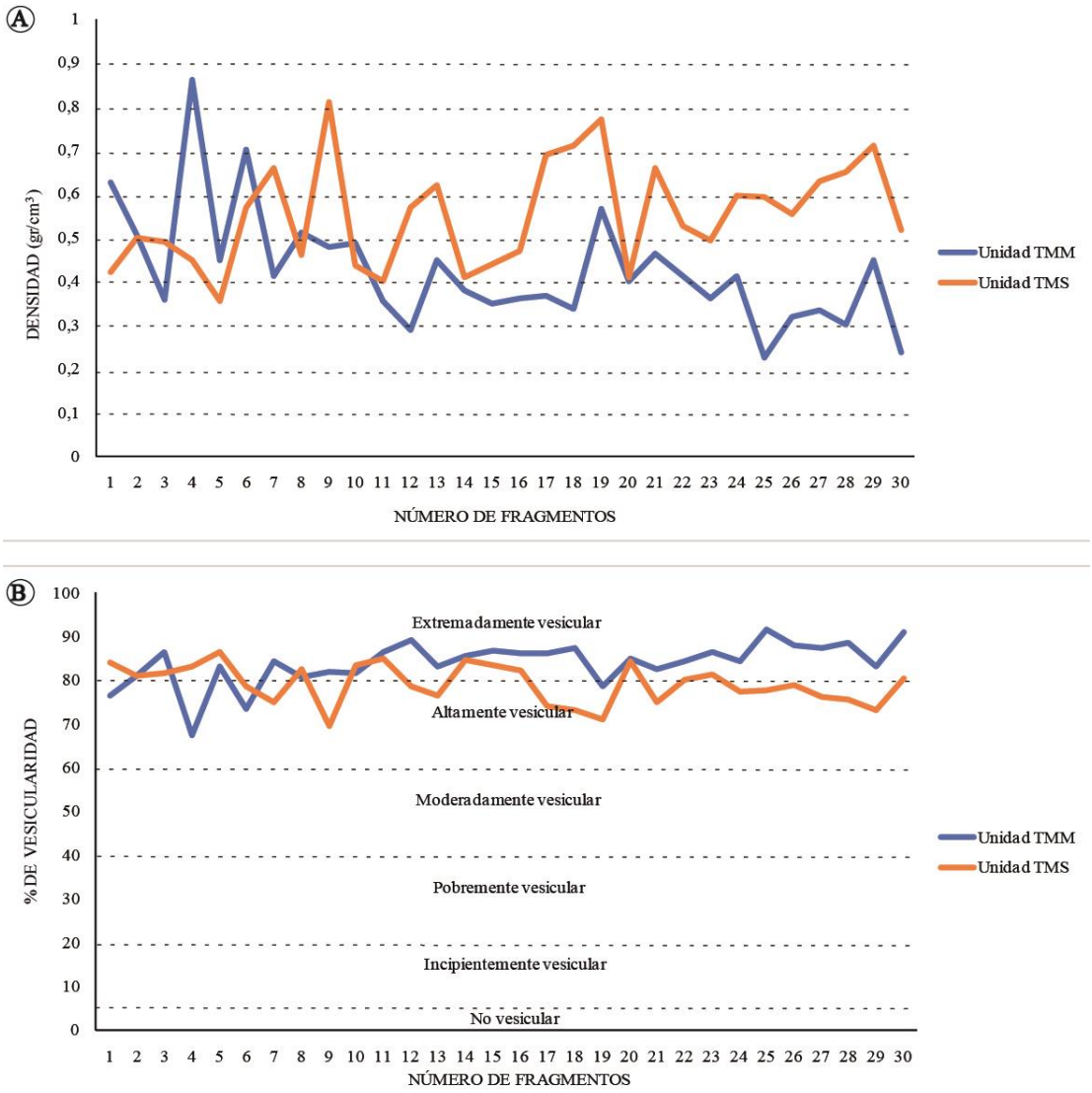


Figura 21. Diagramas correspondientes a la densidad y porcentaje de vesicularidad de los fragmentos. **A.** Gráfica densidad (eje y) vs número de fragmentos de pómez utilizados (eje x), donde se presentan los valores obtenidos para cada unidad (TMM y TMS). **B.** Gráfica de porcentaje de vesicularidad (eje y) vs número de fragmentos de pómez utilizados (eje x), donde se presentan los valores obtenidos para cada unidad (TMM y TMS). Se muestra también los diferentes rangos de vesicularidad propuestos por Houghton & Wilson (1989), los cuales se encuentran separados por líneas punteadas.

6.4 Morfología.

Con los análisis realizados usando el MEB se obtuvieron características de texturas presentes en los fragmentos de pómez para cada una de las muestras pertenecientes a los depósitos: TMI, TMM y TMS. Debido a que el depósito TMS2 fue reconocido tardíamente, estos análisis no fueron llevados a cabo para sus componentes. Los resultados obtenidos se presentan a continuación:

6.4.1 Tefra Manizales Inferior. Los fragmentos de pómez correspondientes a esta unidad presentan vesículas con diversas formas (Fig. 22, 23 y 24), variando de esféricas a irregulares, con algunas subesféricas, alargadas y otras que forman tubos (Fig. 22A, 23A y B). Todas estas vesículas poseen diversos tamaños (8,044, 7,338, 10,88, 9,044, 10,16 μm). En las pómez, se observa micro textura fibrosa (Fig. 22A, B y 23C, D), además de micro texturas esponjosa y expandida (Fig. 22C, D y 24A) junto con grietas generadas por choque térmico (Fig. 24B y C). Finalmente, algunas de las paredes de las vesículas son totalmente lisas, pero otras presentan partículas por alteración; las muestras de pómez de esta unidad se encuentran poco alteradas en comparación con los fragmentos de las otras unidades (Fig. 22E, 24D y E), además, se puede apreciar la presencia de microfenocristales en algunos fragmentos (Fig. 22F y 24F).

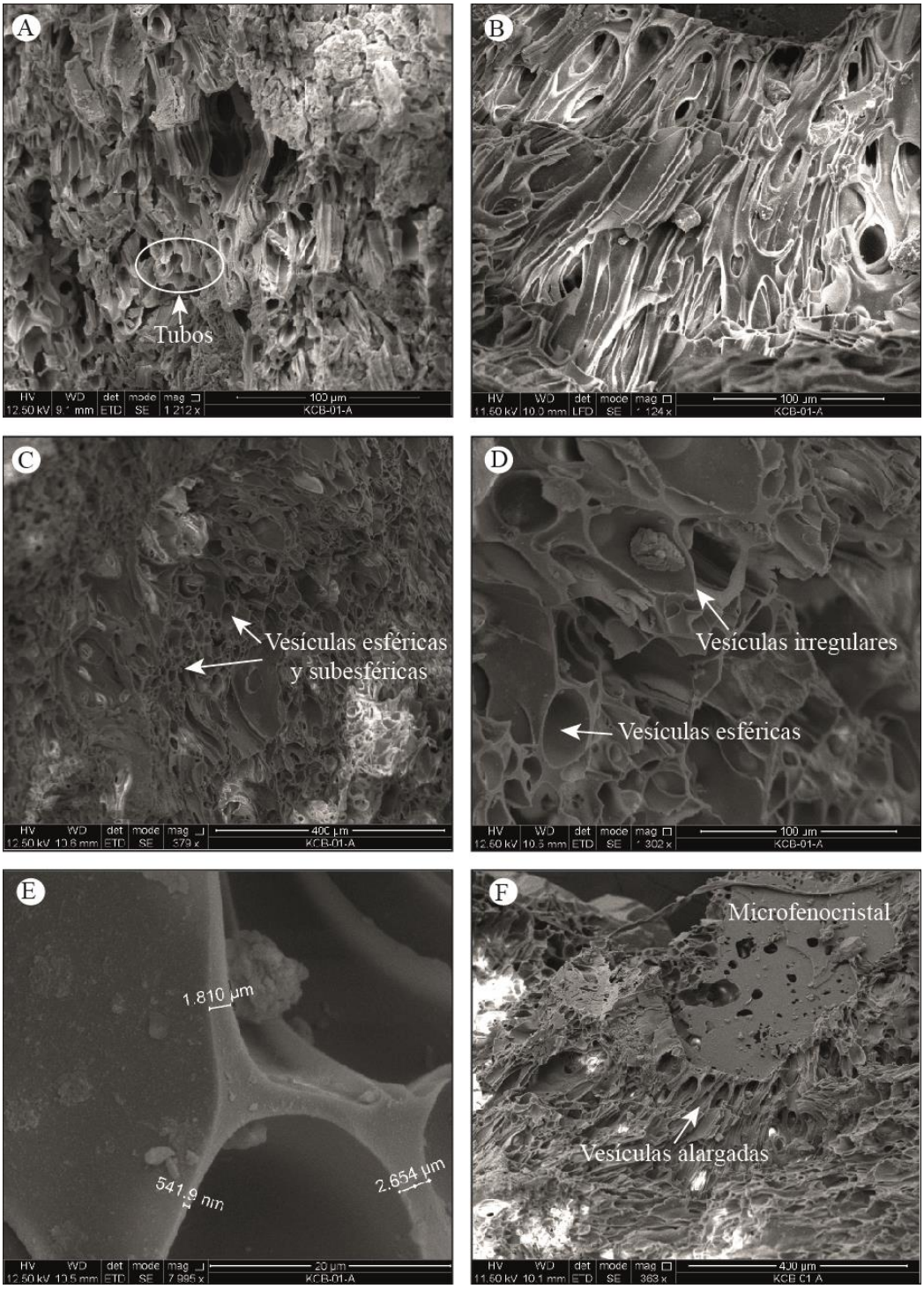


Figura 22. Fotografías de los diferentes fragmentos de vidrio vesiculado de la unidad TMI. **A.** Se distinguen diferentes fibrosidades que forman tubos (micro textura fibrosa). **B.** Se muestra la forma alargada de algunas vesículas y las fibrosidades desarrolladas. **C.** Micro textura esponjosa; se pueden identificar vesículas subesféricas. **D.** Acercamiento de la Fig. C donde se presentan tanto vesículas subesféricas como irregulares. **E.** Las paredes de las vesículas son generalmente lisas o presentan pocas partículas por alteración en comparación con otras unidades. **F.** Se observa gran abundancia de vesículas alargadas, las cuales rodean un microfenocristal.

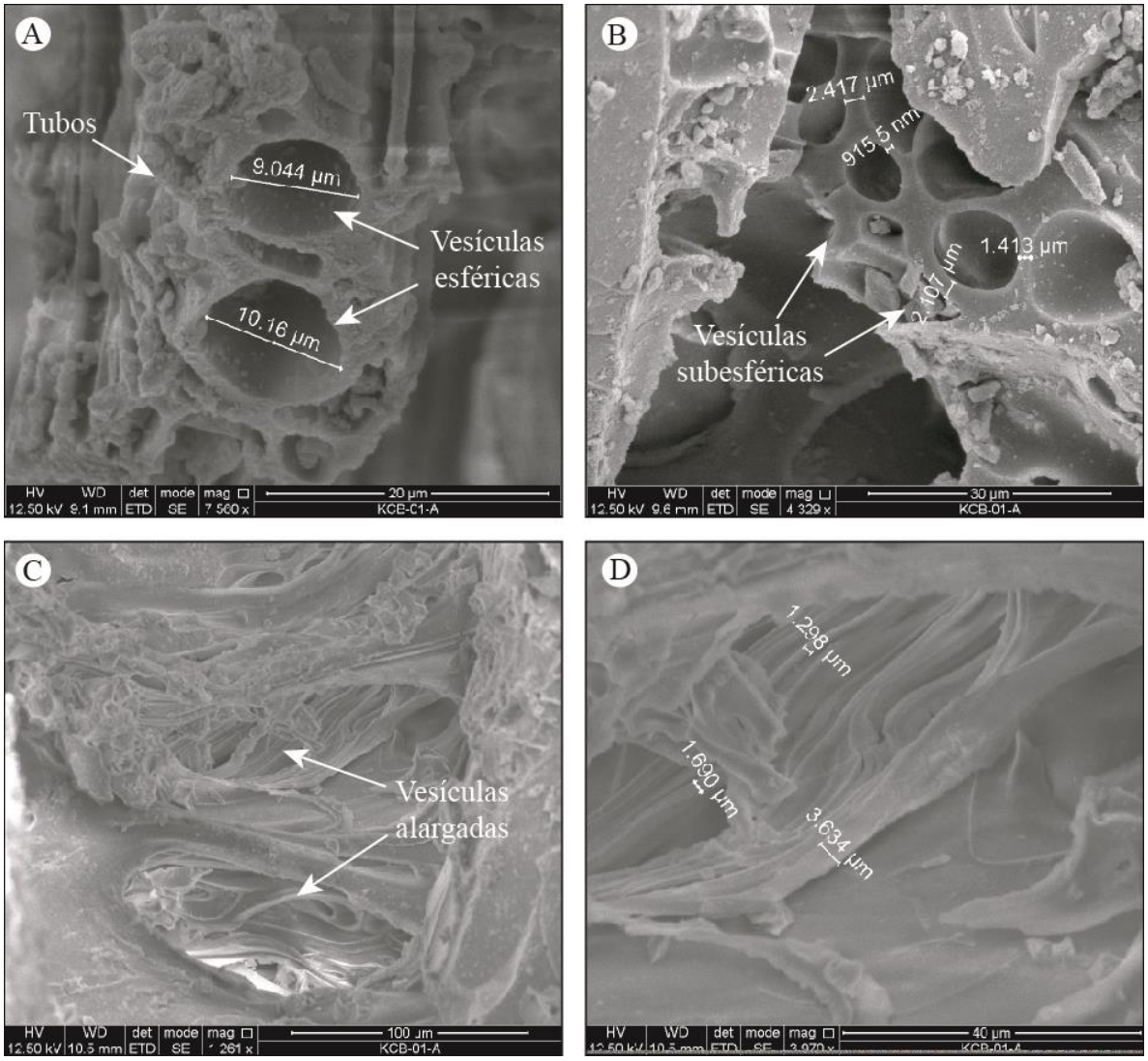


Figura 23. Fotografías de los diferentes fragmentos de vidrio vesiculado de la unidad TMI. **A.** Zoom de los tubos que se pueden desarrollar en estos fragmentos de pómez, se muestran las formas esféricas que pueden llegar a tener las vesículas que los conforman. **B.** Se observan vesículas subesféricas de distintos tamaños junto con los diferentes espesores correspondientes a sus paredes. **C.** Fibras formando vesículas alargadas y micro textura fibrosa. **D.** Fibras de distintos grosores.

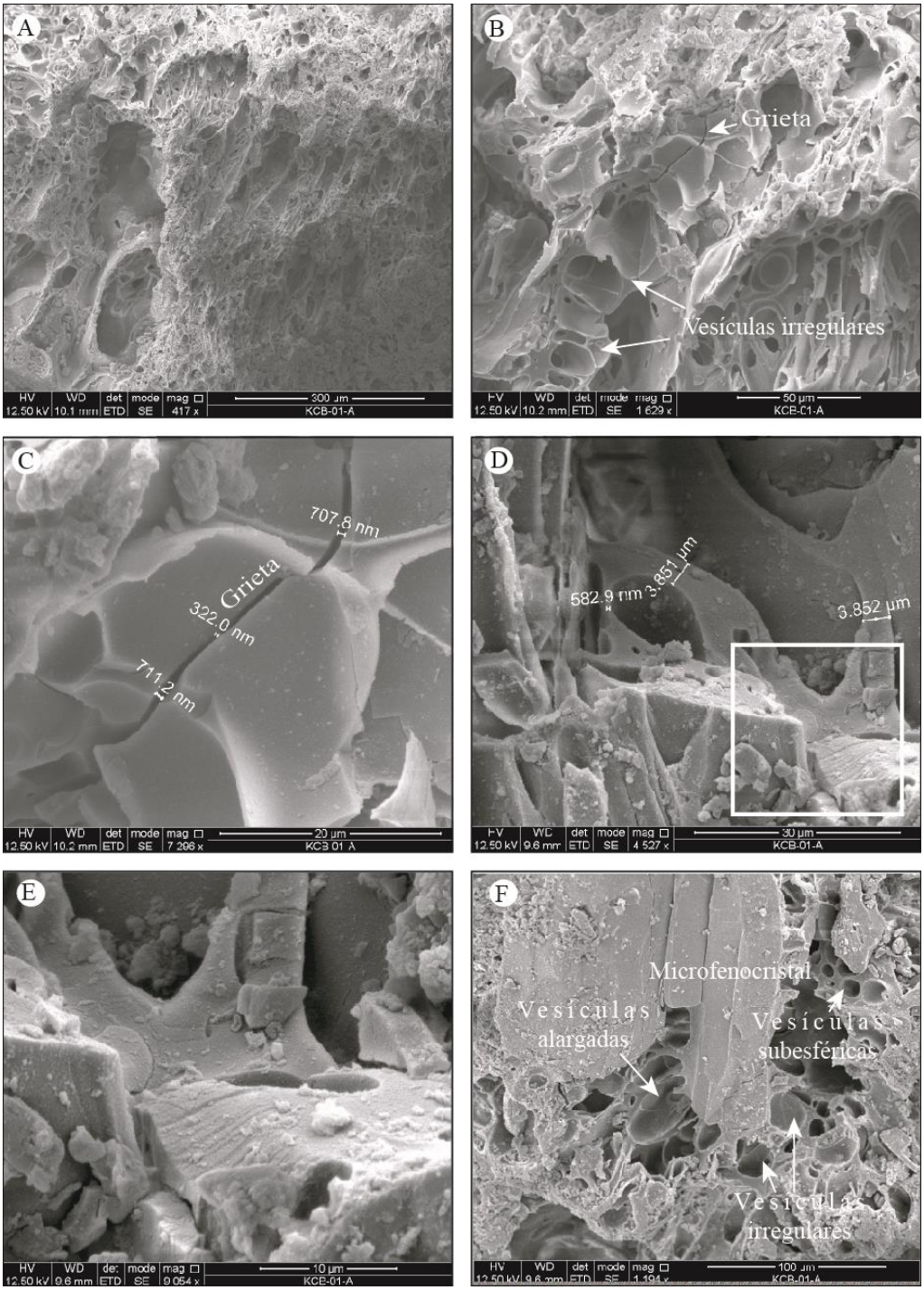


Figura 24. Fotografías de los diferentes fragmentos de vidrio vesiculado de la unidad TMI. **A.** Micro textura esponjosa y expandida, se puede observar la heterogeneidad tanto del tamaño como de la forma de las vesículas, la variación en los tamaños de las vesículas evidencia procesos de coalescencia. **B.** Se muestran vesículas irregulares y grieta de choque térmico que corta a ciertas vesículas. **C.** Zoom de la grieta de choque térmico identificada en la Fig. B, se puede apreciar la variación en el grosor de ésta. **D.** Se muestra el grosor de las paredes de algunas vesículas y su alteración. **E.** Zoom de la Fig. E (señalada por el cuadro blanco), donde se pueden distinguir algunas partículas que cubren las paredes de las vesículas y también partes del fragmento de pómez. **F.** Microfenocristal rodeado por una variedad de vesículas, entre ellas tenemos vesículas alargadas, irregulares y subesféricas.

6.4.2 Tefra Manizales Media. La forma y tamaño de las vesículas de los fragmentos de pómez en esta unidad son muy variados (Fig. 25-29), se observan vesículas esféricas, subesféricas, irregulares y alargadas (Fig. 25A, 27A, 28A y 29A). Los fragmentos juveniles que predominan en esta unidad son altamente vesiculares (Fig. 26A) y se encuentran fuertemente alterados; esta alteración provoca que generalmente las paredes de las vesículas estén cubiertas por partículas (Fig. 26A, B y C, 28B y 29B). Además, las pómez presentan micro textura esponjosa (Fig. 25A y C), fibrosa (Fig. 25A, B, C y D; 28C) y expandida (Fig. 25E y 29C) acompañadas por grietas generadas por choque térmico (Fig. 25B y F, 27B, C y D, 28D, E y F, 29D), que se encuentran atravesando tanto fibras como vesículas, y grietas de desecación por deshidratación a causa de la alteración del vidrio (Fig. 26D, 27C y E). En algunos de estos fragmentos de vidrio vesiculado se pueden identificar microfenocristales (Fig. 28E).

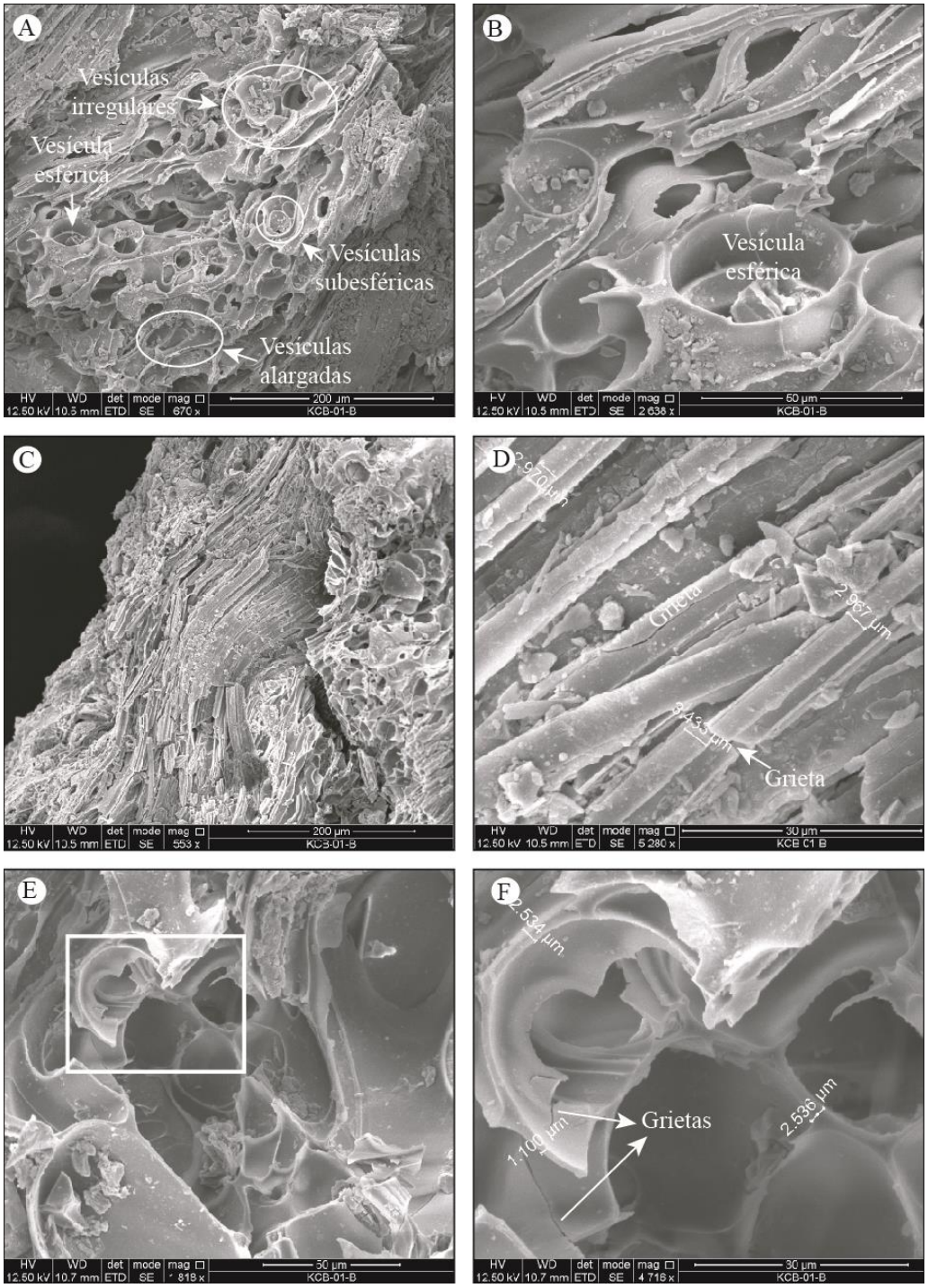


Figura 25. Fotografías de los diferentes fragmentos de vidrio vesiculado de la unidad TMM. **A.** Micro textura esponjosa y fibrosa, se identifican diferentes formas de vesículas (irregulares, alargadas, esféricas y subesféricas). **B.** Zoom de la Fig. A donde se puede apreciar en detalle las fibras presentes en conjunto con las vesículas. **C.** Micro textura esponjosa hacia la parte derecha de la fotografía y micro textura fibrosa hacia la parte izquierda de ésta. **D.** Fibras que presentan algunas grietas generadas por choque térmico, también se muestra el grosor de unas fibras. **E.** Se muestran una variedad de vesículas que juntas forman unas más grandes (coalescencia de vesículas) generando una micro textura expandida. **F.** Zoom de la Fig. E (señalada por un cuadro), se observa que dentro de algunas vesículas se encuentran grietas de choque térmico.

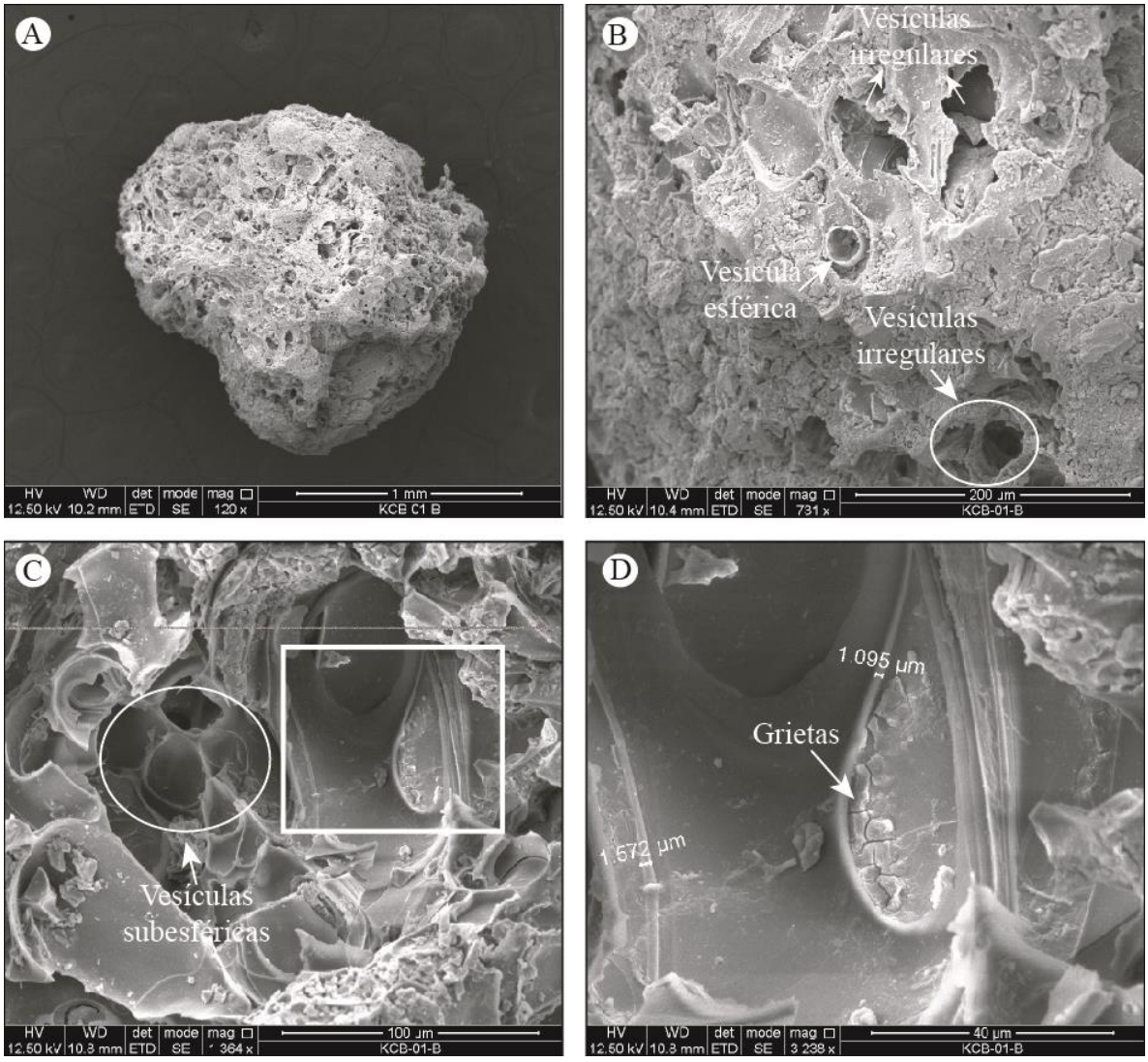


Figura 26. Fotografías de los diferentes fragmentos de vidrio vesiculado de la unidad TMM. **A.** Fragmento de pómez subredondeado, altamente vesicular y alterado. **B.** Zoom de la Fig. A mostrando algunas vesículas que se encuentran en la partícula volcánica fuertemente alterada. **C.** Vesículas subesféricas con algunas partículas en sus paredes por alteración. **D.** Zoom de la Fig. C (señalada por un cuadro), donde se muestran grietas por deshidratación del vidrio dentro de una vesícula.

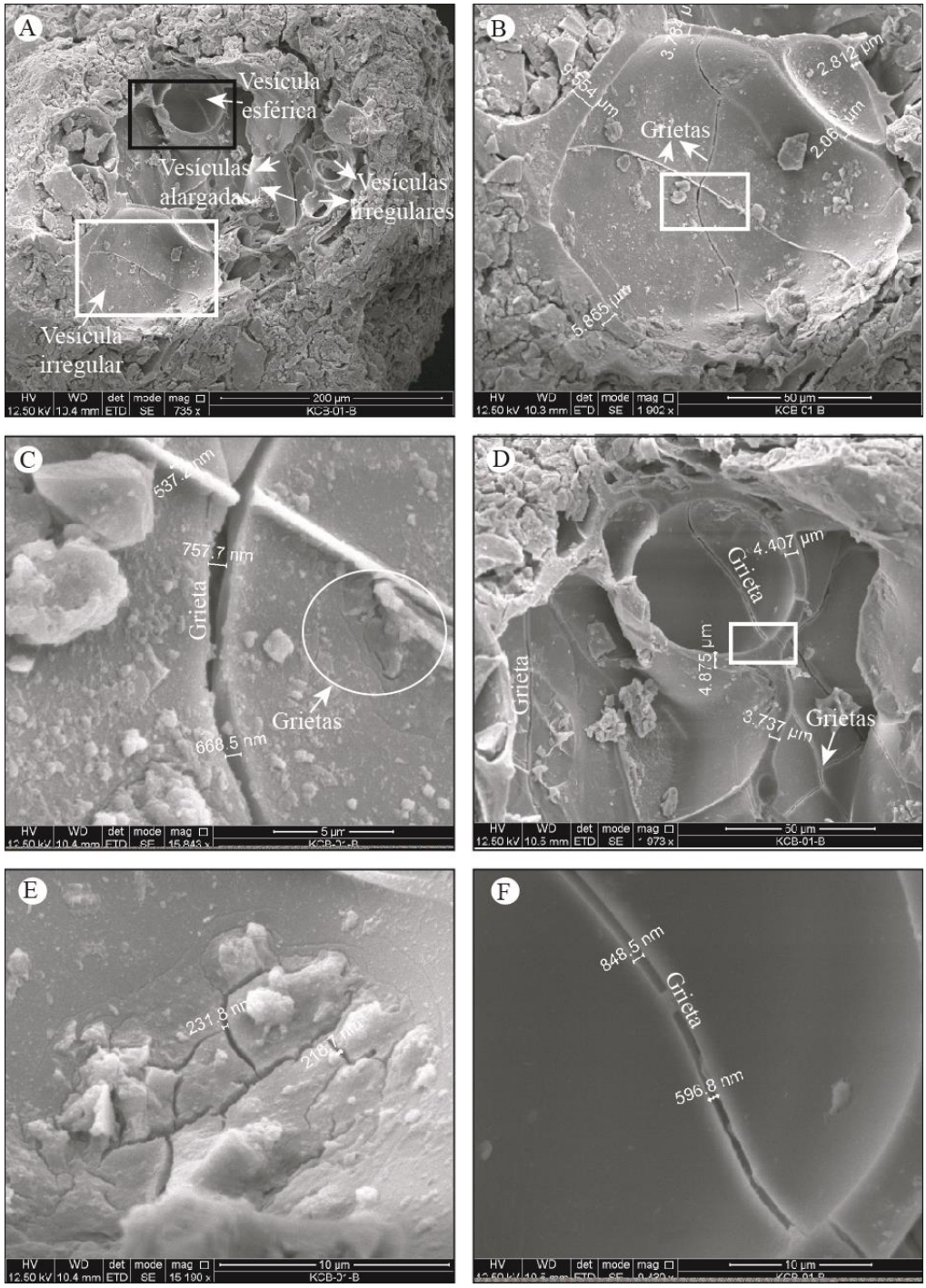


Figura 27. Fotografías de los diferentes fragmentos de vidrio vesiculado de la unidad TMM. **A.** Se observan una variedad de tamaños y formas de vesículas (esféricas, alargadas e irregulares). **B.** Zoom de la parte inferior izquierda Fig. A (señalada por un cuadro blanco), vesícula irregular que ha sido atravesada por dos grietas de choque térmico, además se muestra que por dentro de la vesícula se encuentran algunas partículas. **C.** Zoom de la Fig. B (señalada por un cuadro blanco), se identifican tanto grietas de choque térmico (parte central de la imagen) como grietas por deshidratación del vidrio (parte derecha de la imagen). **D.** Zoom de la parte superior central Fig. A (señalada por un cuadro negro), grietas de choque térmico cortan diferentes vesículas. **E.** Grietas por deshidratación del vidrio. **F.** Zoom de la Fig. D (señalada por un cuadro), donde se distingue la variación en cuanto al grosor de una de las grietas de choque térmico.

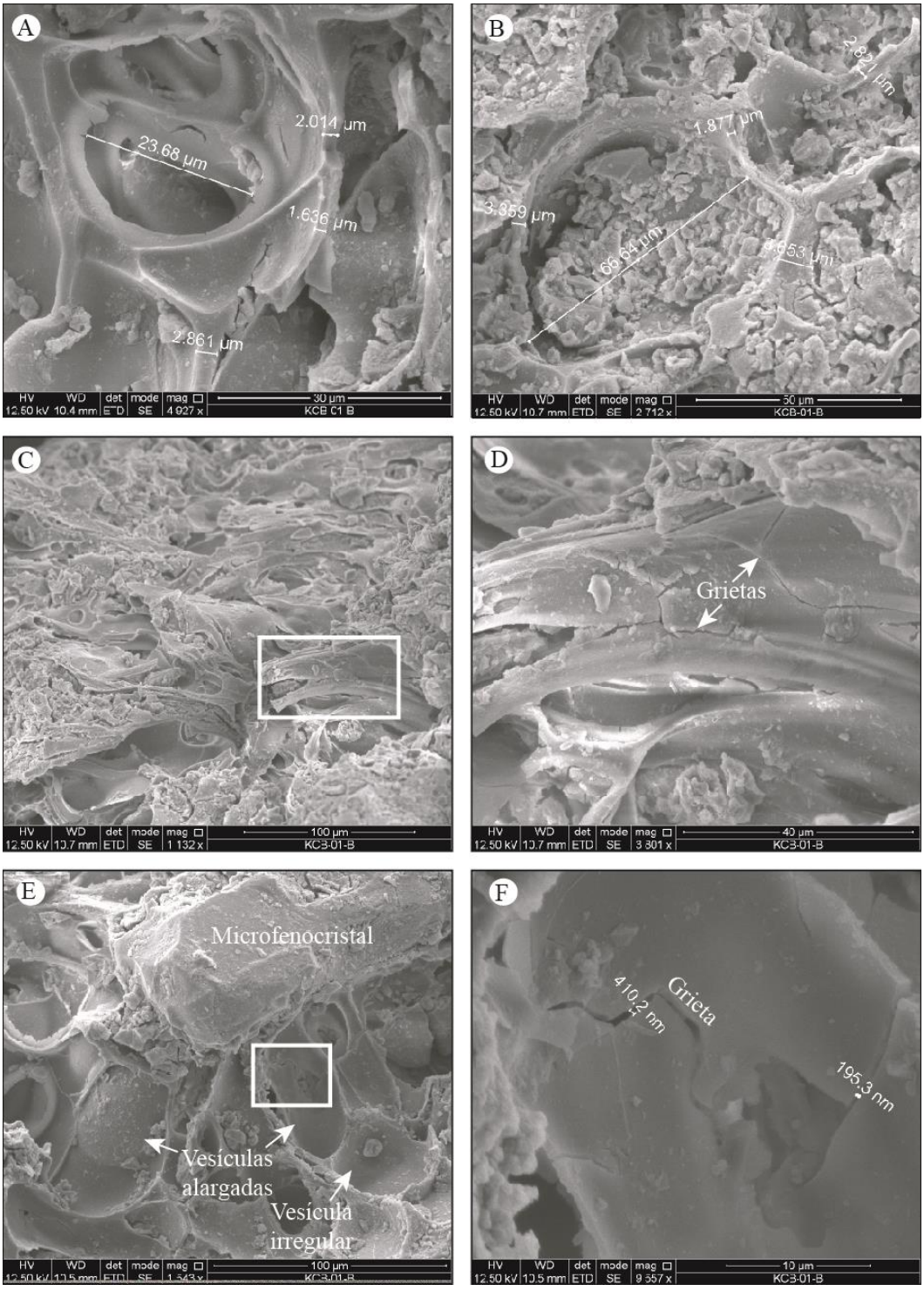


Figura 28. Fotografías de los diferentes fragmentos de vidrio vesiculado de la unidad TMM. **A.** Se muestra el espesor de algunas paredes de vesículas y tamaño de las mismas. **B.** En comparación con la Fig. A las vesículas observadas en esta fotografía presentan o están más rellenas por una abundancia de partículas, también se puede identificar el espesor de las paredes y tamaño de las vesículas. **C.** Micro textura fibrosa. **D.** Zoom de la Fig. C, fibra con grietas de choque térmico. **E.** Microfenocristal rodeado por vesículas alargadas e irregulares, en las paredes de algunas de éstas se pueden identificar grietas de choque térmico. **F.** Zoom de la Fig. E mostrando grieta de choque térmico dentro de vesícula alargada.

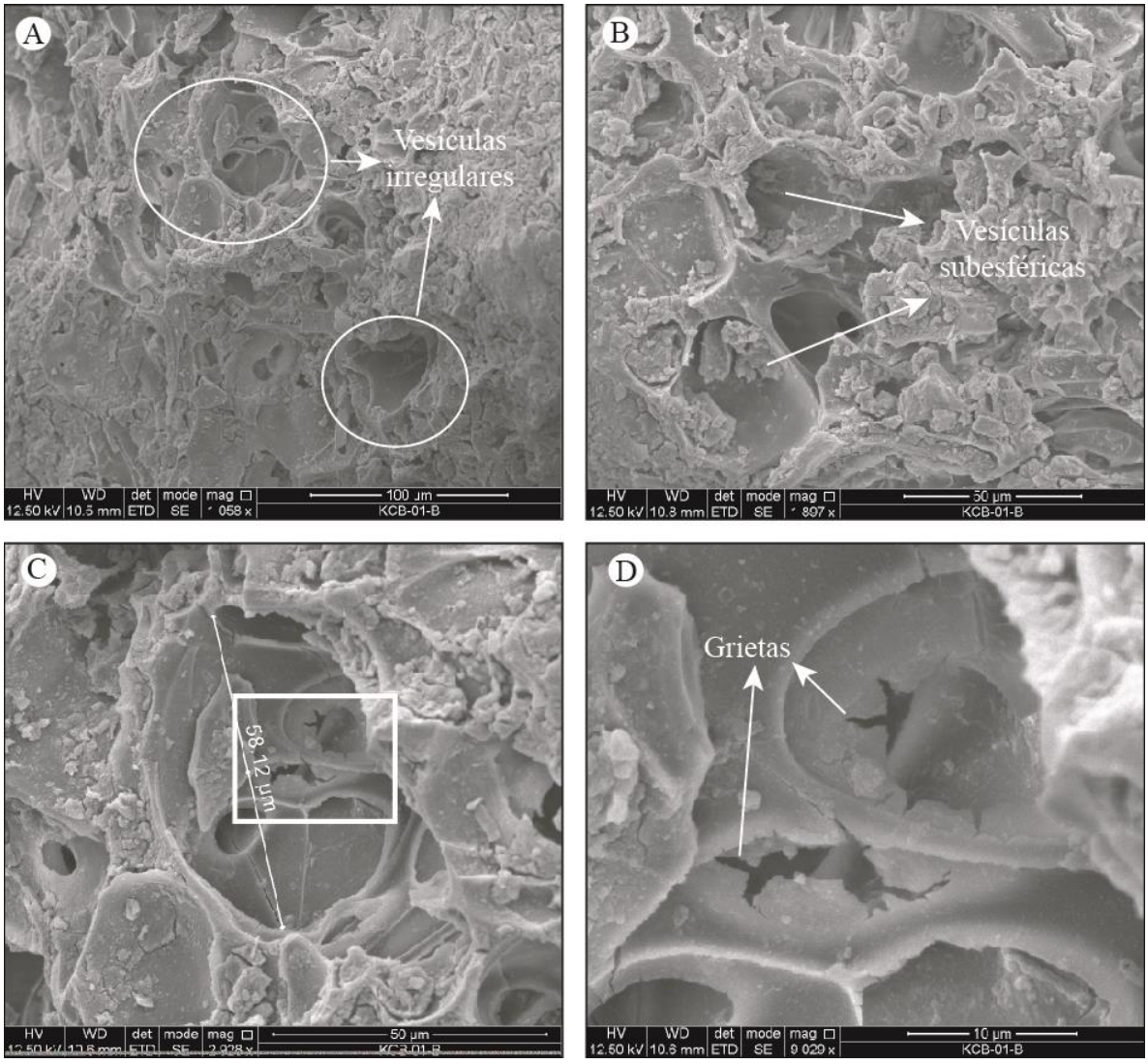


Figura 29. Fotografías de los diferentes fragmentos de vidrio vesiculado de la unidad TMM. **A.** Variedad de vesículas irregulares. **B.** Vesículas subesféricas, algunas con partículas en sus paredes y otras con sus paredes lisas. **C.** Coalescencia de vesículas, se identifican vesículas más pequeñas dentro de una más grande (micro textura expandida). **D.** Zoom de la Fig. C (señalada por un cuadro), paredes de vesículas con algunas grietas de choque térmico.

6.4.3 Tefra Manizales Superior. Las muestras de pómez pertenecientes a esta unidad poseen alta vesicularidad (Fig. 31A, 33A, 35A, 36A y B) con formas de vesículas subesféricas, alargadas e irregulares (Fig. 31B, 32A, B y C, 33B, 34A y B, 35B y C, 36C), estas vesículas también muestran diversos tamaños: 19,05, 7,236, 35,47, 119,0 μm (Fig. 30-36); las paredes de éstas generalmente presentan partículas finas debido a alteración, haciendo que no sean totalmente lisas. Las pómez presentan micro texturas esponjosa (Fig. 30A, B y C, 31C, 32D, 34C y D, 35A, 36A, B, C y D), expandida (Fig. 30A, 31C, 32D y E, 33B, 34D, 35A), fibrosa (Fig.30 B y D, 32D y F, 33B, 34C, 35A, 36B, D y E) y densa (Fig. 35C) con grietas de desecación por deshidratación (alteración del vidrio) (Fig. 30C, 33C, 34E, 35D) y grietas generadas por choque térmico que logran cortar vesículas y fibras (Fig. 30E y F, 31D, 33D, E y F, 34E y F, 35C, E y F, 36F).

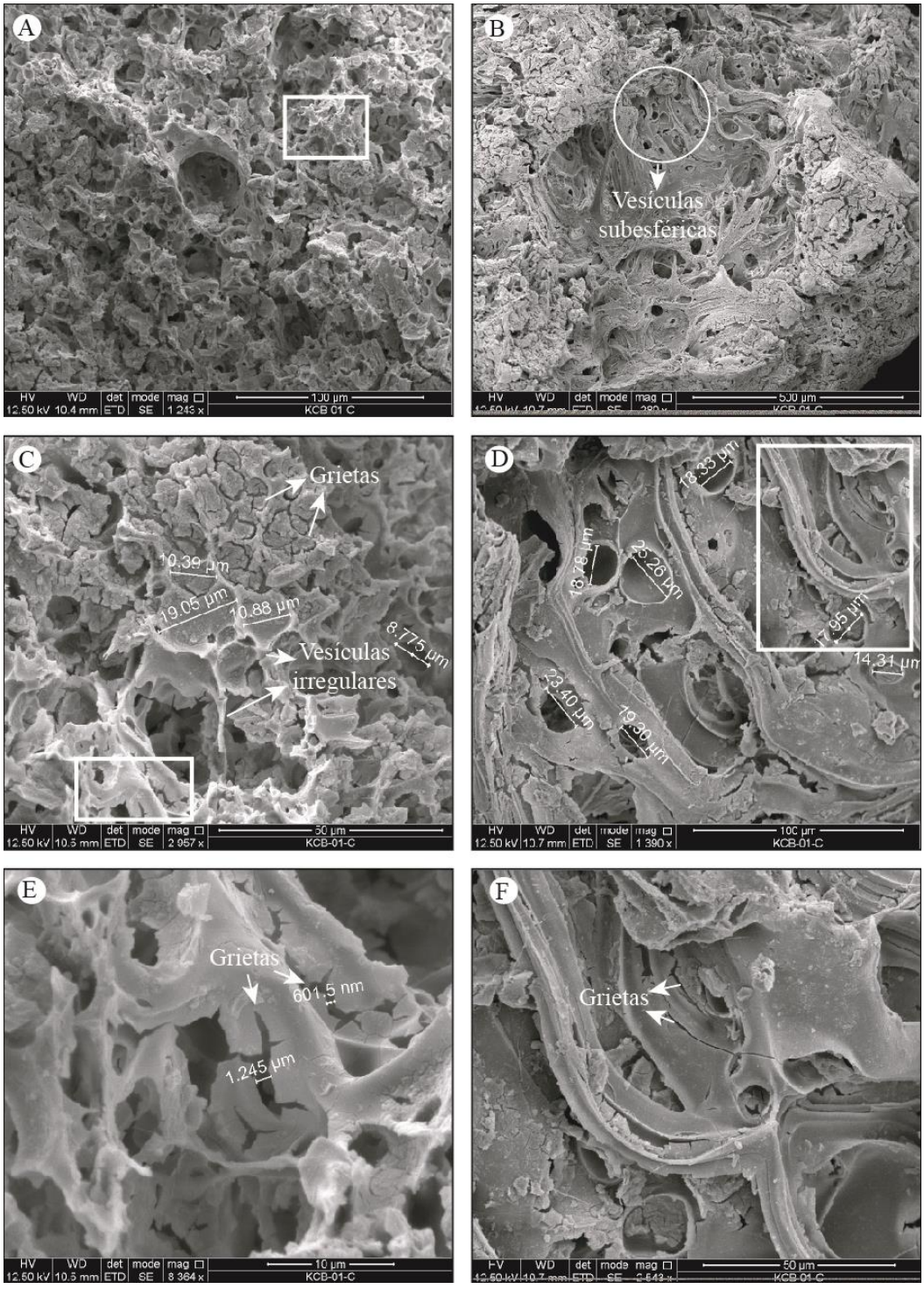


Figura 30. Fotografías de los diferentes fragmentos de vidrio vesiculado de la unidad TMS. **A.** Micro textura esponjosa y expandida. B. Micro textura fibrosa y esponjosa. **C.** Zoom de la Fig. A (señalada por un cuadro), mostrando el dominio de vesículas irregulares, grietas por deshidratación del vidrio, además, de las micro texturas expandida y esponjosa. **D.** Zoom de la Fig. B (señalada por un círculo), donde se identifican vesículas subesféricas acompañadas por distintas fibras. **E.** Zoom de la Fig. C (señalada por un cuadro), se muestran algunas grietas de choque térmico en las paredes de las vesículas. **F.** Zoom de la Fig. D (señalada por un cuadro), en esta imagen se observan grietas de choque térmico en las fibras.

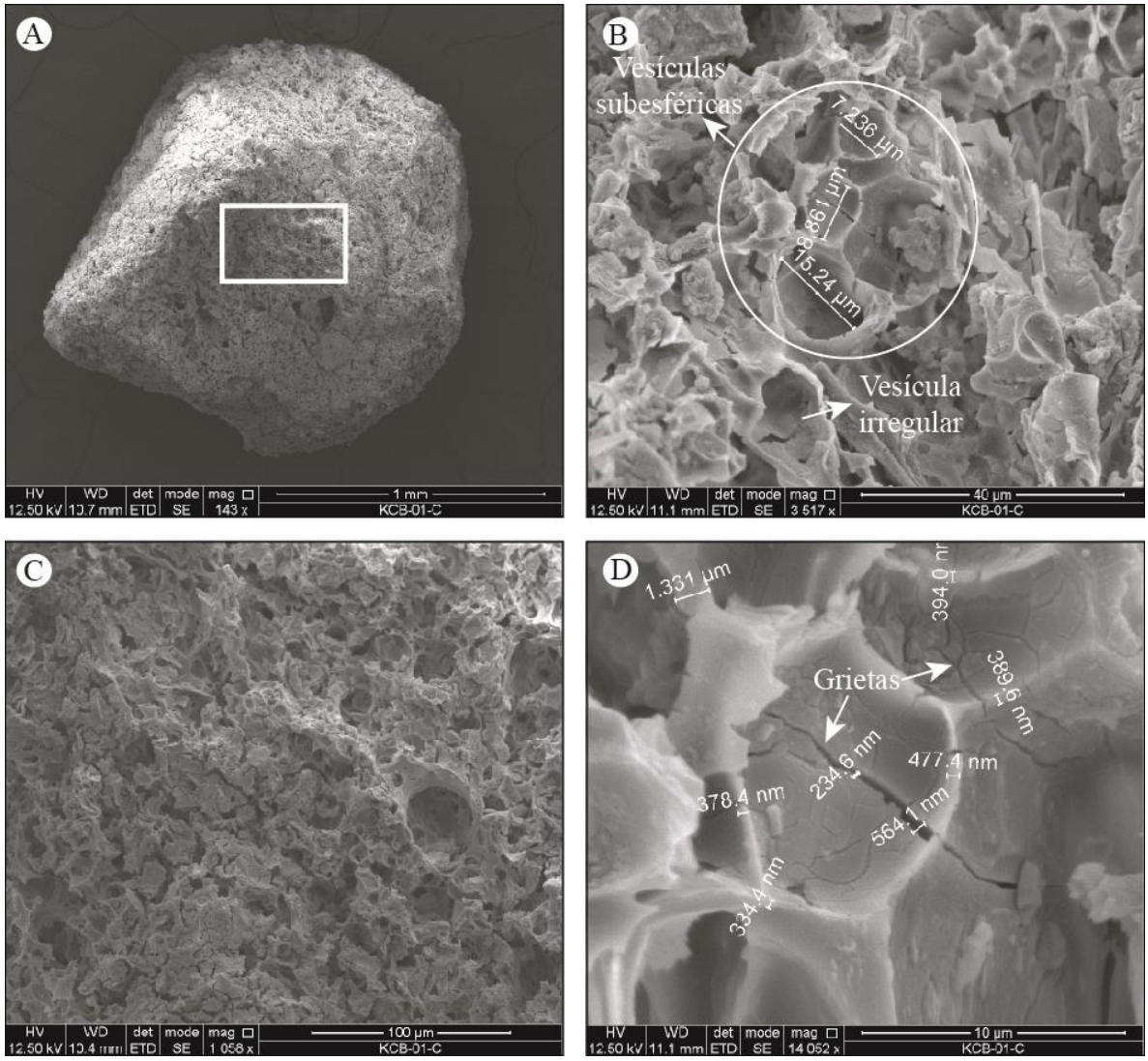


Figura 31. Fotografías de los diferentes fragmentos de vidrio vesiculado de la unidad TMS. **A.** Fragmento de pómez subredondeado, altamente vesiculado y alteración significativa. **B.** Variedad de vesículas en cuanto a tamaño y forma (subesféricas e irregulares). **C.** Zoom de la Fig. A (señalada por un cuadro), se puede apreciar micro texturas esponjosa y expandida. **D.** Zoom de la Fig. B (señalada por un círculo), donde se observan grietas de choque térmico que se encuentran dentro y otras que van cortando las vesículas.

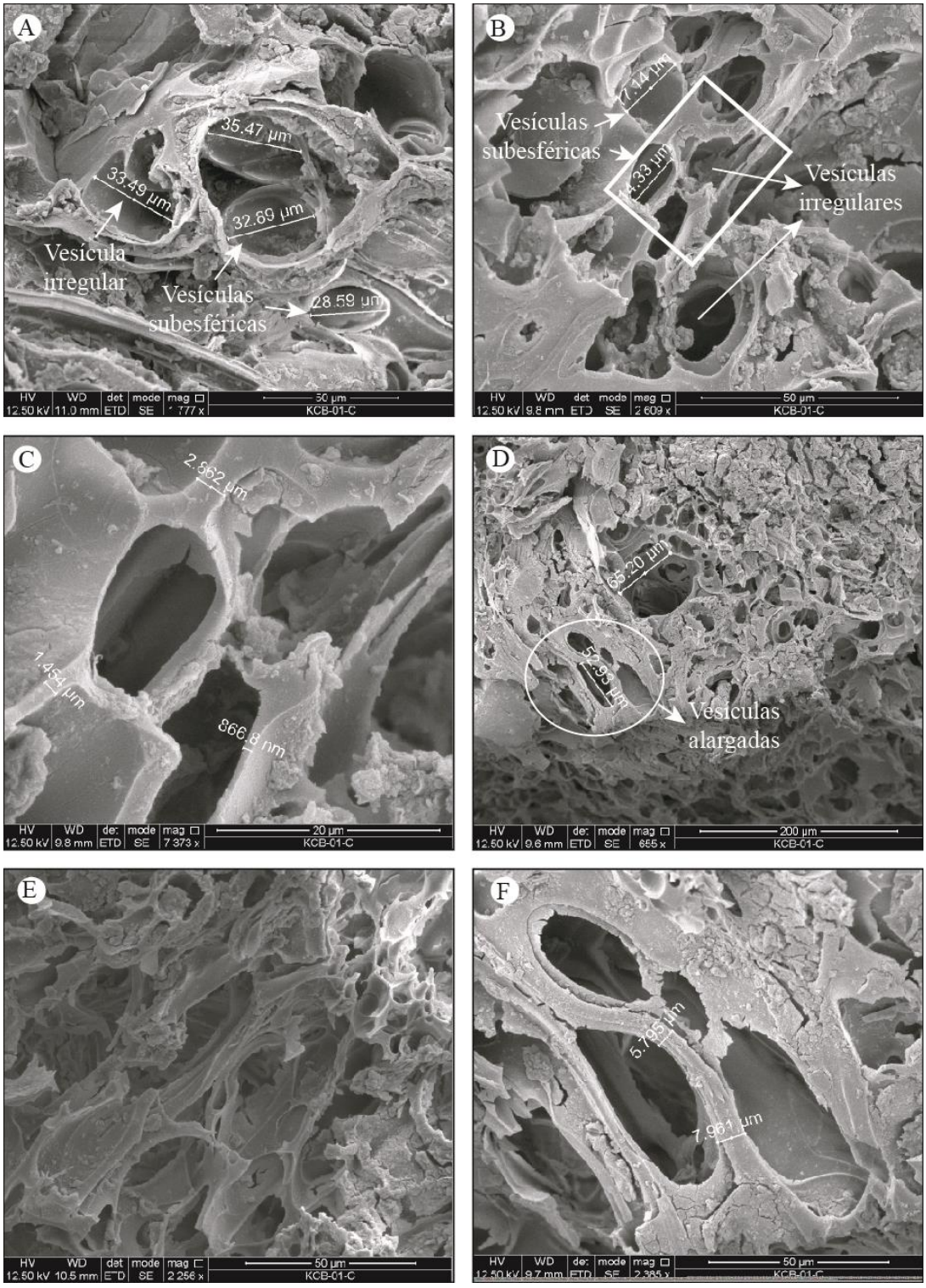


Figura 32. Fotografías de los diferentes fragmentos de vidrio vesiculado de la unidad TMS. **A.** Vesículas irregulares y subesféricas, se observa la variación en el tamaño de estas. **B.** Variedad de vesículas subesféricas e irregulares. **C.** Zoom de la Fig. B (señalada por un cuadro), mostrando el grosor de las paredes de algunas vesículas subesféricas. **D.** Micro texturas esponjosa, fibrosa y expandida. **E.** Micro textura expandida con alta coalescencia de vesículas. **F.** Zoom de la Fig. D (señalada por un círculo), donde se identifican vesículas alargadas formadas por fibrosidades.

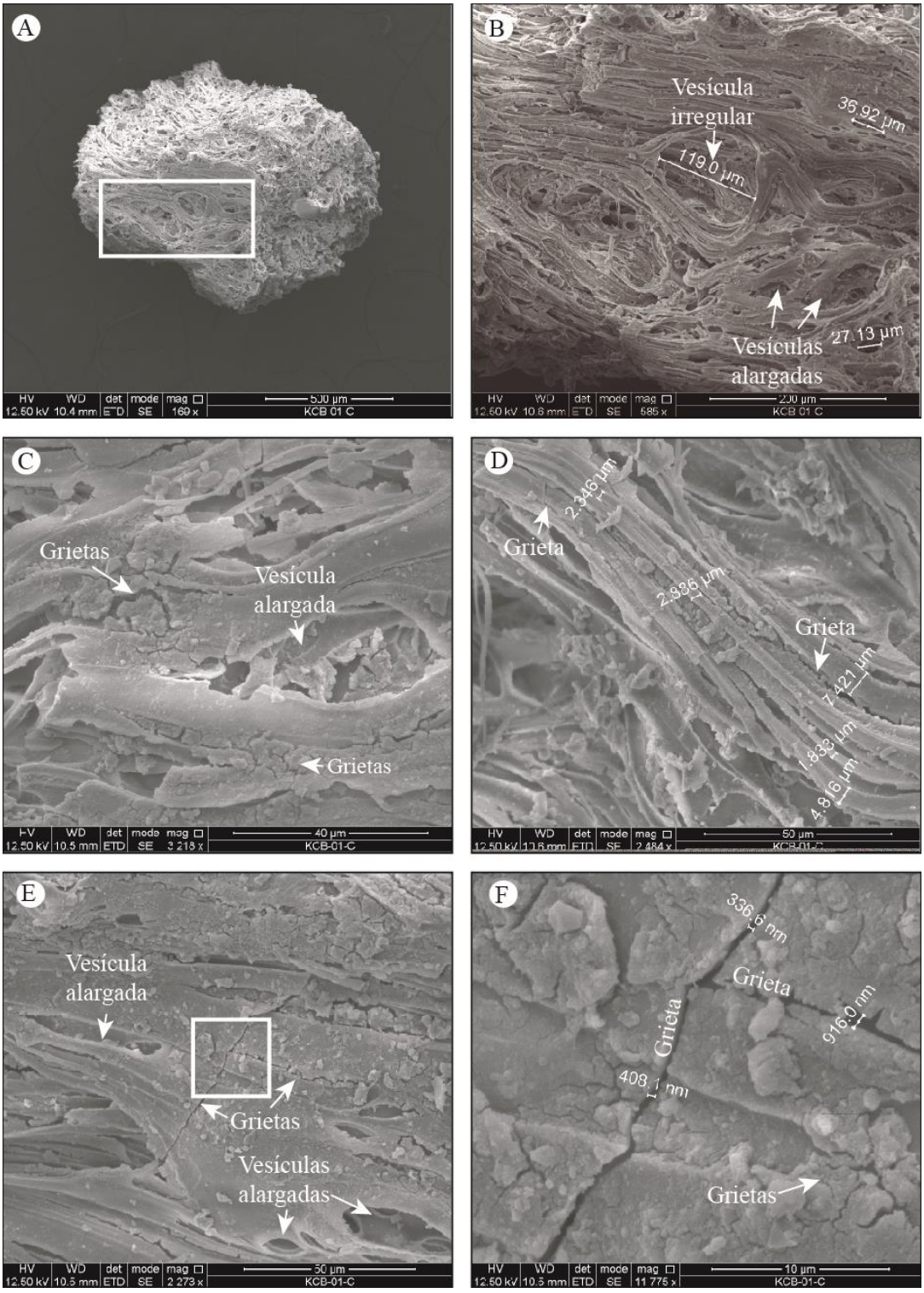


Figura 33. Fotografías de los diferentes fragmentos de vidrio vesiculado de la unidad TMS. **A.** Fragmento de pómez, subangular y altamente vesiculado. **B.** Zoom de la Fig. A (señalada por un cuadro), donde se muestran una variedad de vesículas irregulares y alargadas, las cuales hacen parte de micro texturas fibrosa y expandida. **C.** Grietas por deshidratación del vidrio encontradas en fibras. **D.** Fibras con grietas de choque térmico. **E.** Algunas vesículas alargadas y grietas de choque térmico. **F.** Zoom de la Fig. E (señalada por un cuadro), mostrando a detalle las grietas de choque térmico con sus respectivos espesores.

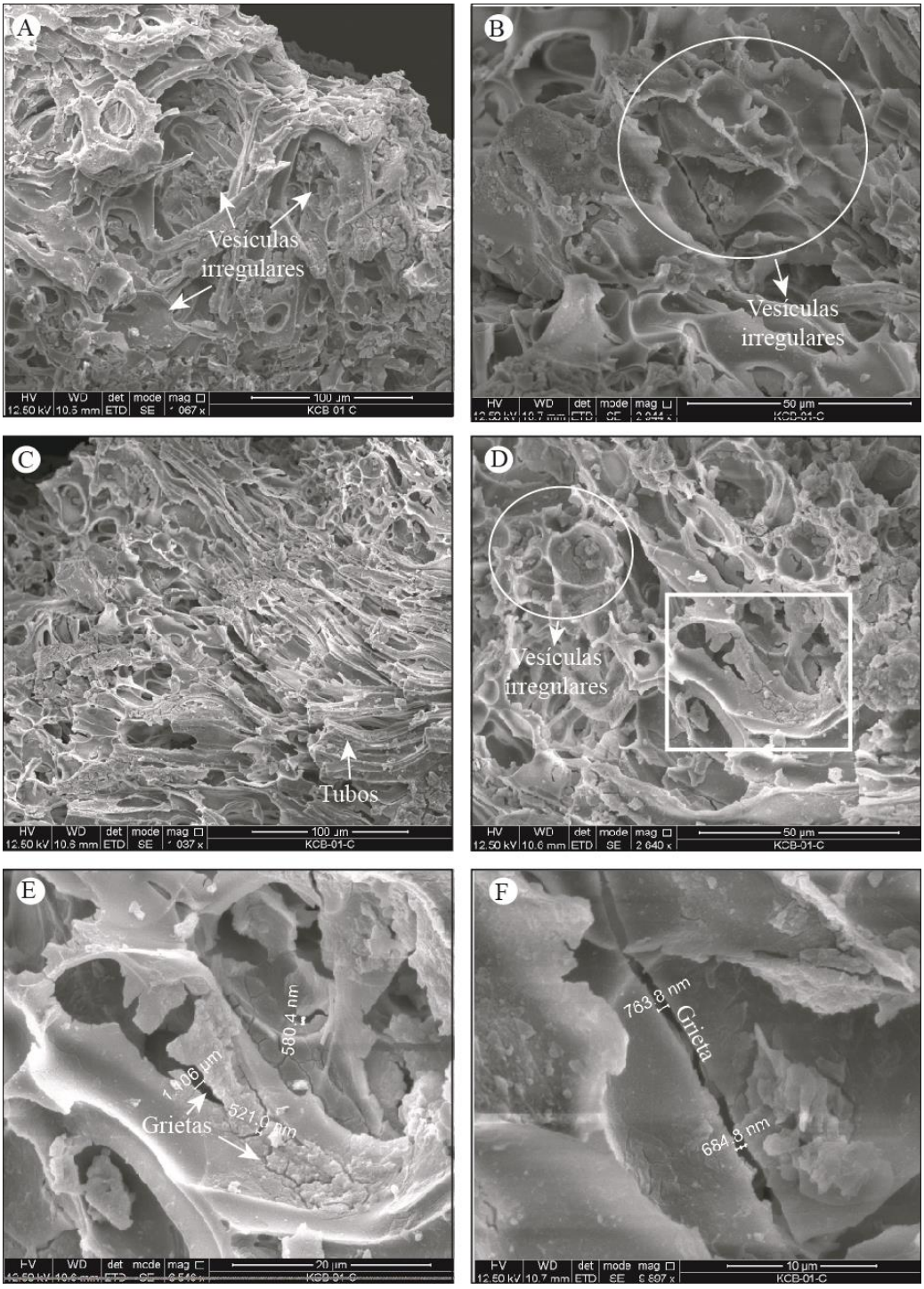


Figura 34. Fotografías de los diferentes fragmentos de vidrio vesiculado de la unidad TMS. **A.** Micro textura expandida y esponjosa conformadas por una serie de vesículas irregulares. **B.** Población de vesículas irregulares. **C.** Micro textura fibrosa y esponjosa, además se puede observar como algunas de las fibras forman tubos. **D.** Micro textura expandida y esponjosa con fuerte alteración identificada por dentro de las vesículas. **E.** Zoom de la Fig. D (señalada por un cuadro), se puede apreciar tanto grietas generadas por choque térmico (señaladas con una flecha hacia la parte superior) como grietas por deshidratación del vidrio (señaladas con una flecha hacia la parte inferior). **F.** Se muestra una vista en detalle de una grieta generada por choque térmico donde se observa el espesor de ésta.

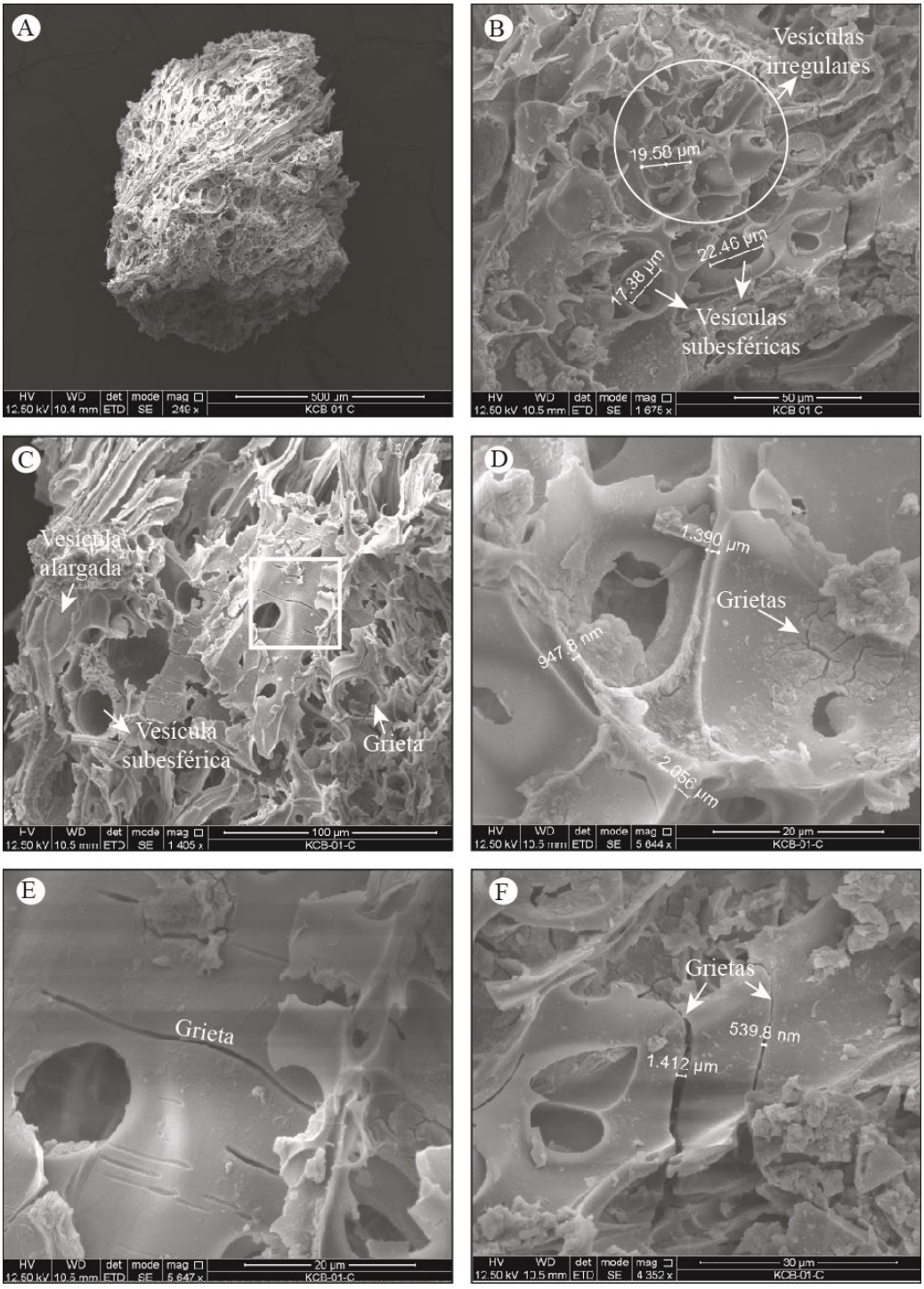


Figura 35. Fotografías de los diferentes fragmentos de vidrio vesiculado de la unidad TMS. **A.** Fragmento juvenil (pómez), con una forma que varía de angular a subangular, altamente vesiculado y con micro texturas presentes tales como: fibrosa, esponjosa y expandida. **B.** Poblaciones de vesículas, las cuales son distintas en cuanto a tamaño y forma (irregulares y subesféricas). **C.** Micro textura densa (parte central de la imagen), poblaciones de vesículas alargadas y subesféricas, por último, grieta generada por choque térmico. **D.** La flecha señala las grietas por deshidratación del vidrio, también se puede distinguir algunos espesores de las paredes de las vesículas. **E.** Zoom de la Fig. C (señalada por un cuadro), mostrando grieta de choque térmico. **F.** Grietas generadas por choque térmico con sus respectivos espesores.

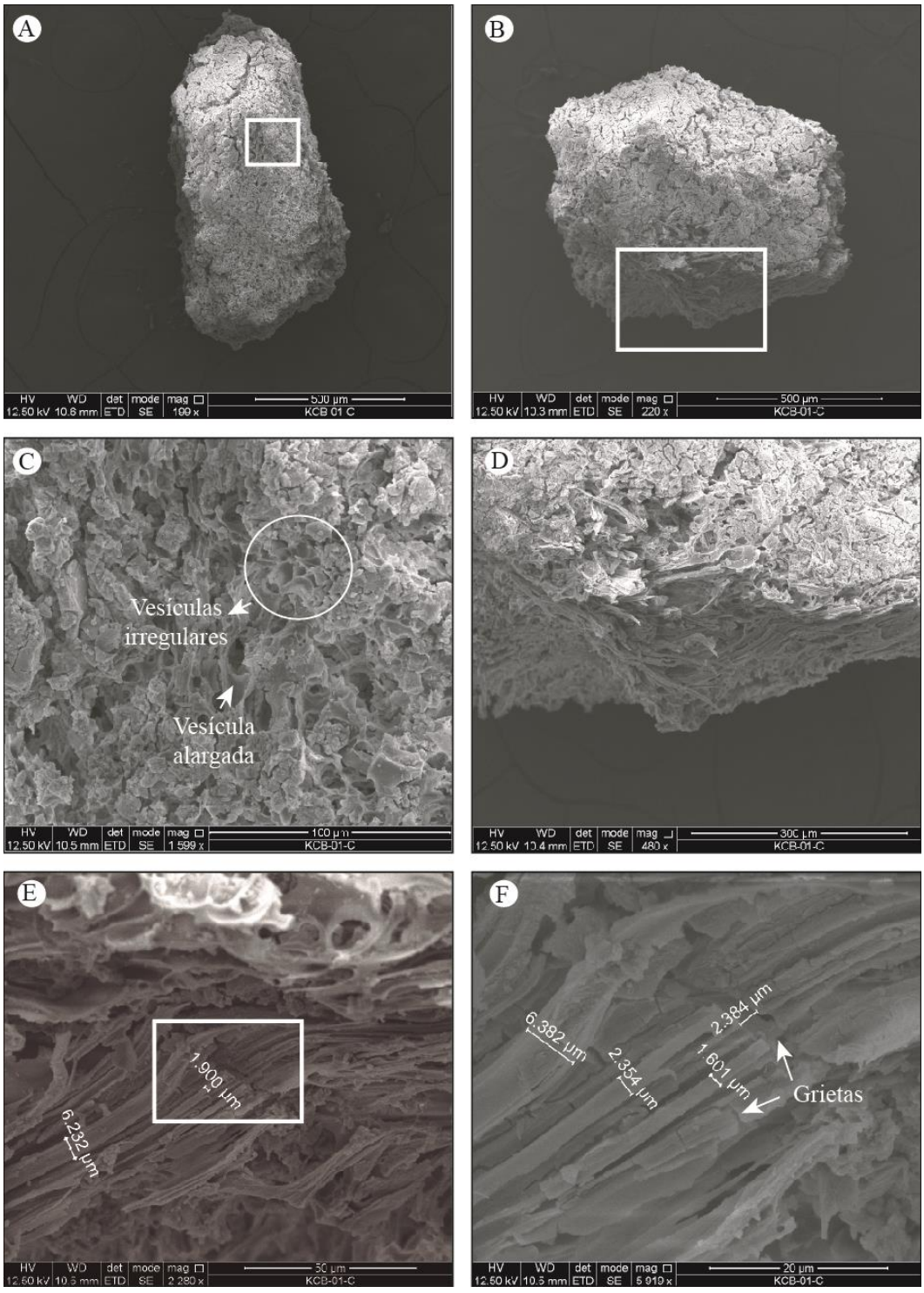


Figura 36. Fotografías de los diferentes fragmentos de vidrio vesiculado de la unidad TMS. **A.** Fragmento de pómez subangular, altamente vesiculado y con micro textura esponjosa. **B.** Fragmento de pómez subangular, altamente vesiculado y con micro textura esponjosa y fibrosa. **C.** Zoom de la Fig. A (señalada por un cuadro), micro textura esponjosa compuesta por vesículas irregulares y alargadas. **D.** Zoom de la Fig. B (señalada por un cuadro), donde se muestran en detalle la micro textura esponjosa (parte superior) y la micro textura fibrosa (parte inferior). **E.** Fibras con algunos de sus espesores. F. Zoom de la Fig. E (señalada por un cuadro), se identifican en las fibras unas grietas generadas por choque térmico.

6.5 Granulometría.

De acuerdo con los resultados obtenidos de los análisis granulométricos, se encontró que los depósitos TMI, TMM y TMS presentan una distribución unimodal, ocurriendo en el valor de -2 phi para la unidad TMM y 1 phi para las unidades TMI y TMM (Fig. 37).

6.5.1 Tefra Manizales Inferior. En esta unidad, predominan los fragmentos tamaño ceniza, siendo más abundante la ceniza gruesa con un porcentaje de 60,57 %, seguido de ceniza media con 31,259 %, ceniza fina 4,735 %, y en menor proporción la ceniza muy fina con un porcentaje de 1,09 %. La TMI se encuentra empobrecida en fragmentos tamaño lapilli, siendo 0,00 % para el tamaño lapilli media y 0,21 % para el lapilli fino (Tabla 6). Los parámetros estadísticos obtenidos indican que el depósito se encuentra muy bien seleccionado, la asimetría es positivamente asimétrica y la curtosis es mesocúrtica (Tabla 7; Fig. 38).

6.5.2 Tefra Manizales Media. Esta unidad presenta mayor contenido en fragmentos tamaño lapilli >-2 phi (26,43 %) y va disminuyendo sucesivamente el tamaño de los fragmentos hasta llegar a los fragmentos tamaño ceniza muy fina (1,66 %) (Tabla 6). Los parámetros estadísticos obtenidos indican que la TMM se encuentra bien seleccionada, la asimetría se encuentra entre cercanamente simétrica y positivamente asimétrica, con una curtosis platicúrtica (Tabla 7; Fig. 38).

6.5.3 Tefra Manizales Superior. Esta unidad se encuentra compuesta principalmente por fragmentos tamaño ceniza gruesa y muy gruesa, 33,18 y 24,28 %, respectivamente, seguido por el contenido de ceniza media y lapilli fino a media con porcentajes de 16,49, 15,37 y 8,07 %, respectivamente, y en menor proporción ceniza muy fina con 8,07 % (Tabla 6). Al igual que la TMM, los parámetros estadísticos obtenidos indican que el

depósito se encuentra bien seleccionado, la asimetría, por su parte, es negativamente asimétrica con curtosis mesocúrtica (Tabla 7; Fig. 38).

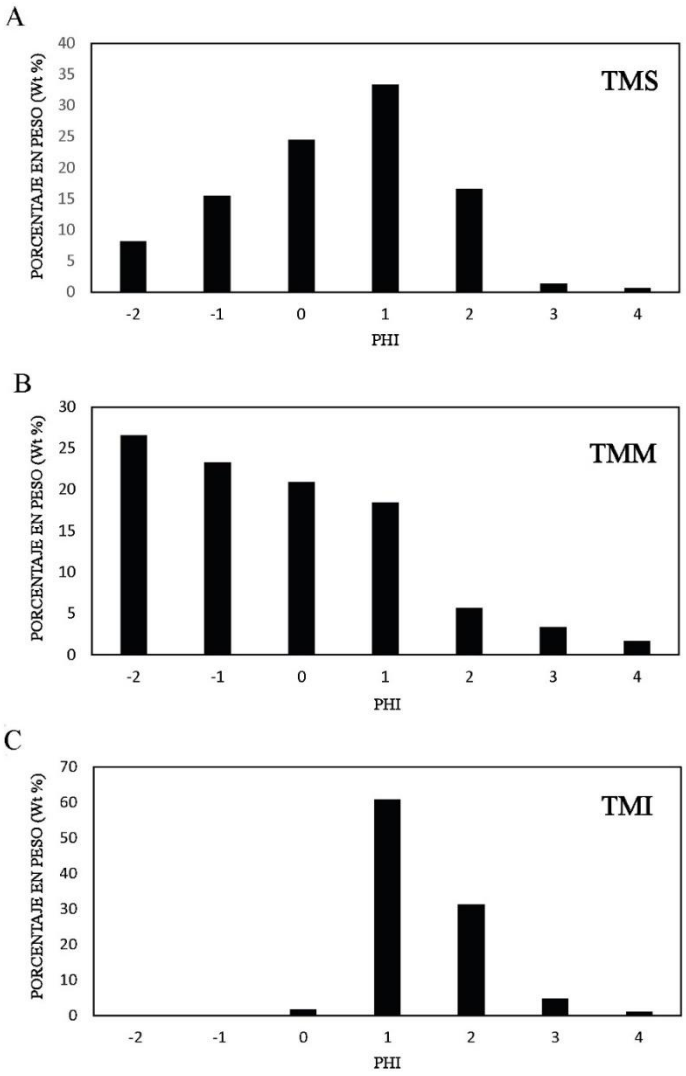


Figura 37. Distribución granulométrica de los depósitos. **A.** Tefra Manizales Superior. **B.** Tefra Manizales Media. **C.** Tefra Manizales Inferior.

Tabla 6. Resumen del análisis de tamaño de grano de los depósitos de caída piroclástica TMS, TMM y TMI.

Phi	Wt %			Clase de tamaño volcaniclástico primario según Murcia *et al.* (2013)
	TMS	TMM	TMI	
-2	8,129	26,590	0	Lapilli medio
-1	15,483	23,320	0,211	Lapilli fino
0	24,459	20,895	1,800	Ceniza muy gruesa
1	33,424	18,421	60,899	Ceniza gruesa
2	16,611	5,704	31,259	Ceniza media
3	1,299	3,400	4,735	Ceniza fina
4	0,594	1,670	1,096	Ceniza muy fina
Total	100 %	100 %	100 %	

Tabla 7. Parámetros estadísticos de las distribuciones de tamaño de los depósitos TMS, TMM y TMI, obtenidos del software Kware (Wohletz, 2006). Dv: distancia desde el volcán (km), Md: Mediana, Mz: Media, σG: desviación estándar gráfica, σI: desviación estándar gráfica inclusiva, SkG: asimetría gráfica, SkI: asimetría gráfica inclusiva, KG: kurtosis (Inman, 1952; Folk, 1980).

Unidad	Dv	Md	Mz	σG	σI	SkG	SkI	KG
TMS	24	0	-0,13	1,3	1,27	-0,15	-0,16	0,96
TMM	24	-1,05	-0,95	1,55	1,51	0,1	0,17	0,88
TMI	24	0,75	0,82	0,7	0,69	0,14	0,17	1,02

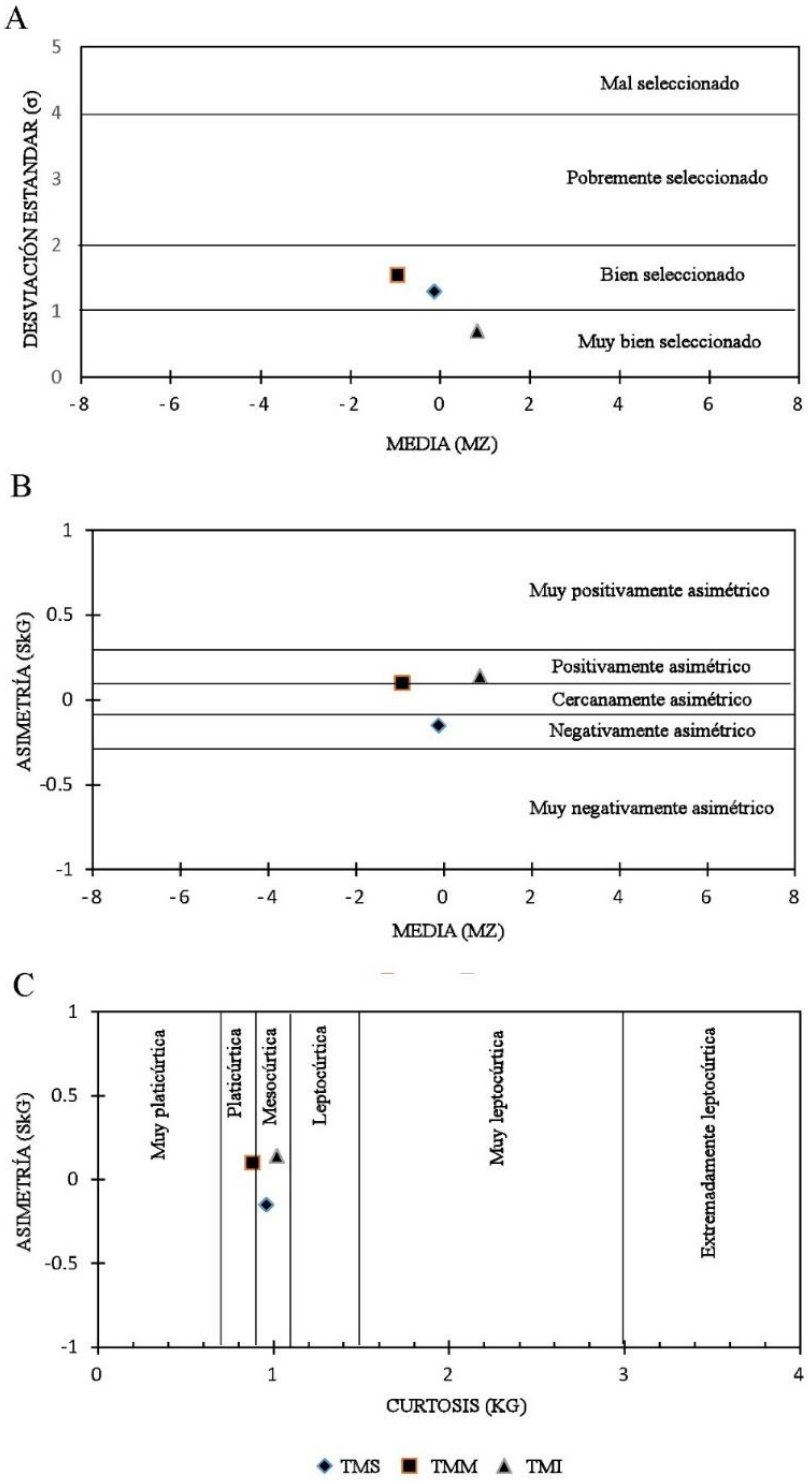


Figura 38. Diagramas de los parámetros estadísticos de los depósitos en estudio (TMS, TMM y TMS). **A.** Sorting (según Cas & Wright, 1987). **B.** Asimetría (Skewness). **C.** Curtosis.

6.6 Componentes.

Para el análisis de componentes, se utilizaron tamaños de partícula correspondientes a -1, 0 y 1 phi (2, 1 y 0,5 mm, respectivamente) para cada depósito, y se realizaron conteos entre 300 a 500 partículas en cada fracción de tamaño. De acuerdo con lo anteriormente mencionado y descrito en la metodología, se identificaron los siguientes componentes para cada unidad: fragmentos juveniles y/o accesorios (pómez, y líticos grises y rojos), fragmentos accidentales y cristales libres; además, se establecieron sus respectivos porcentajes dentro de cada depósito (Fig. 39). Con este análisis, también se evaluaron aspectos de los fragmentos como color, hábito, redondez, alteraciones entre otras observaciones.

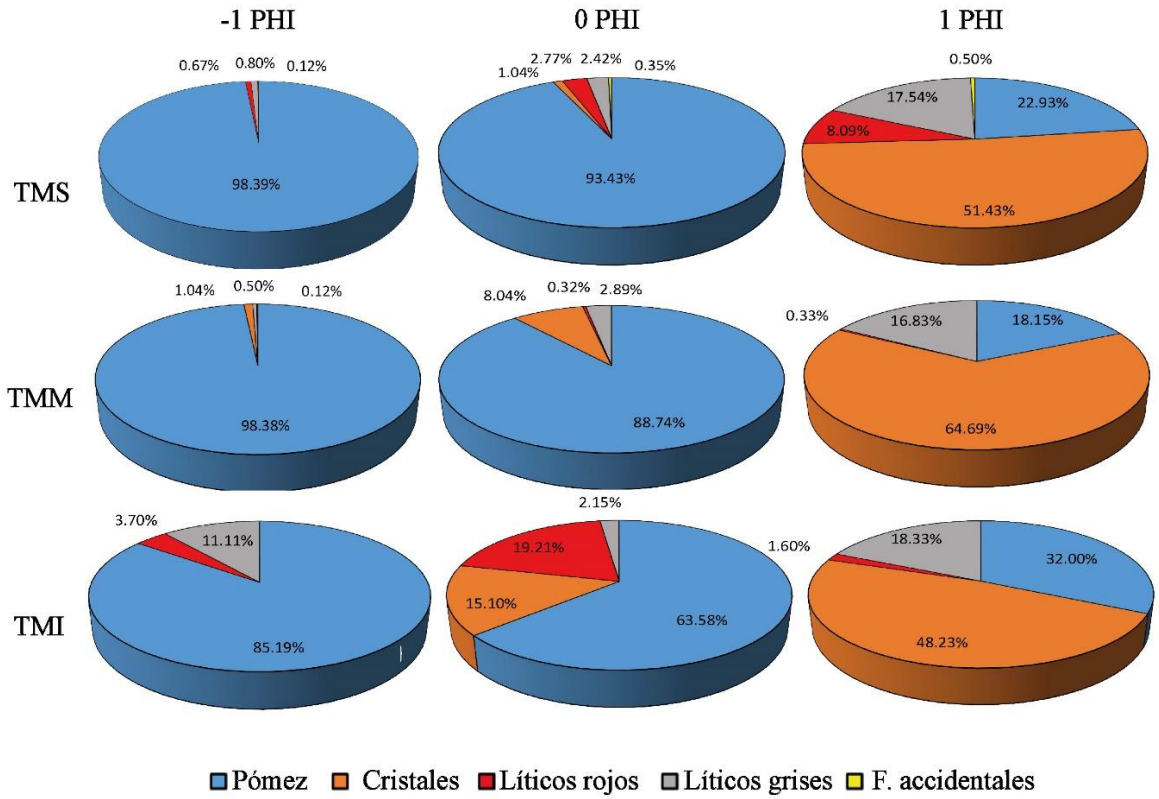


Figura 39. Diagramas correspondientes a la distribución porcentual de los diferentes componentes encontrados en los tamaños -1 phi, 0 phi y 1 phi para las unidades TMI, TMM y TMS.

De los resultados obtenidos se determinó que en la fracción de tamaño -1 phi los tres depósitos inicialmente descritos (TMI, TMM y TMS) se componen principalmente de fragmentos de pómez. El contenido de estos fragmentos aumenta considerablemente desde la unidad más inferior (TMI) hasta la superior (TMS) con porcentajes de 85,19, 98,38 y 98,39 %, respectivamente (Fig. 39). Los depósitos, a su vez, presentan proporciones variables de líticos volcánicos grises, siendo de 11,11 % para la TMI, 0,50 % para la TMM y 0,80 % para la TMS. En cuanto al contenido de líticos volcánicos rojos, solo la TMI y la TMS presentan este componente, con porcentajes de 3,70 y 0,67 %, respectivamente. La concentración de fragmentos accidentales fue la misma para las unidades TMM y TMS con 0,12 %, mientras que la TMI no presentó este tipo de componente. Por otro lado, en la única unidad en la que se identificaron cristales libres fue en la TMM, con un porcentaje de 1,04 %.

Al igual que en la fracción -1 phi, los tres depósitos en la fracción de tamaño 0 phi están constituidos predominantemente de fragmentos de pómez, cuya concentración se hace mayor a medida que se pasa de la unidad más inferior a la superior (63,58 % TMI, 88,74 % TMM y 93,43 % TMS) (Fig. 39). No obstante, el comportamiento del contenido de cristales libres es distinto al de la fracción -1 phi, ya que en ésta (0 phi) todas las unidades presentan cristales libres, y la proporción de estos disminuye desde la TMI a la TMS siendo 15,10 % para la TMI, 8,04 % para TMM y 1,04% para la TMS. El contenido de líticos volcánicos rojos varia en las tres unidades siendo 19,21 % para la TMI, 0,32 % TMM y 2,77 % para TMS, mientras que el contenido de líticos volcánicos grises tiende a ser similar en las tres unidades (2,15 % TMI, 2,89 % TMM y 2,49 % TMS). En cuanto al contenido de fragmentos accidentales, la única unidad que presenta este componente es la TMS con 0,50 % (Fig. 39).

En la fracción de tamaño 1 phi las proporciones de los componentes varían considerablemente con respecto a los porcentajes obtenidos en las otras dos fracciones, ya que en ésta, los fragmentos que predominan son los cristales libres para las tres unidades, con porcentajes de 48,23% para la TMI, 64,69% para la TMM y 51,43% para la TMS (Fig. 39). El contenido de pómez disminuye con respecto a los obtenidos en las fracciones anteriores siendo mayor en la TMI con 32,00 % y menor en la TMM con 18,15 %. En cuanto al contenido de líticos volcánicos rojos, se mantiene variable en las tres unidades con porcentajes de 1,60 % para la TMI, 0,33 % para la TMM y 8,09 % para la TMS, mientras que el contenido de líticos volcánicos grises sigue siendo más o menos similar entre las tres unidades, pero aumenta en proporción con respecto a la fracción 0 phi (18,33 % TMI, 16,83 % TMM y 17,54% TMS). La única unidad que presenta fragmentos accidentales es la TMS con 0,50 % (Fig. 39).

A continuación, se presenta una descripción detalla de las principales características físicas de los componentes identificados para cada unidad en cada fracción de tamaño:

6.6.1 Tefra Manizales Inferior. Para esta unidad en la fracción de tamaño -1 phi se identificaron los siguientes componentes: líticos volcánicos de color gris y rojo (lítico volcánico 1 y lítico volcánico 2, respectivamente), y fragmentos de pómez (Fig. 40). Los líticos volcánicos grises (Fig. 40A) son subangulares a subredondeados, con algunos microlitos de plagioclasa y anfíbol. Los líticos volcánicos rojos (Fig. 40B) son angulares a subangulares y generalmente se encuentran muy alterados (Tabla 8). Los fragmentos de pómez, por su parte, son subangulares a subredondeados, con microlitos de anfíbol, plagioclasa y biotita (Fig. 40C y D) (Tabla 8).

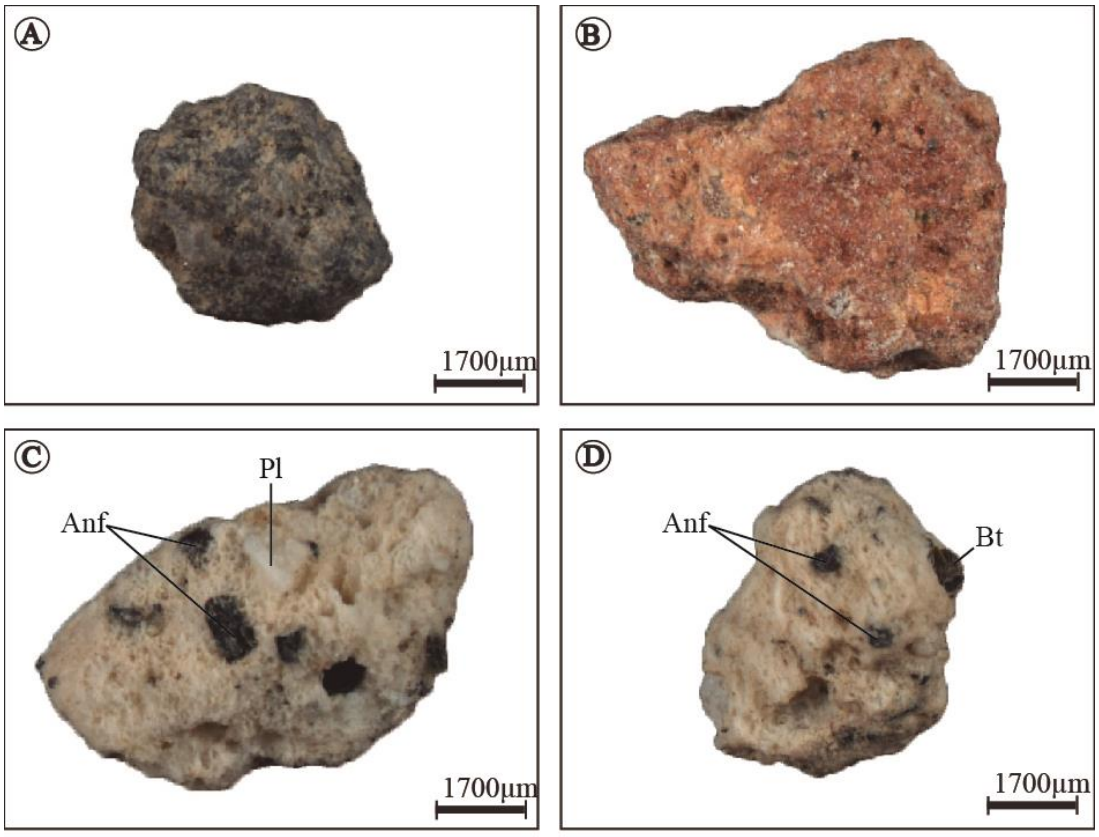


Figura 40. Fotografías de los componentes que conforman la unidad TMI en la fracción -1 phi. **A.** Lítico volcánico 1 (gris). **B.** Lítico volcánico 2 (rojo). **C.** Vidrio vesiculado (pómez) con microlitos de anfíbol y plagioclasa. **D.** Vidrio vesiculado (pómez) con microlitos de anfíbol y biotita.

Tabla 8. Descripción de cada componente perteneciente a la unidad TMI en la fracción -1 phi.

Componente	Color	Hábito	Redondez	Alteración	Observaciones
Lítico volcánico 1	Gris	-	Subangular a subredondeado	No presenta	Algunos con microlitos de plagioclasa y anfíbol
Lítico volcánico 2	Rojo	-	Angular a subangular	Generalmente muy alterados	No son muy abundantes
Vidrio vesiculado	Blanco a traslucido	-	Subangular a subredondeado	No presenta	Microlitos de anfíbol, plagioclasa y biotita

En la fracción 0 phi se identificaron para esta unidad, cristales libres de plagioclasa, biotita, y anfíbol, líticos volcánicos grises y rojos, y fragmentos de pómez (Fig. 41 y 42). Los cristales libres de anfíbol (Fig. 41A) presentan coloración negra y hábito prismático. La

biotita (Fig. 41B) es de color dorado con algunas partes negras debido a su alteración y presenta habito laminar. Los cristales de plagioclasa (Fig 41C y 42A) son de forma irregular y prismática, en la mayoría de estos cristales se identifican maclas. Los líticos volcánicos grises y rojos (Fig. 41D y E; Fig. 42B y C) son subangulares a subredondeadas, y presentan microlitos de anfíbol y plagioclasa; los líticos rojos se encuentran muy alterados. Por último, los fragmentos de pómez (Fig. 41F y Fig. 42F) son de color blanco a translucido, subangulares a subredondeados, con microlitos de anfíbol. Las descripciones de los componentes se presentan en la Tabla 9.

Tabla 9. Descripción de cada componente perteneciente a la unidad TMI en la fracción 0 phi.

Componente	Color	Hábito	Redondez	Alteración	Observaciones
Anfíbol	Negro	Prismático	-	Algunos alterados	No son muy abundantes
Biotita	Generalmente dorado con partes negras	Laminar	-	Generalmente muy alteradas	No son muy abundantes
Plagioclasa	Traslucido	Irregular y otros prismáticos	-	No presenta	En la mayoría se identifican maclas
Lítico volcánico 1	Gris	-	Subredondeado	No presenta	Algunos microlitos de anfíbol y plagiocasa
Lítico volcánico 2	Rojo	-	Subangular a subredondeado	Generalmente muy alterados	Algunos microlitos de anfíbol y plagiocasa
Vidrio vesiculado	Blanco a traslucido	-	Subangular a subredondeado	No presenta	Microlitos de anfíbol

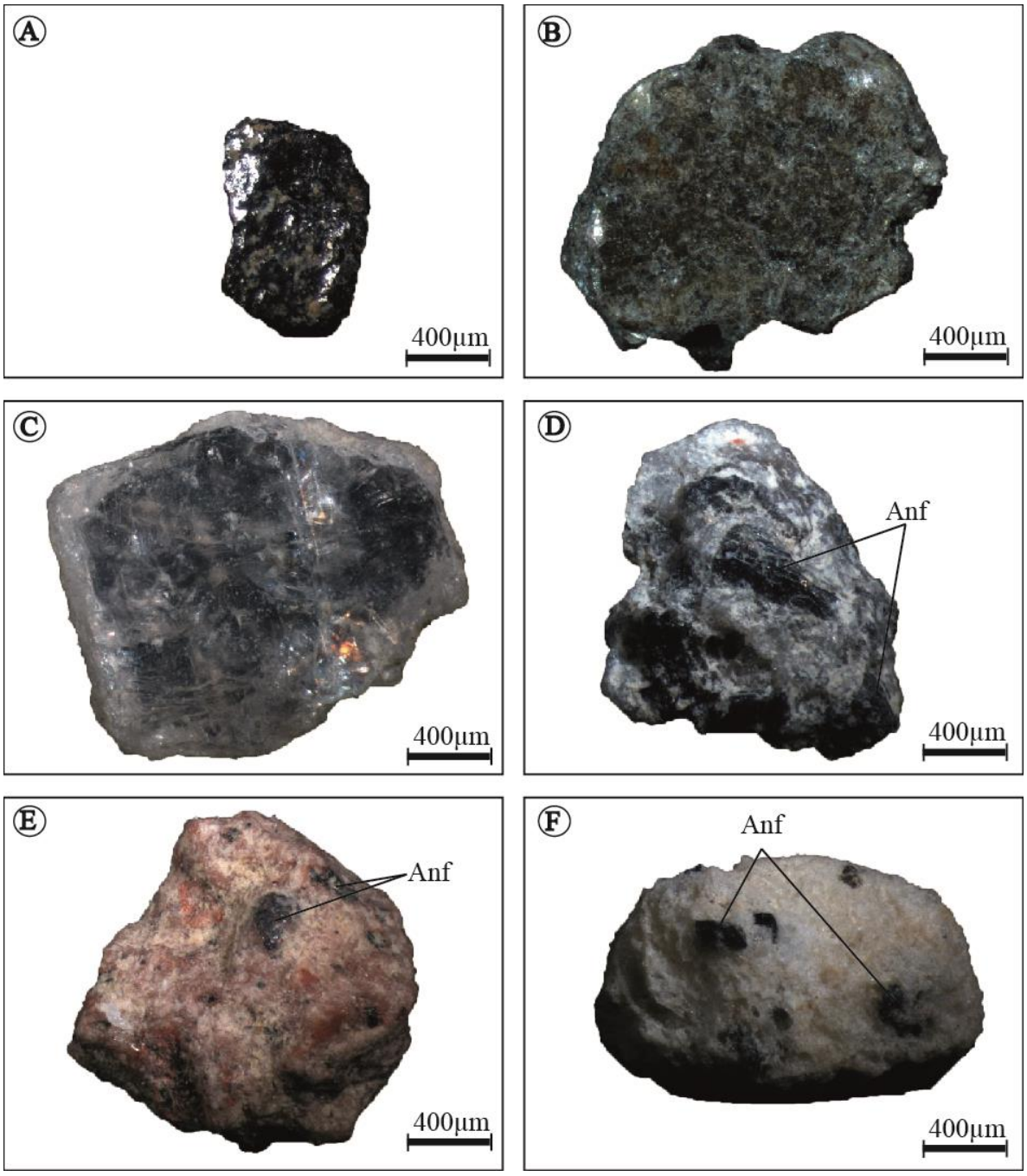


Figura 41. Fotografías de los componentes que conforman la unidad TMI en la fracción 0 phi. **A.** Anfíbol. **B.** Biotita. **C.** Plagioclasa. **E.** Lítico volcánico gris con microlitos de anfíbol. D. Lítico volcánico rojo con microlitos de anfíbol. **F.** Vidrio vesiculado (pómez) con microlitos de anfíbol.

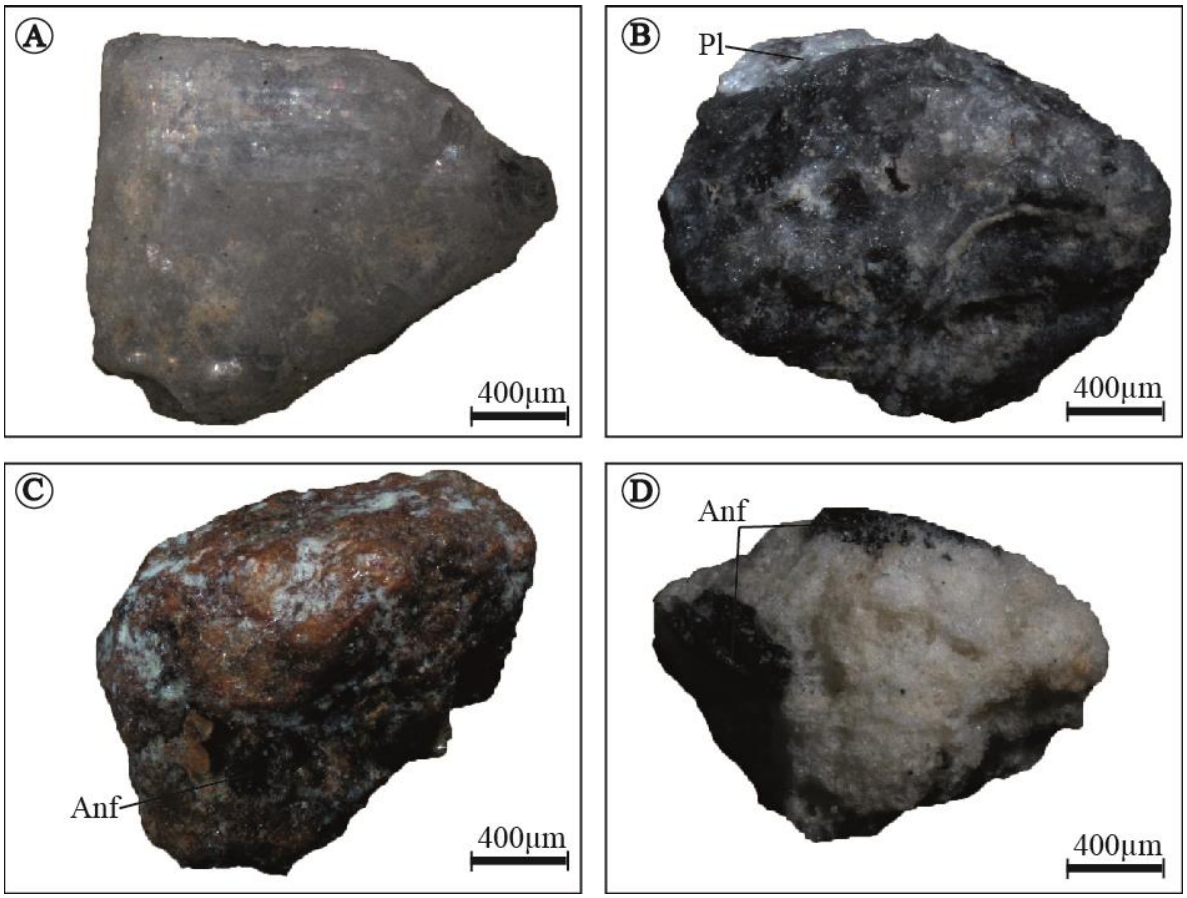


Figura 42. Fotografías de los componentes que conforman la unidad TMI en la fracción 0 phi. **A.** Plagioclasa. **B.** Lítico volcánico gris con microlitos de plagioclasa. **C.** Lítico volcánico rojo con microlitos de anfíbol. **D.** Vidrio vesiculado (pómez) con microlitos de anfíbol.

Por otra parte, en la fracción 1 phi, la unidad TMI se encuentra conformada por cristales libres de plagioclasa, anfíbol y biotita, líticos volcánicos grises y rojos, y fragmentos de pómez (Fig. 43 y 44). Las características de los cristales para la TMS en esta fracción de tamaño (Fig. 43A, B y C; Fig. 44A, B y C), son muy similares a las descritas en las demás fracciones. En general, los líticos volcánicos grises (Fig. 43D y 44D) son angulares a subangulares y presentan microlitos de anfíbol. Los líticos volcánicos rojos (Fig. 44E y 44E) son subangulares a subredondeados, y presentan microlitos de anfíbol, biotita y óxidos. Los fragmentos de pómez (Fig. 43F y 44F) son de color blanco a translucido,

subangulares a subredondeadas, y con presentan de microlitos de anfíbol. Estas características son presentadas en la Tabla 10.

Tabla 10. Descripción de cada componente perteneciente a la unidad TMI en la fracción 1 phi.

Componente	Color	Hábito	Redondez	Alteración	Observaciones
Anfíbol	Negro	Prismático y alargado	Subangular a subredondeado	Algunos un poco alterados	-
Biotita	Generalmente dorado con partes negras	Laminar	Subangular a subredondeado	Generalmente muy alteradas	No son muy abundantes
Plagioclasa	Traslucido	Irregular alargado	Angular a subangular	No presenta	En la mayoría se identifican maclas
Lítico volcánico 1	Gris	-	Angular a subangular	No presenta	Microlitos de anfíbol
Lítico volcánico 2	Rojo	-	Subangular a subredondeado	Generalmente muy alterados	Microlitos de anfíbol y biotita
Vidrio vesiculado	Blanco a traslucido	-	Subangular a subredondeado	No presenta	Microlitos de anfíbol

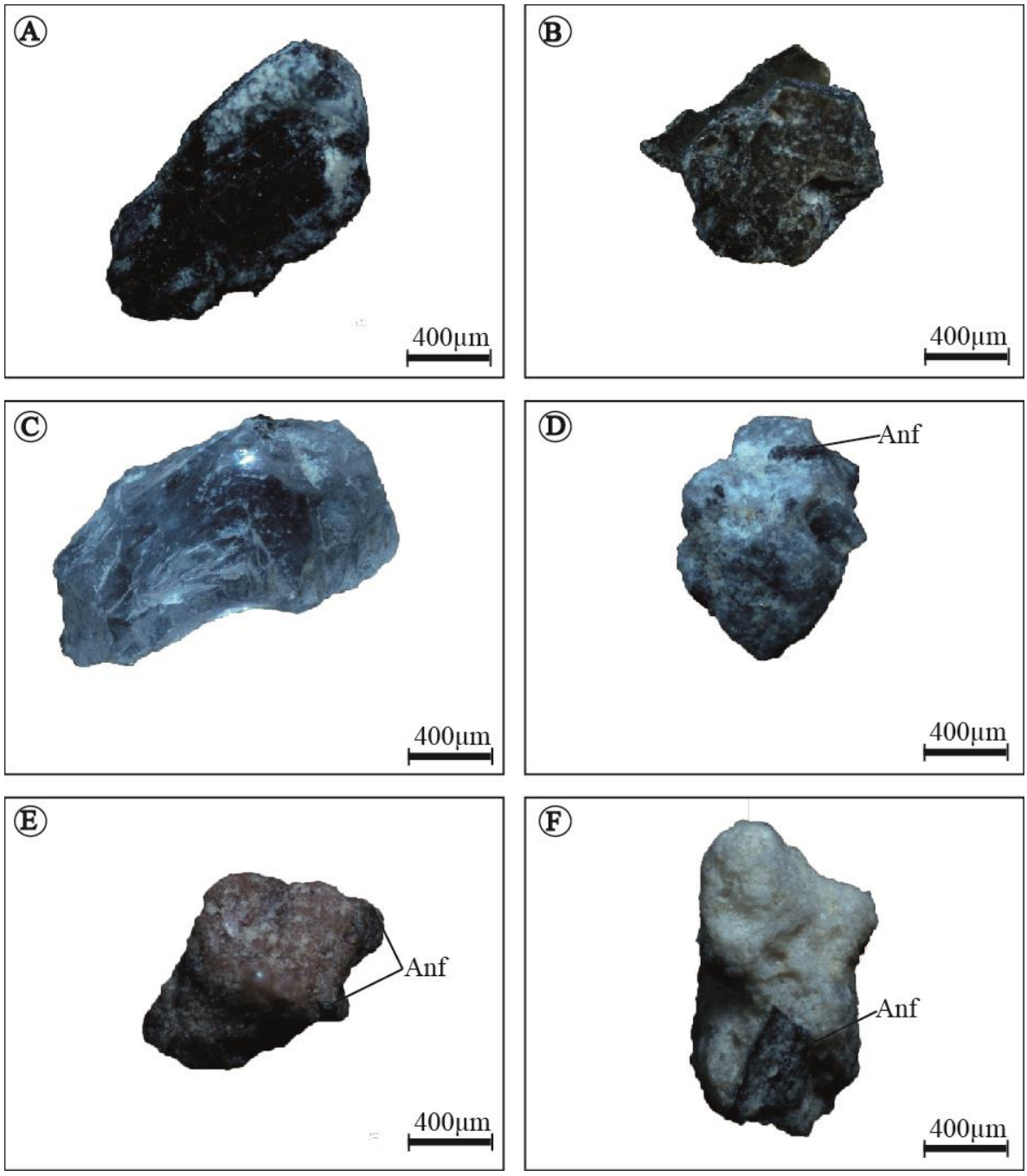


Figura 43. Fotografías de los componentes que conforman la unidad TMI en la fracción 1 phi. **A.** Anfíbol. **B.** Biotita. **C.** Plagiocasa. **D.** Lítico volcánico gris con microlitos de anfíbol. **E.** Lítico volcánico rojo con microlitos de anfíbol. **F.** Vidrio vesiculado (pómez) con microlito de anfíbol.

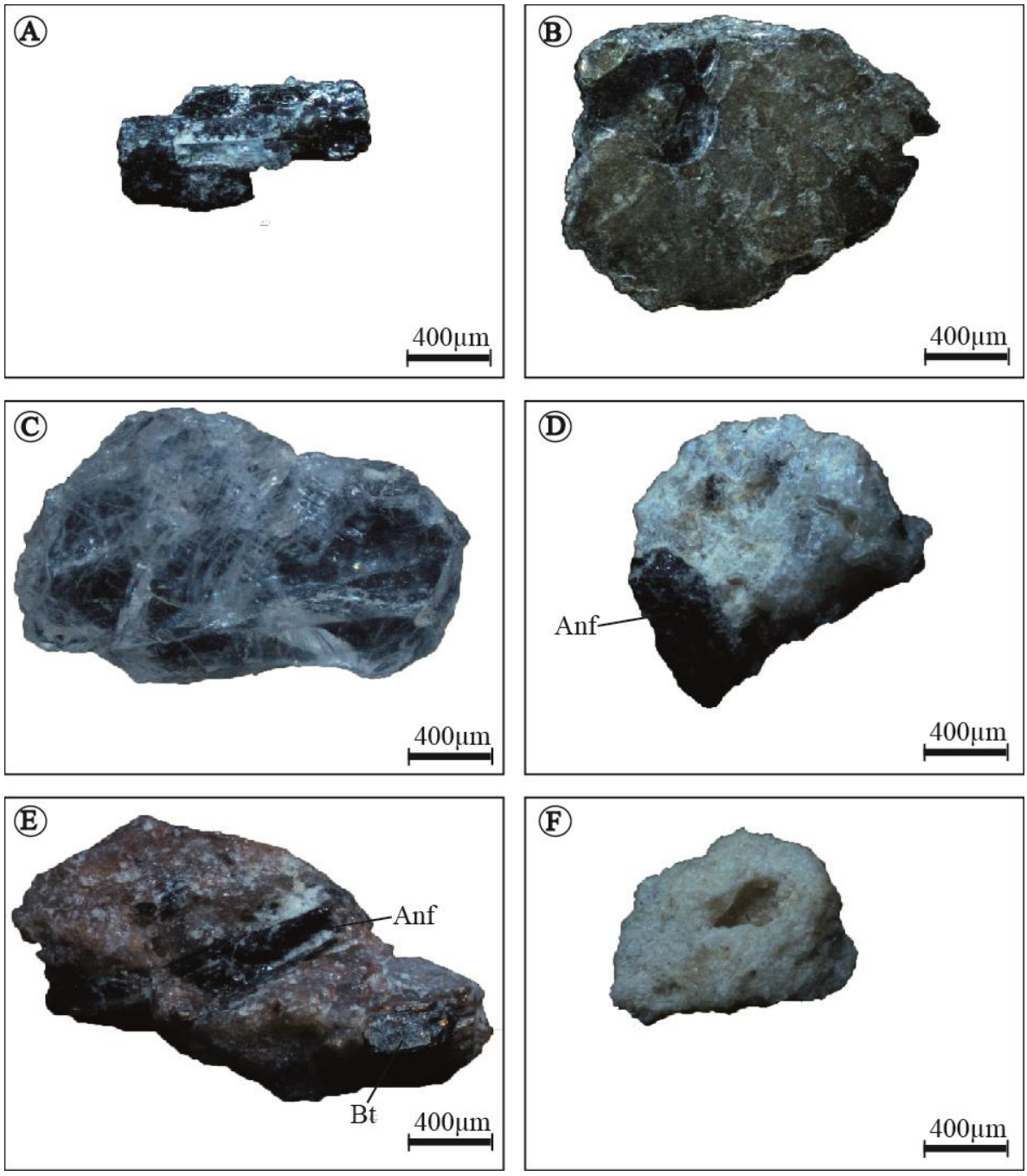


Figura 44. Fotografías de los componentes que conforman la unidad TMI en la fracción 1 phi. **A.** Anfíbol. **B.** Biotita. **C.** Plagioclasa. **D.** Lítico volcánico gris con microlitos de anfíbol. **E.** Lítico volcánico rojo con microlitos de anfíbol y biotita. **F.** Vidrio vesiculado (pómez).

6.6.2 Tefra Manizales Media. Para esta unidad se pudieron identificar, en la fracción de tamaño -1 phi, los siguientes componentes: cristales libres de plagioclasa, líticos volcánicos grises, fragmentos de pómez y líticos plutónicos (Fig. 45). Los cristales libres de plagioclasa presentan hábitos prismáticos alargados y cortos, con formas angulares a subangulares, y generalmente están maclados (Fig. 45A y B). Los líticos volcánicos grises son subangulares a subredondeados, y presentan microlitos de anfíbol (Fig. 45C). Los fragmentos de pómez son de color amarillo a blanco, con formas subangulares a subredondeadas; en estos fragmentos se pueden identificar microlitos de anfíbol (Fig. 45D y E). Los líticos plutónicos se reconocen como fragmentos accidentales (Fig. 45F). Las descripciones de los componentes se presentan en la Tabla 11.

Tabla 11. Descripción de cada componente perteneciente a la unidad TMM en la fracción -1 phi.

Componente	Color	Hábito	Redondez	Alteración	Observaciones
Plagioclasa	Blanco a traslucido	Prismático alargados y cortos	Angular a subangular	No presenta	En la mayoría se identifican maclas
Lítico volcánico 1	Gris a negro	-	Subangular a subredondeado	No presenta	Microlitos de anfíbol
Vidrio vesiculado	Amarillo a blanco	-	Subangular a subredondeado	Generalmente alteradas	Microlitos de anfíbol
Lítico plutónico	Negro	-	Subangular a subredondeado	No presenta	Asociados al Stock de Manizales y/o al Batolito de El Bosque

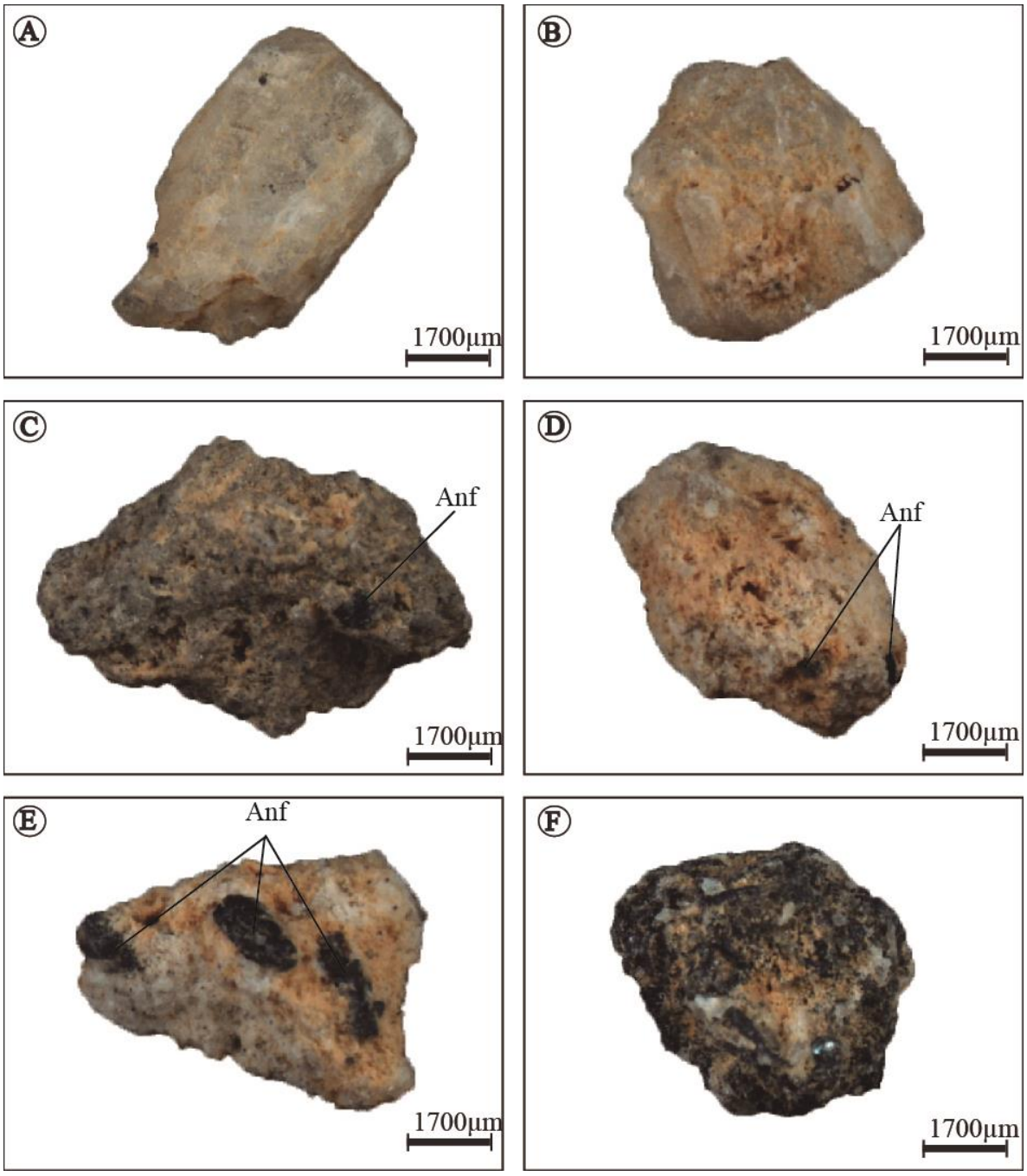


Figura 45. Fotografías de los componentes que conforman la unidad TMM en la fracción -1 phi. **A y B.** Plagioclasa. **C.** Lítico volcánico gris con microlitos de anfíbol. **D y E.** Vidrio vesiculado (pómez) con microlitos de anfíbol. **F.** Lítico plutónico.

La TMM en la fracción 0 phi, se compone de cristales libres de biotita y plagioclasa, líticos volcánicos grises y rojos, fragmentos de pómez (Fig. 46 y 47). La biotita (Fig. 46A),

al igual que en los demás depósitos, es de coloración dorada y con habito laminar. Los cristales de plagioclasa (Fig. 46B y 47A) son de color blanco a translucido, con hábitos prismáticos cortos. Los líticos volcánicos grises (Fig. 46C y 47B) son subangulares a subredondeados, con microlitos de plagioclasa y anfíbol, igual que los líticos volcánicos rojos (Fig. 47C), con la diferencia que estos últimos se encuentran muy alterados y solo se identifican microlitos de plagioclasa en ellos. Los fragmentos de pómez (Fig. 46D y Fig. 47D) son de color blanco a amarillo, subangulares a subredondeadas, con microlitos de anfbol y biotita; algunos se encuentran alterados. Las descripciones de los componentes se encuentran en la Tabla 12.

Tabla 12. Descripción de cada componente perteneciente a la unidad TMM en la fracción 0 phi.

Componente	Color	Hábito	Redondez	Alteración	Observaciones
Biotita	Generalmente dorado con partes negras	Laminar	-	Generalmente muy alteradas	No son muy abundantes
Plagioclasa	Blanco a traslucido	Prismático corto	-	No presenta	En la mayoría se identifican maclas
Lítico volcánico 1	Gris a negro	-	Subangular a subredondeado	No presenta	Algunos con microlitos de plagioclasa
Lítico volcánico 2	Rosa	-	Subangular a subredondeado	Generalmente muy alterados	Algunos con microlitos de plagioclasa
Vidrio vesiculado	Amarillo a blanco	-	Subangular a subredondeado	Generalmente alteradas	Microlitos de anfíbol y biotita

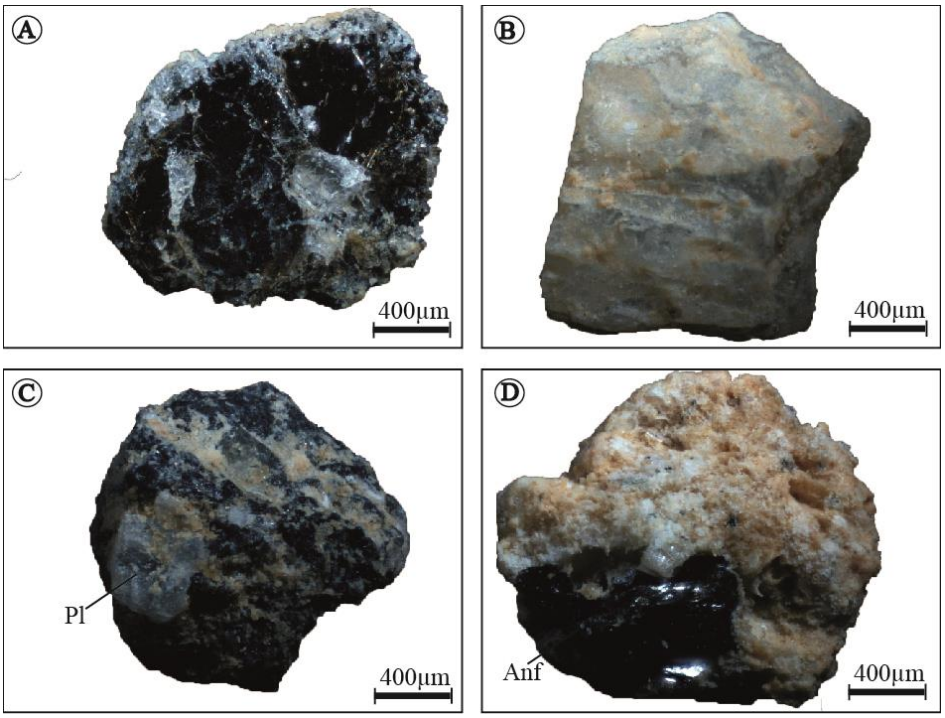


Figura 46. Fotografías de los componentes que conforman la unidad TMM en la fracción 0 phi. **A.** Biotita. **B.** Plagioclasa. **C.** Lítico volcánico gris con microlito de plagioclasa. **D.** Vidrio vesiculado (pómez) con microlito de anfíbol.

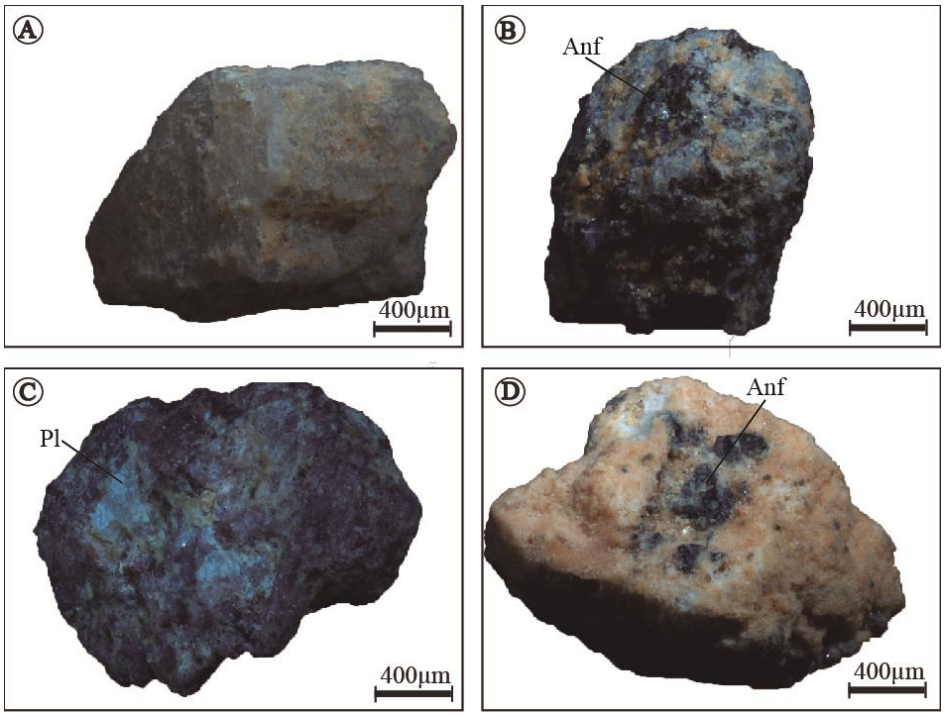


Figura 47. Fotografías de los componentes que conforman la unidad TMM en la fracción 0 phi. **A.** Plagioclasa. **B.** Lítico volcánico gris con microlito de anfíbol. **C.** Lítico volcánico rojo con microlito de plagioclasa. **D.** Vidrio vesiculado (pómez) con microlito de anfíbol fragmentado.

En la fracción de tamaño 1 phi, la TMM está compuesta mayoritariamente por cristales libres. Entre los fragmentos que se pudieron identificar se encuentran: cristales de plagioclasa y anfíbol, líticos volcánicos grises y rojos, y pómez (Fig. 48 y 49). Las características de los cristales (Fig. 48A y B; Fig. 49A y B) son similares a las descritas en las demás unidades; estas se presentan en la Tabla 13. Los líticos volcánicos grises (Fig. 48C y 49 C) y rojos (Fig. 49D) son en general, subangulares a subredondeados, pero los rojos suelen estar mucho más alterados que los grises. Los fragmentos de pómez (Fig. 48D) también presentan la misma redondez que los líticos volcánicos, además se encuentran alterados y con microlitos de anfíbol.

Tabla 13. Descripción de cada componente perteneciente a la unidad TMM en la fracción 1 phi.

Componente	Color	Hábito	Redondez	Alteración	Observaciones
Anfíbol	Negro	Prismático alargado	-	Algunos un poco alterados	-
Plagioclasa	Blanco a traslucido	Tabular y alargado	-	No presenta	En la mayoría se identifican maclas
Lítico volcánico 1	Gris	-	Subangular a subredondeado	Algunos alterados	-
Lítico volcánico 2	Naranja a rojo	-	Subangular a subredondeado	Generalmente muy alterados	-
Vidrio vesiculado	Amarillo a blanco	-	Subangular a subredondeado	Generalmente alteradas	Microlitos de anfíbol

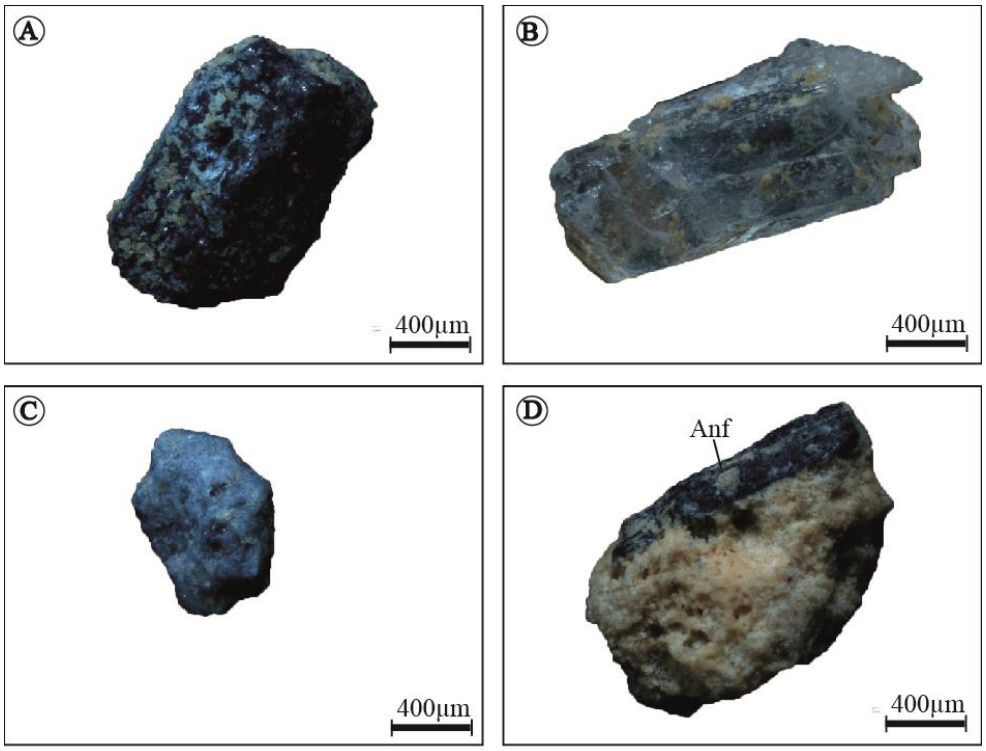


Figura 48. Fotografía de los componentes que conforman la unidad TMM en la fracción 1 phi. **A.** Anfíbol. **B.** Plagioclasa. **C.** Lítico volcánico gris. **D.** Vidrio vesiculado (pómez) con microlito de anfíbol.

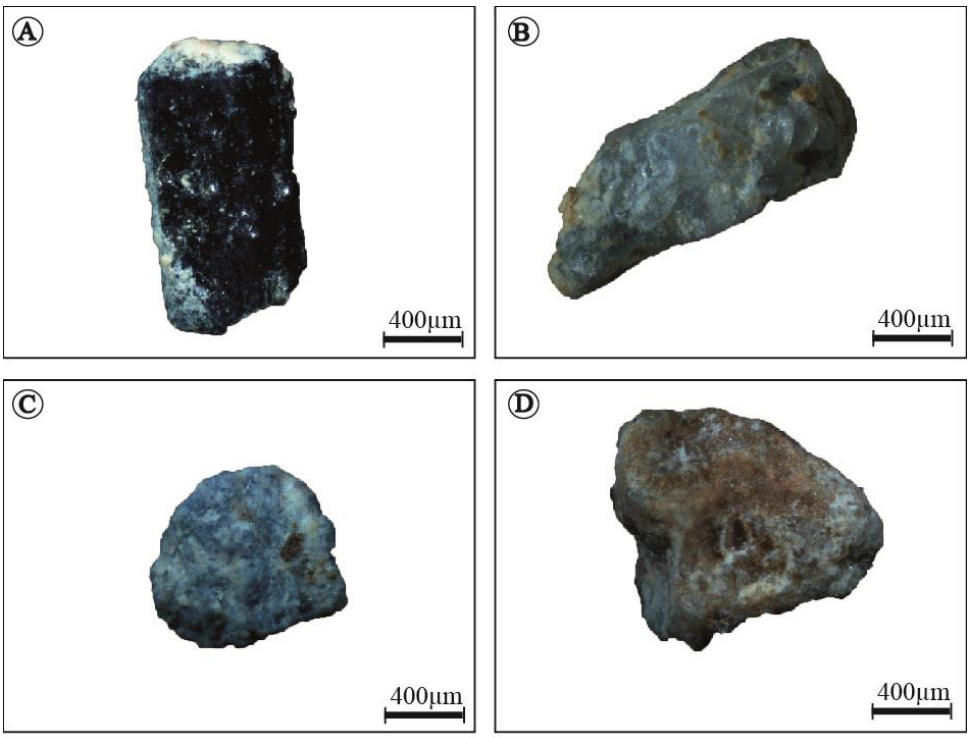


Figura 49. Fotografías de los componentes que conforman la unidad TMM en la fracción 1 phi. **A.** Anfíbol. **B.** Plagioclasa. **C.** Lítico volcánico gris. **D.** Lítico volcánico rojo.

6.6.3 Tefra Manizales Superior. En la fracción de tamaño -1 phi, la TMS está conformada por líticos volcánicos grises y rojos, fragmentos de pómez y líticos metamórficos (Fig. 50). Los líticos volcánicos grises (Fig. 50A) son subangulares a subredondeados con microlitos de plagioclasa. Los líticos volcánicos rojos (Fig. 50B), al igual que los grises, presentan bordes subangulares a subredondeados, y microlitos de anfíbol, plagioclasa y óxidos. Los fragmentos de pómez (Fig. 50C) son de color amarillo a blanco, son subredondeados a subangulares y presentan microlitos de plagioclasa, anfíbol y piroxeno. Los líticos metamórficos (fragmentos accidentales) son subredondeados y presentan coloración dorada con partes negras (Fig. 50D). Las descripciones de los componentes se presentan en la Tabla 14.

Tabla 14. Descripción de cada componente perteneciente a la unidad TMS en la fracción -1 phi.

Componente	Color	Hábito	Redondez	Alteración	Observaciones
Lítico volcánico gris	Gris	-	Subangular a subredondeado	No presenta	Microlitos de plagioclasa
Lítico volcánico rojo	Rojo	-	Subangular a subredondeado	Generalmente muy alterados	Microlitos de anfíbol y plagioclasa
Vidrio vesiculado	Amarillo a blanco	-	Subangular a subredondeado	Generalmente alterados	Microlitos de plagioclasa, anfíbol y piroxeno
Lítico metamórfico	Dorado con partes negras	-	Subredondeado	Alterados	Asociado al Complejo Cajamarca, no son muy abundantes

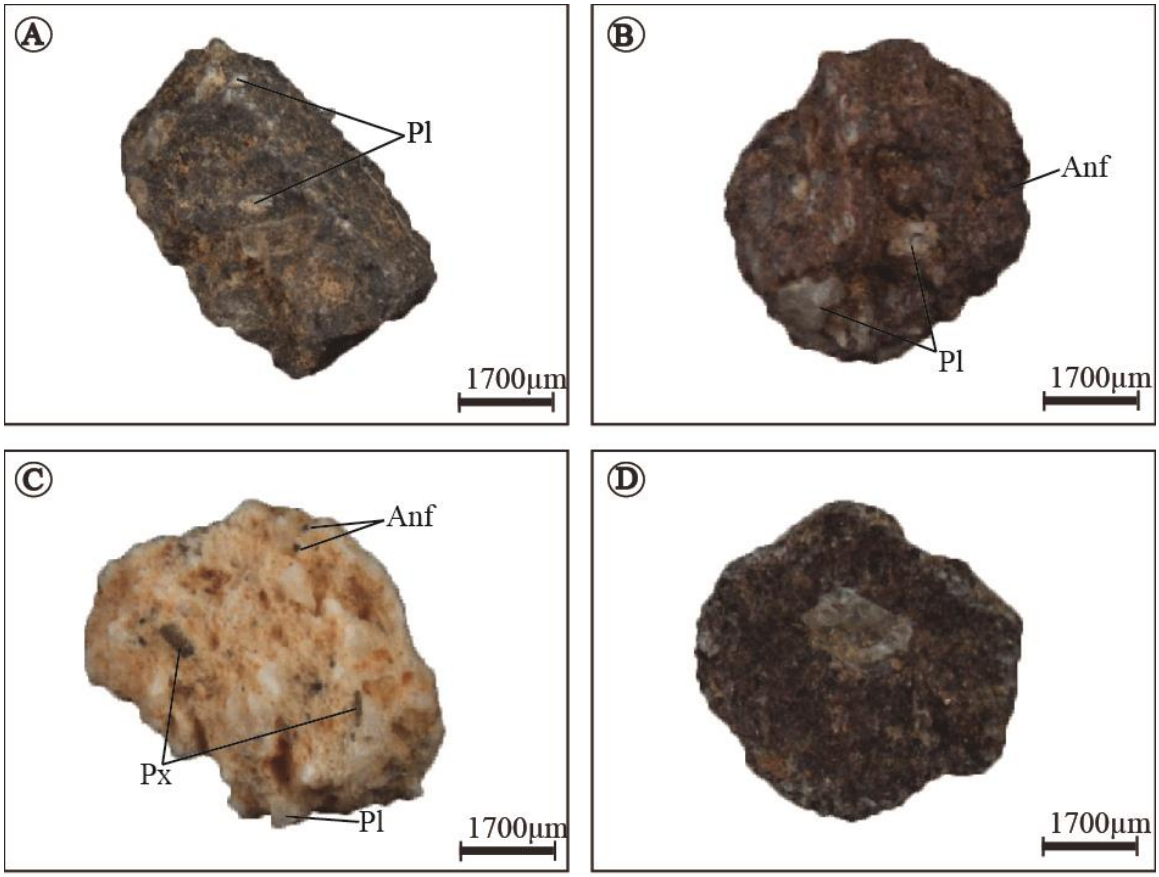


Figura 50. Fotografías de los componentes que conforman la unidad TMS en la fracción -1 phi. **A.** Lítico volcánico gris con microlitos de plagioclasa. **B.** Lítico volcánico rojo con microlitos de anfíbol y plagioclasa. **C.** Vidrio vesiculado (pómez) con microlitos de plagioclasa, anfíbol y piroxeno. **D.** Lítico metamórfico**.**

En la fracción 0 phi, la unidad se compone de cristales libres de plagioclasa, líticos volcánicos grises y rojos, fragmentos de pómez y líticos accidentales (Fig. 51). Los cristales de plagioclasa (Fig. 51A) presentan hábito irregular, en la mayoría de estos se identifican maclas. Los líticos volcánicos grises y rojos (Fig. 51B y C) son subangulares a subredondeados, presentan microlitos de plagioclasa; los líticos rojos se encuentran muy alterados. Las pómez (Fig. 51D y E) son blancas a amarillas, subredondeadas y con microlitos de anfíbol y piroxeno. Los fragmentos accidentales (Fig. 51F) corresponden a

líticos metamórficos, son de color gris a amarillo pálido y se presentan alterados. Las descripciones de cada componente se presentan en la Tabla 15.

Tabla 15. Descripción de cada componente perteneciente a la unidad TMS en la fracción 0 phi.

Componente	Color	Hábito	Redondez	Alteración	Observaciones
Plagioclasa	Blanco a traslucido	Irregular	-	No presenta	En la mayoría se identifican maclas
Lítico volcánico 1	Gris	-	Subangular a subredondeado	No presenta	Algunos con microlitos de anfíbol y plagioclasa
Lítico volcánico 2	Rojo	-	Subangular a subredondeado	Generalmente muy alterados	Algunos con microlitos plagioclasa
Vidrio vesiculado	Amarillo a blanco	-	Subredondeado	Generalmente alterados	Microlitos de anfíbol y piroxeno
Lítico metamórfico	Gris a amarillo pálido	-	Subangular a subredondeado	Alterados	Asociados al Complejo Cajamarca

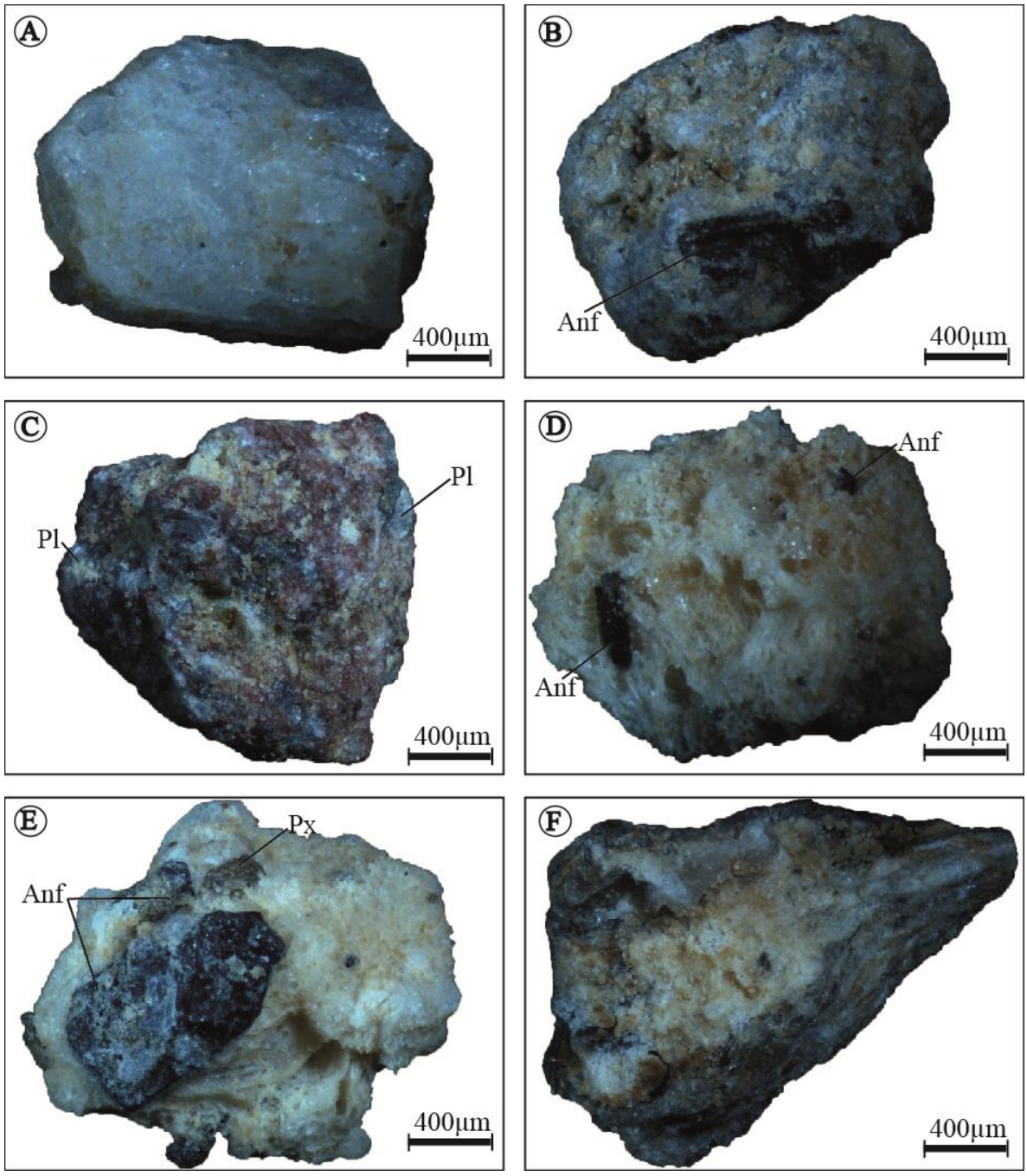


Figura 51. Fotografías de los componentes que conforman la unidad TMS en la fracción 0 phi. **A.** Plagioclasa. **B.** Lítico volcánico gris con microlito de anfíbol. **C.** Lítico volcánico rojo con microlitos de plagioclasa. **D.** Vidrio vesiculado (pómez) con microlitos de anfíbol. **E.** Vidrio vesiculado (pómez) con microlitos de anfíbol y piroxeno. **F.** Lítico metamórfico (fragmento accidental).

Por último, en la fracción de tamaño 1 phi, la unidad TMS se compone de cristales libres de plagioclasa, anfíbol y biotita, junto con líticos volcánicos grises y rojos, fragmentos de

pómez y líticos metamórficos (Fig. 52 y 53). Las características de los cristales (Fig. 52A, B y C; Fig. 53A y B) se presentan en la Tabla 16. Los líticos grises (Fig. 52D y 53C) son subredondeados y algunos presentan microlitos de anfíbol. Los líticos rojos (Fig. 52E y 53D) son subredondeados a subangulares, se encuentran alterados y contienen microlitos de anfíbol y plagioclasa. Las pómez (Fig. 52F y Fig. 53E) son de coloración amarilla a blanca, subangulares a subredondeadas, algunas se encuentran alteradas y presentan microlitos de anfíbol. Los líticos metamórficos (fragmentos accidentales, Fig. 53F), son de color dorado y su redondez es subangular a subredondeda (Tabla 16).

Tabla 16. Descripción de cada componente perteneciente a la unidad TMS en la fracción 1 phi.

Componente	Color	Hábito	Redondez	Alteración	Observaciones
Anfíbol	Negro	Prismático y alargado	Subredondeado	Algunos alterados	-
Biotita	Negro	Laminar	-	Generalmente muy alteradas	No son muy abundantes
Plagioclasa	Traslucido	Prismático	Subangular a subredondeado	No presenta	En la mayoría se identifican maclas
Lítico volcánico 1	Gris	-	Subredondeado	No presenta	Algunos con microlitos de anfíbol
Lítico volcánico 2	Rojo	-	Subangular a subredondeado	Generalmente muy alterados	Algunos con microlitos de anfíbol y plagioclasa
Vidrio vesiculado	Amarillo a blanco	-	Subangular a subredondeado	Generalmente alterados	Microlitos de anfíbol
Lítico metamórfico	Dorado con partes negras	-	Subangular a subredondeado	Alterados	Asociados al Complejo Cajamarca, no son muy abundantes

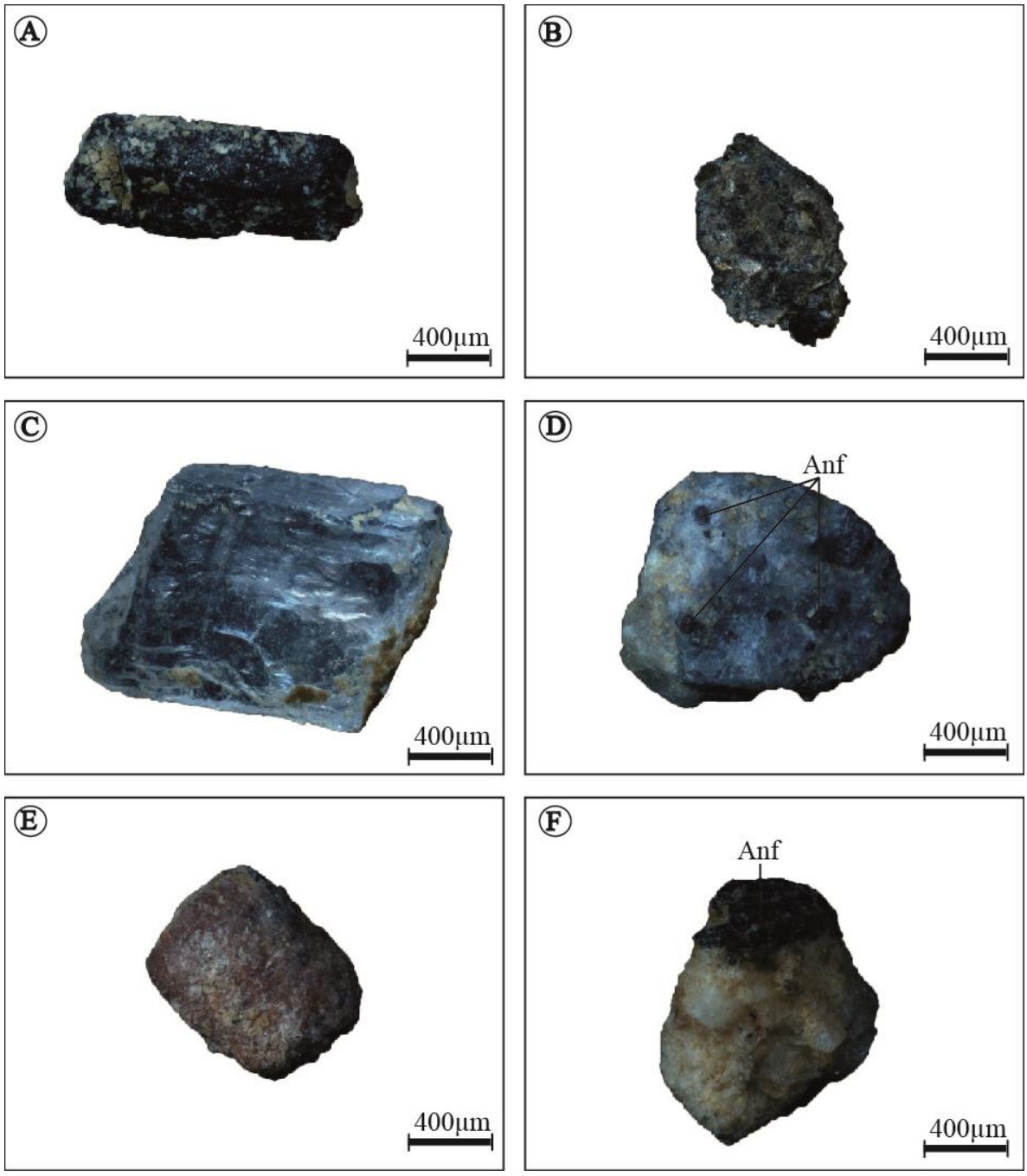


Figura 52. Fotografías de los componentes que conforman la unidad TMS en la fracción 1 phi. **A.** Anfíbol. **B.** Biotita. **C.** Plagioclasa. **D.** Lítico volcánico gris con microlitos de anfíbol. **E.** Lítico volcánico rojo. **F.** Vidrio vesiculado (pómez) con microlito de anfíbol.

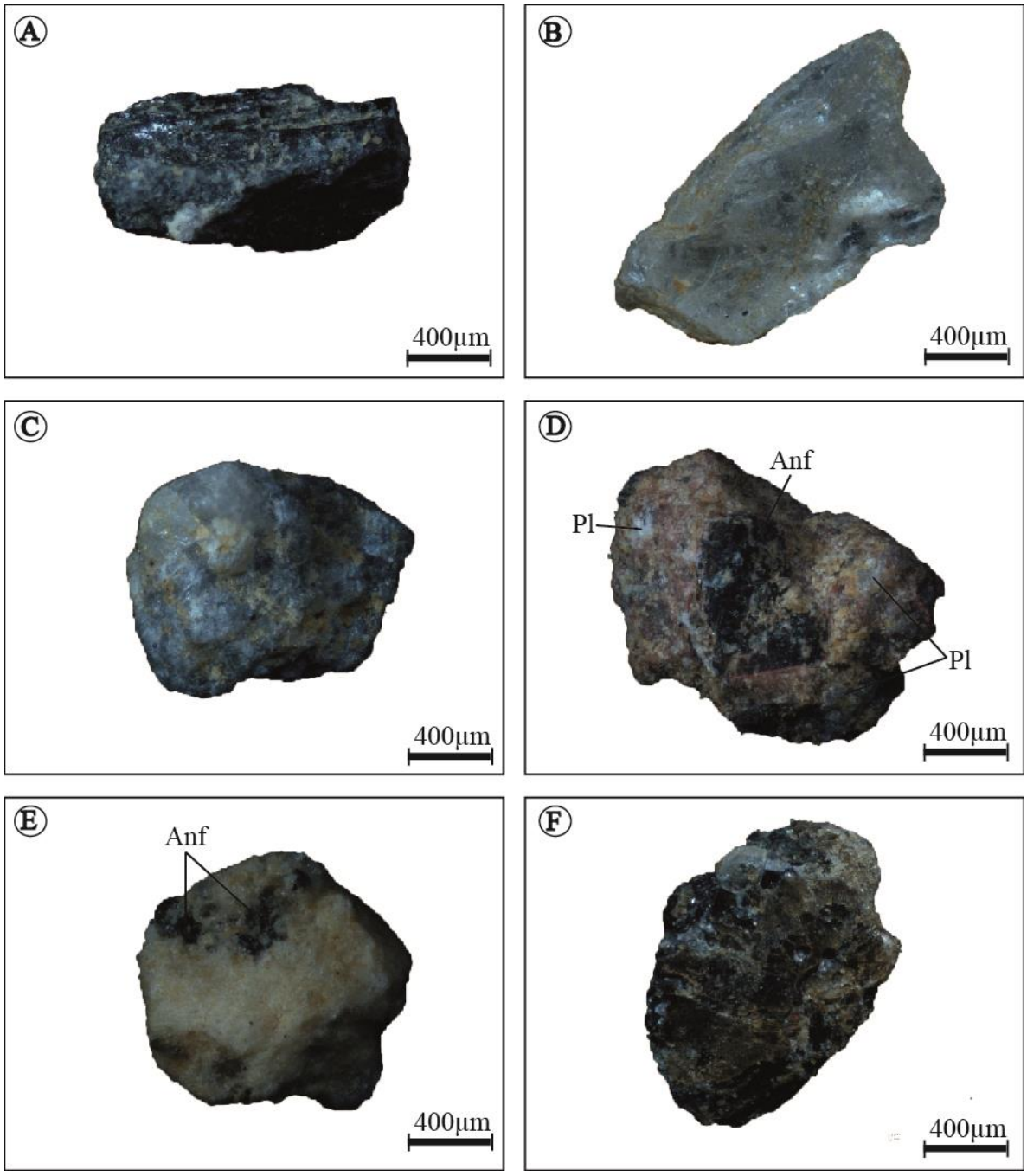


Figura 53. Fotografías de los componentes que conforman la unidad TMS en la fracción 1 phi. **A.** Anfíbol. **B.** Plagioclasa. **C.** Lítico volcánico gris. **D.** Lítico volcánico rojo con microlitos de anfíbol y plagioclasa. **E.** Vidrio vesiculado (pómez) con microlitos de anfíbol. **F.** Lítico metamórfico.

6.7 Petrografía

A continuación, se presentan los resultados obtenidos de los análisis petrográficos realizados, a partir de los cuales pudo determinarse la mineralogía y textura de los fragmentos que componen los depósitos TMI, TMM y TMS. Para cada unidad en estudio, se describieron los siguientes fragmentos: fragmentos de pómez, líticos volcánicos grises y rojos, y los cristales libres. El tamaño de los cristales en los fragmentos de pómez y líticos volcánicos fue descrito con base en la clasificación propuesta por González (2008), donde: fenocristal >0,5 mm; microfenocristal 0,5 – 0,05 mm; microcristal <0,05 mm. Las abreviaciones para los nombres de los minerales fueron tomadas de Whitney & Evans (2010) para los cuales: Plagioclasa: Pl, Anfìbol: Anf, Ortopiroxeno: Opx, Clinopiroxeno: Cpx, Biotia: Bt, Mineral opaco: Opq, Apatito: Ap, y Circón: Zm.

6.7.1 Tefra Manizales Inferior

6.7.1.1 Descripción de cristales libres

Biotita: Los cristales de biotita (Fig. 54) presentan hábito tabular, generalmente con forma subhedral, relieve bajo a moderado y color marrón a amarillo-rojizo (Fig. 54A, C y E). El pleocroísmo de estos cristales es intenso (de crema pálido-amarillento a marrón rojizo) y su exfoliación perfecta; en algunos cristales ésta es muy fina y regular (Fig. 54C). Los cristales presentan extinción moteada y recta (Fig. 54B), y contienen inclusiones de plagioclasa, minerales opacos y circón. Algunos de estos cristales se encuentran rotos (Fig. 54C y E).

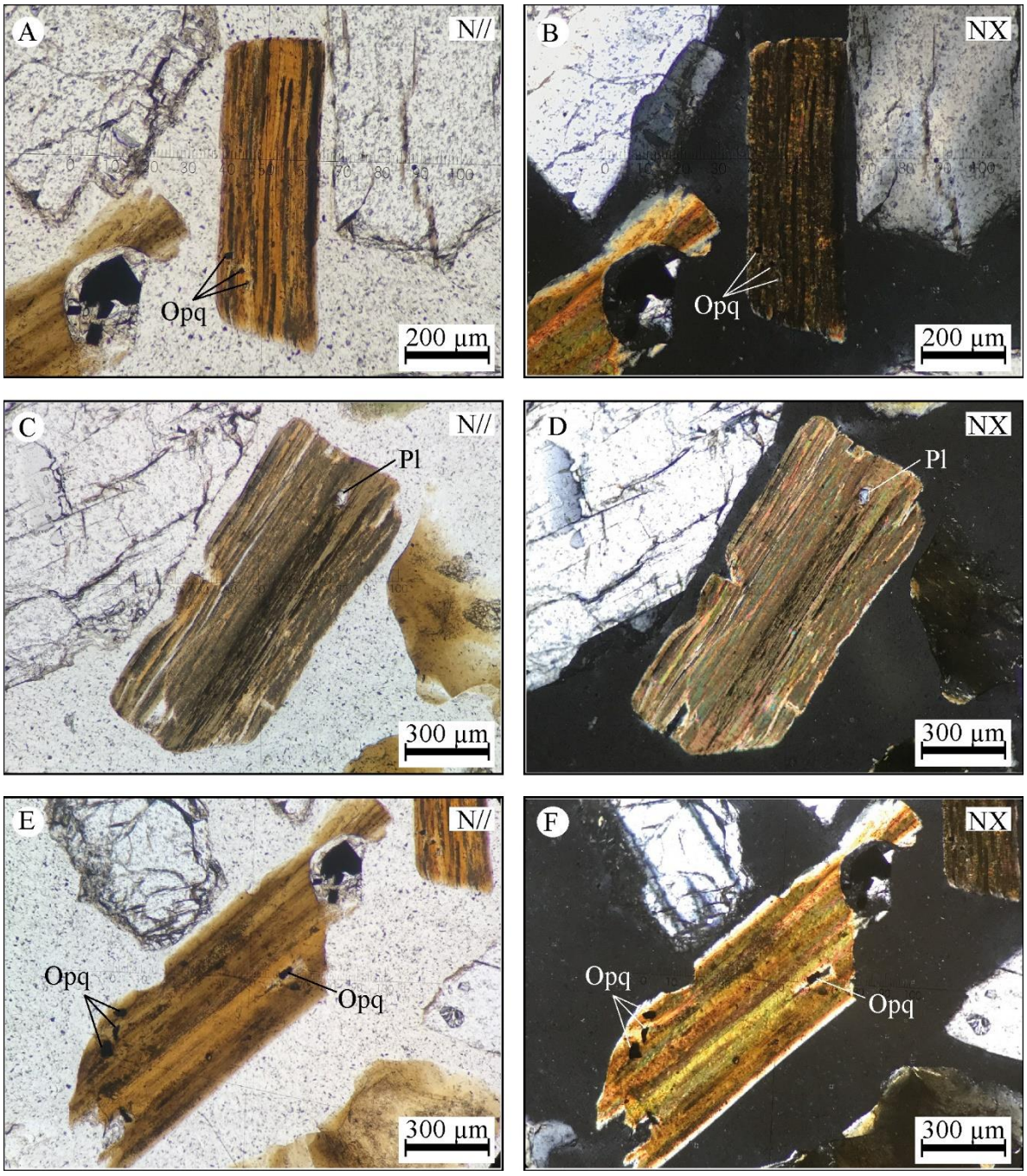


Figura 54. Microfotografías de cristales de biotita de la unidad TMI. **A y B.** Biotita con hábito tabular y extinción típica recta y moteada. **C y D.** Biotita con exfoliación perfecta en una dirección e inclusión de plagioclasa. **E y F.** Biotita subhedral con inclusiones de minerales opacos. N//: Nicoles paralelos; NX: Nicoles cruzados.

Anfíbol: Los cristales de anfíbol (Fig. 55) se presentan en formas euhedrales, subhedrales y anhedrales, con hábito prismático alargado (Fig. 55A) y prismático corto (Fig. 55C y E). Estos cristales varían en color de verde a marrón haciendo evidente su carácter pleocroico, además poseen relieve moderado a alto. Los cristales presentan extinción oblicua, y en algunos se pueden observar bordes de reacción y zonaciones, (Fig. 55C y D), además de maclas simples (Fig. 55D) y maclas lamelares simples (Fig. 55F). Algunos cristales también contienen inclusiones de plagioclasa, apatito, circón y minerales opacos.

Plagioclasa: Los cristales de plagioclasa (Fig. 56) son incoloros, presentan formas subhedrales y anhedrales, y relieve bajo a moderado (Fig. 56A, C y E). Algunos cristales se encuentran bastante fracturados (Fig. 56A y E) y otros presentan bordes de reacción (Fig. 56E y F). En la mayoría de las plagioclasas se pueden observar maclas polisintéticas y de carlsbad, zonaciones oscilatorias, normales e inversas (Fig. 56B, E y F), e inclusiones de anfíbol, circón y apatito.

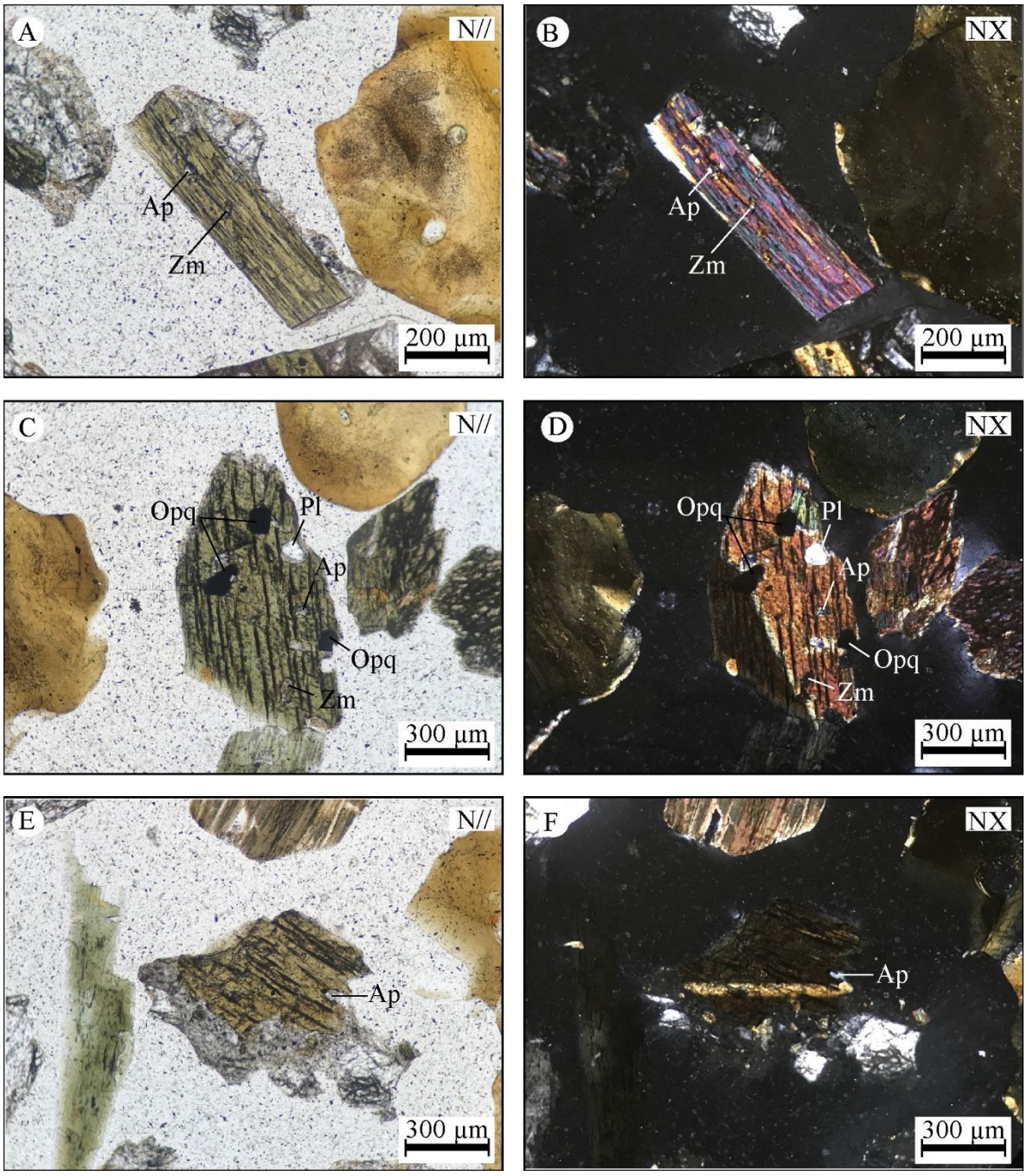


Figura 55. Microfotografías de cristales de anfíbol de la unidad TMI. **A y B.** Anfíbol euhedral con hábito prismático alargado e inclusiones de circón y apatito. **C y D.** Anfíbol subhedral zonado, con macla simple, bordes de reacción e inclusiones de minerales opacos, plagioclasa, circón y apatito. **E y F.** Anfíbol con formas subhedrales y anhedrales, y con macla lameral simple. N//: Nicoles paralelos; NX: Nicoles cruzados.

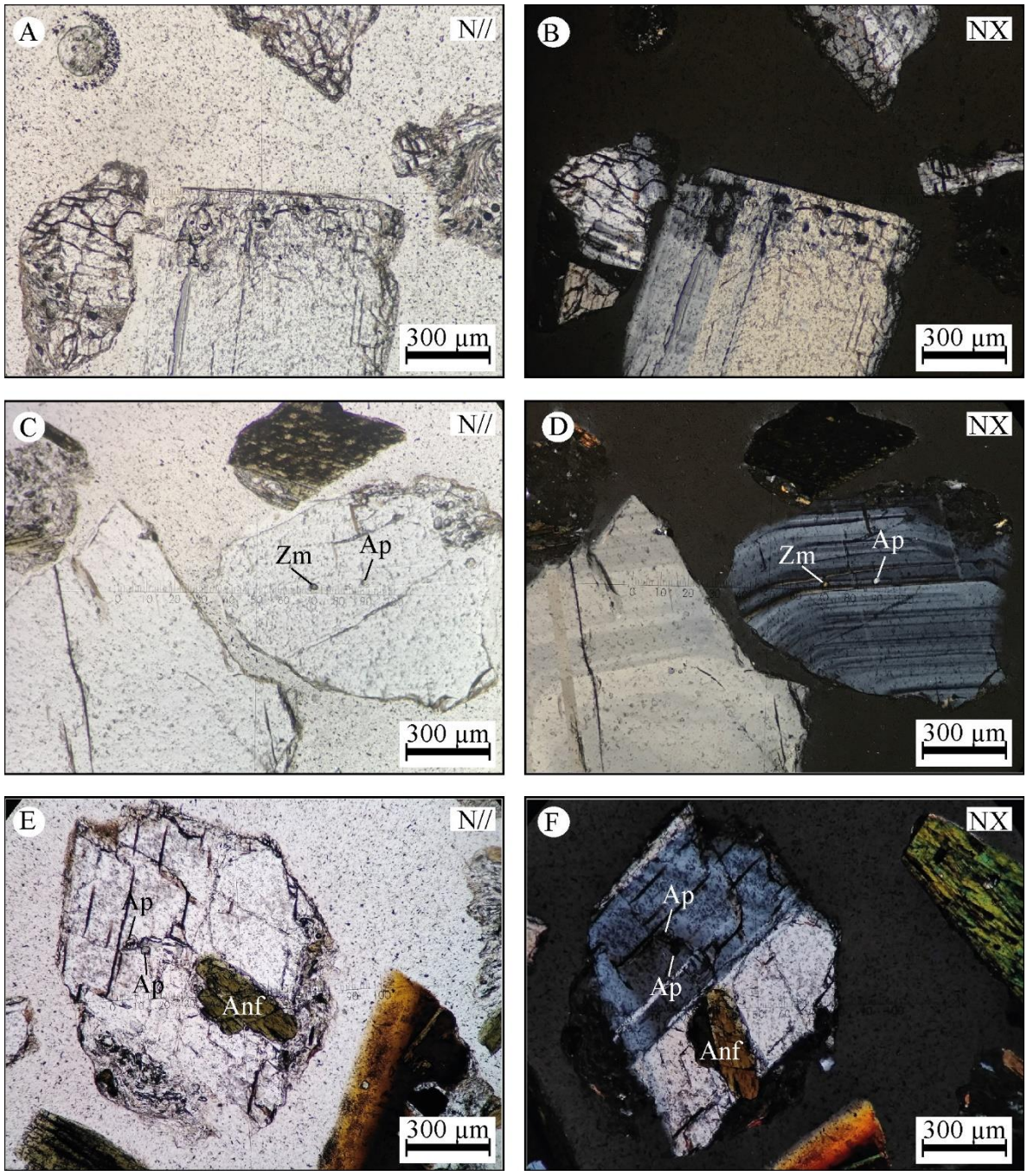


Figura 56. Microfotografías de cristales de plagioclasa de la unidad TMI. **A y B.** Plagioclasa fracturadas y macladas. **C y D.** Plagioclasa subhedrales, con zonación oscilatoria. **E y F.** Plagioclasa maclada y con bordes de reacción, presenta inclusiones de apatito y anfíbol, este último con una macla simple. N//: Nicoles paralelos; NX: Nicoles cruzados.

Oxihornblenda: Los cristales de oxihornblenda presentan hábito prismático alargado, con formas subhedrales, y relieve alto a moderado (Fig. 57A). Su color es intenso rojizo-

marrón, y pleocroico (varía en tonos marrones y rojos). Estos cristales presentan extinción recta y contienen inclusiones de plagioclasa y circón (Fig. 57A y B).

Ortopiroxeno: Los cristales de ortopiroxeno tienen hábito prismático corto con formas subhedrales, color verde pálido levemente pleocroico y relieve moderado (Fig. 57C). Los cristales presentan extinción recta, y contienen inclusiones de anfíbol, plagioclasa y minerales opacos. En la Figura 57C y D, se puede ver un cristal de ortopiroxeno que envuelve a un cristal de anfíbol; en esta imagen, se destaca la forma irregular del anfíbol.

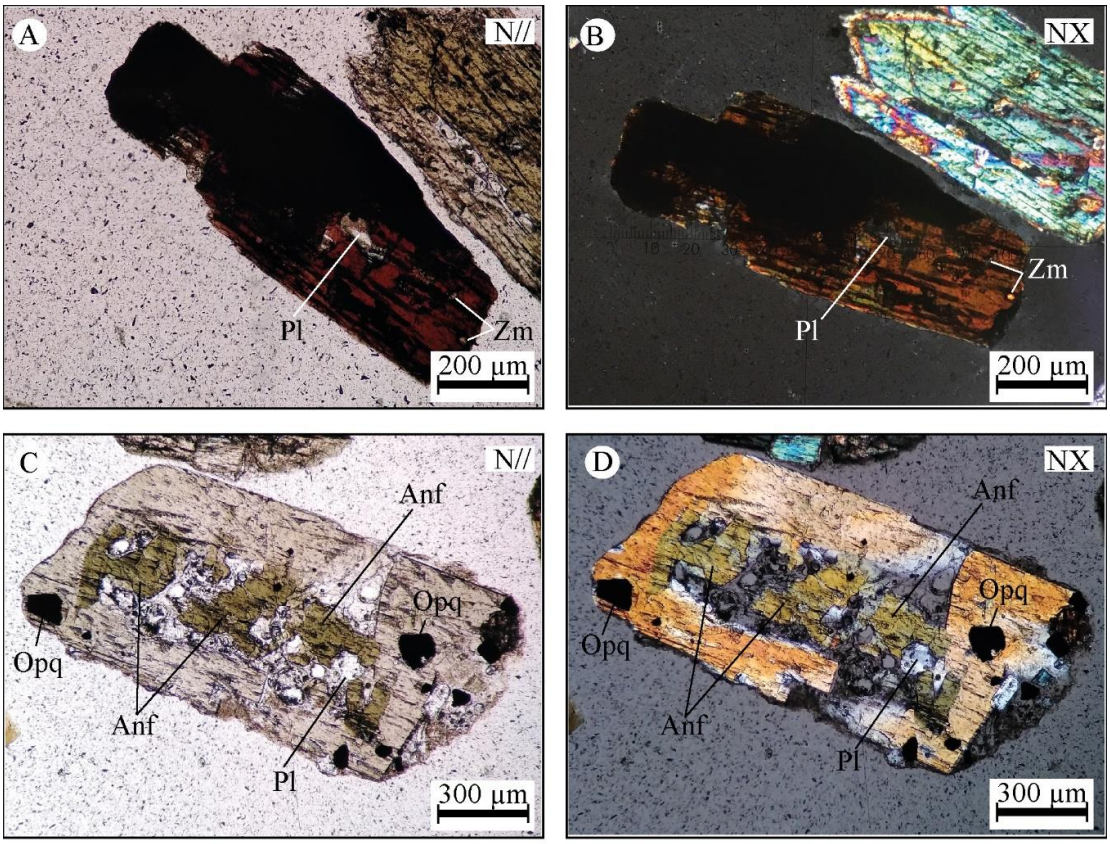


Figura 57. Microfotografías de cristales de oxihornblenda y ortopiroxeno de la unidad TMI. **A y B.** Oxihornblenda con inclusiones de plagioclasa y circón. **C y D.** Ortopiroxeno con inclusiones de plagioclasa, minerales opacos y anfíbol; se puede apreciar como el cristal de anfíbol está envuelto o rodeado por el piroxeno. N//: Nicoles paralelos; NX: Nicoles cruzados.

6.7.1.2 Descripción de líticos grises. Los líticos grises de la unidad TMI (Fig. 58) presentan una textura porfirítica e hipidiomórfica, en la cual los cristales tienen formas principalmente subhedrales y anhedrales. El arreglo mineral de estos líticos es variado, y en general incluye: fenocristales y microfenocritales de plagioclasa y anfíbol, y microfenocristales de biotita, oxihornblenda, clinopiroxeno, ortopiroxeno y minerales opacos. Estos cristales se encuentran establecidos en una masa fundamental que en la mayoría de los líticos es devitrificada (vidrio volcánico recristalizado) y microcristalina, de los mismos minerales antes mencionados. En la mayoría de cristales de biotita y anfíbol se pueden observar bordes de reacción y de reabsorción, y en los de plagioclasa zonación (Fig. 58B, D y F).

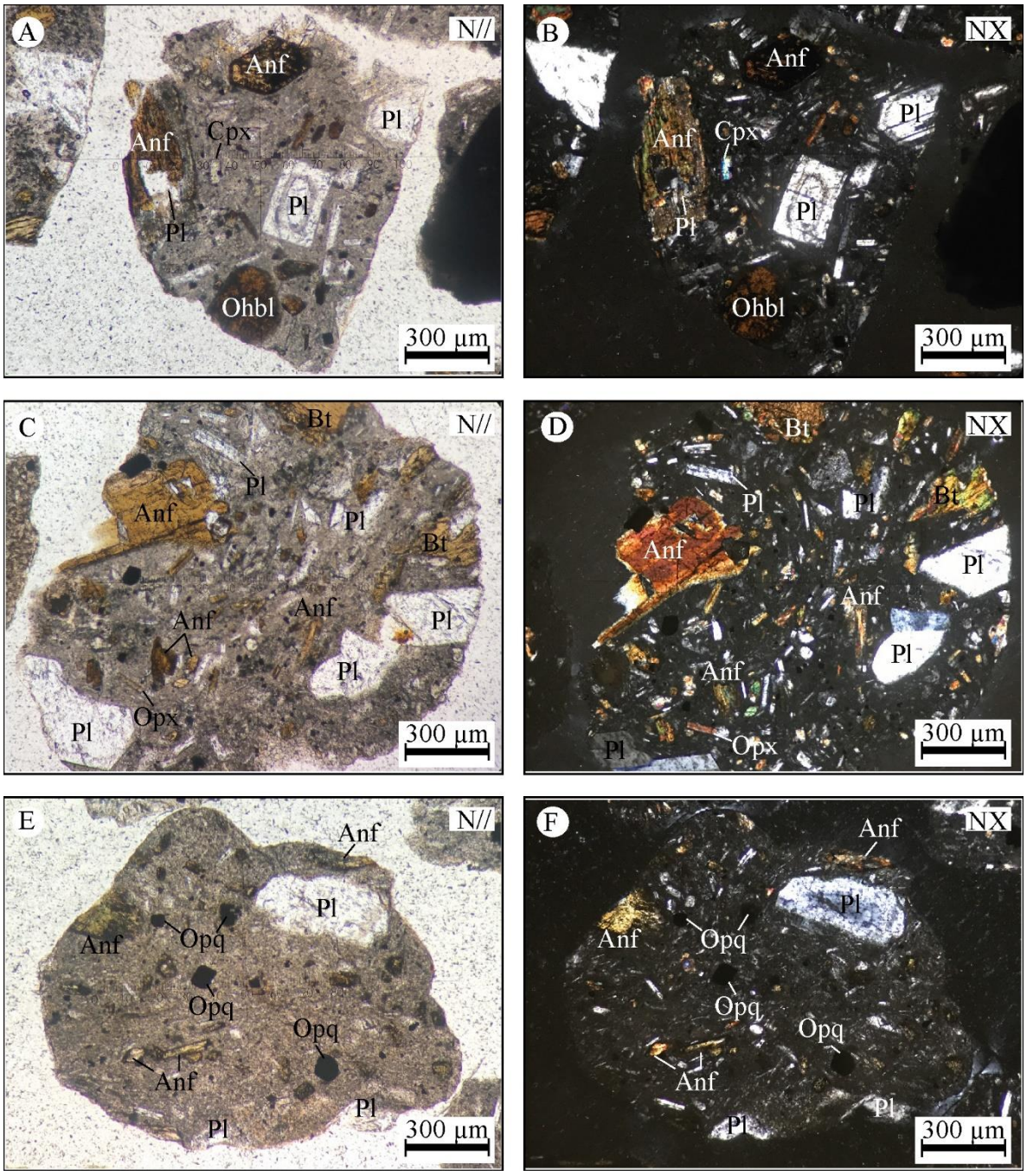


Figura 58. Microfotografías de los líticos grises de la unidad TMI. **A y B.** Lítico gris compuesto por cristales de plagioclasa (con zonación oscilatoria y maclas polisintéticas y de carlsbad), oxihornblenda, anfíbol y clinopiroxeno, dispuestos en una masa fundamental devitrificada y con microcristales. **C y D.** Lítico gris con cristales de biotita, anfíbol, ortopiroxeno y plagioclasa (zonada y con maclas polisintéticas y de carlsbad). **E y F.** Lítico gris con un ensamblaje mineral con anfíbol, minerales opacos y plagioclasa con zonación oscilatoria; contenidos en una masa desvitrificada y microcristalina. N//: Nicoles paralelos; NX: Nicoles cruzados.

6.7.1.3 Descripción de líticos rojos. Los líticos rojos de la unidad TMI (Fig. 59) son también porfiríticos e hipidiomórficos, tienen un arreglo mineral que incluye fenocristales y microfenocristales de plagioclasa, y microfenocristales de oxihornblenda y minerales opacos. Estos cristales se encuentran establecidos en una masa fundamental que en la mayoría de los líticos es devitrificada y microcristalina. Se puede observar cierto grado de orientación en los cristales de algunos líticos (Fig. 59C y D), y bordes de reacción junto con textura seriada en plagioclasas (Fig. 59).

6.7.1.4 Descripción de pómez. Los fragmentos de pómez de la unidad TMI (Fig. 60 y 61), son heterogéneamente vesiculares, siendo éstas predominantemente semiesféricas y alargadas. La masa fundamental de las pómez está compuesta por vidrio, que da lugar a una textura fibrosa (Fig. 61C, D y Fig. 60 C, D), y en menor proporción por microcristales. Los clastos de pómez tienen una textura hipocristalina, porfirítica e hipidimórfica (cristales subhedrales y anhedrales), y están compuestos en un 16,47 % por cristales (fenocristales y microfenocristales), 15 % de masa fundamental y 68,53 % de vesículas (Tabla 17). El conjunto de minerales que compone estos fragmentos incluye en promedio: plagioclasa (10,07 %), biotita (1,59 %), anfíbol (3,77 %), oxihornblenda (0,06 %), clinopiroxeno (0,17 %), ortopiroxeno (0,60 %) y minerales opacos (0,21 %) (Tabla 17).

Es visible el desarrollo de bordes de reacción y reabsorción en los cristales de anfíbol (Fig. 60A, B y Fig. 61E y F), biotita (Fig. 60E y F) y plagioclasa (Fig. 60C y D), estos últimos a su vez, presentan zonación en la mayoría de cristales.

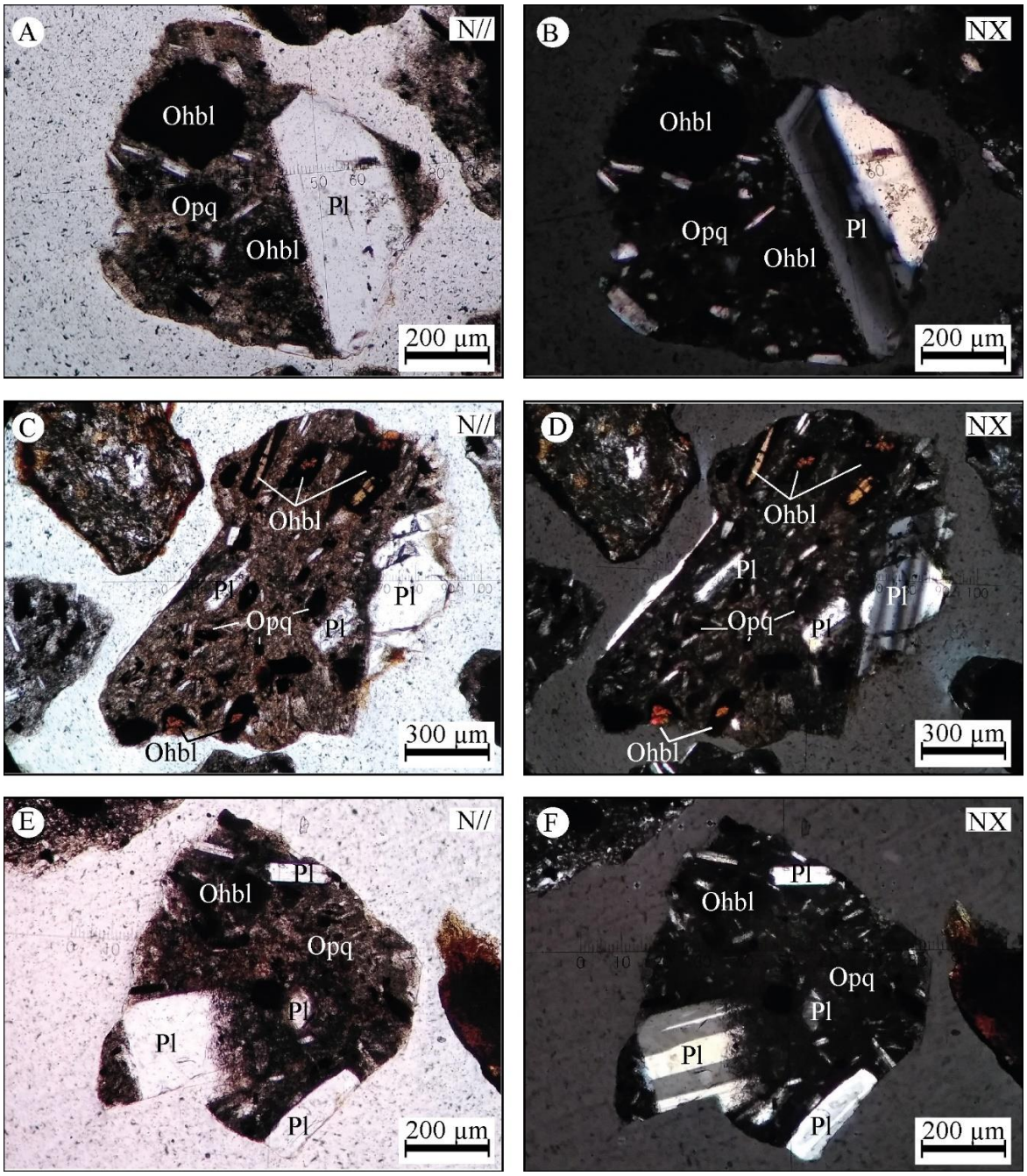


Figura 59. Microfotografías de los líticos rojos de la unidad TMI. **A y B.** Lítico rojo compuesto por plagioclasa zonada y maclada, oxihornblenda y minerales opacos. **C y D.** Lítico rojo con un ensamblaje mineral compuesto por plagioclasa, oxihornblenda y minerales opacos, que se encuentran en una masa fundamental de vidrio y microcristales, se puede observar cierto grado de orientación de los cristales. **E y F.** Lítico rojo compuesto por plagioclasa, oxihornblenda y minerales opacos; dispuestos en una masa fundamental desvitrificada y con microcristales. N//: Nicoles paralelos; NX: Nicoles cruzados.

Tabla 17. Composición de los fragmentos de pómez correspondientes a la unidad TMI.

Fragmentos de pómez unidad TMI											
# Pómez	**% Cristales (F+Mf)**	**% Mineralógico**							**% Masa fundamental (Vidrio+Microcristales)**	**% Vesículas**	**Total (% Cristales+% MF+ % Vesículas)**
			Pl	Bt	Anfibol	Ohbl	CPx	Opx	Opq			
1		25	7	1,5	10,8	0,5		5	0,2	10	65	100
2		10	6,5		3	0,25	0,25			14	76	100
3		23	9,8	8	4,2		0,8		0,2	7	70	100
4		30	13	5	10			1	1	50	20	100
5		8	5		3					15	77	100
6		10	7,7		2				0,3	23	67	100
7		8	5,5		2			0,2	0,3	30	62	100
8		40	37		2,7				0,3	3	57	100
9		5	2		2,5		0,25	0,25		10	85	100
10		3	2,4		0,4	0,2				10	87	100
11		7	5		1		1			13	80	100
12		25	12	3	8			2		20	55	100
13		13	7		5,4		0,3		0,3	5	82	100
14		20	15,6	4					0,4	5	75	100
15		20	15,5	2,3	1,5			0,5	0,2	10	70	100
Total promedio		16,47	10,07	1,59	3,77	0,06	0,17	0,60	0,21	15,00	68,53	100,00

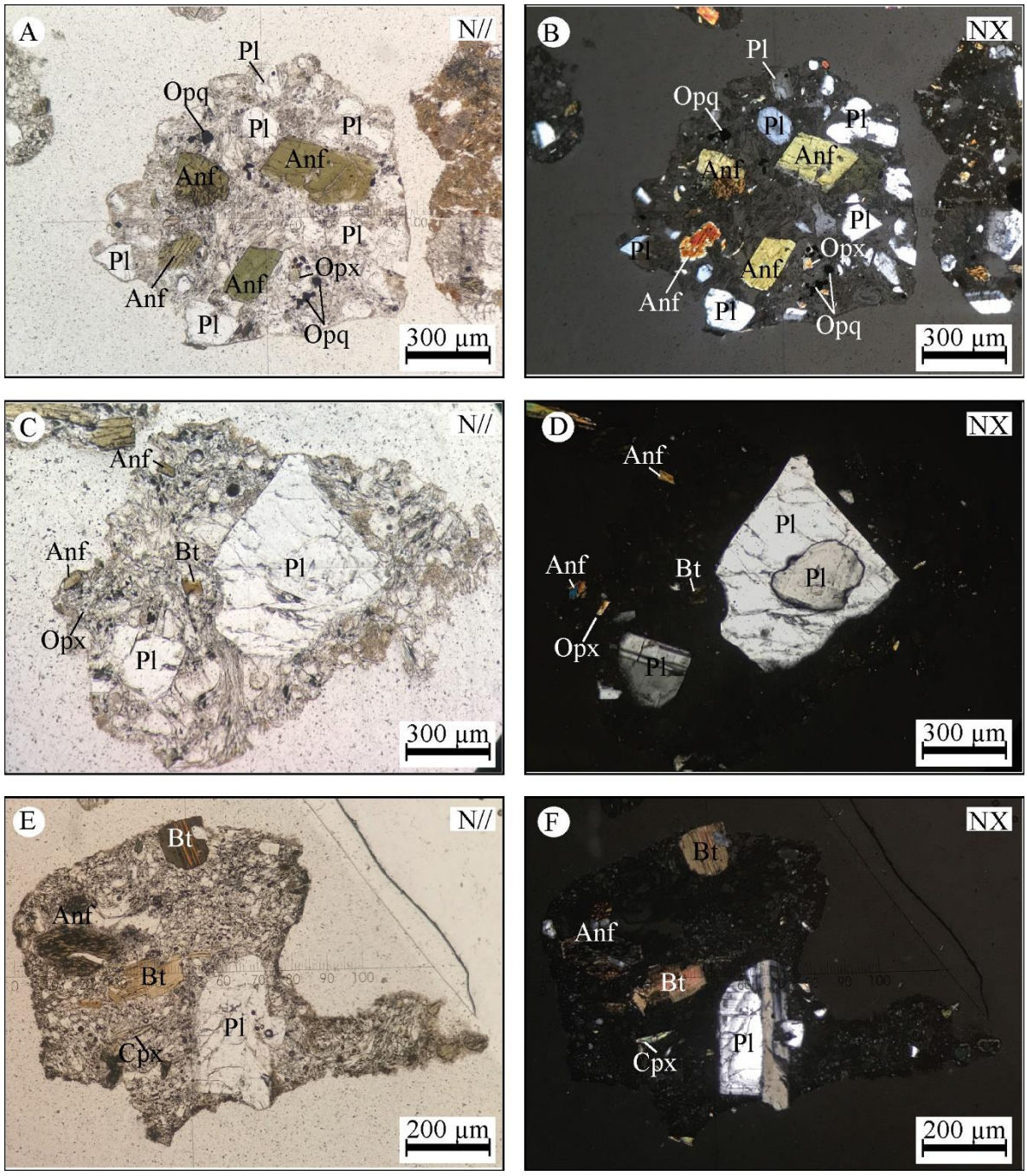


Figura 60. Microfotografías de fragmentos de pómez de la unidad TMI. **A y B.** Fragmento de pómez con cristales de plagioclasa, ortopiroxeno, anfíbol y minerales opacos. Contiene 50% de masa fundamental y 20% de vesículas. **C y D.** Fragmento de pómez con cristales de plagioclasa, biotita, ortopiroxeno, anfíbol y minerales opacos. Presenta un 10% de masa fundamental (textura fibrosa) y 70% de vesículas. **E y F.** Fragmento de pómez con cristales de plagioclasa, biotita, anfíbol, clinopiroxeno y minerales opacos. Contiene 7% de masa fundamental y 70% de vesículas. N//: Nicoles paralelos; NX: Nicoles cruzados.

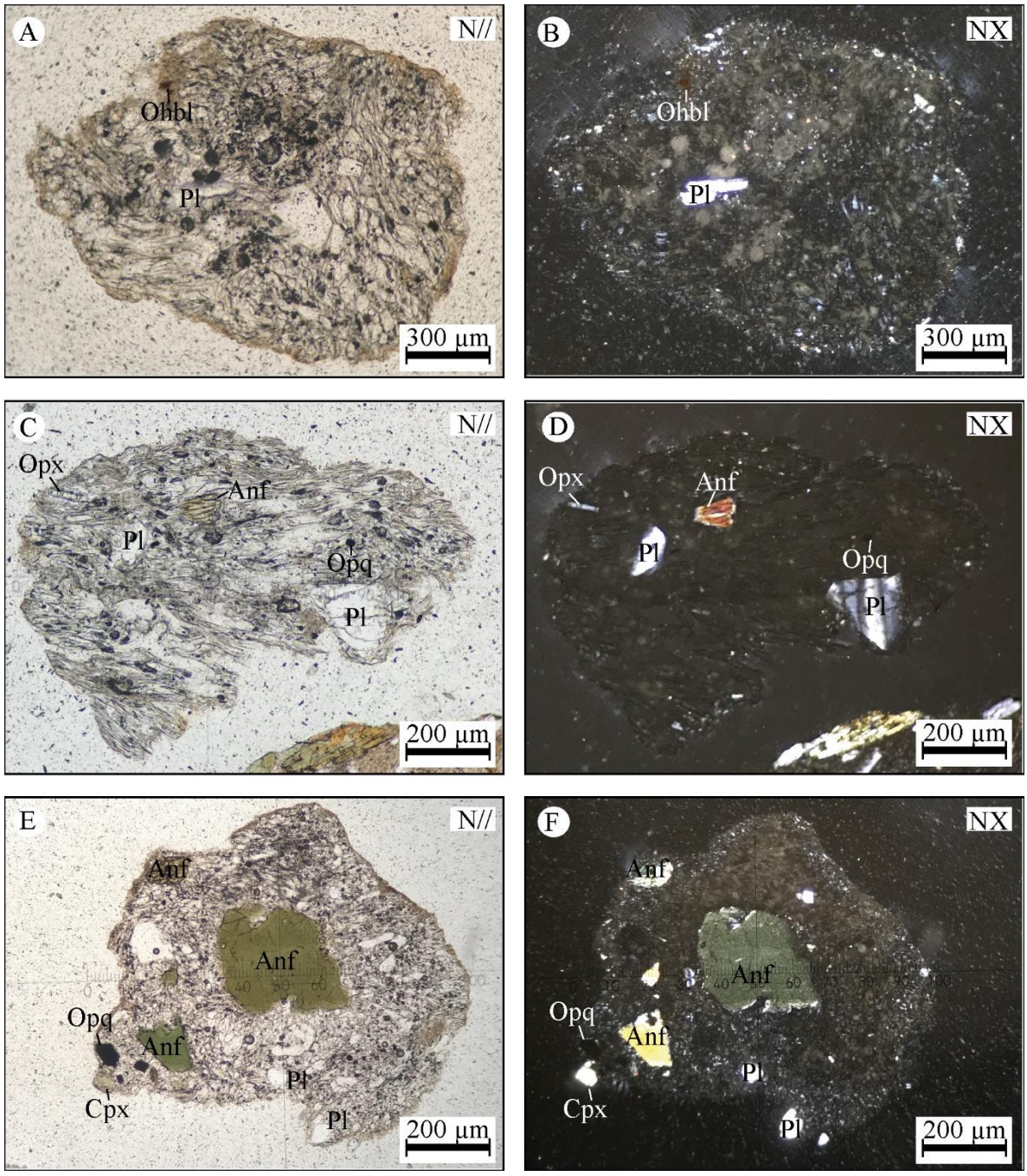


Figura 61. Microfotografías de fragmentos de pómez de la unidad TMI. **A y B.** Fragmentos de pómez con cristales de plagioclasa y oxihornblenda; está compuesta por 10% de masa fundamental y 87% de vesículas. **C y D.** Pómez con textura fibrosa y cristales de plagioclasa, ortopiroxeno, anfíbol y minerales opacos; se compone en un 30% de masa fundamental y 62% de vesículas. **E y F.** Pómez con cristales de plagioclasa, anfíbol, clinopiroxeno y minerales opacos. Contiene 5% de masa fundamental y 82% de vesículas. N//: Nicoles paralelos; NX: Nicoles cruzados.

6.7.2 Tefra Manizales Media

6.7.2.1 Descripción de cristales

Anfíbol: Se presenta en cristales subhedrales y euhedrales, con hábitos prismáticos cortos y alargados (Fig. 62A, C y E). Su relieve es moderado a alto, y su color varía de verde a marrón claro. Es pleocroico. Algunos cristales se encuentran muy fracturados (Fig. 62E y F), y otros, exhiben maclas simples (Fig. 62B) y maclas lamelares simples (Fig. 62D). Contiene inclusiones de minerales opacos, apatito y circón. Son visibles bordes de reacción y zonación en algunos cristales (Fig. 62B), la zonación se distingue por los cambios en los colores de interferencia de los bordes del cristal.

Plagioclasa: Dentro del depósito, la plagioclasa se presenta en cristales subhedrales y anhedrales, es incolora y su relieve es bajo a moderado (Fig. 63A, C y D). Algunos cristales se encuentran muy fracturados (Fig. 63A y B). Son visibles las maclas polisintéticas y de carlsbad, así como zonación oscilatoria en la mayoría de los cristales (Fig. 63B, D y F). Contiene inclusiones de circón, apatito y anfíbol.

Oxihornblenda: Cristales con formas subhedrales y euhedrales, hábito prismático, relieve moderado a alto y color marrón-rojizo con bordes oscuros (Fig. 64A y C). Su pleocroísmo es intenso, varía en colores marrones y rojos. Los cristales presentan extinción recta (Fig. 64D) y en algunos de ellos contienen abundantes inclusiones de plagioclasa (Fig. 64A y B).

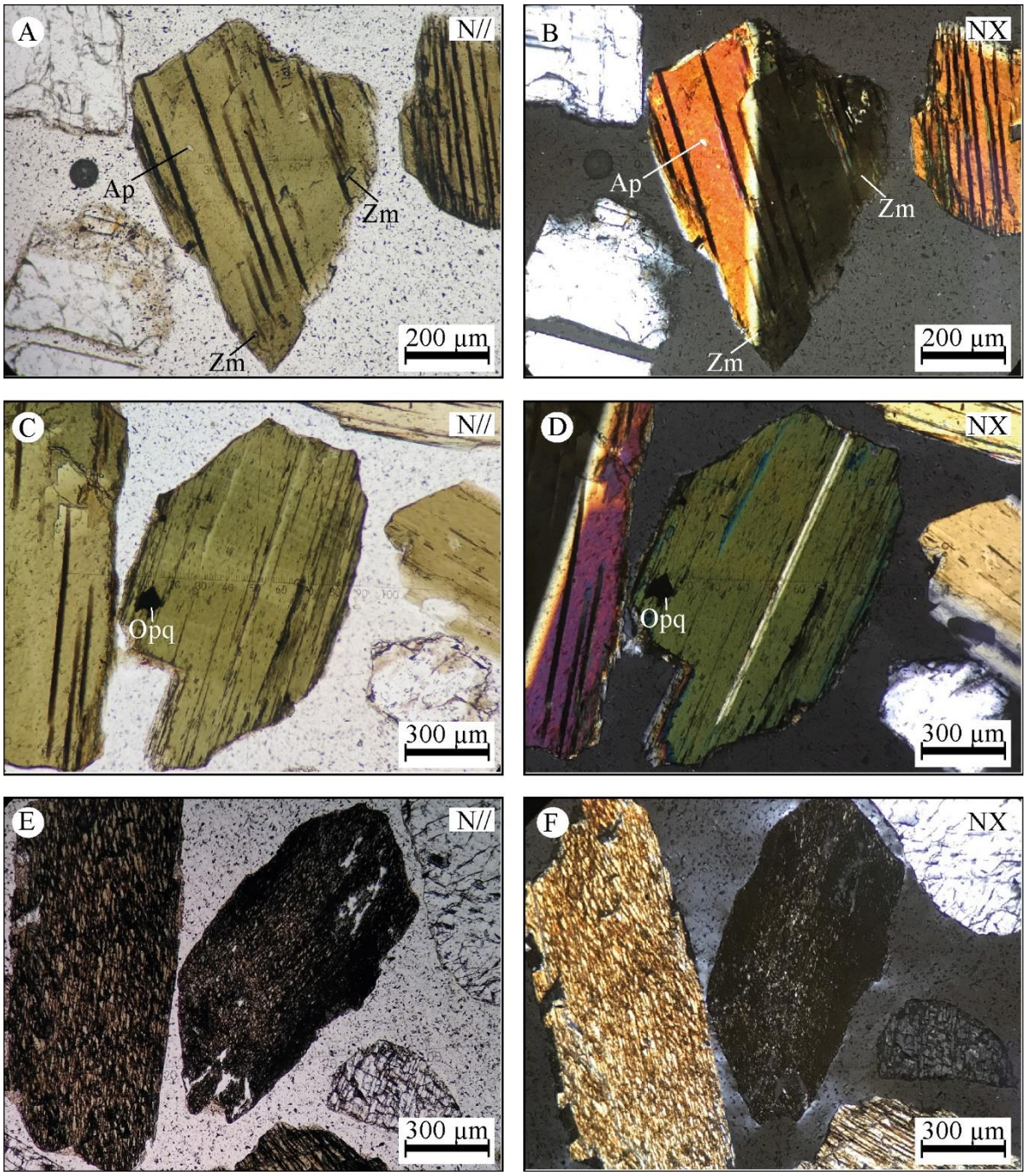


Figura 62. Microfotografías de cristales de anfíbol de la unidad TMM. **A y B.** Anfíbol zonado y con macla simple, presenta inclusiones de apatito y circón. **C y D.** Anfíbol con macla lamelar, presenta inclusiones de minerales opacos. **E y F.** Anfíboles altamente fracturados. N//: Nicoles paralelos; NX: Nicoles cruzados.



Figura 63. Microfotografías de cristales de plagioclasa de la unidad TMM. **A y B.** Plagioclasa fracturada y con macla polisintética. **C y D.** Plagioclasa con zonación oscilatoria e inclusiones de anfíbol y apatito. **E y F.** Plagioclasa maclada con inclusión de anfíbol (el anfíbol presenta una macla simple). N//: Nicoles paralelos; NX: Nicoles cruzados.

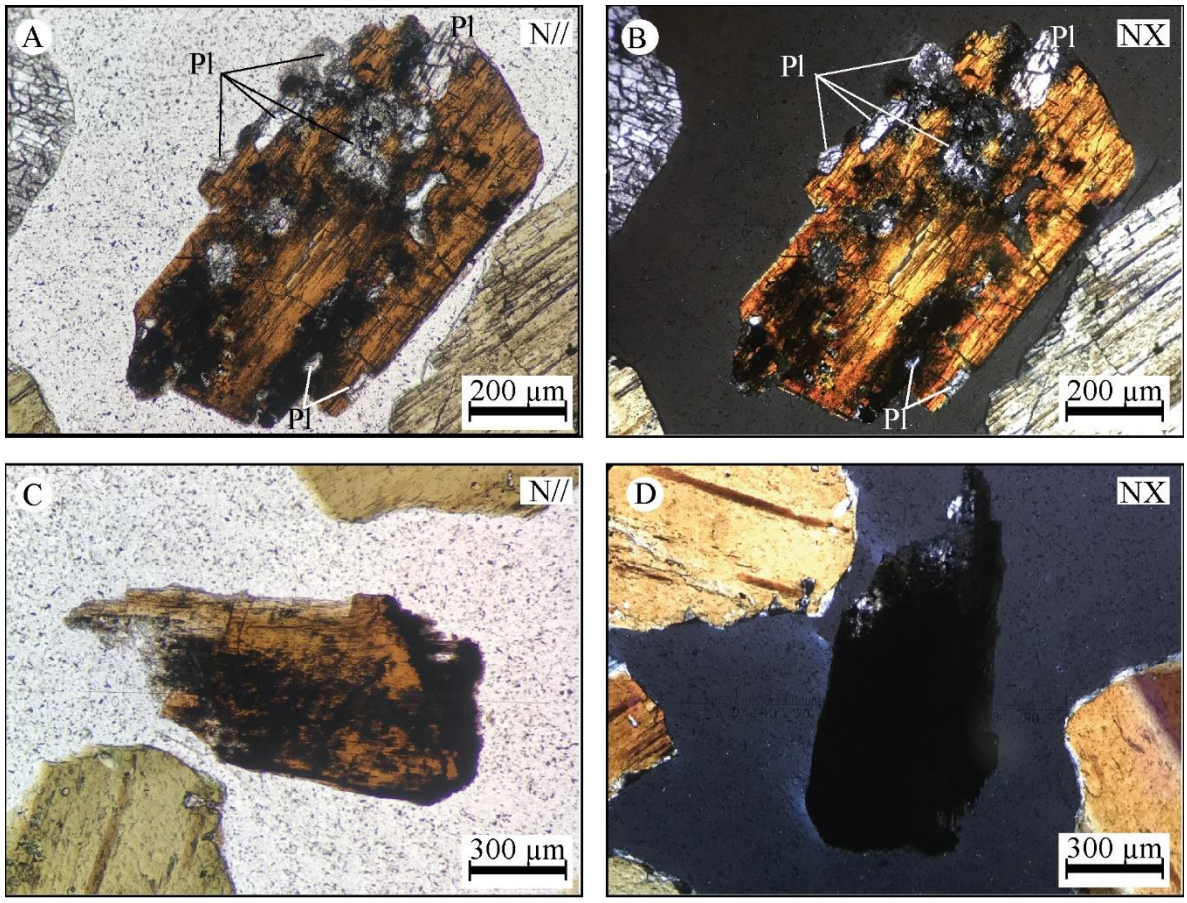


Figura 64. Microfotografías de cristales de oxihornblenda de la unidad TMM. **A y B.** Oxihornblenda con abundantes inclusiones de plagioclasa. **C y D.** Cristal de oxihornblenda mostrando extinción recta. N//: Nicoles paralelos; NX: Nicoles cruzados.

Ortopiroxeno: Los cristales de ortopiroxeno identificados en esta unidad (Fig. 65) tienen hábito prismático corto (Fig. 65A) y alargado (Fig. 65C), con formas subhedrales y euhedrales. Los cristales presentan relieve moderado, color verde claro levemente pleocroico y extinción recta. Contienen inclusiones de apatito.

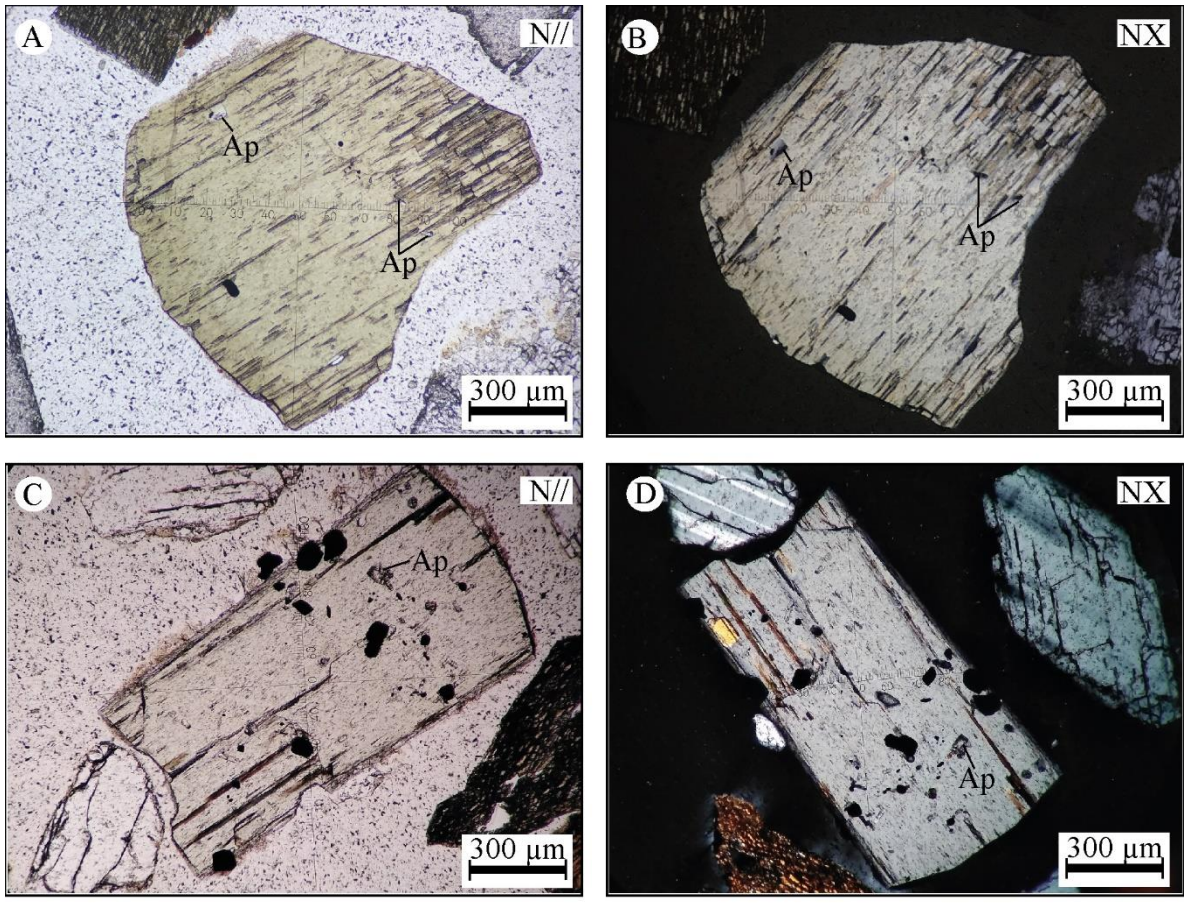


Figura 65. Microfotografías de cristales de ortopiroxeno de la unidad TMM. **A y B.** Ortopiroxeno de hábito prismático corto e inclusiones de apatito. **C y D.** Ortopiroxeno de hábito primatico alargado con inclusiones de apatito. N//: Nicoles paralelos; NX: Nicoles cruzados.

6.7.2.2 Descripción de líticos grises. Los líticos grises de la unidad TMM (Fig. 66) presentan una textura porfirítica e hipidiomórfica. Se encuentran constituidos por fenocristales y microfenocristales de plagioclasa, junto con microfenocristales de ortopiroxeno, clinopiroxeno, minerales opacos, oxihornblenda y anfíbol. Estos cristales están embebidos en una masa fundamental desvitrificada y microcristalina. Se pueden identificar bordes de reacción y textura seriada en cristales de plagioclasa (Fig. 66A, B y E, F) y anfíbol (Fig. 66C y D).

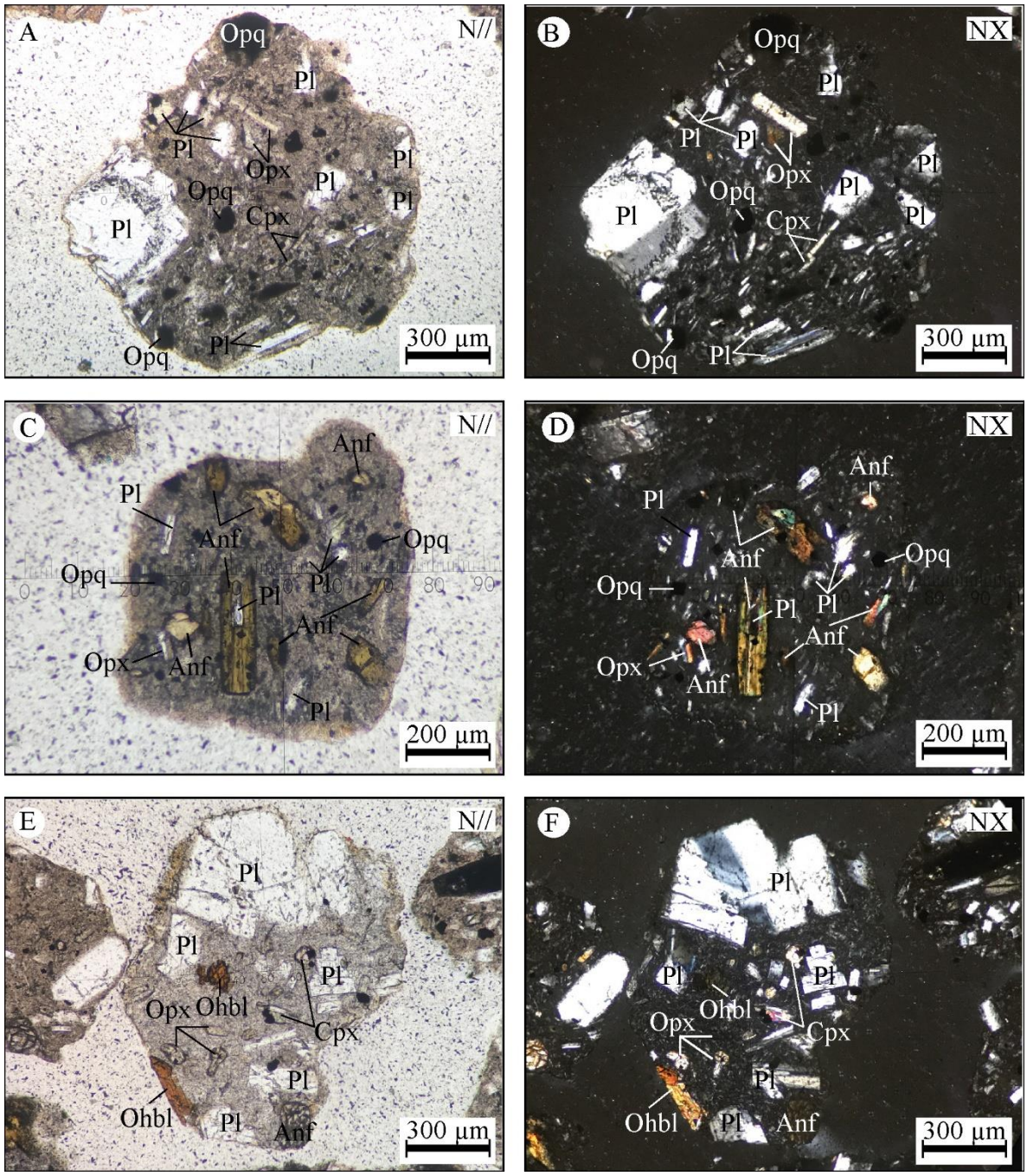


Figura 66. Microfotografías de líticos grises de la unidad TMM. **A y B.** Lítico gris con textura seriada en plagioclasas y compuesto por ortopiroxeno, plagioclasa (con zonación oscilatoria, maclas polisintéticas y de carlsbad) y minerales opacos; establecidos en una masa fundamental desvitrificada y con microcristales**. C y D.** Lítico gris con cristales de anfíbol, plagioclasa, ortopiroxeno y minerales opacos, dispuestos en una masa fundamental desvitrificada y microcristalina. **E y F.** Lítico gris con textura seriada en plagioclasa y con un ensamblaje mineral con ortopiroxeno, anfíbol, oxihornblenda, plagioclasa y clinopiroxeno. N//: Nicoles paralelos; NX: Nicoles cruzados.

6.7.2.3 Descripción de líticos rojos. Los líticos rojos de la unidad TMM (Fig. 67) son porfiríticos, con cristales principalmente subhedrales y anhedrales. Estos líticos presentan una composición mineral variada, que en general incluye: oxihornblenda, plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, minerales opacos y anfíbol; estos cristales, a su vez, se encuentran embebidos en una masa fundamental desvitrificada y microcristalina, de los mismos minerales antes mencionados.

6.7.2.4 Descripción de pómez. Los fragmentos de pómez pertenecientes a la unidad TMM (Fig. 68 y 69) son heterogéneamente vesiculares, las vesículas presentan formas predominantemente esféricas, semiesféricas y alargadas. Estos fragmentos tienen una textura hipocristalina, porfirítica e hipidimórfica, con cristales euhedrales, subhedrales y anhedrales. La masa fundamental está compuesta por vidrio (que en algunos casos desarrolla una textura fibrosa) y en menor proporción por microcristales. Las pómez están constituidas en un 18,27 % por cristales, 15,60 % masa fundamental y 66,13 % de vesículas (Tabla 18). El conjunto de cristales incluye: plagioclasa (9,83 %), anfíbol (4,60 %), ortopiroxeno (2,67 %) y minerales opacos (1,17 %) (Tabla 18).

Una particularidad de estos fragmentos de pómez es que sus bordes son más oscuros o amarillentos, en comparación con las anteriormente descritas, reflejando la alteración de la superficie de las pómez que también fue observada en campo. Además, algunos anfíboles se encuentran fragmentados (Fig. 68A, B y E, F, Fig. 69 E y F).

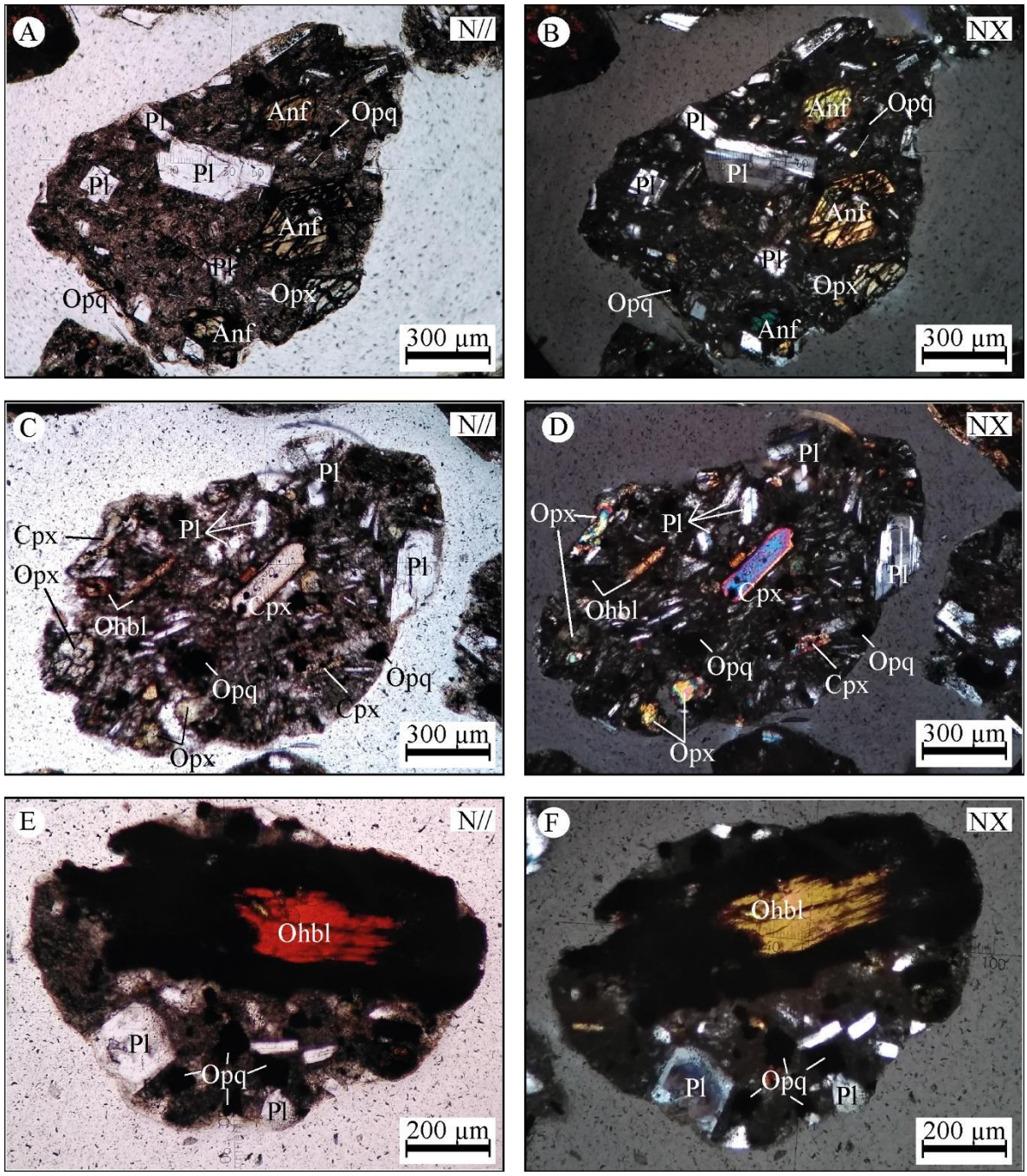


Figura 67. Microfotografías de líticos rojos de la unidad TMM. **A y B.** Lítico rojo compuesto por plagioclasa zonada (presenta macla polisintética), anfíbol, ortopiroxeno y minerales opacos. **C y D.** Lítico rojo con una asociación mineral con: plagioclasa (presenta macla polisintética), ortopiroxeno, oxihornblenda y minerales opacos. **E y F.** Lítico rojo con un ensamblaje mineral conformado por fenocristal de oxihornblenda y microfenocristales de plagioclasa zonada y minerales opacos. N//: Nicoles paralelos; NX: Nicoles cruzados.

Tabla 18. Composición de los fragmentos de pómez correspondientes a la unidad TMM.

Fragmentos de pómez unidad TMM								
# Pómez	**% Cristales (F+Mf)**	**% Mineralógico**				**% Masa fundamental (Vidrio+Microcristales)**	**% Vesículas**	**Total (% Cristales+% MF+ % Vesículas)**
		Pl	**Anfíbol**	**Opx**	**Opq**			
1	15	10		1	4	10	75	100
2	15	5	10			9	76	100
3	3	2		1		20	77	100
4	12	11		1		8	80	100
5	25	16		6	3	65	10	100
6	8	1,5		5	1,5	10	82	100
7	28	20	6		2	57	15	100
8	9	7		1	1	5	86	100
9	21	13	5	2	1	9	70	100
10	15	5	9	1		5	80	100
11	20	3	17			8	72	100
12	23	15		8		5	72	100
13	25	18	5		2	5	70	100
14	25	6	17		2	8	67	100
15	30	15		14	1	10	60	100
Total promedio	18,27	9,83	4,60	2,67	1,17	15,60	66,13	100,00

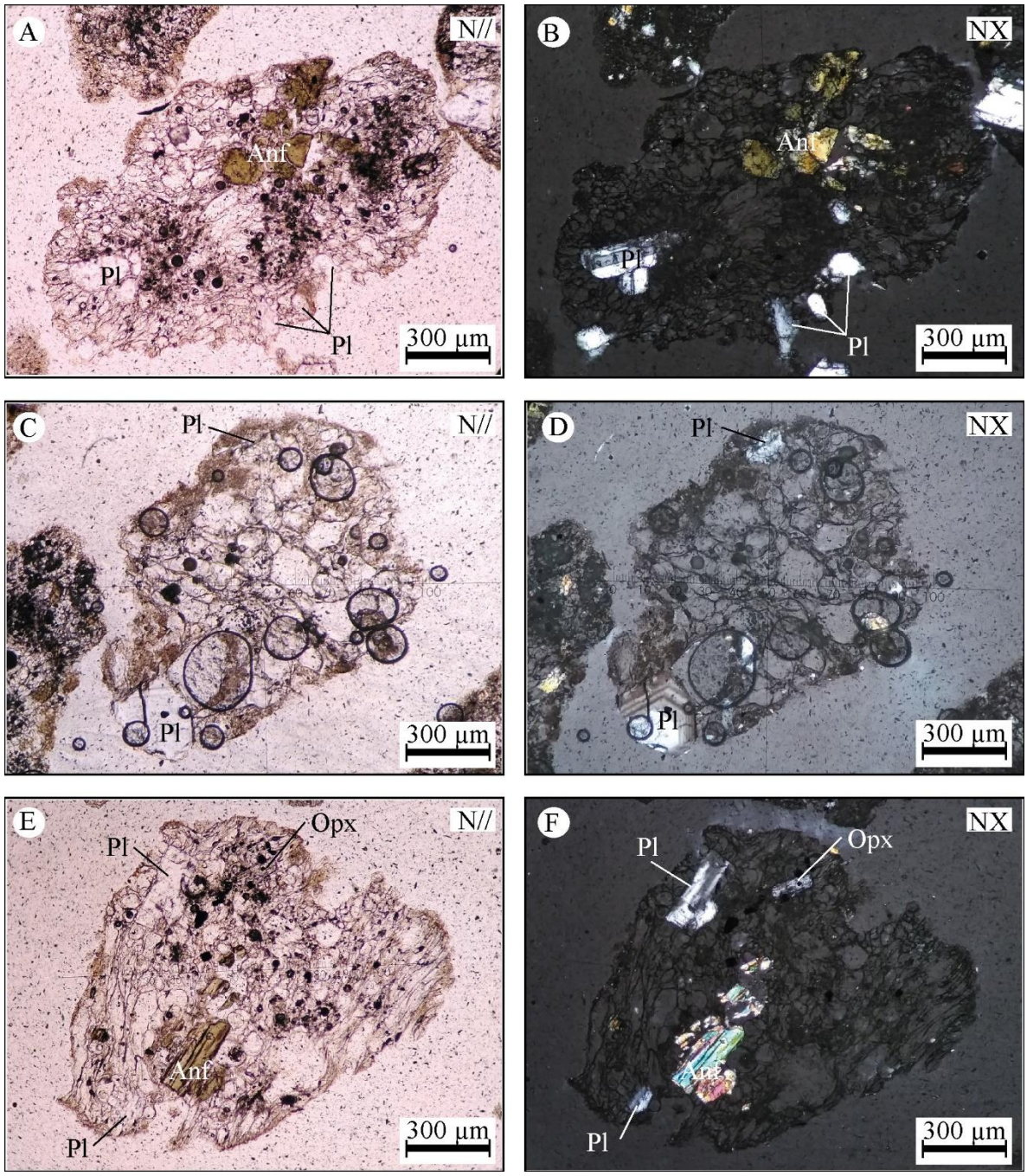


Figura 68. Microfotografías de fragmentos de pómez de la unidad TMM. **A y B.** Pómez con cristales de plagioclasa con macla polisintética y anfíbol, el cual se encuentra fragmentado. Contiene 9% de masa fundamental y 76% de vesículas. **C y D.** Pómez con cristales de plagioclasa, está compuesta por 5% de masa fundamental y 86% de vesículas. **E y F.** Pómez con cristales de plagioclasa con macla polisintética, anfíbol y piroxeno. Contiene 5% de masa fundamental (se observan partes fibrosas en el clasto) y 80% de vesículas. N//: Nicoles paralelos; NX: Nicoles cruzados.

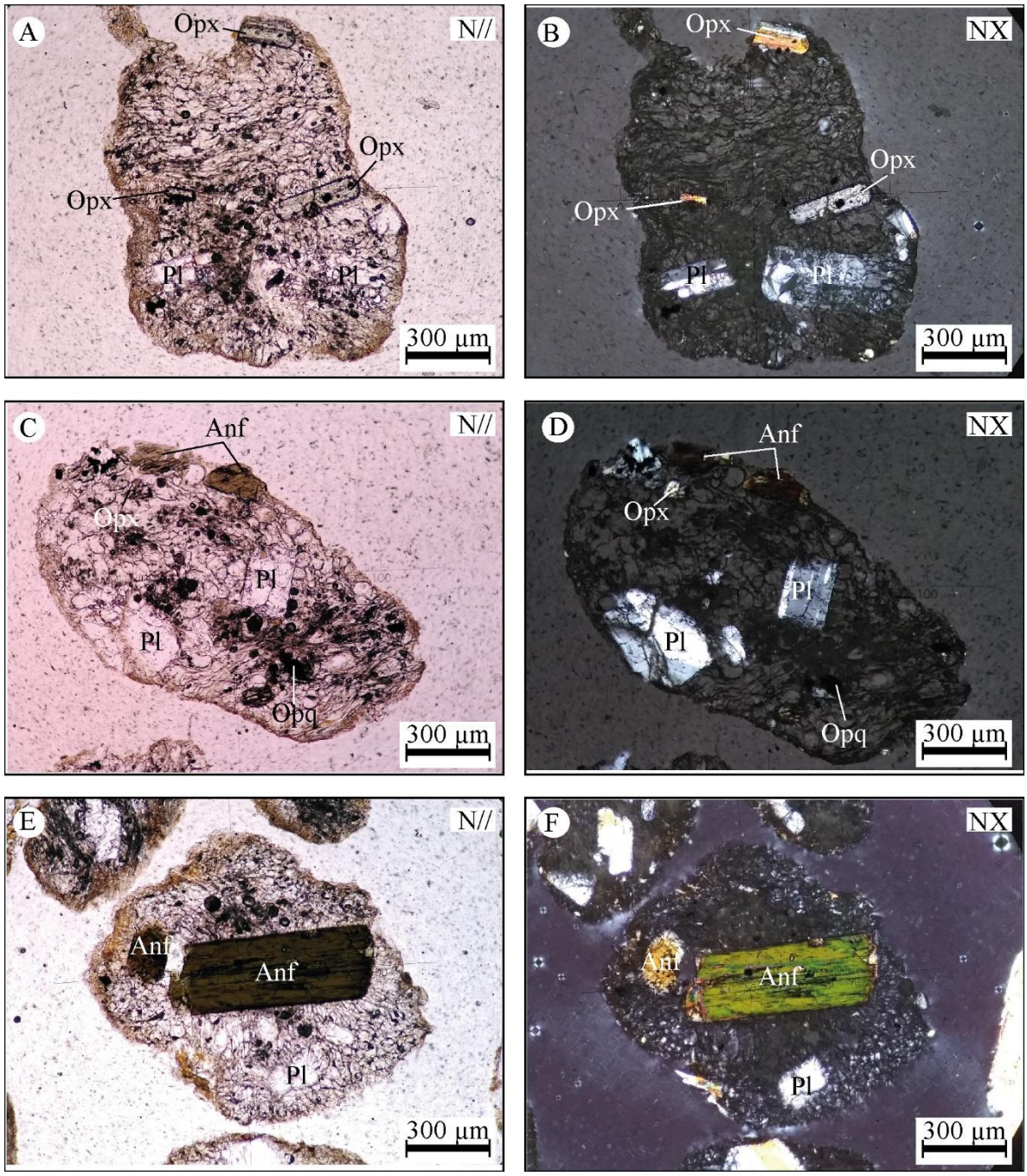


Figura 69. Microfotografías de fragmentos de pómez de la unidad TMM. **A y B.** Pómez con cristales de plagioclasa con macla polisintética, ortopiroxeno y clinopiroxeno. Presenta un 5% de masa fundamental y 72% de vesículas. **C y D.** Pómez con cristales de plagioclasa con macla polisintética, anfíboles, ortopiroxeno y minerales opacos; está compuesta por 9% de masa fundamental (textura fibrosa reconocida en algunos sectores) y 70% de vesículas. **E y F.** Pómez con cristales de plagioclasa y anfíbol; presenta 8% de masa fundamental y 72% de vesículas. N//: Nicoles paralelos; NX: Nicoles cruzados.

6.7.3 Tefra Manizales Superior

6.7.3.1 Descripción de cristales

Anfíbol: Los cristales de anfíbol (Fig. 70) presentan formas subhedrales y anhedrales, son pleocroicos (su color cambia de verde a marrón) y su relieve es moderado a alto (Fig. 70A, C y E). Posee extinción oblicua, y en algunos cristales se distinguen maclas lamelares simples (Fig. 70B) y maclado simple (Fig. 70D), junto con bordes de reacción y zonación. Contiene inclusiones de plagioclasa, circón, apatito y minerales opacos.

Plagioclasa: Los cristales de plagioclasa tienen forma subhedral, son incoloros y su relieve es bajo a moderado (Fig. 71A, C y E). Generalmente se reconocen maclas polisintéticas y algunas de carlsbad, también se observan zonaciones oscilatorias, normales e inversas (Fig.71B, D y F). Algunas de las plagioclasas poseen inclusiones de distintos minerales como anfíbol y apatito.

Oxihornblenda: Presenta forma subhedral con hábito prismático alargado (Fig. 72A), fuerte pleocroísmo (varía de marrón a rojizo) y se distinguen bordes de reacción. El relieve de estos cristales es moderado-alto y su extinción recta. Posee abundantes inclusiones de plagioclasa (Fig. 72A y B)

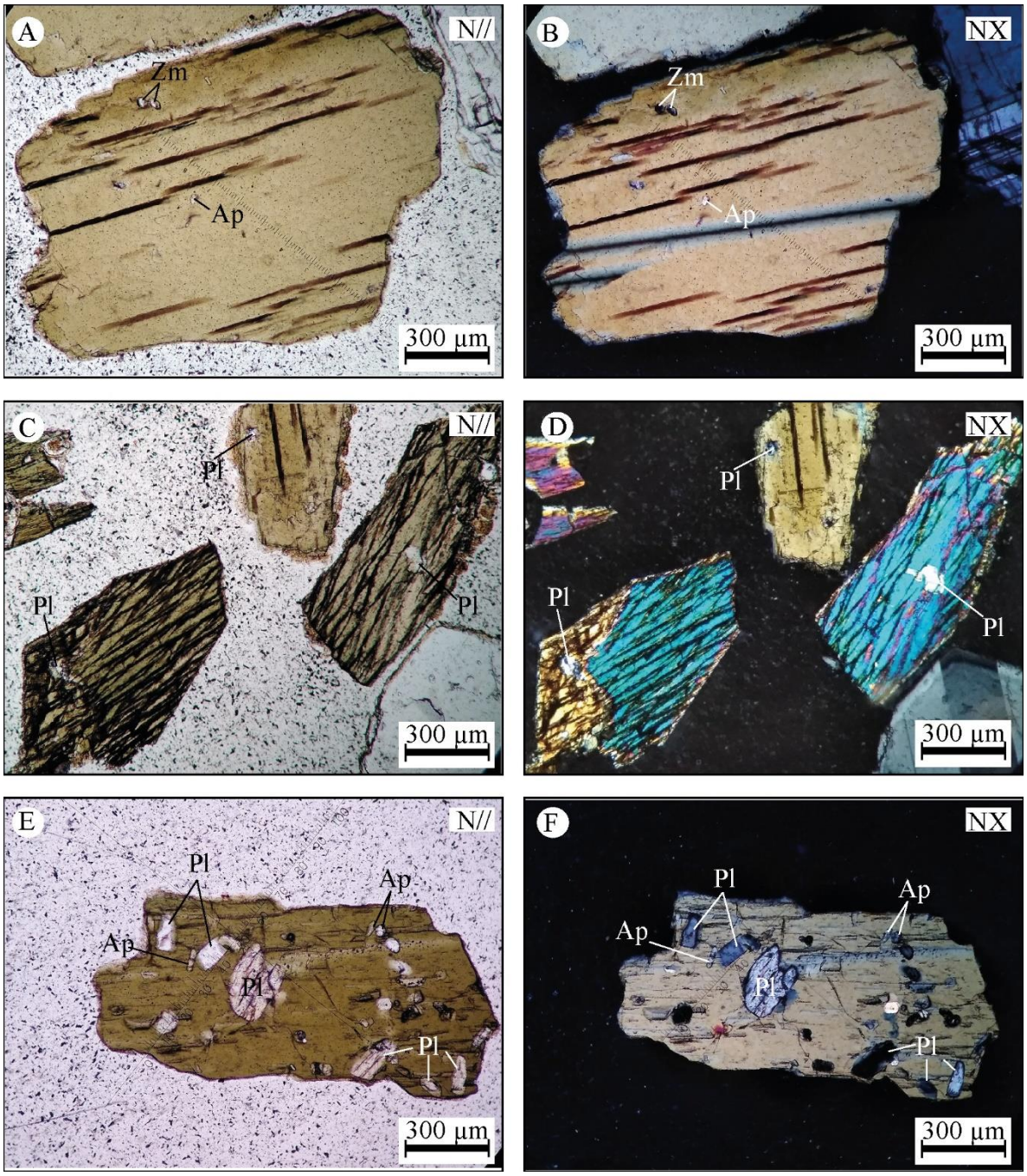


Figura 70. Microfotografías de cristales de anfíbol de la unidad TMS. **A y B.** Cristal de anfíbol con macla lamelar e inclusiones de circón y apatito. **C y D.** Cristales de anfíbol con bordes de reacción, y macla simple (izquierda). **E y F.** Anfíbol con forma subhedral e inclusiones de plagioclasa y apatito. N//: Nicoles paralelos; NX: Nicoles cruzados.

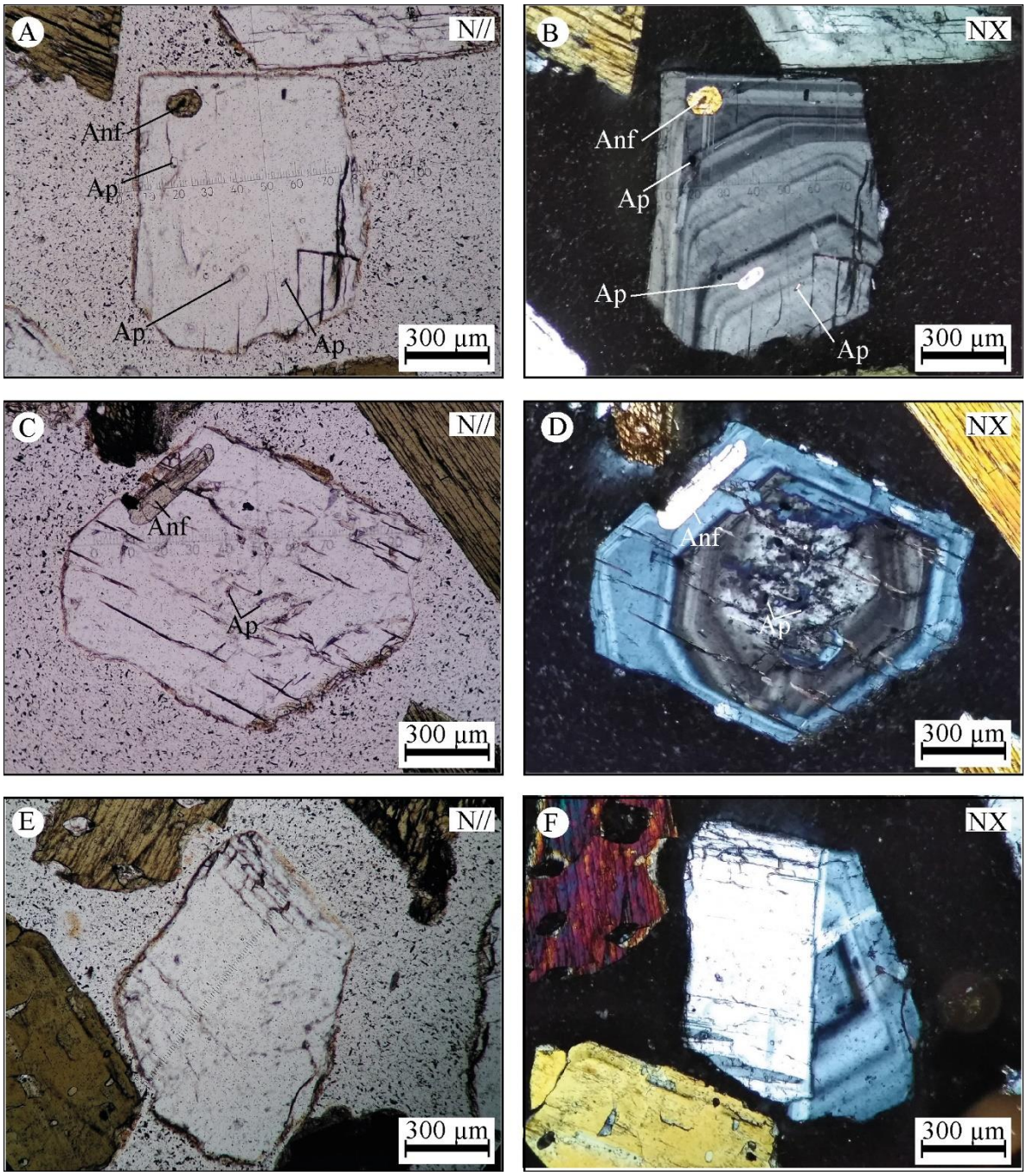


Figura 71. Microfotografías de cristales de plagioclasa de la unidad TMS. **A y B.** Cristal de plagioclasa zonado, con inclusiones de anfíbol y apatito. **C y D.** Plagioclasa zonada con inclusiones de anfíbol y apatito, también se pueden reconocer algunas fracturas alineadas. **E y F.** Cristal de plagioclasa zonado y con macla simple. N//: Nicoles paralelos; NX: Nicoles cruzados.

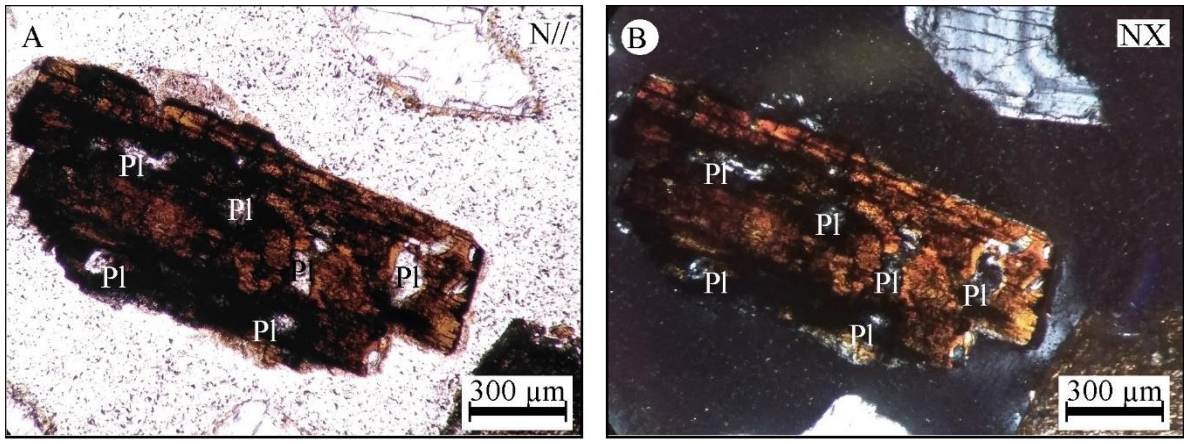


Figura 72. Microfotografías de cristal de oxihornblenda de la unidad TMS. **A y B.** Oxihornblenda subhedral con inclusiones de plagioclasa. N//: Nicoles paralelos; NX: Nicoles cruzados.

6.7.3.2 Descripción de líticos grises. Los líticos grises de la unidad TMS (Fig. 73), son porfiríticos e hipidimórficos, con cristales subhedrales y anhedrales. Estos líticos se encuentran compuestos, de manera general, por microfenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, anfíbol, oxihornblenda, minerales opacos y clinopiroxeno, dispuestos en una masa fundamental desvitrificada y con microcristales principalmente de plagioclasa.

El tamaño de los cristales que componen los líticos grises en esta unidad es más homogéneo, en comparación con las otras dos unidades.

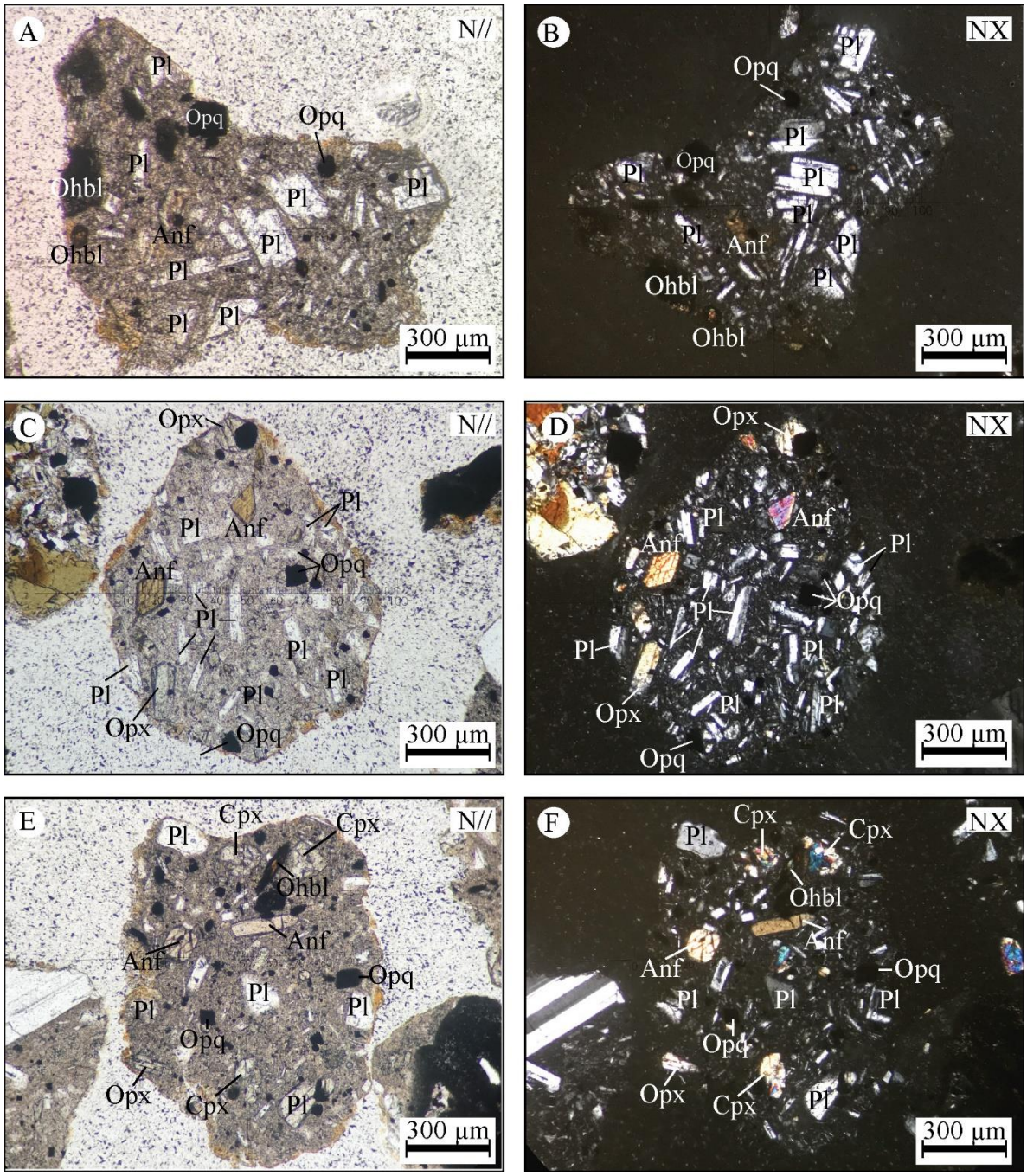


Figura 73. Microfotografías de líticos grises de la unidad TMS. **A y B.** Lítico gris con una asociación mineral con plagioclasa (con maclas polisintéticas, de carlsbad y zonación oscilatoria), anfíbol, oxihornblenda y minerales opacos; embebidos en una masa fundamental desvitrificada y microcristalina. **C y D.** Lítico gris compuesto por anfíbol, plagioclasa (zonada y maclada), minerales opacos y ortopiroxeno; dispuestos en una masa fundamental microcristalina y desvitrificada. **E y F.** Lítico gris compuesto por cristales de plagioclasa, ortopiroxeno, anfíbol, clinopiroxeno, oxihornblenda y minerales opacos; contenidos en una masa fundamental desvitrificada y microcristalina. N//: Nicoles paralelos; NX: Nicoles cruzados.

6.7.3.3 Descripción de líticos rojos. Los líticos rojos de la unidad TMS (Fig. 74) son porfiríticos, y los cristales que los conforman presentan formas subhedrales y anhedrales. Estos líticos están compuestos por fenocristales y microfenocristales de oxihornblenda, junto con microfenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, anfíbol, minerales opacos y clinopiroxeno. Estos cristales se encuentran dispuestos en una masa fundamental desvitrificada y microcristalina.

En algunos líticos se puede observar textura glomeroporfirítica en clinopiroxeno (Fig. 74A y B).

6.7.3.4 Descripción de pómez. Las pómez de la unidad TMS (Fig. 75 y 76), presentan heterogeneidad en el tamaño de sus vesículas (que están dominadas por formas semiesféricas y alargadas), la masa fundamental está compuesta principalmente por vidrio, que da una textura fibrosa en parches (Fig. 75A y Fig. 76E), y en menor proporción por microcristales. Los clastos de pómez tienen una textura hipocristalina, porfirítica y en general, altamente vesicular. Están compuestas en un 13,20 % por cristales, 9,87 % de masa fundamental y 76,93 % de vesículas (Tabla 19). Los cristales de las pómez presentan una fábrica hipidiomórfica, con formas anhedrales, subhedrales y euhedrales. El conjunto de minerales que las compone incluye: plagioclasa (9,23 %), anfíbol (2,61 %), ortopiroxeno (0,63 %) y minerales opacos (0,73 %) (Tabla 19).

Los bordes de algunos fragmentos de pómez se muestran más amarillos, evidenciando alteración de la superficie de éstas.

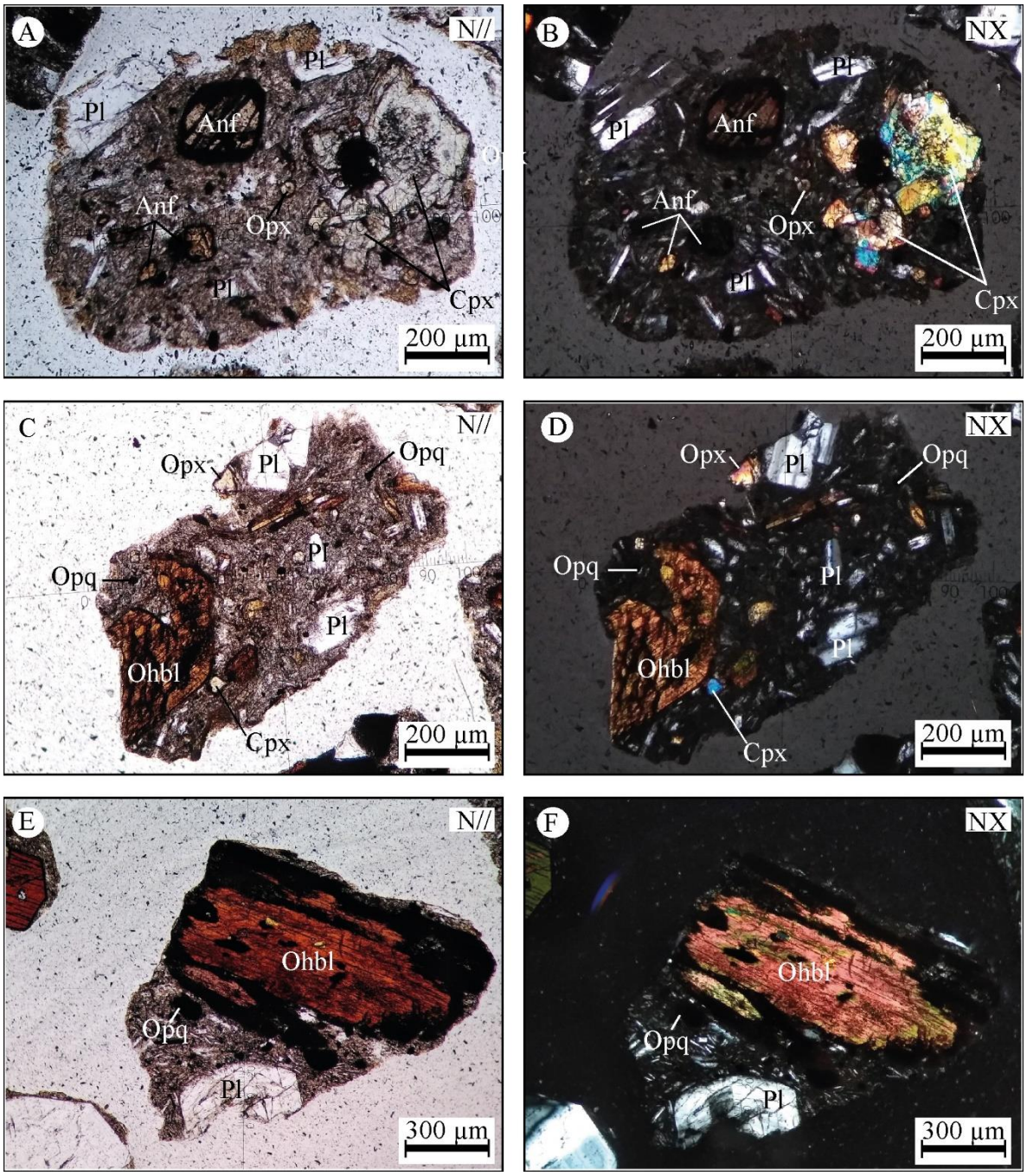


Figura 74. Microfotografías de líticos rojos de la unidad TMS. **A y B.** Lítico rojo con una asociación mineral que incluye plagioclasa con macla polisintética, anfíboles, minerales opacos, ortopiroxeno y clinopiroxeno; embebidos en una masa fundamental desvitrificada y microcristalina. **C y D.** Lítico rojo compuesto por plagioclasa (presenta macla polisintética), oxihornblenda, ortopiroxeno, minerales opacos y plagioclasa zonada. **E y F.** Lítico rojo con un ensamblaje mineral que comprende plagioclasa con macla polisintética, oxihornblenda y minerales opacos; dispuestos en una masa fundamental microcristalina y desvitrificada. N//: Nicoles paralelos; NX: Nicoles cruzados.

Tabla 19. Composición de los fragmentos de pómez correspondientes a la unidad TMS.

Fragmentos de pómez unidad TMS								
# Pómez	**% Cristales (F+Mf)**	**% Mineralógico**				**% Masa fundamental (Vidrio+Microcristales)**	**% Vesículas**	**Total (% Cristales+% MF+ % Vesículas)**
		Pl	**Anfibol**	**Opx**	**Opacos**			
1	5	3,5	1		0,5	7	88	100
2	20	8	9,8	2	0,2	10	70	100
3	2	1,5			0,5	5	93	100
4	25	22	2		1	5	70	100
5	6	5,5	0,5			20	74	100
6	18	3	13	2		5	77	100
7	10	8,7		1	0,3	5	85	100
8	45	43			2	8	47	100
9	26	20	4	1	1	6	68	100
10	8	2,5		0,5	5	15	77	100
11	5	4	1			10	85	100
12	5	4	1			10	85	100
13	10	5,7	2	2	0,3	10	80	100
14	3	3				17	80	100
15	10	4	4,8	1	0,2	15	75	100
Total promedio	13,20	9,23	2,61	0,63	0,73	9,87	76,93	100,00

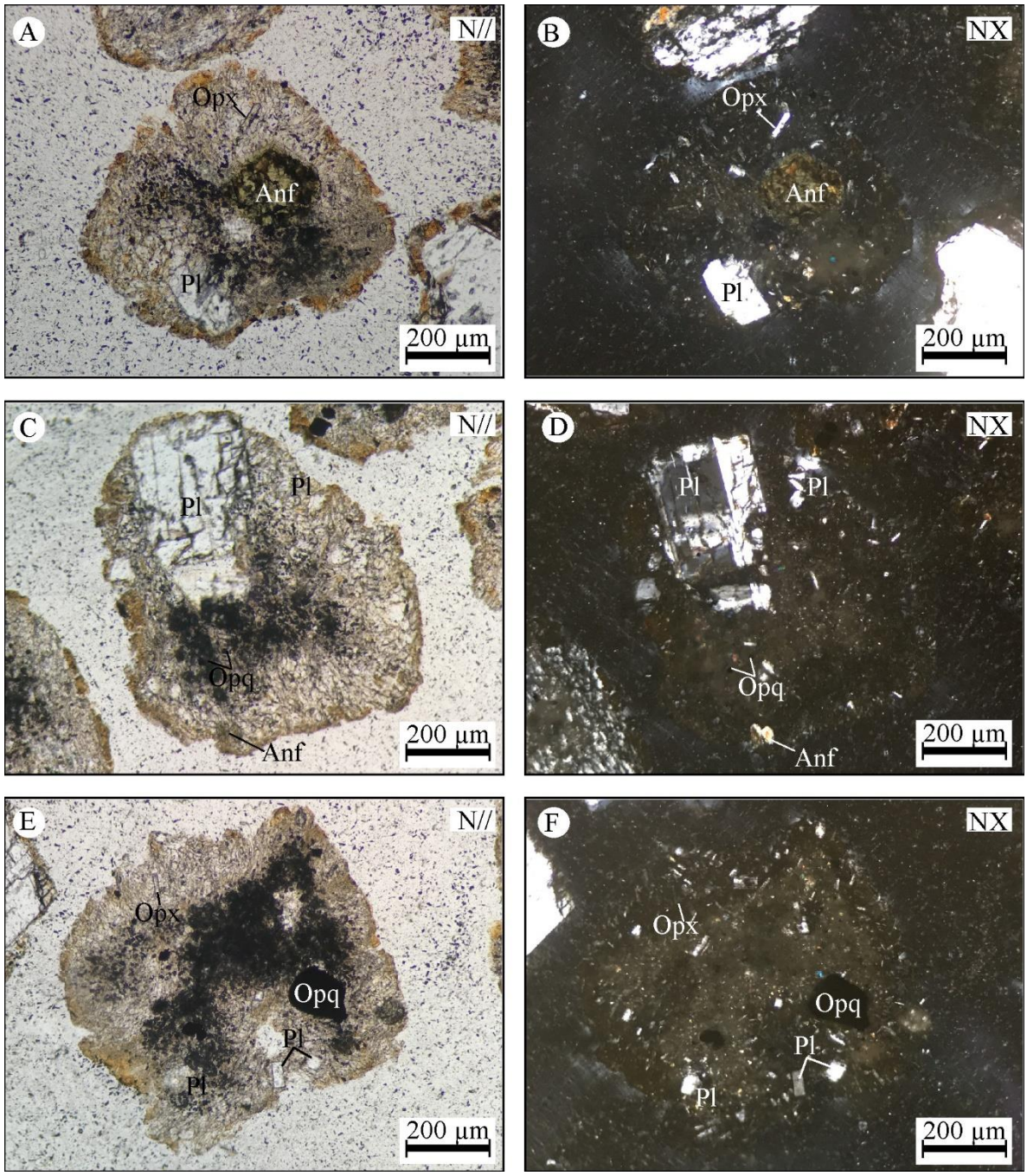


Figura 75. Microfotografías de fragmentos pómez de la unidad TMS. **A y B.** Pómez con cristales de plagioclasa, anfíbol, ortopiroxeno y minerales opacos; está compuesta en un 10% de masa fundamental y 70% de vesículas. **C y D.** Pómez con cristales de plagioclasa maclada, anfíbol y minerales opacos. 5% de masa fundamental y 70% de vesículas. **E y F.** Pómez con cristales de plagioclasa, ortopiroxeno y minerales opacos. Está compuesta en un 15% por masa fundamental y 77% por vesículas. N//: Nicoles paralelos; NX: Nicoles cruzados.

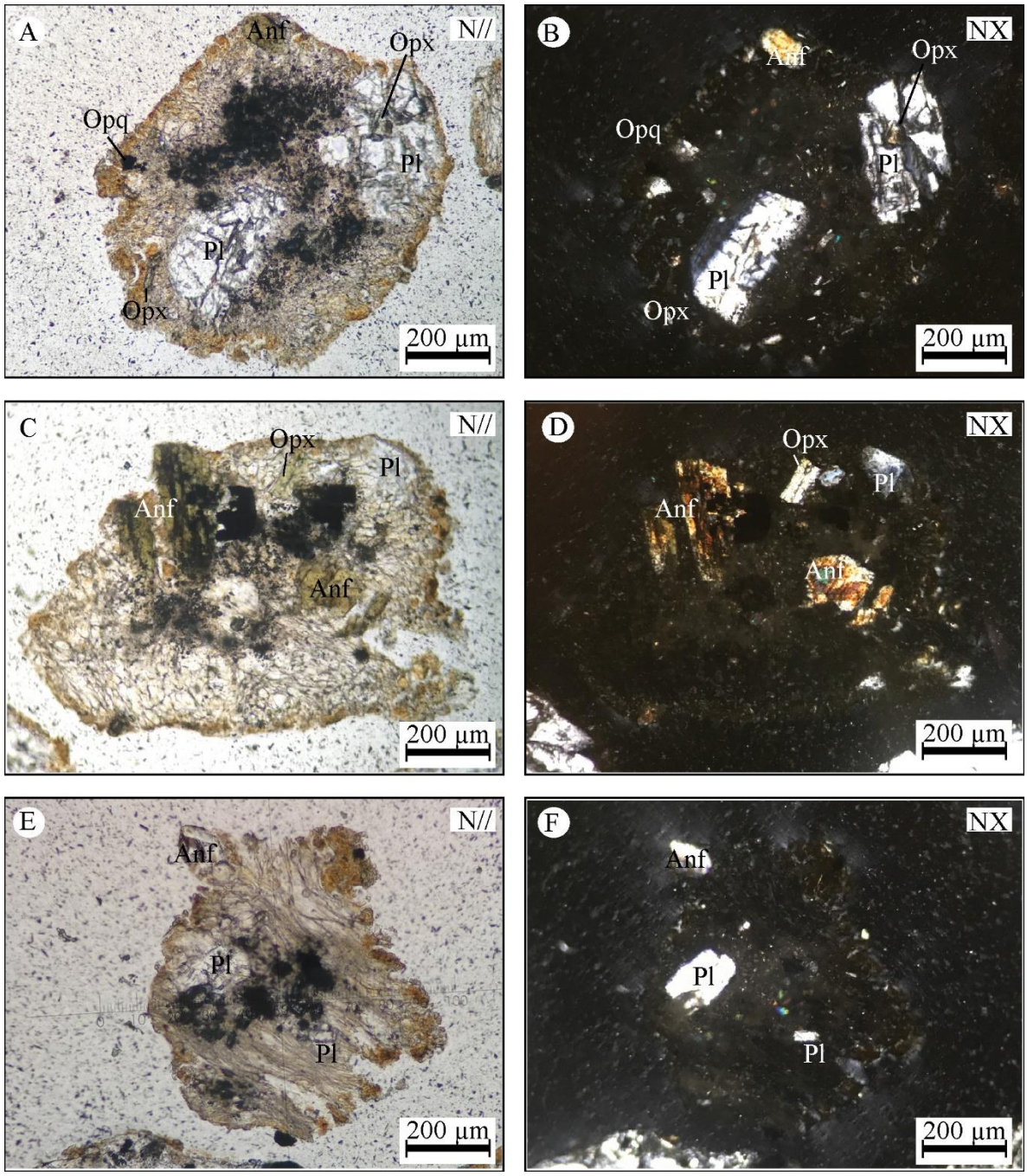


Figura 76. Microfotografías de fragmentos de pómez de la unidad TMS. **A y B.** Pómez con cristales de plagioclasa (maclada, fracturada y con inclusión de anfíbol), anfíbol, ortopiroxeno y minerales opacos; contiene 6% de masa fundamental y 68% de vesículas. **C y D.** Pómez con cristales de plagioclasa, anfíbol y ortopiroxeno; 5% de masa fundamental y 77% de vesículas. **E y F.** Pómez con cristales de anfíbol y plagioclasa, 20% de masa fundamental (se observan parches fibrosos) y 74% de vesículas. N//: Nicoles paralelos; NX: Nicoles cruzados.

6.8 Parámetros físicos de la erupción

6.8.1 Distribución. Para determinar la distribución de cada depósito de caída piroclástica, basada en la construcción de los mapas de isopacas e isopletas, se visitaron 53 puntos de control (Fig. 77). Así, se pudo determinar que los cuatro depósitos, en general, se distribuyen entre los sectores que comprenden los municipios de Manizales, Villamaría, y Neira, principalmente (Fig. 78, 79, 80, 81). Las unidades TMI y TMS, fueron identificadas incluso hacia zonas más occidentales de Manizales, específicamente en la vereda Alto de Lisboa (Fig. 78, 80). Con respecto a los espesores, el mayor espesor medido para la unidad TMI fue de 27 cm en la estación KCB-13 (22,1 km desde el VCB) en el barrio San Sebastián (Manizales) y el menor espesor corresponde a 6 cm encontrado en las estaciones KCB-18 (26,36 km desde el VCB) y KCB-50 (24,57 km desde el VCB), Barrio Nuevo Horizonte (Manizales) y La Florida (Villamaría), respectivamente (Fig. 77). En la unidad TMM se midió 70 cm como mayor espesor en la estación KCB-12 (16,06 km desde el VCB) perteneciente al sector Parque Industrial Juanchito (Manizales) y el menor espesor medido fue de 10 cm en las estaciones KCB-6 (20,39 km desde el VCB) y KCB-38 (21,71 km desde el VCB) correspondientes a los sectores ubicados detrás del aeropuerto La Nubia (Manizales) y Betania (vía Neira) (Fig. 77). La TMS presenta uno de los mayores espesores en comparación con las otras unidades, este fue de 80 cm en la estación KCB-7 a las afueras de Manizales (15,38 km desde el VCB), en la vía que conduce hacia Mariquita; como espesor mínimo la unidad presenta, en la estación KCB-44 (32,12 km desde el VCB), 10 cm en el sector de La Garrucha en la vereda conocida como Alto de Lisboa (Fig. 77). Por último, para la unidad TMS2 el espesor máximo medido fue de 37 cm, en la estación KCB-53 (20,24 km desde el VCB) en el sector conocido como Cerro de Oro (Manizales) y 8 cm de espesor mínimo en la estación KCB-38 antes mencionada (21,71 km desde el

VCB) (Fig. 77). Vale la pena mencionar que deben existir mayores espesores a medida que los depósitos se acercan a la fuente, no obstante, debido a la cantidad de depósitos de caída (> 20) tanto del Nevado del Ruiz como del Cerro Bravo que se encuentran en las zonas proximales, y la similitud entre ellos, se evitó tomar datos en estos lugares.

De acuerdo con los resultados anteriormente descritos, se puede determinar que las unidades definidas como TMI, TMM y TMS2 fueron dispersadas predominantemente en sentido W-SW, cubriendo un área mínima de 430,69 km^2 (isópaca de 10 cm), 415,75 km^2 (isópaca de 10 cm) y 368,93 km^2 (isópaca de 10 cm), respectivamente (Fig. 78, 79, 81). La unidad TMS, por su parte, sigue una dirección marcada en sentido W y ocupa un área mínima de 492,87 km^2, limitada por la isópaca de 10 cm (Fig. 80).

6.8.2 Volumen. Para el cálculo del volumen asociado con cada erupción, se aplicaron los métodos de Pyle (1989; 1995) y Fierstein & Nathenson (1992), según se describió en la metodología. Así, la representación gráfica del logaritmo natural del espesor vs. la raíz cuadrada del área que encierra cada isópaca (ln (T) vs √A) (Fig. 79), sirvió para obtener los parámetros necesarios para aplicar las ecuaciones y estimar el volumen proximal, distal y total de cada unidad. Posteriormente, con base en la metodología usada en Avellán *et al.* (2014), se consideró una densidad promedio del depósito piroclástico de 1000 kg/m^3 y una densidad del magma dacítico de 2600 kg/m^3, con lo que se obtuvo el valor del volumen de Roca Densa Equivalente (RDE) para cada unidad. Los resultados obtenidos se presentan a continuación:

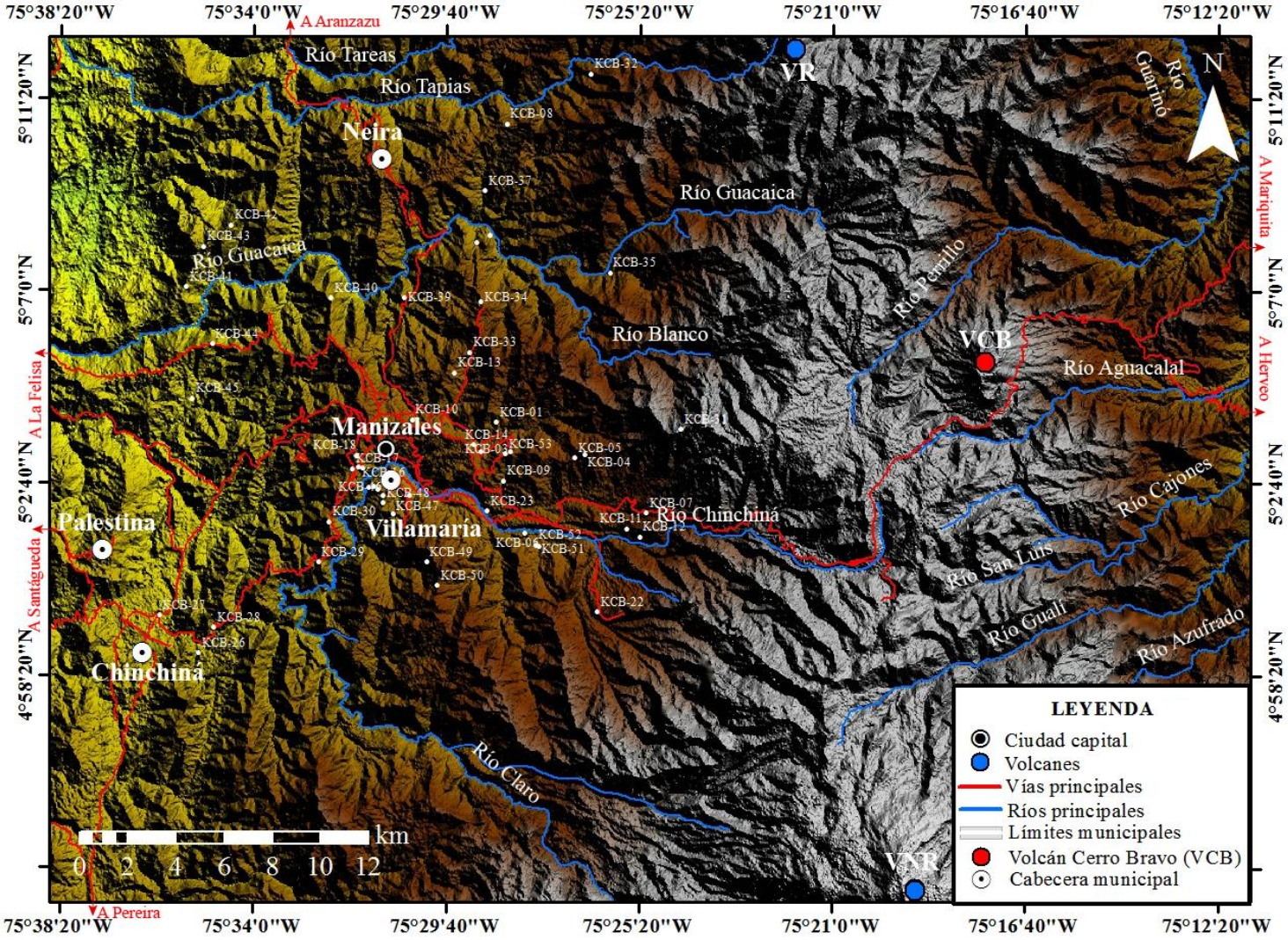


Figura 77. Área de estudio con la ubicación de las estaciones o puntos de control. Para la información de cada punto ver el anexo 1.

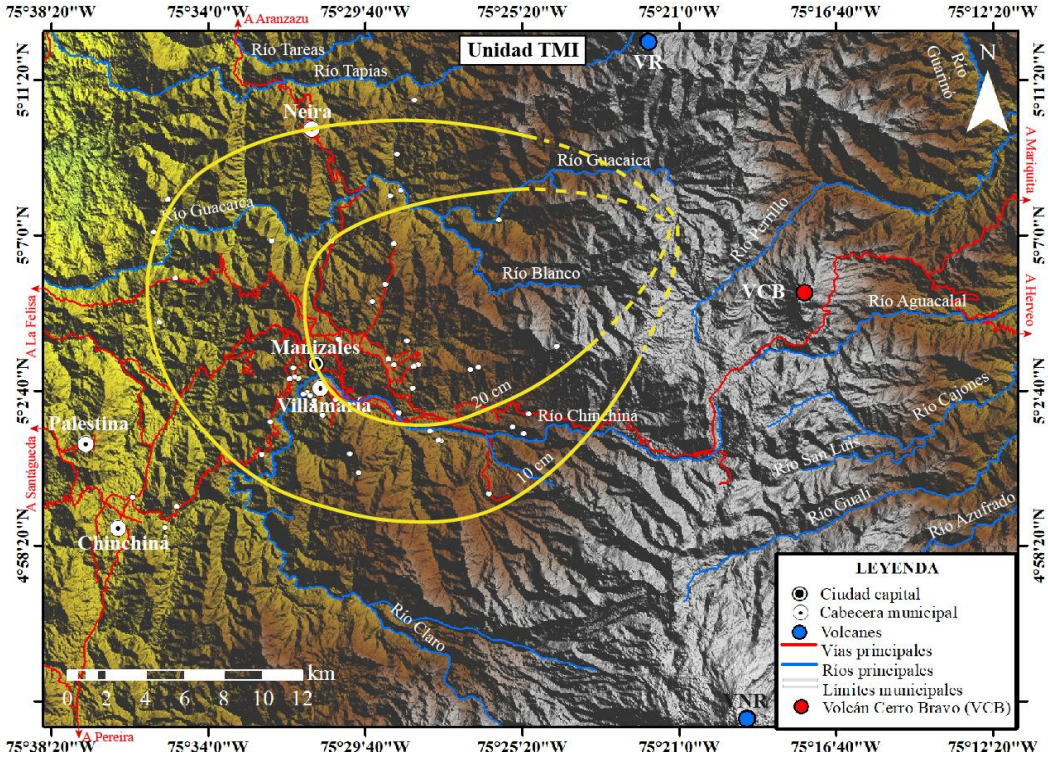


Figura 78. Mapa de isopacas de la unidad TMI.

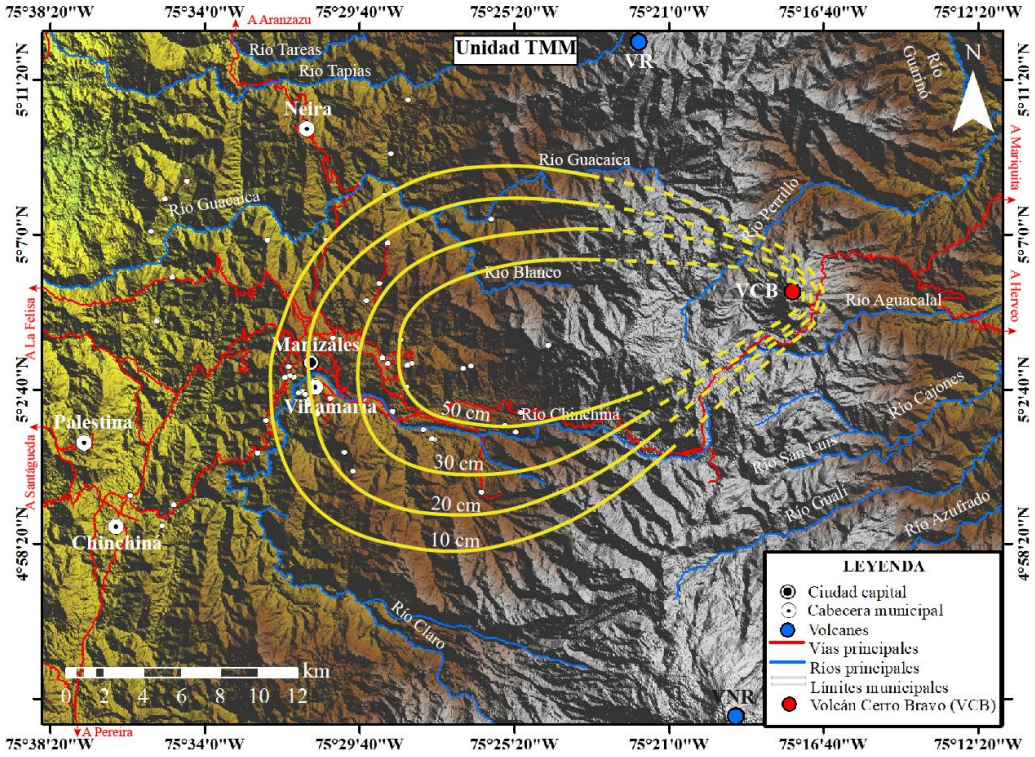


Figura 79. Mapa de isopacas de la unidad TMM.

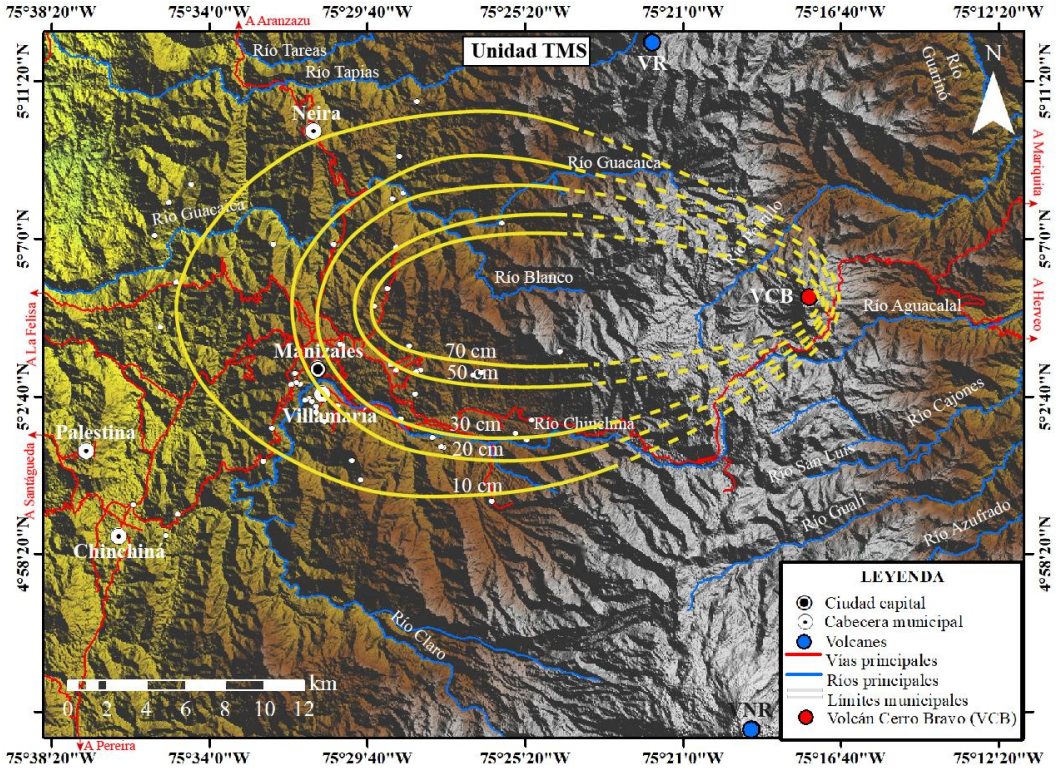


Figura 80. Mapa de isopacas de la unidad TMS.

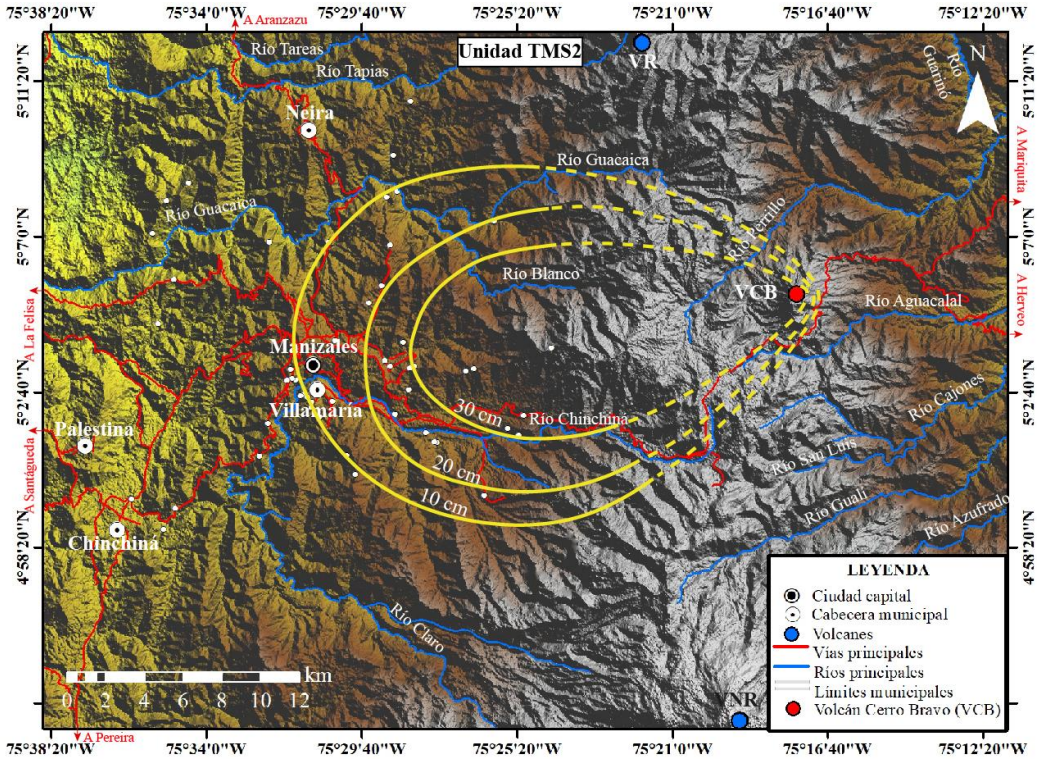


Figura 81. Mapa de isopacas de la unidad TMS2.

6.8.2.1 Tefra Manizales Inferior. Con valores de T_0 y k obtenidos del gráfico de la Fig. 82A, se calculó un volumen proximal de 0,16 km^3. A partir del valor de k, pudo determinarse que $\sqrt{A_{ip}}$ equivale a 33,70 km y k_1 corresponde a 0,04, lo que significa que este depósito alcanzó un volumen distal de 0,05 km^3 y, por lo tanto, un volumen total de 0,21 km^3. El cálculo del volumen de roca densa equivalente arrojó un valor de 0,08 km^3.

6.8.2.2 Tefra Manizales Media. En la unidad TMM los valores de T_0 y k obtenidos de la gráfica de la Fig. 82B, permitieron determinar un valor de 0,25 km^3 para el volumen proximal. El valor de $\sqrt{A_{ip}}$ calculado fue de 17,89 km y el de k_1 de 0,08, lo que corresponde a un volumen distal de 0,07 km^3 y un volumen total de 0,32 km^3. Para el volumen de RDE se obtuvo un valor de 0,12 km^3.

6.8.2.3 Tefra Manizales Superior. Para la unidad TMS se obtuvo un volumen proximal de 0,29 km^3, teniendo en cuenta los valores de T_0 y k obtenidos de la gráfica de la Fig. 82C. A partir de esta relación se obtuvo que $\sqrt{A_{ip}}$ equivale a 18,30 km y k_1 a 0,08, lo que permitió calcular un volumen distal de 0,08 km^3 y un volumen total de 0,38 km^3. El volumen de RDE calculado fue de 0,15 km^3.

6.8.2.4 Tefra Manizales Superior2. Con los valores de T_0 y k obtenidos de la gráfica de la Fig. 82D, se determinó un volumen proximal de 0,17 km^3 para la unidad TMS2. Los valores de $\sqrt{A_{ip}}$ y k_1 obtenidos fueron de 19,76 km y 0,08, respectivamente; con estos datos, se determinó un volumen distal de 0,05 km^3 y un volumen total de 0,22 km^3. El cálculo del volumen de RDE arrojó un valor de 0,08 km^3.

A continuación, se presenta los valores (Tabla 20), que resumen los resultados de volumen obtenidos para cada unidad.

Tabla 20. Resumen de los resultados del volumen obtenidos para las unidades en estudio.

	Volumen (km^3)			
Unidad	**Proximal**	**distal**	**total**	**RDE**
TMI	0,16	0,05	0,21	0,08
TMM	0,25	0,07	0,32	0,12
TMS	0,29	0,08	0,38	0,15
TMS2	0,17	0,05	0,22	0,08

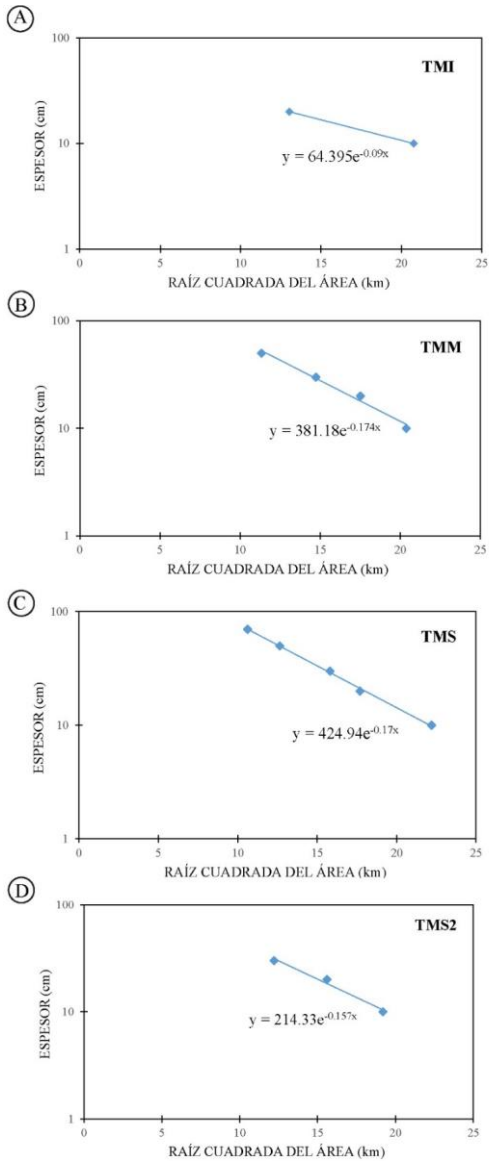


Figura 82. Gráficas del logaritmo natural del espesor (eje y) vs. la raíz cuadrada del área (ln (T) vs √A) (eje x) para cada una de las unidades en estudio. Dentro de las gráficas se presenta la ecuación de la recta, a partir de la cual se obtuvieron los parámetros k y T_0 para el cálculo del volumen (Ver capítulo 6, Metodología). **A.** Unidad TMI. **B.** Unidad TMM. **C.** Unidad TMS. **D.** Unidad TMS2.

6.8.3 Altura de columna. A partir del uso de los mapas de isopletas generados para cada depósito, se realizó el calculó de la altura de la columna eruptiva aplicando dos métodos diferentes: el método propuesto por Carey & Sparks (1986) y el método de Pyle (1989). La altura de la columna se calculó tanto con los mapas de isopletas generados con los datos de los fragmentos líticos (Fig. 83, 84, 85, 86) como para los obtenidos con datos de los fragmentos de pómez (Fig. 87, 88, 89, 90), como se muestra a continuación. De aquí en adelante, se le llamará método 1 al modelo de Carey & Sparks (1986) y método 2 al de Pyle (1989).

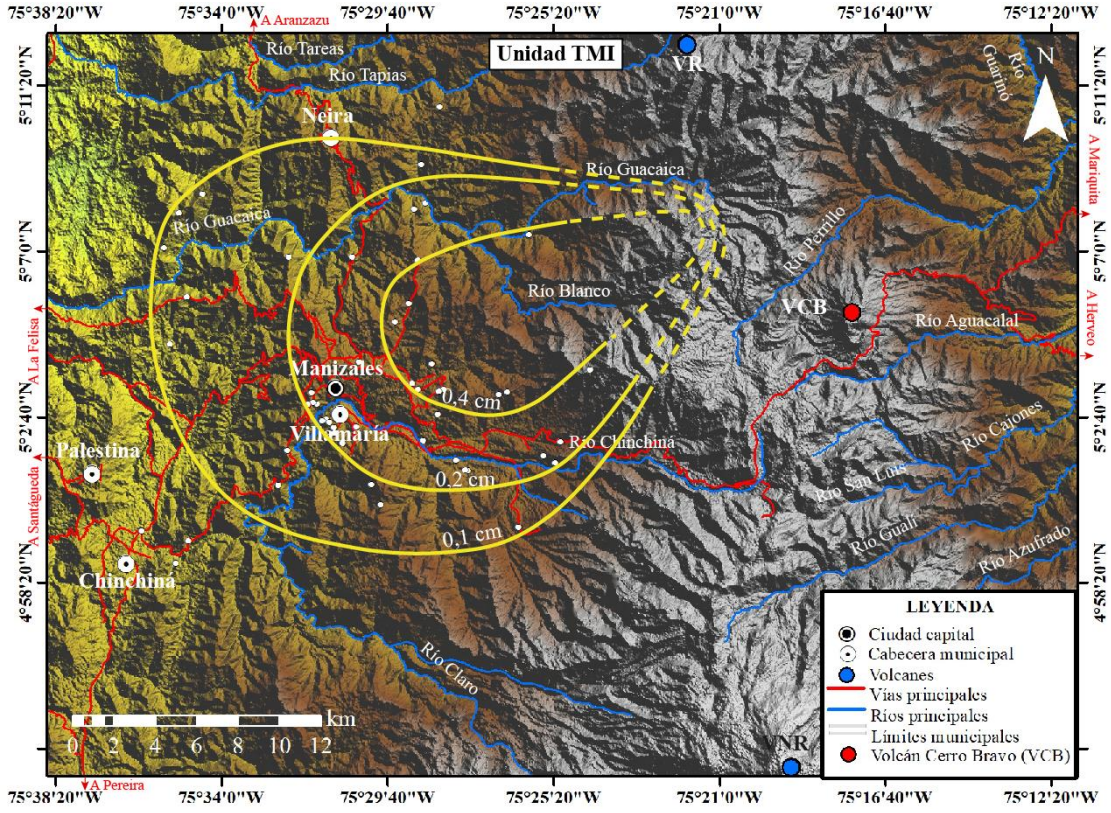


Figura 83. Mapa de isopletas de la unidad TMI generado con los datos de los fragmentos líticos.

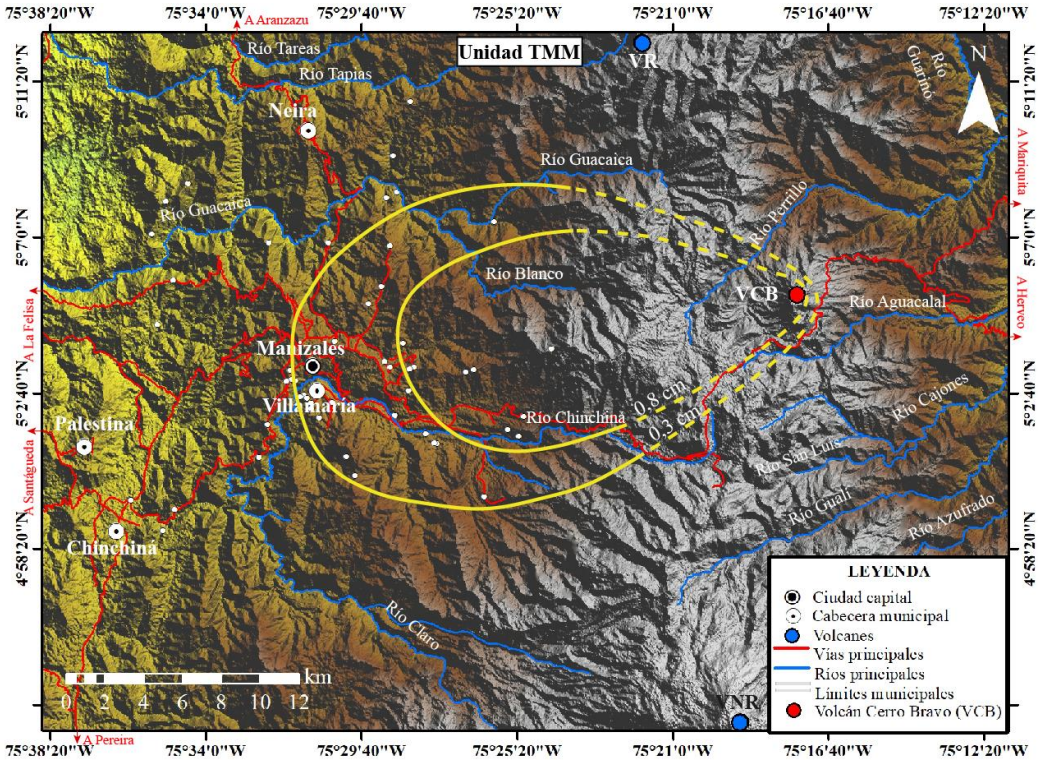


Figura 84. Mapa de isopletas de la unidad TMI generado con los datos de los fragmentos líticos.

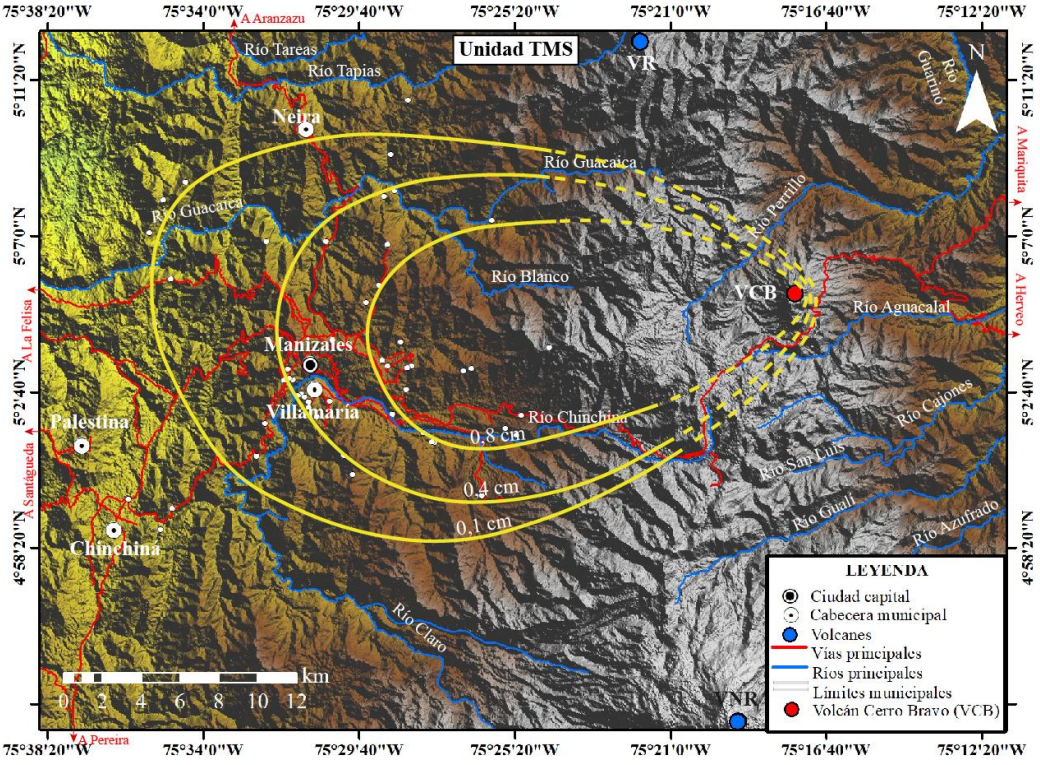


Figura 85. Mapa de isopletas de la unidad TMS generado con los datos de los fragmentos líticos.

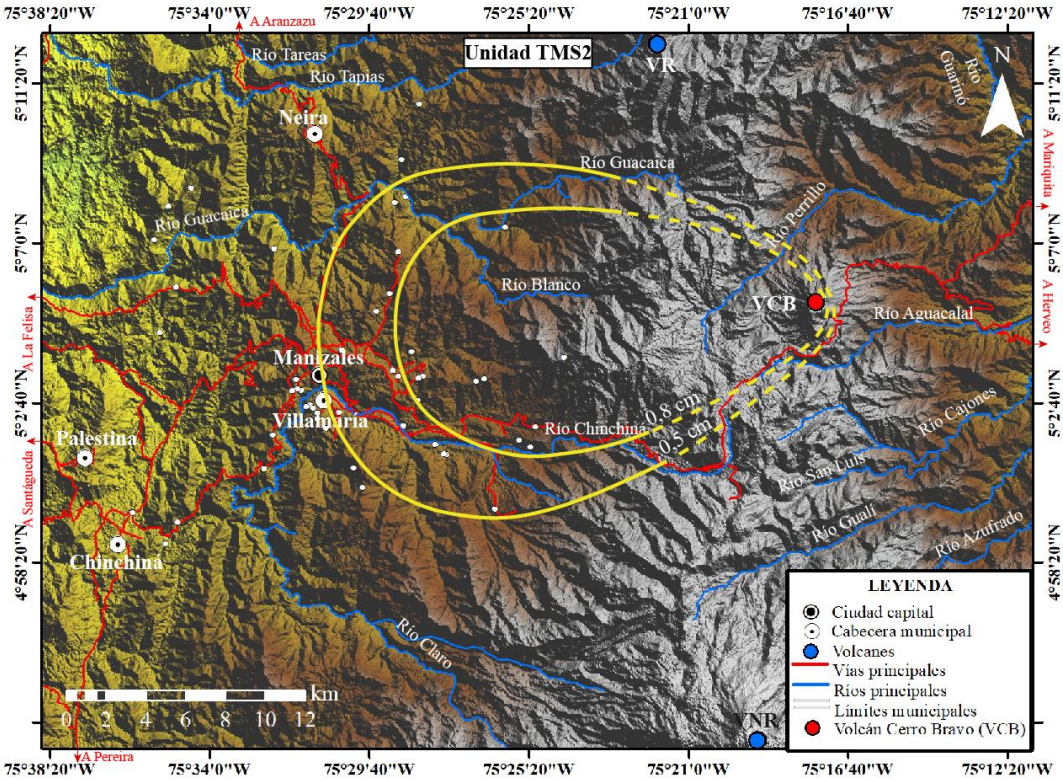


Figura 86. Mapa de isopletas de la unidad TMS2 generado con los datos de los fragmentos líticos.

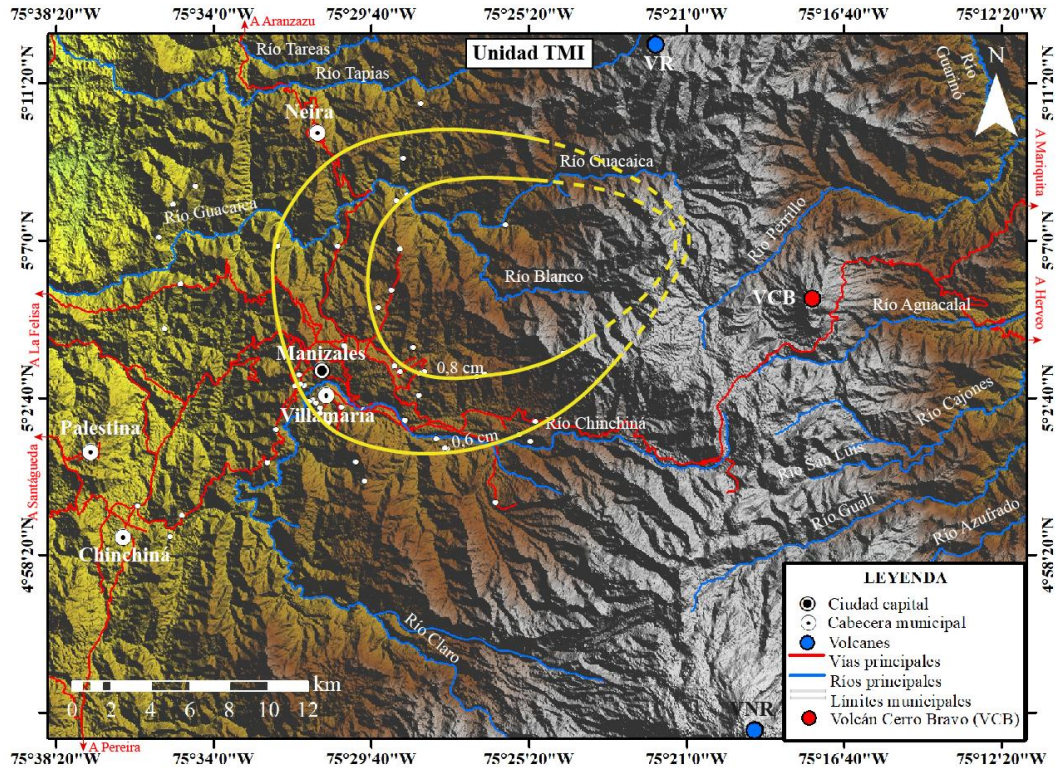


Figura 87. Mapa de isopletas de la unidad TMI generado con los datos de los fragmentos de pómez.

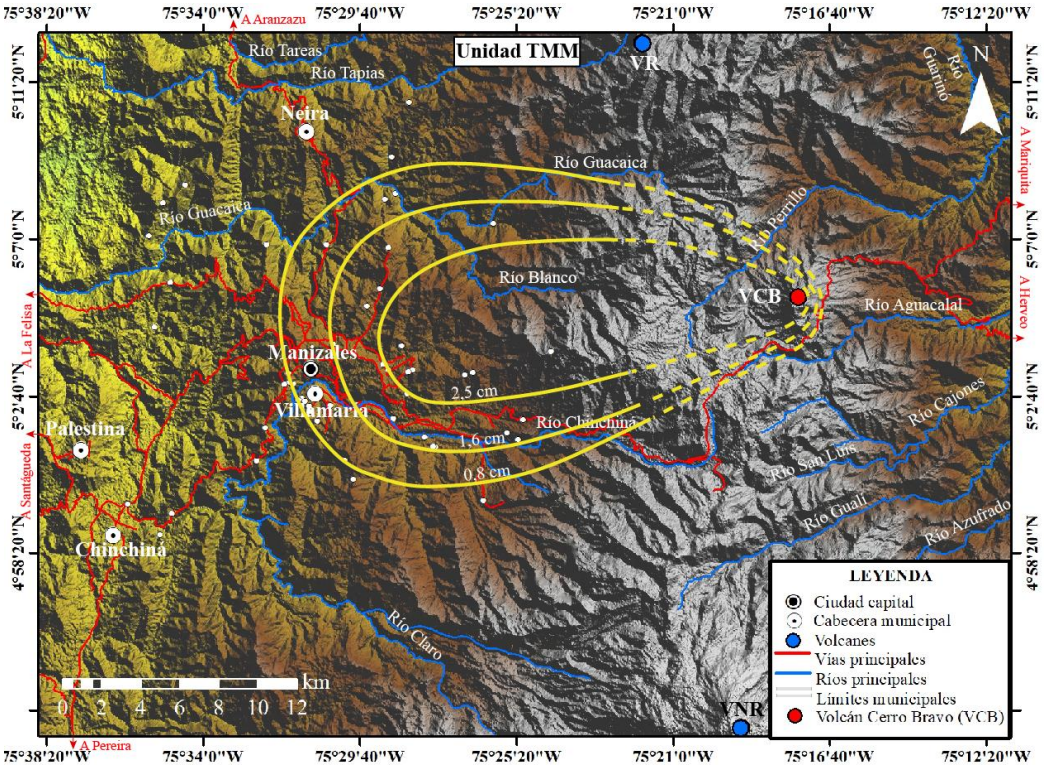


Figura 88. Mapa de isopletas de la unidad TMM generado con los datos de los fragmentos de pómez.

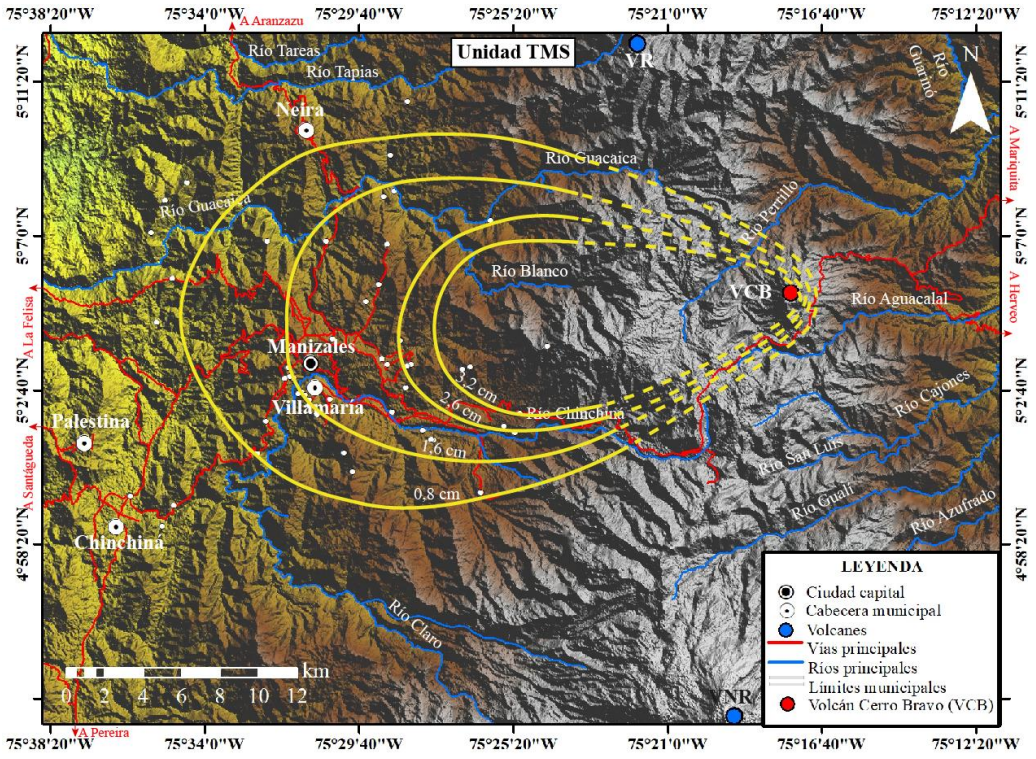


Figura 89. Mapa de isopletas de la unidad TMS generado con los datos de los fragmentos de pómez.

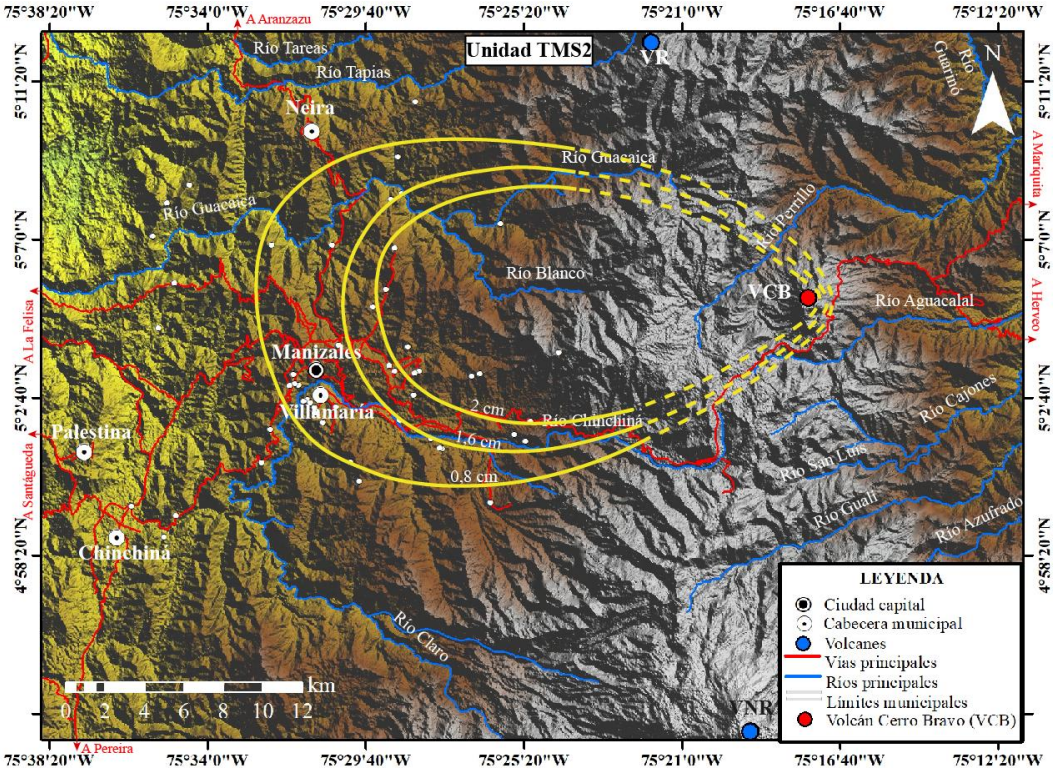


Figura 90. Mapa de isopletas de la unidad TMS2 generado con los datos de los fragmentos de pómez.

6.8.3.1 Altura de la columna a partir de los fragmentos líticos

Tefra Manizales Inferior: El cálculo de la altura de la columna por el método 1, no fue posible para esta unidad dado que el diámetro de los fragmentos líticos medido es muy pequeño, inferior a 0,8 cm, y no permite la construcción de las isopletas necesarias (0,8, 1,6, 3,2 y 6,4 cm) para aplicar el método. Aplicando el método 2, se obtuvo un valor de la pendiente k de 0,124 y de la media distancia del clasto, b_c, de 3,15, por lo que se determinó que la columna alcanzó una altura de flotabilidad neutral (H_B) de 20 km (Fig. 92A). Usando la relación H_B / H_T ~ 0,7 de Sparks (1986) como se explica en la metodología, se obtuvo una altura total de la columna eruptiva (H_T), desde el volcán, de ~28,6 km.

Tefra Manizales Media: Para la aplicación del método 1 en esta unidad, se usó la isópleta que representa los fragmentos líticos con diámetro de 0,8 cm, con lo que se obtuvo una

altura total de la columna eruptiva de ~18 km y una velocidad del viento de ~32 m/s (Fig. 91). Con el método 2, se obtuvo un valor de k de 0,183 y de b_c de 2,14, por lo que se determinó que la altura H_B alcanzada por la columna eruptiva fue de 16 km (Fig. 92B). Usando la relación HB / HT ~ 0,7 de Sparks (1986), se obtuvo que la altura total de la columna, desde el volcán, por el método 2, fue de ~23 km.

Tefra Manizales Superior: En esta unidad el valor de la columna eruptiva y de velocidad del viento, por el método 1, fue de ~ 21 km y de ~ 30 m/s, respectivamente (Fi. 91). Este resultado se obtuvo con el uso de la isópleta que representa los fragmentos líticos de 0,8 cm de diámetro. A partir de la aplicación del método 2, se calculó un valor de la pendiente k de 0,23 y de bc de 1,70, con lo que se obtuvo un valor de la altura de flotabilidad neutral (HB) de 14 km (Fig. 92C). Mediante la relación HB / HT ~ 0,7 de Spark (1986), se determinó que la altura total de la columna eruptiva desde el volcán, por el método 2, fue de ~ 20 km.

Tefra Manizales Superior 2: Para esta unidad, se obtuvo por el método 1 y el uso de la isopleta de 0,8 cm de diámetro, que la altura total de la columna eruptiva fue de ~20 km y la velocidad del viento superior a ~30 m/s (Fig. 91). Con el método 2, se obtuvo que el valor de la pendiente k equivale a 0,106 y el de b_c a 3,67, con lo que se determinó que la altura de flotabilidad neutral (H_B) alcanzada fue de 23 km y la altura total de la columna (H_T) de ~ 33 km, desde el volcán (Fig. 92D), este último valor fue obtenido mediante el uso de la relación H_B / H_T ~ 0,7 de Sparks (1986).

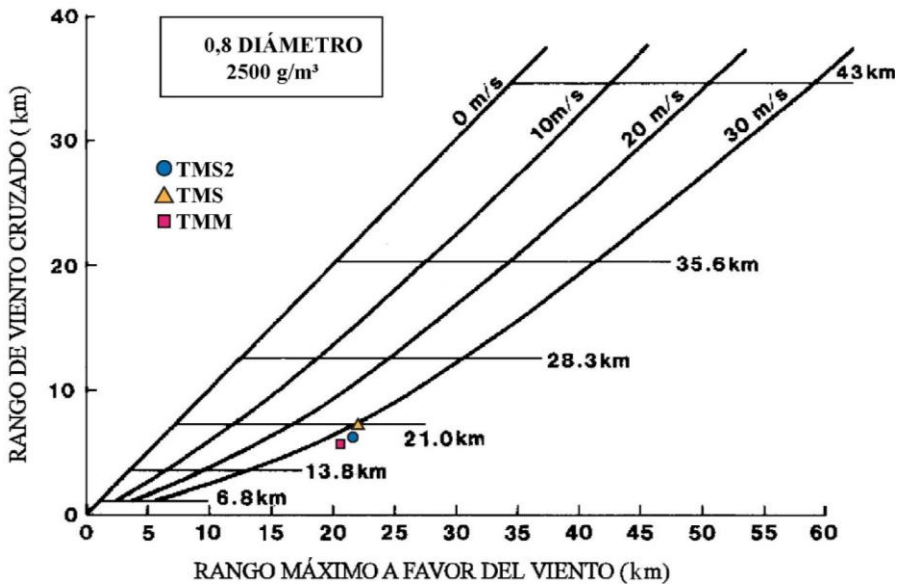


Figura 91. Gráfico de rango de viento cruzado (eje y) vs. rango máximo a favor del viento (eje x) para clastos con diámetros de 0,8 cm, donde se ubican los resultados generados para las unidades en estudio a partir de los datos obtenidos de los mapas de isopletas de los fragmentos líticos. Modificado de Carey & Sparks (1986).

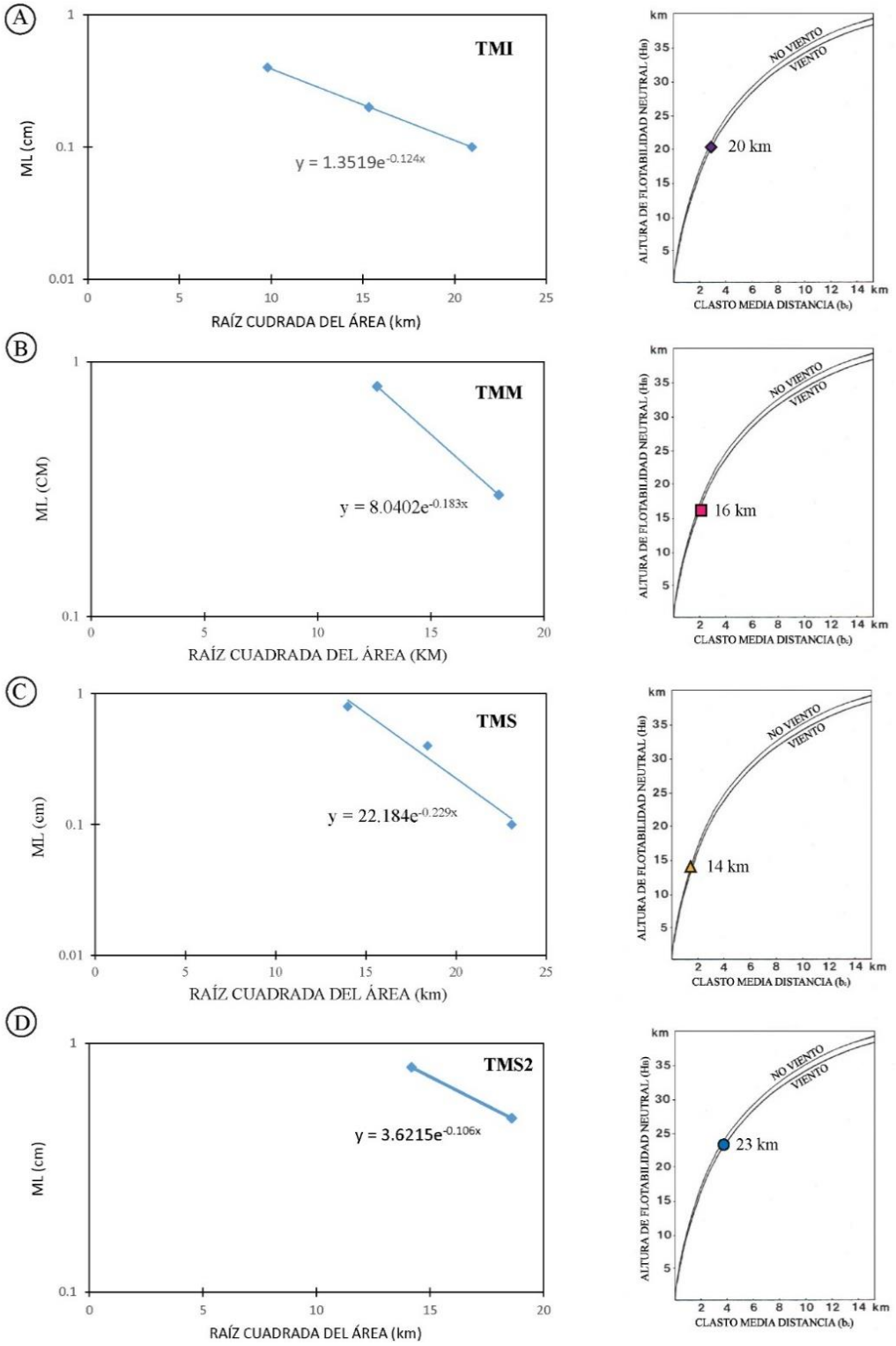


Figura 92. Aplicación del método de Pyle (1989) para el cálculo de la altura de la columna eruptiva con los datos obtenidos de los mapas de isopletas de los fragmentos líticos. A la izquierda se presentan los gráficos de la raíz cuadrada del área dentro de la isópleta vs. diámetro promedio de los fragmentos líticos (ML), y a la derecha, los diagramas de la distancia media de clastos (b_c) vs. la altura de flotabilidad neutral (H_B), para cada unidad. **A.** Unidad TMI. **B.** Unidad TMM. **C.** Unidad TMS. **D.** Unidad TMS2.

6.8.3.2 Altura de la columna a partir de los fragmentos de pómez

Tefra Manizales Inferior: El cálculo de la altura de la columna eruptiva para esta unidad, con el método 1, se hizo mediante el uso de la isopleta de 0,8 cm, a partir de la cual se obtuvo una altura total de la columna de ~ 16 km y una velocidad del viento de ~ 20 m/s (Fig. 93). Aplicando el método 2, se determinó que la pendiente k equivale a 0,053 y b_c a 7,34, por lo que la altura de flotabilidad neutral (H_B) alcanzada fue de ~ 30 km (Fig. 94A). Usando la relación H_B / H_T ~ 0,7 (Sparks, 1986) se encontró, por el método 2, que la altura H_T alcanzada, desde el volcán, fue de ~ 42,86 km.

Tefra Manizales Media: Para el cálculo de la altura de la columna en esta unidad por el método 1, se emplearon las gráficas de isopletas para fragmentos de pómez con diámetros de 0,8 y 1,6 cm, con lo que se obtuvieron alturas de columna de ~23,19 km y 22,46 km, respectivamente, y velocidades del viento entre ~32 y 42 m/s (Fig. 93). De estos resultados se obtienen valores medios de altura de la columna y velocidad del viento de 22,83 km y 37 m/s, respectivamente. Con el método 2, se encontró que el valor de k es de 0,179 y el de b_c de 2,18, por lo que la altura H_B obtenida fue de ~ 16 km (Fig. 94B) y la altura H_T de ~ 22,85 km, este último valor calculado usando la relación H_B / H_T ~ 0,7 de Sparks (1986).

Tefra Manizales Superior: La altura de columna eruptiva por el método 1 para esta unidad, se calculó usando las isopletas de 0,8, 1,6 y 3,2 cm de diámetro, con lo que se determinaron alturas de columna de ~ 24,65, 24,5 y 21,5 km, respectivamente, y velocidades del viento de ~ 37, 42 y 50 m/s (Fig. 93). De estos resultados se obtuvo un valor promedio de la altura de la columna y la velocidad del viento de 23,55 km y 43 m/s, respectivamente. Con el método 2, se obtuvo que el parámetro k corresponde a 0,135 y b_c a 2,89, por ende, el valor de la altura H_B es de ~ 19 km (Fig. 94C) y la altura H_T, desde el volcán, de ~ 27,14 km.

Tefra Manizales Superior 2: Para esta unidad, por el método 1 y el uso de las isopletas de 0,8 y 1,6 cm de diámetro, se obtuvieron alturas de columna de ~23,92 y 24,65 km, respectivamente, y velocidades del viento entre 35 y 37 m/s (Fig. 93). Calculando el promedio de los valores de la altura de la columna y de la velocidad del viento, se obtiene un valor medio de 24,28 km y 36 m/s, respectivamente. Aplicando el método 2, se obtuvieron valores de los parámetros k y b_c de 0,167 y 2,34, respectivamente, por lo que se determinó que la altura H_B fue de 17 km (Fig. 94D). Usando la relación H_B / H_T ~ 0,7 (Sparks, 1986) se obtuvo que H_T equivale a 24,28 km.

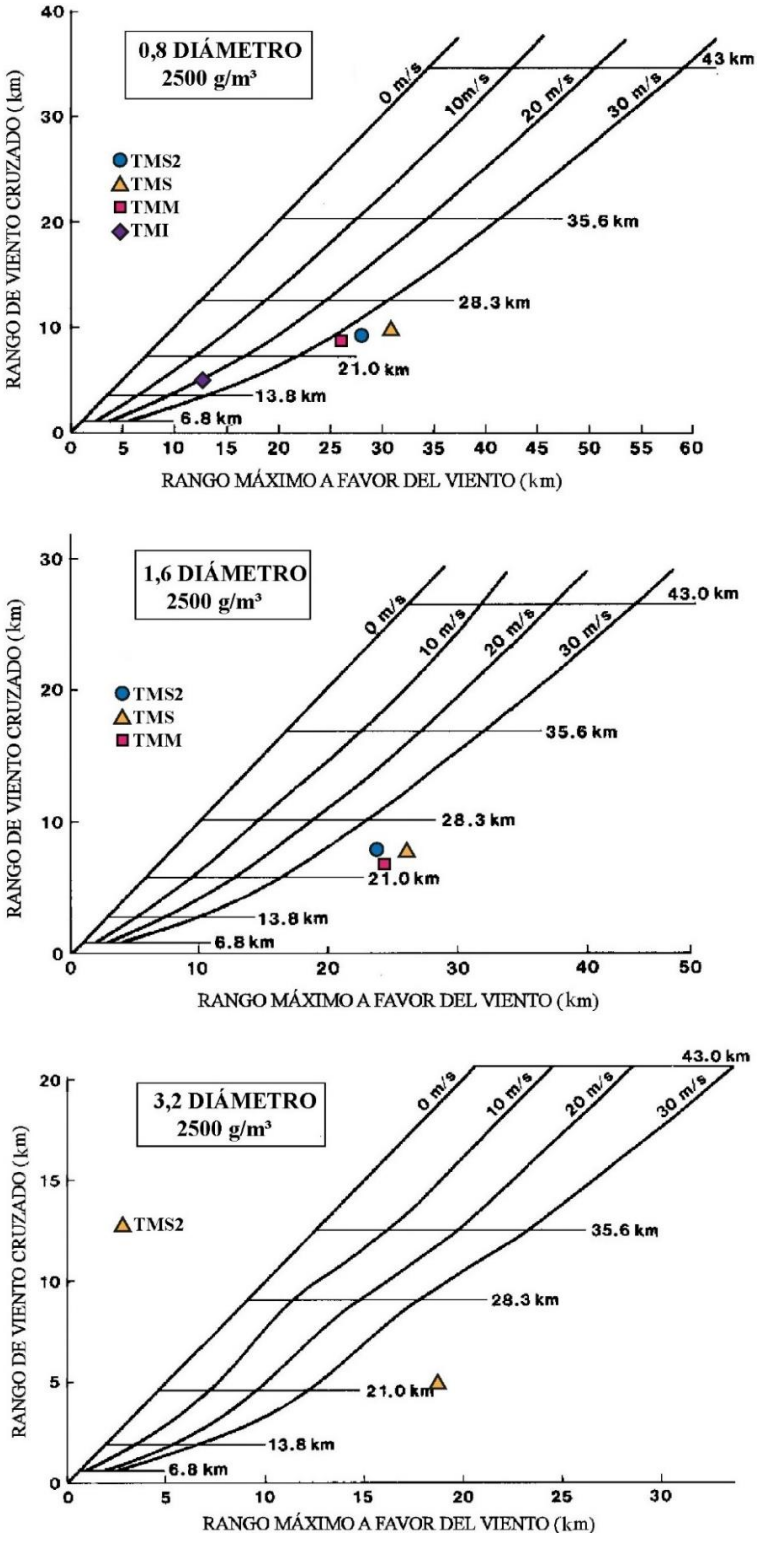


Figura 93. Gráficos de rango de viento cruzado vs. rango máximo a favor del viento para clastos con diámetros de 0,8, 1,6 y 3,2, donde se ubican los resultados generados para las unidades en estudio a partir de los datos obtenidos de los mapas de isopletas de los fragmentos pómez. Modificado de Carey & Sparks (1986).

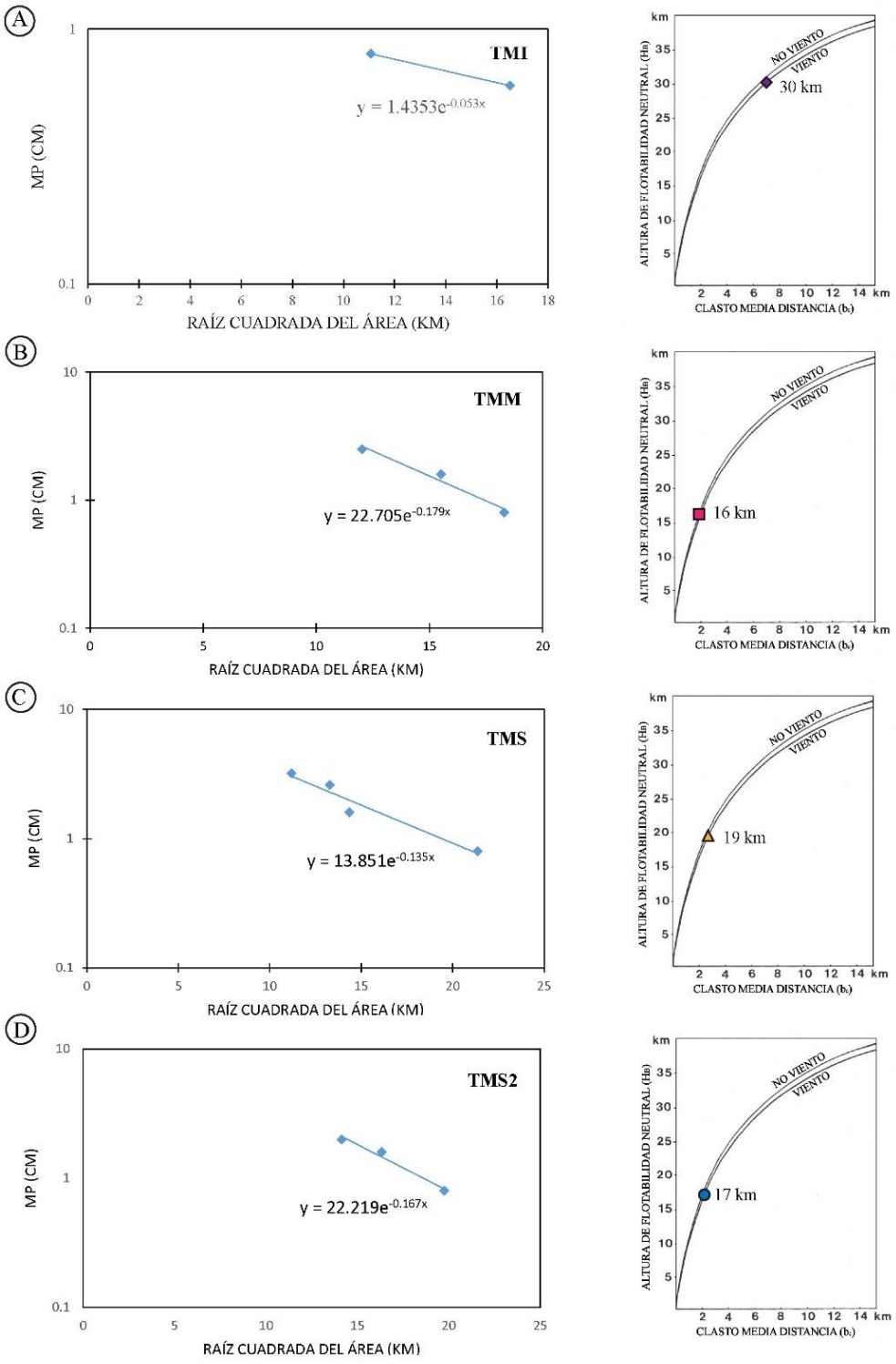


Figura 94. Aplicación del método de Pyle (1989) para el cálculo de la atura de la columna eruptiva con los datos obtenidos de los mapas de isopletas de los fragmentos de pómez. A la izquierda se presentan los gráficos de la raíz cuadrada del área dentro de la isópleta vs. diámetro promedio de los fragmentos líticos (ML), y a la derecha, los diagramas de la distancia media de clastos (b_C) vs. la altura de flotabilidad neutral (H_B), para cada unidad. **A.** Unidad TMI. **B.** Unidad TMM. **C.** Unidad TMS. **D.** Unidad TMS2.

En la siguiente Tabla (Tabla 21) se presenta un resumen de los resultados de las alturas de columna obtenidos:

Tabla 21. Resumen de los resultados de la altura de la columna eruptiva obtenidos para cada una de las unidades en estudio.

	Altura de la columna eruptiva (km)			
	Fragmentos líticos		Fragmentos de pómez	
	Carey & Sparks (1986)	Pyle (1989)	Carey & Sparks (1986)	Pyle (1989)
TMI	-	28,6	16	42,86
TMM	18	23	22,83	22,85
TMS	21	20	23, 55	27,14
TMS2	20	33	24,33	24,28

6.8.4 Estilo eruptivo. De los mapas de isopacas e isopletas, se calcularon los parámetros b_t y b_c, respectivamente, necesarios para ilustrar el estilo eruptivo de los depósitos según la metodología de Pyle (1989). El estilo eruptivo, al igual que la altura de la columna, fue calculado tanto para los valores obtenidos con los fragmentos líticos (Fig. 95), como con los de pómez (Fig. 96). Los resultados que se obtuvieron se muestran a continuación:

6.8.4.1 Estilo eruptivo a partir de los fragmentos líticos

Tefra Manizales Inferior: Para esta unidad los valores de bt y bc calculados fueron de 4,35 y 3,15, respectivamente. Estos valores corresponden a un estilo eruptivo que se encuentra entre pliniano y subpliniano, como se muestra en la Fig. 95.

Tefra Manizales Media: Para esta unidad se obtuvo que bt equivale a 2,25 y bc a 2,14, por lo que el estilo eruptivo corresponde a tipo subpliniano (Fig. 95)

Tefra Manizales Superior: Los valores de bt y bc obtenidos para esta unidad fueron de 2,30 y 1,70 respectivamente. Estos valores representan un estilo eruptivo de tipo subpliniano (Fig. 95).

Tefra Manizales Superior2: Para esta unidad se obtuvieron valores de bt y bc de 2,49 y 3,67, respectivamente, por lo que el estilo eruptivo correspondiente es de tipo pliniano (Fig. 95).

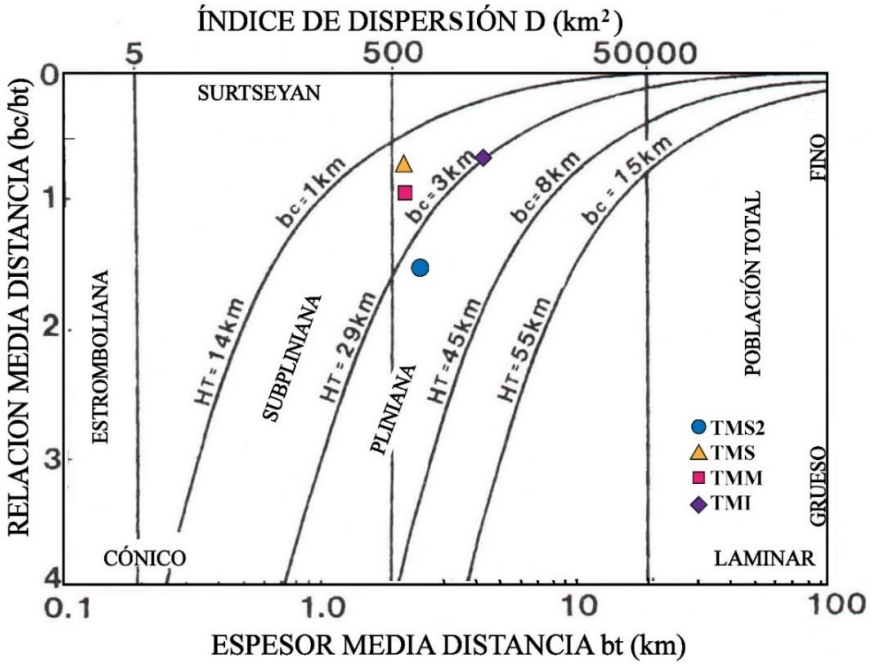


Figura 95. Diagrama b_t versus b_c/b_t (Pyle, 1989) usado para clasificar el estilo eruptivo de las unidades en estudio, a partir de los resultados obtenidos de los fragmentos líticos.

6.8.4.2 Estilo eruptivo a partir de los fragmentos de pómez

Tefra Manizales Inferior: Los valores de los parámetros b_t y b_c para esta unidad corresponden a 4,35 y 7,34, respectivamente. Estos valores son consistentes con los esperados para erupciones plinianas (Fig. 96).

Tefra Manizales Media: Para esta unidad se obtuvo un valor de 2,25 para b_t y 2,18 para b_c, por lo que el estilo eruptivo correspondiente es el de tipo subpliniano (Fig. 96).

Tefra Manizales Superior: Los valores de b_t y b_c obtenidos para esta unidad equivalen a 2,30 y 2,89, respectivamente. Estos valores corresponden a un estilo eruptivo que se encuentra entre subpliniano y pliniano (Fig. 96).

Tefra Manizales Superior2: El valor de b_t obtenido para esta unidad fue de 2,49 y el de b_c de 3,47. Estos valores son consistentes con los esperados para erupciones subplinianas (Fig. 96).

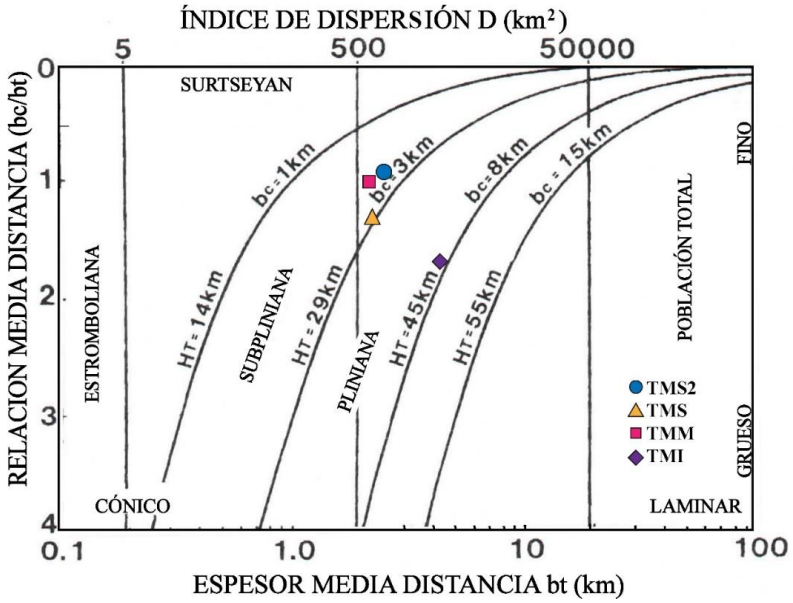


Figura 96. Diagrama b_t versus b_c/b_t (Pyle, 1989) usado para clasificar el estilo eruptivo de las unidades en estudio a partir de los resultados obtenidos de los fragmentos de pómez.

En la siguiente Tabla (Tabla 22) se presenta un resumen de los estilos eruptivos determinados para cada unidad:

Tabla 22. Resumen de los resultados del estilo eruptivo obtenidos para cada una de las unidades en estudio.

	Estilo eruptivo	
	Fragmentos líticos	Fragmentos de pómez
TMI	Pliniano-Subpliniano	Pliniano
TMM	Subpliniano	Subpliniano
TMS	Subpliniano	Pliniano-Subpliniano
TMS2	Pliniano	Subpliniano

6.8.5 Tasa de emisión y duración de la erupción. La tasa de emisión fue calculada con base en la metodología de Wilson & Walker (1987). Para este cálculo se usaron los valores de la altura de la columna obtenidos previamente. Por otro lado, la duración de la erupción se determinó usando el método de Wilson (1976), en el cual se tiene en cuenta la masa total emitida (δ magma en kg/m^3 x volumen RDE en m^3) y la tasa de emisión. Los resultados obtenidos se presentan a continuación.

6.8.5.1 Tasa de emisión y duración de la erupción a partir de los fragmentos de líticos

Tefra Manizales Inferior: Para esta unidad se obtuvo, por el método 2, una altura de columna de 28,6 km, correspondiente a una tasa de emisión de $2,16 \times 10^8$ kg/s. En cuanto a la duración de la erupción, teniendo en cuenta una masa total emitida para este depósito de $2,08 \times 10^{11}$ kg y la tasa de emisión antes obtenida, se tiene una duración mínima aproximada de 16 minutos (0,27 horas). Como se mencionó anteriormente, el cálculo de la altura de la columna para esta unidad, no fue posible por el método 1, por lo que tampoco se obtuvieron los respectivos valores para la tasa de emisión y duración de la erupción.

Tefra Manizales Media: Para esta unidad se obtuvieron alturas de columna de 18 y 23 km (métodos 1 y 2, respectivamente), que dieron como resultado tasas de emisión de $3,38 \times 10^7$ y $9,02 \times 10^7$ kg/s, respectivamente. Con las tasas de emisión obtenidas y teniendo en cuenta una masa total emitida para este depósito de $3,12 \times 10^{11}$ kg, la duración de la erupción calculada fue de aproximadamente 3 horas para la tasa de emisión de $3,38 \times 10^7$ kg/s, y de una hora, para la tasa de emisión de $9,02 \times 10^7$ kg/s.

Tefra Manizales Superior: Para la TMS, se obtuvieron alturas de columna de 21 km, por el método 1, y 20 km por el método 2. Estas alturas corresponden a tasas de emisión de $6,27 \times 10^7$ y $5,16 \times 10^7$ kg/s, respectivamente. Teniendo en cuenta una masa total emitida de $3,9 \times 10^{11}$ y las tasas de emisión antes obtenidas, $6,27 \times 10^7$ y $5,16 \times 10^7$ kg/s, se tiene que la

duración de la erupción fue de aproximadamente dos horas para los dos valores de la tasa de emisión.

Tefra Manizales Superior2: Para esta unidad se obtuvieron valores de la altura de la columna de 20 y 33 km (métodos 1 y 2), que corresponden a tasas de emisión de 5,16 x 10^7 y 3,82 x 10^8 kg/s, respectivamente. El tiempo de duración de la erupción que generó este depósito fue de aproximadamente 1 hora para tasa de emisión de 5,16 x 10^7 kg/s, y de nueve minutos para la tasa de emisión de 3,82 x 10^8 kg/s, teniendo en cuenta que la masa total emitida fue de 2,08 x 10^{11} kg.

6.8.5.2 Tasa de emisión y duración de la erupción a partir de los fragmentos de pómez

Tefra Manizales Inferior: Las alturas de columna obtenidas para esta unidad fueron de 16 km (método 1) y 42,86 km (método 2); estos valores corresponden a tasas de emisión de 2,11 x 10^7 y 1,09 x 10^9 kg/s. Teniendo en cuenta la masa total emitida para este depósito (2,08 x 10^{11}) y los valores de la tasa de emisión antes obtenidos, se tiene que la duración mínima de la erupción fue de aproximadamente tres horas (para la tasa de emisión de 2,11 x 10^7 kg/s) y tres minutos (tasa de emisión de 1,09 x 10^9 kg/s).

Tefra Manizales Media: Para esta unidad se obtuvieron alturas de columna de 22,83 y 22,85 km (método 1 y 2, respectivamente), que en promedio resultó en una tasa de emisión de 8,8 x 10^7 kg/s. Para esta unidad se obtuvo que la duración aproximada de la erupción fue de una hora, considerando que la masa total emitida fue de 3,12 x 10^{11} kg y la tasa de emisión de 8,8 x 10^7 kg/s.

Tefra Manizales Superior: En esta unidad se obtuvo una altura de la columna de 23,55 km, por el método 1, y de 27,14 km por el método 2. Estas alturas de columna corresponden a tasas de emisión de 9,92 x 10^7 y 1,75 x 10^8 kg/s, respectivamente. En cuanto a la duración de la erupción, teniendo en cuenta que la masa total emitida para este depósito es de 3,9 x

10^{11} kg, se obtuvo que para la tasa de emisión de 9,92 x 10^{7} kg/s el tiempo de la erupción fue de una hora, y para la tasa de emisión de 1,75 x 10^{8} kg/s, el tiempo de la erupción fue de 37 minutos.

Tefra Manizales Superior2: Para esta unidad se obtuvieron por los dos métodos alturas de columna similares: 24,32 km (método 1) y 24,28 km (método 2), estos valores en promedio, corresponden a una tasa de emisión de 1,12 x 10^{8} kg/s. Considerando una masa total emitida de 2,08 x 10^{11} kg para este depósito y la tasa de emisión antes obtenida, se obtuvo que la duración de la erupción fue de aproximadamente 31 minutos.

7. DISCUSIÓN

Las relaciones de campo junto con los análisis estratigráficos realizados, permitieron la construcción de los mapas de isopacas e isopletas que fueron esenciales en la definición de la distribución de los depósitos de caída piroclástica y por ende del lugar de origen de los eventos. A continuación, se discute: 1) la fuente asociada a cada depósito y el hecho de que no se haya considerado previamente ningún otro centro eruptivo como un posible origen, y por ende como otro volcán que amenaza directamente a la ciudad de Manizales; 2) las características de la unidad TMI que la diferencian de las demás unidades, como base para futuros trabajos; y 3) las épocas del año en que es más factible que los fragmentos de una erupción sean dispersados en dirección W.

7.1 Ubicación de la fuente

Con base en los mapas de isopacas e isopletas (Fig. 78, 79, 80, 81), pudo establecerse que las unidades definidas en este trabajo como TMM, TMS y TMS2, tuvieron un origen en el VCB, tal como fueron asociadas previamente por Lescinsky (1990). Sin embargo, la

distribución y características de la unidad TMI indican una fuente distinta, y por ende difiere de lo interpretado por este autor. Esta fuente se encuentra ubicada a 9,5 km al NW del VCB y a 15 km de la ciudad de Manizales. Esta ubicación corresponde con un edificio volcánico reportado por Robertson *et al.* (2002) como un volcán "muy antiguo sub-reciente" (i.e. entre 10.000 y 200.000 años) el cual denomina volcán La Plazuela. Este volcán ya había sido reportado previamente en los trabajos de Flórez (1986) y Ceballos *et al.* (1994) y fue también observado en la etapa de campo durante el desarrollo de este trabajo (Fig. 97). Así, debido a que los mapas de isopacas e isopletas de la unidad TMI indican como posible fuente este volcán, en este trabajo se le atribuye el evento eruptivo asociado.

El hecho de que trabajos anteriores como el de Lescinsky (1990), no hubiesen asociado alguno de estos depósitos encontrados sobre Manizales a otro volcán, a pesar de que los mapas de isopacas e isopletas presentes en su trabajo sugieran en ocasiones otra fuente distinta al VCB (e.g. mapas correspondientes al depósito de caída piroclástica denominado CB6), radica quizá en la falta de estudios sobre la zona para esa época y en la poca envergadura y por ende visibilidad de otros volcanes, como el mencionado volcán La Plazuela.

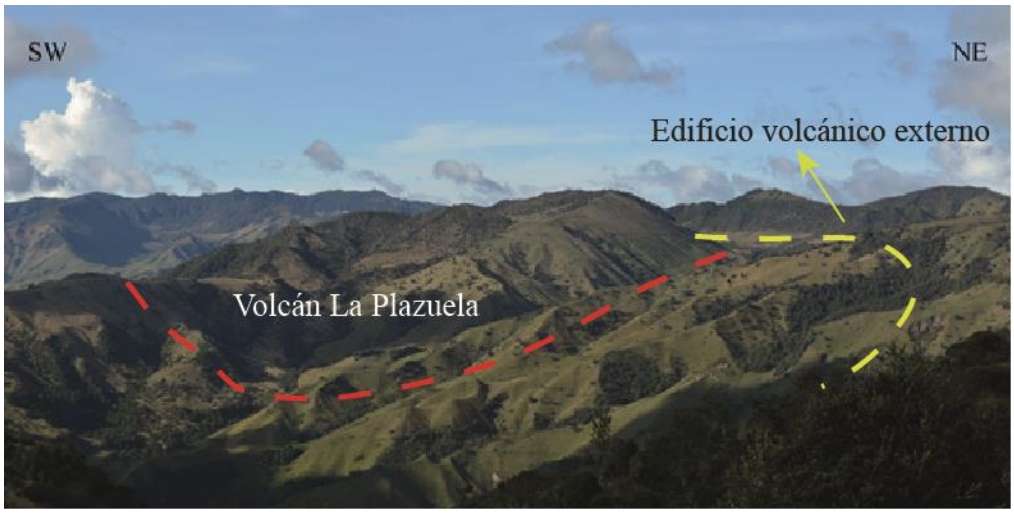


Figura 97. Panorámica del volcán La Plazuela desde la población La Favorita en Manizales.

7.1.1 Volcán La Plazuela. El volcán La Plazuela, hace parte del Conjunto Volcánico San Diego-Romeral definido por Robertson *et al.* (2002), no obstante, se encuentra ahora dentro de la recientemente definida Provincia Volcano-Tectónica San Diego – Cerro Machín (Martínez *et al*., 2014). El Conjunto Volcánico San Diego-Romeral agrupa una serie de edificios volcánicos clasificados con base en criterios geomorfológicos, dentro de los cuales se incluyen los volcanes: San Diego, Guadalupe (La Paila), Romeral, El Retiro, La Ermita, El Contento, Santa Cecilia y La Cumbre (Fig. 98).

El volcán La Plazuela es clasificado como un cuello volcánico (Ceballos *et al.*, 1994; Robertson *et al.*, 2002), teniendo en cuenta su morfología de cerro aislado, que es característica de edificios volcánicos altamente erosionados y que además se asocia a volcanes inactivos (Robertson *et al.*, 2002). Estos autores, a su vez, definen al volcán como altamente disectado por glaciación y con productos volcánicos (lavas) de composición andesítica-dacítica.

Las características morfológicas del volcán La Plazuela observadas en campo permiten clasificarlo en este trabajo como una estructura cónica con pendientes moderadamente

pronunciadas y su parte SW colapsada, en cuyo centro se ubica un domo (Fig. 98). Con ayuda de imágenes satelitales obtenidas del programa Google Earth, es posible observar que este edificio parece estar contenido en un edificio aún más grande. No obstante, una definición más detallada se encuentra por fuera del alcance del presente trabajo.

La edad de 7867 ±70 años Cal. A.P obtenida en un paleosuelo infrayaciendo directamente el depósito TMI, permite definir al volcán La Plazuela como un volcán "activo latente", según la clasificación de Robertson *et al.* (2002) para los volcanes colombianos. Así, la clasificación difiere del concepto de volcán "muy antiguo sub-reciente" (i.e. entre 10.000 y 200.000 años) como había sido previamente definido. Infortunadamente en este trabajo no se logró definir el carácter poligenético del volcán, por lo que también podría definirse como una expresión monogenética que a su vez haría parte de un campo volcánico activo. Tal definición anularía la amenaza potencial del volcán La Plazuela, pero abriría la puerta a la potencial aparición de un nuevo volcán monogenético en la zona. En cualquier caso, la amenaza volcánica persiste en la región.

7.2 Diferencia entre los depósitos

Además de la distribución representada en los mapas de isopacas e isopletas, las características faciales, petrográficas y los análisis de fragmentos (granulometría y componentes) en los depósitos, también son evidencia de una fuente distinta al VCB para la unidad TMI. Respecto a las características faciales, la unidad TMI se diferencia de las demás unidades por su distintiva coloración grisácea y tamaño de grano, que, a pesar de la variación con la distancia, se conserva predominantemente fino y muy bien seleccionado. Composicionalmente, la unidad TMI presenta un contenido significativo de biotita y clinopiroxeno, tanto en los fragmentos de pómez (Bt 1,59 % y Cpx 0,17 %) como en los líticos grises, que no se logró identificar o es muy escaso en las demás unidades (TMM y

TMS); en éstas predominan los cristales de plagioclasa y anfíbol. Trabajos como el de Lescinsky (1990) y Monsalve (1991) ya han evidenciado que los cristales de biotita y clinopiroxeno en el VCB no superan el 1%.

7.3 Dirección de los vientos

En Colombia, las irregularidades de la superficie ocasionadas por la orografía, junto con la distribución de tierras y mares, determinan la dirección y velocidad del viento. Sobre las regiones planas (llanura del Caribe, la Orinoquia y la Amazonia), la circulación del viento es bastante constante en el transcurso del año, en comparación con los valles interandinos y las zonas montañosas, donde la dirección y velocidad del viento varían de un lugar a otro y de una época del año a otra (IDEAM, 2006; Fig. 99). En estas zonas, los vientos están influenciados por las condiciones locales y por el rozamiento proporcionado por las grandes irregularidades que presenta la cordillera de los Andes al ramificarse en tres sistemas montañosos (Cordilleras Central, Oriental y Occidental).

En la ciudad de Manizales, ubicada en el flanco occidental de la Cordillera Central de Colombia, la procedencia del viento varía en tres direcciones durante el año, del 28 de marzo al 17 de octubre (periodo 1) el viento sopla predominantemente en sentido norte; del 17 de octubre al 19 de diciembre (periodo 2) en sentido este; y del 19 de diciembre al 28 de marzo (periodo 3) en sentido oeste (es.weatherspark.com; Fig. 100).

A partir de los mapas de isopacas e isopletas, pudo determinarse que las unidades TMI, TMM y TMS2, se distribuyeron predominantemente en sentido W-SW, mientras que la unidad TMS tuvo un eje de dispersión claramente marcado en sentido W. Esta distribución sugiere que los vientos, durante las erupciones que generaron los depósitos en estudio, soplaron predominantemente hacia el W.

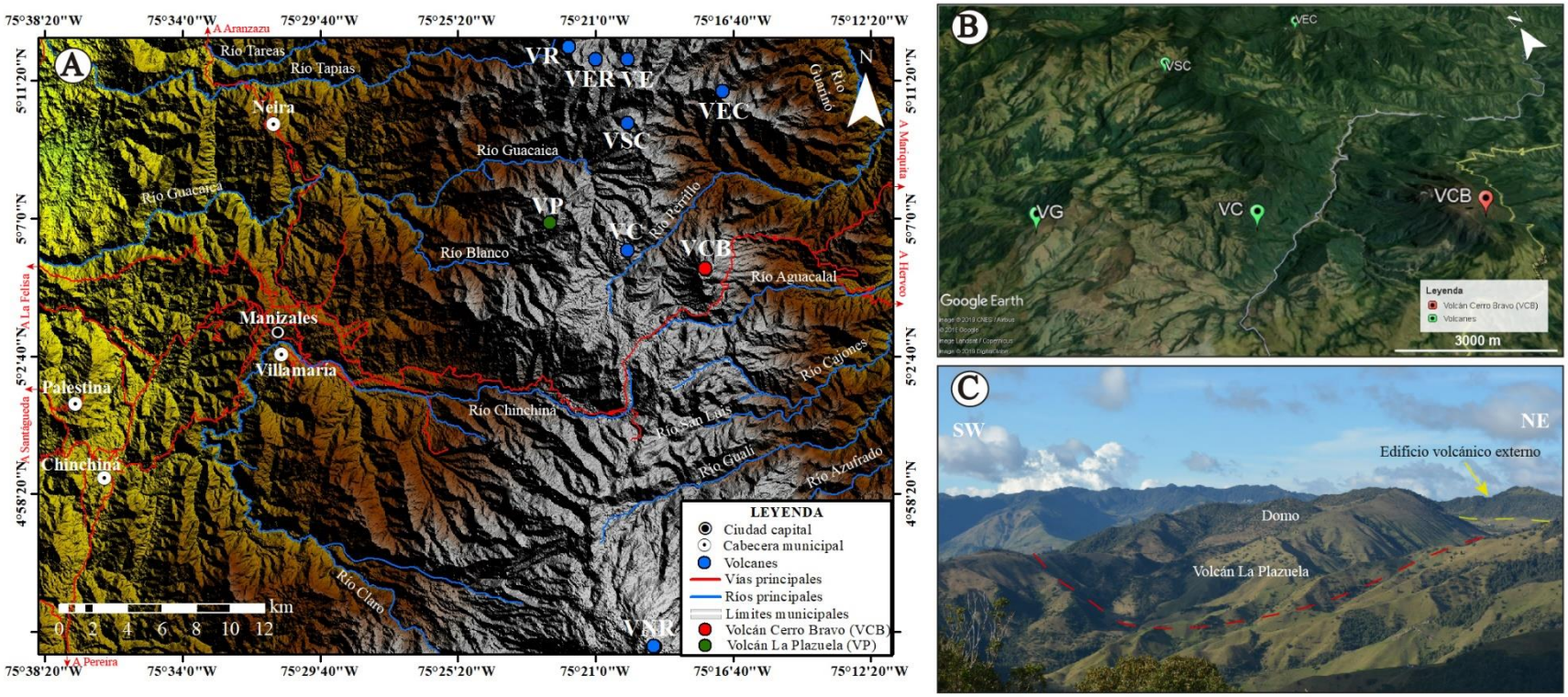


Figura 98. Localización del volcán La Plazuela (VP). **A.** Localización del área de estudio y ubicación en el mapa del volcán La Plazuela (VP). **B.** Ubicación del volcán La Plazuela (VP) con respecto al volcán Cerro Bravo (VCB), imagen tomada de Google Earth. **C.** Fotografía del volcán La Plazuela (VP). VR: Volcán Romeral. VER: Volcán El Retiro. VE: Volcán Ermita. VEC: Volcán El Contento. VSC: Volcán Santa Cecilia. VC: Volcán La Cumbre. VNR: Volcán Nevado del Ruiz.

En términos de amenaza por caída piroclástica para la ciudad de Manizales, en el periodo 1, solamente una erupción ocurrida al sur de la PVTSC podría afectar la ciudad (e.g. El volcán Nevado del Ruiz). Durante el periodo 2, la ciudad se encontraría fuera de amenaza, y durante el periodo 3, una erupción directamente al oeste (e.g. los volcanes La Plazuela, Cerro Bravo, Nevado del Ruiz) podría afectar la ciudad.

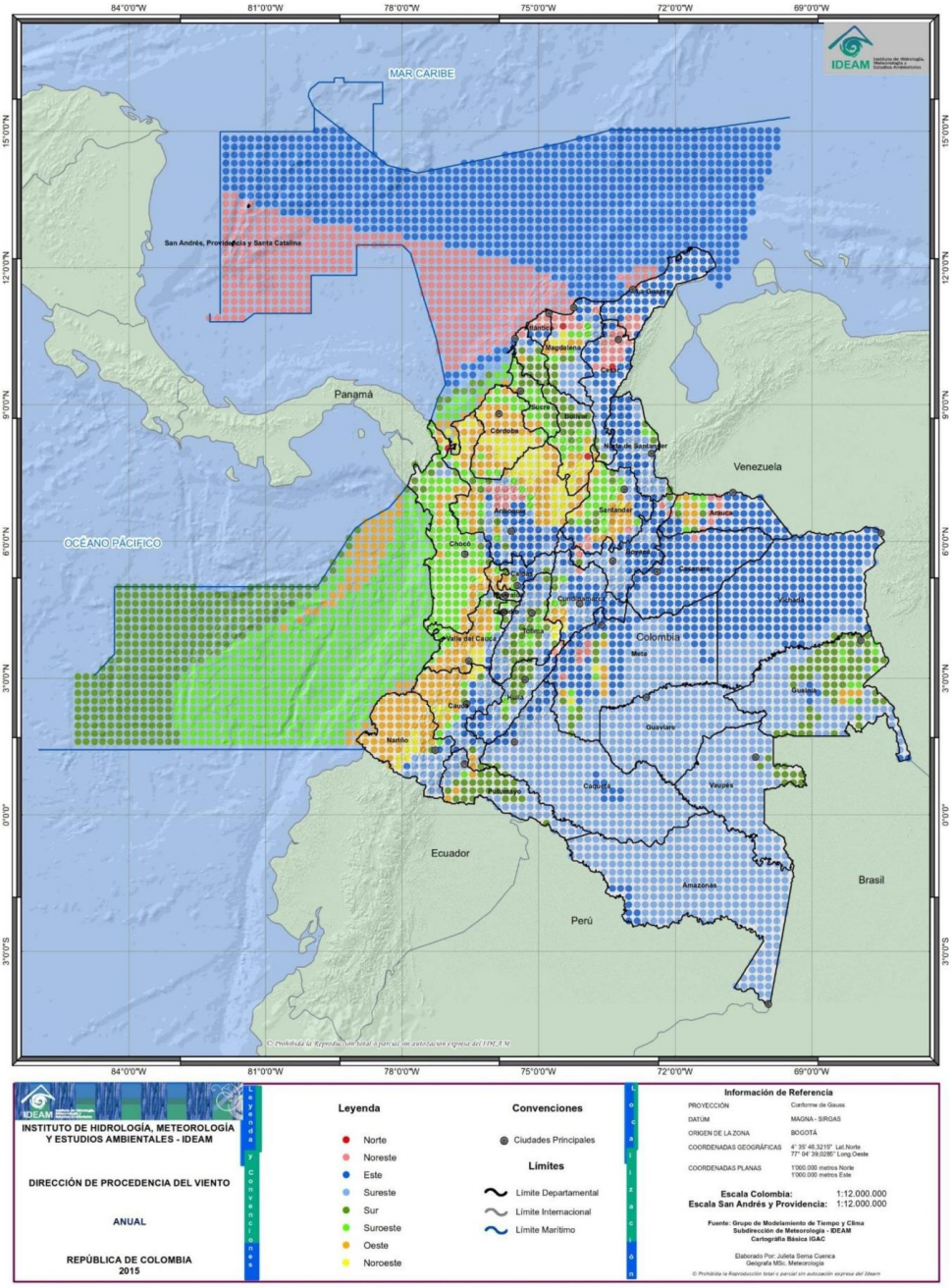


Figura 99. Dirección de procedencia anual del viento en Colombia. Tomado de IDEAM (2006)

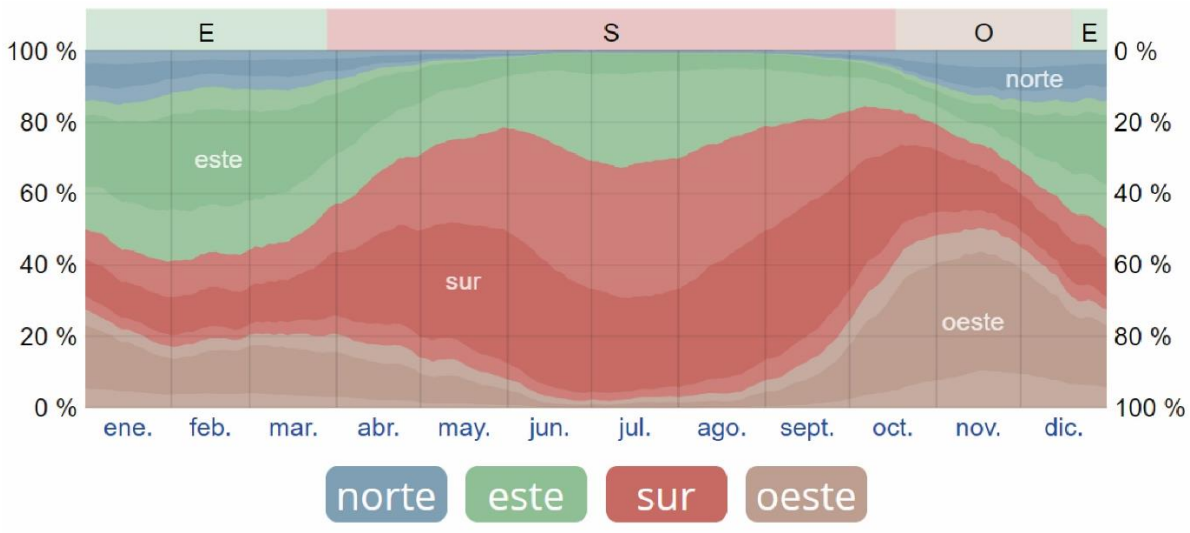


Figura 100. Porcentaje de horas en las que la dirección media del viento viene de cada uno de los cuatro puntos cardinales durante el año para Manizales. Las áreas de colores claros en los límites son el porcentaje de horas que pasa en las direcciones intermedias implícitas (noreste, sureste, suroeste y noroeste). Tomado de es.weatherspark.com

7.4 Edad de los depósitos

La edad de los depósitos en estudio fue determinada mediante la datación por radiocarbono de los paleosuelos que infrayacen las unidades TMI, TMM y TMS. Las edades obtenidas fueron de 7867 ± 70 años Cal. A.P. para el paleosuelo que infrayace la unidad TMI, 7732 ± 53,2 años Cal. A.P. para el paleosuelo que se encuentra entre las unidades TMI y TMM, y de 5188,5 ± 121,5 años Cal. A.P. para el paleosuelo entre las unidades TMM y TMS.

Los paleosuelos, que en definición son restos de suelos antiguos, arrojan información relevante acerca de los periodos donde se produjo o no sedimentación (Retallack, 1994). De este modo, podría interpretarse que el espesor de un paleosuelo entre dos unidades volcaniclásticas, está estrechamente relacionado con el tiempo de duración y no depositación entre una erupción y otra, por lo que a mayor espesor mayor tiempo transcurrido, y viceversa.

Entre las unidades aquí estudiadas, se encontró que el espesor del paleosuelo que divide las unidades TMI y TMM es considerablemente grande (>1 m), mientras que la diferencia de edad entre una erupción y otra es relativamente pequeña (<200 años). Para el caso de las unidades TMM y TMS, el paleosuelo intermedio varía entre 10 a 60 cm de espesor y la diferencia de edad entre ambas es de 2544 años. El contraste espesor-tiempo del paleosuelo entre las unidades TMI y TMM, podría ser explicado si se considera una constante pero tenue actividad volcánica durante el desarrollo del mismo, cuyos productos piroclásticos generados, fueron incorporados al paleosuelo. Esto se ve evidenciado a escala de afloramiento, si se tiene en cuenta el poco desarrollo del paleosuelo, la textura limosa y la presencia de componentes volcánicos diferenciables a la lupa como cristales y fragmentos de pómez.

7.5 Mecanismo eruptivo

Las erupciones descritas en este trabajo, sugieren mecanismos de fragmentación magmática, si se tienen en cuenta los análisis de vesicularidad (para las unidades TMM y TMS) y de morfología (para las unidades TMI, TMM y TMS). Los valores del índice de vesicularidad correspondientes a los fragmentos de pómez presentes en las unidades TMM y TMS fueron de 83,9 % y 79,1 %, respectivamente; estos datos son coherentes con los valores del índice de vesicularidad esperados para la fragmentación del magma durante una erupción pliniana de acuerdo con Sparks (1978), Houghton & Wilson (1989) y Gardner et al. (1996), quienes evidencian valores de 75-83, 71-81 y 64%, respectivamente para este tipo de erupciones. Por otro lado, en los fragmentos de pómez de las unidades TMI, TMM y TMS, se reconocieron micro texturas esponjosa, fibrosa, expandida y densa, con la presencia de partículas adheridas en las paredes y grietas en el vidrio, además de variedad en los tamaños y formas de las distintas vesículas observadas; algunas de estas

características, podrían ser producto de la presencia de agua en la erupción. Un estudio detallado sobre el mecanismo eruptivo asociado con cada evento, sería un paso importante a seguir.

7.5.1 Modelo eruptivo. Las correlaciones estratigráficas y características sedimentológicas, además de la definición de los parámetros eruptivos calculados con base en los mapas de isopacas e isopletas para cada unidad definida (TMI, TMM, TMS y TMS2) (Tabla 23), permitieron la reconstrucción de la historia eruptiva asociada con estos eventos y que han afectado mayormente a la ciudad de Manizales. Esta historia se presenta a continuación:

Hace 7867 ± 70 años Cal. A.P, el volcán La Plazuela hizo erupción y generó una columna pliniana de 28,6 km de altura con una intensidad de 2,16 x 10^8 kg/s (Fig. 101). Las características faciales de los depósitos generados (unidad TMI) (e.g. gradación inversa; Fig. 101A) sugieren un aumento en la intensidad de la erupción con el tiempo. La velocidad del viento que afectó dicha columna al momento de la erupción fue de 20 m/s provocando la desviación de ésta en dirección W-SW y la distribución asimétrica del depósito, cubriendo lo que se conoce hoy como los municipios de Manizales, Villamaría y Neira. Esta erupción tuvo una duración de 16 minutos. En la ciudad de Manizales, a 16 km de la fuente, la unidad TMI está constituida por fragmentos tamaño ceniza gruesa de pómez (63,58%), líticos (21,36%) y cristales libres (15,10%). Este evento emitió 0,21 km^3 de material (RDE= 0,08 km^3), y tuvo una magnitud (masa) de 0,8 x 10^{11} kg.

Posteriormente, hace 7732 ± 53,2 años Cal. A.P., el VCB hizo erupción y generó una columna subpliniana de aproximadamente 18 km de altura, con una intensidad de 3,38 x 10^7 kg/s (Fig. 101). La variación del tamaño de los fragmentos que se observa en el depósito (Fig. 101B), se presenta como evidencia de fluctuaciones en la altura de la

columna. La pluma eruptiva originó un depósito de caída de 0,32 km^3 (RDE= 0,12 km^3), denominado en este trabajo como Tefra Manizales Media (TMM), el cual se dispersó hacia el sector W-SW del volcán, debido a que el viento soplaba en esa dirección con una velocidad de 32 m/s. Este depósito no tuvo el mismo alcance que la unidad anterior, sin embargo, también cubrió gran parte de lo que hoy son las poblaciones de Manizales y Villamaría; en Manizales (a 25 km del VCB) la unidad se compone de fragmentos tamaño ceniza gruesa de pómez (88,74%), líticos (3,21%) y cristales libres (8,04%). Esta erupción se prolongó durante tres horas.

El siguiente evento mayor que se registra en la ciudad de Manizales, ocurrió hace 5188,5 ± 121,5 años Cal. A.P. Este evento explosivo (subpliniano) también asociado al VCB, duró aproximadamente dos horas y formó una columna eruptiva de 21 km de altura (Fig. 101). Esta columna probablemente fue estable la mayoría del tiempo, dado al aspecto masivo del depósito, pero no se descartan pequeñas variaciones en la altura de la columna debido a la presencia de algunas concentraciones de fragmentos más finos dentro del depósito (Fig. 101C). La dirección del viento que influenció la pluma fue predominantemente hacia el W con una velocidad de 30 m/s, causando la distribución y depositación de la Tefra Manizales Superior (TMS), que se dispersó incluso hacia zonas más occidentales de lo que hoy es la ciudad (Alto de Lisboa) y sectores de Neira y Villamaría. En la ciudad de Manizales, a 25 km del VCB, la unidad TMS se encuentra conformada por fragmentos tamaño ceniza gruesa de pómez (93,43%), líticos (5,19%), cristales libres (1,04%) y fragmentos accidentales (0,35%). La intensidad de la erupción (tasa de emisión) relacionada con esta actividad fue de 6,27 x 10^7 kg/s con una magnitud de 3,9 x 10^{11} kg y un volumen total emitido de 0,38 km^3 (RDE=0,15 km^3).

El último evento mayor que se registra en la ciudad, es más joven que 5188,5 ± 121,5 años Cal. A.P. y corresponde a la unidad definida como Tefra Manizales Superior 2 (TMS2), la cual también se asocia al VCB. El estilo eruptivo característico de este evento fue pliniano (altamente explosivo) y alcanzó una altura de columna de 20 km y una intensidad de 5,16 x 10^7 kg/s (Fig. 101). La marcada gradación inversa en el depósito (Fig. 101D) evidencia el ascenso gradual de la pluma eruptiva, la cual estuvo influenciada por vientos fuertes de 32 m/s dirigidos en sentido W-SW causando el transporte y depositación de 0,22 km^3 (RDE= 0,08 km^3) de material. Esta unidad se dispersó desde el volcán hacia lo que hoy es la ciudad de Manizales y el municipio de Villamaría principalmente. La magnitud correspondiente a la actividad descrita fue de 2,08 x 10^{11} kg y duró aproximadamente una hora.

Tabla 23. Parámetros eruptivos correspondientes a las unidades TMI, TMM, TMS y TMS2.

Unidad	Volumen (km3)				Altura de columna (km)	Estilo eruptivo	Tasa de emisión (kg/s)	Duración de la erupción (h)
	Proximal	Distal	Total	RDE				
TMI	0,16	0,05	0,21	0,08	29	Subpliniano - Pliniano	$2,16x10^8$	0,27 (16 min)
TMM	0,25	0,07	0,32	0,12	18	Subpliniano	$3,38x10^7$	3
TMS	0,29	0,08	0,38	0,15	21	Subpliniano	$6,27x10^7$	2
TMS2	0,17	0,05	0,22	0,08	20	Pliniano	$5,16x10^7$	1

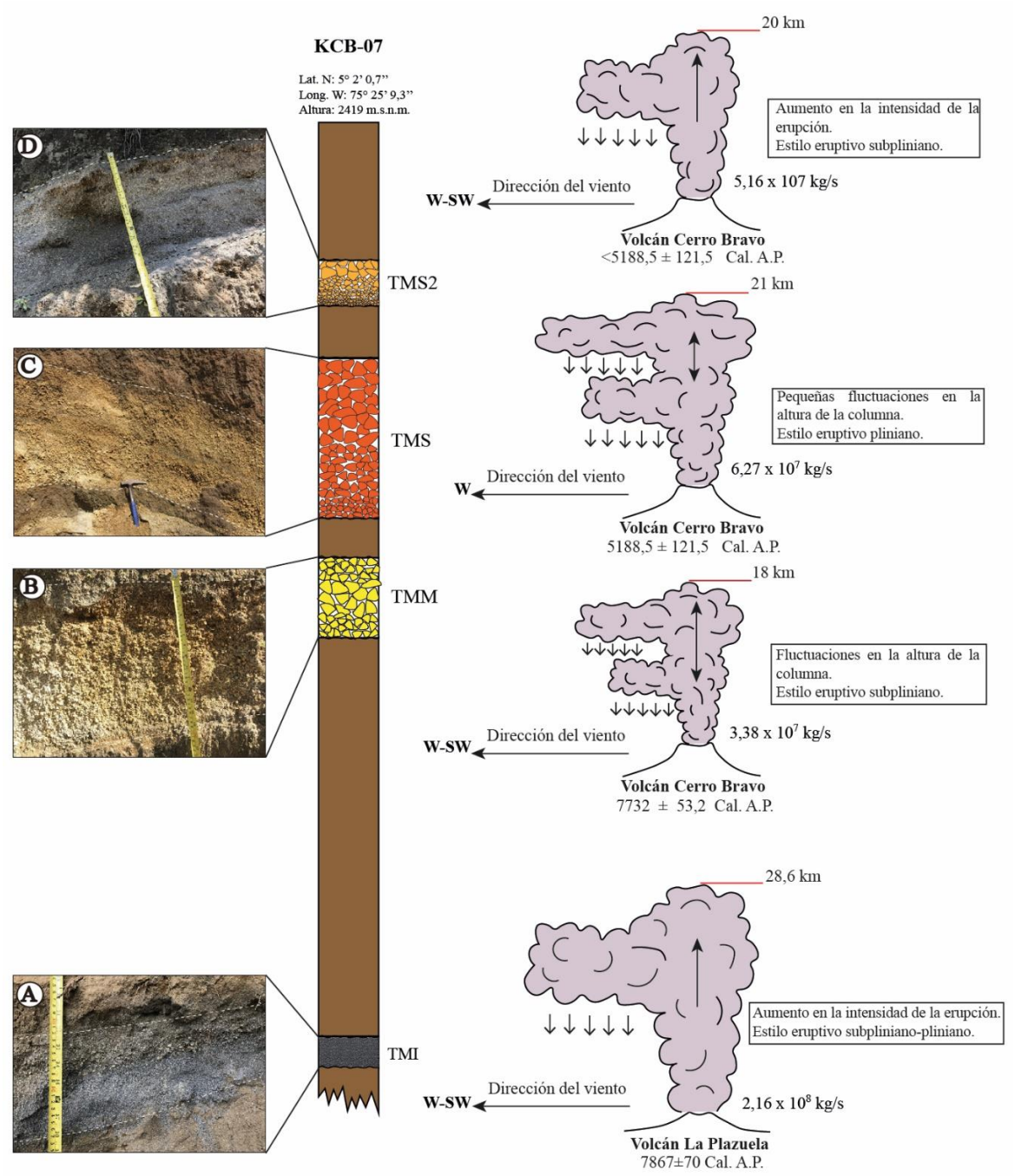


Figura 101. Modelo eruptivo de las diferentes unidades estudiadas (TMI, TMM, TMS y TMS2) correlacionado los resultados obtenidos. **A.** Unidad TMI de color grisáceo, clasto-soportada, deleznable, y con gradación inversa en los fragmentos de pómez. **B.** Unidad TMM de color amarillo y clasto-soportada, con una concentración de granos finos (ceniza gruesa a media) hacia la base y el techo, y una concentración en la parte media de fragmentos tamaño lapilli fino. **C.** Unidad TMS de color ocre, masiva, con gradación inversa difusa en los fragmentos de pómez, cuyos varían de lapilli fino a grueso, y con algunas concentraciones de fragmentos más finos a lo largo del depósito. **D.** Unidad TMS2 masiva, deleznable, clasto-soportada, y de color amarillo grisáceo, presenta una gradación inversa en pómez, cuyo tamaño varía de lapilli muy fino a medio.

7.6 Peligro volcánico

Los resultados obtenidos en este trabajo, particularmente la distribución de la unidad inferior (TMI) y la edad de los depósitos, indican que la ciudad de Manizales no solo se encuentra fuertemente amenazada por eventos asociados con erupciones del VCB, como normalmente se considera en la ciudad, sino también de otros volcanes (e.g. volcán La Plazuela) como se evidencia en este trabajo. El volcán La Plazuela, que entra en la categoría de volcanes activos (actividad durante los últimos 10.000 años, *Smithsonian Institution*, 2019), es una evidencia de amenaza volcánica potencial, diferente al VCB, para la ciudad. Lo anterior marca la necesidad de realizar estudios sobre todo cronológicos, de otros edificios volcánicos que comprenden el Conjunto Volcánico San Diego-Romeral.

Específicamente del VCB, la historia geológica conocida hasta ahora, indica que éste ha estado activo desde hace 100 ka, con erupciones altamente explosivas en los últimos 14 ka (Herd, 1974; CHEC, 1983; Thouret *et al.* 1985; Calvache *et al.*, 1987; Lescinsky, 1990; Diaz, 1991; Monsalve, 1991; Monsalve & Núñez, 1992; Gil, 2001). Estás erupciones de tipo pliniano y peleano (Herd, 1982) se han clasificado con un índice de explosividad volcánica entre 4 y 6 (Lescinsky, 1990; Monsalve, 1991) y han dado lugar a la depositación de caídas piroclásticas y corrientes de densidad piroclástica de magnitud considerable (Lescinsky, 1990). Debido a la ubicación de las poblaciones con respecto al VCB, el evento que mayor amenaza potencial tiene son las caídas piroclásticas; estas pueden alcanzar extensiones tan grandes como decenas de km (Fig. 102), teniendo en cuenta la altura a la que se encuentra el volcán y el tipo de columnas eruptivas que genera, tal como se evidencia en este trabajo (las unidades alcanzan distancias superiores a 30 km). Sobre Manizales, una ciudad altamente poblada (401.448 habitantes; DANE, 2019), las unidades presentan espesores considerables hasta de 80 cm y tamaños de fragmentos de pómez hasta

de 13 cm de diámetro, lo que hace que se esta ciudad se considere como una región de alta amenaza por caída de piroclastos generados en el VCB. Al respecto, el mapa de amenaza volcánica del VCB (Monsalve, 1991; Monsalve & Núñez, 1992) presenta a Manizales en la zona de amenaza baja, lo que significa que la ciudad puede llegar a ser afectada por depósitos de caída piroclástica que forman capas hasta de 10 cm de espesor. Con base en este trabajo, se considera necesaria la actualización del mapa de amenaza volcánica para el VCB.

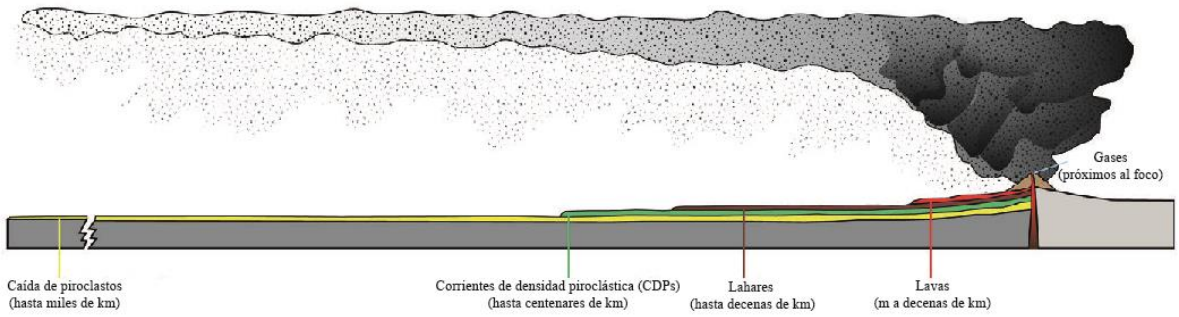


Figura 102. Comparación entre las distancias alcanzadas por los depósitos piroclásticos y otros productos volcánicos. Tomado de Pérez & Fernández (2015).

7.6.1 Amenaza volcánica para la región. La amenaza volcánica asociada a erupciones de este tipo, las cuales son clasificadas con VEI 4 y 5, incluye: daño a los cultivos, colapso del techo de las viviendas, contaminación de fuentes hídricas, afectación de maquinaria en zonas industriales (e.g. sector de Maltería, Manizales), intoxicación por ingestión de ceniza en animales y humanos, y en casos más extremos perdida de la vida (Lescinsky, 1990; Monsalve, 1991; Pérez & Fernández, 2015). Además de estos efectos directos, la interrupción del transporte aéreo en el Aeropuerto Nacional La Nubia, es un hecho, no solamente por la presencia del material volcánico en sí, sino también de la dinámica misma de la mayoría de vuelos comerciales, los cuales tienen lugar entre los 9 y 11 km de altura

(Pérez & Fernández, 2015), valores que son superados por erupciones de este tipo. Por último, el relieve topográfico alto y las altas tasas de precipitación características de la región podrían dar lugar a la removilización del material inconsolidado, que resultaría en la formación de lahares, deslizamientos e incrementaría la carga de sedimentos en los sistemas de drenaje (Lescinsky, 1990). Esta amenaza puede ser comparada con casos de erupciones históricas tales como la del volcán Paricutín en 1943 (VEI 4, altura de columna ≥ 2 km; Pioli *et al.*, 2008), el Mt. Pelée en el año 1902 (VEI 4, altura de columna >10 km; Siebert *et al.*, 2010), los volcanes Lakagígar y Grímsvötn en 1783 (VEI 4, altura de columna 15 km; Thordarson & Self, 1993); el volcán Eyjafjalla en 2010 (VEI 4, altura de columna 9 km; Pérez-Torrado *et al.*, 2010), el volcán Reventador en 2002 (VEI 4, altura de columna 17 km; Hall *et al.*, 2004), el volcán Calbuco en 2015 (VEI 4, altura de columna 15-17 km; Bertin *et al.*, 2015), el volcán St. Helena en 1980 (VEI 5, altura de columna 19 km; Carey & Sigurdsson, 1985), el volcán Vesubio en el año 79 D.C. (VEI 5, altura de columna 32 km; Sigurdsson *et al.*, 1985), el volcán Chichón en 1982 (VEI 5, altura de columna 27, 32 y 29 km; Carey & Sigurdsson, 1986), el volcán Tarawera en 1886 (VEI 5, altura de columna 34 km; Walker *et al.*, 1984), el volcán Krakatoa en 1883 (VEI 6, altura de columna ≈ 40 km; Self, 1992) y el volcán Pinatubo en 1991 (VEI 6, altura de columna 39 km; Paladio-Melosantos *et al.*, 1996) (Fig. 103).

El impacto producido por las erupciones de carácter explosivo podría también generar cambios en el clima como lo sucedido en el volcán Lakagígar, el cual causó un impacto ambiental y climático considerable en el hemisferio norte al liberar 95 millones de toneladas (Mt) de SO_2 durante su erupción (Thordarson & Self, 2003) provocando un daño severo en árboles y cultivos de Gran Bretaña y Europa Occidental (Grattan & Charman, 1994). Otro ejemplo es la erupción del volcán Chichón, que emitió alrededor de 7 millones

de toneladas (Mt) de SO_2 causando la formación de aerosoles que se acumularon en la estratósfera y rodearon el planeta en varias ocasiones provocando una disminución de 0,5 °C en la temperatura media global (Macías, 2005). Por último, el volcán Reventador provocó daños a principales oleoductos, y el cierre de escuelas, empresas y el aeropuerto de Quito durante 10 días (Hall *et al.*, 2004).

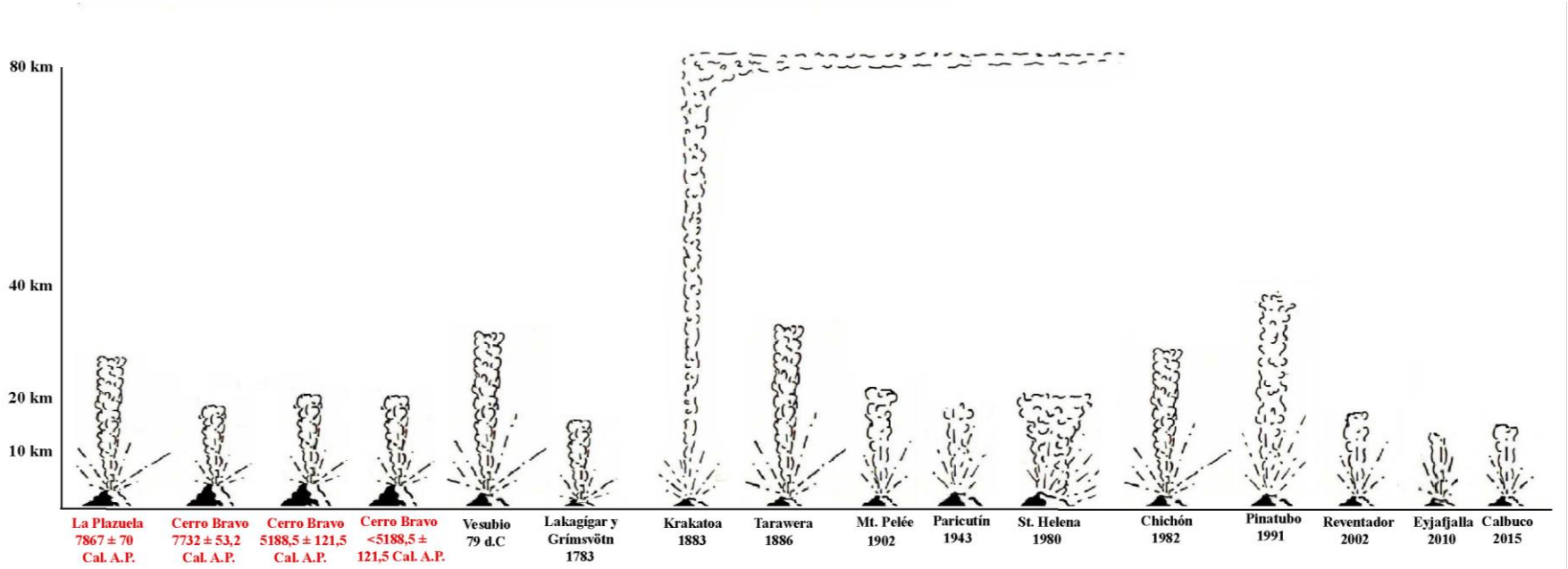


Figura 103. Comparación de diferentes erupciones históricas con las erupciones estudiadas. Imagen tomada y modificada de Cano (1994).

8. CONCLUSIONES

- El presente trabajo de campo se llevó acabo en y alrededor de la ciudad de Manizales, incluyendo las poblaciones de Villamaría, Neira, Alto de Lisboa y Chinchiná. Aunque el origen de los depósitos estudiados es en la cordillera, no fue posible establecer la relación estratigráfica en las partes medias y próximas al VCB, debido a la existencia de varios depósitos con características faciales y de composición similares, que se interestratifican con los definidos en este trabajo. Por lo anterior, se reconocen como los mejores marcadores estratigráficos en la región, las unidades aquí estudiadas, teniendo en cuenta su distinguible distribución.
- La fuente asociada a los eventos eruptivos que dieron lugar a los depósitos de caída denominados como TMM, TMS y TMS2, corresponde al VCB. Sin embargo, la distribución y características de la unidad TMI sugiere una fuente distinta. En este trabajo se propone como el origen de esta unidad al volcán La Plazuela, que se encuentra ubicado a 9,5 km al NW del VCB, y a 15 km de Manizales.
- La distribución de los depósitos en general, sugiere que los vientos durante las erupciones soplaron predominantemente hacia el W con velocidades de 20 y 30 m/s para las unidades TMI y TMS, respectivamente y mayores a 30 m/s para las unidades TMM y TMS2. En Manizales, el viento circula en esta dirección del 19 de diciembre al 28 de marzo.
- Los análisis de fragmentos constituyentes permitieron establecer que los depósitos se componen principalmente, en las fracciones de tamaño más grandes analizadas (-1 phi y 0 phi), de fragmentos de pómez, seguido de líticos volcánicos grises y rojos, cristales libres, y por último, de fragmentos accidentales. En la unidad TMI, no se logró

identificar este último componente. El grado de selección obtenido de los análisis granulométricos permite clasificar las unidades TMM y TMS como bien seleccionadas y la unidad TMI como muy bien seleccionada, evidenciando así la característica típica de estos depósitos.

- El alto porcentaje de vesicularidad en los fragmentos de pómez, junto a la variedad en tamaños, formas y micro texturas de los diferentes conjuntos de vesículas observados en los análisis texturales, indican que estos depósitos están asociados a erupciones magmáticas explosivas, probablemente en condiciones secas. No obstante, las grietas identificadas en el vidrio y las partículas adheridas a las paredes de las vesículas, podrían indicar interacción agua – magma asociada con las erupciones.
- Petrográficamente los fragmentos de pómez de las unidades TMM y TMS se componen de plagioclasa, anfíbol, ortopiroxeno y minerales opacos. La unidad TMI, además de estos componentes, presenta también biotita y clinopiroxeno. Los altos porcentajes de estos dos componentes en los fragmentos de pómez de la unidad TMI, superan los descritos para los productos del VCB. Esta característica es también distintiva de una fuente diferente para este depósito como indican los mapas de isolíneas.
- Los análisis radiométricos arrojaron una edad de 7867 ± 70 años Cal. A.P. para la unidad TMI, 7732 ± 53,2 años Cal. A.P. para la unidad TMM y de 5188,5 ± 121,5 años Cal. A.P. para la unidad TMS. Las edades obtenidas indican que las erupciones se encuentran enmarcadas dentro de los rangos considerados para volcanes activos (i.e. 10.000 años), evidenciando la amenaza latente a la que se encuentra expuesta la ciudad de Manizales y otras poblaciones cercanas a ésta.

- Los parámetros eruptivos calculados a partir de los mapas de isopacas e isopletas, indican que los eventos correspondieron a erupciones de tipo pliniano (TMI y TMS2) y subplinano (TMM y TMS), con alturas de columna de 29, 20, 18 y 21 km, respectivamente. El volumen mínimo emitido fue de 0,21 km^3 para la unidad TMI, 0,32 km^3 para la TMM, 0,38 km^3 para la TMS y 0,22 km^3 para la TMS2. La magnitud e intensidad correspondiente a cada erupción fue de 0,8 x 10^{11} kg y 2,16 x 10^8 kg/s para la unidad TMI, 3,12 x 10^{11} kg y 3,38 x 10^7 kg/s para la TMM, 3,9 x 10^{11} kg y 6,27 x 10^7 kg/s para la TMS y 2,08 x 10^{11} kg y 5,16x10^7 para la TMS2.
- La ciudad de Manizales se encuentra fuertemente amenazada por caída de piroclastos no solamente asociados con erupciones del VCB, sino también de otros volcanes (e.g. volcán La Plazuela). Los depósitos de caída generados por erupciones explosivas (VEI 4 y 5) correspondientes a estos volcanes, podrían alcanzar espesores en la ciudad, de más de 80 cm con fragmentos hasta de 13 cm de diámetro. La amenaza asociada a este tipo de eventos incluye: daño a los cultivos, colapso del techo de las viviendas, contaminación de fuentes hídricas, afectación de maquinaria en zonas industriales, interrupción en el transporte aéreo y en casos más extremos, perdida de la vida.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Acosta, J., Velandia, F., Osorio, J., Lonergan, L., & Mora, H. (2007). Strike-slip deformation within the Colombian Andes. Geological Society, London, Special Publications, 272, 303-319.
- Alarcón, E. (2017). Características y condiciones de formación del depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza soldado herveo (dfph), volcán cerro bravo, Colombia. Universidad de Caldas. Universidad de Caldas, Manizales. Trabajo de grado, 91 p.
- Alidibirov, M. (1994). A model for viscous magma fragmentation during volcanic blasts, Bulletin of Volcanoly. 56: 459–465.
- Arcila, M., Muñoz, A., & De Vicente, G. (2002). Análisis sismotectónico de la convergencia Caribe, Nazca, Suramérica. En Primer Simposio Colombiano de Sismología. Bogotá: Instituto Colombiano de Geología y Minería, 17 p.
- Avellán, D. R., Macías, J. L., Sosa-Ceballos, G., & Velásquez, G. (2014). Stratigraphy, chemistry, and eruptive dynamics of the 12.4 ka plinian eruption of Apoyeque volcano, Managua, Nicaragua. Bulletin of Volcanology, 76, 792.
- Ayala, L. F. (2009). Petrografía y modelo vulcanológico del volcán Nevado del Ruiz-Etapa Ancestral. Universidad de Caldas, Manizales. Trabajo de grado, 113 p.
- Barrero, D., & Vesga, C. J. (1976). Mapa geológico del cuadrángulo K-9 Armero y mitad sur del cuadrángulo J-9 La Dorada. Escala 1:100.000. INGEOMINAS.
- Bayona, G., Cardona, A., Jaramillo, C., Mora, A., Montes, C., Valencia, V., Ayala, C., Montenegro, O., & Ibañez-Mejia, M. (2012). Early Paleogene magmatism in the northern Andes: Insights on the effects of Oceanic Plateau–continent convergence. Earth and Planetary Science Letters, 331, 97-111.

- Besoain, E. M., Ruíz, R., & Hepp, C. K. (1995). La erupción del volcán Hudson, XI región y sus consecuencias para la agricultura. Agricultura Técnica (Chile), 55:204-219.
- Bertin, D., Amigo, A., Mella, M., Astudillo, V., Bertin, L., & Bucchi, F. (2015). Erupción del volcán Calbuco 2015: Estratigrafía eruptiva y volumen involucrado. In XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena, Abstracts.
- Bohórquez, O. P., Monsalve, M. L., Velandia, F., Gil, F., & Mora, H. (2005). marco tectónico de la cadena volcánica más septentrional de la Cordillera Central de Colombia. Boletín de Geología, 27, 26 p.
- Borrero, C., Toro, L. M., Alvarán, M., & 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.
- Borrero, C., Murcia, H., Agustin-Flores, J., Arboleda, M. T., & Giraldo, A. M. (2017). Pyroclastic deposits of San Diego maar, central Colombia: an example of a silicic magma related monogenetic eruption in a hard substrate. In: Németh, K., Carrasco-Núñez, G., ArandaGómez, J.J., & Smith, I.E.M. (Eds.), Monogenetic volcanism. Geological Society. 446(1). London, Special Publications, 361–374.
- Borrero, C., & Naranjo, J. L. (1990). Casabianca Formation: a Colombian example of volcanism-induced aggradation in a fluvial basin. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 41, 253-267.
- Brook, M. (1984). New radiometric age data from SW, Colombia. INGEOMINAS Misión Británica, 1959.4, Bogotá. 34p.

- Calvache, M., Williams, S. N., & Young, R. H. (1987). Distribution and volumes of deposits and dynamics of eruptions of Nevado del Ruiz and Cerro Bravo volcanoes, Colombia, over the past 2100 years (abs.). Earth & Space Science News, 67, 405 p.
- Cardona, L., & Monroy, D. (2015). Datación, petrografía y morfología de las tefras acumuladas en el registro Holocénico (0-4973 años) del humedal el Triunfo (Parque Nacional Natural Los Nevados). Universidad de Caldas, Manizales. Trabajo de grado, 76 p.
- Cárdenas, P. (2004). Modelo y cartografía estructural del sistema de fallas de Palestina en sector del Parque Natural de los Nevados. Universidad de Caldas, Manizales. Trabajo de grado, 103 p.
- Cárdenas, P., Ocampo, P., Cocuy, C., Garcés, J. F., & Marín, L. (2004). Modelo y cartografía estructural del sistema de fallas de Palestina y Mulatos. INGEOMINAS, Bogotá, 104 p.
- Carey, S., & Sparks, R. S. J. (1986). Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. Bulletin of volcanology, 48(2-3), 109-125.
- Carey, S., & Sigurdsson, H. (1987). Temporal variations in column height and magma discharge rate during the 79 A.D. eruption of Vesuvius: Geol. Soc. Am. Bull., 99: 303-314.
- Carey, S., & Sigurdsson, H. (1989). The intensity of Plinian eruptions. Bulletin of Volcanoly. 51, 28–40.
- Carey, S., Gardner, J., & Sigurdsson, H. (1995). The intensity and magnitude of Holocene Plinian eruptions from Mount St. Helens volcano: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 66, p 185–202.

- Carmona, O., Valencia, M., González, H., Cañola, E., Ruíz, M. C., Rendón, A. P., & Ríos, C. (2005). Generalidades del Sistema de Fallas de Romeral en las cercanías a Medellín. 10.13140/2.1.5110.5285.
- Case, J.E., Duran, S., López, R. A., & More, W. R. (1971). "Tectonics investigations in Western Colombia and eastern Panama". Geological Society America Bulletin. Vol. 82, p. 2895-2903.
- Ceballos et al., (1994). Análisis geodinámico y clasificación de la actividad volcánica de Colombia. 3ª. Conferencia colombiana de Geología Ambiental, Tomo 1, pp 93 – 119. Armenia.
- CHEC, (1983). Investigación geotérmica Macizo Volcánico del Ruiz. Fase II, Etapa A. Geovulcanologia, 3, 14 p.
- Cioni, R., Pistolesi, M., & Rosi, M. (2015). Plinian and Subplinian Eruptions. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., Rymer, H., Stix, J., McNutt, S. (Eds.). The Encyclopedia of Volcanoes, 519–535.
- Cioni R., Marianelli P., Santacroce R., & Sbrana A. (2000). Plinian and subplinian eruptions. In: H. Sigurdsson, B.F. Houghton, S. McNutt, H. Rymer & J. Stix (Eds.), Encyclopedia of Volcanoes (pp. 477-494). San Diego,CA, US: Academic Press.
- Correa & Valencia, (2018). Características texturales como indicadores del origen y transporte de tres depósitos volcaniclásticos: casos de estudio para el complejo volcánico Nevado del Ruiz y el volcán Cerro Bravo. Universidad de Caldas, Manizales. Trabajo de grado, 144 p.

- Diaz, J. (1991). Estudios geológicos y vulcanológicos para la elaboración del mapa preliminar de amenaza volcánica potencial del volcán Cerro Bravo. Trabajo de grado, Universidad de Caldas, Manizales, 145 p.
- Dingwell, D. B., & Webb, S. L. (1989). Structural relaxation in silicate melts and non Newtonian melt rheology in igneous processes, Developments in volcanology 4, Elsevier Amsterdam, 25-54.
- Fierstein, J., & Nathenson, M. (1992). Another look at the calculation of fallout tephra volumes. Bulletin of Volcanology, 54(2), 156-167.
- Feininger, T. (1970). The Palestina Fault, Colombia. Geological Society American, 81: 1201 – 1216.
- Fisher, R. V., & Schmincke, H. U. (1984). Pyroclastic rock. Berlin Heidelberg New york tokio: Springer-Verlag, 472.
- Flórez, A. (1986). Geomorfología del área Manizales, Chinchina, Cordillera Central, Colombia (Vol. 9). Ministerio de Hacienda y Crédito Público, Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Subdirección de Investigación y Divulgación Geográfica.
- Fúster Casas, J. M. (1998). Vulcanismo y cambio climático. En: Horizontes culturales: las fronteras de la Ciencia, 115-128. Espasa-Calpe.
- Gansser, A. (1973). Facts and theories on the Andes. Journal of the Geological Society, 129: 93-131.
- Gardner, J., Carey, S., Sigurdsson, H., & Rutherford, M. J. (1995a). Influence of magma composition on the eruptive activity of Mount St. Helens,Washington: Geology, v. 23, p. 523–526.

- Gardner, J. E., Thomas, R. M. E., Jaupart C., & Tait, S. (1996). Fragmentation of magma during Plinian volcanic eruptions. Bulletin of Volcanology, 58:144–162.
- Genareau, K., Mulukutla, G. K., Proussevitch, A. A., Durant, A. J., Rose, W. I., & Sahagian, D. L. (2013). The size range of bubbles that produce ash during explosive volcanic eruptions. Journal of Applied Volcanology, 2(1), 4.
- Giacomelli, L., Perrotta, A., Scandone, R., & Scarpati, C. (2003). The eruption of Vesuvius of 79 AD and its impact on human environment in Pompei. Int Union Geol Sci Episodes 26(3):234–237.
- Gil, F. C. (2001). Sinopsis general sobre el volcán Cerro Bravo. Observatorio Vulcanólogico y Sismológico. Centro operativo Manizales. 17 p.
- Gómez - Arango, J. A. (2016). Caracterización morfológica y composicional de partículas piroclásticas del volcán Nevado del Ruiz: aproximaciones a los mecanismos de fragmentación y comparación con la actividad reciente. Universidad de Caldas, Manizales. Trabajo de grado, 158 p.
- Gómez, J., Nivia, Á, Montes, N.E., Almanza, M.F., Alcárcel, F.A., & Madrid, C.A. (2015). Notas explicativas: Mapa Geológico de Colombia. En: Gómez, J. & Almanza, M.F. (Editores), Compilando la geología de Colombia: Una visión a 2015. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales, Bogotá, 33, 9–33. ry Science Letters, 444, 139-149.
- Gómez - Arango, J. A. (2016). Caracterización morfológica y composicional de partículas piroclásticas del volcán Nevado del Ruiz: aproximaciones a los mecanismos de fragmentación y comparación con la actividad reciente. Universidad de Caldas, Manizales. Trabajo de grado, 158 p.

- Gómez-Arango, J. A., Murcia, H., & Borrero, C. (2018). Finding eruptive mechanisms through pyroclasts from the current eruption (1984–present) at Nevado del Ruiz Volcanic Complex, Colombia. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 364, 48-58.
- González, H. (2001). Geología de las planchas 206 Manizales y 225 Nevado del Ruiz, escala 1:100.000. Memoria explicativa. INGEOMINAS. Bogotá, 120p.
- González, H. (1977). "Conceptos de metamorfismo dinámico y su aplicación a zona de falla de Romeral". Boletín Ciencias de la Tierra N 2. Universidad Nacional de Colombia Medellín pp 81- 106.
- González, L., & Jaramillo, C. (2001). Estudio neotectónico multidisciplinario aplicado a la Falla Villamaría Termales. Tesis de pregrado. Universidad de Caldas. Manizales, 168p.
- Grosse, E. (1926). "Estudio geológico del terciario carbonífero de Antioquia en la parte occidental de la Cordillera Central de Colombia entre el río Arma y Sacaojal". Dietrich Reimer. Alemania. 374pp.
- Guzmán, G., Franco, G., & Ochoa, M. (1998). Proyecto para la mitigación y el riesgo sísmico de Pereira, Dosquebradas y Santa Rosa. Evaluación Neotectónica. CARDER. Pereira, 144p.
- Hall, M., Ramón, P., Mothes, P., LePennec, J. L., García, A., Samaniego, P., & Yepes, H. (2004). Volcanic eruptions with little warning: the case of Volcán Reventador's Surprise November 3, 2002 Eruption, Ecuador. Revista geológica de Chile, 31(2), 349-358.
- Heiken G., & Wohletz K., (1985). Volcanic Ash. University of California Press, 246 pp.
- Herd, D. G. (1982). Glacial and volcanic geology of the Ruiz-Tolima volcanic complex, Cordillera Central, Colombia (No. 8). Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras. 53 p.

- Herd, D. G. (1975). Glacial and volcanic geology of the Ruiz-Tolima volcanic complex Cordillera Central, Colombia.
- Herd, D.G. (1974). Glacial and volcanic geology of the Ruiz - Tolima Volcanic Complex, Cordillera Central, Colombia. Ph.D. Thesis, University of Washington. 77p.
- Hernández, J., Carrasco-Núñez, G., & Aguirre-Díaz, G. (2009). Dinámica eruptiva de la" Pómez Ezequiel Montes" en la caldera Amazcala, centro de México. Revista mexicana de ciencias geológicas, 26(2), 482-500.
- Houghton, B. F., Carey, R. J., & Rosenberg, M. D. (2014). The 1800a Taupo eruption: 'III wind' blows the ultraplinian type event down to Plinian. Geology 42, 459e461.
- Houghton, B. F., & Wilson, C. J. N., (1989). A vesicular&y index for pyroclastic deposits. Bulletin of Volcanolpgy, 51: 451462.
- Houghton, B. F., Wilson, C. J. N., & Pyle, D. M. (2000). Pyroclastic fall deposits. In: H. Sigurdsson, B. F. Houghton, S. McNutt, H. Rymer & J. Stix (Eds.), Encyclopedia of Volcanoes (pp. 555-570). San Diego,CA, US: Academic Press.
- Houghton, B. F., Swanson, D. A., Rausch, J., Carey, R. J., Fagents, S. A., & Orr, T. A., (2013). Pushing the volcanic explosivity index to its limit and beyond: constraints from exceptionally weak explosive eruptions at Kilauea in 2008. Geology 41, 627e630.
- Idárraga-García, J., Kendall, J. M. & Vargas, C. A. (2016). Shear wave anisotropy in northwestern South America and its link to the Caribbean and Nazca subduction geodynamics. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 17, 3655-3673.
- IDEAM, C. (2006). Atlas de Viento e Energia Eólica de Colombia. Bogotá, Colombia.
- Ingram, R. L. (1954). Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks. Geological Society of America Bulletin, 65(9), 937-938.

- Labeyrie, J. (1988). El hombre y el clima. GEDISA. Petroeschevsky (1949): A contribution to the knowledge of the Gunung Tambora (Sumbawa). Tijdschrift van het K. Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap, Amsterdam Series 2 66, 688–703
- Lescinsky, D. T. (1990). Geology, volcanology, and petrology of Cerro Bravo, a young, dactic, stratovolcano in west-central Columbia (Doctoral dissertation, Louisiana State University, Baton Rouge).
- Lirer, L., Pescatore, T., Booth, B., & Walker, G. P. L. (1973). Two Plinian pumice-fall deposits from Somma-Vesuvius, Italy: Geol. Soc. Am. Bull., 84: 759-772.
- Londoño, J. M., (2016). Evidence of recent deep magmatic activity at Cerro Bravo-Cerro Machín volcanic complex, central Colombia. Implications for future volcanic activity at Nevado del Ruiz, Cerro Machín and other volcanoes. J. Volcanol. Geotherm. Res. 324, 156–168.
- Luongo, G., Perrotta, A., & Scarpati, C., (1995). Vesuvio. L'eruzione del 79 non e' avvenuta all'improvviso. Perche Napoli, pp. 1-8.
- Macías, J. L. (2005). Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57(3), 379-424.
- Martínez T., Valencia R., Ceballos H., Narváez M., Pulgarín A., Correa T., Navarro A., Murcia A., Zuluaga M., Rueda G., & Pardo V. (2014). Geología y estratigrafía del Complejo Volcánico Nevado del Ruiz. Informe final, Bogotá – Manizales – Popayán. Servicio Geológico Colombiano, 853 p.
- Maya, M., & González, H. (1995). Unidades litodémicas en la Cordillera Central de Colombia. Boletín de Geología. INGEOMINAS, 35(2), 3 p.

- McBirney, A. R., & Murase, T. (1970). Factors governing the formation of pyroclastic rocks, Bulletin Volcanology 34: 372–384.
- Mejía, E. (2012). Características cinemáticas y condiciones de deformación de un segmento de la falla Palestina al NE del volcán Nevado del Ruiz. Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, 104 p.
- Monsalve, M. L., Ortiz, I. D., & Norini, G. (2017). El Escondido, a newly identified silicic Quaternary volcano in the NE region of the northern volcanic segment (Central Cordillera of Colombia). Journal of Volcanology and Geothermal Research.
- Monsalve, M. L., & Nuñez, A. (1992). El volcán Cerro Bravo Geología y Amenaza Volcánica. Revista Ingeominas, 1.
- Monsalve, M. L. (1991). Mapa preliminar de amenaza volcánica del Volcán Cerro Bravo. INGEOMINAS, Manizales, 130 p.
- Murcia, H., Borrero, C., & Németh, K. (2018). Overview and plumbing system implications of monogenetic volcanism in the northernmost Andes' volcanic province. Journal of Volcanology and Geothermal Research.
- Murcia, H. F., Borrero, C. A., Pardo, N., Alvarado, G. E., Arnosio, M., & Scolamacchia, T. (2013). Depósitos volcaniclásticos: Términos y conceptos para una clasificación en español. Revista Geológica de América Central 48, 15-39.
- Murcia, H. F., Hurtado, B. O., Cortés, G. P., Macías, J. L., & Cepeda, H. (2008). The~ 2500 yr BP Chicoral non-cohesive debris flow from Cerro Machín Volcano, Colombia. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 171(3-4), 201-214.

- Newhall, C. G., & Self, S. (1982). The volcanic explosivity index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. Journal of Geophysical Research: Oceans, 87(C2), 1231-1238.
- Núñez Tello, A. (2016). Identificación preliminar de las amenazas geológicas e hidrológicas en los municipios tolimenses.
- Nuñez, A. (1987). Identificación preliminar de las amenazas geológicas e hidrogeológicas en los municipios tolimenses. Comité de emergencia departamental.
- Ospina, J., & Parra, Y. (2004). Caracterización geológica de los depósitos volcanogénicos del área comprendida entre La Cabaña y Tres puertas (Manizales) (Tesis de pregrado). Universidad de Caldas, Manizales Colombia, 129 p.
- Paladio-Melosantos, M. L. O., Solidum, R.U., Scott, W. E., Quiambao, R. B., Umbal, J. V., Rodolfo, K. S., Tubianosa, B. S., Delos Reyes, P. J., Alonso, R. A., & Ruelo, H. B. (1996). Tephra falls of the 1991 eruptions ofMount Pinatubo. In: Newhall CG, Punongbayan RS (eds) Fireand mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines.Philippine Institute of Volcanology and Seismology, QuezonCity, and University of Washington Press, Seattle, pp 513–536.
- Papale, P., & Rosi, M. (1993). A case of no-wind plinian fallout at Pululagua caldera (Ecuador): implications for models of clast dispersal. Bulletin of Volcanology, 55(7), 523-535.
- Papale, P., (1999). Strain-induced magma fragmentation in explosive eruptions, Nature 397: 425–428.
- Parfitt, E.A. & Wilson, L., (2008). Fundamentals of Physical Volcanology. Oxford: Blackwell Publishing.

- Pérez, W., Freundt, A., Kutterolf, Z., & H.U. Schmincke., (2009). The MasayaTriple Layer: a 2100 year old basaltic multi-episodic Plinian eruptionfrom the Masaya Caldera Complex (Nicaragua). J. Volcanol. Geotherm.Res. 179:191–205.
- Perez-Torrado, F. J., Rodríguez-González, A., Carracedo, J. C., Fernández Turiel, J. L., Gimeno Torrente, D., & Wiesmaier, S. (2010). Eyjafjalla: El volcán que tuvo en jaque a media Europa.
- Pérez-Torrado, F. J., & Rodriguez-Gonzalez, A. (2015). ¿Cómo se miden las erupciones? El índice de explosividad volcánica. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 23.1, 24-32.
- Pérez-Torrado, F. J., & Fernandez-Turiel, J. L. (2015). Peligros asociados a los depósitos piroclásticos. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 23(1), 59.
- Pinzón, C., Echeverri, J. F., Murcia, H., & Schonwalder-Ángel, D. (2018). Petrogénesis y condiciones de cristalización del domo intracratérico del volcán Cerro Bravo, Colombia. Boletín de Geología, 40(3), 67-84.
- Pioli, L., Erlund, E., Johnson, E., Cashman, K., Wallace, P., Rosi, M., & Granados, H. D. (2008). Explosive dynamics of violent Strombolian eruptions: the eruption of Parícutin Volcano 1943–1952 (Mexico). Earth and Planetary Science Letters, 271(1-4), 359-368.
- Plazas, J. M. (2010). Caracterización petrográfica y termobarométrica del Stock Tonalítico-Granodiorítico de Manizales. Trabajo de grado. Universidad Nacional de Colombia. Sede Bogotá, 1-21.
- Pujadas, A., Brusi, D., & Pedrinaci, E., (1999). "¡Los volcanes han cambiado! Nuevos enfoques de terminología volcánica". En: Enseñanza de las Ciencias de La Tierra. Universidad de Girona, 7.3: pp. 200-209.

- Pyle, D. M. (1989). The thickness, volume and grainsize of tephra fall deposits. Bulletin of Volcanology, 51(1), 1-15.
- Pyle, D. M. (1995). Assessment of the minimum volume of tephra fall deposits. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 69(3-4), 379-382.
- Pyle, D.M. (2015). Sizes of volcanic eruptions. Chapter 13. In: Sigurdsson, H., et al. (Eds.), Encyclopedia of Volcanoes, second ed., pp. 257- 264.
- Retallack, G. J. (1994). The environmental factor approach to the interpretation of paleosols. SSSA Special Publication, 33, 31-31.
- Robertson, K. G., Lage, A. F., & Ceballos, J. L. (2002). Geomorfología volcánica, actividad reciente y clasificación en Colombia. Cuadernos de Geografía: Revista Colombiana de Geografía, 11(1), 37-76.
- Romero, J.E., Bustillos, J.E., & Viramonte, J. G. (2015). Los depósitos de caída de tefra: Una breve revisión sobre su cuantificación y análisis para la clasificación de erupciones volcánicas explosivas, con ejemplos Latinoamericanos. Journal of Geology, 0719-0565.
- Rose W. I., Anderson, A. T., Woodruff, L.G., Bonis, S. B. (1978). The October 1974 basaltic tephra from Fuego volcano: description and history of the magma body. J Volcanol Geotherm Res 4:3–53.
- Rose, W. I., Murrow, P. J., Bonadonna, C., Durant, A. J., Ernst, G. G. J. (2008) Nature and significance of small volume fall deposits at composite volcanoes: Insights from the October 14, 1974 Fuego eruption, Guatemala. Bull Volcanol 70:1043–1067.
- Rosi, M., Paladio-Melosantos, M., Di Muro, A., Leoni, R., & Bacolcol, T. (2001). Fall vs flow activity during the 1991 climactic eruption of Pinatubo Volcano (Philippines). Bulletin of Volcanology, 62, 549-566.

- Sánchez.Torres, L. (2017). Caracterización de los productos volcánicos del volcán El Escondido y propuesta de un modelo evolutivo. Universidad de Caldas, Manizales. Trabajo de grado, 104 p.
- Scandone, R., Malone, S. D. (1985). Magma supply, magma discharge and readjustment of the feeding system of Mount St. Helens during 1980. J Volcanol Geotherm Res 23:239–262.
- Servicio Geológico Colombiano (2018). Generalidades Volcán Cerro Bravo. Recuperado de https://www2.sgc.gov.co/sgc/volcanes/VolcanCerroBravo/Paginas/generalidades.aspx
- Servicio Geológico Colombiano, (1991). Mapa preliminar de amenaza volcanica del volcan Cerro Bravo. Instituto de Investigacion en Geociencias Minera y Quimica Regional Alto Magdalena-Ibague.147 p.
- Self, S. (1992). Krakatau revisited: the course of events and interpretation of the 1883 eruption. GeoJournal, 28(2), 109-121.
- Settle M., (1978). Volcanic eruption clouds and the thermal power output of explosive eruptions, J. Volcanol. Geotherm. Res. . 3, 309–324.
- Sigurdsson, H., Carey, S. N., & Espíndola, J. M. (1984). The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Mexico: stratigraphy of pyroclastic deposits. J. Volcanol. Geotherm. Res., 23, 11 37.
- Siebert, L., Simkin, T., & Kimberly, P. (2010). Volcanoes of the world. Third edition. Ed. University of California Press, 568 p.
- Sigurdsson, H., Carey, S., Cornell, W., & Pescatore, T. (1985). The eruption of Vesuvius in A.D. 79: Nat. Geo. Res., 1:332-387.
- Sparks, R. S. J., & Wilson, L., (1976). A model for the formation of ignimbrite by gravitational column collapse. J. Geol. Soc. London 132: 441–451.

- Sparks, R. S. J., Wilson, L., & Hulme, G. (1978) Theoretical modeling of the generation, movement, and emplacement of pyroclastic flows by column collapse. J Geophys Res 83:1727–1739.
- Spieler, O., Kennedy, B., Kuppers, U., Dingwell, D., Scheu, B., & Tadeucci, J. (2004). The fragmentation threshold of pyroclastic rocks. Earth and Planetary Science Letters, 226. 139 148.
- Stoiber, R.E. (1974). Eruption of Volcán Fuego- October 14, 1974. Bull Volcanol 38:861–869.
- Sulpizio, R. (2005). Three empirical methods for the calculation of distal volume of tephra-fall deposits. Journal of volcanology and geothermal research, 145(3-4), 315-336.
- Syracuse, E. M., Maceira, M., Prieto, G. A., Zhang, H., & Ammon, C. J. (2016). Multiple plates subducting beneath Colombia, as illuminated by seismicity and velocity from the joint inversion of seismic and gravity data. Earth and Planeta.
- Thouret, J.C., (1988). Les Andes Centrales de Colombie et leurs bordures: morphogénése plio-quaternaire et dynamique actuelle et récente d'une cordillére volcanique englacée. Thése d'état, 3t., Univ. J. Fourier. Grenoble, 628p.
- Thouret, J., Murcia, A., Salinas, R., & Vatin-Perignon, N. (1985). Aspectos volcano estructurales y dinamismo eruptivo reciente de los volcanes Cerro Bravo y Nevado del Tolima, Cordillera Central de Colombia. In Memorias del VI Congreso Latinoamericano de Geología (Vol. 1, pp. 269-288). Bogotá.
- Thordarson, T., & Self, S. (1993). The Laki (Skaftár Fires) and Grímsvötn eruptions in 1783–1785. Bulletin of Volcanology, 55(4), 233-263.

- Van der Hilst, R., & Mann, P. (1994). Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America. Geology, 22, 451-454.
- Vargas, C. A., & P. Mann (2013), Tearing and breaking off of subducted slabs as the result of collision of the Panama Arc-Indenter with Northwestern South America, Bull. Seismol. Soc. Am., 103(3), 2025–2046.
- Velandia (2018). Petrogenesis and conditions for the formation of Guacharacos and el tabor eruption products: Pijaos monogenetic volcanic field (PMVF)-Ibagué, Universidad de Caldas, Manizales. Trabajo de grado.
- Vergara, C. (2014). Volcán Tambora (Indonesia) en 1815: La erupción más grande de la historia y sus consecuencias.
- Vesga, C.J., & Barrero, D. (1978). Edades K/Ar en rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera Central de Colombia y su implicación geológica. II Congreso Colombiano Geológico, Resúmenes, Bogotá.
- Villagómez, D., & Spikings, R. (2013). Thermochronology and tectonics of the Central and Western Cordilleras of Colombia: Early Cretaceous–Tertiary evolution of the northern Andes. Lithos, 160, 228-249.
- Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W., & Beltrán, A. (2011). Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. Lithos, 125, 875-896.
- Villegas, H. (2003): La Integración regional de la Amenaza volcánica para el Parque Nacional de Los Nevados en ambiente SIG.- GEOLOGIA COLOMBIANA, 28, pp. 13-23, 14 Figs., 1 Tabla, Bogotá.

- Wagner, L. S., Jaramillo, J. S., Ramírez-Hoyos, L. F., Monsalve, G., Cardona, A., & Becker, T. W. (2017). Transient slab flattening beneath Colombia. Geophysical Research Letters, 44(13), 6616-6623.
- Walker, G. P. L., & Croasdale R. (1971). Two plinian-type eruptions in the Azores, J. geol. Soc. Lond. . 127, 17–55.
- Walker, G. P. L. (1980). The Taupo Pumice: Product of the Most Powerful Known (Ultraplinian) Eruption? J. Volc. Geoth. Res., 8, p. 69-94.
- Walker, G. P., Self, S., & Wilson, L. (1984). Tarawera 1886, New Zealand—a basaltic plinian fissure eruption. Journal of volcanology and geothermal research, 21(1-2), 61-78.
- Walker, G.P.L. (1981) Plinian eruptions and their products. Bull Volcanol 44: 223–240.
- Wilson, L. (1976). Explosive volcanic eruptions—III. Plinian eruption columns. Geophysical Journal International, 45(3), 543-556
- Wilson, L., Sparks, R. S. J., Huang, T. C., & Watkins, N. D. (1978). The control of volcanic column heights by eruption energetics and dynamics. Journal of Geophysical Research 83, 1829–1836.
- Wilson, L., & Walker, G. P. L. (1987). Explosive volcanic eruptions-VI. Ejecta dispersal in plinian eruptions: the control of eruption conditions and atmospheric properties. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 89(2), 657-679.
- Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. American mineralogist, 95(1), 185-187.
- Withington, J. (2009). Historia mundial de los desastres. Turner.

- Wohletz, K.H., (1983). Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: size, scanning electron microscopy, and experimental studies. In: Explosive Volcanism (M.F. Sheridan and F. Barberi, Eds) Journal of Volcanology and Geothermal Research 17: 31-63.
- Zhang, Y. (1999). A criterion for the fragmentation of bubbly magma based on brittle failure theory, Nature 402: 648–650.
- Zimanowski, B., Fröhlich, G., & Lorenz, V. (1991). Quantitative experiments on phreatomagmatic explosions, J. Volcanol. Geotherm. Res. 48: 341–358.
- Zimanowski, B., Fröhlich, G., & Lorenz, V. (1995). Experiments on steam explosions by interaction of water with silicate melts, Nucl.Eng. Des. 155: 335–343.
- Zimanowski, B. Büttner, R., Lorenz, V. & Häfele, H.G., (1997). Fragmentation of basaltic melt in the course of explosive volcanism, J. Geophys. Res. 102: 803–814.

APÉNDICES

Apéndice A. Tabla de información del espesor de los depósitos y medida de los fragmentos en cada estación visitada.

ESTACIÓN	ESPESOR CAPA (cm)				DIÁMETRO LÍTICOS (cm)				DIÁMETRO PÓMEZ (cm)			
	TMI	TMM	TMS	TMS2	TMI	TMM	TMS	TMS2	TMI	TMM	TMS	TMS2
KCB-01	23	0	70	18	0,20	0,00	0,80	0,78	0,20	0,00	2,60	1,52
KCB-02	0	0	0	0	0,46	0,58	0,86	0,50	1,88	2,50	2,66	1,74
KCB-03	0	0	67	30	0,00	0,00	1,30	1,08	0,00	0,00	2,75	2,28
KCB-04	12	65	0	0	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00	4,30	0,00	0,00
KCB-05	0	60	50	30	0,00	0,84	1,82	0,96	0,00	2,48	3,46	2,16
KCB-06	20	10	27	0	0,00	0,62	0,58	0,00	0,00	1,84	2,34	0,00
KCB-07	15	40	80	23	0,00	1,00	1,10	0,92	0,00	3,00	3,10	2,10
KCB-08	0	0	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
KCB-09	18	26	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
KCB-10	0	0	0	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
KCB-11	0	48	37	0	0,00	1,32	1,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
KCB-12	19	70	30	0	0,24	0,94	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
KCB-13	27	0	70	22	0,30	0,00	0,60	0,46	0,00	0,00	0,00	0,00
KCB-14	23	0	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
KCB-15	0	0	13	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
KCB-16	0	0	0	0	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
KCB-17	0	0	0	0	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
KCB-18	6	0	0	0	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
KCB-19	26	25	0	0	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
KCB-20	0	18	11	0	0,00	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
KCB-21	0	18	12	0	0,00	0,34	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
KCB-22	13	0	30	17	0,78	0,00	0,54	0,58	0,00	0,00	0,00	0,00
KCB-23	12	37	30	0	0,46	0,58	1,40	0,00	0,52	2,08	3,12	0,00
KCB-24	0	0	17	30	0,00	0,00	0,42	0,62	0,00	0,00	0,00	0,00
KCB-25	0	0	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
KCB-26	0	0	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
KCB-27	0	0	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
KCB-28	0	0	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
KCB-29	0	0	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
KCB-30	0	0	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
KCB-31	0	0	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
KCB-32	0	0	0	9	0,00	0,00	0,00	0,64	0,00	0,00	0,00	2,40
KCB-33	22	0	21	19	0,46	0,00	0,84	0,70	0,72	0,00	2,00	1,68
KCB-34	22	0	50	17	0,68	0,00	1,34	0,78	1,16	0,00	5,68	2,20

KCB-35	0	13	13	20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
KCB-36	0	11	18	0	0,00	0,90	1,08	0,00	0,00	1,44	2,10	0,00
KCB-37	0	0	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
KCB-38	9	10	28	8	0,74	0,00	0,70	0,42	0,86	0,00	2,10	1,10
KCB-39	0	0	20	12	0,00	0,00	0,72	0,50	0,00	0,00	1,78	1,14
KCB-40	13	18	14	14	0,40	0,00	0,74	0,36	0,62	0,00	2,06	0,98
KCB-41	8	0	9	0	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00
KCB-42	10	0	8	0	0,10	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,34	0,00
KCB-43	13	0	0	0	0,10	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00
KCB-44	0	0	10	0	0,00	0,00	0,24	0,00	0,00	0,00	0,72	0,00
KCB-45	0	0	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
KCB-46	7	0	8	0	0,24	0,00	0,40	0,00	0,48	0,00	1,96	0,00
KCB-47	8	0	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
KCB-48	10	0	0	0	0,40	0,00	0,38	0,00	0,64	0,00	1,04	0,00
KCB-49	0	0	0	0	0,38	0,00	0,00	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00
KCB-50	6	20	0	0	0,36	0,54	0,00	0,00	0,56	0,74	0,00	0,00
KCB-51	0	0	20	10	0,00	0,00	0,88	0,62	0,00	0,00	2,36	1,42
KCB-52	13	0	25	9	0,58	0,00	0,90	0,64	0,60	0,00	2,24	2,14
KCB-53	9	60	50	37	0,44	0,82	1,14	1,60	0,78	2,54	2,82	2,58