



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

**ANÁLISIS ESPECTRAL Y FRACTAL DE LA RUGOSIDAD
DE LAS DISCONTINUIDADES EN UN MACIZO ROCOSO Y
SU RELACIÓN CON LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA.**

Camilo Flórez Cardona

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Minas, Posgrado aprovechamiento de Recursos Hidráulicos
Medellín, Colombia
2014

Análisis espectral y fractal de la rugosidad de las discontinuidades en un macizo rocoso y su relación con la conductividad hidráulica.

Camilo Flórez Cardona

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:
Magister en Ingeniería- Recursos Hidráulicos

Director (a):

Ph. D, Msc, I.G Gaspar Monsalve Mejía

Línea de Investigación:

Hidrogeología

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Minas, Posgrado aprovechamiento de Recursos Hidráulicos

Medellín, Colombia

2014

"No tengo talentos especiales, pero si soy profundamente curioso"

Albert Einstein.

Agradecimientos

A mis padres por la vida, por educarme, por forjar lo que soy en este momento, y por apoyarme en momentos difíciles durante la investigación y en el tiempo de estudio.

A Gaspar Monsalve, por ser mi profesor, tutor, y director de tesis, que con su apoyo, enseñanza y consejo me encamino al mundo de la investigación, y que gracias a él fue posible llevar a cabo esta investigación.

A Alejandra por ser tan buena compañera y amiga durante todos estos años, dándome moral, apoyo y compartiendo buenos momentos en la maestría y el pregrado.

A los compañeros Rubén, Camilo, Jefferson y Cindy, por su tiempo y colaboración en las campañas de campo que realizaron. A Natalie por su colaboración en la elaboración del mapa geológico. A Natalia Múnera por su ayuda en el escaneo de las muestras y sus indicaciones en el laboratorio.

A la AngloGold Ashanti por brindar su apoyo económico durante la maestría, apoyando el pago de los gastos de la tesis.

A Julieth mi novia, que me brindó su apoyo en la parte final de este documento y de la maestría.

A todas las personas que de un modo u otro estuvieron presentes en algunos momentos durante la elaboración de este documento

A Dios, que sin Él esto no hubiera sido posible.

Resumen

El principal objetivo de esta investigación es determinar cómo la rugosidad superficial de las discontinuidades influye en la conductividad hidráulica a través de una fractura, en el macizo rocoso. Este análisis se realizó a tres fracturas representativas de un macizo rocoso; para cada una se obtuvieron perfiles superficiales en diferentes direcciones, a los cuales se les realizó un análisis fractal (variograma) obteniendo relaciones entre las propiedades fractales y el JRC (*Joint Roughness Coefficient*); un análisis espectral (Transformada de Fourier y Onditas) identificando en sus perfiles las longitudes de onda predominantes, en diferentes escalas; finalmente se buscó por medio de ecuaciones semi-empíricas, basadas en el JRC, determinar conductividades hidráulicas de las fracturas muestreadas. Según los resultados obtenidos se concluye que la caracterización fractal permite obtener un buen estimador del JRC, el cual es útil en la determinación de la conductividad hidráulica de una fractura dentro del macizo rocoso.

Palabras clave: Rugosidad, fractales, transformada de Fourier, conductividad hidráulica, macizo rocoso, transformada de onditas, JRC.

Abstract

The main objective of this research is establish how the superficial roughness of the joints influence the hydraulic conductivity of the fracture which are part of a rock mass. In order to achieve this objective three representative fracture of a particular rock mass were used; for each one, I obtained fracture profiles in different directions by three different techniques: Fractal analysis (variogram), obtaining the relationship between fractal properties and JRC (Joint Roughness Coefficient); a spectral analysis (Fast Fourier and wavelets transform) identifying in these profiles the predominant wavelength, for different scales. Finally, I found, using semi-empirical equations based on JRC, a way for determine the hydraulic conductivities of the fractures sampled. According to the results obtained, I resolve that the Fractal characterization gives a good estimator of the JRC and this is useful in order to determine the hydraulic conductivity into a fracture of a rock mass.

Keywords: Roughness, fractals, Fast Fourier transform, hydraulic conductivity, rock mass, Wavelets transform, JRC

Contenido

	Pág.
Resumen	VIII
Lista de figuras	XIII
Lista de tablas	XV
Introducción	17
1. Estado del Arte	19
1.1 Definición de rugosidad	19
1.2 La caracterización de la rugosidad	19
1.3 Fractales en la rugosidad.....	23
1.4 Rugosidad y la conductividad hidráulica	25
1.5 Antecedentes.....	25
2. Metodología para la adquisición de datos	27
2.1 Trabajo de campo.....	27
2.2 Reconstrucción de perfiles sobre superficies de roca	35
3. Análisis fractal y espectral de los JRC	41
3.1 Análisis fractal	41
3.1.1 Método del variograma.....	41
3.1.2 Método de la rugosidad.....	42
3.1.3 Caracterización fractal.....	45
3.2 Análisis espectral.....	47
3.2.1 Transformada rápida de Fourier (FFT)	47
3.2.2 Transformada de onditas (Wavelet transform).....	53
4. Análisis fractal y espectral de perfiles de superficies de discontinuidades de roca	59
4.1 Análisis fractal	59
4.2 Análisis espectral.....	66
4.2.1 Transformada de Fourier (FFT).....	66
4.2.2 Transformada de Onditas (Wavelet transform).....	71
4.3 Rugosidad	77
5. La conductividad hidráulica y la rugosidad	79
6. Discusión y conclusiones	89

XII Análisis espectral y fractal de la rugosidad de las discontinuidades en un macizo rocoso y su relación con la conductividad hidráulica.

7. Bibliografía.....91

Lista de figuras

	Pág.
Figura 1-1: Perfiles JCR, propuestos por Barton (1973).	20
Figura 1-2: Forma de la fractura, en la que se ilustra la abertura libre (e_e), la abertura de la fractura (e) y la aspereza de la fractura (ϵ). (Scesi & Gattioni, 2009).	21
Figura 2-1: Mapa de ubicación de la zona de estudio y estaciones de campo, modificado (Mejía, et al., 2005)	28
Figura 2-2: Ubicación taladro para obtener núcleo – 1.	33
Figura 2-3: Ubicación taladro para obtener núcleo – 2.	34
Figura 2-4: Superficie de la fractura en formato raster de la muestra 1; la dirección mostrada es la del buzamiento real.	39
Figura 2-5: Perfiles a lo largo de la superficie de la roca de la muestra 1. La línea roja indica la dirección del buzamiento real, y las de color negro son líneas ubicadas cada 15°	40
Figura 3-1: Perfil del JRC 12– 14 (arriba); variograma para el perfil JRC 12 – 14 (abajo).	42
Figura 3-2: Perfil del JRC – 14 (arriba), gráfica del método de la rugosidad para el perfil del JRC 12 - 14 (abajo).	44
Figura 3-3: Relación entre las características fractales y el JRC, arriba a la izquierda Amplitud (A) vs JRC, arriba a la derecha D vs JRC (método del variograma), abajo a la izquierda D_xA vs JRC (rugosidad) y abajo a la derecha D vs JRC (método de la rugosidad).	46
Figura 3-4: Espectros de potencia para los perfiles de JRC 0-2, 2-4, y 4-6.	48
Figura 3-5: Espectros de potencia para los perfiles de JRC 6-8, 8-10, y 10-12.....	49
Figura 3-6: Espectros de potencia para los perfiles de JRC 12-14, 14-16, y 16-18.....	50
Figura 3-7: Espectro de potencia para el perfil JRC 18-20.	51
Figura 3-8: Espectros de potencia para los perfiles de JRC 4 - 6 (arriba) y JRC 6 - 8 (abajo), las rectas rojas señalan las potencias mayores, con lo cual se obtienen las longitudes de onda predominantes.....	52
Figura 3-9: Correlación entre los espectros del JRC.....	53
Figura 3-10: Análisis de onditas para el perfil del JRC 12-14. Descomposición espectral en onditas para cinco niveles (arriba) y longitudes de onda predominante en cada nivel (abajo), luego de aplicar la transformada de Fourier (abajo).....	54
Figura 3-11: Perfil JRC 12- 14 (arriba), coeficientes de la transformada de onditas utilizando siete niveles (abajo).....	55

Figura 4-1: Distribución de la dimensión fractal en diferentes direcciones dentro de las muestras, arriba izquierda muestra 1, arriba derecha muestra 2, y abajo muestra 3. La línea azul muestra la dirección de buzamiento real.	62
Figura 4-2: Distribución de la amplitud del perfil en diferentes direcciones dentro de las muestras, arriba izquierda muestra 1, arriba derecha muestra 2, y abajo muestra 3. La línea azul muestra la dirección de buzamiento real.	63
Figura 4-3: Distribución de la rugosidad (DxA) en diferentes direcciones dentro de las muestras, arriba izquierda muestra 1, arriba derecha muestra 2, y abajo muestra 3. La línea azul muestra la dirección de buzamiento real.	64
Figura 4-4: Distribución del JRC en diferentes direcciones dentro de las muestras, arriba izquierda muestra 1, arriba derecha muestra 2, y abajo muestra 3. La línea azul muestra la dirección de buzamiento real.	65
Figura 4-5: Espectro de potencias para el perfil en dirección 293 (dirección de buzamiento), en la muestra 1.	68
Figura 4-6: Espectro de potencias para el perfil en dirección 330 (dirección de buzamiento), en la muestra 2.	69
Figura 4-7: Espectro de potencias para el perfil en dirección 220 (dirección de buzamiento), en la muestra 3.	69
Figura 4-8: Distribución del JRC en diferentes direcciones dentro de las superficies de roca para la transformada de Fourier, muestra 1(arriba izquierda), muestra 2 (arriba derecha), y muestra 3 (abajo).	71
Figura 4-9: Descomposición espectral de cada nivel (arriba), longitudes de onda predominante en cada nivel (abajo), muestra 2- perfil en dirección 220°.	72
Figura 4-10: Perfil en dirección 220°- muestra 2 (arriba), coeficientes de la transformada de Onditas para el perfil anterior, utilizando siete niveles.	72
Figura 4-11: Distribución del JRC en diferentes direcciones dentro de las superficies de roca para la transformada de Onditas, muestra 1(arriba izquierda), muestra 2 (arriba derecha), y muestra 3 (abajo). Línea azul dirección de buzamiento real.	77
Figura 5-1: Diagramas polares de la conductividad hidráulica para la muestra 1, escenario 1 (arriba izquierda), escenario 2 (arriba derecha), escenario 3 con JRC del análisis fractal (centro izquierda), escenario 3 con JRC de la FFT (centro derecha), y escenario 3 con JRC de la transformada de onditas (inferior). La línea azul señala la dirección del buzamiento real.	84
Figura 5-2: Diagramas polares de la conductividad hidráulica para la muestra 2, escenario 1 (arriba izquierda), escenario 2 (arriba derecha), escenario 3 con JRC del análisis fractal (centro izquierda), escenario 3 con JRC de la FFT (centro derecha), y escenario 3 con JRC de la transformada de onditas (inferior). La línea azul señala la dirección del buzamiento real.	85
Figura 5-3: Diagramas polares de la conductividad hidráulica para la muestra 3, escenario 1 (arriba izquierda), escenario 2 (arriba derecha), escenario 3 con JRC del análisis fractal (centro izquierda), escenario 3 con JRC de la FFT (centro derecha), y escenario 3 con JRC de la transformada de onditas (inferior). La línea azul señala la dirección del buzamiento real.	86

Lista de tablas

	Pág.
Tabla 2-1: Características estructurales y geométricas de las discontinuidades.	29
Tabla 2-2: (Continuación).	30
Tabla 3-1: Dimensión fractal y amplitud del perfil, a través del método del variograma..	42
Tabla 3-2: Exponentes de Hurst y dimensiones fractales, método de la rugosidad.	45
Tabla 3-3: Dimensión fractal, amplitud del perfil y rugosidad de los diferentes JRC.	45
Tabla 3-4: Longitudes de onda predominantes de cada perfil obtenido a través de la transformada rápida de Fourier (FFT). La longitud de onda 1 corresponde a la de mayor potencia espectral.	51
Tabla 3-5: Coeficientes de asimetría de los distintos niveles de la transformada de onditas para cada JRC.	56
Tabla 4-1: Propiedades fractales y JRC de los perfiles de la muestra 1.	60
Tabla 4-2: Propiedades fractales y JRC de los perfiles de la muestra 2.	60
Tabla 4-3: Propiedades fractales y JRC de los perfiles de la muestra 3.	61
Tabla 4-4: Resultados de la descomposición de Fourier para los perfiles de la muestra 1.	67
Tabla 4-5: Resultados de la descomposición de Fourier para los perfiles de la muestra 2.	67
Tabla 4-6: Resultados de la descomposición de Fourier para los perfiles de la muestra 3.	68
Tabla 4-7: Resultados de las correlaciones y JRC asociado a cada uno de los perfiles. 70	
Tabla 4-8: JRC asociado a la transformada de onditas, como resultado de la correlación cruzada.	74
Tabla 4-9: Coeficientes de asimetría para los perfiles de la muestra 1.	75
Tabla 4-10: Coeficientes de asimetría para los perfiles de la muestra 2.	76
Tabla 4-11: Coeficientes de asimetría para los perfiles de la muestra 3.	76
Tabla 5-1: Conductividades hidráulicas para cada uno de los diferentes escenarios (análisis fractal).	80
Tabla 5-1: (Continuación).	81
Tabla 5-2: Conductividades hidráulicas para el escenario a través del análisis espectral.	82
Tabla 5-2: (Continuación).	83

Introducción

Una de las grandes dificultades para comprender los patrones de flujo de agua subterránea en rocas cristalinas está en la estimación de la conductividad hidráulica. Generalmente, para este tipo de roca, dicha variable se encuentra determinada por las características de las fracturas, las cuales pueden conferir a los macizos una permeabilidad de alrededor de cuatro órdenes de magnitud por encima de la conductividad de la matriz (Singhal & Gupta, 2010). Resulta entonces de vital importancia caracterizar las variables de las fracturas del macizo rocoso, ya que dichas variables tienen una relación directa con la conductividad hidráulica, y es posible ligar esta conductividad a la caracterización de la rugosidad y la abertura en las paredes de dichas fracturas (Scesi & Gattioni, 2009), debido a que son estas características las que tienen una mayor influencia sobre el flujo.

Es evidente que las fracturas en estos medios representan un papel fundamental en el flujo, y por ello es importante emprender el estudio de la naturaleza de la fractura, para poder tener conocimiento y criterio sobre los controles que influyen en la conductividad hidráulica. Las fracturas en el macizo rocoso se generaron en su mayoría a partir de un campo de esfuerzos regionales, lo cual da lugar a una distribución espacial de las fracturas y una densidad de fracturamiento que es función de los esfuerzos hechos sobre el macizo; tanto la distribución espacial de las fracturas como la densidad de fracturamiento se pueden definir macroscópicamente con campañas de campo. La característica de la abertura de una fractura en el macizo rocoso se puede aproximar a una función de la profundidad, y finalmente es entonces donde la rugosidad entra a representar un papel importante, debido a que ésta es la que definirá controles en cuanto a la no homogeneidad y direccionalidad de la conductividad hidráulica.

La rugosidad y la abertura son las variables más difíciles de cuantificar, principalmente debido a que se dan en escalas microscópicas. La rugosidad en la mayoría de los casos se da cualitativamente, porque su cuantificación en campo es demasiado costosa, y

además sólo se obtendría la rugosidad que se encuentre más cercana a la superficie del macizo rocoso; es en este punto donde nace la necesidad de a partir de muestras de la superficie de fracturas, caracterizar esta rugosidad con un análisis fractal y espectral, los cuales nos permitirían conocer la auto-similitud que pueda existir entre una escala y otra, la tendencia que ésta tiene a profundidad, y el papel que representaría en relación con el flujo de agua dentro del macizo rocoso.

El principal objetivo de este trabajo investigativo es proponer una relación entre la conductividad hidráulica del macizo rocoso y la caracterización fractal y espectral de la rugosidad de las paredes de diaclasas, en rocas cristalinas; del cual se desprenden los siguientes objetivos específicos:

- Evaluar a partir de las muestras de fracturas de rocas recolectadas en campo y analizadas en el laboratorio, la dependencia direccional de la rugosidad, a través de secciones transversales orientadas en direcciones con significancia geológica y estructural.
- Desarrollar un análisis fractal de las diferentes secciones transversales para identificar escalas características en la distribución de la rugosidad.
- Desarrollar un análisis espectral de las diferentes secciones transversales, utilizando transformadas de Fourier y Onditas, buscando encontrar las longitudes de onda predominantes en el relieve de las fracturas, y su distribución a lo largo de los perfiles analizados.
- A partir de los análisis espectrales / fractales, obtener los coeficientes de rugosidad (JRC, del inglés "Joint Roughness Coefficient") para las direcciones con mayor significancia.
- Calcular las conductividades hidráulicas para el macizo rocoso, a partir de los JCR obtenidos.
- Realizar un análisis de sensibilidad de la conductividad hidráulica y los JCR

1.Estado del Arte

1.1 Definición de rugosidad

La rugosidad fue definida por Lomize (1951), quien investigó los efectos que generaban las superficies rugosas, a través de experimentos que involucran placas de acero paralelas y arena gruesa; además introdujo para la superficie rugosa el término ϵ , en función de la altura absoluta de la aspereza, y planteó una ecuación (1.1) para el factor de fricción, en la que se involucraba el Número de Reynolds, la altura absoluta de la aspereza y la distancia recorrida por el flujo. Luego Louis (1969) encontró un resultado similar al de Lomize, pero replanteó la ecuación que éste generó para la altura absoluta de la aspereza, en términos del gradiente hidráulico, la distancia recorrida por el flujo y el cambio volumétrico de éste (ecuación 1.2):

$$\Psi = \frac{96}{Re} \left[1 + 6 \left(\frac{\epsilon}{d} \right)^{1,5} \right], f = \left[1 + 6 \left(\frac{\epsilon}{d} \right)^{1,5} \right] \quad (1.1)$$

$$q = \frac{c}{f} d^3 \Delta h \quad (1.2)$$

Dónde Ψ : Factor de fricción, Re = Número de Reynolds, f : factor que involucra las desviaciones de la condición ideal en la cual la ley cúbica es válida ($\epsilon/d > 0,065$); q : cambio de flujo volumétrico, Δh : Gradiente hidráulico, d : la longitud del intervalo analizado, c : constante que depende de la geometría del canal por donde pasa el flujo y las propiedades del fluido.

1.2 La caracterización de la rugosidad

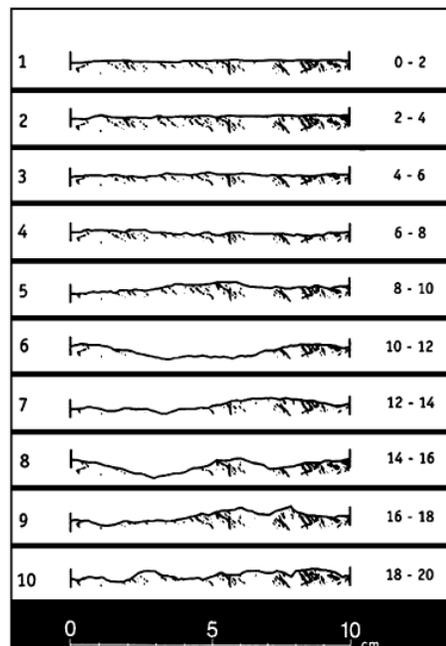
Barton (1973) introdujo el término JRC (*Joint Roughness Coefficient*), y además presentó un método cualitativo, en el cual el análisis se hace de manera gráfica para obtener el coeficiente de rugosidad de la fractura (JRC). Estos perfiles los obtuvo luego de analizar múltiples muestras, las cuales fueron sometidas a un ensayo de resistencia al cortante, y a partir de las variables de entrada y los resultados obtenidos, plantearon una

ecuación para obtener el JRC (Ecuación 1.3). Del análisis resultaron 10 perfiles que dan un estimado de los JRC (“JRC-Profiles”), el cual varía de 0 a 20, siendo el valor 0-2 el que representa la superficie más suave y 18-20 la superficie más rugosa (Figura 1-1). La utilización de los perfiles para el cálculo de los JRC se puede dar de tres maneras: reproduciendo los ensayos realizado por ellos, a través de comparaciones visuales con la superficie de la fractura, o reproduciéndolos en el laboratorio como lo hicieron Scesi & Gattioni (2007).

$$JRC = \frac{\arctan\left(\frac{\tau'}{\sigma'_n}\right) - \phi_r}{\log_{10}\left(\frac{JCS}{\sigma'_n}\right)} \quad (1.3)$$

Donde σ'_n : Esfuerzo normal efectivo sobre el plano de fractura, ϕ_r : Ángulo de fricción residual, τ' : Esfuerzo cortante crítico a lo largo de la fractura, JCS: Esfuerzo de compresión de las paredes de la fractura, JRC: coeficiente de rugosidad.

Figura 1-1: Perfiles JCR, propuestos por Barton (1973).



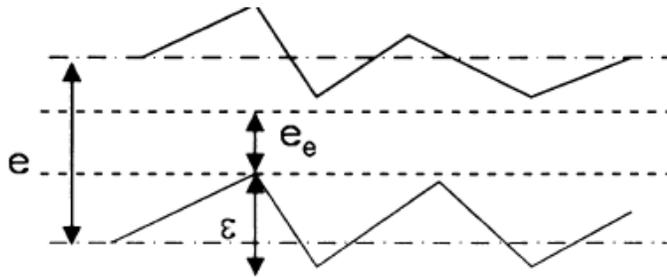
Bandis, *et al.* (1985) proponen una relación empírica para fracturas suaves (fracturas en las que ε/Dh oscile alrededor de 0,033), en la que se relaciona la abertura de la fractura (total), la abertura libre (efectiva), y el coeficiente de rugosidad (Ecuación 1.4); esta ecuación es planteada para el caso en el cual se considere que la superficie de la fractura es suave. Scesi & Gattioni (2007) propusieron que si la abertura libre se relaciona con la abertura de la fractura y la aspereza de la cara de la fractura (Figura 1-2) (Ecuación 1.5), y si ésta se introduce en la ecuación 1.4, se obtiene el JRC:

$$e_e = (JRC)^{2,5} \left(\frac{e}{e_e}\right)^{-2} \quad (1.4)$$

$$e_e = e - \varepsilon \quad (1.5)$$

Donde e_e es la abertura libre de la fractura (efectiva), e la abertura de la fractura (total), ε la aspereza de la superficie de la fractura, y JRC el coeficiente de rugosidad de la fractura.

Figura 1-2: Forma de la fractura, en la que se ilustra la abertura libre (e_e), la abertura de la fractura (e) y la aspereza de la fractura (ε). (Scesi & Gattioni, 2009).



Posteriormente Brown (1987, 1989) encontró que la superficie rugosidad tiene un efecto despreciable en grandes separaciones ($\varepsilon/DH < 0,033$), y que por el contrario hay efectos grandes en pequeñas separaciones ($\varepsilon/DH > 0,033$). Según este autor el flujo tiende a formar canales en zonas con alta apertura.

Patton (1966) en Yang, *et al.* (2001) reconoció que las asperezas en una fractura rugosa pueden darse en muchas escalas: a la primera de estas categorías las llamó asperezas

de primer orden (Ondulaciones “waviness”), y luego definió unas de segundo orden (Irregularidades “unevenness”). El comportamiento en fracturas de rocas está controlado por asperezas de segundo orden en pequeñas escalas y por asperezas de segundo orden en escalas mayores (Yang, et al., 2001)

Varias investigaciones han reconstruido las superficies rugosas a través de herramientas que tienen contacto directo con la superficie de la roca, como son el perfilómetro electrónico, técnicas fotogramétricas, escáner laser, entre otras (Beer, *et al.*, 2002; Feng, *et al.*, 2003; Yang, *et al.*, 2001; Belem, *et al.*, 2000); estas reconstrucciones, finalmente son revisadas con comparaciones visuales en perfiles empíricos.

Diversas investigaciones también han caracterizado la superficie rugosa de rocas a través de técnicas estadísticas (Tse & Cruden, 1979) o técnicas fractales (Turk, *et al.*, 1987; Lee, *et al.*, 1990; Sakellariou, *et al.*, 1991; Huang, *et al.*, 1992; Odling, 1994; Xie, *et al.*, 1999; Murata, 2001; Kulatilake, *et al.*, 2006), en las cuales se han presentado diversos métodos para obtener el parámetro de rugosidad.

El estudio de Kwaśniewski & Wang (1997) muestra que la dimensión fractal de un perfil sobre la superficie rugosa de las rocas presenta una variación de una dirección a otra debido a la heterogeneidad y la anisotropía.

En el trabajo de Xie, *et al.* (1999) se caracterizaron diferentes superficies de rocas aplicando teoría fractal. Específicamente usaban el método de cobertura proyectada (PCM); allí ellos encontraron que las superficies de roca se comportaban de manera multi-fractal y encontraron la dimensión fractal de éstas.

Odling (1994) y Murata (2001) definen que las superficies rugosas tienen un comportamiento auto-afín, por lo que se deben emplear métodos que permitan modelar un fractal a partir de esa definición; además, al comportarse la superficie de esta manera y no como un objeto auto-similar, expresan que hay un cambio en la dimensión fractal a una escala dada.

Chae, et al. (2004) realizan un análisis espectral de las superficies rugosas de perfiles, por medio de las medidas tomadas para la rugosidad de discontinuidades de rocas por el CLSM (*Confocal laser scanning microscope*). Para el análisis que realizaron obtuvieron los armónicos más representativos de cada perfil analizado. Determinaron también que las longitudes de onda corta (4cm, 1.2 cm, 0.8 cm 0.5 cm), de una muestra de 10 x 10 cm son las que tienen un mayor poder espectral, por lo que son las que mejor reconstruyen el perfil analizado. Luego realizaron una reconstrucción del perfil con las longitudes de onda filtradas de mayor significancia; esto lo realizaron a lo largo de una dirección específica sobre la superficie rugosa.

Lee, et al. (1998) realizan una caracterización de superficies de diferentes materiales, a través de perfiles, utilizando la transformada continua de onditas, con el fin de observar patrones en las longitudes de onda a diferentes escalas. Por otro lado Xiong, et al. (2001) evaluaron superficies utilizando un método que combinaba un análisis por transformada de onditas y un modelamiento fractal, el cual permite obtener la dimensión fractal de cada escala muestreada. La investigación de Grzesik & Brol (2009) utiliza la transformada continua de onditas y una aproximación fractal, lo que les permitió verificar la existencia de focos locales de auto-similaridad en los perfiles, y concluir acerca de las ventajas de utilizar cierta ondita en los análisis.

1.3 Fractales en la rugosidad

Mandelbrot (1967, 1983) introduce la geometría fractal, la cual cuantifica las propiedades de escalamiento de un objeto que presente una forma irregular, y permite caracterizar gran variedad de fenómenos naturales. Este escalamiento puede expresarse matemáticamente por el concepto de auto-similitud o auto-afinidad, y además sugiere que los objetos fractales presentan una similaridad estadística cuando hay cambio de escala.

Una propiedad muy importante de muchos fractales es su invariancia a transformaciones de similaridad (Re-escalamiento isotrópico); este conjunto de fractales son los llamados auto-similares, en los cuales un conjunto de puntos $x=\{x_1, x_2, \dots, X_n\}$, en un espacio de transformación N-dimensional similar quedan de la forma $x'=\{rx_1, rx_2, \dots, rx_n\}$, bajo el

mismo valor de escalamiento r . Sin embargo, existe otro conjunto de fractales, en los cuales la auto-similaridad no aplica; a éstos se les conoce como fractales auto-afines, en los cuales se tiene un conjunto de puntos $y = \{y_1, y_2, \dots, y_e\}$, que en un espacio de transformación E -dimensional afín queda de la forma $y' = \{r_1 y_1, r_2 y_2, \dots, r_e y_e\}$, donde los escalamientos $r = \{r_1, r_2, \dots, r_e\}$ no son todos iguales (Feder, 1988).

La geometría fractal es una herramienta que permite obtener un modelo teórico con el cual es posible estudiar la complejidad de objetos naturales, lo cual no es posible con la geometría euclidiana, y que utiliza aproximaciones simplificadas (Mandelbrot, 1983).

La dimensión fractal puede describir la rugosidad de un fenómeno, o equivalentemente, el grado de que llena su proyección en el espacio Euclidiano de todos los reales. De este modo, un corte transversal en un relieve tiene una dimensión fractal entre 1 y 2, mientras que la dimensión fractal que presenta una superficie está entre 2 y 3 (Sakellariou, et al., 1991).

La dimensión fractal puede estimarse mediante varios métodos; en general, la geometría del objeto influencia la selección del método (Carr, 1995). Existen diferentes técnicas que permiten conocer la dimensión fractal de un objeto, y en la revisión realizada por Lopes & Betrouni (2009) se presenta un compendio de ellos. El método del variograma ha sido el más usado en la obtención de la dimensión fractal de la topografía de las superficies rugosas; este método permite obtener de una forma muy robusta la dimensión fractal del objeto (Soille & Rivest, 1996).

La rugosidad es provocada por procesos naturales, y puede entenderse como una descripción de la desviación de una línea o superficie suave en el espacio euclidiano (Sakellariou, et al., 1991).

En las investigaciones de Turk, et al., 1987, Lee, et al., 1990 y Seidel & Haberfield, 1995, se obtiene la dimensión fractal a través del "*Divider method*", el cual es un método geométrico para objetos auto-similares, mientras que en investigaciones como las de Sakellariou, et al., 1991 y Odling, 1994, trabajan con el método del variograma, el cual es un método estadístico para obtener la dimensión fractal de los "*JRC -profiles*".

1.4 Rugosidad y la conductividad hidráulica

Scesi & Gattioni (2007, 2009) reproducen los “*JCR-profiles*” por medio de experimentación; muestran la dependencia que tiene la permeabilidad con la rugosidad, y plantean ecuaciones semi-empíricas para la permeabilidad, donde relacionan la ecuación propuesta por Bandis, *et al.* (1985) y las ecuaciones planteadas por Louis (1967) y Snow (1969), y modificadas por Scesi & Gattioni (2009). La ecuación 1.6, es planteada para un flujo inercial, donde $(\varepsilon/Dh > 0,033)$, mientras que las ecuaciones 1.7 y 1.8 son planteadas para flujo turbulento con $(\varepsilon/Dh > 0,033)$, y $(\varepsilon/Dh < 0,033)$, respectivamente.

$$K = \frac{ge^2}{12\nu[1+8,8\left(0,5-\frac{e}{2JRC^{2,5}}\right)^{1,5}]} \quad (1.6)$$

$$K = 4\sqrt{ge} \log\left(\frac{1,9}{0,5-\frac{e}{2JRC^{2,5}}}\right) \quad (1.7)$$

$$K = 4\sqrt{ge} \log\left(\frac{3,7}{0,5-\frac{e}{2JRC^{2,5}}}\right) \quad (1.8)$$

Donde g es la aceleración de la gravedad, e es la abertura de la fractura, JRC es el coeficiente de rugosidad, ν es la viscosidad cinemática del fluido y K es la conductividad hidráulica.

1.5 Antecedentes

Diversos autores han dirigido sus esfuerzos investigativos a la representación fractal de las superficies rugosas. Estos avances se han adelantado en el área de la mecánica de rocas, en las que la superficie de fractura de la roca se genera por medio de ensayos de compresión simple.

Investigaciones como las de Miller, *et al.* (1990); Huang, *et al.* (1992); Kulatilake, *et al.* (1998); Shirono & Kulatilake (1997); Kulatilake & Um (1999), han demostrado que la superficie rugosa de las fracturas es posible caracterizarla fractalmente, a través de fractales auto-afines, usando métodos como el de la rugosidad, el método del variograma, el método del escalamiento lineal, y el método espectral. Además, han determinado que los valores obtenidos para rugosidad, por los métodos anteriormente mencionados, son altamente sensibles a los parámetros de entrada.

Xie, *et al.* (1999) emplearon el método de cobertura proyectada (PCM, *Project Covered Method*) para estudiar la superficie de la fractura y estimar la dimensión fractal; ellos analizaron perfiles en cuatro direcciones preferenciales (0°, 45°, 90° y 135°), y encontraron que la superficie rugosa presenta un comportamiento multi-fractal y que el rango de la dimensión fractal de las superficies varía entre 2 y 3 ($DS \in [2,3]$).

Kulatilake, *et al.* (2006) utilizaron una variante altamente refinada del método del Variograma, en la que se cuantificó la dependencia de la escala fractal, se caracterizó la dimensión fractal y la amplitud del perfil; además se investigó la posible existencia de anisotropía en perfiles naturales de rocas, utilizando el perfilómetro láser. Finalmente concluyeron que los parámetros encontrados en el análisis pueden dar una buena aproximación al comportamiento fractal de un perfil de rugosidad. Además, concluyeron que de acuerdo a los perfiles realizados, la superficie rugosa de las fracturas de roca presenta anisotropía y que ésta por lo general se da en direcciones aleatorias.

En la aplicación de los análisis fractales y espectrales para la hidrogeología se ha trabajado muy poco. En el trabajo investigativo de Murata (2001), se realiza una caracterización de la permeabilidad de la fractura usando una variación de la ley cúbica, en la cual se tiene presente la caracterización fractal realizada por el método del variograma. El autor además representa diferentes casos en los que analiza los cambios en la permeabilidad de la fractura a medida que la dimensión fractal varía.

2. Metodología para la adquisición de datos

La campaña de campo se realizó en el macizo rocoso de las Palmas (Vía Medellín – Aeropuerto José María Córdova), en donde se recorrieron a través de las vías existentes los diferentes afloramientos disponibles. De cada afloramiento se tomaron las propiedades estructurales y geométricas de las discontinuidades (

Tabla 2-1), y simultáneamente se seleccionó el sitio en el cual se recolectaron las muestras. El lugar de muestreo debía cumplir con condiciones como que la roca se encontrara fresca y tuviera la presencia de fracturas. En esta toma de muestra se tuvo en cuenta la actitud de la fractura (Rumbo y Buzamiento), su abertura aparente, su persistencia y la densidad del fracturamiento. Posteriormente a la recolección de núcleos, se llevó a cabo a través de técnicas digitales la reconstrucción de las superficies de la fractura, utilizando la técnica del escaneo láser.

2.1 Trabajo de campo

El trabajo de campo se dividió en tres etapas: Reconocimiento de la zona de campo, levantamiento estructural y geométrico de discontinuidades, y toma de núcleos de roca con presencia de discontinuidades.

Reconocimiento de la zona de campo.

En este recorrido se delimitó la zona, la cual comprende desde la vía llamada la Cola del Zorro hasta el Alto de las Palmas; en la **Figura 2-1** se muestra la zona de estudio.

Levantamiento estructural y geométrico de discontinuidades.

Posterior al reconocimiento, se levantaron 14 estaciones u afloramientos (Figura 2-1), en los cuales se describieron estructural y geométricamente las familias de diaclasas más representativas; la

Tabla 2-1 muestra una recopilación de las características de estos afloramientos, y las Foto 2-1 y Foto 2-2 muestran diferentes afloramientos visitados durante esta parte de la campaña de campo.

Figura 2-1: Mapa de ubicación de la zona de estudio y estaciones de campo, modificado (Mejía, *et al.*, 2005)

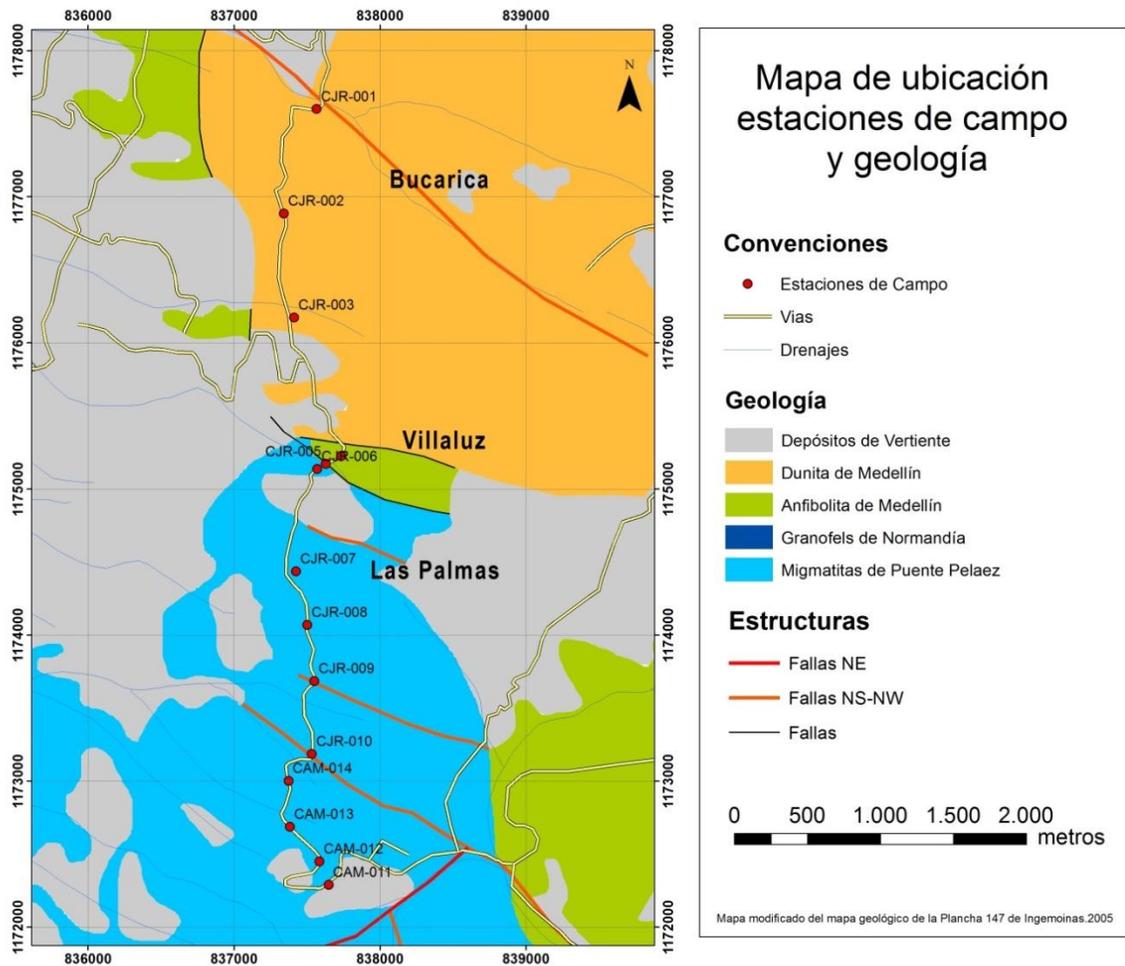


Tabla 2-1: Características estructurales y geométricas de las discontinuidades.

Estación	Familia	Dip [°]	Dip Direction [°]	Continuidad [m] ¹	Terminación Superior ²	Terminación Inferior ²	Abertura [mm] ³	Espaciamiento [cm] ⁴	Factor Rugosidad ⁵
CJR-01	1	76	26	3	Roca		0,05	34	1
	2	77	293	3	Roca		1,1	122	0,7
	3	70	210	4	Roca		0,05	120	0,8
CJR-02	1	80	20	1			0,01	1	0,8
	2	69	297	1			0,8	1	1
	3	62	212	2			0,05	1	1
CJR-03	1	85	211	10			0,01	1	0,8
	2	80	310	1	Diaclasa	Diaclasa	1	42	1
CJR-04	1	60	210	11	Diaclasa		0,05	200	1
	2	40	282	3	Diaclasa		0,05	50	0,8
CJR-05	1	80	210	3	Roca		10	25	1
CJR-06	1	84	30	1	Diaclasa	Diaclasa	0,6	25	1
	2	75	304	3	Roca		1,7	50	0,8
	3	32	134	1	Diaclasa	Diaclasa	0,5	2	1
CJR-07	1	35	316	1	Diaclasa	Diaclasa	0,05	50	1
	2	20	18	1	Diaclasa	Diaclasa	0,05		0,8
	3	46	189	15	Diaclasa	Diaclasa	0,2	50	1
	4	81	102	15			0,1	5	1
CJR-08	1	81	277	3	Diaclasa	Diaclasa	1,2	10	1
	2	34	190	1	Diaclasa	Diaclasa	1,4	25	1
	3	71	1	1	Diaclasa	Diaclasa	1,4	15	1
CJR-09	1	71	10	1	Diaclasa	Diaclasa	0,1	25	0,7
	2	53	285	3	Diaclasa	Diaclasa	0,3	25	1
	3	45	121	1	Diaclasa	Diaclasa	1,2	25	1

Tabla 2-2: (Continuación).

Estación	Familia	Dip [°]	Dip Direction [°]	Continuidad [m] ¹	Terminación Superior ²	Terminación Inferior ²	Abertura [mm] ³	Espaciamiento [cm] ⁴	Factor Rugosidad ⁵
CJR-10	1	72	19	1	Diaclasa	Diaclasa	1,7	25	0,8
	2	82	242	3	Diaclasa	Diaclasa	1,1	25	1
	3	51	103	1	Diaclasa	Diaclasa	2	25	1
CAM- 11	1	56	220	3		Diaclasa	0,8	50	0,8
	2	60	293	1	Roca	Diaclasa	0,05	30	0,7
	3	49	347	2			0,05	15	0,8
	4	75	330	1	Diaclasa	Diaclasa	1,6	40	0,8
CAM-12	1	72	320	5			0,9	50	0,8
	2	52	196	1,5			0,05		0,8
CAM- 13	1	85	40	0,2	Diaclasa	Diaclasa	0,05	20	0,7
	2	54	153	0,2	Diaclasa	Diaclasa	0,4	35	0,7
	3	59	302	0	Roca	Roca	0,2	20	0,8
CAM-14	1	87	45	0,2	Diaclasa	Diaclasa	1,1	20	0,7
	2	34	155	0,2	Diaclasa	Diaclasa	2	20	0,8
	3	68	302	5	Roca	Roca	0,05	20	0,8

¹Similar a la persistencia, longitud de la discontinuidad a través del macizo rocoso (vista desde el afloramiento).

²Terminación de la discontinuidad o diaclasa (vista en el afloramiento).

³Abertura total de la discontinuidad (e).

⁴Longitud que hay entre diaclasa y diaclasa de la misma familia.

⁵Medida relativa de la rugosidad, siendo 1 lo más rugoso.

Foto 2-1: Afloramiento de la estación CJR- 001.



Foto 2-2: Afloramiento de la estación CJR- 005.



Toma de núcleos de roca con presencia de discontinuidades.

La estación CAM-11 (Figura 2-1) fue seleccionada para la toma de la muestra, donde se adquirieron dos núcleos orientados en diferentes posiciones para muestrear las distintas discontinuidades que el afloramiento presenta. Para ello se utilizó un taladro neumático con una broca de seis pulgadas de diámetro y 40 centímetros de longitud (Foto 2-3), una bomba de agua, y un compresor de aire, el cual mantuvo una presión constante de 90 PSI (Foto 2-4).

Foto 2-3: Taladro neumático montado sobre su base.



Foto 2-4: Instrumentos de trabajo en operación (compresor, taladro y bomba de agua).



Con la obtención de dos núcleos, se muestrearon tres de las cuatro familias de discontinuidades presentes en la estación (CAM-11), cuyas características estructurales y geométricas son presentadas en la

Tabla 2-1. La ubicación del taladro para obtener cada uno de los núcleos se esquematiza en las Figura 2-2 y Figura 2-3. Los núcleos no superan los 15 cm de largo, y se pueden observar en las Foto 2-5 y Foto 2-6.

Figura 2-2: Ubicación taladro para obtener núcleo – 1.

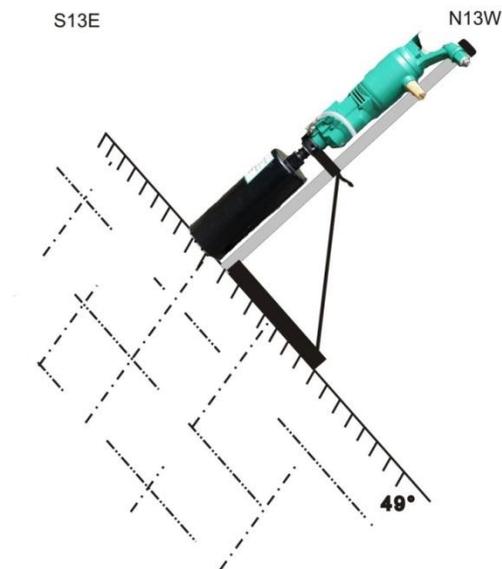


Figura 2-3: Ubicación taladro para obtener núcleo – 2.

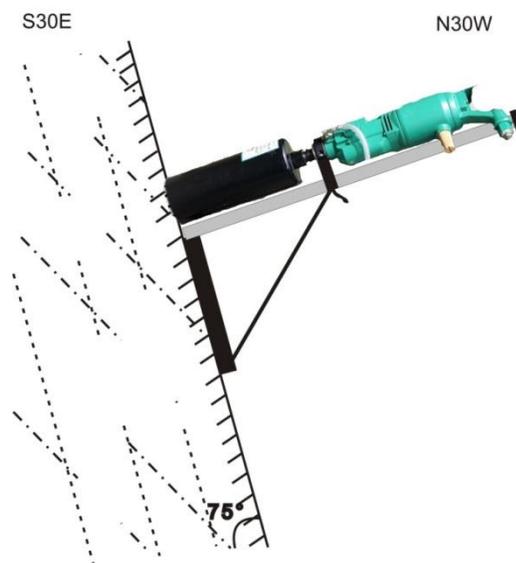


Foto 2-5: Núcleo de roca con dos discontinuidades: basal y perpendicular a ésta.

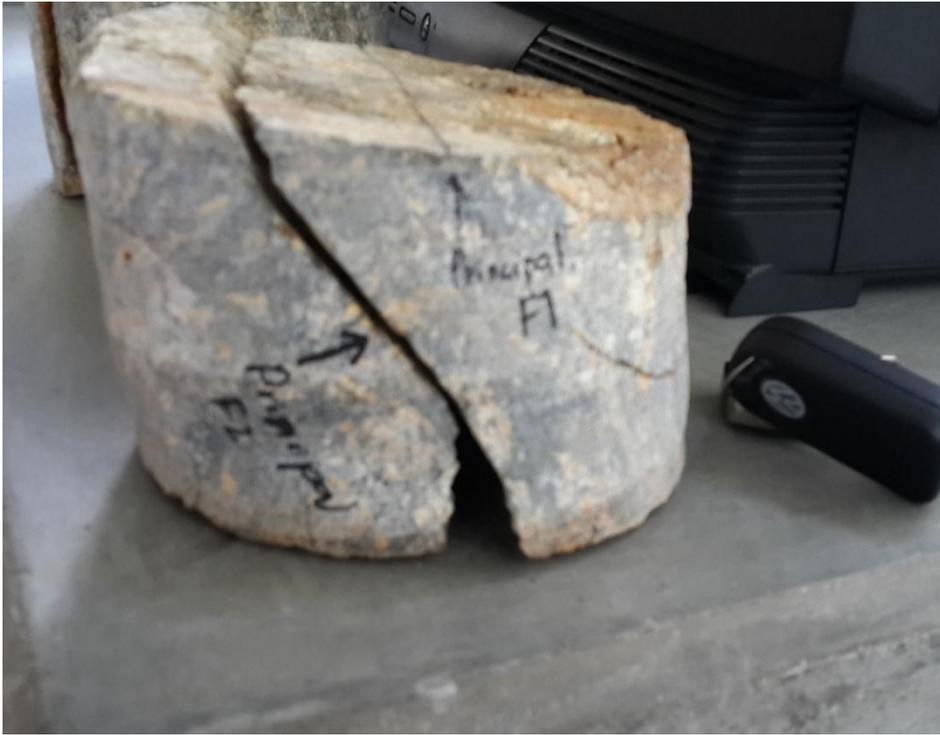


Foto 2-6: Núcleo de roca con discontinuidad atravesándolo.



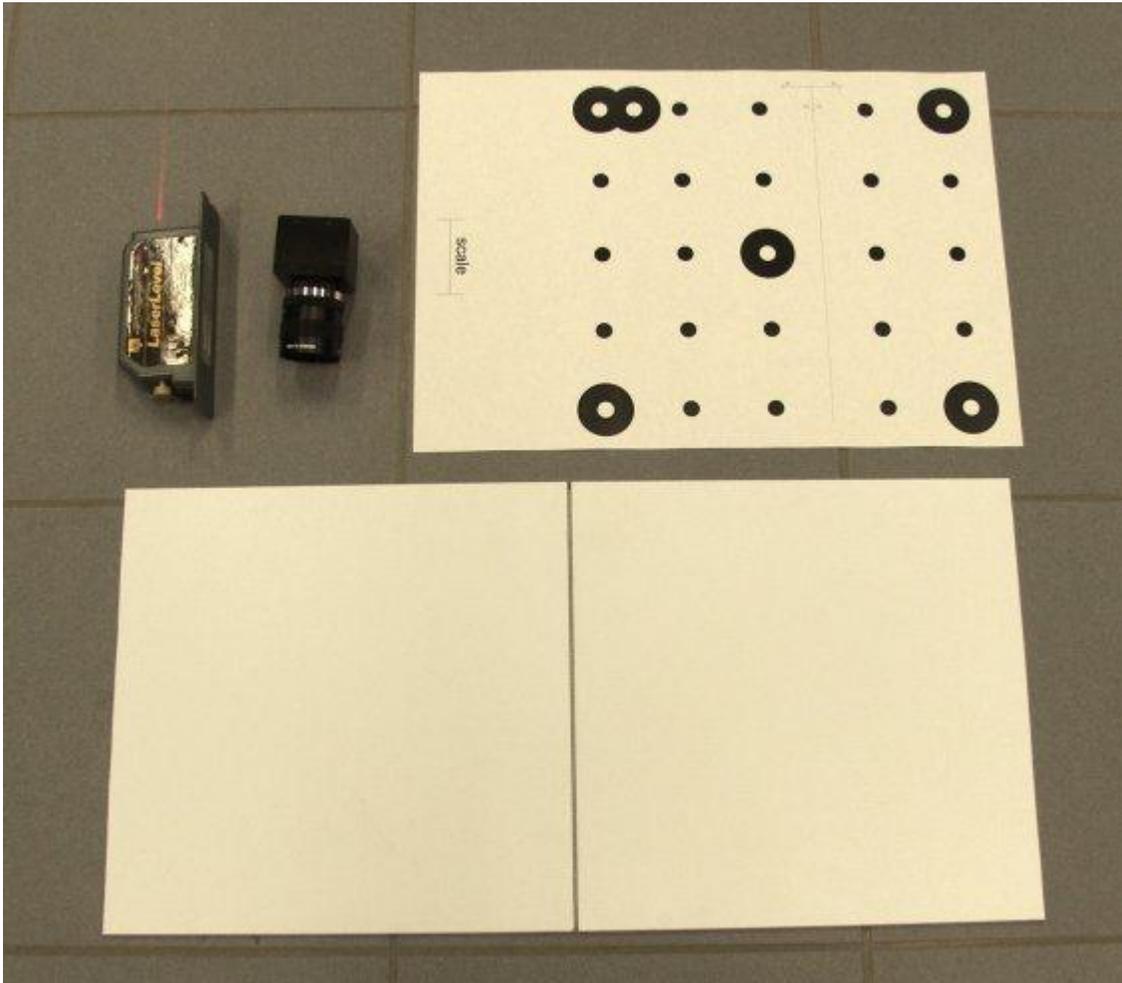
2.2 Reconstrucción de perfiles sobre superficies de roca

Para la obtención de perfiles sobre las superficies de discontinuidades de roca, se realizó en primera instancia la reconstrucción de dicha superficie, y posteriormente a través de procesamiento digital se obtuvieron los perfiles requeridos.

Reconstrucción de la superficie de roca.

Se utilizó la técnica de escaneo láser (Gasvik, 2002), la cual permite obtener una reconstrucción en 3 dimensiones (3D) de la superficie de la roca, similar a la reconstrucción de piezas dentales (Múnera, *et al.*, 2012). Para la reconstrucción se utilizó una cámara fotográfica de 13 megapíxeles, un láser con proyección de una línea, y patrones de calibración (Foto 2-7). La resolución del método es de 0,01mm.

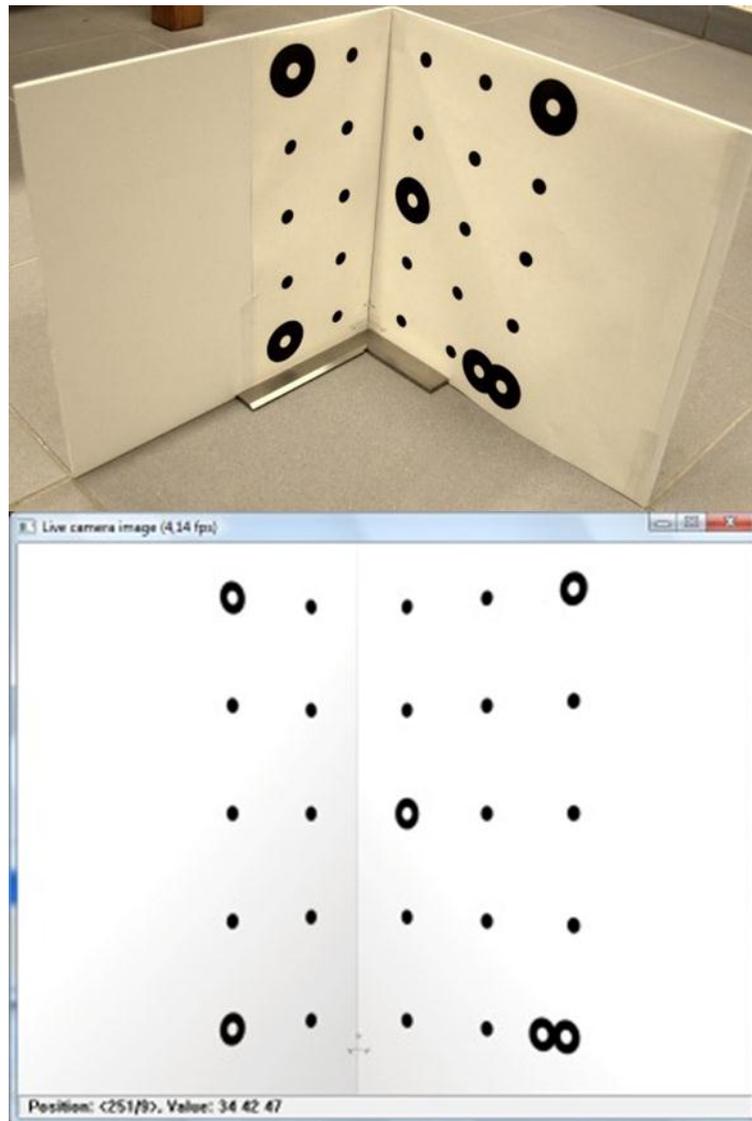
Foto 2-7: Equipo utilizado para la técnica escaneo láser.



Calibración de la cámara.

En este paso se busca que los patrones de calibración y la cámara (fuente receptora) queden correctamente ubicados, garantizando que los patrones de calibración sean más grandes que la muestra, que estén perpendiculares entre sí, y además que los ejes estén adecuadamente posicionados (puntos negros grandes incluidos dentro la visual de cámara); esto con el fin de que la cámara detecte todo el patrón y el software pueda determinar la distancia que hay entre ambos, lo que permite obtener posteriormente los datos de las muestras (Foto 2-8).

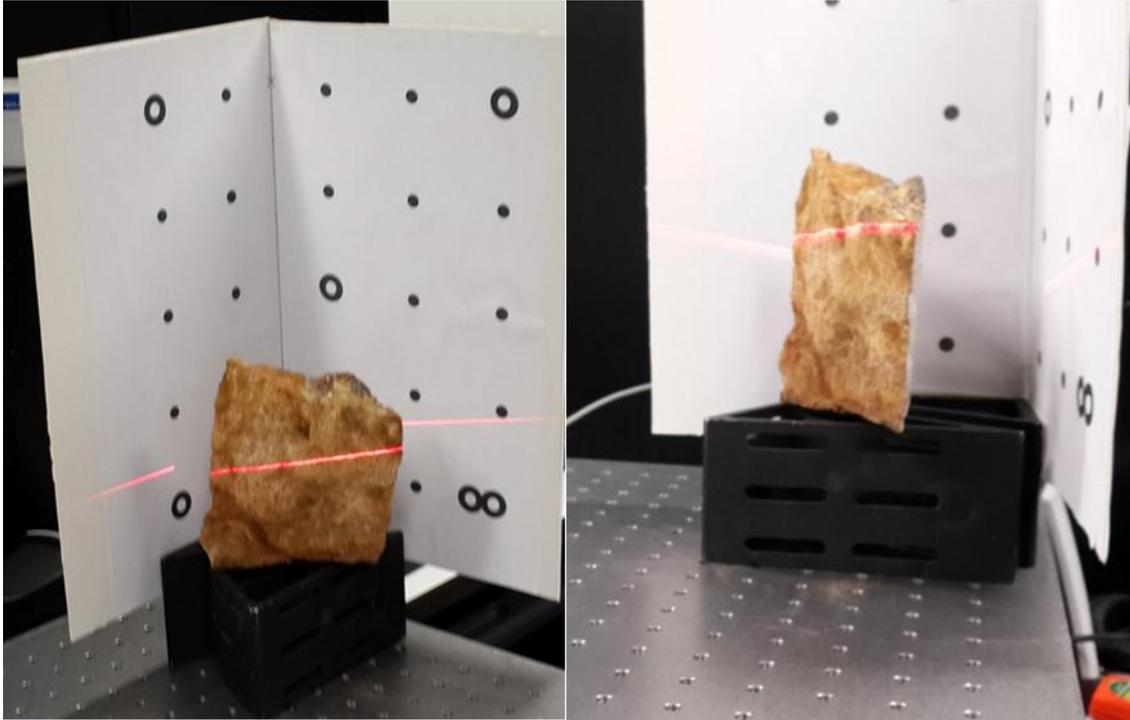
Foto 2-8: Patrón de calibración garantizando perpendicularidad (arriba), como se muestra en el software (abajo).



Escaneo láser.

Realizada la calibración de la cámara, se coloca la muestra delante de los patrones de calibración, y se inicia la lectura de la cámara en el software; posteriormente se hacen múltiples barridos verticales de la superficie con el láser, para obtener así la mayor cantidad de puntos posibles de la superficie (Foto 2-9).

Foto 2-9: Escaneo láser de la superficie de la fractura.



Procesamiento digital:

Escaneadas las superficies, las cuales son obtenidas en un formato .OBJ, estas se abren en MATLAB con un código generado, obteniendo así las coordenadas X, Y, y Z de cada punto de la superficie; posteriormente estos puntos son graficados y procesados para obtener un raster de la superficie (Figura 2-4), sobre el cual se trazan perfiles a lo largo de ella (Figura 2-5).

Figura 2-4: Superficie de las fracturas en formato raster ; a) muestra 1, b) muestra 2, c) muestra 3. La dirección mostrada es la del buzamiento real.

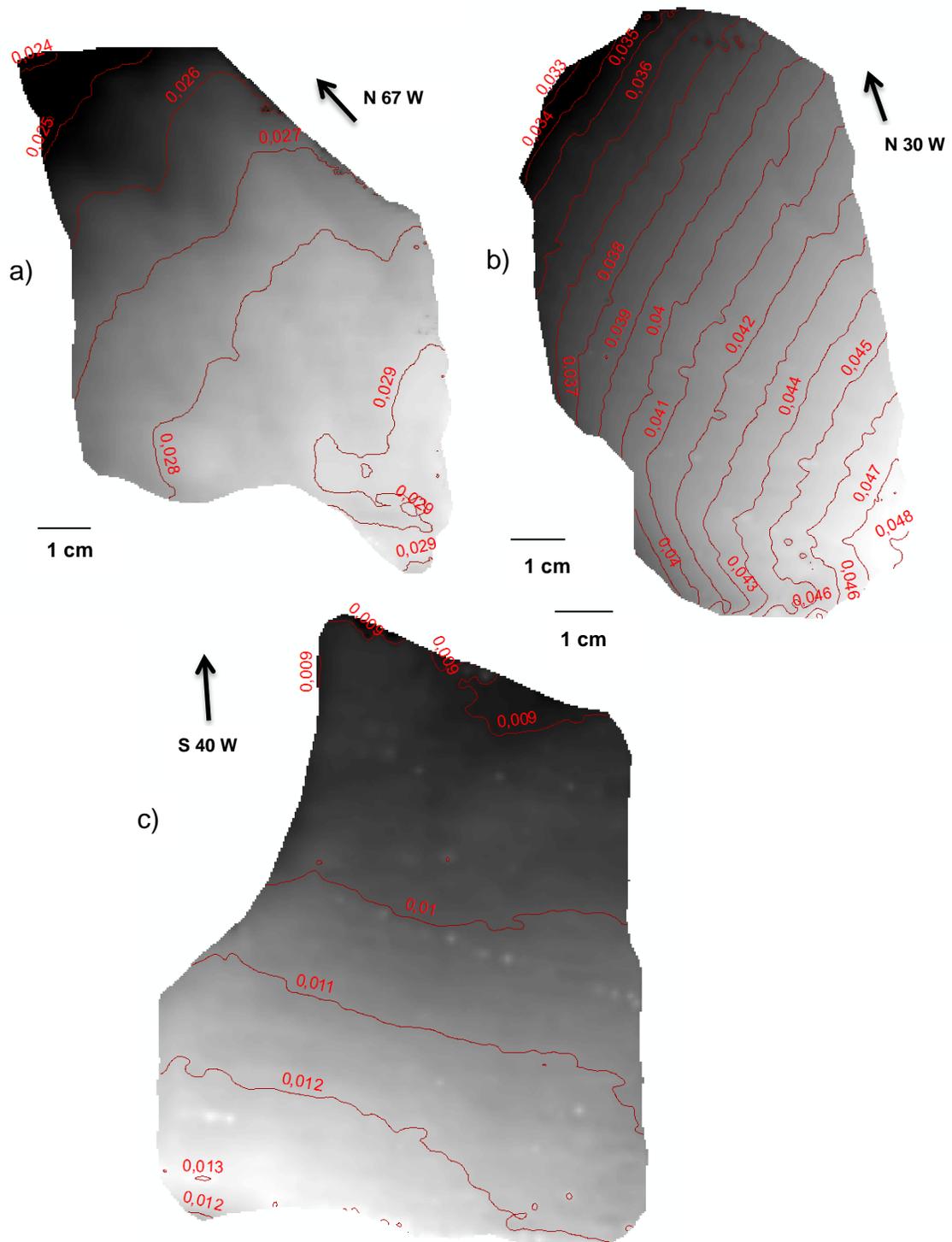
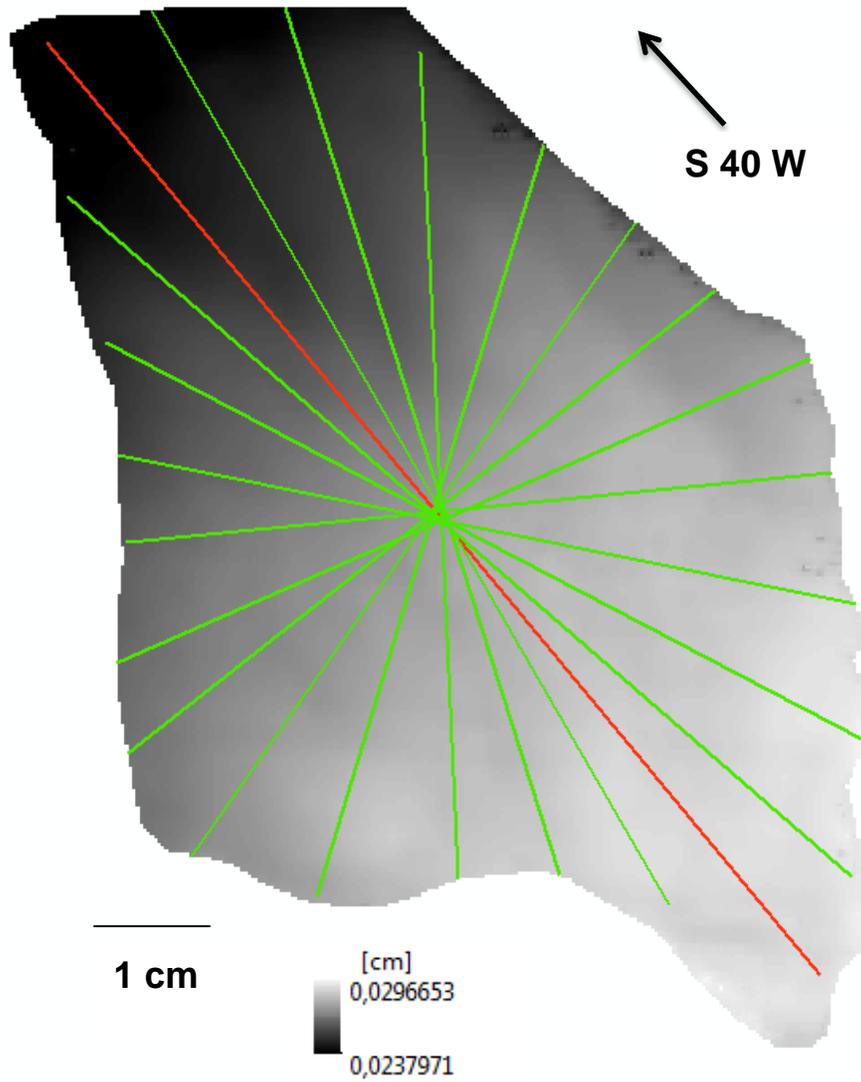


Figura 2-5: Perfiles a lo largo de la superficie de la roca de la muestra 1. La línea roja indica la dirección del buzamiento real, y las de color verde son líneas ubicadas cada 15°.



3. Análisis fractal y espectral de los JRC

Partiendo de los diez perfiles JRC (*Joint Roughness Coefficient*) propuestos por Barton (1973) (Figura 1-1), los cuales se digitalizaron en una escala horizontal de 0,1 mm, generando una serie de 1001 datos que contienen una componente en el eje horizontal (x), y una componente en el eje vertical (z) (altura), se buscó caracterizarlos de manera fractal y espectral para tener un conocimiento base, que posteriormente sirva para caracterizar la superficie de fracturas de rocas.

3.1 Análisis fractal

Para caracterizar fractalmente los perfiles se utilizó el método del variograma (Orey, 1970 en (Kulatilake, *et al.*, 2006)) y también el método de la rugosidad (Malinverno, 1990), de los cuales se obtuvieron la dimensión fractal y la amplitud del perfil, y el exponente de Hurst, respectivamente.

3.1.1 Método del variograma

El variograma parte de la estimación del momento de segundo orden, con el cual es posible hacer un análisis de continuidad espacial, siempre que la variable bajo estudio sea aleatoria y estacionaria (Londoño & Valdés, 2012). La base del método se encuentra definida por la siguiente ecuación 3.1:

$$\gamma^*(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [(Z(x_i + h) - Z(x_i))]^2 \quad (3.1)$$

Donde $\gamma^*(h)$ es el semivariograma experimental, $Z(x_i)$ y $Z(x_i + h)$ son las alturas de los puntos x_i y $x_i + h$, respectivamente, y $N(h)$ es el número de pares de puntos separados por una distancia h .

Luego de obtener todos los valores de $\gamma^*(h)$, se gráfica h vs $\gamma^*(h)$, de donde la pendiente, que se toma desde el intercepto con el eje que contiene $\gamma^*(h)$ hasta el Rango

(Punto o zona donde los datos más allá de éste presentan una autocorrelación nula), es la dimensión fractal del perfil (D), y el intercepto con el eje Y es la amplitud del perfil (A), conocida como “Steepness” (Kulatilake, *et al.*, 1998).

Para cada perfil se realizó un variograma, como se muestra en la **Tabla 3-1**: Dimensión fractal y amplitud del perfil, a través del método del variograma.

JRC	Dimensión fractal (D)	Amplitud del perfil (A) *10 ⁻⁵
0-2	1,0032	0,00752
2-4	1,1474	0,0161
4-6	1,2344	0,0293
6-8	-*	-*
8-10	1,3792	0,0322
10-12	1,5176	0,05
12-14	1,3143	0,157
14-16	1,6757	0,0438
16-18	1,2097	0,183
18-20	1,3808	0,153

**No se estimaron debido a que la dimensión fractal se encontraba por debajo de la dimensión topológica, principalmente debido a la antipersistencia de los puntos.*

, y para cada uno de ellos se obtuvo la dimensión fractal (D) y la amplitud del perfil (A). - En la Tabla 3-1 se presentan los resultados.

Tabla 3-1: Dimensión fractal y amplitud del perfil, a través del método del variograma.

JRC	Dimensión fractal (D)	Amplitud del perfil (A) *10 ⁻⁵
0-2	1,0032	0,00752
2-4	1,1474	0,0161
4-6	1,2344	0,0293
6-8	-*	-*
8-10	1,3792	0,0322
10-12	1,5176	0,05
12-14	1,3143	0,157
14-16	1,6757	0,0438
16-18	1,2097	0,183
18-20	1,3808	0,153

**No se estimaron debido a que la dimensión fractal se encontraba por debajo de la dimensión topológica, principalmente debido a la antipersistencia de los puntos.*

3.1.2 Método de la rugosidad

Este método es utilizado para estimar la dimensión fractal de objetos que sean autoafines. Fue desarrollado por (Malinverno, 1990), y se basa en la relación que existe

entre la desviación estándar de la altura o elevación (σ) y la longitud de la ventana (τ), siguiendo la ecuación 3.2:

$$\sigma = \tau^H \quad (3.2)$$

Donde H corresponde al exponente de Hurst, el cual se relaciona con la dimensión fractal (D) mediante la expresión $D = 2 - H$. La aplicación del método consiste en calcular la desviación estándar, primero para la serie completa de datos y luego para todas las subdivisiones (mitades, cuartos, octavos, y así sucesivamente); posteriormente se grafica en escala log-log la ventana de datos seleccionada contra la desviación estándar, se le ajusta una línea recta a los puntos obtenidos, cuya pendiente es el exponente de Hurst, y de acuerdo a la expresión antes mencionada, se puede obtener la dimensión fractal (D).

Similarmente como se hizo en el método del variograma, para cada uno de los perfiles del JRC se realizó un análisis con este método, tal y como lo muestra la Figura 3-2, y de allí se obtuvieron los exponentes de Hurst de éstos y las dimensiones fractales (

Tabla 3-2).

Figura 3-1: Perfil del JRC 12– 14 (arriba); variograma para el perfil JRC 12 – 14 (abajo).

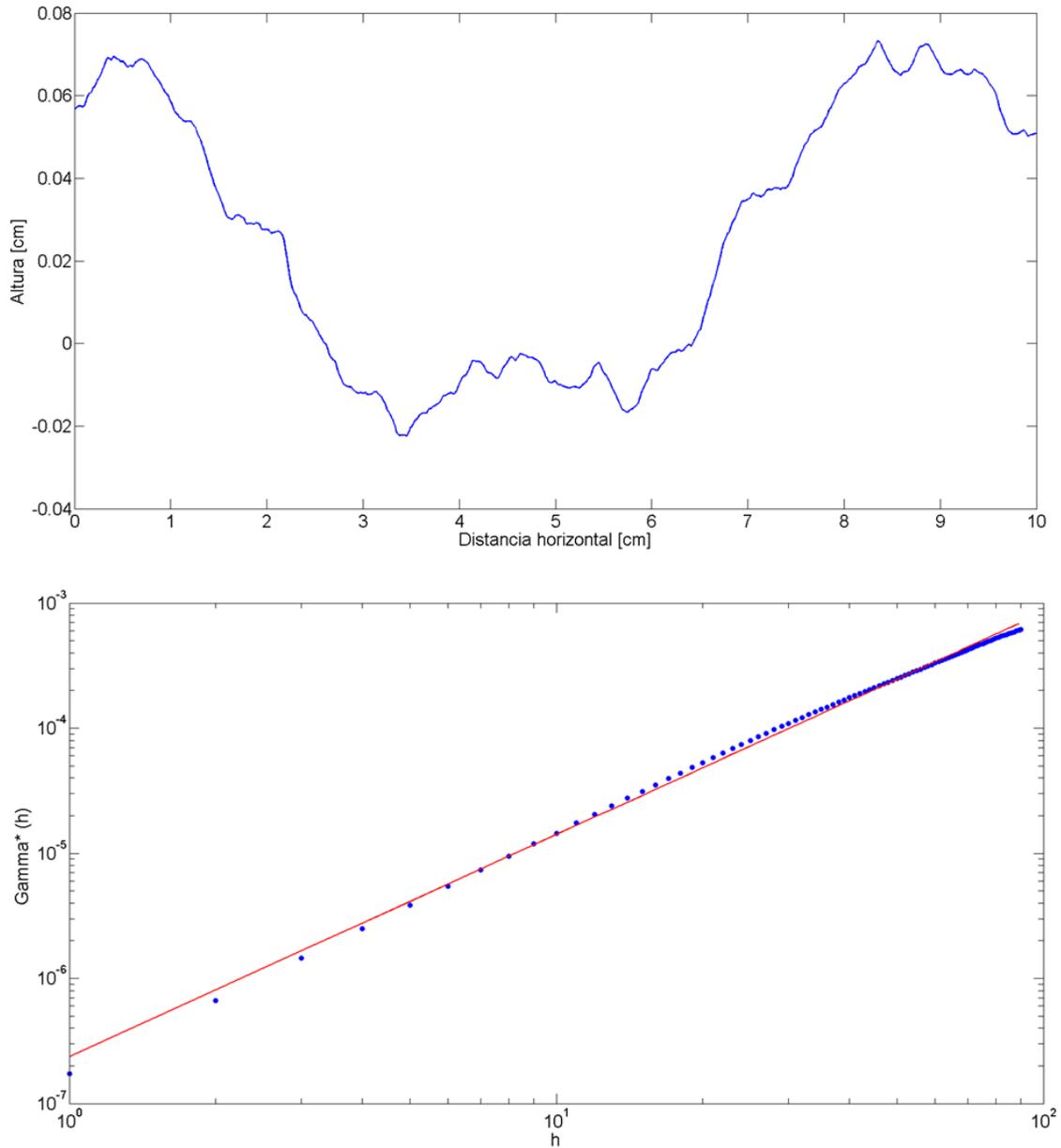


Figura 3-2: Perfil del JRC – 14 (arriba), gráfica del método de la rugosidad para el perfil del JRC 12 - 14 (abajo).

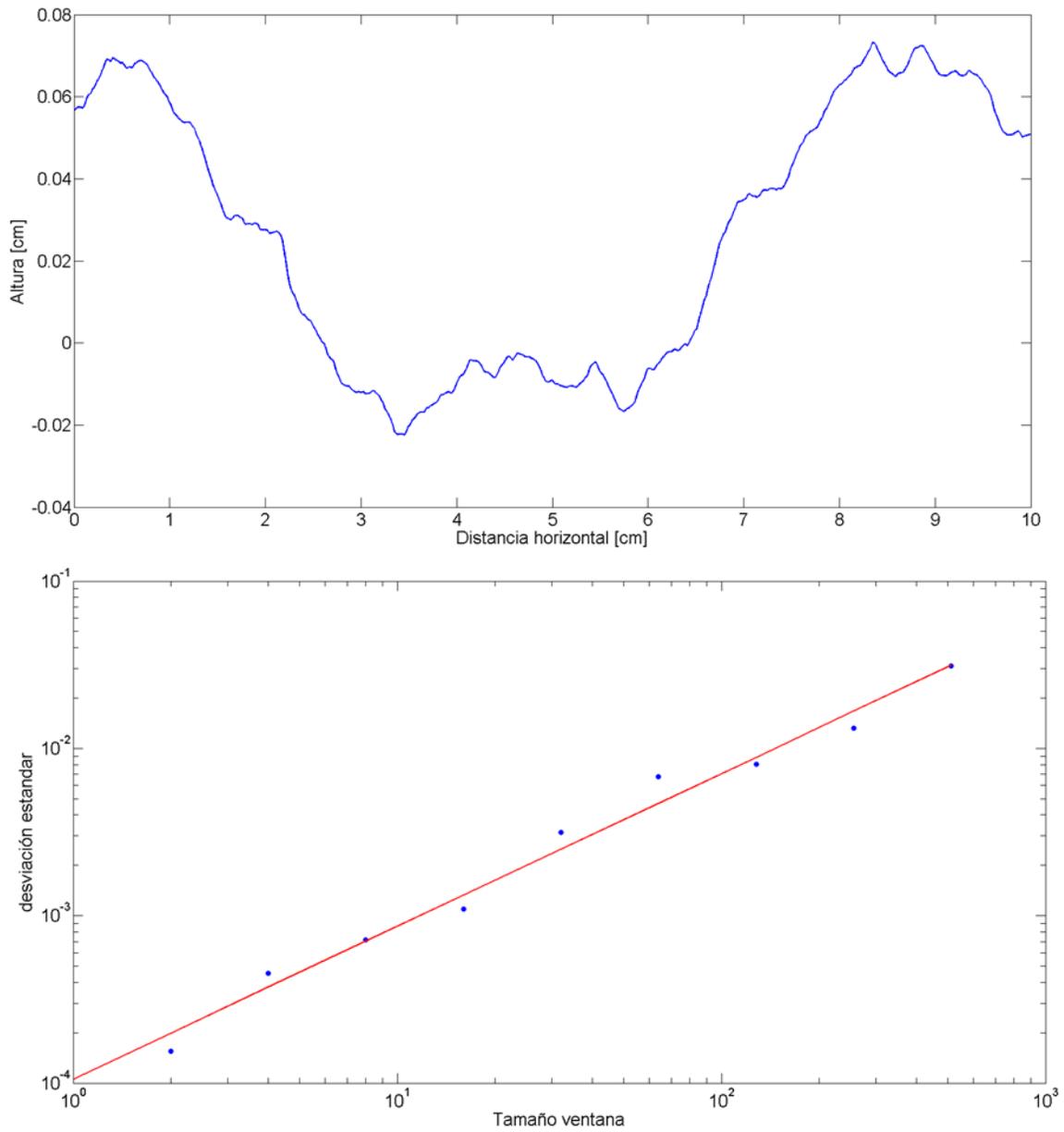


Tabla 3-2: Exponentes de Hurst y dimensiones fractales, método de la rugosidad.

JRC	Exponente de Hurst (H)	Dimensión fractal (D)
0-2	0,39	1,61
2-4	0,5	1,5
4-6	0,81	1,19
6-8	0,12	1,88
8-10	0,201	1,799
10-12	0,4508	1,5492
12-14	0,4329	1,5671
14-16	0,3567	1,6433
16-18	0,3374	1,6626
18-20	0,3384	1,6616

3.1.3 Caracterización fractal

Finalmente caracterizados los perfiles del JRC por ambos métodos (Variograma y Rugosidad), y de acuerdo con lo propuesto por (Kulatilake, *et al.*, 2006), donde la rugosidad se puede definir a través de dos variables obtenidas del variograma (la dimensión fractal (D) y la Amplitud del perfil (A)), con un simple producto entre ellas (DxA, rugosidad); se calcula la rugosidad (DxA) para cada uno de los perfiles. En la Tabla 3-3 se muestran los resultados.

Tabla 3-3: Dimensión fractal, amplitud del perfil y rugosidad de los diferentes JRC.

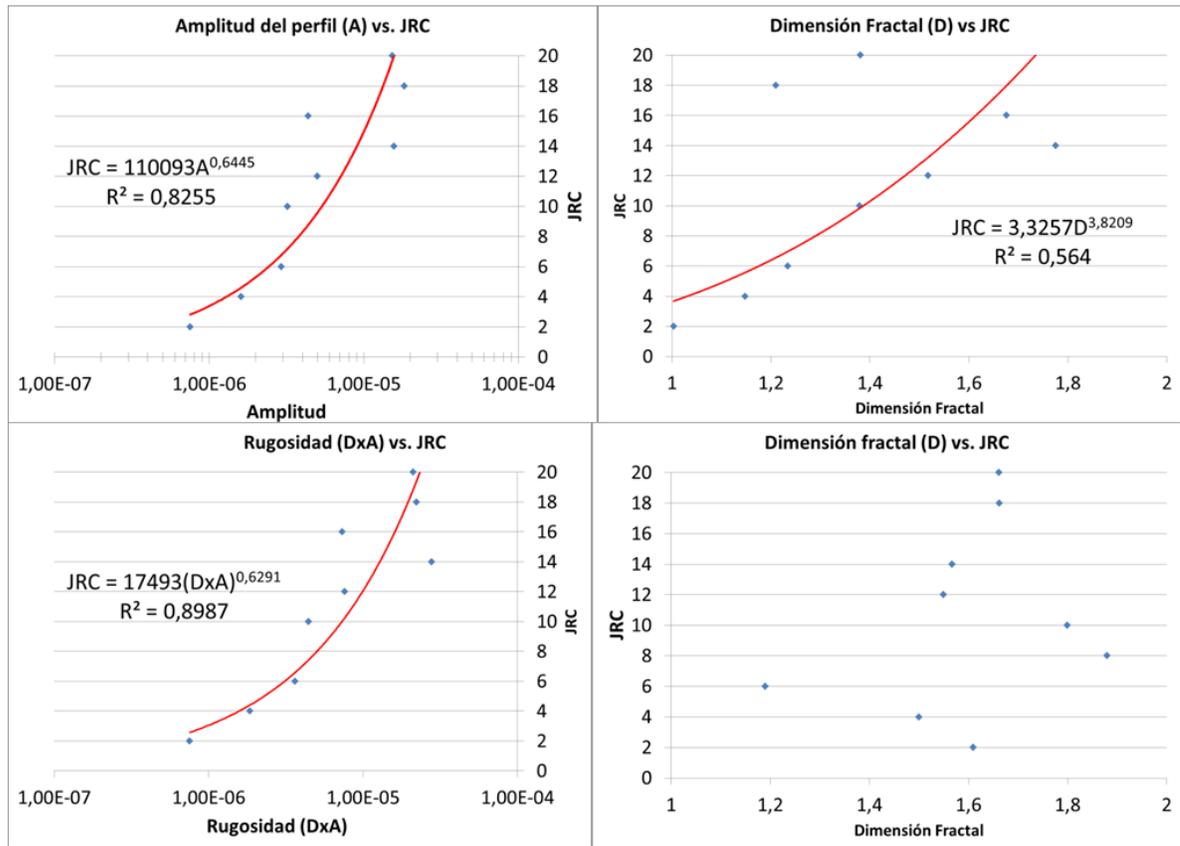
JRC	Dimensión fractal (D)	Amplitud del perfil (A) *10 ⁻⁵	Rugosidad (DxA)* 10 ⁻⁵
0-2	1,0032	0,00752	0,007541
2-4	1,1474	0,0161	0,01847
4-6	1,2344	0,0293	0,03616
6-8	-*	-*	-*
8-10	1,3792	0,0322	0,0441
10-12	1,5176	0,05	0,07588
12-14	1,3143	0,157	0,2063
14-16	1,6757	0,0438	0,007339
16-18	1,2097	0,183	0,2213
18-20	1,3808	0,153	0,21126

* No se estimaron debido a que la dimensión fractal se encontraba por debajo de la dimensión topológica, principalmente debido a la antipersistencia de los puntos.

Análogamente se buscaba la existencia de una correlación entre los JRC y las características fractales de los perfiles JRC. Para ello se graficó el D vs JRC (Método del

variograma), A vs JRC (Método del variograma), D vs JRC (Método de la rugosidad) y DxA vs JRC. Estos gráficos se presentan en la Figura 3-3.

Figura 3-3: Relación entre las características fractales y el JRC, arriba a la izquierda Amplitud (A) vs JRC, arriba a la derecha D vs JRC (método del variograma), abajo a la izquierda DxA vs JRC (rugosidad) y abajo a la derecha D vs JRC (método de la rugosidad).



Luego de ser comparadas cada una de las propiedades fractales con los JRC, solo la amplitud (A) y la rugosidad (DxA), presentan correlación con el JRC, ambas de manera logarítmica; la rugosidad (DxA), con un coeficiente de determinación de 0,8988, es la que tiene un mejor ajuste. La regresión de amplitud vs. JRC tiene asociado un coeficiente de 0,8255, mostrando también un buen ajuste. Por otro lado, no se percibe correlación alguna de la dimensión fractal (calculada por ambos métodos) con el JRC.

De acuerdo a lo mencionado anteriormente, se generó una ecuación para obtener el JRC a partir de la rugosidad (ecuación 3.3) y a partir de la amplitud del perfil (ecuación 3.4).

$$JRC = 17493(DxA)^{0,6291} \quad (3.3)$$

$$JRC = 110093A^{0,6445} \quad (3.4)$$

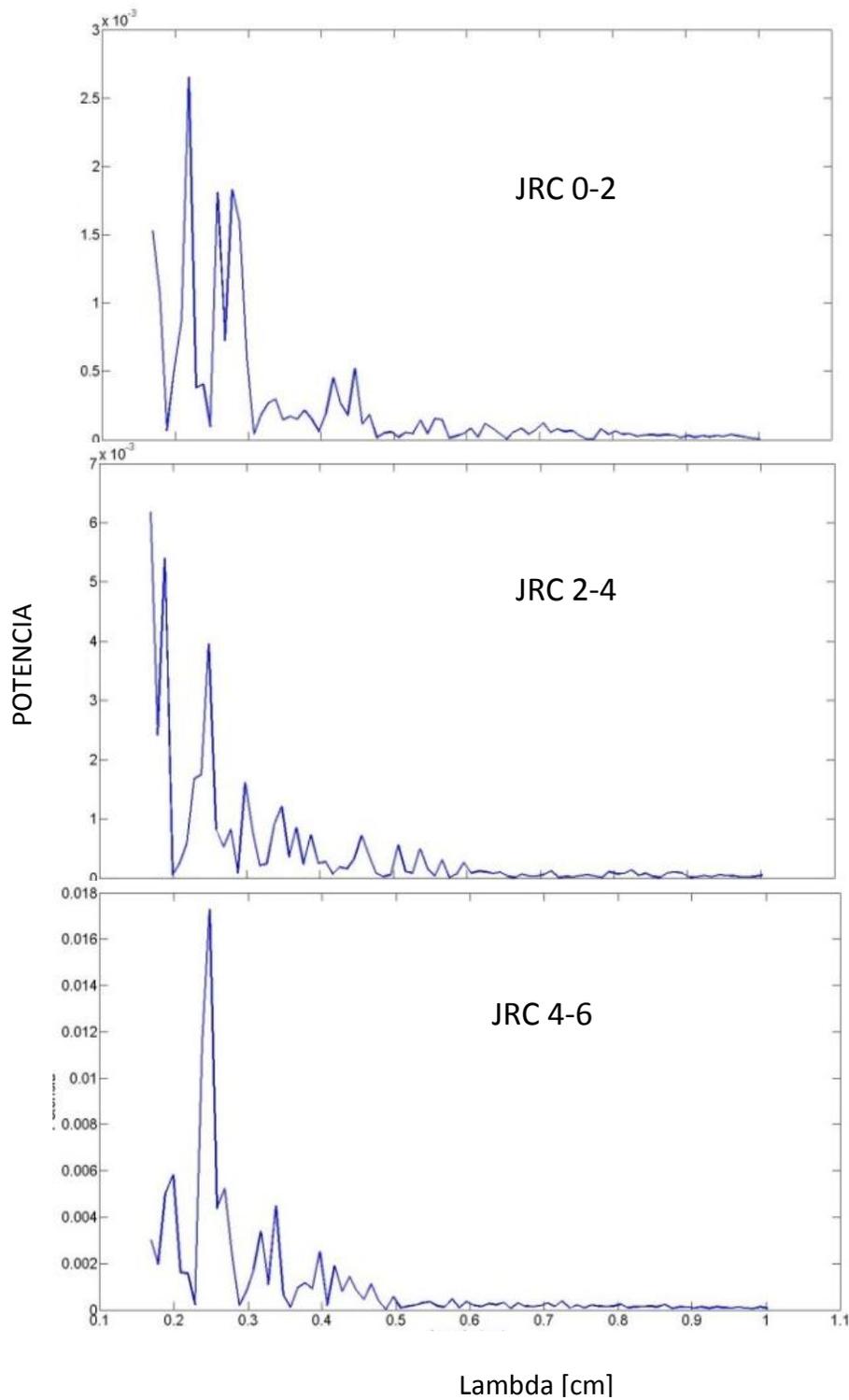
Donde JRC es el “*Joint Roughness Coefficient*”, DxA es la rugosidad y A es la amplitud del perfil. Los JRC se da en números enteros, por lo tanto el JRC obtenido de las ecuaciones 3.3 y 3.4 debe aproximarse al mayor entero contenido en el resultado.

3.2 Análisis espectral

Similarmente a como se hizo en el análisis fractal, para el análisis espectral se utilizan dos herramientas, las cuales son la transformada rápida de Fourier (FFT) y la transformada de Onditas. De allí se obtienen, respectivamente, las longitudes de ondas predominantes en cada perfil y la distribución de las longitudes de ondas relevantes a lo largo de los perfiles.

3.2.1 Transformada rápida de Fourier (FFT)

Cada uno de los perfiles del JRC fue digitalizado, generando una serie de 1000 datos que contienen distancia horizontal y altura; estos datos son cortados hasta la máxima potencia de dos contenida en el número de datos, y luego, aplicando el algoritmo FFT, se obtienen las potencias de cada perfil y éstas son graficadas contra la Longitud de onda (λ) (Figura 3-4, Figura 3-5, Figura 3-6 y Figura 3-7), permitiendo así conocer las longitudes de onda que mejor representan el perfil. La Figura 3-8 presenta los diferentes espectros de dos de los perfiles y las longitudes de onda predominantes, que por otro lado se resumen en la Tabla 3-4.

Figura 3-4: Espectros de potencia para los perfiles de JRC 0-2, 2-4, y 4-6.**Figura 3-5:** Espectros de potencia para los perfiles de JRC 6-8, 8-10, y 10-12.

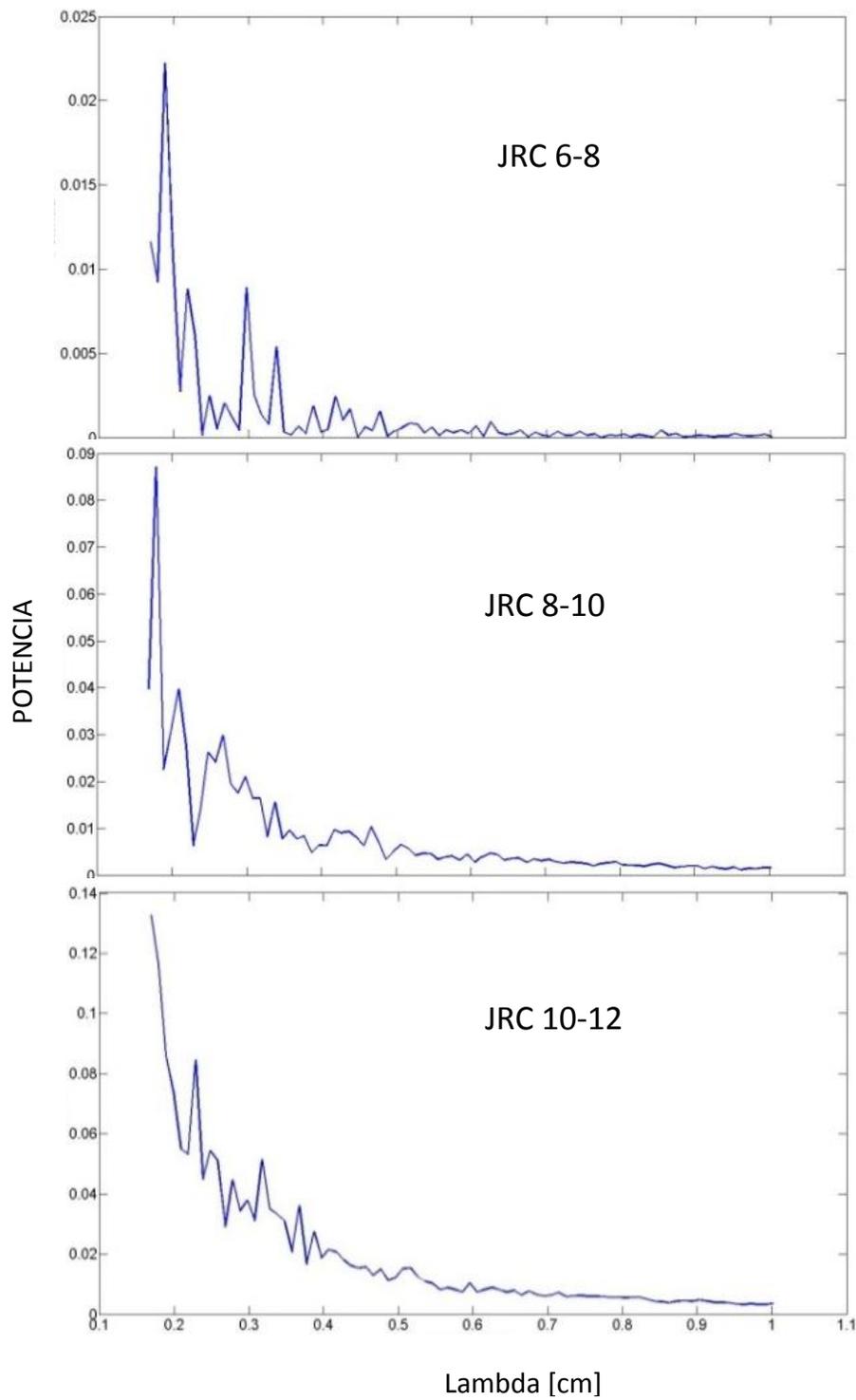


Figura 3-6: Espectros de potencia para los perfiles de JRC 12-14, 14-16, y 16-18.

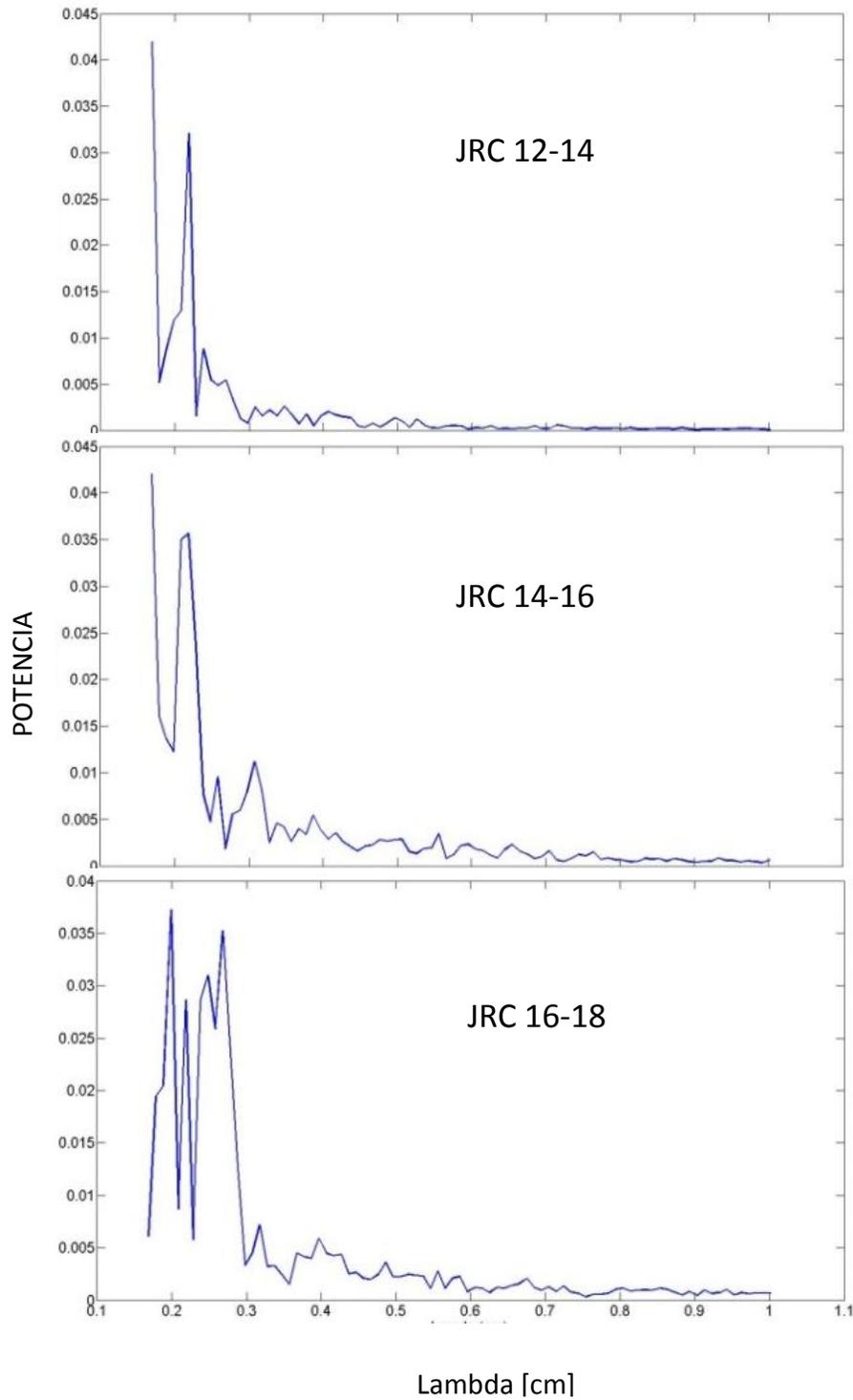


Figura 3-7: Espectro de potencia para el perfil JRC 18-20.

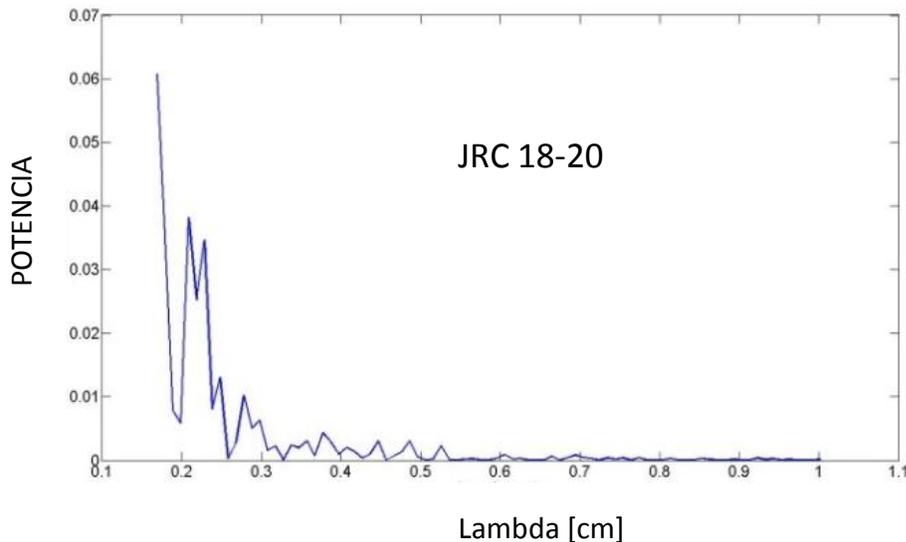
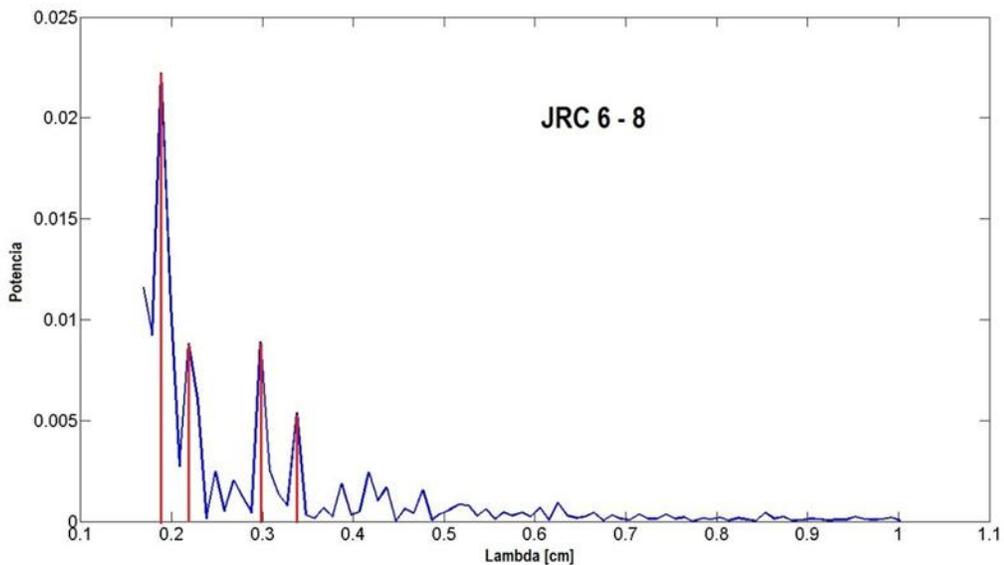
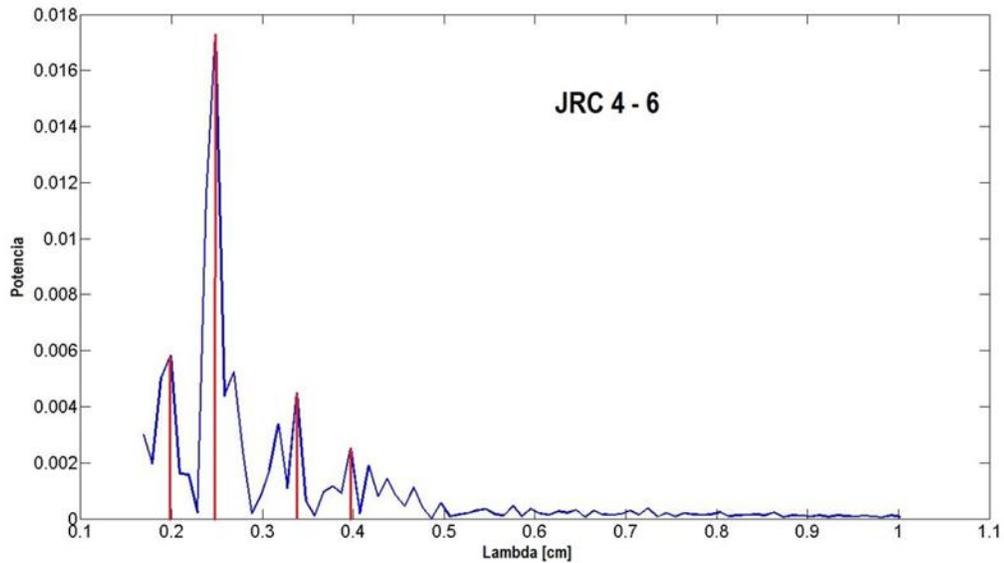


Tabla 3-4: Longitudes de onda predominantes de cada perfil obtenido a través de la transformada rápida de Fourier (FFT). La longitud de onda 1 corresponde a la de mayor potencia espectral.

JRC	Longitud de onda 1 (λ) [cm]	Longitud de onda 2 (λ) [cm]	Longitud de onda 3 (λ) [cm]	Longitud de onda 4 (λ) [cm]
0-2	0,22	0,25	0,28	0,45
2-4	0,19	0,25	0,3	0,35
4-6	0,2	0,25	0,34	0,4
6-8	0,19	0,215	0,3	0,34
8-10	0,18	0,21	0,27	0,34
10-12	0,23	0,28	0,32	0,37
12-14	0,22	0,24	0,27	
14-16	0,22	0,25	0,31	0,39
16-18	0,2	0,22	0,27	0,32
18-20	0,21	0,225	0,28	0,38

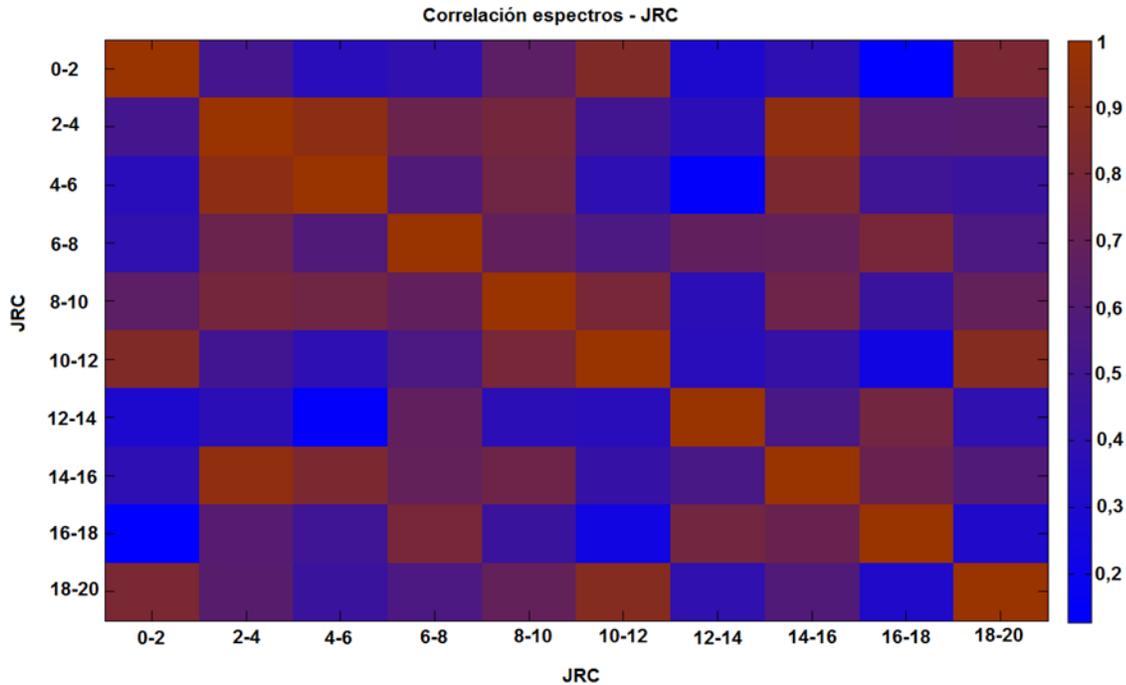
Figura 3-8: Espectros de potencia para los perfiles de JRC 4 - 6 (arriba) y JRC 6 - 8 (abajo), las rectas rojas señalan las potencias mayores, con lo cual se obtienen las longitudes de onda predominantes.



Posteriormente se determinó la correlación existente entre los diferentes espectros de los JRC (Figura 3-9), donde es posible observar que no existen patrones en la correlación de los JRC. Sin embargo se puede apreciar que los perfiles JRC 2-4, 4-6 y 14-16, presentan correlaciones media-altas con diferentes perfiles de JRC; además, la correlación más

alta (0,9322) se da entre los perfiles 2-4 y 14-16, mostrando que un espectro de un perfil suave es muy similar a uno de un perfil rugoso, al menos en las longitudes de onda que predominan, siendo esto un problema del método de análisis, ya que no distingue del perfil suave al rugoso.

Figura 3-9: Correlación entre los espectros del JRC.



3.2.2 Transformada de onditas (Wavelet transform)

De igual manera a como se realizó con la FFT, se tomaron los diez (10) perfiles del JRC y se les aplicó la transformada de onditas, utilizando como ondita madre la Daubechies 5 (Daubechies, 1990), obteniendo para cada perfil la distribución de las longitudes de onda predominantes en cada nivel, los coeficientes para cada uno de ellos, y para cada uno de los cinco primeros niveles se aplicó la transformada de Fourier, lo cual permite saber cuáles son las longitudes de onda predominantes en esos niveles. Las figuras 17 y 18, muestran los coeficientes en los distintos niveles, las descomposiciones espectrales y la transformada de Fourier de cada nivel de descomposición, así como el perfil del JRC 12-14.

Figura 3-10: Análisis de onditas para el perfil del JRC 12-14. Descomposición espectral en onditas para cinco niveles (arriba) y longitudes de onda predominante en cada nivel (abajo), luego de aplicar la transformada de Fourier (abajo).

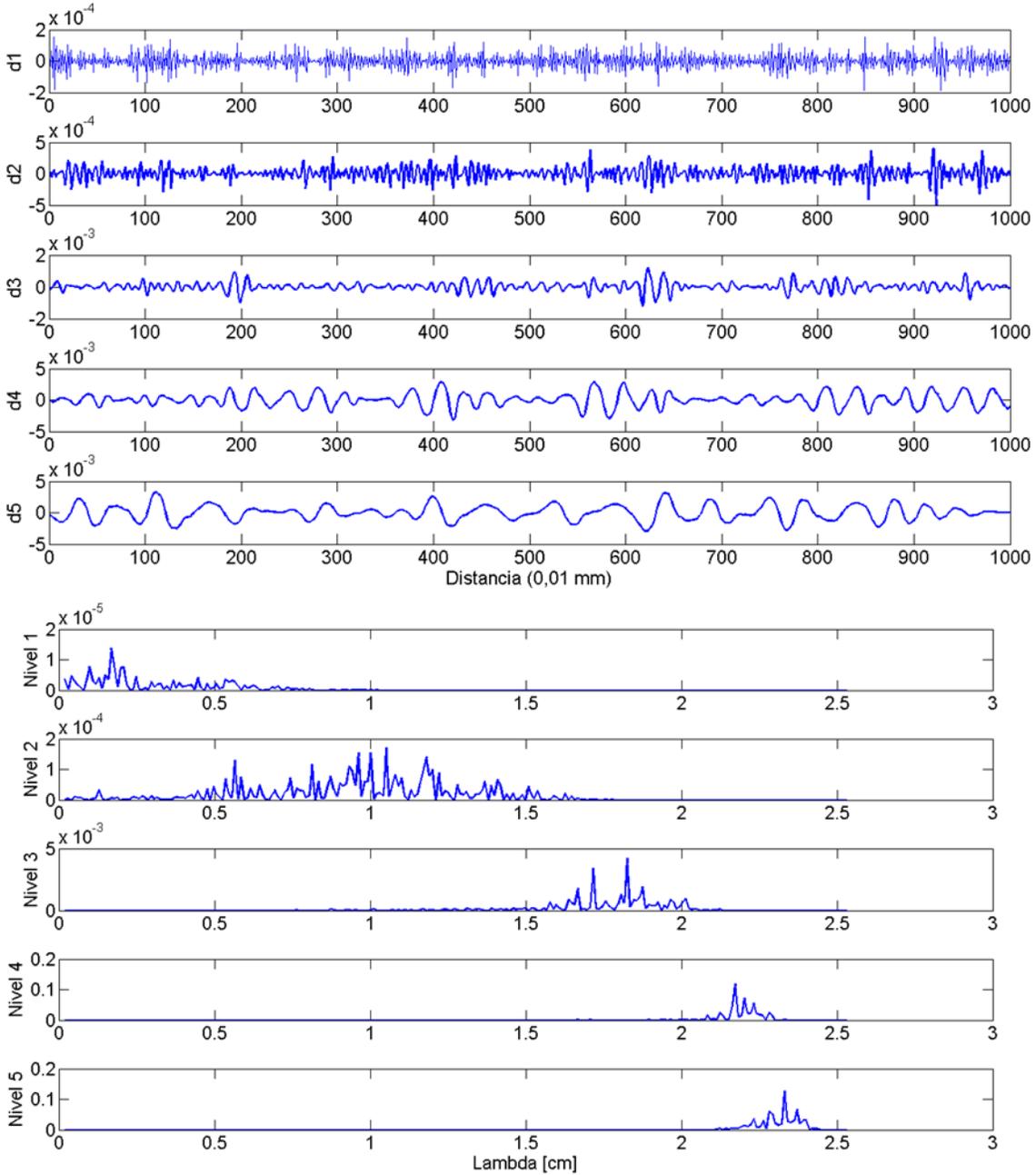
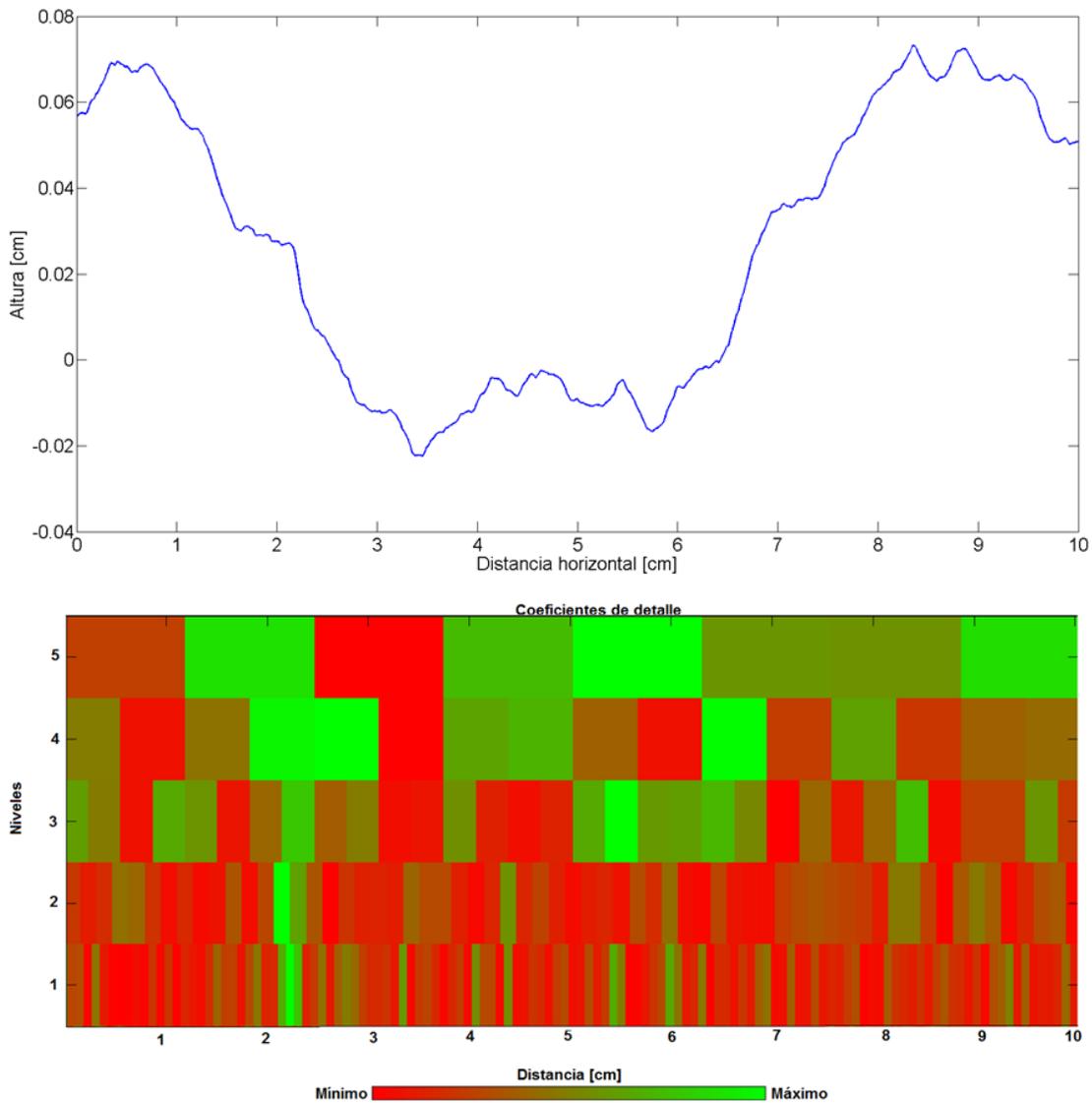


Figura 3-11: Perfil JRC 12- 14 (arriba), coeficientes de la transformada de onditas utilizando cinco niveles (abajo).



Comparando todas las descomposiciones espectrales al igual que los coeficientes de Onditas, no se observaron patrones que indicarán un comportamiento espectral parecido. Sin embargo, el anterior resultado no develaba los detalles suficientes requeridos para un análisis posterior, por lo que se procedió a obtener los valores que estuvieran por encima del valor medio en cada nivel de la transformada de onditas, y de allí obtener el coeficiente de asimetría, para determinar hacia qué parte del perfil se encuentran concentradas las longitudes de onda; la Tabla 3-5 muestra los diferentes coeficientes de asimetría para cada JRC, discretizado por niveles.

Tabla 3-5: Coeficientes de asimetría de los distintos niveles de la transformada de ondas para cada JRC.

		Niveles				
		1	2	3	4	5
JRC	0-2	-0,22592	0,04559	0,06907	0,44061	0,17322
	2-4	-0,00800	-0,11228	-0,03309	0,39796	-*
	4-6	-0,09995	0,09824	0,27180	0,19646	0,97941
	6-8	-0,10067	0,21881	0,06766	0,02971	0,40718
	8-10	0,09864	0,10302	0,00453	0,08873	0,10779
	10-12	-0,04743	0,07992	0,06579	-0,28673	0,07464
	12-14	-0,00258	0,08744	0,41355	-0,00276	-*
	14-16	-0,00106	0,16717	-0,21610	0,15073	0,13506
	16-18	0,00779	-0,11328	0,04932	0,09130	0,17946
	18-20	-0,06942	0,05674	-0,01394	-0,10326	0,23567

**No se calcularon ya que no hay suficientes datos para generar el histograma.*

Las longitudes de onda que se muestran en las transformadas de ondas, son la longitud de onda corta ($\lambda= 0,2$ cm), longitud de onda media corta ($\lambda= 0,4$ cm), longitud de onda media ($\lambda= 0,8$ cm), longitud de onda media larga ($\lambda= 1,4$ cm), y longitud de onda larga ($\lambda= 2,5$ cm); de acuerdo a las longitudes de onda de cada nivel y los resultados de la asimetría, los JRC muestran lo siguiente:

JRC 0-2. Las longitudes de onda corta están predominando en la segunda mitad del perfil, al igual que las longitudes de onda media larga y larga, pero se puede observar que las longitudes de onda media corta y media están predominando en la primera mitad del perfil.

JRC 2-4. Todas las longitudes de onda, desde la corta hasta la larga se encuentran predominando en la primera mitad del perfil.

JRC 4-6. Las longitudes de onda corta a media, se concentran en la primera mitad del perfil, mientras que las de onda media larga y larga se concentran en la segunda mitad de éste.

JRC 6-8. Presenta la misma tendencia que el JRC 4-6.

JRC 8-10. Todas las longitudes de onda, desde la corta hasta la larga se concentran en la segunda mitad del perfil.

JRC 10-12. La longitud de onda media se encuentra predominando en la primera parte del perfil, mientras que las otras longitudes de onda predominan en la segunda mitad de éste.

JRC 12-14. En la primera mitad del perfil están predominando las longitudes de onda corta a media, y las longitudes de onda media larga y larga, en la segunda mitad.

JRC 14-16. Las longitudes de onda media larga se encuentran predominando en la primera mitad del perfil, mientras las otras longitudes de onda predominan hacia la segunda mitad.

JRC 16-18. En la primera mitad del perfil se encuentran predominando las longitudes de onda corta y medio larga, y en la segunda mitad las longitudes de onda medio corta, media y larga.

JRC 18-20. Tanto la longitud de onda corta como la longitud de onda media predominan en la primera mitad, por otro lado en la segunda mitad de éste las longitudes de onda medio corta, medio larga y larga están concentrándose.

De la descripción anterior se puede deducir que existen 8 patrones diferentes en los cuales se están organizando las longitudes de onda dentro de los perfiles del JRC; pero los JRC 0-2, JRC 4-6 y JRC 6-8 están mostrando un patrón similar.

4. Análisis fractal y espectral de perfiles de superficies de discontinuidades de roca

Basado en los perfiles obtenidos de las tres muestras tomadas, a las que se hace referencia en el capítulo 2, se les aplicó simultáneamente los análisis fractal y espectral empleados en el capítulo 3 a los perfiles JRC. En total fueron analizados por cada muestra 12 perfiles obtenidos cada 15 grados.

4.1 Análisis fractal

Se obtuvieron la dimensión fractal (D), la amplitud del perfil (A), la rugosidad (DxA) y el JRC (*“Joint Roughness Coefficient”*) de cada uno de los perfiles en cada muestra; además, fue también posible detectar la anisotropía existente en cada muestra.

En las Tabla 4-1, Tabla 4-2 y Tabla 4-3, se muestran las propiedades fractales (Dimensión fractal, amplitud del perfil y rugosidad), y el JRC (calculado y aproximado a los intervalos), en direcciones diferentes dentro de las muestras.

Tabla 4-1: Propiedades fractales y JRC de los perfiles de la muestra 1.

Perfil	Dimensión fractal (D)	Amplitud del perfil (A) *10 ⁻⁴	Rugosidad (DxA) *10 ⁻⁴	JRC (calculado)	JRC
293	1,6476	0,0224	0,0369	6,68854323	6-8
308	1,3606	0,0421	0,0572	8,80864812	8-10
323	1,6396	0,0202	0,0331	6,24132178	6-8
338	1,2983	0,0197	0,0256	5,30702478	4-6
353	1,6021	0,0301	0,0482	7,90746308	6-8
8	1,2204	0,0255	0,0311	6,00158242	6-8
23	1,3288	0,0143	0,0191	4,40978904	4-6
38	1,3383	0,0410	0,0548	8,57395949	8-10
53	1,3738	0,0289	0,0397	6,9993616	6-8
68	1,4919	0,0165	0,0245	5,17174318	4-6
83	1,5035	0,0178	0,0267	5,45801892	4-6
98	1,5903	0,0214	0,034	6,34274667	6-8

Tabla 4-2: Propiedades fractales y JRC de los perfiles de la muestra 2.

Perfil	Dimensión fractal (D)	Amplitud del perfil (A) *10 ⁻⁴	Rugosidad (DxA) *10 ⁻⁴	JRC (calculado)	JRC
330	1,1789	0,0743	0,0876	11,5117169	10-12
345	-*	-*	-*	-*	-*
0	1,4042	0,0119	0,0167	4,05775466	4-6
15	1,2045	0,0443	0,0533	8,42734474	8-10
30	1,1268	0,0824	0,0929	11,94302	10-12
45	1,2229	0,0112	0,0137	3,58728175	2-4
60	1,2341	0,0865	0,107	13,033882	12-14
75	1,3853	0,0298	0,0413	7,17197842	6-8
90	1,1655	0,0376	0,0438	7,44634768	6-8
105	1,0279	0,0116	0,0119	3,28168941	2-4
120	1,2592	0,0142	0,0179	4,24318408	4-6
135	1,3098	0,0126	0,0164	4,02002567	4-6

* No se estimaron debido a que la dimensión fractal se encontraba por debajo de la dimensión topológica, principalmente debido a la antipersistencia de los puntos.

Tabla 4-3: Propiedades fractales y JRC de los perfiles de la muestra 3.

Perfil	Dimensión fractal (D)	Amplitud del perfil (A) *10 ⁻⁴	Rugosidad (DxA) *10 ⁻⁴	JRC (calculado)	JRC
220	1,4937	0,0184	0,0275	5,55081319	4-6
235	-*	-*	-*	-*	-*
250	1,6229	0,0154	0,025	5,2303184	4-6
265	1,5938	0,0181	0,0289	5,72826015	4-6
280	1,1805	0,0454	0,0536	8,45108986	6-8
295	1,4429	0,00977	0,0141	3,64705759	2-4
310	-*	-*	-*	-*	-*
325	1,3076	0,0103	0,0135	3,54563582	2-4
340	1,1799	0,0191	0,0226	4,90782281	4-6
355	1,5635	0,036	0,0563	8,7131294	8-10
10	1,1378	0,0271	0,0308	5,97031156	4-6
25	1,3456	0,0304	0,0409	7,13512552	6-8

* No se estimaron debido a que la dimensión fractal se encontraba por debajo de la dimensión topológica, principalmente debido a la antipersistencia de los puntos.

Posteriormente, se elaboraron diagramas de anisotropía, los cuales muestran la variación de cada una de estas propiedades con el cambio de dirección de la muestra (Figuras 19, 20, 21 y 22).

Figura 4-1: Distribución de la dimensión fractal en diferentes direcciones dentro de las muestras, arriba izquierda muestra 1, arriba derecha muestra 2, y abajo muestra muestra 3. La línea azul muestra la dirección de buzamiento real.

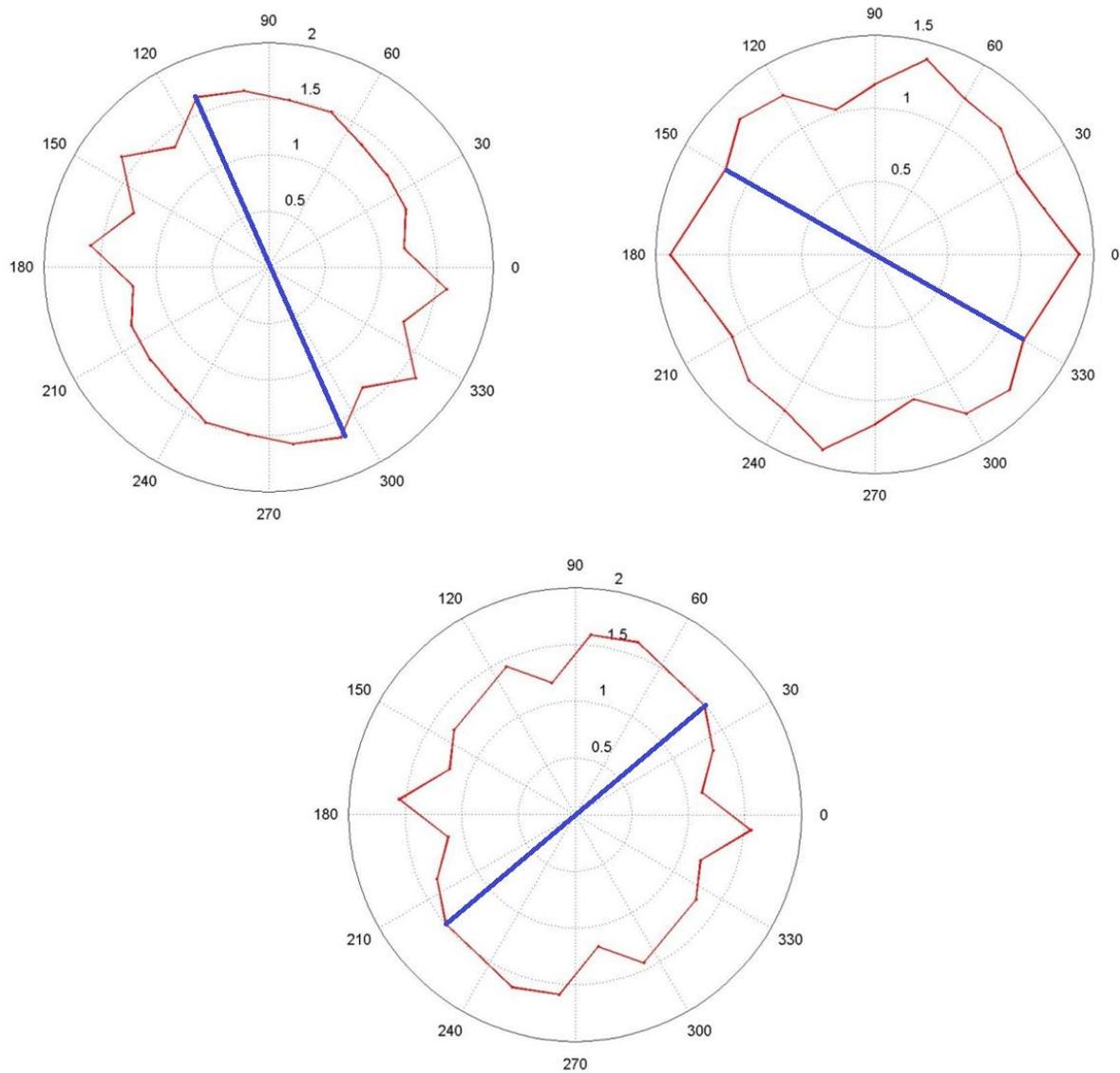


Figura 4-2: Distribución de la amplitud del perfil en diferentes direcciones dentro de las muestras, arriba izquierda muestra 1, arriba derecha muestra 2, y abajo muestra 3. La línea azul muestra la dirección de buzamiento real.

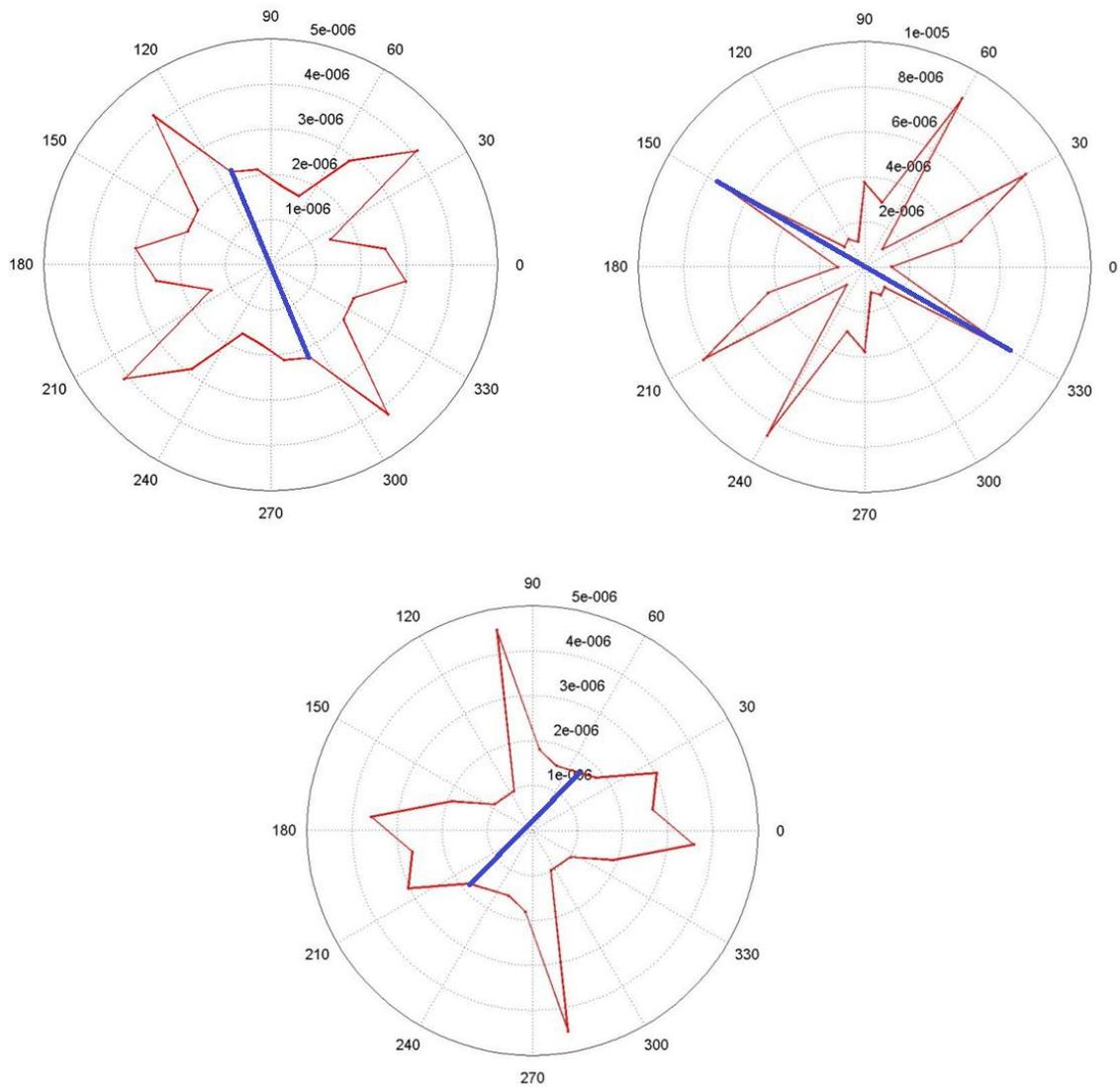


Figura 4-3: Distribución de la rugosidad (DxA) en diferentes direcciones dentro de las muestras, arriba izquierda muestra 1, arriba derecha muestra 2, y abajo muestra 3. La línea azul muestra la dirección de buzamiento real.

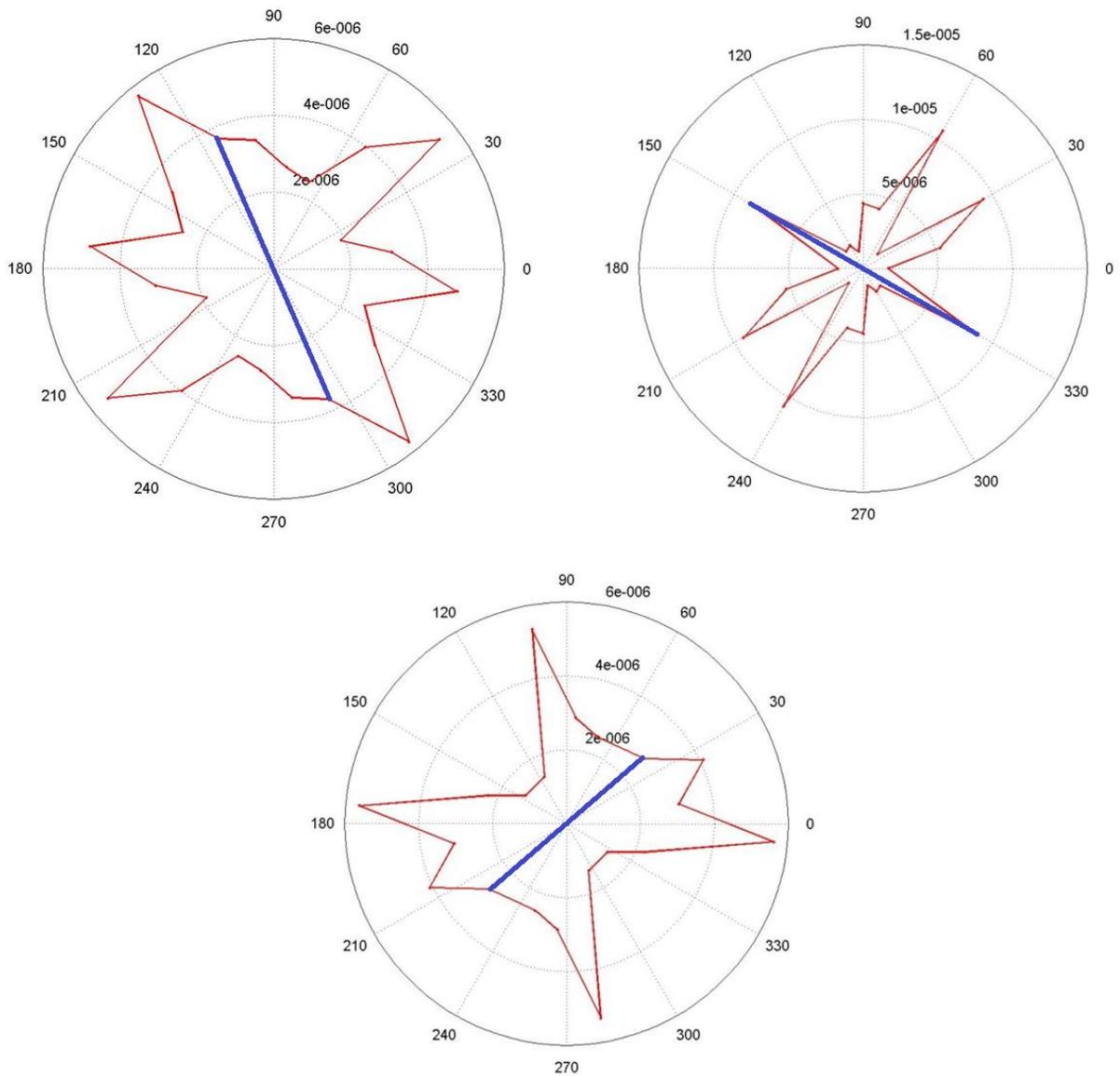
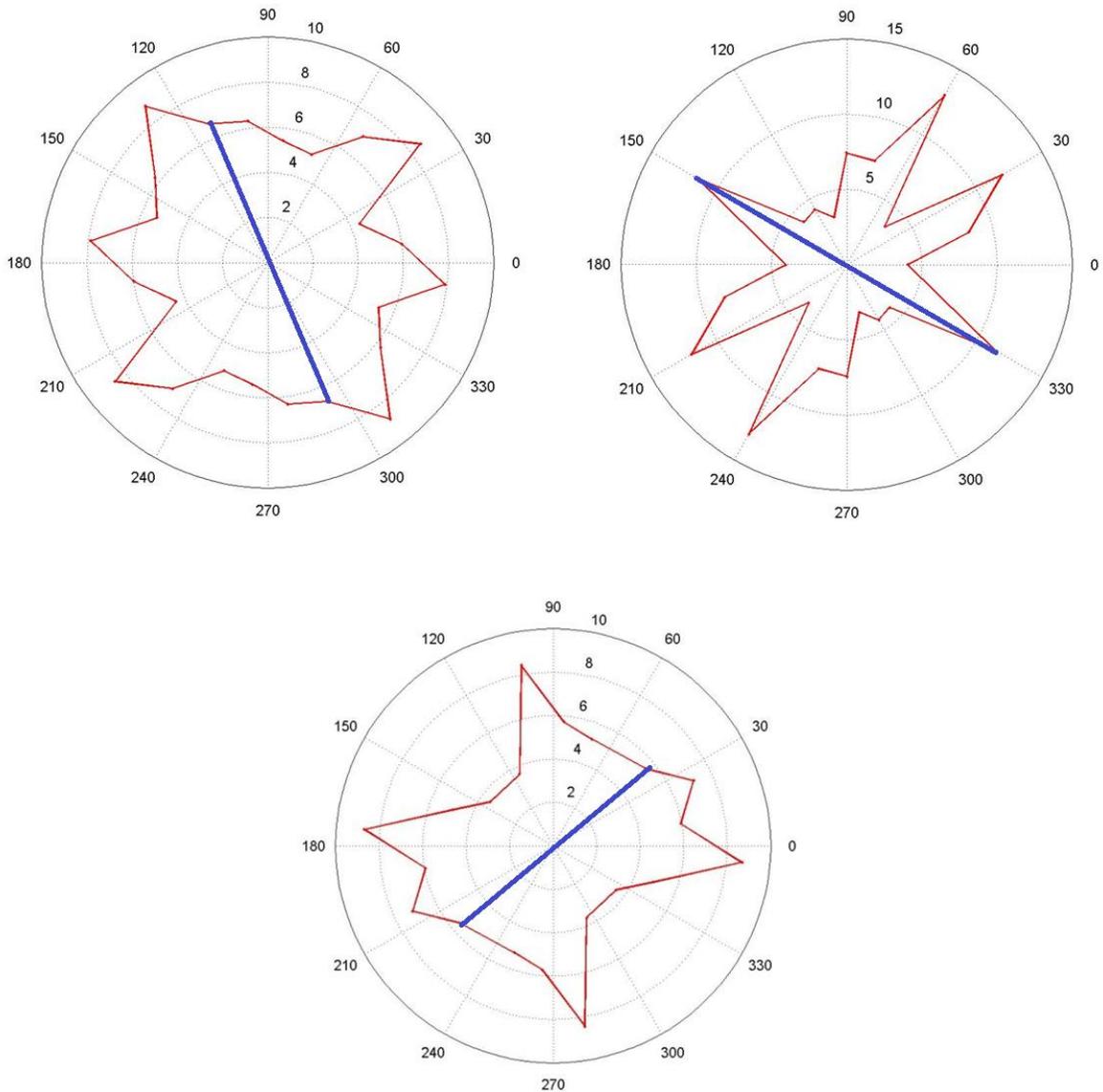


Figura 4-4: Distribución del JRC en diferentes direcciones dentro de las muestras, arriba izquierda muestra 1, arriba derecha muestra 2, y abajo muestra 3. La línea azul muestra la dirección de buzamiento real.



De las tablas y figuras mostradas se puede concluir lo siguiente:

La dimensión fractal en las muestras 1, 2 y 3, está presentando un patrón homogéneo y una anisotropía débil.

La amplitud del perfil y la rugosidad presentan un comportamiento anisotrópico; sin embargo, sólo en la muestra 2 existe una correlación entre la dirección del buzamiento

real y las direcciones preferenciales; es en esta muestra donde se pueden observar los cambios más evidentes de las direcciones, las cuales en cada muestra se comportan de la siguiente forma: la muestra 1 presenta una mayor rugosidad en las direcciones (120,40, 170); la muestra 2, es más rugosa en las direcciones (60,150, 30); la muestra 3 tiene como valores preferenciales de las altas rugosidades, los valores (170, 100).

Similarmente, como se observa en la variable amplitud del perfil y rugosidad, la variable JRC obtenida a partir de la ecuación 3.3, presenta también patrones anisotrópicos, los cuales están bastante influenciados por la amplitud del perfil, dado que los bajos valores de ésta enmascaran la dimensión fractal; la muestra 1 presenta una mayor JRC en las direcciones (40, 130, 170); la muestra 2 tiene mayores JRC en las direcciones (60,30,150); en la muestra 3 los JRC mayores encuentran en las direcciones (170,100).

4.2 Análisis espectral

Similar a lo realizado en el capítulo 3, se realizaron las transformadas de Fourier y de Onditas a los perfiles de las diferentes muestras, obteniendo así las longitudes de onda más representativas de ellos, el espectro del Fourier, y la distribución de las longitudes de onda predominantes en cada nivel de descomposición y sus coeficientes.

4.2.1 Transformada de Fourier (FFT)

Con este análisis se obtuvieron las longitudes de onda predominantes y los espectros de Fourier de cada uno de los perfiles de las muestras; las

Tabla 4-4, Tabla 4-5 y

Tabla **4-6**, muestran las longitudes de onda más representativas de las muestras a través de los perfiles, y en la Figura 4-5,

Figura 4-6 y Figura 4-7, se tienen los espectros de Fourier de perfiles dentro de las muestras 1, 2 y 3, respectivamente.

Tabla 4-4: Resultados de la descomposición de Fourier para los perfiles de la muestra 1.

Orientación perfil	Longitud de onda 1 (λ) [cm]	Longitud de onda 2 (λ) [cm]	Longitud de onda 3 (λ) [cm]	Longitud de onda 4 (λ) [cm]
293	0,60	0,70	0,80	0,87
308	0,55	0,68	0,85	
323	0,53	0,62	0,7	0,79
338	0,62	0,74	0,79	0,93
353	0,57	0,61	0,72	0,83
8	0,52	0,63	0,81	0,93
23	0,58	0,64	0,79	0,83
38	0,56	0,63	0,71	0,90
53	0,57	0,61	0,74	0,79
68	0,59	0,67	0,86	1,15
83	0,53	0,59	0,95	
98	0,60	0,70	0,80	

Tabla 4-5: Resultados de la descomposición de Fourier para los perfiles de la muestra 2.

JRC	Longitud de onda 1 (λ) [cm]	Longitud de onda 2 (λ) [cm]	Longitud de onda 3 (λ) [cm]	Longitud de onda 4 (λ) [cm]
330	0,60	0,70	0,72	0,93
345	0,62	0,68	0,95	1,25
0	0,64	0,9	1,19	
15	0,56	0,61	0,79	
30	0,58	0,67	0,81	0,90
45	0,56	0,62	0,68	0,75
60	0,55	0,75	0,80	0,90
75	0,63	0,68	0,80	0,92
90	0,54	0,74	0,82	1,08
105	0,55	0,62	0,73	0,80
120	0,65	0,72	0,77	0,83
135	0,60	0,70	0,80	0,90

Tabla 4-6: Resultados de la descomposición de Fourier para los perfiles de la muestra 3.

JRC	Longitud de onda 1 (λ) [cm]	Longitud de onda 2 (λ) [cm]	Longitud de onda 3 (λ) [cm]	Longitud de onda 4 (λ) [cm]
220	0,60	0,80	0,75	0,70
235	0,55	0,62	0,77	0,83
250	0,65	0,75	0,80	
265	0,62	0,75	0,85	
280	0,62	0,77	0,96	
295	0,61	0,69	0,80	0,90
310	0,65	0,70	0,91	0,83
325	0,63	0,70	0,84	
340	0,70	0,85	1,20	
355	0,60	0,56	0,83	
10	0,59	0,78	0,90	
25	0,63	0,80	0,75	0,87

Figura 4-5: Espectro de potencias para el perfil en dirección 293 (dirección de buzamiento), en la muestra 1.

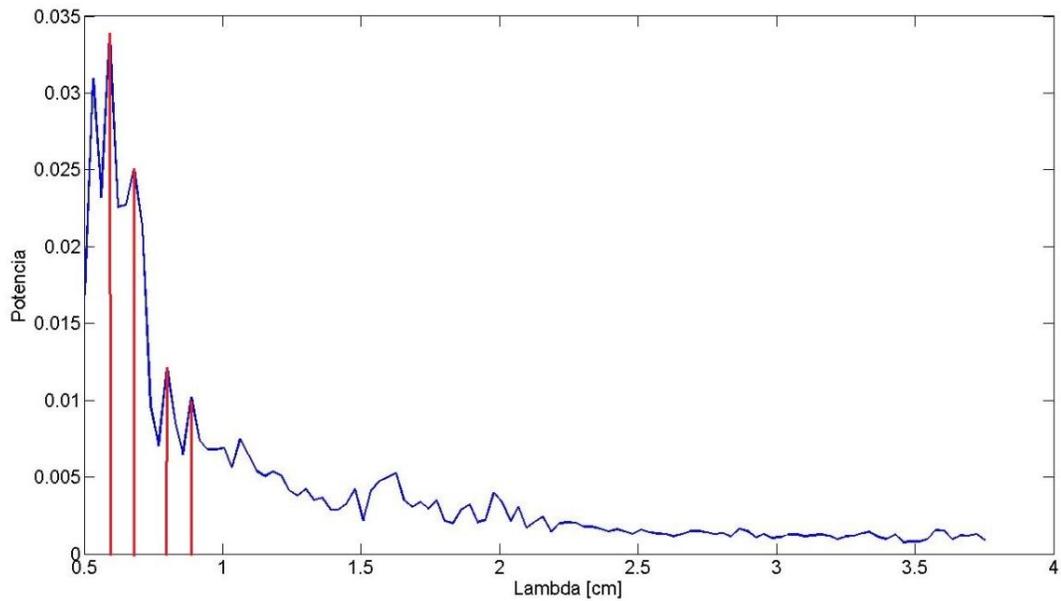


Figura 4-6: Espectro de potencias para el perfil en dirección 330 (dirección de buzamiento), en la muestra 2.

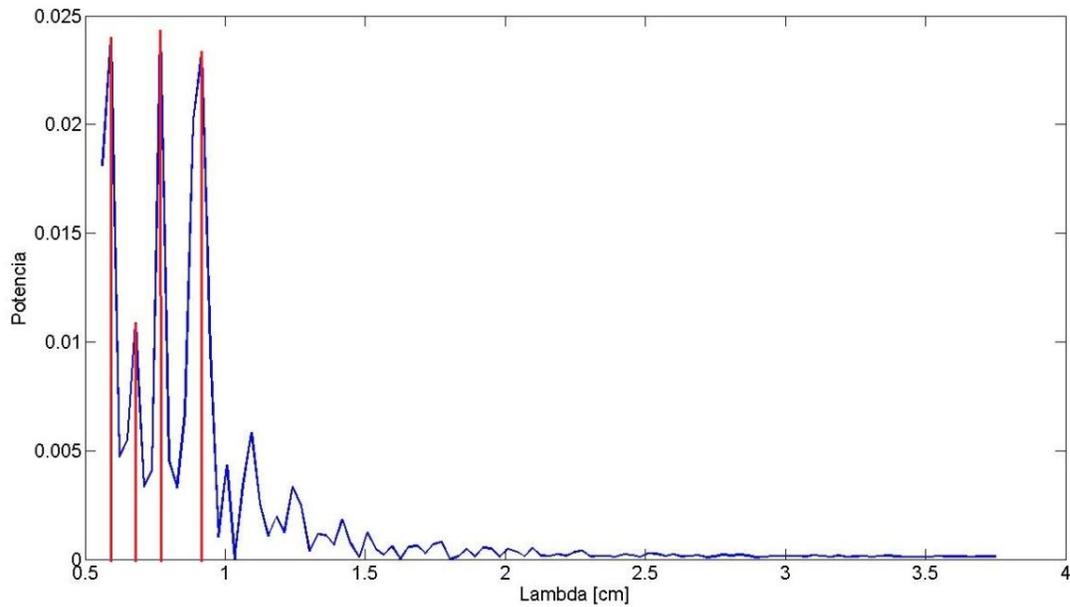
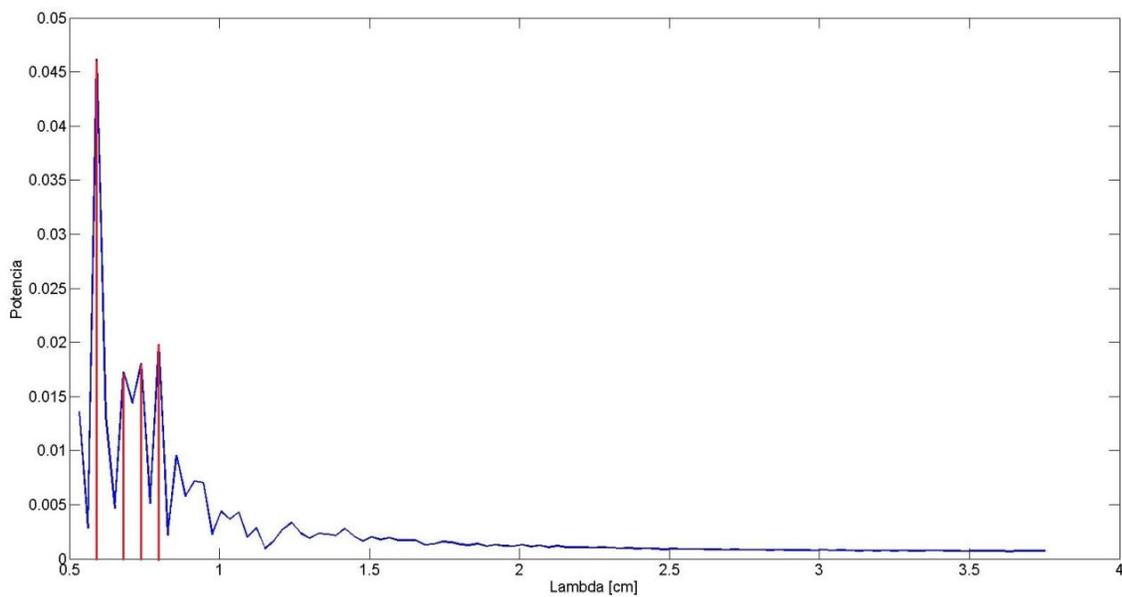


Figura 4-7: Espectro de potencias para el perfil en dirección 220 (dirección de buzamiento), en la muestra 3.



Simultáneamente se realizó una correlación cruzada del espectro de cada perfil con los espectros de los JRC obtenidos en el capítulo 3, buscando así el JRC que mejor se

ajuste a los perfiles de roca; la Tabla 4-7 muestra el JRC asociado a cada uno de los perfiles de las diferentes muestras, así como el coeficiente de correlación.

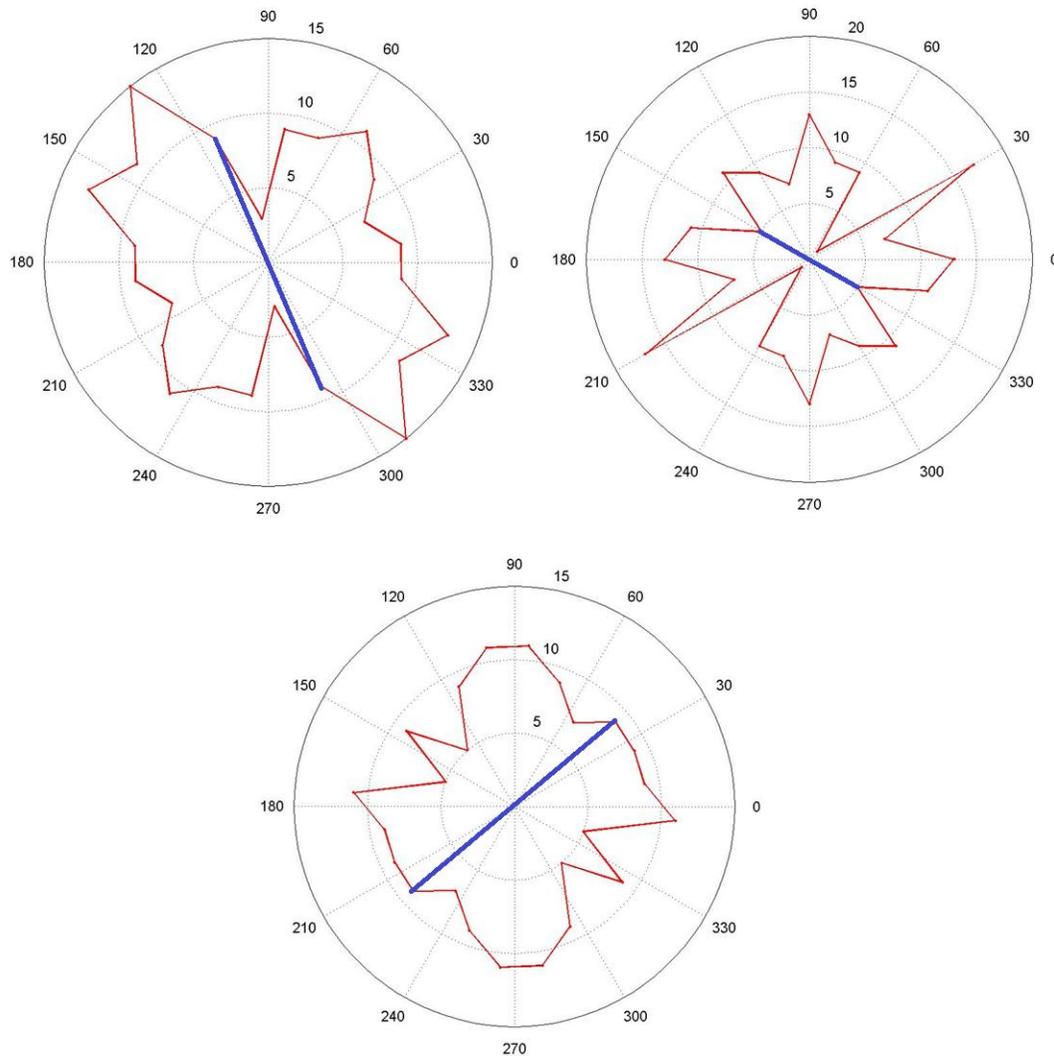
Tabla 4-7: Resultados de las correlaciones y JRC asociado a cada uno de los perfiles.

Muestra 1			Muestra 2			Muestra 3		
Orient. perfil	Coefi. correlación	JRC	Orient. perfil	Coefi. correlación	JRC	Orient. perfil	Coefi. correlación	JRC
293	0,92561	8-10	330	0,72488	4-6	220	0,94700	8-10
308	0,89282	14-16	345	0,80401	10-12	235	0,59397	6-8
323	0,91885	10-12	0	0,78246	14-16	250	0,84561	8-10
338	0,80870	12-14	15	0,58891	6-8	265	0,84148	10-12
353	0,91142	8-10	30	0,81021	16-18	280	0,84666	10-12
8	0,87885	8-10	45	0,86629	0-2	295	0,95647	8-10
23	0,87558	6-8	60	0,86193	8-10	310	0,89418	4-6
38	0,93435	8-10	75	0,86094	8-10	325	0,95807	8-10
53	0,89491	10-12	90	0,96624	14-16	340	0,91836	4-6
68	0,95516	8-10	105	0,84404	6-8	355	0,83746	10-12
83	0,94801	8-10	120	0,84742	8-10	10	0,91378	8-10
98	0,89766	2-4	135	0,87234	10-12	25	0,97517	8-10

Las longitudes de onda obtenidas de la Transformada de Fourier para cada uno de los perfiles, están mostrando que son muy similares entre sí dentro de la misma muestra, al igual que en las diferentes muestras; para la muestra 1, los valores de la longitud de onda predominante oscilan entre 0,52 y 0,60 cm, para la muestra 2 entre 0,54 y 0,65 cm, y para la muestra 3 entre 0,55 y 0,70 cm. Estas tendencias similares pueden interpretarse como una distribución espacial igual de la topografía de la superficie.

Por otro lado la correlación de los espectros de Fourier de los perfiles con los del JRC, permitió deducir patrones en la rugosidad, los cuales en cada muestra indican una situación en particular: Las muestras 1 y 3 presentan unos patrones en el JRC muy similares lo que indica una topografía en la superficie muy similar a lo largo de las distintas direcciones; sin embargo, la muestra 2, con patrones de JRC variables, indica cambios direccionales fuertes en la topografía de la superficie. Las anteriores interpretaciones se pueden apreciar en la Figura 4-8, la cual muestra cómo varía el JRC en cada dirección dentro de las muestras.

Figura 4-8: Distribución del JRC en diferentes direcciones dentro de las superficies de roca para la transformada de Fourier, muestra 1 (arriba izquierda), muestra 2 (arriba derecha), y muestra 3 (abajo).



4.2.2 Transformada de Onditas (Wavelet transform)

Empleando la transformada de onditas sobre los perfiles de las diferentes superficies de fractura, se obtuvieron de éstas las longitudes de onda predominantes a lo largo de los perfiles, las descomposiciones espectrales de los primeros cinco niveles (Figura 4-9) y los coeficientes de cada nivel (Figura 4-10); para la transformada se utilizó la ondita madre daubechies 5 (Daubechies, 1990).

Figura 4-9: Descomposición espectral de cada nivel (arriba), longitudes de onda predominante en cada nivel (abajo), muestra 2- perfil en dirección 220°.

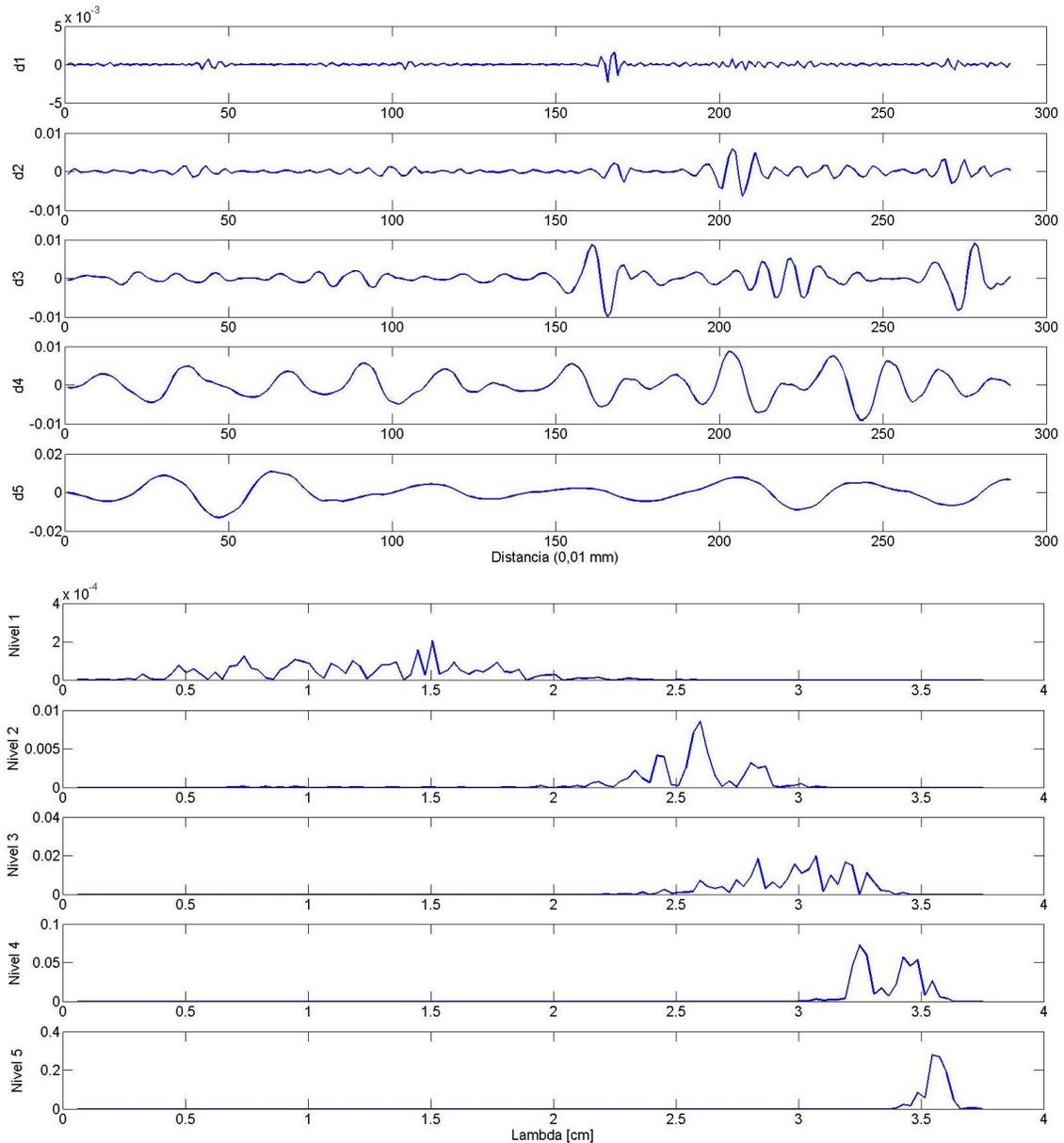
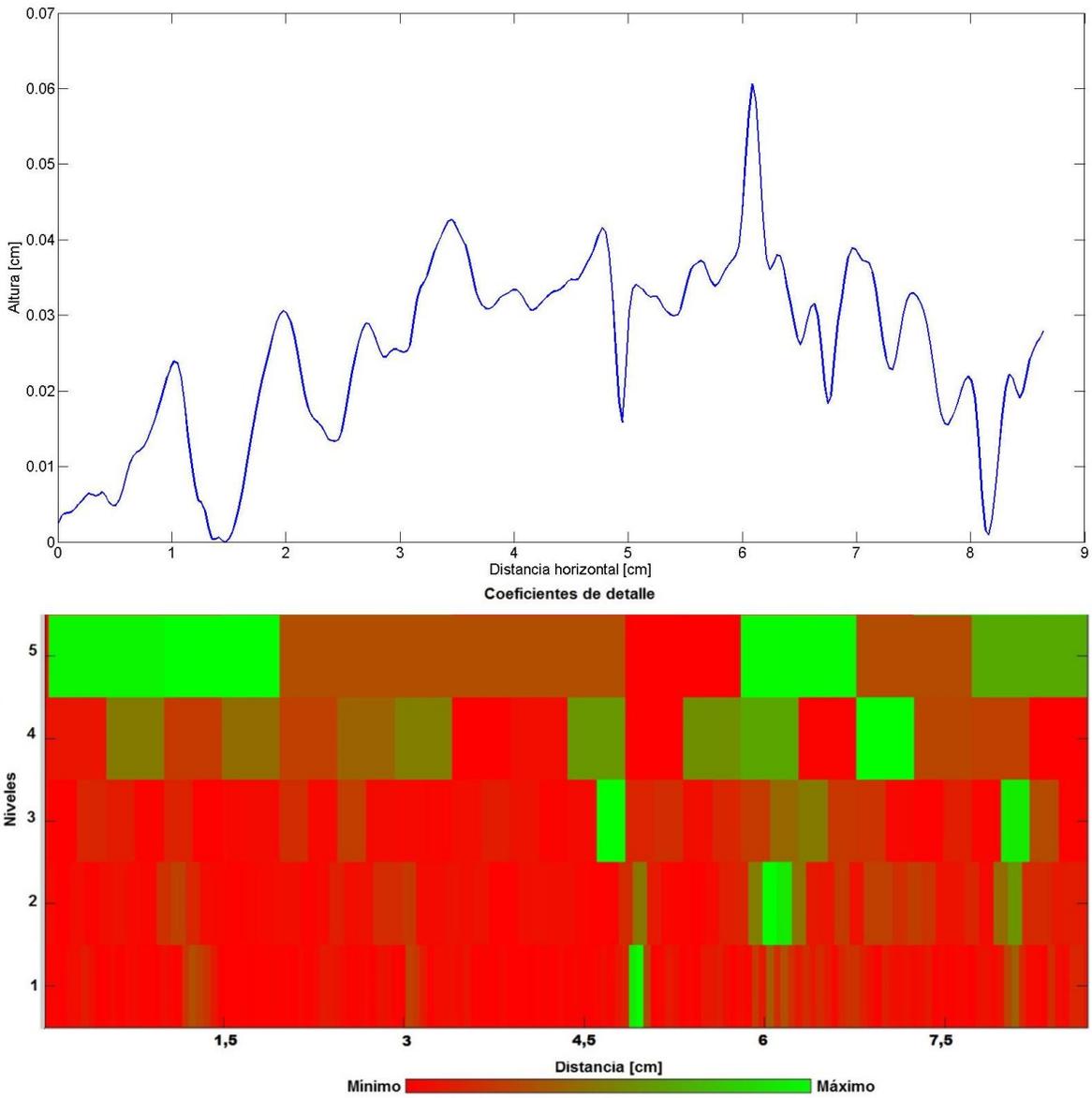


Figura 4-10: Perfil en dirección 220°- muestra 2 (arriba), coeficientes de la transformada de Onditas para el perfil anterior, utilizando siete niveles.



Debido a que los coeficientes de onditas no presentaban un patrón, se realizó una correlación cruzada de la descomposición espectral de cada nivel de los perfiles con cada nivel de los perfiles del JRC, luego se sumaron estos coeficientes de los cuales se obtuvo el JRC asociado a cada perfil (

Tabla 4-8).

Tabla 4-8: JRC asociado a la transformada de onditas, como resultado de la correlación cruzada.

Muestra 1		Muestra 2		Muestra 3	
Orientación perfil	JRC	Orientación perfil	JRC	Orientación perfil	JRC
293	16-18	330	12-14	220	16-18
308	14-16	345	14-16	235	
323	8-10	0	4-6	250	12-14
338	14-16	15	4-6	265	14-16
353	10-12	30	12-14	280	16-18
8	12-14	45	0-2	295	8-10
23	18-20	60	0-2	310	10-12
38	12-14	75	12-14	325	4-6
53	12-14	90	12-14	340	16-18
68	4-6	105	2-4	355	14-16
83	12-14	120	0-2	10	0-2
98	6-8	135	14-16	25	8-10

De la

Tabla **4-8**, se obtuvieron gráficos de la variación del JRC en cada una de las orientaciones de los perfiles, con las cuales se visualizó qué tanto cambiaba éste con la orientación en la muestra; de acuerdo a los gráficos (Figura 4-11) y resultados de la

Tabla 4-8, las muestras presentan una alta variabilidad de la rugosidad en las diferentes orientaciones tomadas; sin embargo, la muestra que presenta cambios más bruscos en el JRC es la muestra 2, por lo que se puede concluir que es la muestra con mayor anisotropía en términos de rugosidad; por otro lado, las muestras 1 y 3 presentan de igual manera cambios del JRC en las diferentes orientaciones, por lo que éstas presentan un grado de anisotropía mucho menor a la de la muestra 2.

En el análisis de la transformada de onditas, se compararon las descomposiciones espectrales de cada uno de los perfiles, buscando en ellas los puntos o zonas que tuvieran una mayor potencia espectral; de igual manera, como se hizo en el capítulo 3, se tomaron los valores que se encontraran por encima del valor medio de cada uno de los niveles, para luego calcular el coeficiente de asimetría y así determinar que patrón presenta cada perfil. A continuación una breve descripción de cada muestra:

Muestra 1: Las descomposiciones espectrales en cada nivel de cada uno de los perfiles se mantuvieron muy homogéneas, por lo que esta muestra tiende a tener una rugosidad relativamente isotrópica; por otro lado, los coeficientes de asimetría (Tabla 4-9) muestran que sólo tres perfiles presentan patrones similares a los del JRC. Éstos son el perfil en dirección 323°, el perfil en dirección 338°, y el perfil en dirección 68°. Las otras direcciones de los perfiles no se ajustaron a ningún patrón.

Muestra 2: Existen variaciones en las descomposiciones espectrales, principalmente en las longitudes de onda corta hasta las longitudes de onda media, lo que indica que esta muestra puede tener una rugosidad alta. En cuanto a los coeficientes de asimetría (Tabla 4-10), estos muestran que ninguno de los perfiles de la muestra está siguiendo algún patrón de los JRC.

Muestra 3: Presenta descomposiciones espectrales homogéneas, sin embargo, hay presencia de longitudes de onda media corta y media, que hacen que ésta presente una leve rugosidad, menos gruesa que la muestra 2. Los coeficientes de asimetría (Tabla 4-11), por otra parte, permiten observar que cuatro de los perfiles de la muestra tienen patrones similares a los JRC, los cuales son el perfil en dirección 250°, el perfil en dirección 265°, el perfil en dirección 355° y el perfil en dirección 10°; cabe mencionar que los otros perfiles no se adaptaron a los patrones del JRC.

Tabla 4-9: Coeficientes de asimetría para los perfiles de la muestra 1.

		Niveles				
		1	2	3	4	5
Orientación perfil	293	0,00919	-0,35232	0,31209	-0,13872	-0,07137
	308	0,03659	0,02327	-0,06614	0,03033	-0,00264
	323	-0,00394	0,10431	0,21272	-0,00259	0,13723
	338	0,05143	-0,39718	0,06384	0,38180	1,36E-15
	353	0,11676	-0,05516	0,02105	-0,22287	-0,28174
	8	-0,24150	0,00941	-0,02933	0,14156	-0,00711
	23	-0,06860	0,93723	2,27E-16	-0,26363	-0,12040
	38	0,03124	0,12805	-0,18797	0,11164	0,16932
	53	-0,03096	-0,77455	-0,14228	-0,67664	0,38703
	68	-0,28278	0,21190	-0,09021	-0,36963	0,32688
	83	-0,03033	0,08079	-0,23108	-0,04540	-0,07844
	98	2,28E-14	-0,17135	-0,03773	-0,09196	0,05370

Tabla 4-10: Coeficientes de asimetría para los perfiles de la muestra 2.

		Niveles				
		1	2	3	4	5
Orientación perfil	330	0,16787	0,07367	-0,02423	0,18997	0,53117
	345	0,06335	0,09158	-0,28633	-0,00199	0,02396
	0	0,69886	-0,54321	0,08696	-0,29250	0,22308
	15	-0,08586	0,13394	-0,25136	-0,44096	-0,01358
	30	-*	0,11793	-0,00944	0,25918	-0,24394
	45	0,14173	-0,52596	0,02942	-0,52191	0,09137
	60	-0,02635	-0,01424	-0,12496	-0,20457	0,32530
	75	0,05615	0,17907	-0,10157	-0,00827	0,21415
	90	-0,01982	-0,10373	-0,08700	0,16443	0,39851
	105	-0,44511	-0,47467	0,02236	-0,20406	0,95045
	120	-*	-0,05590	0,35932	0,65201	-0,12692
	135	0,21040	0,00974	-0,11303	0,64451	1,93E-15

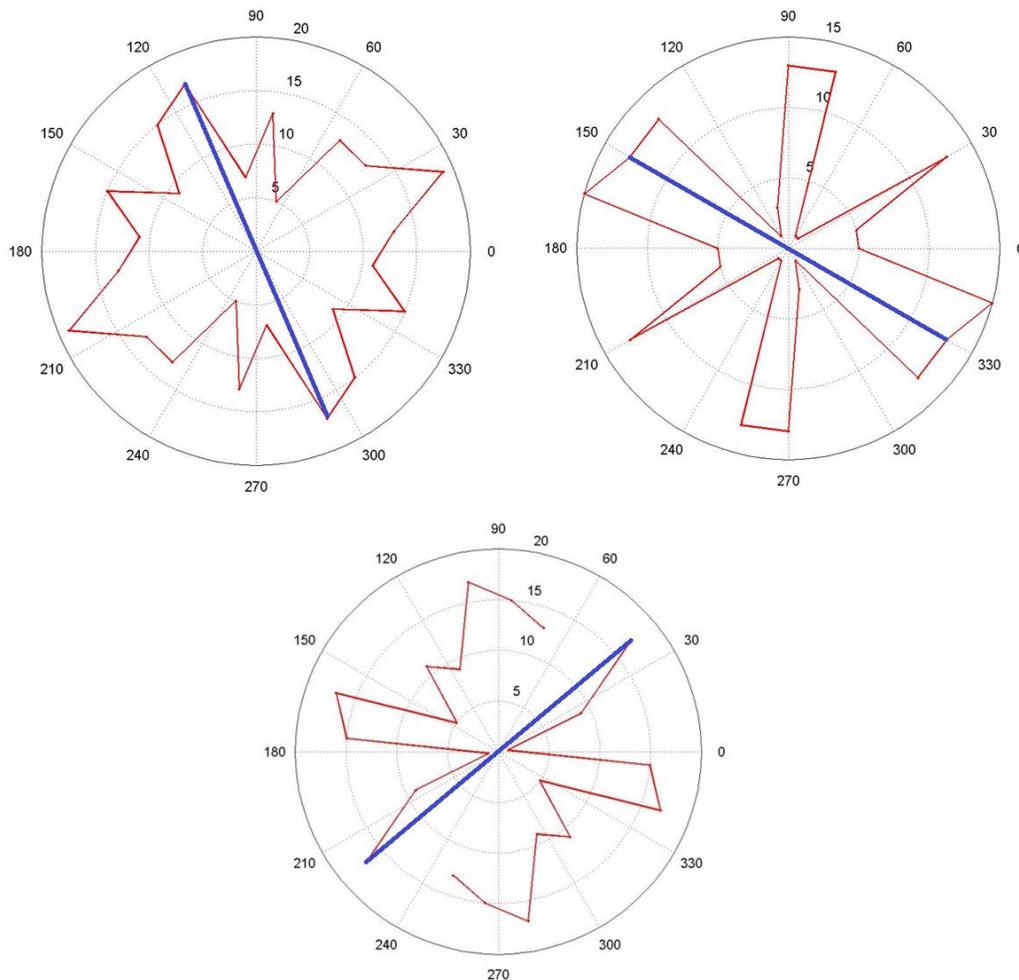
*

Tabla 4-11: Coeficientes de asimetría para los perfiles de la muestra 3.

		Niveles				
		1	2	3	4	5
Orientación perfil	220	-0,26080	-0,03323	-0,14106	0,12462	0,19405
	235	0,06050	0,13934	-0,07742	0,23472	-0,62163
	250	0,04220	-0,04339	0,05753	0,23250	0,29581
	265	0,02183	0,15690	0,03479	0,52400	0,40761
	280	-*	0,11460	-0,00858	0,04269	0,06642
	295	-0,16057	0,12543	-0,13146	-0,38263	-7,73E-16
	310	0,00345	-0,67456	-0,00845	-0,22757	-0,53632
	325	-0,02642	-0,00397	0,69581	-0,13212	-0,31463
	340	0,01164	0,11141	0,19499	-0,09610	-0,90675
	355	-0,10299	1,02261	0,89020	1,13842	1,70E-16
	10	0,51490	-0,04694	0,07507	0,57316	0,32321
	25	0,68567	-0,00210	-0,17062	-0,10407	0,76834

*

Figura 4-11: Distribución del JRC en diferentes direcciones dentro de las superficies de roca para la transformada de Onditas, muestra 1(arriba izquierda), muestra 2 (arriba derecha), y muestra 3 (abajo). Línea azul dirección de buzamiento real.



4.3 Rugosidad

El objetivo del análisis anterior era implementar un método fractal y/o espectral que lograra capturar la rugosidad de una superficie de fractura de roca. Ambos métodos fueron aplicados obteniendo de cada uno de ellos información diferente, y al comparar un método con otro los resultados de rugosidad no son similares.

El método fractal permite obtener de forma cuantitativa la rugosidad impregnada en la fractura de la roca, obteniendo de éste la dimensión fractal, la amplitud del perfil y posteriormente la rugosidad, ya sea el JRC o el término DxA. Los métodos espectrales también permiten obtener el JRC, pero en este caso es determinado a través de correlaciones cruzadas de los espectros de Fourier y de Onditas; sin embargo, aunque los métodos espectrales no dan cuantitativamente la rugosidad de la superficie, éstos permiten obtener información sobre las longitudes de onda predominantes. La amplitud del perfil puede ser una aproximación muy cercana a la aspereza de la superficie, ya que ésta contiene la amplitud promedio de la topografía de la superficie; por otro lado, el término DxA se puede considerar como la rugosidad del perfil, ya que éste tiene impregnado el valor de la amplitud del perfil y la geometría del perfil, y de allí se puede obtener también el JRC.

En términos de rugosidad, la muestra 2, a diferencia de las muestras 1 y 3, presenta cambios direccionales bruscos en el término de rugosidad y en el JRC, por lo que ésta puede considerarse más rugosa que las otras dos, característica evidenciada también en los diagramas de la transformada de Fourier y de Onditas (Figura 4-8 y Figura 4-11). En relación al flujo de agua, se puede decir que la muestra 2 tiende a tener una menor conductividad en relación con las otras dos muestras, ya que por lo descrito anteriormente, el fluido entra en contacto más seguido con la superficie o tiene que hacer un mayor recorrido en ella.

5. La conductividad hidráulica y la rugosidad

Basado en los resultados anteriormente obtenidos, se busca obtener la conductividad hidráulica de las fracturas muestreadas (muestra 1, 2 y 3); para ello se plantean tres escenarios posibles:

El primer escenario es tomar la ecuación 5.1 (Louis, 1967), de la cual la variable desconocida es la aspereza de la fractura (ε), la cual puede aproximarse a la amplitud del perfil, obtenida del análisis fractal (capítulo 4).

$$K = \frac{ge^3}{12\nu\left(1+8,8\left(\frac{\varepsilon}{D_h}\right)^{1,5}\right)} \quad (5.1)$$

Donde K es la conductividad hidráulica de la fractura, g es la aceleración de la gravedad, e es la abertura de la fractura, ν es la viscosidad cinemática del fluido, ε es la aspereza de la fractura ($\varepsilon \approx A$), y D_h es diámetro hidráulico ($D_h \approx 2e$); teniendo en cuenta las aproximaciones de la aspereza y el diámetro hidráulico la ecuación 5.1 queda re-escrita como la ecuación 5.2, y a partir de ésta se calcularon las conductividades hidráulicas para las tres muestras en cada una de las diferentes direcciones (Tabla 5-1).

$$K = \frac{ge^3}{12\nu\left(1+8,8\left(\frac{A}{2e}\right)^{1,5}\right)} \quad (5.2)$$

El segundo escenario es a partir de la ecuación 5.1, pero en este caso se reemplaza el término (ε/D_h) , el cual según la literatura es el término denominado rugosidad (Scesi & Gattioni, 2009), por el término D_xA , también denominado rugosidad (Kulilatilake et. al, 2006), dando así como resultado la ecuación 5.3, y calculado a través del análisis fractal del capítulo 4; similar a como se hizo en el primer escenario, se calcularon las conductividades hidráulicas para cada muestra, y cada uno de los perfiles (Tabla 5-1).

$$K = \frac{ge^3}{12\nu(1+8,8(DxA)^{1,5})} \quad (5.3)$$

Donde K es la conductividad hidráulica de la fractura, g es la aceleración de la gravedad, e es la abertura de la fractura, ν es la viscosidad cinemática del fluido y DxA es la rugosidad, obtenida del análisis fractal (capítulo 4).

El tercer escenario consiste en utilizar la ecuación 1.6, en donde la variable desconocida es el JRC, que para el caso fractal está plasmado en la tabla 4.x, y para el caso espectral se utilizan los valores de las tablas. De este escenario también se obtuvieron las conductividades hidráulicas correspondientes a las muestras 1, 2 y 3, mostradas en la Tabla 5-1 para el análisis fractal y en la Tabla 5-3 para el análisis espectral.

Tabla 5-1: Conductividades hidráulicas para cada uno de los diferentes escenarios (análisis fractal).

Muestra 1				Abertura= 0,05 mm		
Orientación	Amplitud del perfil (A)* 10 ⁻⁴	Rugosidad (DxA) * 10 ⁻⁴	JRC	K (ϵ/D_h) [m/s]* 10 ⁻⁸	K (DxA) [m/s]* 10 ⁻⁸	K (JRC) [m/s]* 10 ⁻⁸
293	0,0224	0,0369	7	1,0208032	1,0208333	0,2483013
308	0,0421	0,0572	9	1,0207558	1,0208332	0,2483013
323	0,0202	0,0331	7	1,0208076	1,0208333	0,2483013
338	0,0197	0,0256	6	1,0208085	1,0208333	0,2483014
353	0,0301	0,0482	8	1,0207864	1,0208332	0,2483013
8	0,0255	0,0311	7	1,0207968	1,0208333	0,2483013
23	0,0143	0,0191	5	1,0208179	1,0208333	0,2483015
38	0,0410	0,0548	9	1,0207588	1,0208332	0,2483013
53	0,0289	0,0397	7	1,0207892	1,0208333	0,2483013
68	0,0165	0,0245	6	1,0208144	1,0208333	0,2483014
83	0,0178	0,0267	6	1,0208120	1,0208333	0,2483014
98	0,0213	0,0339	7	1,0208053	1,0208333	0,2483013

Tabla 5-2: (Continuación).

Muestra 2			Abertura= 1,6 mm			
Orientación	Amplitud del perfil (A) * 10 ⁻⁴	Rugosidad (DxA) * 10 ⁻⁴	JRC	K (ϵ/D_h) [m/s] * 10 ⁻⁴	K (DxA) [m/s] * 10 ⁻⁴	K (JRC) [m/s] * 10 ⁻⁴
330	0,0743	0,0876	12	3,3450634	3,3450659	0,8136364
345	-*	-*	-*	-*	-*	-*
0	0,0119	0,0167	5	3,3450665	3,3450666	0,8136599
15	0,0443	0,0533	9	3,3450652	3,3450663	0,8136395
30	0,0824	0,0929	12	3,3450628	3,3450658	0,8136364
45	0,0112	0,0137	4	3,3450665	3,3450666	0,8136796
60	0,0865	0,107	14	3,3450625	3,3450656	0,8136355
75	0,0298	0,0413	8	3,3450658	3,3450664	0,8136416
90	0,0376	0,0438	8	3,3450655	3,3450664	0,8136416
105	0,0116	0,0119	4	3,3450665	3,3450666	0,8136796
120	0,0142	0,0179	5	3,3450664	3,3450666	0,8136599
135	0,0126	0,0164	5	3,3450664	3,3450666	0,8136599
Muestra 3			Abertura= 0,8 mm			
Orientación	Amplitud del perfil (A) * 10 ⁻⁴	Rugosidad (DxA) * 10 ⁻⁴	JRC	K (ϵ/D_h) [m/s] * 10 ⁻⁵	K (DxA) [m/s] * 10 ⁻⁵	K (JRC) [m/s] * 10 ⁻⁵
220	0,0184	0,0275	6	4,181322	4,181331	1,017052
235	-*	-*	-*	-*	-*	-*
250	0,0154	0,025	6	4,181333	4,181331	1,017052
265	0,0181	0,0289	6	4,181328	4,181331	1,017052
280	0,0454	0,0536	9	4,181320	4,181326	1,017046
295	0,00977	0,0141	4	4,181333	4,181332	1,017071
310	-*	-*	-*	-*	-*	-*
325	0,0103	0,0135	4	4,181330	4,181332	1,017071
340	0,0191	0,0226	5	4,181329	4,181331	1,017058
355	0,036	0,0563	9	4,181333	4,181326	1,017046
10	0,0271	0,0308	6	4,181332	4,181330	1,017052
25	0,0304	0,0409	8	4,181333	4,181329	1,017047

* No se estimaron debido a que la dimensión fractal se encontraba por debajo de la dimensión topológica, principalmente debido a la antipersistencia de los puntos.

De la Tabla 5-1, se puede evidenciar que la conductividad hidráulica calculada en el escenario 1 y 2 escenario 1 y 2 son muy similares, y que sólo difieren a partir de la quinta cifra decimal, mientras que mientras que en el escenario 3 se dan valores menores a los otros dos escenarios; esto puede ser producto de las múltiples manipulaciones que se hicieron para obtener el valor del JRC. Por otro lado si se comparan los resultados obtenidos en la tabla 5-1 con los obtenidos en obtenidos en la tabla 5-2, los valores del escenario 3 se siguen manteniendo los órdenes de de magnitud tanto para el análisis fractal como el análisis espectral, y sólo se evidencian cambios cambios pequeños en la 8 u 9 cifra significativa. Para estos casos la abertura está jugando un papel

jugando un papel determinante en el cálculo de la conductividad hidráulica, ya que con las ecuaciones que se usan se le da mucho peso a ésta. Las

Tabla 5-4: (Continuación).

Muestra 3			Abertura= 0,8 mm	
Orientación Perfil.	JRC (Fourier)	JRC (Onditas)	K (Fourier) [m/s] * 10 ⁻⁵	K (Onditas) [m/s] * 10 ⁻⁵
220	8-10	16-18	1,0170456	1,0170426
235	6-8	-*	1,0170489	-*
250	8-10	12-14	1,0170456	1,0170433
265	10-12	14-16	1,0170441	1,0170429
280	10-12	16-18	1,0170441	1,0170426
295	8-10	8-10	1,0170456	1,0170456
310	4-6	10-12	1,0170583	1,0170441
325	8-10	4-6	1,0170456	1,0170583
340	4-6	16-18	1,0170583	1,0170426
355	10-12	14-16	1,0170441	1,0170429
10	8-10	0-2	1,0170456	1,0179661
25	8-10	8-10	1,0170456	1,0170456

*El método no permitió obtener el JRC para este perfil.

Figura 5-1, Figura 5-2 y Figura 5-3, muestran si existe anisotropía en la conductividad hidráulica para las muestras 1, 2 y 3, respectivamente.

Tabla 5-3: Conductividades hidráulicas para el escenario a través del análisis espectral.

Muestra 1			Abertura= 0,05 mm	
Orientación Perfil.	JRC (Fourier)	JRC (Onditas)	K (Fourier) [m/s] * 10 ⁻⁹	K (Onditas) [m/s] * 10 ⁻⁹
293	8-10	16-18	2,4830128	2,4830124
308	14-16	14-16	2,4830124	2,4830124
323	10-12	8-10	2,4830126	2,4830128
338	12-14	14-16	2,4830125	2,4830124
353	8-10	10-12	2,4830128	2,4830126
8	8-10	12-14	2,4830128	2,4830125
23	6-8	18-20	2,4830133	2,4830123
38	8-10	12-14	2,4830128	2,4830125
53	10-12	12-14	2,4830126	2,4830125
68	8-10	4-6	2,4830128	2,4830148
83	8-10	12-14	2,4830128	2,4830125
98	2-4	6-8	2,4830213	2,4830133
Muestra 2			Abertura= 1,6 mm	
Orientación Perfil.	JRC (Fourier)	JRC (Onditas)	K (Fourier) [m/s] * 10 ⁻⁵	K (Onditas) [m/s] * 10 ⁻⁵
330	4-6	12-14	8,1365989	8,1363588
345	10-12	14-16	8,1363713	8,1363515
0	14-16	4-6	8,1363515	8,1365989
15	6-8	4-6	8,1364485	8,1365989
30	16-18	12-14	8,1363469	8,1363588
45	0-2	0-2	8,1511330	8,1511330
60	8-10	0-2	8,1363953	8,1511330
75	8-10	12-14	8,1363953	8,1363588
90	14-16	12-14	8,1363515	8,1363588
105	6-8	2-4	8,1364485	8,1372826
120	8-10	0-2	8,1363953	8,1511330
135	10-12	14-16	8,1363713	8,1363515

Tabla 5-4: (Continuación).

Muestra 3			Abertura= 0,8 mm	
Orientación Perfil.	JRC (Fourier)	JRC (Onditas)	K (Fourier) [m/s] * 10 ⁻⁵	K (Onditas) [m/s] * 10 ⁻⁵
220	8-10	16-18	1,0170456	1,0170426
235	6-8	-*	1,0170489	-*
250	8-10	12-14	1,0170456	1,0170433
265	10-12	14-16	1,0170441	1,0170429
280	10-12	16-18	1,0170441	1,0170426
295	8-10	8-10	1,0170456	1,0170456
310	4-6	10-12	1,0170583	1,0170441
325	8-10	4-6	1,0170456	1,0170583
340	4-6	16-18	1,0170583	1,0170426
355	10-12	14-16	1,0170441	1,0170429
10	8-10	0-2	1,0170456	1,0179661
25	8-10	8-10	1,0170456	1,0170456

*El método no permitió obtener el JRC para este perfil.

Figura 5-1: Diagramas polares de la conductividad hidráulica para la muestra 1, escenario 1 (arriba izquierda), escenario 2 (arriba derecha), escenario 3 con JRC del análisis fractal (centro izquierda), escenario 3 con JRC de la FFT (centro derecha), y escenario 3 con JRC de la transformada de onditas (inferior). La línea azul señala la dirección del buzamiento real.

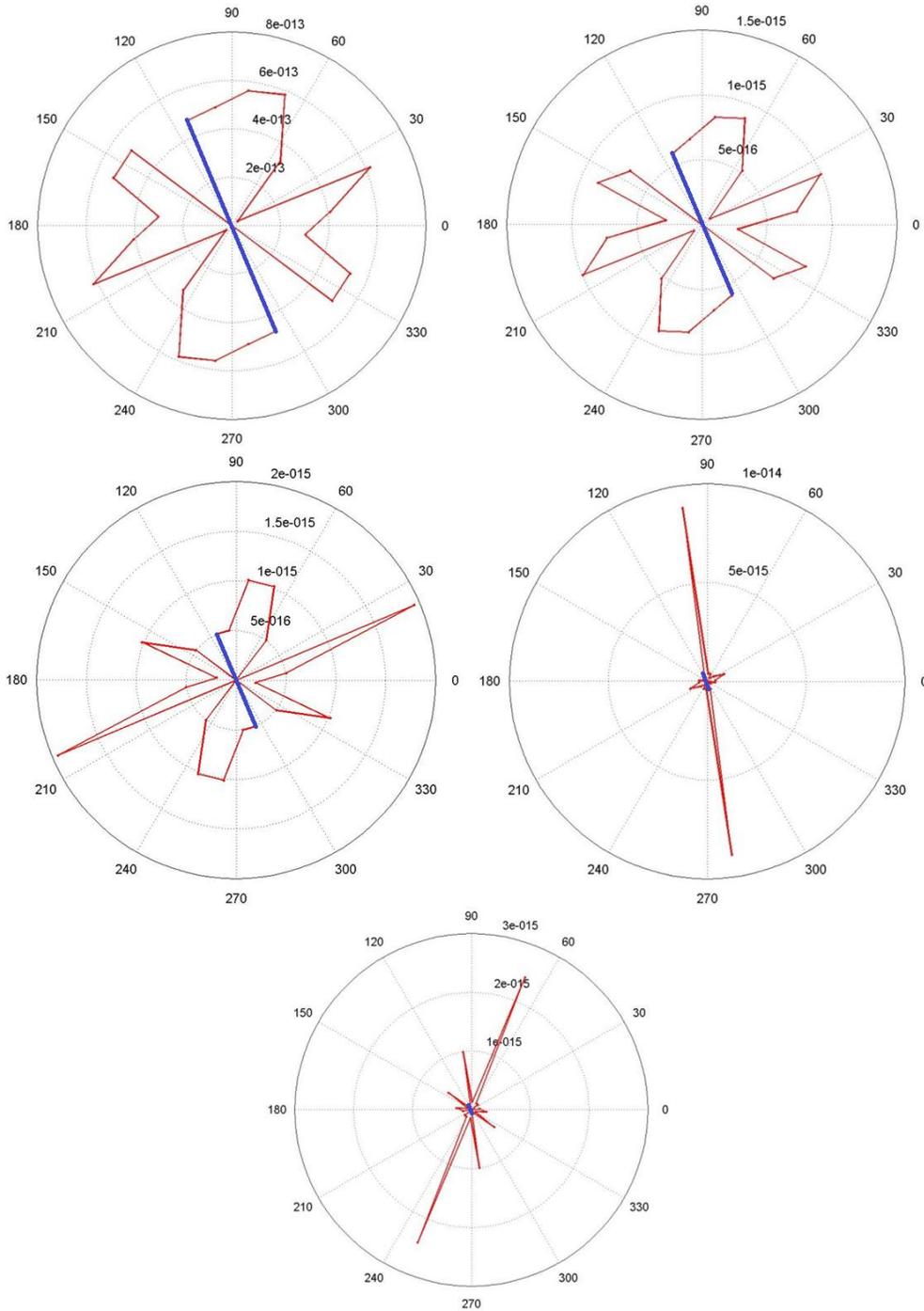


Figura 5-2: Diagramas polares de la conductividad hidráulica para la muestra 2, escenario 1 (arriba izquierda), escenario 2 (arriba derecha), escenario 3 con JRC del análisis fractal (centro izquierda), escenario 3 con JRC de la FFT (centro derecha), y escenario 3 con JRC de la transformada de onditas (inferior). La línea azul señala la dirección del buzamiento real.

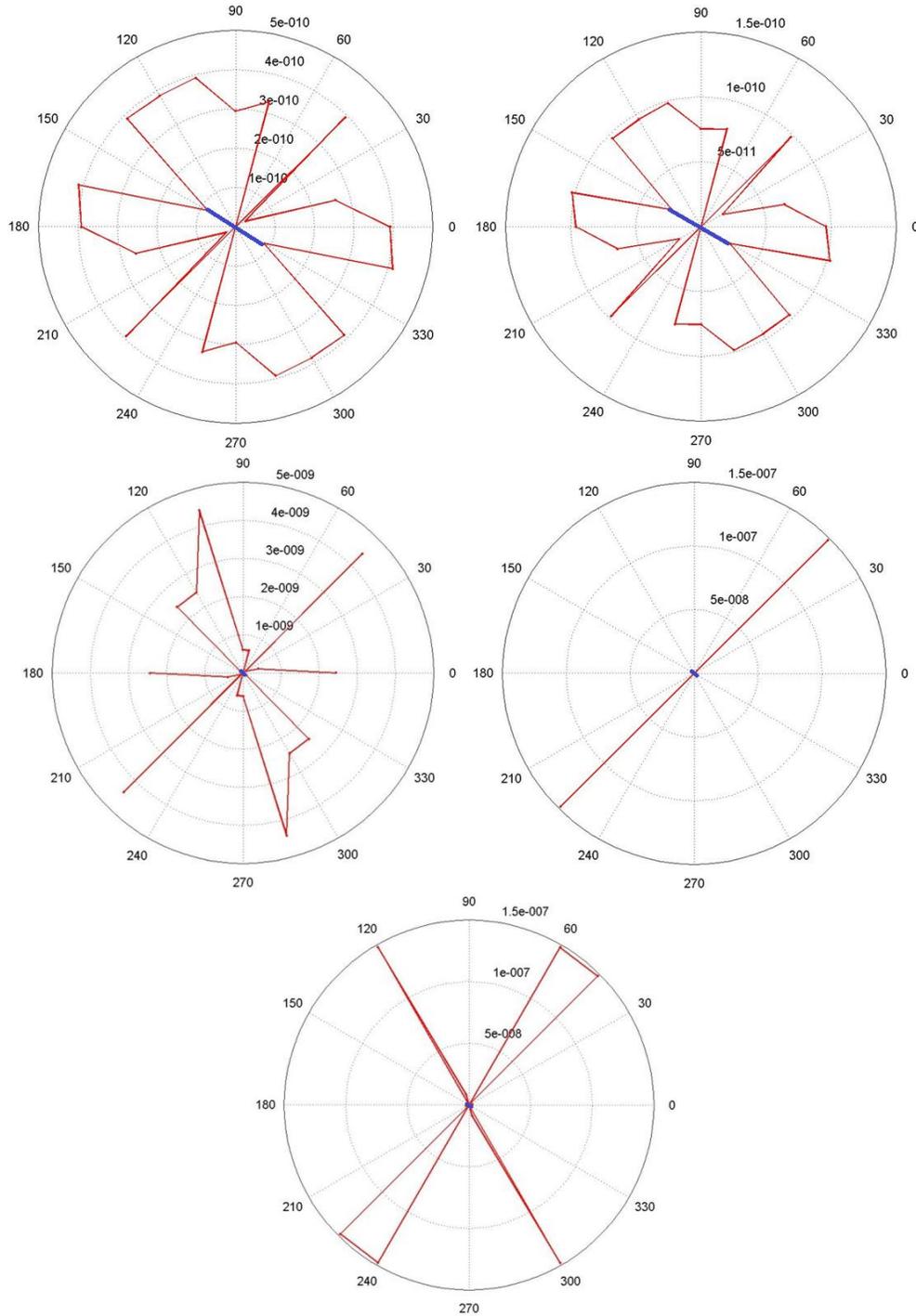
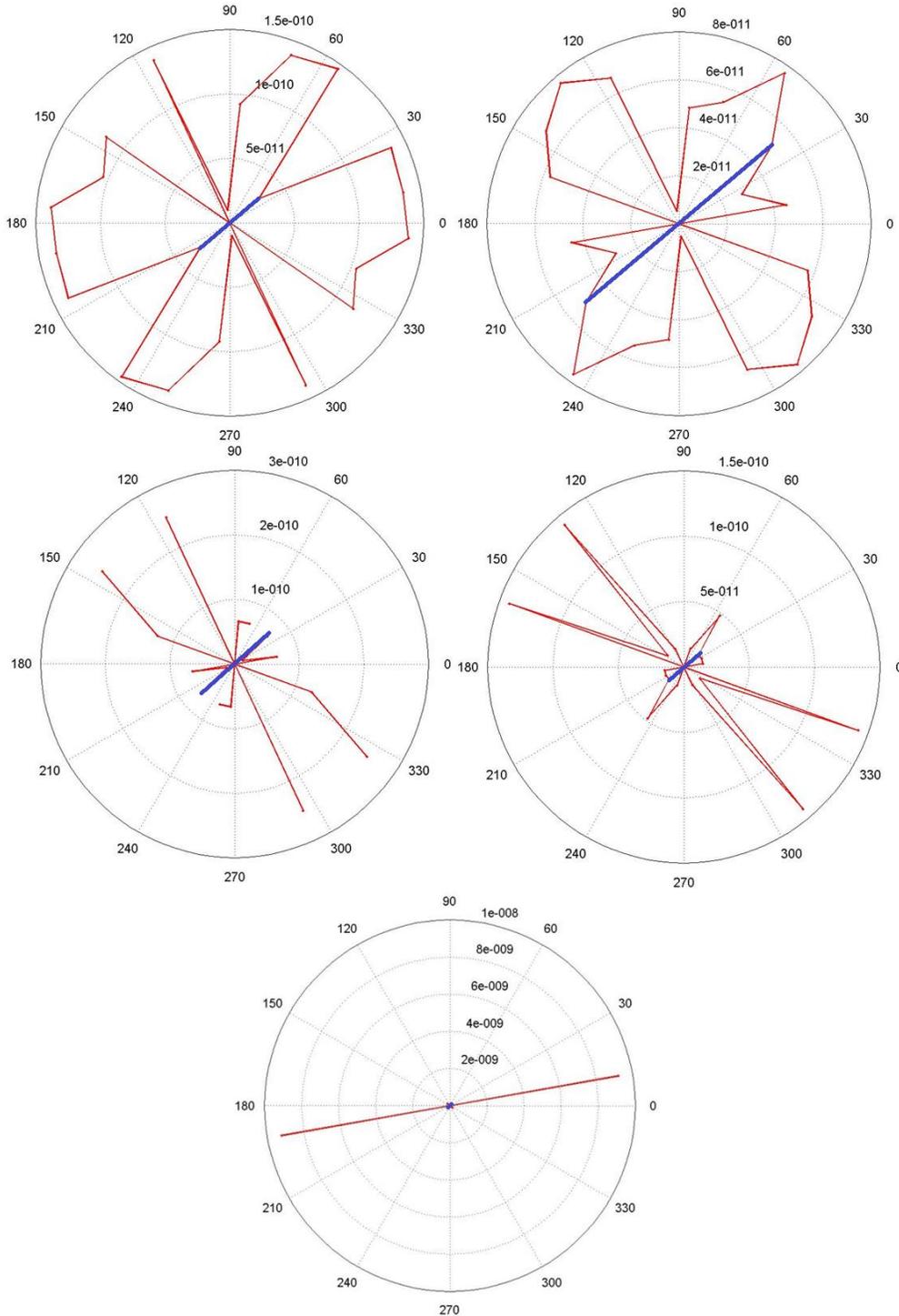


Figura 5-3: Diagramas polares de la conductividad hidráulica para la muestra 3, escenario 1 (arriba izquierda), escenario 2 (arriba derecha), escenario 3 con JRC del análisis fractal (centro izquierda), escenario 3 con JRC de la FFT (centro derecha), y escenario 3 con JRC de la transformada de onditas (inferior). La línea azul señala la dirección del buzamiento real.



De los figuras anteriores se pueden observar dos cosas importantes, la primera de ellas es que la conductividad hidráulica en todas las muestras se presenta isotrópicamente, esto debido a que la abertura es la que arrastra con todo el peso del cálculo, lo que hace que la rugosidad sea insignificante; la segunda, los escenarios 1 y 2, como se mencionó anteriormente muestran una mayor conductividad hidráulica que el escenario 3, esto derivado de que las ecuaciones empleadas para los dos primeros escenarios vienen derivadas teóricamente, mientras que la empleada en el escenario 3, es una ecuación semi-empírica.

6. Discusión y conclusiones.

En este trabajo investigativo se emplearon tres métodos para capturar la rugosidad de una superficie de fractura de roca cristalina. Éstos fueron el variograma (método fractal), la transformada de Fourier (método espectral), y la transformada de onditas (método espectral). Cada método captura diferente información: el variograma por su lado captura información punto a punto dentro del perfil, lo cual posibilita la observación de cambios topológicos a lo largo de éste, cambios que permiten obtener una firma fractal característica (dimensión fractal); por otro lado, la transformada de Fourier captura las longitudes de onda representativas a lo largo del perfil y permite además obtener la firma espectral de éste; por último, la transformada de onditas permite obtener longitudes de onda en diferentes escalas a lo largo del perfil, así como también determinar cuál de estas longitudes tiene un mayor efecto en éste.

Es importante resaltar que los métodos utilizados se complementan unos a otros: es el caso de las transformadas de Fourier y de onditas, en el cual la de Fourier sirve como un complemento al análisis de onditas, ya que en ésta se trabaja a diferentes escalas dentro del perfil, mientras que Fourier trabaja sobre todo éste; los resultados de ambos métodos son completamente diferentes, pero ambos generan firmas espectrales a diferentes escalas.

Si se pretende capturar la rugosidad de una fractura de roca, tanto con el método fractal como con el método espectral, hay que considerar la información que éstos suministran. Tanto el método fractal como la transformada de onditas dan información detallada de la rugosidad presente en la fractura de una roca; sin embargo, la transformada de onditas permite ver el perfil en diferentes escalas, y de allí obtener las longitudes de onda predominantes; por el contrario, el método fractal aunque también considera las diferentes escalas dentro del perfil, no permite obtener las longitudes de onda predominantes. Basado en lo dicho anteriormente, la transformada de onditas podría considerarse el mejor método, pero su dependencia de una ondita madre lo puede volver poco confiable, mientras que el método fractal solo depende de los datos, así que los resultados obtenidos se pueden considerarse fiables.

El método que comúnmente se usa para caracterizar la rugosidad en las fracturas son los perfiles del JRC "*Joint Roughness Coefficient*"; sin embargo, éstos son aproximaciones visuales que se hacen, introduciendo así un sesgo en la determinación del perfil adecuado; otra opción sería realizar una correlación cruzada de los perfiles del JRC con el perfil de muestra que se desea caracterizar, pero en este caso en particular, las dimensiones de los perfiles eran menores que las de los JRC, por lo que no es posible realizarla. Este método también presenta una falencia, la cual radica en que solo hay 10 perfiles característicos y muchos perfiles de rocas no se acomodan a ellos; por lo tanto, en este trabajo se utilizaron los espectros dejados por cada perfil, el cual es propio de cada uno y así lograr correlacionarlos.

Los perfiles tomados sobre las distintas muestras se hicieron para determinar si existía una rugosidad diferente en la dirección de buzamiento con respecto a las otras direcciones, dado que en esta dirección es por donde más probable se dará el paso del fluido; evidentemente, para las muestras analizadas la dirección de buzamiento no mostró diferencias con respecto a las otras; además, se esperaba que en la dirección de buzamiento real, la rugosidad fuera menor que en las demás direcciones, pero los perfiles realizados sobre estas superficies muestran que esta rugosidad se comporta de manera aleatoria.

Los cálculos realizados de la conductividad hidráulica se hicieron basados en ecuaciones que tienen implícita la ley cúbica, por lo tanto en ésta la abertura representa un papel muy importante, dándole a la conductividad hidráulica una dependencia de la abertura de la fractura y no de la rugosidad de ésta. En los cálculos realizados de la conductividad hidráulica utilizando diversos escenarios, se evidencia lo antes mencionado, pero además, se puede observar que al reemplazar el JRC, por propiedades fractales como la amplitud del perfil o la rugosidad los valores de conductividad hidráulica son diferentes, esto debido a que la ecuación empleada para el JRC es una ecuación semi-empírica.

El uso de los fractales en la caracterización de la rugosidad permite calcular la conductividad hidráulica, sin tener que pasar por la determinación del JRC, el cual como se mencionó anteriormente no es posible correlacionarlo con todos los perfiles de rocas que pueden existir.

7. Bibliografía

- Bandis, S., Lumsden, A. C. & Barton, N. R., 1985. Experimental studies of scale effects on the shear behavior of rock joints. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, Volumen 18, pp. 1-21.
- Barton, N., 1973. Review of a new Shear-Strength criterion for rock joints. *Engineering Geology*, Volumen 7, pp. 287-332.
- Beer, A., Stead, D. & Coggan, J. S., 2002. Estimation of the joint roughness coefficient (JRC) by visual comparison. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, Volumen 35, pp. 65-74.
- Belem, T., Homand-Etienne, F. & Souley, M., 2000. Quantitative parameters for rock joint surface roughness. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, Volumen 33 (4), pp. 217-242.
- Brown, S. R., 1987. Fluid flow through rock joints: the effect of surface roughness. *Journal Geophysics Research*, Volumen 92, pp. 1337-1347.
- Brown, S. R., 1989. Transport of fluid and electric current through a single fracture. *Journal Geophysics Research*, Volumen 94, pp. 9429-9438.
- Carr, J. D., 1995. *Numerical analysis for the geological sciences*. USA: Prentice Hall.
- Chae, B. G. y otros, 2004. Roughness measurement of rock discontinuities using a confocal laser scanning microscope and the Fourier spectral analysis. *Engineering Geology*, Volumen 72, pp. 181-199.
- Daubechies, I., 1990. The wavelet transform, time-frequency localization and signal analysis. *Information Theory, IEEE Transactions on*, Volumen 36 (5), pp. 961-1005.
- Feder, J., 1988. *Fractals*. New York: Plenum Press.
- Feng, Q., Fardin, N., Jing, L. & Stephanson, O., 2003. A new method for in-situ non-contact roughness measurement of large rock fracture surfaces. *Rock Mechanics & Rock Engineering*, Volumen 36 (1), pp. 3-25.
- Gasvik, M. J., 2002. *Optical Metrology*. London: John Wiley and Sons LTD.

- Grzesik, W. & Brol, S., 2009. Wavelet and fractal approach to surface roughness characterization after finish turning of different workpiece materials. *Journal of Materials Processing Technology*, Volumen 209, pp. 2522-2531.
- Huang, S. L., Oelfke, S. M. & Speck, R. C., 1992. Applicability of fractal characterization and modelling to rock joint profiles. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science*, Volumen 29, pp. 89-98.
- Kulatilake, P. S., Balasingam, P., Park, J. & Morgan, R., 2006. Natural rock joint roughness quantification through fractal techniques. *Geotechnical and Geological Engineering*, Volumen 24, pp. 1181-1202.
- Kulatilake, P. S. & Um, J., 1999. Requirements for accurate quantification of self-affine using the roughness-length method. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanics Abstracts*, Volumen 36, pp. 5-18.
- Kulatilake, P. S., Um, J. & Pan, G., 1998. Requirements for accurate quantification of self-affine roughness using the variogram method. *International Journal of Solid Structures*, Volumen 35, pp. 4167-4189.
- Kwaśniewski, M. & Wang, J., 1997. Surface roughness evolution and mechanical behavior of rock joints under shear. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science*, Volumen 34 (3/4), pp. 709-723.
- Lee, S.-H., Zahouni, H., Caterini, R. & Mathia, T., 1998. Morphological characterisation of engineered surfaces by wavelet transform. *International Journal of Machine Tools and Manufacturing*, Volumen 38 (5-6), pp. 581-589.
- Lee, Y., Har, J., Bars, D. & Hass, C., 1990. The fractal dimension as a measure of the roughness of rock discontinuity profiles. *International Journal Rock Mechanics, Mining Science & Abstract*, Volumen 27, pp. 453-464.
- Lomize, G. M., 1951. *Flow in fractured rocks*. Moscow: Geosenergoizdat.
- Londoño, L. & Valdés, J., 2012. *Geoestadística aplicada: generación de mapas de interpolación para el estudio de fenómenos distribuidos espacialmente..* Alemania: Editorial académica Española.
- Lopes, R. & Betrouni, N., 2009. Fractal and Multifractal analysis: a review. *Medical Image Analysis*, Volumen 13, pp. 634-649.
- Louis, C., 1967. Etude des écoulements d'eau dans les roches fissurées et de leur influence sur la stabilité des massifs rocheux. *Bull de la direction des Etudes et Reserches, Serie A Nucléaire*, Volumen 3, pp. 5-132.

- Louis, C., 1969. A study of groundwater flow in jointed rock and its influence on the stability of rock masses. *Rock Mechanics Research Reports*, Volumen 10, p. 90.
- Malinverno, A., 1990. A simple method to estimate the fractal dimension of a self-affine series. *Geophysical Research Letters*, Volumen 17 (11), pp. 1953-1956.
- Mandelbrot, B., 1967. How long is the coast of Britain? Statistical self-similarity and fractional dimension. *Science*, Volumen 156, pp. 636-638.
- Mandelbrot, B., 1983. *The fractal Geometry of Nature*. s.l.:Freeman.
- Mejía, M., Alvarez, E., Gonzalez, H. & Grosse, E., 2005. *Mapa Geológico de Colombia-Escala 1: 100.000, Plancha 146-Medellín Occidental*. Bogotá: Ingeominas.
- Miller, S. M., McWilliams, P. C. & Kerkering, J. C., 1990. Ambiguities in estimating fractal dimensions of rock fracture surfaces. *Proc. 31st U.S Symposium on Rock Mechanics*, A.A. Balkema, pp. 471-478.
- Múnera, N., Lora, G. J. & García-Sucerquía, J., 2012. Evaluation of fringe projection and laser scanning for 3D reconstruction of dental pieces. *Dyna*, Volumen 171, pp. 65-73.
- Murata, S., 2001. *Characterization of the mechanical and hydrological properties of a rock joint by using a fractal model*. Kyoto University: Doctoral Thesis.
- Odling, N. E., 1994. Natural fracture profiles, fractal dimension and joint roughness coefficients. *International Journal Rock Mechanics & Mining Sciences Geomechanics Abstract*, Volumen 27, pp. 135-153.
- Sakellariou, M., Nakos, B. & Mitsakaki, C., 1991. On the fractal character of rock surfaces. *International Journal Rock Mechanics, Mining Sciences & Geomechanics Abstract*, Volumen 28 (6), pp. 527-533.
- Scesi, L. & Gattioni, P., 2007. Roughness control on hydraulic conductivity in fractured rocks. *Hydrogeology Journal*, Volumen 15, pp. 201-211.
- Scesi, L. & Gattioni, P., 2009. *Water circulations in rocks*. Heidelberg: Springer.
- Seidel, J. P. & Haberfield, C. M., 1995. Toward an understanding of joint roughness. *Rock Mechanics & Rock Engineering*, Volumen 28 (2), pp. 69-92.
- Shirono, T. & Kulatilake, P. S., 1997. Accuracy of the spectral method in estimating fractal/spectral parameter for self-affine roughness profiles. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanics Abstracts*, Volumen 34 (5), pp. 789-804.
- Singhal, B. & Gupta, R. P., 2010. *Applied Hydrogeology of Fractured Rocks*. Second Edition ed. Dordrecht: Springer.

- Snow, D. T., 1969. Anisotropic permeability of fractured media. *Water Resources Research*, Volumen 5, pp. 1273-1289.
- Soille, P. & Rivest, J., 1996. On the validity of fractal dimension measurements in image analysis. *Journal of Visual Communication and Image Representation*, Volumen 7 (3), pp. 217-229.
- Tse, R. & Cruden, D., 1979. Estimating joint roughness coefficients. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, Volumen 16 (3), pp. 303-307.
- Turk, N., Greig, M. J., Dearman, W. R. & Amin, F. F., 1987. Characterization of rock joint surfaces by fractal dimension. *Proceedings of the 28th Symposium on Rock Mechanics. Tucson*, pp. 1223-1236.
- Xie, H., Wang, J. & Kwaśniewski, M. A., 1999. Multifractal characterization of rock fracture surfaces. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science*, Volumen 36, pp. 19-27.
- Xiong, F., Jiang, X. Q., Gao, Y. & Li, Z., 2001. Evaluation of engineering surfaces using a combined fractal modeling and wavelet analysis method. *International Journal of Machine Tools and Manufacture*, Volumen 41, pp. 2187-2193.
- Yang, Z., Lo, S. & Di, C., 2001. Reassessing the Joint Roughness Coefficient (JRC) estimation using K2. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, Volumen 34 (3), pp. 243-251.
- Yang, Z. Y., Di, C. C. & Yen, K. C., 2001. The effect of asperity order on the roughness of rock joint. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, Volumen 38, pp. 745-752.