

UNIVERSIDAD DE SONORA

División de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Geología

VARIABILIDAD A MESOESCALA DE LA
HUMEDAD DE SUELO EN LA PORCIÓN
CENTRAL DE LA CUENCA DEL RÍO
SONORA, MÉXICO.

TESIS

Que para obtener el Grado de:
Maestro en Ciencias-Geología.



PRESENTA:

JAVIER NAVARRO ESTUPIÑÁN.

Hermosillo, Sonora, Diciembre de 2014

Universidad de Sonora

Repositorio Institucional UNISON



**"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"**



Excepto si se señala otra cosa, la licencia del ítem se describe como openAccess

Agradecimientos

Primero que nada quiero agradecer al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el apoyo recibido para obtener mi grado de Maestría en Ciencias-Geología, difícilmente lo hubiera logrado sin su apoyo. El apoyo recibido fue a partir del 1 de febrero del 2009 al 31 de diciembre del 2010, con número (CVU/Becario) 271946/225565.

También quiero agradecer a la Universidad de Sonora y en especial al Programa de Maestría en Ciencias-Geología por darme la oportunidad de aceptarme como estudiante y de permitirme concluir con mis estudios, así como a la planta de docentes por las experiencias de aprendizaje. Un muy especial agradecimiento para mi director de tesis y amigo Juan Saíz Hernández por el apoyo recibido a pesar de los tiempos difíciles vividos durante este periodo.

A mi esposa Fernanda y a mi hijo Javiercito por el empuje, motivación y paciencia para completar esta carrera que se convirtió en una de resistencia y no de velocidad.

A mis padres por su consejo, ejemplo y apoyo.

A Dios por todas las oportunidades recibidas y por permitirme alcanzar este importante logro.

**VARIABILIDAD A MESOESCALA DE LA HUMEDAD DEL SUELO
EN LA PORCIÓN CENTRAL DE LA CUENCA DEL RÍO SONORA, MÉXICO**

I.	Introducción.....	1
	1.2. Objetivos.....	2
	1.3. Hipótesis.....	3
	1.4. Justificación.....	3
II.	Revisión de literatura.....	4
	2.1. Conceptos básicos.....	4
	2.2. Suelos.....	8
	2.3. Importancia del agua en el suelo.....	15
	2.4. Medida de la humedad del suelo.....	18
	2.4.1. Propiedades físicas del suelo.....	19
	2.4.2. Métodos de medición puntual.....	27
	2.4.3. Métodos de medición con sensores remotos.....	40
	2.5. La humedad de suelo captada con sensores activos.....	65
	2.6. Fuentes de humedad de suelo en la zona de estudio.....	66
III.	Materiales y métodos.....	75
	3.1. El sitio de estudio.....	75
	3.2. Hidrografía.....	76
	3.3. Topografía.....	77
	3.4. Clima.....	78
	3.5. Vegetación.....	80
	3.6. Suelos.....	82
	3.7. Geología.....	83
	3.8. Características en cada estación.....	87
	3.9. Equipo, materiales y datos utilizados.....	88
	3.10. Procedimiento operativo.....	90
IV.	Resultados y discusión.....	104
	4.1. Análisis de tendencia central y dispersión de los datos puntuales de humedad de suelo.....	104
	4.2. Análisis de tendencia central y dispersión de los datos puntuales de precipitación.....	111
	4.3. Análisis de humedad de suelo y precipitación diaria por estación....	114

4.4. Rasgos fisiográficos de los sitios de medida.....	121
4.5. Datos del sensor QuickSCAT.....	122
4.6. Correlación de datos diarios de las estaciones puntuales y del sensor QuickSCAT.....	127
4.7. Correlación de datos mensuales de las estaciones puntuales y del sensor QuickSCAT.....	132
4.8. Correlación de datos por temporadas secas y húmedas de las estaciones puntuales y del sensor QuickSCAT.....	138
4.9. Comparación de análisis.....	153
V. Conclusiones e Investigación futura.....	158
5.1. Conclusiones.....	158
5.2. Investigación futura.....	161
Bibliografía.....	163

ANEXO A
ANEXO B
ANEXO C
ANEXO D

LISTA DE FIGURAS

Capítulo 2

2.1. Triángulo para determinar clases de textura de suelo.....	11
2.2. Matriz del suelo.....	13
2.3. Estados del agua en suelos.....	14
2.4. Distribución de agua en el Planeta Tierra.....	15
2.5. Control de humedad de suelo sobre características físicas del suelo.....	17
2.6. Bloques de yeso.....	31
2.7. Colocación de los bloques de yeso.....	31
2.8. TDR 100.....	34
2.9. Tipos de multiplexores.....	35
2.10. Sondas de TDR 100.....	35
2.11. Theta Probe.....	36
2.12. Componentes del Theta Probe.....	37
2.13. Sensor DPHP.....	39
2.14. Geometría de escaneo de SeaWinds.....	50
2.15. Diagramas de traslapes del sensor.....	53
2.16. Distintas coberturas de SeaWinds.....	53
2.17. Esquema de transmisión de SeaWinds.....	55
2.18. Características físicas y colindancias del MN.....	69
2.19. Histogramas de precipitación mensual en región del MN.....	70
2.20. Porcentaje anual de precipitación durante el MN.....	71

Capítulo 3

3.1. Localización del sitio de estudio.....	75
---	----

3.2. Hidrografía de la zona de estudio.....	77
3.3. Elevaciones de zona de estudio.....	78
3.4. Clima de zona de estudio.....	81
3.5. Vegetación de zona de estudio.....	82
3.6. Suelos de zona de estudio.....	84
3.7. Geología de zona de estudio.....	86
3.8. Vitel Hydra Probe (Stevens Water Monitoring Systems).....	88
3.9. Pluviómetro T525I.....	89
3.10. Imagen de QuickSCAT.....	90
3.11. Localización de estaciones puntuales.....	92
3.12. Botón “Data Search”	96
3.13. Selección de sensor y región.....	96
3.14. Selección de método de búsqueda.....	96
3.15. Selección de datos específicos del sensor.....	97
3.16. Datos disponibles de la búsqueda.....	98
3.17. Herramientas de MGET.....	100
3.18. Convertir de SIR a ArcGIS ráster.....	100
3.19. Ejemplo de imagen convertida.....	101
3.20. Nueva proyección de imagen ráster.....	102

Capítulo 4

4.1. Promedio de humedad de suelo en las estaciones.....	105
4.2. Valores máximos de humedad de suelo durante el periodo de estudio.....	107
4.3. Valores mínimos de humedad de suelo durante el periodo de estudio.....	107
4.4. Valores máximos, mínimos y promedios de humedad de suelo.....	108
4.5. Desviación estándar en cada una de las estaciones durante el periodo de estudio	109
4.6. Promedio mensual de humedad de suelo en el área de estudio.....	111

4.7. Comportamiento mensual de precipitación en zona de estudio.....	112
4.8. Precipitación acumulada por estación durante el periodo de estudio.....	113
4.9. Mapa de precipitación acumulada en cada estación.....	114
4.10. Humedad de suelo y precipitación de la estación 130.....	115
4.11. Humedad de suelo y precipitación de la estación 138.....	115
4.12. Correlación de humedad de suelo y precipitación en cada una de las estaciones puntuales durante el periodo de estudio.....	117
4.13. Correlación de humedad de suelo y precipitación en cada uno de los meses del periodo de estudio.....	117
4.14. Promedio mensual de humedad de suelo y precipitación mensual acumulada....	120
4.15. Humedad media mensual de suelo y precipitación acumulada en la estación 131	121
4.16. Datos diarios de polarización horizontal de QuickSCAT en estación 138.....	123
4.17. Datos diarios de polarización vertical de QuickSCAT en estación 138.....	123
4.18. Promedios mensuales de QuickSCAT en polarización horizontal.....	124
4.19. Promedios mensuales de QuickSCAT en polarización vertical.....	125
4.20. Promedios mensuales (dB) de polarización horizontal y vertical en estación 136..	126
4.21. Promedios mensuales (dB) de polarización horizontal y vertical en estación 139..	127

LISTA DE TABLAS

Capítulo 2

2.1. Clasificación de suelos.....	9
2.2. Clases texturales de suelos.....	12
2.3. Guía para calcular la humedad de suelo.....	29
2.4. Sensores utilizados para medir humedad de suelo y sus características.....	41
2.5. Características del dispersor ERS.....	47
2.6. Características de la antena de QuickSCAT.....	54

Capítulo 3

3.1. Sitios de muestreo.....	76
3.2. Sitios de muestreo y características físicas.....	87
3.3. Ubicación de las estaciones puntuales y datos faltantes.....	92
3.4. Orden de las columnas de los datos de las estaciones.....	94
3.5. Textura de suelo en los sitios de muestreo.....	95
3.6. Comparación de datos de humedad de suelo de campo y del sensor.....	103

Capítulo 4

4.1. Promedio de humedad de suelo en los sitios de medida.....	104
4.2. Valores máximos y mínimos en cada estación.....	106
4.3. Valores máximos y mínimos en las estaciones y mes de ocurrencia.....	109
4.4. Correlación mensual de precipitación y humedad de suelo por mes y por estación	118
4.5. Características físicas en cada estación.....	122
4.6. Correlación diaria en polarización horizontal y vertical.....	128
4.7. Correlación diaria por elevación.....	128
4.8. Correlación diaria por vegetación.....	129

4.9. Correlación diaria por textura de suelo.....	130
4.10. Clasificación por pendiente.....	131
4.11. Clasificación diaria por orientación.....	132
4.12. Promedios mensuales de humedad de suelo y de QuickSCAT en polarización H y V.....	133
4.13. Correlación mensual de cada estación.....	134
4.14. Correlación mensual por elevación.....	135
4.15. Correlación mensual por vegetación.....	136
4.16. Correlación mensual por textura de suelo.....	136
4.17. Correlación mensual por pendiente.....	137
4.18. Correlación mensual por orientación.....	138
4.19. Grupos de análisis por temporada.....	139
4.20. Promedios por periodo de humedad de suelo puntual y del sensor en ambas polarizaciones con su respectiva correlación.....	139
4.21. Correlación por temporada de elevación.....	142
4.22. Correlación por temporada por vegetación.....	145
4.23. Correlación por temporada de textura de suelo.....	147
4.24. Correlación por temporada por pendiente.....	149
4.25. Correlación por temporada por orientación.....	151
4.26. Comportamiento de la correlación topográfica en las tres escalas de tiempo.....	154
4.27. Comportamiento de la correlación según el tipo de vegetación en las tres escalas de tiempo.....	155
4.28. Comportamiento de la correlación según la textura del suelo en las tres escalas de tiempo.....	156
4.29. Comportamiento de la correlación según la pendiente del terreno en las tres escalas de tiempo.....	156
4.30. Comportamiento de la correlación según la orientación del terreno en las tres escalas de tiempo.....	157

I. Introducción

Los primeros estudios de humedad del suelo se realizaban con fines agronómicos, debido a que el contenido de agua en el suelo determina cuando es un buen momento para irrigar los cultivos. Recientemente, el interés por su comportamiento se ha incrementado debido a la estrecha relación que guarda con los procesos hidrológicos y climatológicos, a pesar de que su volumen es poco comparado con otros componentes del Ciclo Hidrológico.

La humedad del suelo es un factor que determina el proceso de intercambio hídrico y energético que ocurre en la capa límite entre el suelo y la atmósfera, por lo que tiene un rol fundamental con la producción de precipitación. Recientes publicaciones confirman también su importancia en la modelación hidrológica de cuencas, lo que hace indispensable la medición o estimación de este parámetro

El contenido de agua en el suelo es un fenómeno complejo caracterizado por una amplia variabilidad espacial y temporal. Espacialmente es determinada por el tipo y distribución espacial de precipitación; dependiendo también de las características del suelo, que determinan la capacidad de retención, así como de la cobertura vegetal, que influye en la evapotranspiración y por último, del relieve del terreno, que condiciona el flujo subsuperficial y la infiltración. La variabilidad temporal puede ser a corto plazo o estacional. Las fluctuaciones a corto plazo en un sitio determinado, dependen de los procesos de precipitación, escurrimiento superficial, infiltración y evapotranspiración.

Para conocer su comportamiento es necesario contar con suficientes medidas puntuales confiables continuas con buena cobertura superficial. Por lo general se instalan estaciones puntuales y que registran datos por largos periodos de tiempo, ó a través de sensores remotos obtenerlos a distancia con los que se cubren grandes regiones de la superficie terrestre. En esta tesis se analizan medidas de humedad de suelo en sitio y se comparan con datos del satélite QuickSCAT, tomadas en la parte central de la Cuenca del Río Sonora, en un sector de 80 km x 70 km, que comprende la zona de transición entre la llanura sonorense y la Sierra Madre Occidental, caracterizada por una rica variedad vegetal que, sujeta a intensos cambios estacionales con la aportación de la humedad que provee el Monzón de Norteamérica (MN), fenómeno que provee alrededor del 70% de la precipitación de la región.

Los datos de campo utilizados fueron obtenidos de 15 estaciones puntuales instaladas durante el verano 2004 a través de la campaña de verano *“Soil Moisture Experiments”* (SMEX04), financiada por *NASA Aqua AMSR*, a través de los programas *“Terrestrial Hydrology”* y *“Global Water Cycle”*, con participación del *Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología* (CONACyT), the New Mexico Tech y de la Universidad de Sonora, México.

I.2. Objetivos

Objetivo general

- Evaluar las capacidades del sensor QuickSCAT para detectar la variabilidad espacial y temporal de humedad de suelo en un sitio representativo de la zona árida central de la cuenca del Río Sonora, México.

Objetivos específicos

- Conocer la variabilidad en el contenido de humedad entre quince sitios de medidas puntuales distribuidos en la zona de estudio a cada hora.
- Determinar los valores diarios, mensuales y estacionales de humedad de suelo.
- Correlacionar las mediciones de los quince sitios de medida puntual con las imágenes del sensor QuickSCAT.
- Identificar y cuantificar el impacto de factores fisiográficos en los resultados de correlación.

I.3. Hipótesis

- Las medidas puntuales realizadas en quince sitios de observación en la zona de estudio, representan con alto grado de certidumbre el comportamiento puntual de la humedad, por lo que son un elemento confiable de comparación con las imágenes de satélite.
- Los cambios en el contenido de agua en el suelo son detectados por el sensor QuickSCAT.
- La escala de tiempo de la medición influye en la correlación de los resultados.
- La variabilidad en el contenido de humedad en el suelo debido a la textura del suelo, la altitud, la pendiente y orientación del terreno, es detectada por el sensor QuickSCAT.

I.4 Justificación

Conocer su comportamiento espacial y temporal permitirá identificar la zona de recarga de los acuíferos, potencial de escurrimiento de microcuencas y, considerando las interacción entre agua, suelo y atmósfera, la generación y distribución de la precipitación debido al reciclaje de la humedad producto del monzón de Norteamérica.

Cuantificar la cantidad de agua en el suelo a través de un sensor remoto permite extender la cobertura de medición a lugares donde no se cuenta con estaciones puntuales instaladas. Información que puede ser utilizada como datos de entrada para la modelación hidrológica, para el desarrollo de nuevos sensores remotos y para la ubicación de estaciones puntuales de control que permitan llevar información de este parámetro a escalas regionales.

II. Revisión de literatura

Este capítulo está escrito a partir de una amplia revisión de literatura del tema de estudio. Se mencionan y analizan las aportaciones más relevantes de diversos investigadores que han contribuido al estudio de la humedad en suelos y sentando las bases teóricas para el desarrollo de interesantes aplicaciones que constituyen los referentes fundamentales en el estudio de este proceso hidrológico. El capítulo inicia con la definición de los conceptos básicos, seguido por información acerca de los suelos y de la importancia del agua en el suelo, posteriormente se habla de los distintos métodos para medir la cantidad de agua en el suelo, después se mencionan algunos trabajos de humedad de suelo en nuestro planeta y en la zona de estudio.

2.1. Conceptos básicos

Para la mejor comprensión de los temas a tratar en esta tesis, se considera importante definir los siguientes conceptos.

Suelo. Es la capa superior de la superficie, la cual puede tener una profundidad mayor de los 120 cm en el caso de los suelos muy profundos. Es un complejo sistema de aire, agua, materia orgánica en descomposición, plantas y animales, en adición con los residuos del desgaste de rocas, organizados en una estructura definida según las condiciones ambientales. El patrón dominante en la formación de suelos es el clima. Los suelos juegan

un rol dominante en el Ciclo Hidrológico porque tienen la primera oportunidad de absorber, almacenar y dejar ir la precipitación. Es por eso que sus características y su evolución son importantes para la respuesta hidrológica de las cuencas y la generación de escurrimiento (Wolman & Riggs, 1990).

Agua Gravitacional. Es el agua en el suelo que se deposita en los poros grandes y que se filtra fácilmente por efecto de los gradientes piezométricos por la fuerza de gravedad (Campos Aranda, 1998).

Agua Capilar. Cuando un suelo recibe una aportación importante de agua ya sea de lluvia o de riego se produce una saturación de las capas superiores y el agua penetra por gravedad, transcurrido un cierto tiempo, desaparece el estado de saturación, pero una parte del agua queda retenida en el suelo y a esta es a la que se conoce como agua capilar. Su distribución es irregular, este es el único tipo de agua que utilizan las plantas ya que la fuerza de succión de las raíces es suficiente para extraer parte de ella (Campos Aranda, 1998).

Clima. Se define como el estado medio de la atmósfera, o bien como el promedio de los estados del tiempo en un área determinada, calculado sobre observaciones hechas durante muchos años. El término clima es una generalización nacida de la investigación científica, es un concepto abstracto porque describe una composición teórica del tiempo atmosférico como lo es: la temperatura media del aire, la presión atmosférica media, la velocidad media del viento, etc. Hay elementos que determinan el clima en cualquier punto de la Tierra, estos son la temperatura del aire, presión atmosférica, viento, humedad de aire, precipitaciones. También existen factores que modifican el comportamiento de cada uno de los elementos del clima como los sistemas orográficos, relieve, altitud, las corrientes marinas, la distribución de tierras y océanos entre otros (Brenes y Saborío, 1995).

Zona no saturada. Generalmente se sitúa entre la superficie del terreno y el nivel freático. En esta zona los poros no se encuentran totalmente ocupados por agua, esta última está sometida a una presión inferior a la atmosférica. Las fuerzas capilares tienen un rol importante en el movimiento de agua en la zona. La cantidad de agua varía según las condiciones climáticas de cada región (Chapelle, 2001).

Humedad de suelo. Es la cantidad de agua contenida en los poros del suelo, esto es entre los espacios de las partículas del suelo. La humedad de suelo superficial es el agua

contenida en los 10 cm superiores del suelo, zona en la que las raíces disponen de agua para las plantas. La humedad de suelo juega un rol importante en el desarrollo de patrones del clima y en la producción de precipitación.

Temperatura de suelo. Es el indicador de la cantidad de energía calorífica en el suelo. Tiene un importante rol en muchos de los procesos que ocurren en el suelo como las reacciones químicas e interacciones biológicas (Hillel, 1980).

Precipitación. Es toda agua en forma líquida o en forma congelada que cae desde la atmósfera a la superficie de la tierra. Esto incluye lluvia, llovizna, nieve y granizo pero no la neblina y el rocío. La precipitación es un elemento de gran importancia en el Ciclo Hidrológico ya que es la encargada de depositar agua en el planeta, ya sea en la recarga de mantos acuíferos, presas, ríos, etcétera. También es la principal fuente de agua en el suelo. Los aparatos que miden la precipitación son el pluviómetro y el pluviógrafo (Wurbs & James, 2002).

Escorrentamiento. Es la porción de la precipitación, deshielo o irrigación que fluye sobre y a través de los suelos, haciendo su camino a los sistemas superficiales de agua. Cuando la precipitación es mayor a la capacidad de infiltración del suelo, las depresiones en la superficie del suelo empiezan a llenarse de agua, lo que provoca que se acumule, para posteriormente moverse pendiente abajo hasta llegar a algún cuerpo de agua (Ward & Trimble, 2004).

Infiltración. Se define como el movimiento de agua a través de la superficie del suelo, debido a los poros y pequeñas aberturas en el suelo, y hacia adentro del mismo que se produce principalmente por la acción de la fuerza de gravedad y capilar. Es necesaria para el crecimiento de las plantas, contribuye al almacenamiento de agua subterránea que sostiene a los lugares con climas secos. Disminuye la erosión del suelo, el escurrimiento superficial y el movimiento de sedimentos y contaminantes hacia los sistemas de agua superficial. Los factores que la afectan son: textura del suelo, contenido de humedad inicial, contenido de humedad de saturación, cobertura vegetal, uso del suelo, aire atrapado, lavado de material fino, compactación y temperatura (Sánchez, 2004).

Evaporación. Es el proceso donde el agua cambia de estado líquido a gaseoso. El agua es suficientemente volátil en estado sólido y líquido para pasar directamente a estado gaseoso en la mayoría de las temperaturas ambientales. La principal fuente de vapor se encuentra en la superficie terrestre, la cantidad de vapor presente en la atmósfera

decrece con la elevación. Los principales factores que influyen en la evaporación de un cuerpo de agua son: la presión del vapor de la superficie de agua, presión del vapor del aire y el viento. La tasa de evaporación está relacionada directamente con la diferencia entre la presión de vapor del cuerpo de agua y la del aire (Oliver & Hidore, 2002).

Transpiración. Es el proceso mediante el cual el agua que se encuentra en el suelo es absorbida por las plantas y las raíces de los árboles, el agua se transporta dentro de la planta y eventualmente evaporada desde la superficie de las hojas. A través de este proceso las plantas se enfrían y mantienen la temperatura dentro de sus límites tolerables (Berner & Berner, 1987).

Evapotranspiración. Es la pérdida combinada de agua en la superficie por evaporación y transpiración. Esta última es difícil de medir en el campo, por eso la combinación entre los dos conceptos. Existe una gran cantidad de factores que afectan la evapotranspiración, entre ellos se encuentran: intensidad de radiación, temperatura atmosférica, punto de rocío atmosférico, velocidad del viento, tipo de vegetación, condiciones de humedad de suelo y tipo de precipitación.

Textura de suelo. Está constituida por las proporciones relativas de los diferentes tipos y tamaños que forman el suelo, modificado por el material orgánico. Las partículas que lo forman pueden ser gravas, arenas, arcillas y limos. Para determinarla se realizan pruebas de granulometría. Tiene que ver con la tasa de infiltración del agua, que a su vez tiene que ver con la cantidad de escorrentía superficial (Stocking & Murnaghan, 2001).

Granulometría. Tiene como finalidad determinar en forma cuantitativa la distribución de las partículas del suelo conforme a su tamaño. Esto se realiza al hacer pasar una porción de suelo a través de una serie de mallas normalizadas de distintos tamaños y según los pesos retenidos en cada malla se hace la clasificación (Lambe & Whitman, 1997).

Sensores remotos. Se define como la medición de propiedades de la superficie terrestre a través de satélites y aeronaves. Es un intento de medir algo a distancia y no presencialmente en el sitio en particular. Debido a que no hay contacto directo con el objeto de interés, se utilizan señales de propagación como pueden ser ópticas, acústicas, o microondas. Los sistemas de sensores remotos, particularmente, aquellos ubicados en satélites, proveen información repetitiva y consistente de la Tierra que es muy valiosa para monitorear cambios a corto y largo plazo. Esta tecnología se puede aplicar en

diversas áreas como: medio ambiente, cambio climático, agricultura, exploración de recursos, recursos naturales, meteorología, mapas y militar (Schowengerdt, 2007).

2.2. Suelos

El suelo es todo material intemperizado en el lugar en que ahora se encuentra y con contenido de materia orgánica cerca de la superficie. El suelo representa todo tipo de material terroso, desde un relleno de desperdicio, hasta areniscas parcialmente cementadas o lutitas suaves. En él se pueden ubicar diferentes materiales como partículas de rocas, materia orgánica viva y no viva, agua y gases. Los materiales inertes del suelo provienen de la destrucción, selección y acumulación de rocas de la Geósfera, el agua que se infiltra, acumula y circula por el suelo es parte de la Hidrósfera, la Atmósfera provee parte de esta agua y los gases que posibilitan gran parte de las reacciones químicas que tienen lugar en el suelo, la biósfera se nutre del suelo y a su vez lo nutre, por lo que en él participan procesos de los cuatro subsistemas terrestres.

Los suelos se pueden formar por desintegración mecánica o descomposición química. La primera ocurre por intemperización de las rocas debido a cambios periódicos de temperatura, congelación o bioturbación, se llegan a formar arenas, limos y arcillas. Mientras que la segunda por agentes que atacan las rocas modificando su constitución mineralógica o química, siendo el principal agente el agua y los mecanismos de ataque más común son la oxidación, la hidratación y la carbonatación. Los efectos químicos de la vegetación también tienen un papel importante. Todos estos efectos suelen acentuarse con los cambios de temperatura, por lo cual es frecuente encontrar formaciones arcillosas de importancia en zonas cálidas y húmedas, mientras que son típicas de zonas más frías formaciones arenosas o limosas. El viento puede modificar la composición del suelo, al arrastrar las partículas finas hacia otros lados. El agua puede disolver algunos componentes, y transportarlos hacia abajo, hacia arriba o hacia los costados, puede volver a cristalizarlos cerca o lejos del lugar donde los había disuelto, cambiando constantemente sus características químicas. La materia orgánica actúa sobre las características químicas y físicas, una manera es cuando los animales lo remueven, aireándolo y homogeneizándolo. Los cambios físicos y químicos en el suelo se notan a través de los cambios en la coloración, los que son ricos en óxidos de hierro presentan coloraciones amarillas o rojizas, mientras que los ricos en materia orgánica son generalmente oscuros o negros. El

grado de humedad de suelo, también influye en el color, ya que se oscurece al humedecerse.

Los diferentes materiales sólidos en un suelo son de distintos tamaños, por lo que se han establecido algunas clasificaciones de suelos de acuerdo al tamaño de las partículas como la de la tabla 2.1 del Departamento de Agricultura de EUA, (USDA por sus siglas en inglés).

Tabla 2.1. Clasificación de suelos (USDA)

Nombre de la partícula	Tamaño (mm)
Arena	0.05 a 2.0
- Muy gruesa	1.0 a 2.0
- Gruesa	0.5 a 1.0
- Media	0.25 a 0.5
- Fina	0.1 a 0.25
- Muy fina	0.05 a 0.10
Limo	0.002 a 0.05
Arcilla	Menor de 0.002

Los elementos gruesos pueden ser observados a simple vista sin la necesidad de utilizar equipo especializado. Disminuyen la cohesión en horizontes muy arcillosos, lo que favorece la penetración de las raíces, aumentan la permeabilidad en el suelo si se encuentran en suficiente proporción, si son porosos retienen humedad, pueden frenar la erosión y las pérdidas de agua si recubren el suelo, no tienen mucha capacidad de almacenamiento de agua.

Las arenas gruesas pueden ser observadas a simple vista, cuando se mezclan con el agua no se forman agregados continuos, sino que se separan de ella con facilidad. Tienen alta porosidad y permeabilidad y baja capacidad de retención de agua disponible para las plantas. Las arenas finas tienen propiedades intermedias entre arenas gruesas y limos, minerales poco meteorizables y riesgo alto de erosión eólica.

Los limos son partículas con tamaño en el rango de 0.002 mm a 0.05 mm, tienen capacidad de retener agua, son mejores retenedores que las gravas y las arenas. Su velocidad de infiltración es baja, tienen alta inestabilidad estructural, la permeabilidad es de media a baja, alto potencial de erosión y baja capacidad de retención de agua disponible por las plantas.

Las arcillas son menores a 0.002 mm, las cuales llegan a ese tamaño a través de transformaciones químicas, tienen gran capacidad de retener agua debido a que poseen huecos con una gran superficie de absorción y debido a su estructura. Están formadas por silicatos constituidos por cadenas de elementos tetraédricos y octaédricos, unidos por enlaces covalentes débiles, lo que permite que las moléculas de agua entren con facilidad en las cadenas, produciendo, a veces aumentos de volumen, recuperables cuando el agua se evapora.

Para poder conocer el tamaño de las partículas del suelo, se tiene que llevar a cabo un procedimiento analítico llamado análisis granulométrico, el cual consiste primeramente en separar los materiales para seleccionar el método de disgregación a emplear, si las partículas tienen un diámetro mayor a 0.075 mm se utiliza la vía seca, para tamaños inferiores se utiliza la vía húmeda. La primera consiste en secar la muestra y pasarla por un conjunto de tamices, cuyos tamaños suelen ir disminuyendo, después se pesa lo retenido en cada tamiz y se obtiene el porcentaje que representa de la muestra total. Mientras que en la segunda se realiza un proceso de sedimentación a través de un hidrómetro, las partículas inferiores se refieren al porcentaje del suelo que contiene limo y arcilla, las cuales están relacionadas con la posibilidad de retención de agua.

En la naturaleza, los materiales que componen el suelo se mezclan, por lo que no se encuentran constituidos por un solo material, se encuentran formados por tres fases: sólida, líquida y gaseosa. La fase sólida constituye cerca del 50% del volumen de la mayor parte de los suelos superficiales, en ella se pueden encontrar una serie de partículas inorgánicas y orgánicas cuyo tamaño y forma varían considerablemente. La distribución proporcional de los diferentes tamaños de partículas minerales determina la textura del suelo, la cual se considera una propiedad básica porque los tamaños de las partículas minerales y la proporción relativa de los grupos por tamaños varían considerablemente entre los suelos, pero no se alteran fácilmente en un determinado suelo.

Para clasificar un suelo según su textura primeramente se toma una muestra representativa de la capa que se desee estudiar para posteriormente pasar los materiales por una serie de tamices que van a permitir separarlos en arenas, limos y arcillas. Las arenas pasan la malla de 2.0 mm y se retienen en la de 0.074 mm, los limos se retienen en la malla 0.005 mm y las arcillas son las que pasan la malla 0.005 mm. Una vez separados los materiales, se pesa lo retenido en cada una de las mallas y se divide entre el peso total de la muestra, para conocer el porcentaje total que ocupa cada una de ellas en la muestra

representativa. Con estos resultados se emplea el triángulo de la textura (Figura 2.1), en el que están graficados porcentajes de los tres materiales y siguiendo las líneas internas se llega a zonas que llevan un nombre preestablecido, clasificando así el material.

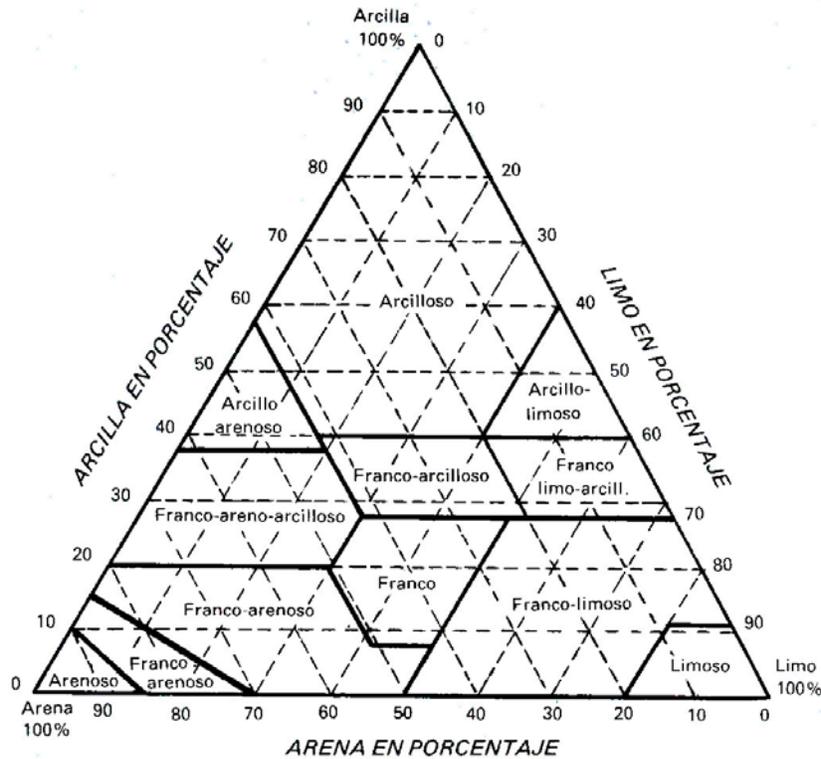


Figura 2.1. Triángulo para determinar clases de textura de suelo.

En la tabla 2.2 se presentan los diferentes nombres que pueden llevar los suelos según el triángulo de la textura, así como el rango de porcentaje que pueden tener los materiales para cada una de las clasificaciones. El interés de conocer la textura del suelo reside en que permite inferir otras propiedades y características directamente relacionadas con su comportamiento, tales como: la capacidad de retención de agua, porosidad, conductividad hidráulica, facilidad de circulación de agua, facilidad de trabajarse, riesgo de erosión hídrica, riesgo de erosión eólica, capacidad para almacenar nutrientes y capacidad de aeración del terreno.

Tabla 2.2. Clases texturales de suelos (USDA).

Nombres comunes de los suelos	Arenoso	Limoso	Arcilloso	Textura
Suelos arenosos (textura gruesa)	86-100	0-14	0-10	Arenoso
	70-86	0-30	0-15	Arenoso franco
Suelos francos (textura moderadamente gruesa)	50-70	0-50	0-20	Franco arenoso
Suelos francos (textura media)	23-52	28-50	7-27	Franco
	20-50	74-88	0-27	Franco limoso
	0-20	88-100	0-12	Limoso
Suelos francos (textura moderadamente fina)	20-45	15-52	27-40	Franco arcilloso
	45-80	0-28	20-35	Franco arenoso arcilloso
	0-20	40-73	27-40	Franco limoso arcilloso
Suelos arcillosos (textura fina)	45-65	0-20	35-55	Arcilloso arenoso
	0-20	40-60	40-60	Arcilloso limoso
	0-45	0-40	40-100	Arcilloso

De acuerdo a los criterios establecidos por USDA, con tan sólo un 20% de arcilla se alcanza la denominación de suelo “arcilloso”, mientras que un suelo no alcanza a nombrarse “limoso” hasta tener al menos un 40% de limos. De arenas se requiere un 44% para que se manifiesten sus propiedades en un suelo, las cuales se presentan claramente a partir del 70%, en la clase franco arenosa. Para fines agrícolas, una textura equilibrada es aquella donde sus contenidos son óptimos para la mayoría de los cultivos, con un 40-45% de arena, un 30-35% de limo y un 25% de arcilla.

El suelo se constituye por tres fases, sólida (V_s), líquida (V_w) y gaseosa (V_a). La suma de las tres forma al volumen total (V_t) del suelo:

$$V_t = V_a + V_w + V_s \quad (\text{Ecuación 2.1})$$

El volumen total se puede representar en forma gráfica a través de la figura 2.2, donde se presenta de manera teórica la composición del suelo y la presencia de las tres fases, las cuales en la naturaleza se encuentran mezcladas entre sí y no separadas como se muestran. En la parte izquierda se puede observar el volumen y en la derecha las masas para cada una de las fases.

Las interacciones entre la fase sólida y líquida adquieren especial relevancia al existir en la primera partículas cargadas eléctricamente y de elevada superficie específica. Los procesos de absorción e intercambio iónico son fundamentales para la vida en el suelo y concretamente para la nutrición de las plantas. Las fases líquida y gaseosa se encuentran en cambio constante, tanto en cantidad como en composición. La lluvia, el riego y las filtraciones incorporan agua al sistema, mientras que la evapotranspiración constituye la principal salida en condiciones en las que no haya pérdidas por percolación (Porta et al., 2003).

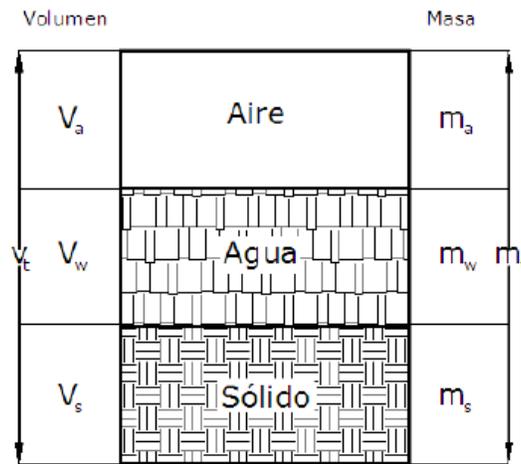


Figura 2.2. Matriz del suelo.

La parte ocupada por los poros (V_v) es la suma del volumen de la parte húmeda y de la parte gaseosa:

$$V_v = V_a + V_w \quad (\text{Ecuación 2.2})$$

Dentro del espacio poroso se pueden distinguir macroporos y microporos. Los primeros no retienen el agua contra la fuerza de gravedad y, por lo tanto, son los responsables del drenaje y la aeración del suelo, constituyendo además, el principal espacio en el que se desarrollan las raíces. Mientras que los segundos son los que retienen el agua, parte de la cual es utilizada por las plantas. La porosidad total, es la suma de los dos tipos de poros y su característica está en función de la textura y estructura del suelo. Cuando en la textura domina la fracción de arcilla, en la porosidad total hay muchos más microporos que cuando domina la fracción de arena. En cuanto a la magnitud también es mayor cuando dominan las fracciones finas.

El agua en el suelo se puede encontrar en tres diferentes maneras, en la primera de ellas, la película del agua es muy delgada, donde la fuerza dominante que la une a la partícula sólida es de carácter molecular, únicamente se puede eliminar el agua en hornos a alta temperatura. En la segunda, las fuerzas capilares son las encargadas de retener el agua y dependiendo de la textura pueden ser mayores que la fuerza de gravedad, esta porción de agua puede ser utilizada por las plantas y no tiene la capacidad de percolar. La tercera se refiere al excedente de agua capilar, que puede llegar a llenar los espacios vacíos en capas superiores de suelo, con el tiempo pueden percolar y posteriormente a alimentar los acuíferos más profundos, cuando se alcanzan a llenar todos los poros por agua se le denomina suelo saturado. También puede ocurrir que el suelo sea muy seco y que no contenga volumen de agua, ocupando ese espacio el aire. Lo mencionado anteriormente se puede apreciar en la figura 2.3.

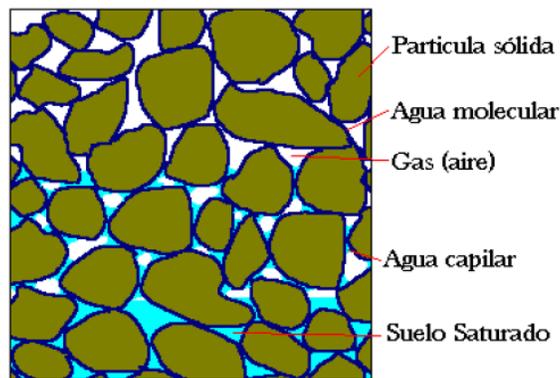


Figura 2.3. Estados del agua en suelos.

En ocasiones es necesario conocer el contenido de agua en el suelo (θv), el cual puede ser expresado como masa o como volumen, se obtiene a través de la siguiente ecuación:

$$\theta v = \frac{V_w}{V_t} \quad (\text{Ecuación 2.3})$$

Consiste en dividir el volumen de agua en el suelo entre el volumen total de la muestra. Se trabaja en unidades de volumen como lo son: cm^3 , m^3 , ft^3 , etc. Es muy común que el contenido volumétrico de agua se presente como porcentaje, por lo que es necesario multiplicar la ecuación por 100, quedando de la siguiente manera:

$$\theta v = \frac{V_w}{V_t} \times 100 \quad (\text{Ecuación 2.4})$$

La humedad del suelo suele variar a través de los diferentes tipos de suelo, los granulares (arenas y gravas) tienen entre un 5% y 8%, mientras que los arcillosos presentan valores entre 60 y 70%, aunque algunos suelos orgánicos pueden alcanzar valores de 300 a 400%. Por lo que tener la posibilidad de conocer el tipo de suelo en un determinado sitio de estudio, da una idea de la capacidad de retención de agua del suelo y su humedad.

2.3. Importancia del agua en el suelo

Sin el agua la vida no existiría, por lo que es el recurso más importante que existe en la Tierra. El agua cubre más del 70% de la superficie del planeta, de ese porcentaje cerca el 97.5% es agua salada, la cual se ubica principalmente en los océanos y en menor cantidad en el subsuelo y lagos. El 2.5% restante es agua dulce, de este volumen total se tiene el 69.5% como hielo permanente y el 30% se encuentra en el subsuelo. Menos del 0.5% restante se encuentra distribuido en: lagos 0.26%, humedad de suelo 0.05%, agua atmosférica 0.04%, humedales 0.03%, ríos 0.006% (Gleick, 2000), en la figura 2.4 se presenta gráficamente la distribución de agua en el planeta.

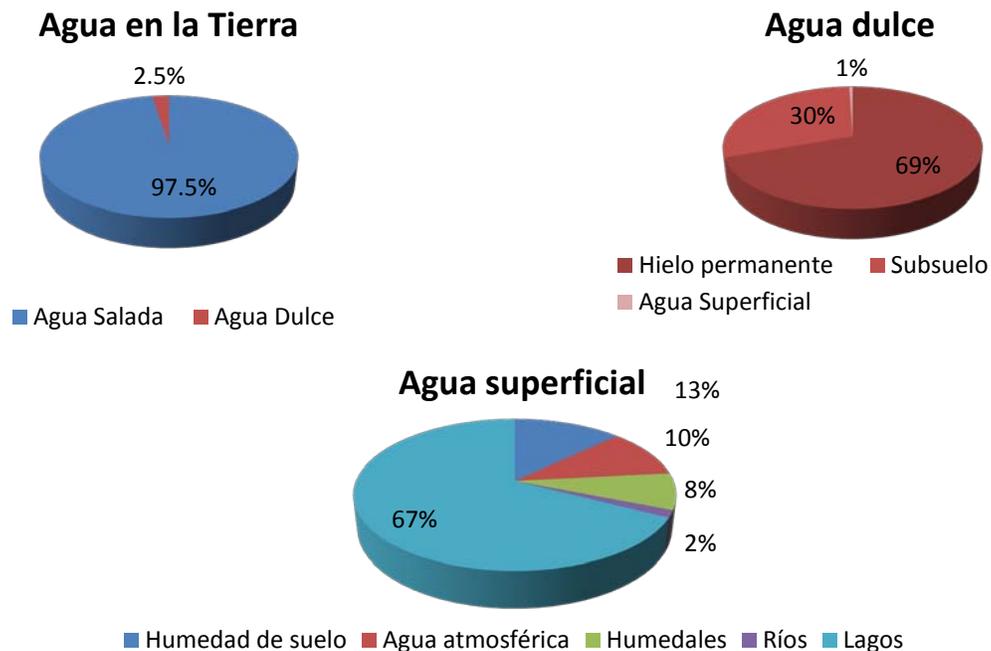


Figura 2.4. Distribución de agua en el Planeta Tierra.

El estudio de agua en el suelo ha sido tarea principalmente de los agrónomos o agricultores para determinar cuándo es momento de regar las plantas o cultivos para su desarrollo óptimo. Recientemente su estudio ha recibido mayor interés de campos como la hidrología y climatología, debido a su notable influencia en sus procesos (Pathe et al., 2009).

La humedad de suelo ocupa un pequeño volumen de agua, sin embargo su importancia radica en que es fundamental en las interacciones entre la hidrósfera, biósfera y atmósfera. El agua en el suelo es importante para el sustento de vida, de ella depende el crecimiento de la vegetación, durante este, las plantas transpiran agua, provocando la transferencia de calor y masa entre la superficie terrestre y la atmósfera (Kerr, 2007) (Eltahir, 1998).

El agua llega al suelo principalmente a través de eventos de precipitación, estos pueden producir cambios dramáticos en su contenido de agua, lo que genera mayor disponibilidad de agua para las plantas promoviendo un incremento en evapotranspiración, esto a su vez contribuye para el proceso de convección, que es el encargado de producir precipitación en la región (Jackson, 2007).

En 1996, Entekhabi y un grupo de investigadores identificaron los principales estados de humedad de suelo producidos por precipitación reciclada a escala continental. En estos casos, el contenido de agua en el suelo es una importante fuente de agua atmosférica, de la cual, solamente una fracción es la que vuelve como precipitación a la superficie terrestre. El mecanismo de respuesta de evaporación en la superficie terrestre y precipitación es una fuente importante de lluvia en grandes cuencas continentales como la de los Ríos Amazonas y Mississippi. Después de los eventos de precipitación, cuando persiste bajo contenido de agua en el suelo, la lluvia se reduce, incrementando las condiciones secas. En caso contrario, los periodos húmedos ayudan a mantener la humedad en el suelo. Esta respuesta positiva produce una distribución de probabilidad de dos modos en cuencas grandes con implicaciones climáticas importantes.

También debe de ser considerada como un recurso natural clave para el campo de la Ecohidrología ya que provee a las plantas la cantidad de agua requerida para vivir. Es importante mencionar que según datos del Banco Mundial (2006) la competencia de agua para uso agrícola y uso natural de los ecosistemas se seguirá incrementando. El poder identificar qué tanta agua del suelo puede ser retirada de los ecosistemas sin dañarlos, es una de las claves para el desarrollo sostenible y prevención del deterioro del medio

natural. En caso particular las zonas con condiciones secas, lugares donde la humedad de suelo controla la estructura, función y diversidad de los ecosistemas.

En 1985, Letey describió las condiciones físicas óptimas para el crecimiento de las plantas, donde mostró la importancia del contenido de agua en el suelo, a través de la figura 2.5. En ella se puede observar que si disminuye la humedad de suelo se incrementa la resistencia mecánica, lo que provoca que las plantas batallen para poder penetrar el suelo, pero a la inversa la temperatura y la aeración aumentan. En caso contrario cuando la humedad aumenta se reduce la resistencia mecánica, la temperatura y aeración.

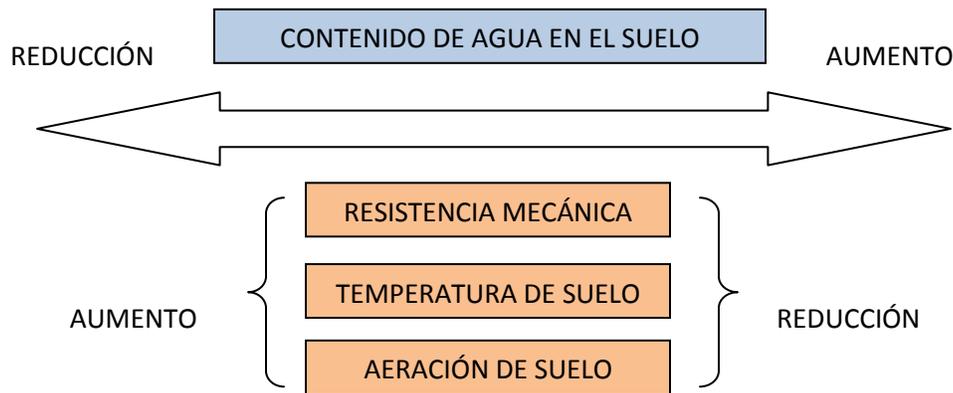


Figura 2.5. Control de humedad de suelo sobre características físicas del suelo (Letey, 1985).

Durante los periodos de tormenta y entre tormenta, el contenido de humedad en el suelo ejerce un control importante sobre los procesos hidrológicos. Durante los periodos de tormenta, influye en la partición de la lluvia en infiltración y escurrimiento. En los periodos entre tormentas, determina si la columna de suelo puede satisfacer la demanda atmosférica de humedad, ya sea en la superficie o en la zona de las raíces, el primer caso se refiere a la evaporación en suelos desnudos y en el segundo a la transpiración de las plantas, y por lo tanto, afecta la partición de entre flujo de calor latente y sensible. Es por eso, que el contenido de humedad es el vínculo entre la energía superficial y el balance de agua (Wooldridge et al., 2003).

La humedad en el suelo también tiene que ver en la división del agua que se escurre y que se infiltra, eficiente infiltración usualmente significa recarga del acuífero. Mientras que con la escorrentía se transporta el agua de un lugar a otro lo que provoca degradación del suelo a través de erosión y lixiviación. Un tipo de escurrimiento ocurre cuando los suelos

se encuentran saturados, llenándose todos los espacios vacíos por agua, el agua que no se alcanza a almacenar en el suelo corre sobre la superficie.

El contenido de agua en el suelo puede servir como herramienta de análisis de organismos de protección civil, ya que a través de simulaciones se pueden pronosticar inundaciones, deslizamientos de tierra y permitir evacuar a la población de zonas de riesgo.

Una característica importante de la humedad del suelo es su variabilidad espacial y temporal. Varía espacialmente debido a la topografía, textura de suelo y vegetación, y temporalmente, por los eventos de precipitación y a las características físicas del suelo que controlan el drenaje y la evapotranspiración acumulada, lo que hace de su medida y estudio, una tarea muy compleja.

2.4. Medida de la humedad del suelo

En la actualidad hay una gran cantidad de métodos e instrumentos que se utilizan para medir la humedad del suelo. Existen desde aparatos que son operados manualmente en la superficie terrestre, hasta sofisticados sensores instalados en satélites que orbitan el planeta con la capacidad de medir la humedad en determinados sectores de la superficie de la Tierra. La mayoría de los métodos o instrumentos consisten en medir alguna de las propiedades del suelo que se alteran con cambios en el contenido de agua en el suelo.

A pesar de los avances que existen para medir este importante parámetro, todavía existen deficiencias para obtener datos rutinarios a escalas intermedias para estudios hidrológicos.

Todos los equipos y metodologías se valen de las propiedades físicas del suelo para obtener su humedad, dichas propiedades son descritas en el capítulo con detalle para posteriormente tener mejor entendimiento de los distintos métodos de medición. Una vez descritas se tratará de las ventajas y desventajas de los instrumentos, separándolos en dos grupos, el primero se refiere a aquellos donde la medición se hace directamente en el sitio de estudio, denominándose métodos puntuales, mientras que el segundo grupo es el que se refiere a los equipos con los que se hace el trabajo a distancia; es decir, se miden con sensores remotos.

2.4.1. Propiedades físicas del suelo

a) Gravimetría

La cantidad de agua en los suelos se expresa principalmente de dos maneras, en las formas volumétrica (θ_v) o gravimétrica (θ_g). La primera se expresa en unidades de metros cúbicos por metros cúbicos (m^3/m^3), mientras que la segunda en gramo por gramo (g/g) de suelo seco a temperatura de horno de 105°C. Las dos cantidades se relacionan a través de la siguiente expresión.

$$\theta_v = \theta_g \frac{\rho_b}{\rho_w} \quad (\text{Ecuación 2.5})$$

Donde ρ_v es la densidad del volumen de suelo seco y ρ_w es la densidad del agua. La variable más importante para este caso es la del contenido volumétrico de agua, la cual será expresada con el signo de θ .

Para determinar θ en suelos se puede seguir un método estándar, el cual consiste en tomar una muestra de suelo y secarla a una temperatura de 105 °C. Se basa en las medidas de masa donde se requiere fundamentalmente el peso de la muestra analizada y el peso de una sustancia química conocida, en este caso agua. Este método requiere el uso de ciertos equipos de laboratorio que sea precisos para obtener un resultado preciso, también es importante la destreza que tenga el operador para realizar el procedimiento de manera confiable. El procedimiento a seguir se presenta a continuación:

1. Mediante el uso de una pala se extrae una muestra de suelo en la capa de suelo que se requiere analizar, la cual se aísla con plástico con la finalidad de conservar su humedad.
2. Si se desea aumentar la precisión o tener una muestra representativa, se recomienda tomar varias muestras distribuidas en el área de estudio.
3. Si el suelo extraído es muy pesado, se toman de 100 a 200 gramos para la determinación, se identifican cada una de las muestras y se determina su peso húmedo.
4. Se transfieren las muestras a un horno en un envase previamente pesado.
5. Se dejan a temperatura constante de 105 °C por un periodo de 24 horas, ó hasta alcanzar un peso constante. Se seca a esa temperatura ya que se pretende identificar la pérdida de agua, previniendo la pérdida excesiva de peso debido a la oxidación y descomposición de materiales orgánicos.

La principal ventaja que presenta es que es un método preciso para encontrar la humedad de suelo, si se realiza con cuidado y con cierto grado de destreza. Tiene algunas desventajas que se deben de tomar en cuenta, entre ellas es que se requiere equipo especializado y cierto grado de precisión para obtener valores confiables; se necesitan cuando menos 24 horas para llevar a cabo el procedimiento de medida, por lo que no es el método adecuado cuando se requieren medidas instantáneas. También al realizar las excavaciones para extraer las muestras, el suelo queda alterado, lo que no permite hacer mediciones futuras en el mismo sitio. En caso de que el suelo sea heterogéneo es necesario obtener mayor número de muestras. Este método es utilizado como método estándar para calibración y evaluación de otras técnicas (Walker et al., 2004).

b) Termalización de neutrón

Los neutrones son partículas sin carga por lo que no son afectados por los campos electromagnéticos. Cuando son liberados de una fuente, viajan en línea recta si no chocan con un núcleo de un átomo. Una colisión directa entre un neutrón y un núcleo de hidrógeno provoca que el neutrón pierda su energía y se convierta en uno térmico. Colisiones directas con oxígeno provocan pérdida del 22% de energía, con silicio del 14%, con aluminio del 13% y con hierro del 7% (Gardner et al., 2001). Las colisiones también provocan que los neutrones cambien de dirección, entre más ocurran la probabilidad será mayor de que vuelvan a un detector cercano a la fuente, por lo tanto, el número de neutrones térmicos que regresan en un periodo de tiempo suficiente, proporciona una buena estimación del número de núcleos de hidrógeno en el suelo, lo cual puede ser calibrado para determinar θ . Una importante desventaja de utilizar este método es que en los últimos años se ha incrementado la restricción de uso de materiales radioactivos por lo que se ha su utilización.

c) Propiedades dieléctricas

Los sensores que utilizan las propiedades dieléctricas para estimar θ incluyen una amplia variedad de métodos que van desde sensores eléctricos a escala de muestra hasta métodos geofísicos y de sensores remotos. Los primeros estudios documentados, se realizaron en Canadá por Hoekstra y Delaney en 1974 y desde entonces a la fecha ha sido utilizado constantemente en los distintos dispositivos.

El agua tiene una carga eléctrica distribuida en forma irregular, lo que le permite tener un momento dipolar permanente, el cual consiste en el desplazamiento de carga molecular

de positivo a negativo según la posición de los átomos de hidrógeno en relación con el átomo de hidrógeno. Los dipolos se orientan cuando se aplica un campo eléctrico externo, dando lugar a un efecto de separación eléctrica, conocido como polarización. En cada una de las regiones del espacio ocupadas por líquidos, el vector de polarización (P) es proporcional al campo eléctrico (E). Es importante mencionar que el vector de polarización describe el momento dipolar neto por unidad de volumen. Lo antes mencionado se representa en la siguiente ecuación:

$$P = \varepsilon_0 X_e E \quad (\text{Ecuación 2.6})$$

Donde ε_0 es la permitividad del vacío y X_e es la susceptibilidad eléctrica. También es útil considerar el vector de desplazamiento dieléctrico (D), ya que es el que permite relacionar el campo eléctrico con la carga libre en el medio, excluyendo la carga que da lugar a la polarización. Matemáticamente el desplazamiento dieléctrico se expresa a través de la siguiente ecuación:

$$D = \varepsilon_0 E + P \quad (\text{Ecuación 2.7})$$

Si se toma la *Ecuación 2.7* y se sustituye P de la *Ecuación 2.6*, para posteriormente factorizar la expresión se tiene:

$$D = \varepsilon_0 (1 + X_e) E \quad (\text{Ecuación 2.8})$$

Ahora sustituyendo E con las siguientes expresiones:

$$E = \varepsilon_0 \varepsilon_r \quad (\text{Ecuación 2.9})$$

$$E = E \varepsilon \quad (\text{Ecuación 2.10})$$

$$\varepsilon_r = 1 + X_e = \frac{\varepsilon}{\varepsilon_0} \quad (\text{Ecuación 2.11})$$

La ecuación 2.11 es la de la permitividad relativa, que da como resultado un número sin dimensiones. Donde ε es el coeficiente de permitividad absoluta del medio medido en Faradios por metro (F/m).

Cuando se aplica un campo estacionario por un periodo de tiempo largo, el medio líquido se polariza como se menciona matemáticamente en la ecuación 2.6, la cual aumentará siempre y cuando la constante dieléctrica también lo haga. Cuando se elimine el campo eléctrico, los dipolos volverán a un estado de equilibrio desordenado, a esto se le

denomina proceso de relajación. Durante la polarización se produce una corriente eléctrica ya que las cargas eléctricas cambian de posición, bajo este argumento se calcula la relajación, al suponer que la corriente de despolarización es proporcional al valor instantáneo de polarización, a lo que se le denomina Modelo de Debye (Frölich, 1958), el cual sigue la siguiente ecuación:

$$\frac{dP}{dt} = \frac{-1}{\tau P} \quad (\text{Ecuación 2.12})$$

Integrando para resolverla se tiene:

$$P(t) = P(0) \exp \frac{-t}{\tau} \quad (\text{Ecuación 2.13})$$

En las expresiones anteriores se puede apreciar a la letra t que significa tiempo e indica que la polarización decrece exponencialmente con el tiempo, esto a partir de que se dejó de aplicar el campo eléctrico. También en las dos ecuaciones previas se encuentra τ , que es un tiempo característico en función de la temperatura y de las características microscópicas del proceso. Físicamente, el sistema tiende al nuevo estado de polarización nula por variaciones aleatorias activadas térmicamente.

En un sistema tan complejo como el que forman el agua y el suelo existen diversos mecanismos de polarización. Por lo tanto la constante dieléctrica estática, contiene una descripción de la composición de varios mecanismos de polarización, que al separarlos a través de las características dinámicas de los fenómenos de polarización, se puede conocer el sistema y obtener información sobre sus características a partir de medidas eléctricas. Cada uno de los mecanismos tiene su propio tiempo característico de relajación, los cuales pueden llegar a tener una enorme escala de magnitud.

Hay dos maneras para estudiar al fenómeno de la relajación, la primera es por dominio de tiempo y la segunda por dominio de frecuencia. En dominio de tiempo, lo que se hace es perturbar el sistema y observar su evolución al nuevo estado de equilibrio. Mientras que en dominio de frecuencia, se mantiene una perturbación estacional sinusoidal de pequeña amplitud, para después observar la respuesta del sistema. Para todo sistema lineal, la respuesta a una señal sinusoidal es de la misma manera (sinusoidal), debido a esto, el comportamiento del sistema en dominio de frecuencia se puede analizar con la magnitud de impedancia, que es la relación de entrada con salida. En el caso de medidas dieléctricas, es preferible describir el comportamiento en frecuencia mediante

permitividad compleja, la cual expresa la misma información física que la impedancia y se describe a través de la siguiente expresión:

$$\varepsilon = \varepsilon' + i\varepsilon'' \quad (\text{Ecuación 2.14})$$

El suelo como ya se ha mencionado previamente en el capítulo, consta de materia sólida, líquida y gaseosa. Las moléculas de agua se pueden encontrar en diversos estados según se encuentre en contacto con su entorno. El agua tiene un alto grado de permitividad, cercano a 80, a causa de su momento dipolar permanente, en cambio la materia mineral sólida tiene una constante dieléctrica menor de 5. Esta gran diferencia que existe entre la parte sólida y líquida en un suelo es lo que permite estimar el contenido de agua a partir de la medida de permitividad.

Un factor fundamental para poder entender la respuesta dieléctrica de los sensores y la medición del contenido de agua, es la dependencia de la frecuencia de los distintos materiales dieléctricos, como en este caso los suelos. La cual fue descrita en 1929 por Debye, donde consideró que al aplicarle un campo eléctrico a una molécula en rotación experimentaría una creciente fuerza de fricción, aumentando la velocidad de rotación, debido al incremento de frecuencia del aplicado al campo eléctrico. Como resultado se tienen las ecuaciones de Debye:

$$\varepsilon_r' = n^2 + \frac{\varepsilon_s - n^2}{1 + \omega^2 \tau^2} \quad (\text{Ecuación 2.15})$$

$$\varepsilon_r'' = \frac{(\varepsilon_s - n^2) \omega \tau}{1 + \omega^2 \tau^2} + \frac{\sigma_{dc}}{\omega \varepsilon_0} \quad (\text{Ecuación 2.16})$$

Donde la parte real (ε_r') describe el almacenamiento de energía, lo cual está relacionado con θ , la parte imaginaria (ε_r'') describe las pérdidas de energía por disipación debido al calor. Mientras que el término σ_{dc} contribuye solamente si el material contiene conducción iónica, es decir, si no vale cero. El término n representa el índice refractivo, ε_s es la permitividad estática relativa, y por último τ describe al tiempo de relajación, el cual está relacionado con la frecuencia a través de $\tau = (1/\omega)$, donde ω es la frecuencia angular igual a $2\pi f$. Por este modelo Debye ganó el premio Nobel, el cual provee una descripción razonable de algunos sólidos y fluidos pero no es muy útil para describir las propiedades dieléctricas de los suelos, donde ocurren aparte otro tipo de procesos. En particular, muchos de los materiales naturales, como los suelos, constan de tres fases, por lo que la geometría se convierte en un importante factor (Sihvola, 1999). También, la fase de solución que contienen iones provoca transporte de carga, descrito por el término σ_{dc} .

Un punto importante que debe aclararse cuando se comparan mediciones de laboratorio y de campo utilizando el modelo de Debye, es la diferencia entre las partes real e imaginaria de la medida total de permitividad, representados por ε_T' y ε_T'' en las siguientes ecuaciones:

$$\varepsilon_T'(\omega) = \varepsilon_r'(\omega) + \frac{\sigma''(\omega)}{\omega} \quad (\text{Ecuación 2.17})$$

$$\varepsilon_T''(\omega) = \varepsilon_r''(\omega) + \frac{\sigma'(\omega)}{\omega} \quad (\text{Ecuación 2.18})$$

Donde $\sigma''(\omega)$ está relacionado con la difusión farádica y $\sigma'(\omega)$ representa a la conducción óhmica. Lo importante es que es imposible realizar una medición que pueda separar completamente de dieléctrico de conducción. Todo lo que puede ser medido es la cantidad total de energía almacenada (ε_T') y la pérdida total de energía (ε_T''). A frecuencias altas, cercanas a los 100 kHz, se asume normalmente que $\sigma''(\omega)=0$ y $\sigma'(\omega)=\sigma_{dc}$, considerando esto, el término de constante dieléctrica medido por un instrumento se define de la siguiente manera:

$$k = \frac{\varepsilon_T'}{\varepsilon_0} = \frac{\varepsilon_r'(\omega)}{\varepsilon_0} \quad (\text{Ecuación 2.19})$$

Inicialmente, se consideraba que a altas frecuencias, la respuesta de la permitividad en suelos era independiente a la frecuencia, por lo que la mayoría de los instrumentos así operaban. Sin embargo, estudios han mostrado que los minerales arcillosos tienen distinta dispersión dieléctrica, por lo que esta representa un gran reto para desarrollar un modelo sencillo de calibración que describa la relación entre permitividad y humedad de suelo.

Los objetivos para calibrar los sensores de suelos son dos:

1. Medir la parte real de la permitividad (ε_r') minimizando cualquier contribución proveniente del componente imaginario ya sea ε_r'' o σ'' .
2. Trabajar a una frecuencia que permita minimizar los efectos de dispersión dieléctrica.

La frecuencia de relajación del agua libre tiene el valor de 9 GHz a cero grados centígrados, a frecuencias más bajas que 10 MHz, ocurren otros fenómenos de relajación asociados al agua en el suelo, por lo tanto, existe una ventana de medición entre 10 MHz y 1 GHz libre de pérdidas dieléctricas, en la cual la parte real de la permitividad se puede considerar constante y se debe al agua libre.

d) *Propiedades térmicas del suelo*

Las mediciones de las propiedades térmicas se han ido incrementando como alternativa a otras metodologías para determinar θ y flujo de agua en el suelo. Las propiedades térmicas se definen principalmente por la conductividad térmica (λ), capacidad volumétrica de calor (C) y difusividad térmica (α). Pocas técnicas de medición se encuentran disponibles para estimar las propiedades térmicas de manera no destructiva ya que los parámetros geométricos del suelo como lo es la continuidad de los poros y la configuración de las partículas de suelo que controlan el transporte de calor de suelo, a través de conducción y convección. En cambio, las propiedades térmicas son estimadas al hacer coincidir analíticamente o numéricamente el transporte de calor de suelo con datos de temperatura experimental.

La capacidad de calor volumétrica, definida como C_{soil} , con unidades de $J\ m^{-3}K^{-1}$, define la cantidad de calor que puede ser almacenado en el suelo, puede ser determinada por la suma de las capacidades de calor de constituyentes (Kluitenberg, 2002).

$$C_{soil} = (\rho c)_s(1 - \phi) + (\rho c)_w\theta + (\rho c)_a(\phi - \theta) \quad (\text{Ecuación 2.20})$$

Donde ρ es la densidad expresada en $kg\ m^{-3}$, c es el calor específico en $J\ kg^{-1}\ K^{-1}$, los subíndices s , w y a indican las fases sólida, agua y aire del suelo respectivamente. Si la capacidad de calor del aire se ignora y la fase sólida se considera únicamente de material mineral, se asumiría que $C_w = (\rho c)_w$ y $C_s = (\rho c)_s$ quedando la ecuación de la siguiente manera:

$$C_{soil} = C_s(1 - \phi) + C_w\theta \quad (\text{Ecuación 2.21})$$

Complicaciones adicionales surgirían si la fase sólida del suelo tuviera fracciones significantes de materia orgánica, grava u otros componentes. En ese caso, para calcular C_s se deben incluir los otros materiales constituyentes, asignándoseles valores conocidos independientes de calor específico y de densidad. De la ecuación 2.21 se puede obtener θ directamente a partir de la medición de C_{soil} , siempre y cuando se conozcan los valores de capacidad de calor volumétrico de la fase sólida y de agua.

La conductividad térmica (λ) describe la habilidad del suelo para conducir el calor, está en función del tipo de mineral, del arreglo geométrico en las distintas fases, y de θ . La mayoría de las técnicas de medición se basan principalmente en métodos analíticos acerca del transporte del calor, al probar la conductividad térmica o la difusividad térmica con

mediciones de temperatura. Por ejemplo, Mortensen y otros en el 2006 a través de una expresión polinomial probaron la dependencia de θ a la conductividad térmica con mediciones simultáneas de la temperatura, y concentración de solutos utilizando soluciones numéricas de flujo y transporte.

De Vries en 1963 hizo una relación general entre conductividad térmica y θ , tomando en cuenta la composición y forma del suelo, en esta teoría De Vries relacionó la conductividad con la composición mineral, temperatura, este modelo es extremadamente complicado e incluye poros a escala microscópica y factores geométricos de la fase sólida. Después, Campbell en 1985 y Chung y Horton en 1987, desarrollaron expresiones macroscópicas más sencillas. A bajos valores de θ , la conductividad térmica es controlada mayormente por el contenido volumétrico del aire, con poca influencia provocada por la fase sólida a través de la materia orgánica y cuarzo. Mientras que si θ aumenta, la conductividad térmica es controlada por contacto térmico de las fases, como lo son las capas de agua que se encuentran entre las partículas de suelo.

e) *Medición por conductividad eléctrica*

La medición de θ a través de la conductividad eléctrica fue propuesta desde 1899 por Briggs. Sin embargo, no obtuvo mucha atención debido a la dependencia de la carga de la conductividad eléctrica (σ_a), a θ y a la conductividad eléctrica de la solución de suelo (σ_w). La medición de σ_a se ha hecho muy común para evaluar la salinidad del suelo (Rhoades et al., 1989), mientras que σ_w para predecir el contenido de nutrientes del suelo o para modelar el transporte de solutos en el suelo. Dependiendo del método y la escala, la medición de la conductividad eléctrica incluye todos los constituyentes del suelo que conducen corriente eléctrica. La conductividad de la solución del suelo y los principales contribuyentes de σ_a , pero hay factores que la impactan, como los iones que son absorbidos por partículas con carga de la superficie (partículas de limos y arcillas), lo cual se refiere a conductividad superficial σ_s , y la influencia de la heterogeneidad del suelo en la orientación de los campos magnéticos con respecto a la estructura anisotrópica. La temperatura de suelo es importante que se considere debido a la dependencia con la conductividad eléctrica de la solución, la cual se convierte en un problema para las capas que se encuentran cerca de la superficie, que es donde ocurren las más grandes variaciones de θ y de temperatura, ya sean en el espacio o en el tiempo (Robinson et al., 2008). Por esta razón los sensores dieléctricos, reemplazaron a los métodos de resistividad para determinar mediciones puntuales de θ . Varios modelos y

empíricos se han desarrollado para describir σ_a en función de los factores mencionados. Una de las expresiones más simples es la desarrollada por Mualem y Friedman en 1991, donde solamente considera la fase de conductividad de la solución para suelos saturados y no saturados, la cual se muestra a continuación:

$$\sigma_a = \sigma_w \theta_{sat}^{1.5} \left(\frac{\theta}{\theta_{sat}} \right)^{2.5} \quad (\text{Ecuación 2.22})$$

Todas las variables ya han sido definidas anteriormente, con excepción de θ_{sat} , que es el contenido saturado de agua. La expresión describe σ_a en un amplio rango de suelos gruesos y estables, debido a la influencia de σ_s , se sugiere una fórmula general de la Ley de Archie que se extiende a los suelos no saturados (Friedman, 2005):

$$\sigma_a = \frac{\sigma_w \phi^{(m-n)} \theta^n}{a} + \sigma_s(\sigma_w) \quad (\text{Ecuación 2.23})$$

Donde los parámetros empíricos n , m y a son valores comunes asignados o para coincidir con datos medidos. El término n es aproximadamente 2, m es el exponente de cementación que es mayor a 1.3 y menor a 2.5, que para fines prácticos se toma como 1.5 y por último, a se puede asumir como 1, ya que su rango de valores se ubica entre 0.5 y 2.5. Utilizando estos valores y sustituyéndolos en la Ecuación 2.24 en términos de θ se tiene que:

$$\theta = \left[\frac{\sigma_a \phi^{0.5}}{\sigma_w} - \sigma_s(\sigma_w) \right]^{0.5} \quad (\text{Ecuación 2.24})$$

La habilidad de métodos geofísicos eléctricos para coleccionar información, ya sea por resistividad de corriente directa e inducción electromagnética, están renovando el interés de utilizarlos para determinar θ a través de la conductividad eléctrica.

2.4.2. Métodos de medición puntual

Una vez definidas las principales propiedades físicas medidas en los suelos, se describen los métodos puntuales de medición, que son aquellos que se llevan a cabo directamente en el sitio donde se realiza el estudio, tomando datos en un solo punto, donde es instalado el sensor. Para obtener datos representativos de la zona donde se trabaja, es necesario diseñar un muestreo sistemático, que permita abarcar la superficie característica, para lo que es necesario considerar importantes factores como la

topografía, vegetación, cobertura vegetal, tipo de suelo, etc. Los métodos y dispositivos de campo utilizados comúnmente son:

a) *Humedad al tacto*

Este método es utilizado principalmente en el campo de la agricultura. Se utiliza para determinar cuándo es conveniente irrigar y la cantidad de agua que se debe aplicar.

El tacto y la apariencia del suelo varían con la textura y el contenido de humedad. Si se cuenta con la suficiente experiencia, se pueden calcular las condiciones de humedad con una aproximación del 5%. Para poder calcular las muestras, es necesario obtenerlas a una profundidad cercana a los 30 cm del cultivo, dependiendo de la situación de cada caso, se toman el número de muestras con la finalidad de tener resultados representativos. Lo más recomendable es variar los sitios y las profundidades de las muestras según el tipo de cultivo, la superficie del campo, la textura del suelo y estratificación. El procedimiento que se debe seguir es el siguiente:

1. Obtener la muestra de suelo a una profundidad elegida, esto se realiza utilizando cualquier material para excavar.
2. Comprimir varias veces con firmeza la muestra de suelo hasta formar una bola de forma irregular.
3. Comprimir la muestra de suelo entre los dedos pulgar e índice para formar una cinta.
4. Observar la textura del suelo, capacidad para convertirse en cinta, su firmeza, la aspereza de la superficie de la bola, el brillo del agua, las partículas sueltas y el color del suelo.
5. Comparar las observaciones con fotografías ó tablas que permitan calcular el porcentaje de agua disponible y los centímetros reducidos por debajo de la capacidad de campo.

Los puntos 4 y 5 son de vital importancia para obtener un resultado acertado y para ello es indispensable contar con experiencia en el método. El uso de tablas puede ayudar a mitigar la dependencia de experiencia previa del operador, la tabla (tabla 2.3) del NRCS (National Resources Conservation Service).

Tabla 2.3. Guía para calcular la humedad de suelo (NRCS).

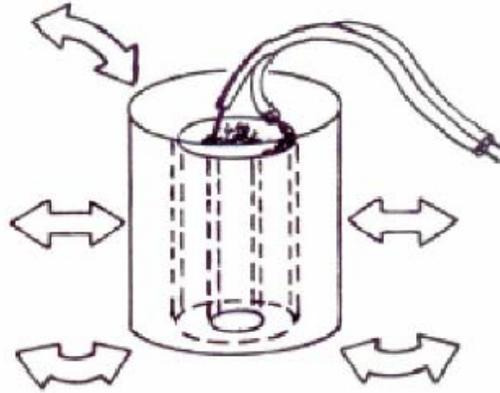
	Textura gruesa - arena fina y arena fina francosa	Textura moderadamente gruesa - franco arenosa y franco arenosa fina	Textura media - franco arenoso arcilloso, franco y limoso grueso franco limoso	Textura fina - arcilla, franco arcilloso y franco arcilloso limoso
Capacidad de agua disponible (pulgadas/pie)				
	0.6 - 1.2	1.3 - 1.7	1.5 - 2.1	1.6 - 2.4
Porcentaje de humedad disponible en el suelo	La Reducción de Humedad en el Suelo (RHS) en pulgadas por pie cuando el tacto y la apariencia del suelo son como se describe:			
0 - 25	Seco, se mantiene junto si no se molesta, quedan granos finos en los dedos cuando se ejerce presión. RHS 1.2 - 0.5	Seco, forma una bola muy débil, los granos agregados se caen fácilmente de la bola. RHS 1.7 - 1.0	Seco, los agregados del suelo se caen fácilmente, no deja humedad en los dedos, los terrones se desmoronan al ejercer presión. RHS 2.1 - 1-1	Seco, los agregados del suelo se caen fácilmente, los terrones difícilmente se desmoronan al ejercer presión. RHS 2.4 - 1.2
25 - 50	Ligeramente húmedo, forma una bola débil con las marcas de los dedos bien definidas, una capa ligera de granos de arena suelta queda en los dedos. RHS 0.9 - 0.3	Ligeramente húmedo, forma una bola débil con las marcas de los dedos definidas, color oscuro, no deja manchas de agua en los dedos, los granos se caen. RHS 1.3 - 0.7	Ligeramente húmedo, forma una bola débil con superficie rugosa, no deja manchas de agua en los dedos, pocos granos de agregado se caen. RHS 1.6 - 0.8	Ligeramente húmedo, forma una bola débil, muy pocos granos de agregado se caen, no deja manchas de agua, los terrones se aplanan al ejercer presión. RHS 1.0 - 0.8
50 - 75	Húmedo, forma una bola débil y quedan granos de arena sueltos y agregados en los dedos, color oscuro, quedan manchas moderadas de agua en los dedos, no forma cinta. RHS 0.6 - 0.2	Húmedo, forma una bola con las marcas de los dedos definidas, deja manchas muy ligeras de suelo/agua en los dedos, color oscuro, no se pega. RHS 0.9 - 0.3	Húmedo, forma una bola, deja manchas muy ligeras en los dedos, color oscuro maleable, forma una cinta débil entre los dedos pulgar e índice. RHS 1.1 - 0.4	Húmedo, forma una bola suave con marcas definidas de los dedos, deja manchas ligeras de suelo/agua en los dedos, forma una cinta entre los dedos pulgar e índice. RHS 1.2 - 0.4
75 - 100	Mojado, forma una bola débil y deja en los dedos granos de	Mojado, forma una bola que deja marca húmeda en la mano,	Mojado, forma una bola con marcas bien definidas de los	Mojado, forma una bola, deja una capa irregular de mediana a gruesa en los dedos, forma

	arena sueltos y agregados, color oscuro, quedan marcadas manchas de agua en los dedos, no forma cinta. RHS 0.3 - 0.0	quedan manchas leves/medias en los dedos, forma una cinta débil entre los dedos pulgar e índice. RHS 0.4 - 0.0	dedos, deja una capa ligera/gruesa de suelo/agua en los dedos, forma cinta entre los dedos pulgar e índice. RHS 0.5 - 0.0	fácilmente una cinta entre los dedos pulgar e índice. RHS 0.6 - 0.0
Capacidad de campo (100 por ciento)	Mojado, forma una bola débil, queda una capa moderada a gruesa de suelo/agua en los dedos, deja en la mano señales mojadas de la bola blanda. RHS 0.0	Mojado, forma una bola blanda, aparece un poco de agua en la superficie cuando se comprime o se sacude, deja una capa de mediana a gruesa en los dedos. RHS 0.0	Mojado, forma una bola blanda, aparece un poco de agua en la superficie cuando se comprime o se sacude, deja una capa de mediana a gruesa de suelo/agua en los dedos. RHS 0.0	Mojado, forma una bola blanda, aparece un poco de agua en la superficie cuando se comprime o se sacude, deja una capa pegajosa de suelo/agua en los dedos, resbaloso y pegajoso. RHS 0.0

b) Método de la resistencia eléctrica

Este método se vale de las propiedades eléctricas del suelo para calcular su humedad, esto lo logra a través de un bloque poroso de suelo (Bonet, 1968). El procedimiento a seguir se presenta a continuación:

1. Se escoge un área representativa del campo.
2. Mediante el uso de una pala se hace una perforación en la capa de suelo que se desea estudiar.
3. Se coloca en el interior del hueco un bloque poroso de yeso que contenga incrustados dos o más electrodos, se debe asegurar un contacto adecuado entre el suelo y los bloques porosos para tener una sensibilidad adecuada.
4. Se prepara una pasta de suelo y agua y se llena el orificio en el suelo.
5. Los cables o terminales de los electrodos deben dirigirse hacia la superficie del terreno, tal como se indica en la figura 2.6.



6. *Figura 2.6. Bloques de yeso (Goyal, 1990).*

7. Colocación de bloques a diferentes profundidades según se desee, siguiendo los pasos mencionados anteriormente. En la figura 2.7 se puede observar un ejemplo de colocación de varios bloques de yeso.

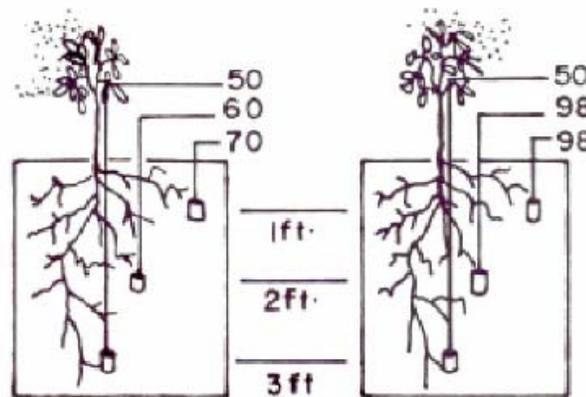


Figura 2.7. Colocación de los bloques de yeso (Goyal, 1990).

Este método es útil para estimar el contenido de agua del suelo, se recomienda su uso cuando se están midiendo cambios de tensión de humedad de suelo entre 1 y 15 atm. Tiene como ventajas su bajo costo, permite lectura telemétrica y puede tener múltiples sensores con un solo lector. Sus desventajas son que requieren calibración frecuente, la calibración es de un sitio específico, son poco durables, tienen gran diferencia matricial en suelos de textura gruesa y son totalmente inefectivos al momento de que la tensión sea menos a 1 atm. La calibración del instrumento se dificulta cuando las sales solubles en la solución del suelo reducen la resistencia eléctrica e indican un contenido de agua mayor del que realmente existe. La precisión de este método es reducida debido a la

temperatura, concentración de sales en el suelo, características físicas del yeso usado para producir el bloque y la fuga de corriente hacia el suelo (Hillel, 1982).

c) Termalización de neutrón

El método de neutrón se ha estado utilizando desde hace un poco más de 50 años. Fue propuesto desde 1945 por Brummer y Mardock, por Pieper en 1949 y fue probado en campo por Blecher en 1950. El primer instrumento portátil reportado se utilizó en Estados Unidos en 1954 (Underwood et al.) y en 1956 se utilizó en Australia por Holmes.

El método tiene la ventaja de proveer relaciones lineales entre θ y los radios, lo que hace la calibración más directa. El muestreo de volumen es dependiente de θ y generalmente tiene una esfera de influencia menor de 0.15 m en suelos húmedos y se puede extender cuando mucho a 0.5 m en suelos secos. Puede realizar mediciones sin dañar al suelo ya que no requiere de agujeros en el campo y permite realizar mediciones a cualquier profundidad. Debido al incremento de reglas estrictas para el uso de materiales radioactivos, la necesidad de un operador y la lenta adquisición de datos han provocado que se disminuya el uso de la prueba del neutrón, aunque se utiliza como alternativa para trabajos de pozos profundos. También tienen un alto costo y requieren de mucho trabajo para calibrarse.

d) Sensores electromagnéticos

Existen dos métodos distintos para determinar θ utilizando sensores eléctricos, uno es a partir de la medición de impedancia a altas frecuencias, mejor conocido como pruebas de capacitancia y el otro es a partir de la transmisión de línea. A continuación se describirá un aparato de cada método, el TDR y el Theta Probe, los cuales ya han sido utilizados en trabajos previos en la Cuenca del Río Sonora con buenos resultados (Vivoni et al., 2007; Vivoni et al., 2010).

Reflectometría en dominio del tiempo (TDR)

La técnica TDR ha sido una de las que más difusión ha alcanzado desde hace un par de décadas, superando a los métodos tradiciones como la gravimetría, sonda de neutrones y resistencia eléctrica. Se utiliza en la agricultura, en estudios de conservación de paisajes y también en estudios de Hidrología. Se pueden obtener mediciones sobre el contenido relativo de agua, el déficit de agua, el contenido volumétrico de agua (%) y capacidad de campo. Tiene la capacidad de medir la humedad a diferentes profundidades, de 7.5, 12 o

20 cm. Se pueden tomar las medidas de una manera fácil y rápida, con el inconveniente de que se tiene que ir al campo a realizar las mediciones.

En esta técnica se utilizan aplicaciones industriales del campo de la electrónica, ideadas para detectar anomalías en las líneas de transmisión eléctrica y la respuesta del campo eléctrico de los constituyentes del suelo. Utiliza la correlación existente entre el tiempo de tránsito de una sonda electromagnética introducida en el suelo, la constante dieléctrica de éste y el contenido volumétrico de humedad (Cassel et al., 1994). El tiempo de tránsito se determina a través de la constante dieléctrica del suelo.

La velocidad de propagación, V_p , de la onda generada por el TDR se obtiene a través de la siguiente expresión:

$$V_p = \frac{L}{t} \quad (\text{Ecuación 2.25})$$

Donde L es la distancia a la que viaja la onda a lo largo de la línea de transmisión y t el tiempo requerido. En la expresión anterior se menciona a la distancia solamente de ida y el TDR registra la ida y la vuelta a lo largo de las líneas de transmisión (l), por lo que la expresión correcta quedaría de la siguiente manera:

$$V_p = \frac{2l}{t} \quad (\text{Ecuación 2.26})$$

La velocidad de propagación de una onda también se puede describir de la siguiente manera:

$$V_p = \frac{c}{\sqrt{K}} \quad (\text{Ecuación 2.27})$$

Donde c representa a la velocidad de la luz en el vacío y K la constante dieléctrica relativa del medio. Por lo que igualando la ecuación 2.26 y ecuación 2.27 y despejando K , queda de la siguiente manera:

$$K = \left(\frac{ct}{2l}\right)^2 \quad (\text{Ecuación 2.28})$$

Topp y un grupo de investigadores en 1980, experimentaron con un amplio rango de materiales porosos y contenidos de humedad, obteniendo una expresión empírica que relaciona K y θ :

$$\theta = -5.3 \times 10^{-2} + 2.92 \times 10^{-2} K - 5.5 \times 10^{-4} K^2 + 4.3 \times 10^{-6} K^3 \quad (\text{Ecuación 2.29})$$

Esta es una expresión universal que ha permitido utilizar este instrumento en distintos suelos y ambientes. El TDR ofrece una serie de ventajas entre las que destacan la rapidez de las mediciones, la posibilidad de realizarlas en el mismo sitio de manera continua, ya que es una prueba no destructiva, permite obtener el perfil de humedad de un suelo mediante sondas instaladas a diferentes profundidades y tiene un alto grado de precisión.

Los sistemas TDR más comerciales para el campo de la Hidrología son TRASE, Trime y CS-TDR100, el primero es manufacturado por “Soil Moisture Equipment Corps” (EUA), el segundo por IMKO (Alemania) y el tercero por “Campbell Scientific” (EUA). Los tres sistemas operan bajo la misma base teórica, pero se abordará a fondo el CS-TDR100 (figura 2.8) ya que las mediciones de campo puntuales de este trabajo se realizaron a través de este aparato.



Figura 2.8. TDR 100.

El TDR100 genera un ligero aumento de tiempo electromagnético el cual se aplica al sistema coaxial, que incluye la sonda de medición de agua en el suelo y la capacidad de digitalizar la onda resultante para analizarla o almacenarla. El tiempo de viaje transcurrido y el pulso de la amplitud de reflexión contienen información utilizada por el procesador del dispositivo que permite determinar de manera rápida y exacta el contenido volumétrico de agua en el suelo. Una onda con 250 puntos se puede coleccionar y analizar en un tiempo aproximado de 2 segundos.

El sistema puede almacenar datos en un almacenador CRX10 o CRX23X con los que es posible controlar más de 16 TDR100. Es fácil de programar para controlarlo automáticamente y combinarse con funciones de telecomunicaciones y obtener mediciones a distancia.

Para operar, el sistema requiere de multiplexores, que existen en tres modelos: las series SDMX50 (figura 2.9 a) son de 50 ohm, coaxiales y requieren de 12 voltios de energía directa para operar. Utilizan el protocolo de Campbell Scientific SDM para operar y pueden ser controlados a través del almacenador de datos o a través de la computadora;

el multiplexor SDMX50 (figura 2.9a) consiste en una placa de circuito instalada en una caja de 10" x 12" x 5" que protege al equipo del contacto con el medio ambiente, cuenta con una placa que tiene el fin de liberar un poco de tensión en los cables coaxiales; el SDMX50LP (figura 2.9b), que consiste en una placa de circuito unida a un plato de 10.5" x 11" que alivia tensión, permite al usuario instalarlo en la caja del usuario; y el SDMX50SP (figura 2.9c), que es una placa de circuito que se encuentra en una caja de metal de 5" x 9" x 1" y el aliviador de tensión viene en un soporte aparte, también brinda la facilidad de que el usuario lo instale en su propia caja o en una pared.

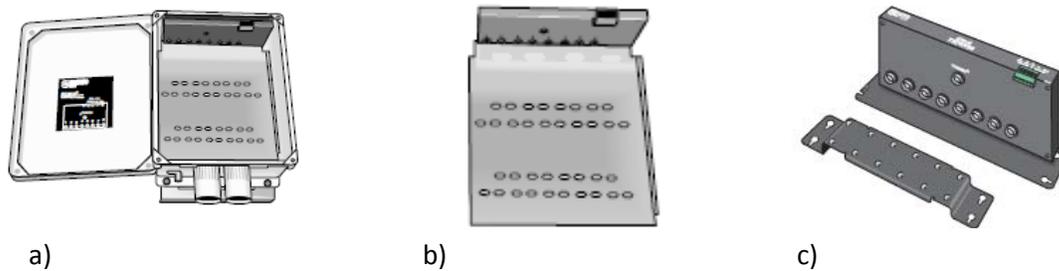


Figura 2.9. Tipos de multiplexores.

En el suelo se insertan unas sondas (figura 2.10) que son las que captan las mediciones en la capa deseada, actuando como guía de las ondas. La impedancia a lo largo de las barras varía con la constante dieléctrica de los suelos que se encuentran alrededor. Las sondas de suelo que utiliza TDR100 consisten en tres barras redondas de acero inoxidable de 30 cm de longitud, separadas 2.2 cm de centro a centro y un cable coaxial, el cual puede variar según la longitud que se requiera, que puede llegar a ser de 25 m. En el interior de la sonda, cada varilla está soldada a un diodo y el conjunto está inmerso en una masa de resina.

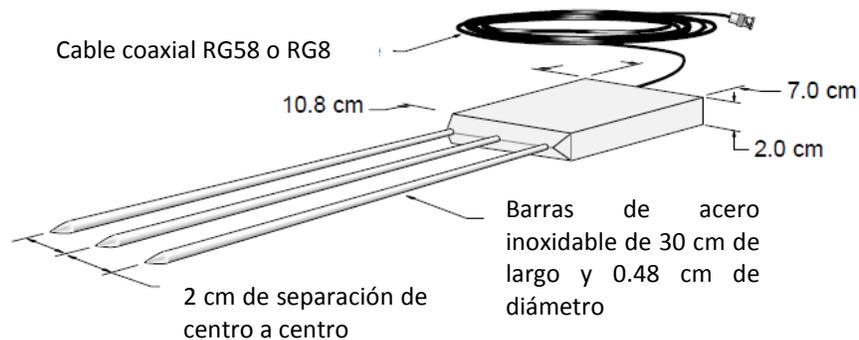


Figura 2.10. Sondas de TDR 100.

Para poder operar de manera continua requiere de energía, la cual depende del número de sensores instalados, de qué tan frecuente se tomarán lecturas, del método que se utilizará y de la ubicación del sitio. Un sistema típico que mide a través de 15 sensores y utiliza módems para recolectar datos cada dos horas puede funcionar con una batería recargada por un panel solar de 10 Watts.

Theta Probe

Es un instrumento muy utilizado en el campo de la Hidrología. Consiste en tres sensores externos y uno central. Actúa como un transmisor de radio de bajo consumo de energía, mandando una señal hacia el sensor ubicado en el centro. Cuando la señal alcanza el final de los sensores, parte de la energía es transmitida al suelo y la otra se refleja hacia el sensor transmisor, la cantidad que es transmitida y la reflejada pueden ser medidas con exactitud, a través del radio de onda estacionario.

Utiliza el principio de que si el contenido de agua en el suelo cambia, la constante dieléctrica también, al hacerlo, el radio entre la cantidad de señal que es transmitida en el suelo en contra de lo que es reflejado de regreso también cambia. Esta variación es la que mide el Theta Probe, obteniendo como resultado una medida de contenido de humedad de suelo.



Figura 2.11. Theta Probe.

Este aparato otorga medidas precisas y repetibles, opera en una sola frecuencia y la medida tomada corresponde al área del suelo rodeada por los sensores. Cuando el instrumento se encuentra bien calibrado, puede proporcionar resultados con un margen de error de entre el 3% y 5% a través de los distintos tipos de suelo.

Utiliza el principio de la impedancia (Z) de una línea de transmisión coaxial, la cual es dependiente de sus dimensiones físicas y de la constante dieléctrica del material aislado (Ecuación 2.30), incluyendo al radio de la señal (r_2) y al escudo conductor (r_1). El Theta Probe se compone de un cable de entrada y otro de salida, un cuerpo y un cabezal con sensores. El cuerpo contiene un oscilador, una línea interna de transmisión especialmente diseñada y circuitos medidores con un protector contra el agua. El cabezal con sensores tiene un conjunto de cuatro barras, tres de ellas ubicadas en la parte externa y una en la parte interna, conectadas al instrumento. La barra interna tiene la importante función de mandar la señal (figura 2.12). La impedancia se obtiene con la fórmula:

$$Z = \frac{60}{\sqrt{\epsilon}} \ln \frac{r_2}{r_1} \quad (\text{Ecuación 2.30})$$

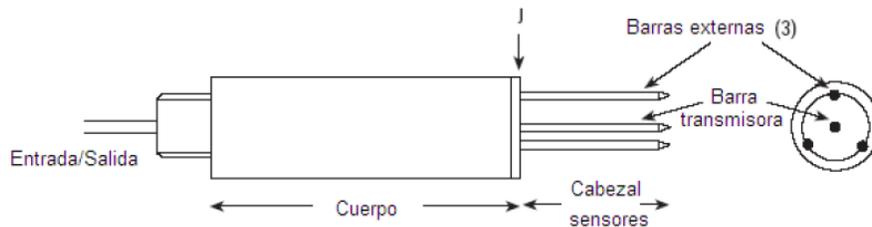


Figura 2.12. Componentes del Theta Probe (Miller & Gaskin, 1996)

El aparato interfiere con la señal causando una ola constante de voltaje que creada en la línea de transmisión, produce una variación de la amplitud de voltaje a lo largo de la longitud de la línea. Si Z_L es la impedancia de la línea de transmisión y Z_M es la impedancia del aparato insertado en la matriz de suelo, entonces ρ , el coeficiente de reflexión, es:

$$\rho = \frac{Z_M - Z_L}{Z_M + Z_L} \quad (\text{Ecuación 2.31})$$

La línea de transmisión está diseñada para que su máximo voltaje al inicio (V_0) sea:

$$V_0 = a(1 - \rho) \quad (\text{Ecuación 2.32})$$

En la expresión se puede observar la letra a , la cual indica a la amplitud del voltaje del oscilador de salida.

El voltaje máximo en la junta (V_j) es:

$$V_j = a(1 + \rho) \quad (\text{Ecuación 2.33})$$

Por lo tanto la diferencia de amplitud queda:

$$V_j - V_o = 2a\rho \quad (\text{Ecuación 2.34})$$

Midiendo esta amplitud se obtiene la impedancia relativa, por lo tanto también se saca el resultado de la constante dieléctrica y la medida del contenido volumétrico de agua en el suelo.

Este aparato es muy fácil de utilizar y no requiere de tanto trabajo para utilizarlo y transportarlo,. Otras ventajas es que no altera significativamente el suelo cuando se toman las medidas y se obtienen resultados de manera instantánea.

El Theta Probe genera una señal sinusoidal a 100 MHz y mide la impedancia de la muestra, constituida por un cilindro de 4 cm de diámetro y 6 cm de largo. La empresa fabricante provee calibraciones generales para suelos minerales y orgánicos, pero se recomienda hacer calibraciones específicas para cada tipo de suelo. La exactitud promedio para calibraciones generales se encuentra entre +/-0.05 m³/m³ para temperaturas entre 0°C y 70°C. Si se realizan calibraciones específicas, la exactitud promedio puede bajar hasta +/- 0.01 m³/m³ para temperaturas entre 0° y 40°C (Delta-T Devices Ltd., 1999). Aunque se reconoce la necesidad de calibración específica, pocos trabajos de investigación de calibración del Theta Probe se encuentran disponibles (Kaleita et al., 2005).

Este aparato ha sido utilizado en trabajos previos realizados en la Cuenca del Río San Miguel con muy buenos resultados. Los estudios se han llevado a cabo durante periodos cortos de tiempo, dos a tres semanas aproximadamente, y se ha contado con numeroso personal para realizar varias medidas en el día en gran cantidad de puntos a la vez.

e) Sensores de pulsos de calor

El uso del transporte de calor para estimar las propiedades termales del suelo fue introducido en 1991 por Campbell y otros, a través del método del pulso de calor dual (DPHP). Este método consiste en inducir un pulso corto de calor de un sensor y medir la respuesta de temperatura en un segundo sensor. Se estiman las propiedades termales como la capacidad de calor, conductividad térmica, difusividad termal y θ . Este método tiene la habilidad de medir el contenido de agua en el suelo cercano a la superficie, en una manera no destructiva y automatizada. El sensor DPHP consiste en dos sondas paralelas (figura 2.13), agujas hipodérmicas, con un diámetro cada una de 1.27 mm, las cuales se tienen una distancia fija de aproximadamente 6 mm, insertadas en hoyos perforados

previamente dentro de un bloque de PVC de 26 x 16 x 16 mm. La longitud de cada sensor es de 27 a 29 mm.

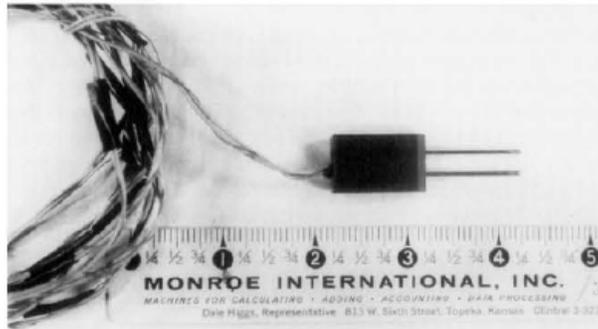


Figura 2.13. Sensor DPHP (Song et al., 1998).

La capacidad de calor de un material describe la relación entre la cantidad de calor aplicado a un material y el cambio de temperatura resultante. La capacidad de calor del suelo es altamente dependiente de su contenido de agua. Es por eso, que el sensor DPHP puede estimar el contenido de agua y los cambios en su contenido durante periodos de tiempo, al monitorear que tanto se calienta un suelo cuando se expone al pulso del sensor de calor.

En años pasados, la prueba DPHP se ha ido desarrollando en varios sensores con capacidad de medir simultáneamente una serie de propiedades del suelo. Uno de ellos es el llamado termo-TDR, que como su nombre lo dice consiste en combinar el DPHP con la tecnología del TDR, explicada anteriormente, con el objetivo de medir también concentración de solutos en el suelo a través de mediciones simultáneas de σ_a (Ren et al., 1999). Se ha demostrado el potencial que existe al medir σ_a utilizando una sonda de pulso de calor, que al incluir dos sensores adicionales en el DPHP se crea el conocido arreglo de cuatro electrodos de Wenner (Bristow et al., 2001). Debido a que las mediciones de σ_a dependen de la concentración de soluto y del contenido de agua, convierte a este parámetro en una variable integral para caracterizar el flujo de agua y la transportación de soluto que puede ser utilizada de manera simultánea para estimar las propiedades hidráulicas del suelo y los parámetros de transporte de solutos (Inoue et al., 2000).

La sonda de dos sensores de calor (HPP) se compone de delgadas sondas de calor y temperatura en forma de agujas de aproximadamente 1 mm de diámetro, las cuales están montadas en paralelo separadas por 6 mm de distancia. Después de aplicar una pulsación de calor corta, la temperatura responde y es detectada por el otro sensor. En 1991,

Campbell y otros presentaron una solución analítica para el aumento de temperatura en una pulsación de calor instantánea, permitiendo la estimación de la capacidad de calor volumétrico $\gamma\theta$. Posteriormente, Bristow y otros en 1993 extendieron la prueba a tres agujas con el fin de corregir la influencia de la temperatura del ambiente. Además, enfatizaron la relativa larga sensibilidad de las estimaciones de θ a los errores de espaciado de las señales de calor.

El desarrollo continuo de la teoría de transporte de calor radial, trajo como resultado la aplicación del método HPP para estimar simultáneamente la capacidad de calor, conductividad térmica $\gamma\theta$, utilizando pulsos de calor de corta duración proveniente de una fuente de línea infinita. Es importante mencionar que se puede incrementar la exactitud de la estimación de θ si se es preciso con las mediciones de r y tiempo para la temperatura máxima. Las agujas en forma rígida son requeridas para minimizar los cambios en las posiciones de las sondas donde se inserta HPP en los suelos. Típicas longitudes de pulso de calor utilizadas para la medición de HPP causan un aumento de temperatura de cerca de 1°C , por lo que esa precisión del 5% de la estimación de la capacidad de calor requiere mediciones de temperatura con precisión aproximada de 0.05°C (Kluitenberg et al., 1993).

Las mejoras a este método se han enfocado en la medición simultánea de las propiedades termales del suelo, θ , y la conductividad eléctrica utilizando TDR combinado con HPP (Ren et al., 1999).

2.4.3. Métodos de medición con sensores remotos

Los sensores remotos se clasifican como pasivos y pueden montarse en dispositivos portátiles personales, plataformas aéreas (aviones, helicópteros, etcétera) o en satélites. Permiten realizar mediciones de humedad de suelo a distintas escalas espaciales hasta llegar a la global, también tienen la capacidad de hacer mediciones espaciales continuas y periódicas, favoreciendo el estudio de la variabilidad espacial y temporal de la humedad de suelo y de otros rasgos importantes de la superficie terrestre.

Sensores pasivos

Los sensores pasivos utilizan fuentes de energía externas, generalmente el Sol, para captar información sobre los objetos. En la tabla 2.4, se muestran algunos de estos sistemas

pasivos actualmente en operación que han sido utilizados para estimar humedad del suelo.

Tabla 2.4. Sensores pasivos utilizados para estimar humedad de suelo y sus características.

Sensor	Bandas	Órbita	Resolución temporal	Resolución espacial	Uso
Landsat MSS	Verde, Roja, Infrarrojo e Infrarrojo cercano.	Polar Sincronía Solar	18 días	80 m	Monitoreo de vegetación, aplicaciones geológicas, estudio de recursos naturales y de cultivos.
Landsat TM	Azul, Verde, Roja, Infrarrojo cercano1, Infrarrojo cercano 2 e Infrarrojo medio.	Polar Sincronía Solar	16 días	30 m	Estudio del albedo y su relación con el cambio climático y el calentamiento global. También para determinar la cantidad de hielo perdido en los glaciares.
Landsat ETM+	Azul, Verde, Roja, Infrarrojo cercano, Infrarrojo medio 1, Infrarrojo medio 2, Termal y Pancromático.	Polar Sincronía Solar	15 días	30, 15 m	Estudios de vegetación, diferenciación de especies de plantas, biomasa, nieve, diferenciación de nubes, litología.
SPOT 1,2 y 3	Verde, Rojo, Infrarrojo cercano y Pancromático.	Polar Sincronía Solar	26 días	20, 10 m	Gestión del medio ambiente, marítimo, ordenamiento del territorio, Urbanismo, demografía, cartografía, agricultura y defensa.
SPOT 4	Verde, Rojo, Infrarrojo cercano, Infrarrojo medio y Pancromático.	Polar Sincronía Solar	26 días	20, 10 m	Aplicaciones oceanográficas, correcciones atmosféricas, vegetación, actividad de la fotosíntesis, humedad del suelo y de la vegetación.
SPOT 5	Verde, Rojo, Infrarrojo cercano, Infrarrojo de onda corta.	Polar Sincronía Solar	26 días	10 m	Planeación rural y urbana, exploración de petróleo y gas y para manejo de desastres naturales.
GOES-15	Visible, Infrarrojo de onda corta, vapor de agua, infrarrojo de onda larga, infrarrojo sensible al vapor	Geo sincrónica	30 min	1 km, 4 km	Observaciones ambientales y monitoreo de la atmósfera para predecir condiciones climáticas y monitorear tormentas severas. La información es útil para estimar precipitaciones, medir el movimiento y fuerza de las

	de agua				tormentas tropicales y medir la temperatura del océano.
MODIS	36 bandas	Circular Sincronía Solar Polar	1 a 2 días	250, 500 y 1000 m	Explora las conexiones entre la atmósfera de la Tierra, superficie, hielo y nieve, océano y el balance de energía para entender el clima de la Tierra y el cambio climático y mapea el impacto de las actividades humanas y los desastres naturales en las comunidades y ecosistemas.

El programa Landsat consta de una serie de satélites construidos y puestos en órbita por Estados Unidos, este programa es manejado por la NASA y por el Servicio Geológico de Estados Unidos. Empezó a obtener imágenes de la Tierra desde 1972 a través del Landsat MSS (Multispectral Scanner), el cual estuvo a bordo del Landsat 1 y fue colocado por última vez en el Landsat 5. Shih y Jordan (1992) utilizaron datos de Landsat TM para evaluar las condiciones regionales de humedad de suelo en el suroeste de Florida. Los datos de infrarrojo cercano fueron sobrepuestos sobre mapas de cuatro principales usos de suelo (agrícolas/irrigados, urbanos/despejados, bosques/humedales y cuerpos de agua) utilizando un sistema de información geográfica. Los datos se usaron para evaluar cualitativamente las condiciones superficiales de humedad de suelo en agua, muy húmedo, húmedo, poco húmedo y seco demostrando que este sensor es útil para estudiar la humedad de suelo a una escala regional. Por otra parte, Xu et al. (2011) propusieron un método para estudiar la condición de humedad de suelo utilizando datos del Landsat TM sobre la región de Yangtze Gorges en China. Utilizaron la temperatura potencial y el índice de vegetación, obtenido de las imágenes, obteniendo resultados prometedores. El sistema Landsat también puede aplicarse para estudios multitemporales, como lo demostraron Cristobal et al. (2010) con la estimación de humedad de suelo diaria para el periodo del 2002 al 2009 en el noroeste de la Península Ibérica, utilizando un set de 30 imágenes Landsat, 22 del Landsat 5 TM y 8 del Landsat 7 ETM+. Se modeló el contenido de agua en el suelo utilizando múltiples análisis de regresión de datos de humedad de suelo y algunos índices de vegetación como NDVI, EVI, índices de humedad y temperatura de la superficie. Los modelos fueron validados con mediciones en campo de humedad de suelo, utilizando una red de diez sitios de medida con TDR que cubrieron un amplio rango de condiciones de humedad de suelo en diferentes ubicaciones topográficas con diferentes tipos de vegetación.

Los satélites SPOT (Systeme Pour l'Observation de la Terre) son un sistema Francés desarrollado en conjunto con Suecia y Bélgica. Los SPOT 1, 2 y 3 son satélites idénticos que consistían de dos instrumentos ópticos de alta resolución, registradores de datos y un sistema para transmisión de imágenes a estaciones receptoras ubicadas en la superficie terrestre. El SPOT 1 fue lanzado en 1986 y dejó de operar en el 2003, mientras que el SPOT 2 fue lanzado en 1990 y dejó de operar en el 2009 y por último el SPOT 3 fue lanzado en 1993 y en 1996 dejó de funcionar. Zribi utilizaron este sistema satelital para et al. (2011) para estimar la reflectancia de la vegetación en una zona semiárida al norte de África, obteniendo valores de NDVI de toda la región que se utilizaron como parte del método propuesto para evaluar la evaporación del suelo obtenidas con datos de sensores activos.

La NASA lanzó el primer satélite GOES en 1975 y seguido por otro en 1977. El nombre GOES se deriva de "Geostationary Operational Environmental Satellites", estos satélites son operados por Estados Unidos a través de NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) y el encargado de producir productos e información a tiempo real es NESDIS (National Environmental Satellite, Data, and Information Service). Los satélites GOES proveen un continuo monitoreo de la Tierra orbitando el plano ecuatorial de la Tierra a una velocidad igual a la de rotación del planeta. Normalmente operan dos satélites meteorológicos sobre el ecuador en una órbita geoestacionaria, cada satélite observa cerca de la tercera parte de la superficie terrestre. Uno monitorea el norte y sur de América y parte del Océano Atlántico, el otro se encarga de Norteamérica y el Océano Pacífico. Actualmente se encuentran en operación el GOES-13 (o GOES-Este) y el GOES-15 (o GOES-Oeste). Estos cuentan con los instrumentos Imager y Sounder, el primero es un instrumento que detecta la energía radiante y la energía solar reflejada de la superficie terrestre y de la atmósfera. El segundo es un instrumento que obtiene datos para determinar la temperatura vertical y el perfil de humedad de la atmósfera, la temperatura de las nubes y la distribución de ozono. El instrumento GOES Imager es un radiómetro de cinco canales, un visible y cuatro infrarrojos, diseñado para detectar la energía radiante y solar reflejada de áreas muestreadas del planeta. Los cinco canales son visible, onda corta, humedad, infrarrojo 1 e infrarrojo 2. Este sensor tiene la capacidad de escanear un cuadro de 3,000 km por 3,000 km en 41 segundos. El instrumento GOES Sounder es un radiómetro de 19 canales cuenta con cuatro grupos de detectores (visible, infrarrojo de onda larga, infrarrojo de onda media e infrarrojo de onda corta). Wetzler, et al. (1984) desarrollaron un algoritmo para inferir la humedad de suelo a partir de datos infrarrojos de GOES aplicando un modelo de una dimensión de la capa límite atmosférico que es la

superficie de la tierra y el suelo. Rabin y Schmit (2006), utilizaron datos del sensor “Sounder” para determinar un índice de humedad de suelo sobre todo el territorio de los Estados Unidos de América a partir de datos de la banda infrarroja del satélite, las cuales tienen mayor resolución que las mediciones de microondas.

Los satélites Terra y Aqua, operados por la NASA, portan el sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer). Están en órbita desde 1999 y desde el 2002 respectivamente. El sensor tiene la capacidad de observar la mayor parte de la superficie terrestre día a día. El sensor tiene el objetivo de mejorar el entendimiento de los cambios dinámicos del planeta y de los procesos que ocurren en la superficie, en los océanos y en la parte baja de la atmósfera. Wang et al. (2007) utilizó datos para evaluar el potencial del sensor para elaborar mapas de humedad de Nuevo México, Arizona y Texas de manera indirecta en la zona de raíz. Se utilizaron los datos del sensor de NDVI (Normalized Difference of Vegetation Index) de 8 días con resolución de 250 m y en campo se usaron datos de la red SCAN (Soil Climate Analysis Network) a cinco profundidades 5 cm, 10 cm, 20 cm, 50 cm y 100 cm. Los datos de campo y del sensor se correlacionaron de febrero del 2000 hasta el mes de abril del 2004, obteniéndose valores aceptables de correlación. Cai et al. (2007) desarrollaron un mapa de humedad de suelo del norte de China, en el se muestra que la diferencia promedio entre los valores de humedad de suelo obtenidos de MODIS y los valores de campo es del 4.32%. Por lo que el modelo es prometedor para monitorear en un futuro cercano la humedad de suelo a una escala espacial regional.

Dispersores espaciales

Los dispersores espaciales son instrumentos de radar diseñados para medir de manera precisa la retrodispersión proveniente de la superficie del planeta hacia el espacio. Los dispersores de viento, como ERS y SeaWinds, son diseñados específicamente para realizar mediciones de σ_0 en un mismo punto a diferentes ángulos de azimut. Estas mediciones se utilizan para estimar al vector de viento cercano a la superficie utilizando modelos geofísicos relacionando σ_0 a la velocidad del viento (Ulaby et al., 1981).

Los dispersores transmiten pulsos de microondas a la superficie y miden la energía retrodispersada. Debido a que la medición de esta energía contiene ruido, se realiza una segunda medición de la energía del ruido (P_N), la cual es sustraída de la primera medición que incluye a la señal y al ruido, para obtener la estimación de la energía retrodispersada (P_S). La sección normalizada de la sección transversal del radar (σ_0) de la superficie queda expresada de la siguiente manera:

$$\sigma_0 = \frac{(4\pi)^3 R^4 L}{P_t G^2 \lambda^2 A} P_S \quad (\text{Ecuación 2.35})$$

Donde R es el rango de inclinación hacia la superficie, P_t es la energía transmitida, P_S es la energía retrodispersada recibida, L representa las pérdidas del sistema conocidas, G es el aumento de la antena, A es el área efectiva iluminada y depende de la geometría de medición. La medida de P_S es ruidosa, por lo que la respuesta de σ_0 también lo es. Si z es una medida con ruido de σ_0 , entonces tendrá una varianza cuadráticamente dependiente de la medición de radio de la señal (SNR). La desviación estándar normalizada (K_p) de z se puede expresar de la siguiente manera:

$$K_p = \frac{\sqrt{\text{Var}[z]}}{\text{Promedio}[z]} = \frac{1}{\sqrt{N_p T_p B_c}} \left\{ 1 + \frac{2}{\text{SNR}} + \frac{1}{\text{SNR}^2} \right\}^{1/2} \quad (\text{Ecuación 2.36})$$

Donde $\text{SNR} = P_S / P_N$ es la medición de ruido de radio de señal, N_p es el número de pulsos integrados en una simple medición de σ_0 , T_p es la longitud de cada pulso, y B_c es el ancho de banda de medición a resolución de celda. Los valores de SNR son mayores a -20 dB y menores a 20 dB dependiendo del ángulo de incidencia y de las características de la superficie, $N_p = 25$, $T_p = 5.7$ ms (mili Siemens) y B_c es mayor o igual 2 kHz y menor o igual a 20 kHz.

La medición de σ_0 también contiene incertidumbre, la cual es tratada como un ruido adicional debido a la altitud de la nave, que al combinarla con la ecuación 2.36 se tiene que:

$$K_p = \alpha \sigma^2 + \beta \sigma + \gamma \quad (\text{Ecuación 2.37})$$

Donde α , β y γ son constantes conocidas que dependen de la geometría de medición, de los parámetros del instrumento y la precisión de la calibración.

A continuación se abordarán dos de los principales instrumentos dispersores, el ERS y el QuickSCAT, haciendo mayor énfasis en el segundo ya que es el sensor que se utilizó en la presente tesis para medir la humedad de suelo a distancia.

Instrumento ERS

Los satélites de la Agencia Espacial Europea (ERS-1 y ERS-2) contienen a bordo un instrumento activo de microondas (AMI) el cual combina funciones del SAR (Synthetic Aperture Radar) y del dispersómetro ESA. AMI es un radar que opera a una frecuencia de 5.3 GHz (Banda C) utilizando antenas polarizadas verticalmente para transmisión y

recepción. Tiene un conjunto de cuatro antenas diferentes que iluminan la superficie terrestre y que reciben la energía dispersada. A bordo y en el terreno, se producen imágenes de dos dimensiones, con las cuales se representa la intensidad del coeficiente normalizado del dispersómetro. Para alcanzar los objetivos geofísicos de la misión, AMI opera en tres modos, el de imagen, el de onda y el de viento; cada uno de ellos debería operar de manera independiente, sin embargo, el de viento y el de onda funcionan intercalados, por lo que también se les conoce como modo de viento/onda.

En el modo de imagen, el SAR (Synthetic Aperture Radar) provee imágenes en dos dimensiones con una resolución de 30 m. La antena de 10 m de largo de SAR está alineada en paralelo con la trayectoria de vuelo y produce imágenes a un ancho de banda de 100 km. La energía limita el modo de imagen de SAR a un máximo de 12 minutos por órbita. Como los datos que se obtienen son muchos para almacenarse a bordo, las imágenes se almacenan en estaciones receptoras terrestres. En el modo de ondas, el SAR provee espectros de dos dimensiones de las olas de la superficie de los océanos, para lograrlo SAR almacena imágenes de 5 x 5 km² cada 200 o 300 km.

El dispersor ERS fue diseñado para obtener información de velocidad de viento y dirección sobre la superficie del mar. Cuenta con tres antenas, una de ellas viendo hacia el lado derecho de la trayectoria del satélite (antena media), otra viendo hacia enfrente a 45° de proyección azimut con respecto a la antena media (antena delantera), y otra viendo hacia atrás a un ángulo de azimut de 45° con respecto a la antena media (antena trasera). Las tres antenas logran iluminar 500 km de ancho de barrido con el paso de la trayectoria del satélite. Estas tres mediciones de retrodispersión se obtienen a diferentes ángulos y separadas por un corto retraso de tiempo, éstas se utilizan como datos de entrada para diferentes modelos matemáticos para calcular la velocidad del viento y dirección.

Las tres antenas del dispersor ERS miden el coeficiente de retrodispersión desde diferentes direcciones, las cuales forman un abanico de haces angosto (azimut) a lo largo de la trayectoria y transversalmente abierto (elevación) para poder lograr el ancho de barrido paralelo a la trayectoria. Mientras que la resolución a lo largo de la trayectoria está dada por el patrón de ganancia de la antena, la resolución transversal se obtiene a través de pulsos cortos. Estos dispersores transmiten cortos pulsos en frecuencia constante los cuales son dirigidos a la antena correcta por un giroscopio. Series de 32 pulsos se dirigen a cada una de las tres antenas en la secuencia de delantera, media y trasera. Para la media, la duración del pulso es de 70 μ seg y la frecuencia de la repetición

de pulso es 115 Hz. Para las otras dos antenas, la duración del pulso es de 130 μ seg y la repetición de pulso es de 98 Hz. Cada ciclo de 32 pulsos de cada antena toma 941 mseg (ESA, 1993). Después de cuatro ciclos el satélite viaja 25 km.

La baja frecuencia de repetición de pulsos permite el espacio suficiente entre pulsos consecutivos para que las señales de eco regresen provenientes de la superficie de la Tierra al satélite. Entre la transmisión de cada pulso y el arribo de la primer señal del radar, existe un tiempo muerto donde se puede calibrar el sistema y se puede medir el ruido que se produce (Attema, 1991).

En la superficie terrestre es donde se procesa la información obtenida del sensor, donde la principal función del procesador es transformar los ecos digitales del radar a coeficientes de retrodispersión de 25 x 25 km² para las tres antenas.

En la tabla 2.5 se presentan las principales características de este sensor.

Tabla 2.5. Características del dispersor ERS.

Característica	Valor		
Frecuencia	5.3 GHz \pm 52 kHz (Banda C)		
Ancho de banda	15.55 Mhz		
Polarización	Linear vertical		
Parámetros de antena	Delantera	Media	Trasera
Ángulo de aspecto	45 \pm 0.5°	0 \pm 0.5°	-45 \pm 0.5°
Longitud	3.6 m	2.5 m	3.6 m
Rango dinámico	42 dB	42 dB	42 dB
Rango de ángulo de incidencia	25° - 59°	18° - 47°	25° - 59°
Potencia pico	1.8 kW		
Resolución espacial	Aproximadamente 45 km		
Ancho de barrido	Aproximadamente 500 km		
Franja de enfriamiento	200 km (hacia la derecha de la trayectoria del sub satélite)		
Precisión de localización	\pm 5km (a lo largo y a través de la trayectoria)		
Número de pulsaciones por 50 km	256		
Resolución radiométrica	6%		
Polarización transversal	\geq 15 dB		
Altitud de la nave	785		

QuickSCAT

Fue lanzado en 1999, orbita la Tierra con sincronía solar a una altitud de 803 km y con inclinación de órbita de 98.6°, cruza el plano ecuatorial dos veces al día, aproximadamente a las 6 am (ascendente) y 6 pm (descendente). Fue diseñado originalmente para realizar estimaciones de velocidad y dirección de viento sobre los océanos. Dejó de operar el 23 de noviembre de 2009 y, aunque ya no se encuentra en funcionamiento, sus datos se siguen utilizando para investigaciones científicas y para el desarrollo de nuevos dispersómetros por el “Jet Propulsion Laboratory” (JPL) de la NASA.

El sensor SeaWinds a bordo de QuickSCAT, ha sido utilizado exitosamente en estudios oceánicos y terrestres, en zonas cubiertas de hielo, trópicos y desierto. La resolución original del pixel es de aproximadamente 22.5 km. El instrumento es activo, opera en la banda Ku (13.4 GHz) y tiene dos haces de energía apuntando a la superficie de la Tierra a un ángulo constante de incidencia de 46° para el haz interno o polarización horizontal (H), y un ángulo de 54.1° para el haz externo o, polarización vertical (V). La huella de la antena es una elipse con dimensiones aproximadas de 25 km en azimut por 37 km en dirección radial. El instrumento recolecta información sobre océanos, superficie terrestre y hielo en una banda continua de 1,800 km, realizando aproximadamente 400,000 mediciones y cubriendo el 90% de la superficie de la Tierra en un día. La medición de velocidad de viento oscila entre 3 y 20 m/s, con una precisión de 2 m/s, la dirección tiene una precisión de 20 grados. La resolución del vector viento es de 25 km. El instrumento pesa 200 kg y para funcionar requiere de 220 watts, produce datos a 40 kilobits por segundo. El radar es de 110 watts con repetición de frecuencia de pulsos de 189 hertz.

El sistema satelital se diseñó con el propósito de:

- Adquirir todas las mediciones climáticas y en alta resolución de los vientos cercanos a la superficie sobre los océanos globales.
- Determinar forzamiento atmosférico, respuesta oceánica, e interacción de los mecanismos entre aire y mar en diferentes escalas espaciales y temporales.
- Combinar datos de viento con mediciones de instrumentos científicos de otras disciplinas para ayudar a entender los mecanismos globales de cambio climático y patrones climáticos.
- Estudiar los cambios anuales y semianuales de vegetación en selvas tropicales.
- Estudiar el movimiento diario y estacional de hielo y los cambios de hielo en el Ártico y en la Antártida.

Los objetivos operacionales del aparato, de este estudio son mejorar los pronósticos del clima en sitios cercanos a las zonas costeras, utilizando datos de viento en modelos numéricos de clima y predicción de olas. También se pretende mejorar en la prevención de tormentas y monitoreo.

El dispersómetro SeaWinds fue diseñado para medir globalmente la superficie del océano de manera similar que sus antecesores SASS (Seasat-A Satellite Scatterometer) y NSCAT. Como todos los dispersores mide la sección transversal normalizada del radar (σ_0) de la superficie del océano desde múltiples ángulos de azimut y utiliza una serie de mediciones de σ_0 en la misma ubicación para inferir la velocidad del viento y dirección. La conversión de las mediciones de σ_0 a vectores de viento se denomina respuesta de viento y realizado por inversión numérica de un modelo empírico en función de la velocidad de viento y dirección, σ_0 , ángulo de incidencia, ángulo azimut y polarización.

Una característica especial de este sensor comparado con sistemas que le anteceden, es el diseño de su antena compacta. La antena emplea una parabólica de un metro de diámetro con dos fuentes que alimenta los dos haces de energía (horizontal y vertical). La antena gira mecánicamente alrededor del eje nadir, por lo que cada viga genera un escaneo circular de la tierra (figura 2.14). El movimiento de la nave provoca que cada haz trace una figura helicoidal del planeta, la velocidad del giro es elegida para que las mediciones de cada escaneo sobrepasen el previo escaneo. El haz externo genera un barrido de 1,800 km y el interno uno de 1,400 km. Es importante mencionar que cada medición es realizada a lo largo del barrido total y que todas las mediciones del mismo haz tienen el mismo ángulo de observación y varía solamente el ángulo de azimut (Spencer et al., 1997).

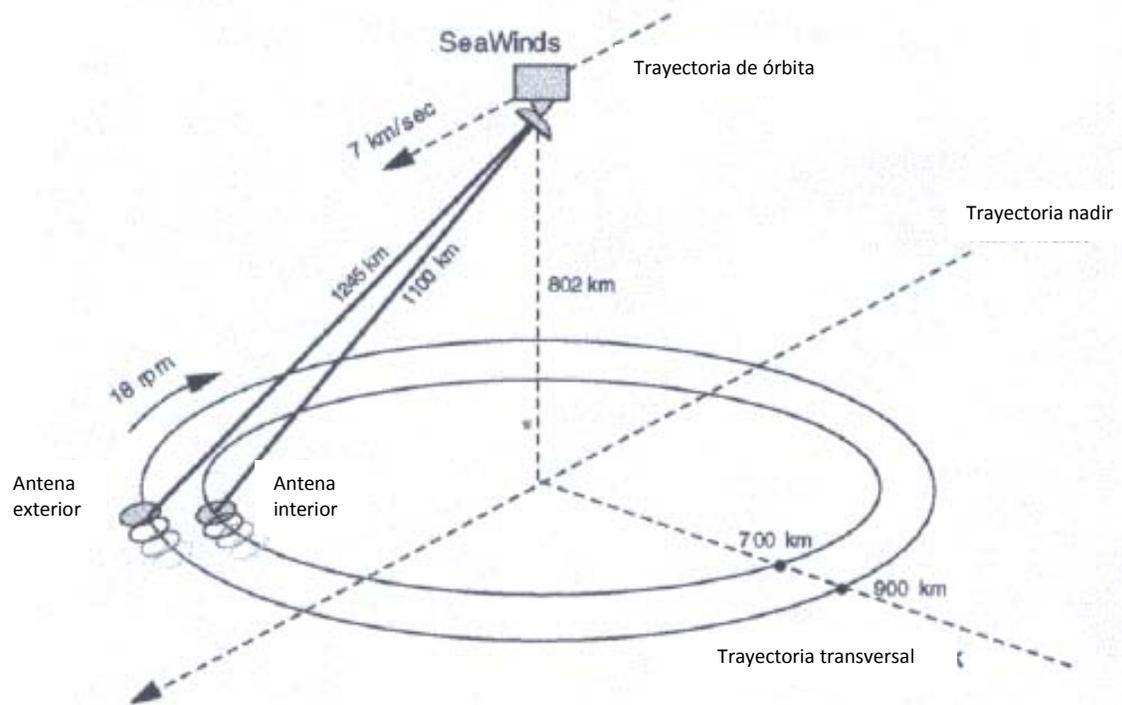


Figura 2.14. Geometría de escaneo de SeaWinds.

Los dos haces del sensor están polarizados. El interior es polarizado horizontalmente (H) y el exterior verticalmente (V). Como se mencionó previamente, el modelo geofísico está en función de la geometría de medición y la polarización. Utilizando ambas polarizaciones, se mejora la habilidad de determinar la dirección de viento. Las diferentes polarizaciones son altamente útiles para aplicaciones de la superficie terrestre donde diferencias en V y H resaltan sus atributos.

Cada antena produce una huella instantánea con cientos de kilómetros de largo y pocos kilómetros de ancho. Se utilizaron dos juegos de dos antenas, cada juego iluminando un amplio barrido en uno de los lados de la trayectoria del satélite. Las antenas en cada lado son acomodados a dos diferentes ángulos de azimut. Para cada órbita, estas antenas tienen el mismo ancho de barrido en cada uno de los lados de 500 km que se convierten en pequeñas celdas de observación, lo que significa uso de filtrado Doppler y de sincronización.

El sensor alcanza la resolución a través de la trayectoria combinando los patrones de la antena angosta y la sincronización de transmisión de pulsos. La resolución transversal se obtiene a través del filtro Doppler, patrones del haz angosto y los patrones de la antena de iluminación de geometría y ángulo de azimut.

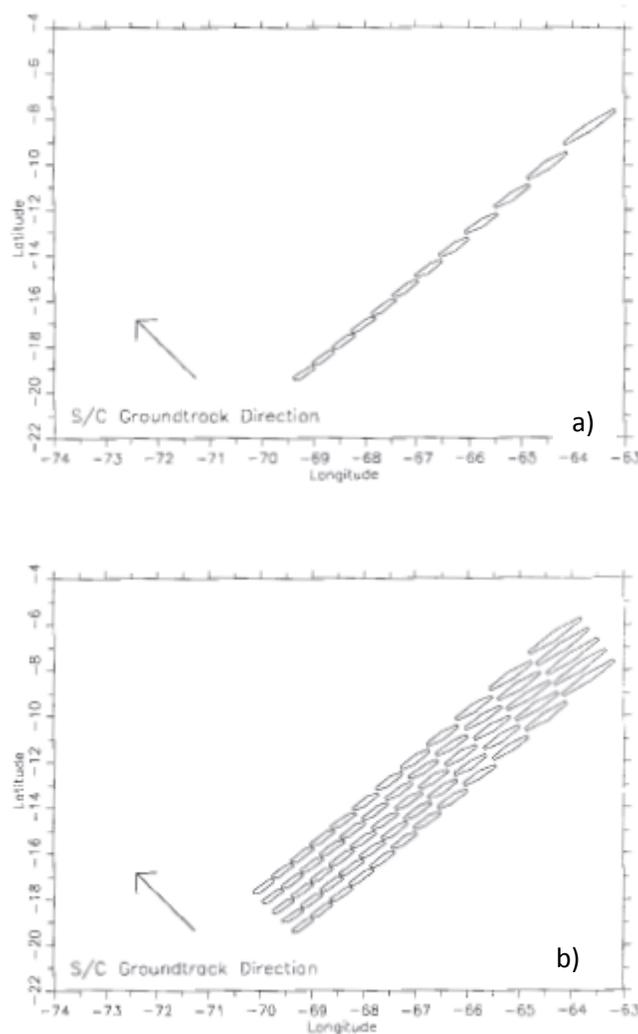
La resolución a lo largo del haz utiliza al filtro Doppler ya que el eco del radar es reflejado de la superficie del océano y es desplazado debido al movimiento de la nave. Los ecos que regresan desde diferentes porciones de la huella de la antena tienen diferentes movimientos Doppler, una larga variación, si se encuentra lejos del barrido y menor variación, si se encuentra cerca. Esta diferencia puede ser explotada para filtrar el eco que regresa en elementos o celdas de resolución a lo largo del haz. Al procesar la señal que regresa con filtros de 15 bandas de paso con diferente ancho de banda, el instrumento resuelve la cobertura del barrido de cada lado en 12 celdas, cada una con una resolución aproximada de 50 km. Estos filtros tienen frecuencias fijas los cuales pudieran no compensar los cambios ocasionados por el efecto Doppler debido al movimiento de rotación de la Tierra provocando elongación o compresión de las celdas por el movimiento de la nave a través de su órbita. Es por esto que las celdas de medición tienen diferentes celdas de diferentes antenas por lo que también tienen diferente resolución y un área variable dependiendo de la posición en la órbita de la nave.

En la resolución a lo largo de la trayectoria, la medición de la sincronización se utilizó para lograr la resolución de tal manera que los centros de las celdas se encuentren separados 50 km en dirección de la trayectoria. El espacio deseado se alcanza al realizar mediciones a cada ángulo de azimut cada 6.4 segundos, el cual es el tiempo que toma al satélite viajar 50 km. Durante este intervalo son transmitidos y recibidos 64 pulsos en cada una de las antenas.

La intersección del ancho de la banda del filtro Doppler y los patrones de la antena angosta define la resolución de la celda instantánea de un pulso sencillo. La respuesta resultante se puede aproximar por la intersección de 3 dB del ancho del haz de la antena y 3 dB de la respuesta del filtro. El eco que regresa de los 61 pulsos que se transmiten se resume en una medición integrada de σ_0 . Debido a que la nave está en movimiento durante las mediciones, la resolución de la celda integrada es un polígono de seis lados. Las dimensiones de la celda están en función del ancho de banda del filtro Doppler, el ancho del haz de la antena en la superficie, la sincronía de transmisión de los pulsos, la velocidad de la trayectoria de la nave en el terreno y la latitud de la celda. En esta

aproximación de la resolución de la celda integrada, las regiones fuera del área de la celda no contribuyen al valor total de σ_0 .

En la figura 2.15 se muestra tres diagramas, en el primero (a) se presentan las celdas de medición para un ciclo de muestreo de la antena delantera en el lado derecho, en el segundo (b) la posición de las celdas de resolución de σ_0 de una antena para varios ciclos de medición, y en el tercero (c), las celdas de medición generadas por la antena trasera y la delantera, en ella se muestra el traslapeo de las celdas, ocasionado por el movimiento de la nave. Cada pocas órbitas, la nave pasa sobre una región una y otra vez en ambas direcciones, norte y sur. Esto provoca que las mediciones se crucen y se tengan múltiples traslapes de mediciones.



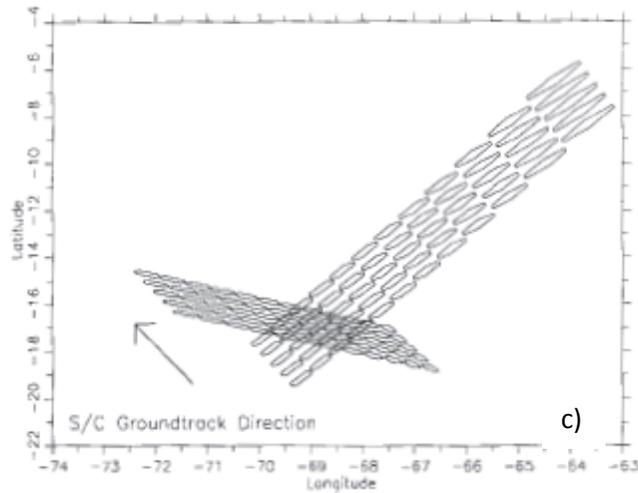


Figura 2.15. Diagramas de traslapes del sensor (Long et al., 1993).

Uno de los grandes beneficios del diseño de este sensor es su amplio ancho de barrido, ya que permite tener una buena cobertura global de σ_0 en menos de 12 horas, se alcanza a cubrir el 75%, mientras que en 24 horas el 92%. En la figura 2.16, se muestra un ejemplo a 12 horas (a) y otro a 24 horas (b), con el objetivo de mostrar gráficamente la diferencia de cobertura a diferentes escalas de tiempo.

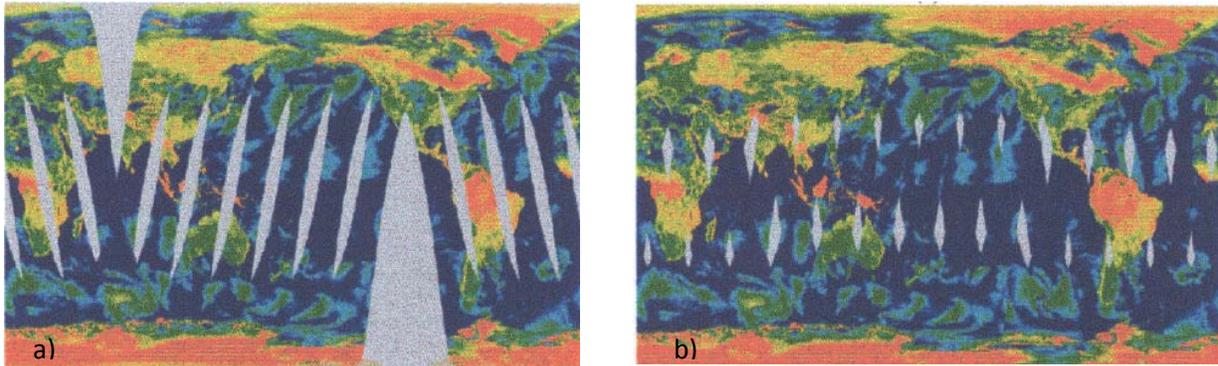


Figura 2.16. Distintas coberturas de SeaWinds.

Las condiciones geométricas para la medición del viento que no son ideales son cuando el sensor se encuentra muy cercano a la superficie y alejado del barrido, debido a que los

ángulos de azimut están cercanos a 0° o a 180°. Esta geometría provee menor información para la inversión del modelo y se obtienen resultados menos precisos.

El instrumento cuenta con tres subsistemas: el SES (Scatterometer Electronics Subsystem), el CDS (Command and Data Subsystem) y SAS (Scatterometer Antenna Subsystem). Los tres subsistemas y sus funciones se detallan a continuación:

SES es el encargado de operar las funciones de la frecuencia del radio. Contiene un transmisor ágil, receptor y un procesador digital de señal (DSP), el cual se encarga de procesar ecos a segmentos de alta resolución denominados como “slices”.

CDS es una computadora que procesa comandos del dispersómetro desde el espacio, manda sincronización y parámetros de configuración al SES, colecta datos de medición desde SES, colecta parámetros de ingeniería y rendimientos de los subsistemas y transfiere datos hacia la nave para poder ser descargados a la superficie.

SAS es el subsistema de la antena, consiste de una parabólica de un metro de diámetro que gira aproximadamente a 18 rpm. Un codificador óptico que determina el ángulo de la antena y el tiempo del evento que se transmite. El azimut de la antena es importante para comandar la transmisión de frecuencia y el procesamiento de datos para ciencia. Aquí se ubican las dos antenas con diferentes ángulos de observación y con el mismo azimut. Los detalles de los parámetros de la antena se presentan en la tabla (2.6).

Tabla 2.6. Características de la antena de QuickSCAT.

Parámetro	Viga interna	Viga externa
Polarización	Horizontal	Vertical
Ángulo de observación	40°	46°
Ángulo de incidencia en la superficie	47°	55°
Rango de inclinación	1100 km	1245 km
Ancho de viga 3-dB	1.8° x 1.6°	1.7° x 1.4°
Huella en dos direcciones 3-dB	24 x 31 km	26 x 36 km
Aumento máximo	38.5 dBi	39 dBi
Espacio de escaneo a lo largo	15 km	19 km
Espacio de trayectoria a lo largo	22 km	
Velocidad de rotación	18 rpm	

Para SeaWinds, la velocidad de giro, la repetición de frecuencia de pulso (PRF) y la velocidad de la nave en la superficie interactúan para producir las huellas de medición en la superficie terrestre. El espaciado de medición a lo largo de la trayectoria es dictado por la velocidad de la nave en el terreno y la velocidad de giro de la antena. A lo largo de la dirección de escaneo, el espacio de las mediciones se determina por PRF y la velocidad de giro. Para poder producir suficiente superposición en ambas direcciones, a lo largo del escaneo y a lo largo de la trayectoria, se escogió un PRF de 92.5 Hz y una velocidad de giro de 18 rpm.

Debido al requerido PRF, un esquema de dos pulsos intercalados fue seleccionado. Después de transmitir en una de los haces, el sensor transmite en el otro antes de recibir el eco del primero. Esto se representa mejor en la figura 2.17, donde se puede apreciar el intercalado en los ecos y los intervalos de tiempo. El primer rectángulo muestra la transmisión del haz interno y antes de recibir el eco de la transmisión del haz externo, recibió el eco de una señal previa; después el haz externo realiza una transmisión y posteriormente se recibe el eco de la primera transmisión del haz interno y así sucesivamente van las transmisiones intercalándose.

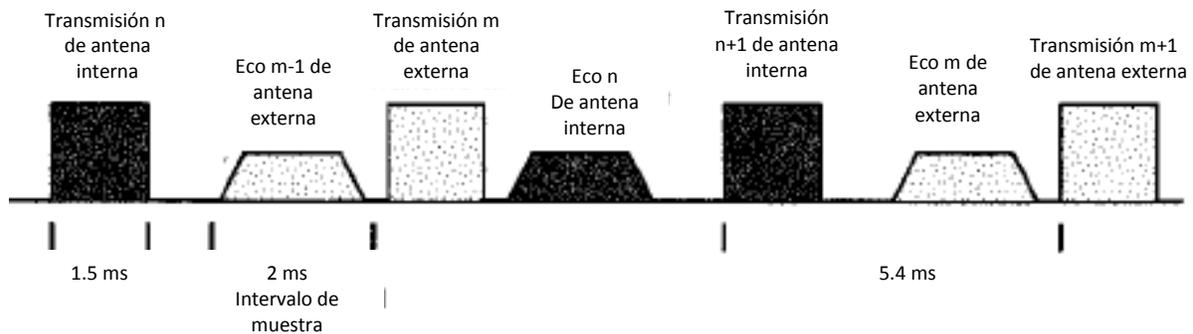


Figura 2.17. Esquema de transmisión de SeaWinds.

El SES debe iniciar y detener los muestreos en tiempo apropiado para poder capturar toda la energía proveniente de los ecos. Conforme QuickSCAT realiza sus órbitas, el rango de la superficie cambia 40 km aproximadamente, por lo que el receptor debe cambiar su ventana de muestreo. Asegurar que el eco será capturado a tiempo es el objetivo del proceso llamado rango de seguimiento. En la superficie, los parámetros de órbita son utilizados para hacer un cálculo previo del tiempo de viaje redondo en función del haz de energía, posición de órbita y ángulo de azimut de la antena.

Después de que la energía es transmitida y dispersada hacia la superficie del planeta, una porción regresa después de algunos milisegundos a la antena del sensor y después es convertida de análoga a digital. Dentro de la señal, se encuentran presentes ruidos termales provenientes del mismo instrumento y de la superficie del planeta. Para poder calcular σ_0 , la señal retrodispersada requiere ser separada de los ruidos termales, para poder hacerlo, el sensor realiza dos mediciones simultáneas. En la primera de ellas se utiliza un filtro angosto de 175 kHz, en la segunda se utiliza uno amplio de 1 MHz. El filtro angosto es el que se encarga de filtrar el eco, mientras que el ancho es el que filtra el ruido.

Mejoramiento de resolución

Los dispersores espaciales de viento son un importante elemento para el futuro de los sistemas de sensores remotos ya que han probado su habilidad de hacer mediciones climáticas a través del vector de viento sobre el océano, esta capacidad fue demostrada en 1978 por el Seasat (Stewart, 1985). Los dispersores realizan mediciones de σ_0 sobre la superficie, que se han utilizado principalmente para calibrar el instrumento.

Los dispersómetros espaciales observan σ_0 en un amplio rango de ángulos de incidencia en la superficie, puede ser modelado a través de una función lineal de la medición de ángulos de incidencia:

$$10\log_{10}\sigma_0(\theta) = A + B(\theta - 40^\circ) \quad \text{Ecuación 2.38}$$

Donde θ es el ángulo de incidencia con valores mayores a 20° y menores a 60° , A y B son constantes dependientes de las características de la superficie observadas. A es el valor de σ_0 a un ángulo de incidencia de 40° , lo que se conoce como ángulo de incidencia normalizado. Debido al amplio rango de mediciones de ángulos de incidencia utilizados por los dispersores, los coeficientes A y B de este modelo son más útiles en aplicaciones comunes que en mediciones directas de σ_0 . Estos coeficientes exhiben una remarcable correlación con el tipo de terreno y cobertura vegetal con valores típicos de $-0.1 \leq B \leq -0.22$ y $-40 \leq A \leq 0$ (Kennett & Li, 1989).

La muy gruesa resolución nominal de 50 km que ofrecen los dispersómetros, es aceptable para las mediciones de viento sobre los océanos, pero es una importante limitante para la aplicación de estos sensores en estudios de la superficie terrestre. Para mitigar este problema, Long y un grupo de investigadores desarrollaron una técnica para mejorar la resolución espacial de las mediciones de A y B , como resultado se tiene una resolución de

escala media que es útil para una gran variedad de estudios, como el que se llevó a cabo a mesoescala en este trabajo.

La técnica se basa primariamente en la señal procesadora de la superficie, con la ventaja del sobrepaso de las mediciones del dispersor tomadas a diferentes horas sobre una misma región y utilizando medición indirecta para poder extender la resolución efectiva, a su vez esto provoca que el ruido en las imágenes A y B se incremente.

Si se considera una cuadrícula rectilínea de los elementos de la superficie terrestre con una resolución de los elementos de $S_c \times S_a$, la letra c indica la sección transversal de la trayectoria, mientras que la letra a indica la dimensión a lo largo de la trayectoria. El polígono de seis lados integrado por las celdas integradas de medición del dispersómetro se impone en esta pequeña cuadrícula de resolución. Si se asume que en la medición no se presentaron ruidos, el valor de σ_0 medido por el sensor será un promedio ponderado de la resolución individual de los elementos cubiertos por una celda de medición:

$$Q_k = \sum_{c=L_k}^{R_k} \sum_{a=B_k}^{T_k} h(c, a; k) \sigma(c, a; k) \quad (\text{Ecuación 2.39})$$

Donde L_k , R_k , T_k y B_k definen el rectángulo para la celda de medición del hexágono k , $h(c, a; k)$ es la función ponderada del elemento de resolución, con valores menores o iguales a uno o con valores mayores o iguales a cero, y $\sigma_0(c, a; k)$ es el valor de σ_0 para el elemento de resolución (c, a) dado. La dependencia de σ_0 y h al ángulo de incidencia se expresa en el índice k , h está en función de la localización de la celda y de la forma. La dependencia de σ_0 al ángulo de incidencia se puede expresar a través de la siguiente expresión:

$$\sigma_0(\theta) = \alpha_o^A [B_o(\theta)]^B \quad (\text{Ecuación 2.40})$$

Donde:

$$\alpha_o = 10^{1/10} \quad (\text{Ecuación 2.41})$$

$$B_o(\theta) = 10^{(40-\theta)/10} \quad (\text{Ecuación 2.42})$$

Al sustituir la ecuación 2.39 y la ecuación 2.40 se tiene que:

$$Q_k = \sum_{c=L_k}^{R_k} \sum_{a=B_k}^{T_k} h(c, a; k) \alpha_o^{A(c,a)} [B_o(\theta_k)]^{B(c,a)} \quad (\text{Ecuación 2.43})$$

Las mediciones de los dispersores, presentan ruido, si se denota por z_k se tiene que:

$$z_k = Q_k + v_k \quad (\text{Ecuación 2.44})$$

Donde v_k es la variable aleatoria gaussiana con varianza:

$$\text{Var}[v_k] = \alpha \rho_k^2 + \beta \rho_k + \gamma \quad (\text{Ecuación 2.45})$$

El punto clave para mejorar la resolución de A y B es aprovechar el traslape de las múltiples mediciones sobre la misma región. Para el sensor Seasat, la medición de la antena delantera y trasera en la misma órbita proveen algo de traslape, lo cual es insuficiente para poder aplicar la técnica, por lo que se requiere utilizar datos de múltiples órbitas. Para poder hacer esto, se asume que las características del radar en la región de muestreo permanecen constantes en cada pasada, también se asume, que A y B no tienen dependencia al ángulo de azimut.

Los datos que se utilizaron para desarrollar este método no incluían datos integrados en las esquinas de las celdas, por lo que se desarrolló un algoritmo para reconstruir la geometría de las celdas a partir de los datos disponibles. La información contiene mediciones de σ_0 que abarca los ángulos de incidencia dentro de un rango de 0° a 70° e incluye estimaciones de la desviación estándar normalizada (K_p) del ruido para cada medición de σ_0 . Para minimizar los efectos del ruido en las imágenes, las mediciones de σ_0 con valores altos de K_p , mayores al 15%, fueron excluidos del proceso de reconstrucción. Las mediciones descartadas, ocurren principalmente en las partes lejanas del barrido a grandes ángulos de incidencia, sólo representan el 5% de las mediciones terrestres de σ_0 . El rango de incidencia aceptado para las mediciones se ubica dentro de 23° y 57° .

Para poder desarrollar métodos para estimar A y B dentro de la cuadrilla de resolución mejorada, primero se debe examinar el caso donde $B(c, a)$ es conocida. Si se considera un elemento de una región $N_c \times N_a$ dentro de la cuadrilla de resolución $S_c \times S_a$, colectando todas las mediciones z_k completamente dentro de la región de interés, se obtiene una ecuación donde se relatan todas las mediciones:

$$Z = HS + V \quad (\text{Ecuación 2.46})$$

Donde Z es un vector sin dimensiones de las mediciones de z_k , H es una matriz de $N \times M$ ($M=N_c N_a$) que contiene $h(c, a; k)$, S es un vector de $A(c, a)$, y V es un vector de ruido en términos de v_k . Los elementos de la matriz H se computan determinando la intersección de las mediciones integradas de σ_0 del polígono de seis lados y los elementos de resolución. Para que tengan el tamaño apropiado los elementos, se asumen que las entradas de H pueden ser 1 o 0, la matriz resultante es muy dispersa, aunque pudiera ser muy grande.

Con lo antes mencionado, el problema consiste en estimar $A(c, a)$ a partir de un valor Z , se estima S , para posteriormente calcular $A(c, a)$, lo cual se obtiene a través de la siguiente expresión:

$$A(c, a) = \alpha_0^{A(c,a)} \quad (\text{Ecuación 2.47})$$

Este problema es muy similar a los problemas clásicos de procesamiento de imágenes y de señal, sin embargo, las técnicas convencionales de reconstrucción de imágenes como la reconstrucción algebraica y máxima entropía, no son convenientes para el uso de esta aplicación debido al alto nivel de ruido.

Debido a que el tamaño de la imagen y el número de mediciones son grandes, se realiza una descomposición singular de valores (SVD) la cual provee conocimientos de la medición de ruido en V en la imagen estimada. Considerando el uso de SVD para computar una solución de mínimos cuadrados para la ecuación 2.46, utilizando SVD como factor de H :

$$H = U\Lambda V^T \quad (\text{Ecuación 2.48})$$

Donde U es una matriz ortogonal $N \times N$, V es una matriz ortogonal $M \times M$, y Λ es una matriz diagonal $N \times M$ de valores singulares.

La estimación de los mínimos cuadrados, \hat{S} , de S puede ser computada como:

$$\hat{S} = H^\dagger Z = H^\dagger [HS + V] \quad (\text{Ecuación 2.49})$$

Donde H^\dagger es el pseudo-inverso de H Moore-Penrose. Si $\hat{S} = Z - \hat{S}$ y $\bar{S} = H^\dagger HS$. El error de mínimos cuadrados de \hat{S} es:

$$\hat{S} = \bar{S} - H^\dagger V \quad (\text{Ecuación 2.50})$$

Para H menor que el rango completo, ocurren errores parciales en la estimación S , sin embargo, si H esta dentro del rango completo $H^\dagger H = I$ y $S = \bar{S}$, por lo que:

$$\bar{S} = H^\dagger V \quad (\text{Ecuación 2.51})$$

Por lo tanto, el ruido (\bar{S}) en la estimación de A está en función lineal del ruido (V) en todas las observaciones en Z , incluso aquellos que se encuentran a distancia del elemento de resolución dado. La inclusión de este ruido adicional es el precio por obtener una resolución mejorada.

Los efectos del ruido pueden ser mitigados filtrando un poco SVD. Asumiendo la independencia del ruido en las mediciones, la matriz de covarianza $P=E[VV^T]$ será diagonal. En un área casi uniforme A , $P=\sigma^2 I$. De la ecuación 2.50, el componente de ruido \bar{s} , agregado al elemento i del estimado de S será:

$$\hat{S}_i = (H^+V)_i = \sum_j H_{i,j}^+ V_j \quad (\text{Ecuación 2.52})$$

Así, se sigue de la independencia del ruido que la varianza de \hat{S}_i , es:

$$\text{Var}[\hat{S}_i] = \sigma_v^2 \sum_j (H_{i,j}^+)^2 = \|iH^+\|_2^2 \frac{\sigma_v^2}{v} \quad (\text{Ecuación 2.53})$$

Donde $\|iH^+\|_2$ es la norma L_2 de la fila i de H^+ . La desviación estándar normalizada, K_p , para la resolución i estimada:

$$K_p(\text{elemento resolución}) = \|iH^+\|_2 \sigma_v / S_i \quad (\text{Ecuación 2.54})$$

Debido a que K_p para mediciones convencionales de celdas de resolución de dispersómetros sobre la misma área, sería $K_p(\text{celda})=\sigma_v/S_i$, seguido por:

$$K_p(\text{elemento resolución}) \approx \|iH^+\|_2 K_p(\text{celda}) \quad (\text{Ecuación 2.55})$$

El valor de $\|iH^+\|_2$ depende de una serie de factores, incluyendo el número y distribución de celdas de medición y la resolución del tamaño del elemento; sin embargo, según observaciones realizadas por Long y otros (1993), es proporcional al radio del cuadrado del número promedio de elementos de resolución en cada celda de resolución baja y el número promedio de ellas que cubren un elemento de resolución dado. Por lo que para minimizar el ruido estimado, que es minimizar al elemento de resolución K_p , para un tamaño de elemento de resolución dado, el número de celdas de medición puede ser maximizado, para poder lograrlo se requieren múltiples pasadas de órbita. Alternativamente, el límite de resolución está dictado por la combinación de la medición del nivel de ruido y el traslapo de medición, al reducir el elemento de resolución, $\|iH^+\|_2$ aumenta, provocando un ruido adicional en la imagen. Así, el tamaño de resolución se debe compensar entre el intervalo de tiempo del mapeo y la estimación de ruido de las imágenes. El tiempo de mapeo, es el tiempo que se requiere para acumular todas las mediciones para generar una imagen con resolución mejorada.

También si la resolución del elemento es muy pequeña o el traslapo en las mediciones es insuficiente, H no se puede determinar, provocando que existan múltiples S que satisfagan

la ecuación 2.46. Para asegurar una estimación única de S , se utiliza un máximo enfoque de entropía, mientras que se produce una única solución, la estimación de S puede ser muy suave, esto quiere decir que la resolución efectiva puede ser degradada. Así, la resolución final se limita por el rango de H y por lo tanto por el traslapeo de medición de celdas y el número de mediciones. Para un número fijo de mediciones, reducir el tamaño de la resolución arbitrariamente, no va a incrementar la resolución efectiva de la estimación resultante pero si va a incrementar el ruido estimado.

El alargamiento del intervalo de tiempo de mapeo incrementa el número de mediciones, que a su vez incrementa el traslapeo de medición, por lo tanto, se desea maximizar el intervalo de tiempo de mapeo para alcanzar la resolución óptima. Sin embargo, las características de la zona de estudio y la calibración del instrumento se deben mantener constantes por un periodo de tiempo largo.

Para poder resolver la ecuación 2.46 para una H general se aplica un nuevo modelo iterativo basado en una reconstrucción multiplicativa algebraica (MART) desarrollada por Long y su grupo de investigadores en 1993. Las variables sencillas convencionales pueden ser mostradas como caso especial de máxima entropía. En MART, cada medición se compara a un valor previsto (proyección hacia adelante) computado a partir de una imagen de estimación actual. Un factor de corrección multiplicativo se aplica a cada pixel medido provocando la proyección hacia adelante que iguale la medición. Mediciones posteriores pueden alterar los valores del pixel. Sobre múltiples iteraciones, los factores de corrección idealmente convergen en un valor de unidad y todas las proyecciones coinciden con las mediciones. Desafortunadamente, MART tiene una tolerancia limitada de ruido. Por lo que es necesario modificarla para optimizar las mediciones con ruido de los dispersómetros.

Los métodos de reconstrucción convencionales proveen una solución iterativa de la ecuación 2.46, donde V se asume como cero, o un valor equivalente donde sea ignorado, sin embargo, la tolerancia de ruido puede ser aumentada a través de una actualización de un algoritmo simultáneo (Censor, 1983). Se escoge un valor inicial de imagen S^0 (constante típica uniforme), en la iteración k , cada pixel (s_i^k) de la imagen S^k se actualiza de acuerdo a:

$$s_i^{k+1} = s_i^k \frac{1}{p_i} \sum_{j=1}^N h_{ji} \left(\frac{z_j}{f_j^k} \right)^w \quad (\text{Ecuación 2.56})$$

Donde f_j^k es la proyección de medición:

$$f_j^k = \frac{1}{q_j} \sum_{l=1}^M h_j l s_l^k \quad (\text{Ecuación 2.57})$$

Donde el número de mediciones que cubre el pixel (p_i) y q_j es el número de pixeles en la medición. Se obtienen a partir de:

$$p_i = \sum_{l=1}^N h_{li} \quad (\text{Ecuación 2.58})$$

$$q_j = \sum_{l=1}^M h_j l \quad (\text{Ecuación 2.59})$$

El parámetro ajustable w es seleccionado subjetivamente, en el caso donde $w=1$ se denomina MART no ponderado, mientras que donde $w=1/2$ se denomina como MART ponderado. Cuando se aplica a los datos con ruido de los dispersómetros, se asigna $w=1/2$, ya que provee mejores imágenes. Para tener un mejor manejo, la ecuación 2.56, se puede expresar de la siguiente manera:

$$s_i^{k+1} = \frac{1}{p_i} \sum_{j=1}^N h_{ji} u_{ij}^k \quad (\text{Ecuación 2.60})$$

Donde la actualización del término u_{ij}^k se define como:

$$u_{ij}^k = s_i^k \left(\frac{z_j}{f_j^k} \right)^w = s_i^k d_j^k \quad (\text{Ecuación 2.61})$$

Donde:

$$d_j^k = \left(\frac{z_j}{f_j^k} \right)^w \quad (\text{Ecuación 2.62})$$

El algoritmo es iterado en k , hasta que alcanza convergencia, esta es garantía para un sistema de ecuaciones consistente. Sin embargo, debido a su alto nivel de ruido en las mediciones, las ecuaciones no son consistentes y el algoritmo MART puede no converger o tener una solución no satisfactoria. Para mejorar la tolerancia de ruido y las características de la convergencia, un esquema actualizado que no pondera linealmente las mediciones, se presenta a continuación:

$$u_{ij}^k = \begin{cases} \left[\frac{1}{2} \frac{1}{f_j^k} \left(1 - \frac{1}{d_j^k} \right) + \frac{1}{s_i^k d_j^k} \right]^{-1} & d_j^k \geq 1 \\ \left[\frac{1}{2} f_j^k (1 - d_j^k) + s_i^k d_j^k \right] & d_j^k < 1. \end{cases} \quad (\text{Ecuación 2.63})$$

Esta actualización no lineal limita el tamaño para varias desviaciones entre la proyección y la medición, tiende a reducir los efectos del ruido y ayuda a la convergencia.

Mientras que el algoritmo ART provee resultados satisfactorios cuando se conoce $B(c, a)$, aunque en general no se conoce y tiene que ser estimada junto con A . Esto se puede lograr al modificar el algoritmo descrito anteriormente. Se pueden generar imágenes satisfactorias aun cuando hay errores pequeños en los valores de B , esto se debe a los valores pequeños y a la poca variación de B .

Una seria dificultad que puede surgir al estimar A y B es cuando el rango de ángulos de incidencia abarcados por las mediciones de σ_0 de un área determinada es insuficiente, no se puede estimar B con cierto grado de certeza. Sobre cierta área de estudio determinada, cada elemento de resolución es observado generalmente con una amplia diversidad de ángulos de incidencia. Para las excepciones, B debe ser determinada de otras fuentes para poder calcular correctamente A . Una lógica elección es usar el promedio cercano de B , esto pudiera generar error en la estimación de A , el cual generalmente es pequeño. Obtener B de este modo, reduce la resolución intrínseca.

Un simple enfoque para estimar simultáneamente A y B se puede derivar del algoritmo no ponderado MART. Para $S_i^0 = constante$, la primera iteración de MART no ponderado, S^1 es:

$$S_i^1 = \frac{1}{p_i} \sum_{j=1}^N h_{ji} z_j \quad (\text{Ecuación 2.64})$$

Como se mencionó anteriormente h_{ij} es uno o cero, S_i^1 es el promedio de mediciones sobre el pixel i . Este enfoque promediado (AVE) provee una imagen inicial suave la cual puede ser mejorada por posteriores iteraciones. La resolución AVE es mejor que la medición de la celda resolución y es significativamente mejor que los enfoques convencionales utilizados por Kennett y Li (1989) donde el tamaño mínimo de resolución de los elementos es limitado efectivamente al tamaño máximo de celdas, aunque pudiera estar sobre o sub estimando el valor de la imagen.

AVE pudiera extenderse a un caso de múltiples variables si se utiliza el modelo lineal, A y B estimados en un pixel dado, son computados por una regresión de las mediciones de σ_0 , esta idea forma la base del algoritmo SIR multivariado. En él se estima un valor inicial B de la imagen, estableciendo $b_i^0 = 0.13$ (promedio global de B). En la iteración k del algoritmo SIR, la estimación previa B se utiliza para normalizar la medición σ_0 de donde es estimada

A utilizando la ecuación 2.60 y la ecuación 2.63. La regresión lineal de los términos actualizados (expresados como mediciones de ángulos de incidencia) se utilizan para actualizar las estimaciones previas de B . El nuevo valor de B se determina como promedio ponderado de los valores z_j se expresa en dB para que la proyección f_j^k se compute en espacio normal, mientras que A y B en espacio log.

$$f_j^k = 10 \log_{10} \left[\frac{1}{q_j} \sum_{n=1}^N h_{jn} 10^{s_n^k/10} \right] \quad (\text{Ecuación 2.65})$$

Donde q_{jj} se define en la ecuación 2.59, definiendo d_{ij}^k :

$$d_{ij}^k = \left(\frac{z_j - b_i^k (\theta_j - 40^\circ)}{f_j^k} \right)^w \quad (\text{Ecuación 2.66})$$

El término de la actualización de A , u_{ij}^k , se computa como en la Ecuación 2.63:

$$u_{ij}^k = \begin{cases} \left[\frac{1}{2} \frac{1}{f_j^k} \left(1 - \frac{1}{d_{ij}^k} \right) + \frac{1}{s_i^k d_{ij}^k} \right]^{-1} & d_{ij}^k \geq 1 \\ \left[\frac{1}{2} f_j^k (1 - d_{ij}^k) + s_i^k d_{ij}^k \right] & d_{ij}^k < 1 \end{cases} \quad (\text{Ecuación 2.67})$$

Con la estimación de A , s_i^k , se toma la Ecuación 2.60. Para computar B :

$$r_i = \sum_{j=1}^N h_{ji} \theta_j^2 \quad (\text{Ecuación 2.68})$$

$$t_i = \sum_{j=1}^N h_{ji} \theta_j \quad (\text{Ecuación 2.69})$$

Ahora:

$$\zeta_{ij}^k = u_{ij}^k + b_i^k (\theta_j - 40^\circ) \quad (\text{Ecuación 2.70})$$

La regresión lineal de la actualización de A , u_{ij}^k , provee una actualización para B .

$$c_i^k = \frac{1}{p_i r_i - t_i^2} (p_i \sum_{j=1}^N h_{ji} \theta_j \zeta_{ij}^k - t_i \sum_{j=1}^N h_{ji} \zeta_{ij}^k) \quad (\text{Ecuación 2.71})$$

Esta actualización puede ser utilizada únicamente cuando el rango del ángulo de incidencia (θ_j) es suficientemente amplio, ya que esto implica que la estimación de la actualización B sea más confiable, esto se logra al utilizar el promedio ponderado de c_i^k y la estimación previa de B . El factor de ponderación se encuentra en función de la varianza de θ .

$$x_i = \frac{p_i}{t_i^2} \sum_{j=1}^N h_{ji} \theta_j^2 - 1 \quad (\text{Ecuación 2.72})$$

Después la estimación de la imagen B se actualiza de acuerdo a:

$$b_i^{k+1} = \frac{1}{x_{i+1}} (x_i c_i^k + b_i^k) \quad (\text{Ecuación 2.73})$$

Este sistema de ecuaciones se itera en k hasta que converja. Los convencionales MART divergen si la iteración es muy larga, el algoritmo SIR no diverge después de iteraciones continuas. En cambio, mientras el algoritmo converge, la actualización de términos continua haciéndose menor hasta que deja de haber cambios en las iteraciones. El algoritmo ha sido probado una gran cantidad de veces y típicamente converge a las 30-50 iteraciones.

La importancia de la humedad de suelo condujo al uso de sistemas satelitales diseñados para estudios de los recursos naturales (como AQUA y TERRA) y el tiempo atmosférico y clima (como NOAA y QuickScat) para estudios de humedad de suelo, lo que ha dado lugar en los últimos años a misiones espaciales enfocadas al estudio de este proceso hidrológico como SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) y SMAP (Soil Moisture Active Passive), dirigidas por ESA (European Space Agency) y NASA (National Aeronautics and Space Administration) respectivamente, que tienen como objetivo proveer imágenes globales que permitan tener mejor entendimiento del contenido de agua del suelo.

2.5. La humedad de suelo captada con sensores activos

Van Oevelen (1998), estudió la cuenca del Río Washita, EE.UU. determinó los efectos de la variabilidad espacial y temporal de humedad de suelo y comparó los valores obtenidos en campo con los de alta resolución del SAR. Utilizó medidas in situ con TDR y las validó con pruebas gravimétricas. Instalaron sensores en tramos de 2,400 m separados cada 50 m. Se hicieron relaciones entre σ_0 , humedad de suelo, ángulo de incidencia y rugosidad superficial. También comparó los datos con los sensores satelitales de ERS-1 y PBMR, concluyendo que el primero es más sensible a los cambios de humedad que ocurren en la superficie. Por otra parte, por Wagner et al. (1999) con información de temperaturas diarias, lluvia, nieve, profundidad de nieve y temperatura de suelo de 18 estaciones del Servicio Atmosférico de Canadá, que correlacionó con datos del dispersómetro ERS, demostró que σ_0 es sensible a la vegetación y se generó mapas de humedad de suelo.

En el 2004 se compararon dos métodos que utilizan Banda-C para generar imágenes: El estudio se realizó la cuenca experimental de Walnut Gulch en el sur de Arizona. Thoma y un grupo de investigadores (2004) estudiaron esta zona semiárida de matorrales y pastos, donde la topografía está en transición de ser montañosa. Las imágenes que se utilizaron fueron de ERS-2 y Radarsat-1, mientras que las mediciones de humedad de suelo se realizaron a través del método gravimétrico y con sondas de capacitancia. Para estimar la humedad de suelo a partir de σ_0 y de rugosidad se utilizó una inversión de IEM, se validaron los resultados con las mediciones de campo.

Gruhler, et al. (2010) realizaron un estudio en el oeste de África en una región predominantemente cubierta por dunas de arena (65% de la superficie total) y el resto por hierbas anuales de sabana. Se eligió una zona con poca vegetación buscando que la señal de los sensores no fuera impactada por la vegetación. Los datos de campo se obtuvieron de 10 estaciones con sensores de capacitancia que obtenían datos cada 15 minutos, de las que se escogieron 3 representativas. Se utilizaron tres productos de AMSR-E y dos de ERS, se eliminaron las pasadas en descenso de los satélites con el fin de eliminar los efectos ocasionados por las altas temperaturas. Los productos utilizados adquieren sus datos a diferente hora del día, por lo que para poder compararlos se consideró una escala de tiempo diaria, por lo tanto también la referencia de campo fue diaria. Se compararon los valores obtenidos de los cinco productos con los datos obtenidos in situ.

2.6. Fuentes de humedad de suelo en la zona de estudio

La precipitación es la principal fuente de humedad de suelo en la zona de estudio. Se presentan dos temporadas de lluvia, en verano y en invierno. La precipitación de invierno ocurre generalmente por efecto de frentes fríos y se caracteriza por su gran extensión territorial, su baja intensidad y relativamente larga duración. La de verano es consecuencia del Monzón de Norteamérica y es predominantemente de tipo convectivo, caracterizada por eventos que ocurren en celdas de reducida extensión y son de relativamente corta duración y alta intensidad.

El Monzón de Norteamérica (MN) es un importante fenómeno meteorológico regional que proporciona la mayor parte de la precipitación anual en el noroeste de México y suroeste de Estados Unidos de América (EUA) (Douglas et al., 1993). También es conocido por distintos nombres como Monzón Mexicano, Monzón de Arizona o Monzón del

Suroeste de EUA. Se relaciona con el inicio de lluvias de verano (julio, agosto y septiembre), con el flujo de humedad proveniente del sur sobre el Golfo de California y con la formación de un centro de baja presión centrado en Sonora y Arizona, los cuales son propicios para la convergencia de masas de aire húmedo y caliente originadas en los océanos Pacífico y Atlántico, teniendo al Pacífico Norte como límite por el origen de aire frío y seco (Reyes et al., 1994).

El MN ha sido estudiado por distintos investigadores desde hace algunas décadas, los primeros estudios se centraron principalmente en el estado de Arizona, EE.UU., como los de Bryson y Lowey (1955), Reitan (1957) y Sellers y Hall (1974). El primero aborda la relación de las lluvias de verano con el cambio de flujo de humedad de Este a Oeste en la tropósfera media. En el segundo se trabajó en la ciudad de Phoenix, concluyendo que la mayor parte de la humedad que participa en la precipitación se encuentra en la parte baja de la tropósfera, por lo menos en los desiertos con poca elevación sobre el nivel del mar. Mientras que en el último se reiteró la relación de las lluvias de verano con la transferencia horizontal de humedad. Después de estos estudios surgieron nuevas interrogantes acerca de los mecanismos que controlan la precipitación y la relación entre la precipitación en Arizona y el movimiento de humedad en niveles bajos, provenientes del Pacífico Tropical Este a través del Golfo de California (Hales, 1972; Brenner 1974; Carleton, 1986). Hasta 1974, se empezó a estudiar el MN en México, cuando Hales con el fin de encontrar la fuente de humedad de Arizona utilizó datos de precipitación, en los que se observó que las precipitaciones máximas se encontraban en lugares de alta elevación cercanos al Golfo de California y no como se pensaba, en la parte sureste cercana al Golfo de México. Posteriormente mostró que las lluvias de verano son mayores en México que en Arizona y que los valores máximos se encuentran en la pendiente oeste de la Sierra Madre Occidental (SMO). A partir de entonces empezó a aparecer en la literatura el nombre de Monzón Mexicano y MN para nombrar este fenómeno meteorológico.

Área de influencia del Monzón Norteamericano

La región del MN comprende el noroeste de México y el suroeste de EUA. Limita al este por el Golfo de México y las Planicies Centrales de EUA, y al oeste por el Océano Pacífico, incluyendo el Golfo de California. En el interior de la región destaca la Meseta del Colorado, las cadenas montañosas con orientación de norte a sur de Nevada, Arizona y Sonora, la Altiplanicie Mexicana que se encuentra definida al este por la Sierra Madre

Oriental y al oeste por la Sierra Madre Occidental (SMO). También es importante destacar el rol climatológico que ejercen sobre los desiertos internos las cadenas montañosas del sur de California (EUA), de Baja California (México) y de la Sierra de Nevada, ya que limitan la penetración de humedad marina proveniente del Océano Pacífico (Xu et al., 2004). Las zonas de baja elevación (Valle del Río Colorado) junto con sus colindantes zonas desérticas (Desierto de Sonora y Chihuahua) y las zonas costeras (Sonora y Sinaloa), también contribuyen a la formación del MN, ya que ayudan a la formación térmica. Las características físicas descritas se muestran en la figura 2.18, en donde también resalta la división política de los estados mexicanos y americanos donde se ubican.

Las características físicas mencionadas indican la variabilidad y complejidad de la topografía en la región, que aloja desde zonas costeras hasta zonas montañosas, cada una con su respectivo rol influyendo en este importante fenómeno meteorológico.

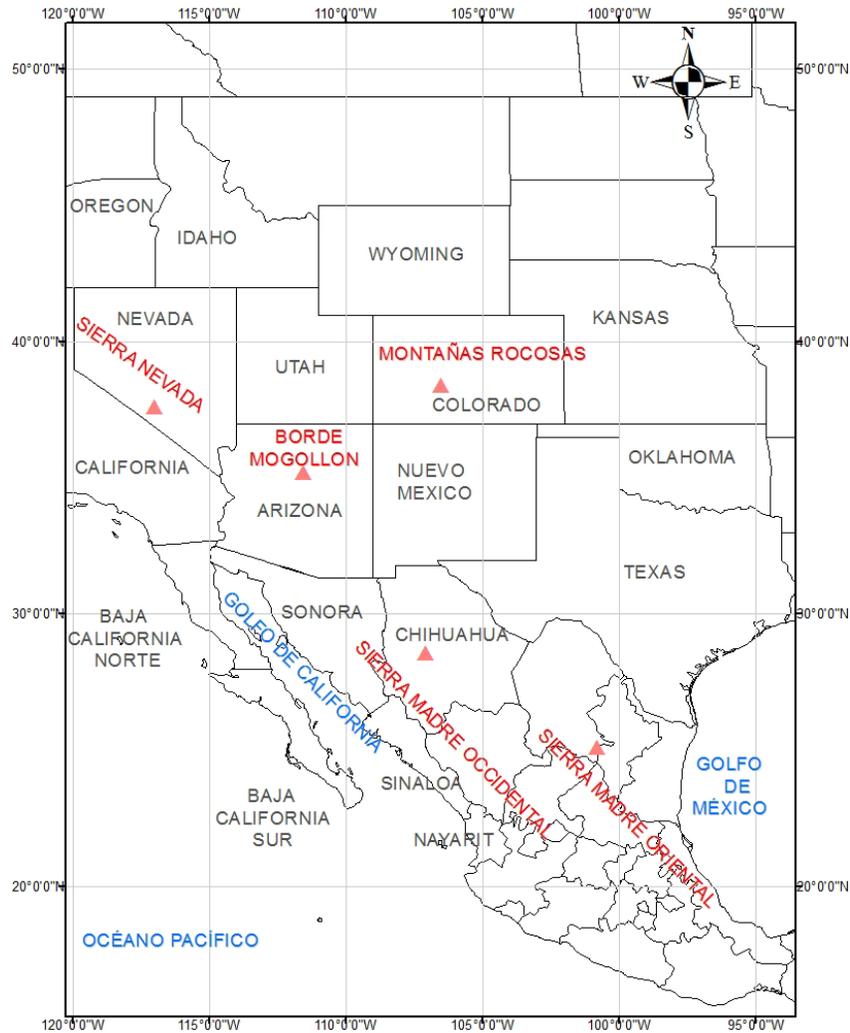


Figura 2.18. Características físicas y colindancias del MN (Adams & Comrie, 1997).

Génesis del Monzón de Norteamérica

Antes del inicio de las lluvias de verano, en la región prevalecen las altas temperaturas y ambiente seco. Las lluvias inician en el de sur de México a finales de mayo y principios de junio, que se mueven rápidamente hacia el norte a lo largo de la pendiente oeste de la SMO, hasta llegar al noroeste de México a principios de julio (Higgins et al., 2003), donde coincide con el incremento vertical de humedad por convección y los vientos provenientes del Golfo de California, provocando aumento en precipitación (Douglas et al., 1993). La precipitación en la región del MN está asociada a fenómenos transitorios, como son el oleaje del Golfo de California y de México, las tormentas tropicales y no se debe a fenómenos comunes (Fuller & Stensrud, 2000).

El MN se centra en la Sierra Madre Occidental (SMO), cadena montañosa que recorre los estados mexicanos de Sonora, Chihuahua, Sinaloa, Durango, Zacatecas, Aguascalientes, Nayarit y Jalisco, extendiéndose hasta hacia los estados Arizona, Nuevo México, Utah y el sur de Colorado en los Estados Unidos de América (EEUU). Debido a la gran cobertura que tiene, ha sido definido como un fenómeno climatológico a escala continental. Una manera de conocer la extensión geográfica del MN es analizando los histogramas de precipitación elaborados por Adams y Comrie (1997) de las distintas ciudades que se encuentran dentro de la región noroeste de México y suroeste de los Estados Unidos de América (figura 2.19).

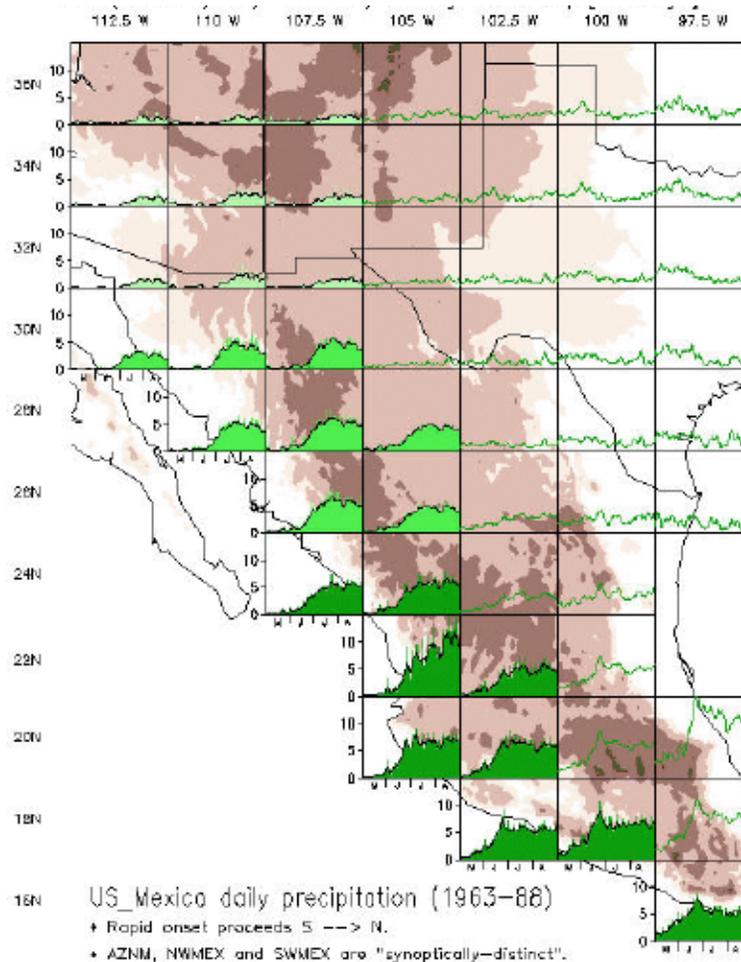


Figura 2.19. Histogramas de precipitación mensual en región del MN.

Las gráficas insertadas en la figura 2.19 muestran los valores mensuales de precipitación, en la mayor parte de ellas se puede observar que los valores máximos se encuentran en la

parte media, que representan los meses del verano. Se puede apreciar que las estaciones del noroeste de México (Hermosillo, Chihuahua y Culiacán) muestran mayor presencia del MN, reduciéndose en Arizona, Nuevo México y Nevada (Tucson, Alamogordo y Las Vegas). En Texas (Del Río) y en el noreste de México (Ciudad Victoria), se presentan los valores máximos al inicio del verano y al final del otoño. Mientras que en la costa oeste (Ensenada, La Paz y Merced), se observan veranos secos con importantes precipitaciones en el invierno.

Douglas et al. (1992), revela la importancia que tiene este fenómeno en la región. Trazó planos de isoyetas en las que mostró que existen zonas donde las lluvias de verano llegan a representar el 70% de la precipitación anual (Fuller & Stensrud, 2000; Gutzler, 2005) (figura 2.20). Estas zonas se ubican en México, una de ellas en el sur del Golfo de California y la otra en el costado oeste de la SMO. En EE.UU., el estado con mayor influencia es Nuevo México. Dentro de este mismo estudio se realizó un transecto que iba desde Baja California Sur hasta el estado de Durango, intersecando la SMO, donde se pudo visualizar que en la costa la precipitación es menor y que va aumentando conforme se incrementa la elevación hasta llegar a su punto máximo en la SMO.

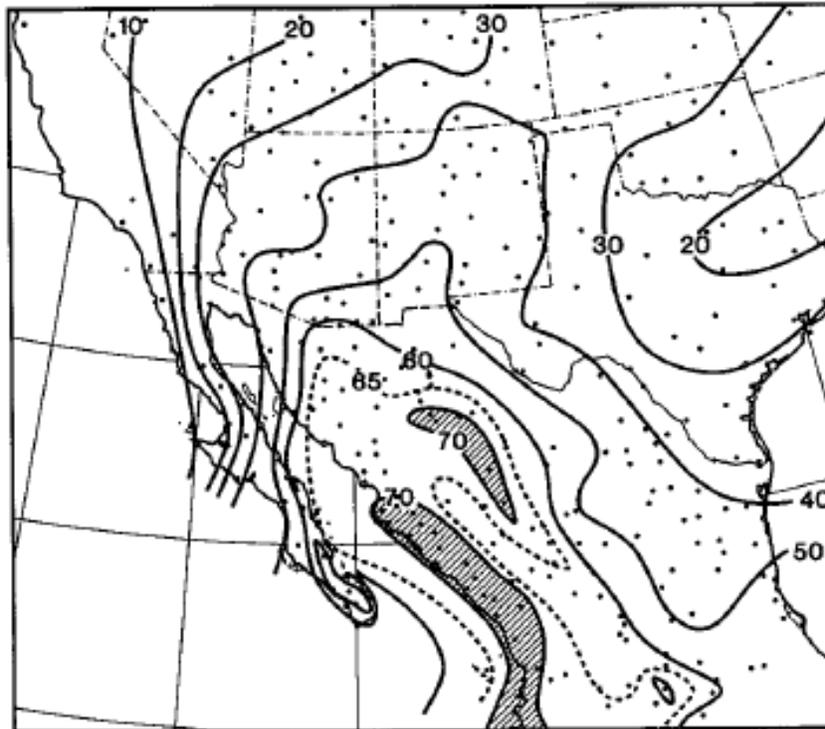


Figura 2.20. Porcentaje anual de precipitación durante el MN (Douglas et al., 1992).

Los altos valores de precipitación que se generan durante el verano, denotan la importancia de este fenómeno, lo que hace necesario tener mejor entendimiento de su desarrollo, su variabilidad interanual, espacial, temporal, además de su impacto socioeconómico, debido a que la región se identifica por su intensa actividad agrícola, ganadera e industrial.

El MN se caracteriza por su variabilidad espacial y temporal, en las que la topografía del terreno es el factor condicionante. La precipitación, varía en las distintas zonas de la región, siendo más abundantes en la porción mexicana hacia el Oeste de la SMO y más escasas en las zonas costeras. También la presencia de ciclones tropicales contribuye a la variabilidad. Temporalmente, se ha visto que hay cambios de un año a otro, de una década a otra, de una estación a otra hasta llegar a los que ocurren en el mismo día.

También existe una gran variedad estacional, en términos de intensidad y cobertura, por ejemplo las partes altas de Sonora y Sinaloa experimentan eventos de precipitación con baja intensidad durante casi todos los días del verano, mientras que en las partes bajas, los eventos son menos frecuentes pero con mayor intensidad (Gochis et al., 2004). Las lluvias de verano no son constantes cada año, hay periodos en los que se genera mucha lluvia y otros donde es escasa. Cuando las temperaturas del mar son más frías de lo normal en el Pacífico Norte y las temperaturas son más cálidas en el Pacífico Norte subtropical, se pueden tener veranos húmedos e inicios tempranos de la temporada de lluvias (Higgins & Shi, 2000; Mo & Paegle, 2000). Carleton et al. (1990) observaron que los cambios en el dorsal subtropical se relacionan con el patrón del Pacífico Norte, donde si es positivo en el invierno es seguido por un desplazamiento norte de humedad subtropical provocando un verano húmedo. Mientras que si es negativo en el invierno, es seguido por un desplazamiento sur de humedad subtropical provocando un verano seco.

Interacción del Monzón de Norteamérica con rasgos fisiográficos y atmosféricos

A pesar del impacto regional de este fenómeno, se conoce poco acerca de la interacción entre el MN y las propiedades de la superficie del suelo, principalmente la topografía, humedad de suelo y vegetación, factores importantes para iniciar y sostener la convección de humedad (Vivoni et al., 2007). La topografía controla la distribución de la precipitación, en lugares con alta elevación, cada 1 o 2 días se presentan eventos con baja intensidad, mientras que en sitios de baja elevación, son menos frecuentes pero con mayor intensidad,

por lo que probablemente la topografía controla la convección en el ciclo diurno (Gochis et al., 2004).

La humedad del suelo y cobertura vegetal pueden influir en el balance de energía de la superficie a través de cambios en el albedo, la temperatura y en la distribución de flujos sensibles y de calor latente. Las variaciones en las condiciones de la superficie del suelo causadas por la humedad de suelo y vegetación pueden tener un impacto directo en la generación de precipitación (Eltahir, 1998). Dos características medibles de este mecanismo de respuesta es que cuando la humedad de suelo aumenta se reduce la temperatura de suelo, provocando que se incremente el vapor de agua en la parte baja de la atmósfera.

El comportamiento de la distribución espacial y temporal de la humedad presente en el suelo tiene está notablemente influenciada por la altitud, particularmente durante los períodos húmedos, como quedó demostrado por Vivoni et al. (2007), con medidas puntuales de humedad a lo largo de un transecto en la cuenca del Río San Miguel, con el que cubrió elevaciones de los 630 m.s.n.m. a los 1370 m.s.n.m. Sus resultados ayudan a explicar la variabilidad observada, particularmente durante los periodos húmedos. Las condiciones de humedad después de un evento de precipitación son rápidamente estabilizadas debido a la evapotranspiración, infiltración ó al escurrimiento debido a la pendiente. La relación entre la evapotranspiración y la humedad de suelo en la zona de estudio también ha sido analizada (Vivoni et al., 2008), utilizando datos de una torre de covarianza de Eddy que se correlacionaron con una serie de sensores TDR en diferentes zonas representativas con distintos tipos de vegetación.

La pendiente y la vegetación en la zona de estudio, caracterizada por su topografía compleja, es un factor condicionante en la capacidad de los suelos para contener agua y en las metodologías de teledetección para estimar la humedad de suelo. Mladenova y Lakshmi (2009) analizaron datos de agosto de 2014 en la cuenca del Río Sonora y se correlacionaron con datos de QuickSCAT, con lo que evaluaron la sensibilidad de σ_0 a la pendiente, agrupando zonas por unidades de vegetación y se analizó la dependencia de σ_0 con los ángulos de incidencia locales mediante ajuste polinomial. Se aplicó un coeficiente de corrección para cada píxel y se evaluaron las correcciones para cada tipo de vegetación. También se determinaron el porcentaje del área total que ocupa cada grupo, así como la estadística de cada uno según la pendiente, altitud y ángulos locales de incidencia. Se concluyó que es importante realizar un pre análisis para determinar las

condiciones de homogeneidad aparte del tipo de vegetación, ya que hay otros factores que contribuyen a la cantidad de energía dispersada por el sensor como lo es la topografía, aspecto y pendiente. También encontraron que la polarización vertical es más sensible a la humedad de suelo que la polarización horizontal.

III. Materiales y métodos

3.1. El sitio de estudio

El sitio de estudio (figura 3.1) se localiza en la Región Hidrológica 9 (RH-9), denominada Sonora Sur, administrada por la Gerencia Noroeste de la CONAGUA. Comprende una superficie de 50 km por 70 km de la parte central de la cuenca del Río Sonora, en el estado de Sonora, México. Dentro de la superficie se ubican 15 sitios de muestreo, los cuales se ubican en cada una de las figuras de este capítulo, el nombre y la coordenada de cada uno de ellos se muestra en la tabla 3.1.

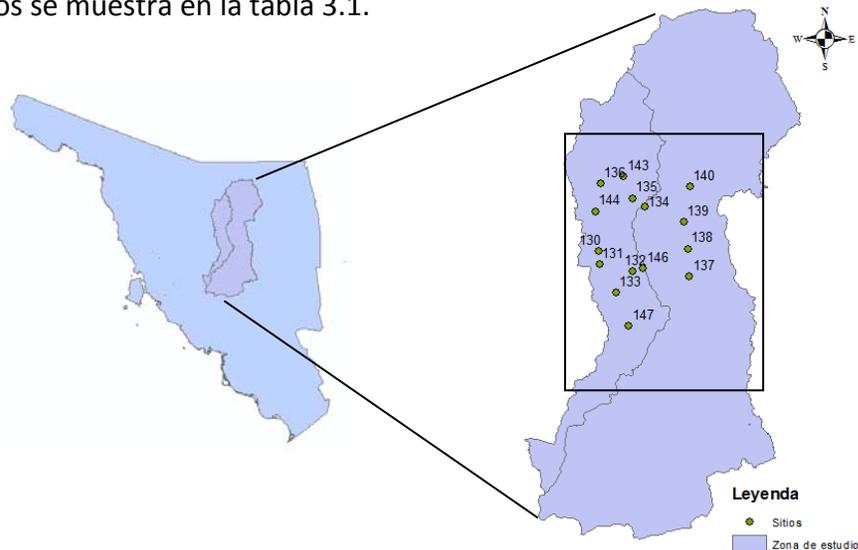


Figura 3.1. Localización del sitio de estudio.

Tabla 3.1. Sitios de muestreo.

ID	Coordenadas	
	X	Y
130	531465	3323298
131	532166	3317608
132	546347	3314298
133	539130	3305014
134	551857	3343293
135	546349	3346966
136	532579	3353405
137	571287	3312065
138	570690	3324453
139	568744	3336421
140	571478	3352076
143	542590	3356533
144	530134	3341169
146	551091	3315638
147	544811	3290182

3.2. Hidrografía

El escurrimiento superficial en la zona de estudio ocurre en tres corrientes principales: el Río Zanjón, el Río San Miguel y el propio Río Sonora. Estas corrientes superficiales son de tipo efímero, aunque en tramos cortos de su recorrido se aprecia régimen permanente. El Río San Miguel escurre de norte a sur en gran parte de su trayecto, cambiando de dirección hacia el suroeste cerca del municipio de Rayón; en la Estación de Zamora se une al Río el Zanjón, para después juntarse con el Río Sonora. La longitud del cauce principal es de 317 km. Sus tributarios más importantes son los arroyos Saracachi, El Bajío y El Bacuchi. El Río Sonora también corre de norte a sur en la mayor parte de su trayecto hasta que cambia hacia dirección suroeste a la altura de Mazocahui. Poco antes de llegar al municipio de Ures se le unen los arroyos La Salada y Suribiate; aguas abajo cerca de Topahue se une por el margen izquierdo el arroyo San Francisco, posteriormente vierte sus aguas en la Presa Rodolfo Félix Valdés (El Molinito), construida en 1991 para controlar sus avenidas. Después confluye junto con el Río San Miguel y el Zanjón y descargan sus

escurrimientos en la Presa Abelardo L. Rodríguez. La longitud del cauce principal es de 317 km hasta el punto de confluencia. Los caudales y volúmenes de escurrimiento son registrados en el Río San Miguel en la estación de aforo El Cajón (110.73° O, 29.22° N), y en el Río Sonora en la estación El Orégano (110.70 O, 29.22 N) que son operadas por la CONAGUA.

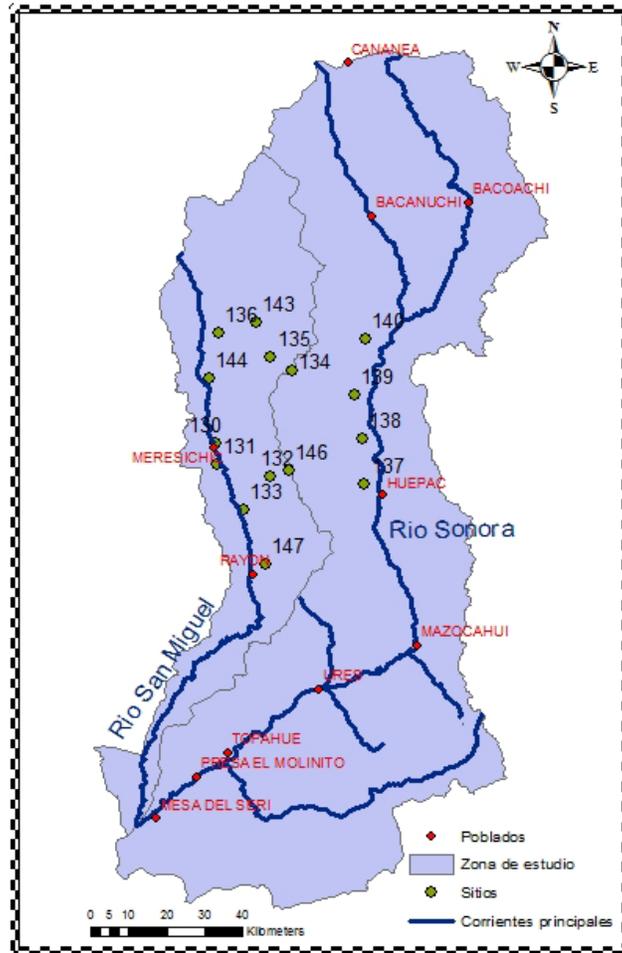


Figura 3.2. Hidrografía de la zona de estudio (INEGI, 2001).

3.3. Topografía

La región se caracteriza por su accidentada topografía, salvo en su parte baja, ocupa parte de la Sierra Madre Occidental con montañas con dirección de norte a sur. En toda la zona se tienen valores mínimos de elevación cercanos a los 200 m y valores máximos de aproximadamente 2300 m, con un promedio de 902 m y desviación estándar de 402 m. Las zonas de mayor elevación se ubican al norte; también en la parte central se tienen

altas elevaciones (Sierra de Aconchi) siendo parte del parteaguas entre las cuencas del Río Sonora y del Río San Miguel. La parte baja es donde se presenta menor variación con bajas elevaciones y es donde se confluyen las tres corrientes principales. La siguiente figura, es un modelo digital de elevaciones (MDE) generado a partir de cartas topográficas de INEGI (1998) con escala 1:50000, en él se muestran las elevaciones más altas de color azul y las más bajas de color naranja.

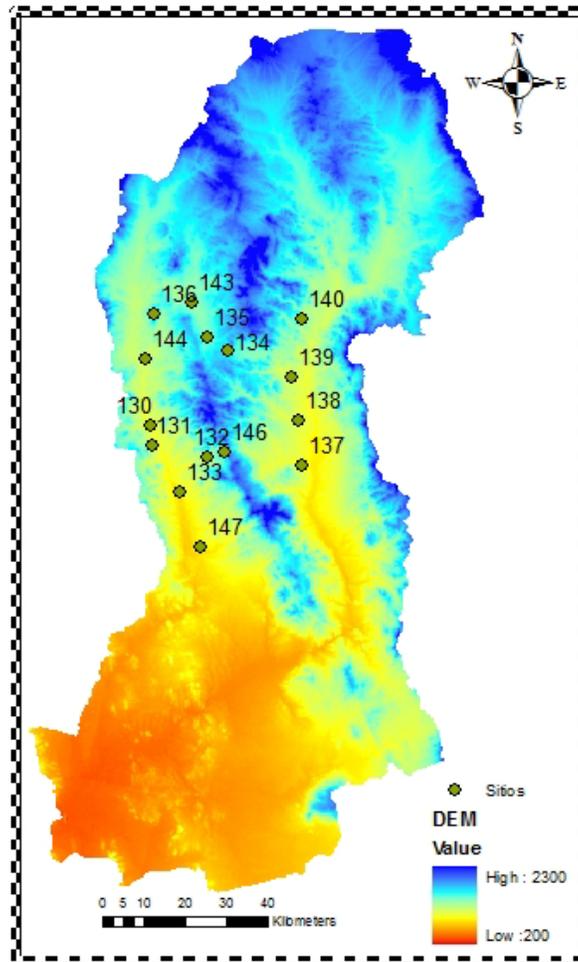


Figura 3.3. Elevaciones de zona de estudio.

3.4. Clima

Según la clasificación de Köppen en la región predominan los climas áridos, la letra B en la simbología de la figura 3.4 es la que está presente en casi todo el sitio de estudio (con excepción de una pequeña porción en la parte norte), esto indica que la evaporación es mayor a la precipitación. En la región se distinguen ocho climas cuya distribución se puede

observar en la figura 3.4: $BS1hw(x')$, $BSo(h')hw(x')$, $BSohw(x')$, $BW(h')hw(x')$, $BWhw$, $BWhw(x')$, $C(E)(W1)(x')$ y $C(Wo)(x')$.

Semiseco-semicálido con lluvias en verano ($BS1hw(x')$). El porcentaje de lluvia invernal es mayor de 10.2 y la temperatura media anual es mayor a 18 °C. El invierno es fresco. Se ubica en la parte norte, centro y sureste, es el clima más predominante con el 54% de la zona de estudio.

Seco cálido con lluvias en verano ($BSo(h')hw(x')$). El porcentaje de lluvia invernal es mayor a 10.2 y la temperatura media anual varía por lo general entre 22 y 26°C. El mes más húmedo es julio y el más seco es abril o mayo. Se ubica en la parte sur de la zona y ocupa el 5% superficie.

Seco-semicálido con lluvias en verano ($BSohw(x')$). El porcentaje de lluvia invernal mayor a 10.2 y temperatura media anual que caracteriza este clima comprende un rango de 18 a 22 °C. Julio es el mes más caluroso y enero el más frío. Otra particularidad de este clima es la de tener un invierno fresco. Ocupa el 31% de la superficie total y se ubica en la parte centro y sur.

Muy seco cálido con lluvias en verano ($BW(h')hw(x')$). El mes más lluvioso es julio y la lluvia invernal, es decir, la ocurrida en los meses de enero, febrero y marzo, corresponde a más de 10.2. La temperatura media anual es mayor a 22 °C. La temperatura media mensual más alta, en general corresponde al mes de julio, en tanto que la más baja se produce en enero. Cubre una pequeña porción de alrededor del 8% al sur de la zona.

Muy seco-semicálido, con lluvias en verano ($BWhw$). El porcentaje de lluvia invernal es entre 5 y 10.2. La temperatura media anual es mayor de 18 °C. Además el invierno es fresco. Ocupa menos del 1% y se ubica al sur.

Muy seco-semicálido con lluvias en verano ($BWhw(x')$). El porcentaje de lluvia invernal mayor a 10.2, y temperatura media anual menor que 18 °C. Además se tiene invierno fresco. Son pequeñas regiones localizadas al suroeste ocupando menos del 1%.

Semicálido Subhúmedo con lluvias en verano, de menor humedad ($C(Wo)(x')$). Los lugares donde se presenta este tipo de clima cubren poco más del 1% de territorio sonorenses. En este clima se registra una precipitación total anual de 600 a 800 mm.

3.5. Vegetación

De acuerdo a la cartografía de INEGI a escala 1:250000 (figura 3.5), en la zona de estudio predomina el matorral, seguido por mezquital, pastizal y también se tienen importantes porciones de bosque. Dentro de la zona también se pueden observar zonas agrícolas, áreas sin vegetación y vegetación de galería. A continuación se definirán los distintos tipos de cobertura vegetal:

Zonas agrícolas: área en la que el suelo es utilizado para labores de agricultura, se cultiva principalmente trigo, algodón, cártamo, sandía, ajonjolí, garbanzo, sorgo, maíz y vid.

Áreas sin vegetación: son áreas que no tienen vegetación o que su cobertura es extremadamente baja. La ausencia de vegetación se puede deber a condiciones naturales como al clima árido, o bien por las actividades humanas como el sobrepastoreo, minas a cielo abierto, etc.

Bosque: es vegetación arbórea, que se da principalmente en zonas templadas y semifrías, en climas subhúmedos a muy húmedos. Existen una gran variedad de bosques, pero los de interés es el que se tiene en la zona de estudio que es el de encino (*Quercus*), se ubican en las partes de mayor elevación con un rango de entre 700 m a 2613 m.

Matorral: este tipo de vegetación se encuentra en zonas áridas y semiáridas, es arbustiva de altura, tiene composición florística y densidad variable. En la zona se pueden encontrar matorral crasicaule, donde predominan las cactáceas; desértico micrófilo, predominancia de arbustos con hojas o folíolos pequeños; desértico rosetófilo, dominancia de plantas con hojas en roseta, con o sin espinas; sarco-crasicaule, vegetación arbustiva mixta con abundancia de plantas de tallos carnosos (sarcocaulales) y cactáceas (crasicaules); sarcocaulale, vegetación arbustiva mixta con abundancia de plantas de tallos carnosos; y subtropical, formada por arbustos o árboles bajos no espinosos y espinosos, caducifolios, entre los bosques de encino y selvas bajas o pastizales y otros matorrales. En la zona de estudio tienen elevaciones entre los 228 m hasta los 1800 m, se encuentran en las pendientes de las montañas.

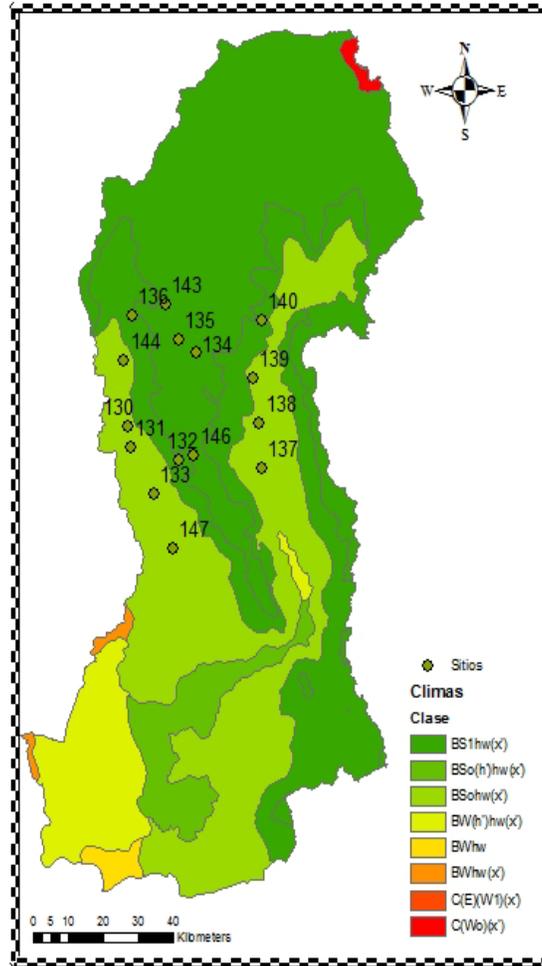


Figura 3.4. Clima de zona de estudio (INEGI, 1998).

Mezquital: se dan en regiones semiáridas, donde los suelos son planos y profundos. Es una vegetación arbórea formada principalmente por mezquites (*Prosopis*). En la zona se ubican en la parte baja, en los lugares de menor elevación, en el rango de 217 m a 1382 m.

Pastizal: comunidad vegetal caracterizada por la dominancia por pastos o zacates (gramíneas). Se incluyen los determinados tanto por condiciones naturales de clima y suelo, como aquellos establecidos por la influencia humana. En la zona se pueden encontrar pastizales naturales, inducidos, cultivados y con vegetación secundaria arbustiva. Los inducidos se desarrollan al eliminarse la vegetación original o en áreas agrícolas abandonadas; mientras que los cultivados se introducen por medio de labores de cultivo. Las elevaciones en la zona de estudio van de 214 msnm a 2613 msnm.

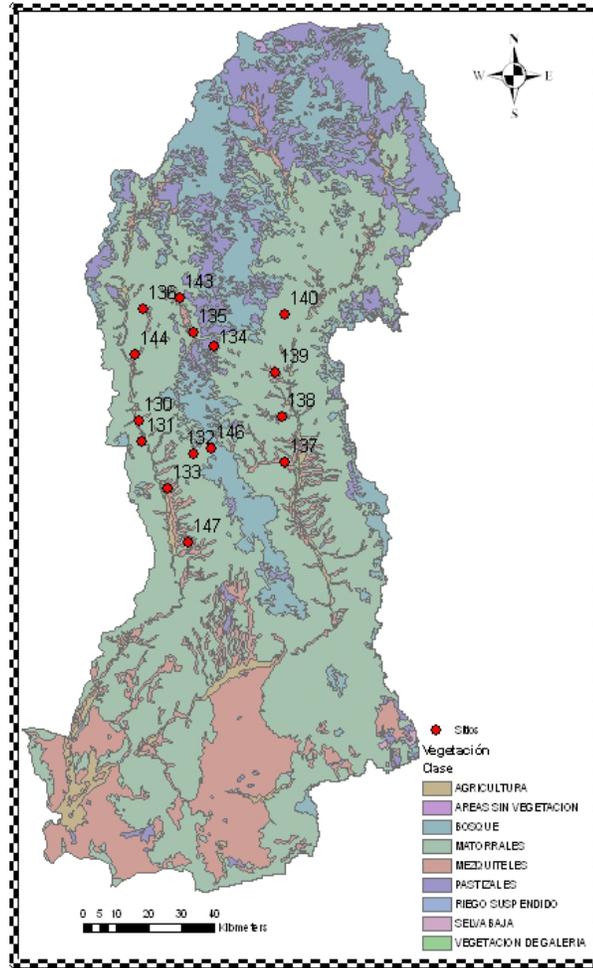


Figura 3.5. Vegetación de zona de estudio (INEGI, 1998).

3.6. Suelos

La cartografía de INEGI, considerando la clasificación de suelos propuesta por la Organización para la Agricultura y los alimentos (FAO por sus siglas en inglés) muestra que en el área de estudio se encuentran los siguientes suelos: litosol, regosol, xerosol, feozem, fluvisol, yermosol, planosol, luvisol, vertisol, cambisol y rendzina (Figura 3.6).

Litosol: son suelos muy delgados, su espesor es menor de 10 cm, descansa sobre un estrato duro y continuo, tal como roca, tepetate o caliza.

Regosol: son suelos poco desarrollados, constituidos por material suelto semejante a la roca.

Xerosol: son suelos áridos que contienen materia orgánica; la capa superficial es clara, debajo de ésta puede haber acumulación de minerales arcillosos o sales, como carbonatos y sulfatos.

Feozem: son suelos con superficie oscura, de consistencia suave, ricos en materias orgánicas y nutrientes.

Fluvisol: son suelos desarrollados sobre depósitos aluviales. El material original lo constituyen depósitos, predominantemente recientes, de origen fluvial, lacustre o marino. Se encuentran en áreas periódicamente inundadas. No son exclusivos a algún tipo de clima.

Yermosol: son suelos semejantes a los xerosoles, con diferencia en el contenido de materia orgánica.

Planosol: se asocian a terrenos llanos, estacional o periódicamente inundados, de regiones subtropicales, templadas, semiáridas y subhúmedas con vegetación de bosque claro o pradera. El material original lo constituyen depósitos aluviales o coluviales arcillosos. Se caracterizan por un horizonte eluvial degradado que sobre yace abruptamente sobre un denso subsuelo.

Luvisol: son suelos que se desarrollan principalmente sobre una gran variedad de materiales no consolidados como depósitos eólicos, aluviales y coluviales. Predominan en zonas llanas o con suaves pendientes de climas fríos o cálidos. Generalmente tiene un alto grado de saturación.

Vertisol: son suelos muy arcillosos, con grietas anchas y profundas cuando están secos; si se encuentran húmedos son pegajosos; su drenaje es deficiente.

Cambisol: son suelos de color claro, con desarrollo débil, presentan cambios en su consistencia debido a su exposición a la intemperie.

Rendzina: son suelos poco profundos (de 10 a 15 cm) que sobreyacen directamente a material carbonatado, como las rocas calizas.

3.7. Geología

El mapa geológico (figura 3.7) utilizado es el de INEGI (1998) el cual está realizado a escala 1:250000. De manera resumida se explican los principales rasgos geológicos.

Proterozoico. Dentro del área de estudio afloran rocas precámbricas metamórficas constituidas principalmente por esquistos micáceos, filitas, anfibolitas, cuarcitas, mármol y gneis (pTiE-Gn). El Precámbrico medio está representado por un complejo ígneo metamórfico pTm-Gr-C (granito porfídico, gneis milonítico, auge-gneis milonítico) correlacionable con el Precámbrico del complejo Bámori, este complejo aflora en la Sierra de Cabullona, también al SE de los Poblados de Tuape y Rancho Viejo, al NW del poblado tres Álamos y SW del poblado de Sinoquipe. El Precámbrico superior está representado por Dolomías, Areniscas y cuarcitas (pTsAr), correlacionables con las rocas del Precámbrico tardío de la Región de Caborca, las cuales afloran al SW del poblado la Junta, S y SE del poblado de Rayón, W y NW del poblado de Tres Álamos.

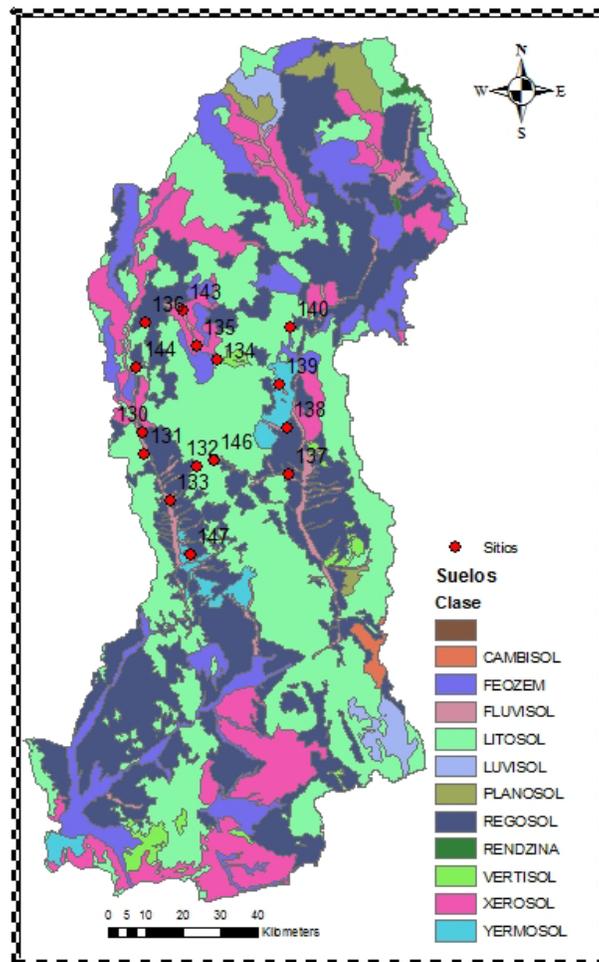


Figura 3.6. Suelos de zona de estudio (INEGI, 1998).

Paleozoico. El Paleozoico en el área se encuentra representado por una secuencia detrítico-carbonatada que fue depositada en un ambiente de plataforma somera, cuyas edades varían del Cámbrico al Pérmico. Dentro del área de estudio también se tiene una

secuencia compuesta por calizas, areniscas y lutitas (PCz-Lu) del Cámbrico al Pérmico Temprano cuyos afloramientos se localizan al E y SW del poblado de Banachari y son correlacionables con los Grupos San José y Agua Verde del poblado San José de Gracia; así mismo se reportan una secuencia compuesta por calizas y areniscas (PiCz-Ar) del Paleozoico inferior, la cual aflora en los poblados: SE de San José de Baviácora, W de Ures, NW de San Miguel de Horcasitas, E de Carbó, SW y SE La Junta, SE de Rancho Viejo y SE del Molino de Camou.

Mesozoico. El Mesozoico de Sonora se representa por una secuencia marina, con depósitos zonados calcáreos, arcillo-calcáreos y arcillo-arenosos y otra continental areno-conglomerática. Aflorando también rocas ígneas intrusivas y extrusivas de composición ácida a intermedia.

Triásico. Está representado por areniscas y calizas, además de limonitas y micro conglomerados, (TRScz-Ar) afloran al SE de Hermosillo (Sierra de La Flojera).

Jurásico. Formación La Colgada, aflora al W de Cucurpe, SW de Sinoquipe, describe una conglomerado como Formación Conglomerado Glance (Js-Cg) de edad Jurásico superior – Cretácico inferior, estos pequeños afloramientos se observan al W y SW del poblado de Bacanuchi. Rodríguez (1986) define la Formación la Colgada, compuesta por lutitas, calizas, areniscas y rocas volcánicas (JsLu-Ar) de edad Jurásico superior, correlacionable con la Formación Cucurpe la cual aflora al SE del de Cucurpe y al SE de Bacoachi.

Cretácico. El cretácico inferior en el área de estudio, está representado por conglomerado de matriz arenosa, con fragmentos de cuarcitas, dolomitas y limonitas del Cretácico inferior (KiCz-Ar), correlacionable con el Grupo Bisbee. Este aflora en parte W de Bacanuchi, NE de Tuape, W de Sinoquipe, SW de Rayón. Del Cretácico superior al Terciario inferior esta región fue el escenario de una profunda actividad magmática, actualmente representada por una serie de rocas ígneas de composición granítica, en el área de estudio se separaron dos grandes cuerpos: uno compuesto por granito con textura hipidiomórfica, holocristalina con cuarzo, microclina y ortoclasa (TeGr) de edad Eoceno (Carta Geológica del Consejo de Recursos Minerales, 2002), aflorando al W de Aconchi; el otro cuerpo de composición granítica (granitos, granodioritas y dioritas) (KsTGr-Gd), aflorando en Rancho Nuevo, Mazocahui, Baviácora y SW de Aconchi.

Cenozoico. El terciario inicia con una serie de eventos vulcano-plutónicos, localizándose estos en la región centro-noreste de Sonora. Estos afloramientos de rocas terciarias abarcan más de dos terceras partes del área de estudio, y están constituidos

principalmente por rocas volcánicas como son: riolitas, ignimbritas y andesitas, y rocas plutónicas, que corresponden a monzogranitos o pórfidos monzoníticos, donde éstas representan una menor proporción con respecto al resto de las rocas cenozoicas. En el área de estudio, al sur del poblado de Mazocahui, se localizan pequeños afloramientos de rocas volcánicas (riolita, riolacitas y tobas) de edad Eoceno TeR-TR.

Cuaternario. Estas secuencias corresponden a depósitos aluviales de granulometría y composición sumamente diversas. Su granulometría varía de acuerdo a la cercanía o lejanía de donde se encuentra la roca madre. Son importantes las franjas de piamonte, constituidas de gravas, arenas y limos, que bordean las montañas altas y medias. Las amplias planicies aluviales de las porciones central y occidental están constituidas por este tipo de depósitos; en ellas se han desarrollado terrazas aluviales ocasionadas por eventuales rejuvenecimientos. Estas secuencias de sedimentos afloran en las partes bajas de los valles. Estas secuencias descansan discordantemente sobre rocas más antiguas, pero en mayor proporción sobre rocas terciarias.

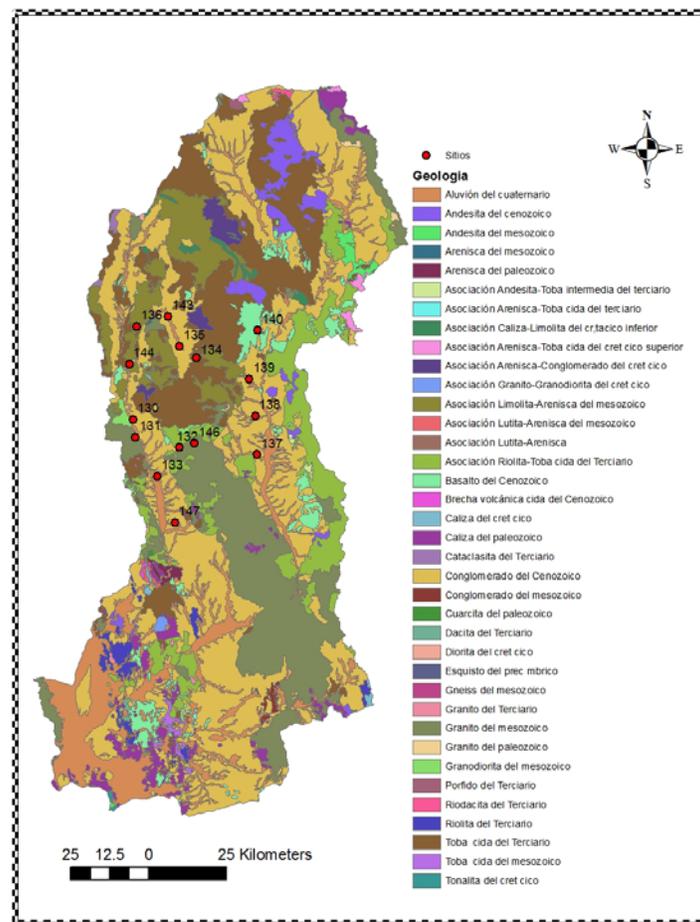


Figura 3.7. Geología de zona de estudio (INEGI, 1998).

3.8. Características en cada estación

En manera de resumen, se presenta la tabla 3.2, donde se presenta el tipo de clima, vegetación y el tipo de suelo en cada uno de los sitios de muestreo; con la finalidad de poder estudiar el efecto de estas características físicas en la humedad de suelo.

Tabla 3.2. Sitios de muestreo y características físicas.

Sitio	Clima	Vegetación	Suelo
130	BSohw(x')	Mezquital	Textura gruesa, delgados. Limitados por roca coherente. Feozem h plico, Litosol, Regosol etrico.
131	BSohw(x')	Matorral	Textura gruesa, delgados. Limitados por roca coherente. Feozem h plico, Litosol, Regosol etrico.
132	BS1kw(x')	Matorral	Textura gruesa, profundos, localmente con gravas en la superficie. Feozem h plico, Regosol etrico, fluvisol etrico.
133	BSohw(x')	Matorral	Textura gruesa, delgados. Limitados por roca coherente. Feozem h plico, Litosol, Regosol etrico.
134	BS1kw(x')	Bosque	Textura gruesa, profundos, localmente con gravas en la superficie. Feozem h plico, Regosol etrico, fluvisol etrico.
135	BS1kw(x')	Mezquital	Textura gruesa, profundos, localmente con gravas en la superficie. Feozem h plico, Regosol etrico, fluvisol etrico.
136	BS1kw(x')	Matorral	Textura gruesa, profundos, localmente con gravas en la superficie. Feozem h plico, Regosol etrico, fluvisol etrico.
137	BSohw(x')	Mezquital	Textura fina, profundos, frecuentemente con piedras en la superficie. Feozem h plico, Regosol etrico, Litosol, Vertisol cromico.
138	BSohw(x')	Matorral	Textura media, profundos, localmente pueden presentar gravas o piedras en la superficie. Feozem h plico, Regosol etrico, Fluvisol etrico, Litosol, Regosol calc rico, Xerosol h plico, Xerosol vico.
139	BSohw(x')	Mezquital	Textura media, profundos, localmente pueden presentar gravas o piedras en la

			superficie. Feozem h plico, Regosol etrico, Fluvisol etrico, Litosol, Regosol calc rico, Xerosol h plico, Xerosol vico
140	BS1kw(x')	Matorral	Textura gruesa, profundos, localmente con gravas en la superficie. Feozem h plico, Regosol etrico, fluvisol etrico.
143	BS1kw(x')	Vegetación de galería	Textura gruesa, profundos, localmente con gravas en la superficie. Feozem h plico, Regosol etrico, fluvisol etrico.
144	BSohw(x')	Matorral	Textura gruesa, profundos, localmente con gravas en la superficie. Feozem h plico, Regosol etrico, fluvisol etrico.
146	BS1kw(x')	Bosque	Textura gruesa, profundos, localmente con gravas en la superficie. Feozem h plico, Regosol etrico, fluvisol etrico.
147	BSohw(x')	Mezquital	Textura gruesa, delgados. Limitados por roca coherente. Feozem h plico, Litosol, Regosol etrico.

3.9. Equipo, materiales y datos utilizados.

En este apartado se describen los equipos instalados en campo para medir puntualmente la humedad y el trabajo realizado en campo para su procesamiento y análisis. También se hace referencia a las imágenes digitales del sistema QuickSCAT.

a) Sensor de humedad de suelo Vitel Hydra Probe.

Se utilizó para tomar las medidas puntuales de humedad de suelo en cada uno de los quince sitios de muestreo del sitio de estudio. Se tomaron datos a cada hora, a partir de los que se determinaron los valores diarios de humedad.



Figura 3.8. Vitel Hydra Probe (Stevens Water Monitoring Systems).

b) *Pluviógrafos T525I.*

Se utilizaron para medir la precipitación. Se contó con un equipo en cada uno de los sitios de muestreo. Los datos de lluvia se tomaron a cada hora y fueron almacenados en una memoria digital. El pluviógrafo, fabricado por Texas Electronics, tiene un diámetro de 6 pulgadas, mide la precipitación con un sistema de balancín, calibrado para que cuando recibe una lámina de 0.1 mm de lluvia, por su peso activa un sensor que cuenta los golpes al bascular. El número de golpes se multiplica por la capacidad del balancín (0.1 mm) y se obtiene la lamina total de lluvia.



Figura 3.9. Pluviómetro T525I.

c) *Imágenes de satélite.*

Las imágenes satelitales utilizadas son de QuickSCAT, que proporciona imágenes diarias con una resolución mejorada de 2.225 km. Cada imagen alcanza a cubrir completamente la zona de estudio. Proporciona valores de píxeles en decibeles, que se correlacionarán con los datos de humedad medidos en la superficie del suelo. Las imágenes deben que ser procesadas en algún Software de Sistemas de Información Geográfica (SIG), para posteriormente obtener los valores en cada uno de los píxeles que se desean estudiar.



Figura 3.10. Imagen de QuickSCAT.

a) *ArcGIS 9.3*

Con este programa se manejaron y analizaron las imágenes de satélite de QuickSCAT, también los datos vectoriales (vegetación, suelo, ubicación, etc.).

b) *Microsoft Excel*

Se capturaron y analizaron los datos horarios y diarios de las estaciones, así como los datos de las imágenes de satélite, con la ayuda de las herramientas que ofrece se realizaron análisis (gráficas, operaciones, correlaciones, etc.). También se utilizó para ejecutar el Macro que convierte los voltajes a valores de humedad de suelo.

c) *Marine Geospatial Ecology Tools*

Se utilizó para convertir las imágenes obtenidas del sensor (archivos SIR) a imágenes ráster de ArcGis. Esta herramienta permite procesar de una manera sencilla las imágenes de satélite y obtener de ellas los datos que se deseen estudiar de cada pixel.

3.10. Procedimiento operativo

En este apartado, se describe el procedimiento de análisis de los datos, que comprende, por una parte, la descarga de los datos de los dispositivos electrónicos instalados en cada uno de los sitios de muestreo y la creación de las bases de datos en hoja electrónica, la obtención de las imágenes del sensor remoto y los procedimientos comparación de ambos tipos de datos. Las etapas del proceso constan de los siguientes pasos:

- Recuperación de datos de humedad, temperatura y precipitación de las estaciones.
- Control de calidad de la información de campo.
- Clasificación y reordenamiento de los datos.
- Descarga de imágenes de satélite.
- Procesamiento de las imágenes digitales.
- Análisis de correlación.
- Productos obtenidos.

Periodo de muestreo

Los datos utilizados son del 1 de julio del 2004 al 31 de diciembre del 2005. En este periodo se abarcaron dos veranos que es cuando ocurre la mayor cantidad de precipitación en el año, que constituye la fuente de humedad del suelo que activa una compleja relación entre los sistemas suelo-cobertura vegetal-atmósfera, que ocasiona la variabilidad espacial y temporal del contenido de agua del suelo que se estudia en esta tesis, análisis que se hace extensivo a los períodos de meses secos (febrero, marzo, abril, mayo y junio) y durante el período de lluvias de invierno (diciembre y enero).

Selección del sitio

La cuenca del Río Sonora y la del Río San Miguel fueron elegidas para realizar este estudio ya que cuentan con instrumentos de mediciones muy valiosos que pueden ser aprovechados para hacer trabajos de investigación como este. Esta zona es de gran interés debido a su variabilidad espacial y temporal de precipitación, esta última tiene una importante relación con el cambio de vegetación y en la humedad en el suelo. Estas cuencas se ubican en el núcleo del fenómeno meteorológico conocido como Monzón Norteamericano.

Estaciones puntuales

En el sitio de estudio se cuenta con 15 estaciones que miden precipitación, humedad y temperatura de suelo, la ubicación de ellas se presentan en la figura 3.11. Las estaciones fueron instaladas en el 2004 como parte del proyecto “Soil Moisture Experiment” (SMEX04) y son operadas en la actualidad por la Universidad de Sonora. Las estaciones proporcionan información a cada hora, la cual fue convertida a diaria ya que los datos de satélite están a esa escala de tiempo, esta conversión se realiza para poder hacer comparaciones entre las dos fuentes. Esto se logra promediando los 24 valores diarios que se tienen de humedad y temperatura de suelo, mientras que para el caso de la precipitación acumulando los milímetros de lluvia.

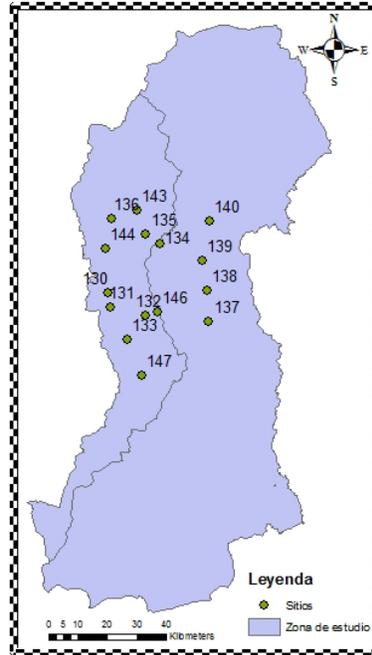


Figura 3.11. Localización de estaciones puntuales.

Las estaciones son visitadas periódicamente por estudiantes y profesores de la Universidad de Sonora, estas visitas ocurren cada 3 meses aproximadamente, durante estas se les da mantenimiento a las estaciones y se descargan los datos acumulados de cada periodo. Hay ocasiones que se pierde información debido a distintas causas como lo pueden ser fallas en el equipo, ruptura de cables por parte de animales, etc. En la penúltima columna de la tabla 3.3, se muestran los días donde faltan datos dentro del periodo de muestreo.

Tabla 3.3. Ubicación de las estaciones puntuales y datos faltantes.

Estación	UTM		Faltan datos
	x	y	
130	531465	3323298	12/sep/2004- 15/oct/2004
131	532166	3317608	12/sep/2004- 16/oct/2004
			31/jul/2005- 16/ago/2005
132	546347	3314298	12/sep/2004- 16/oct/2004
			19/mar/2005- 30/mar/2005

			31/jul/2005-16/ago/2005
			30/dic/2005-31/dic/2005
133	539130	3305014	12/sep/2004-16/oct/2004
134	551857	3343293	11/sep/2004-17/oct/2004
			20/mar/2005-31/mar/2005
			7/jun/2005-13/jun/2005
			22/oct/2005-23/oct/2005
			30/dic/2005-31/dic/2005
135	546349	3346966	11/sep/2004-26/oct/2004
			10/ene/2005-20/ene/2005
136	532579	3353405	11/sep/2004-26/oct/2004
			10/ene/2005-20/ene/2005
137	571287	3312065	11/sep/2004-17/oct/2004
			20/mar/2005-21/mar/2005
			4/may/2005-18/nov/2005
138	570690	3324453	11/sep/2004-17/oct/2004
			20/mar/2005-21/mar/2005
			22/oct/2005-18/nov/2005
139	568744	3336421	11/sep/2004-26/oct/2004
			10/ene/2005-20/ene/2005
			20/mar/2005-21/mar/2005

			22/oct/2005-18/nov/2005
140	571478	3352076	11/sep/2004-26/oct/2004
			20/mar/2005-21/mar/2005
			22/oct/2005-18/nov/2005
143	542590	3356533	11/sep/2004-26/oct/2004
144	530134	3341169	12/sep/2004-16/oct/2004
146	551091	3315638	12/sep/2004-22/sep/2004
			31/jul/2005-16/ago/2005
			30/dic/2005-31/dic/2005
147	544811	3290182	1/jul/2004-22/jul/2004
			30/dic/2005-31/dic/2005

Procesamiento de datos de las estaciones puntuales

Cada estación contiene un dispositivo electrónico para almacenamiento, en el que se descargan los datos mediante una computadora. El formato de la información consiste en archivos de texto separados por comas. Para poder utilizarlos, se vacían en una hoja de cálculo de Excel y ahí son separados por columnas, estas llevan un orden establecido que se puede observar en la tabla 3.4.

Tabla 3.4. Orden de las columnas de los datos de las estaciones.

Columnas	Datos
1	Año
2	Mes
3	Día
4	Día del año
5	Hora
6	Voltaje 1
7	Voltaje 2

8	Voltaje 3
9	Voltaje 4
10	Temperatura del suelo
11	Humedad del suelo volumétrica
12	Temperatura de referencia
13	Lluvia

Los datos en las estaciones se encuentran almacenados a cada hora. Con los voltajes (columnas 6, 7, 8 y 9) se obtiene la temperatura y humedad del suelo (columnas 10 y 11). Los voltajes se introducen a un macro que funciona en Excel y este proporciona los valores. Para operar correctamente, necesitan estar presentes los cuatro voltajes. Los valores calculados por el macro están en función de la textura del suelo en cada uno de los sitios, asignando valor 1, 2 o 3 para arenas, limos y arcillas, respectivamente, la textura de suelo en cada uno de los sitios se presenta en la siguiente tabla:

Tabla 3.5. Textura de suelo en los sitios de muestreo.

Sitio	Textura
130	Limosa
131	Arenosa
132	Arenosa
133	Limosa
134	Arenosa
135	Limosa
136	Limosa
137	Limosa
138	Arenosa
139	Arenosa
140	Arenosa
143	Arenosa
144	Limosa
146	Arenosa
147	Arenosa

Imágenes de satélite

Las imágenes de satélite utilizadas son de QuickSCAT, producidas diariamente. Su análisis requiere del proceso que se describe a continuación:

a) Obtención de las imágenes

Las imágenes de este sensor se obtuvieron a través de “BYU Center for Remote Sensing” (<http://www.scp.byu.edu/>). Este centro cuenta con información de una serie de sensores, entre ellos se encuentra QuickSCAT.

Para descargar las imágenes se puede seguir los puntos siguientes:

1. Al acceder al sitio web se selecciona la pestaña “Data Search”, esta se encuentra en el margen izquierdo de la pantalla.



Figura 3.12. Botón “Data Search”.

2. En la parte superior de la página se pueden observar cada uno de los sensores y periodos de datos, para el caso particular de tesis, se utiliza QuickSCAT que tiene como periodo 1999-2009. Se selecciona el sensor y la región, en este caso la región que comprende el área de estudio es “North America (NAm)”.



Figura 3.13. Selección de sensor y región.

3. Elegir el método de búsqueda. Se tienen cuatro opciones: toda la información disponible, calendario gregoriano, días julianos y todos los días en años. En este caso como se indica en la figura 3.14 se realizó la selección a través de los días julianos, del día 184 del 2004 al 365 del 2005.

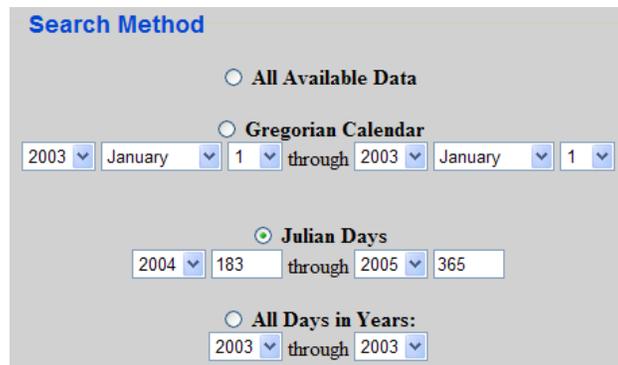


Figura 3.14. Selección de método de búsqueda.

4. Seleccionar datos específicos del sensor debido a sus características. Se escoge la polarización que se requiere (horizontal o vertical), en el caso de este trabajo, se requieren ambas pero por búsqueda solo se puede seleccionar una opción, por lo que se empezará la horizontal y después se repetirán los pasos anteriores para obtener la vertical. El sensor produce dos tipos de imágenes “Egg” y “Slice”, para este caso se utilizaron solo las “Slice”. Por último se seleccionan las pasadas del satélite, donde se eligieron todas. Una vez completada la selección se oprime “Search”.

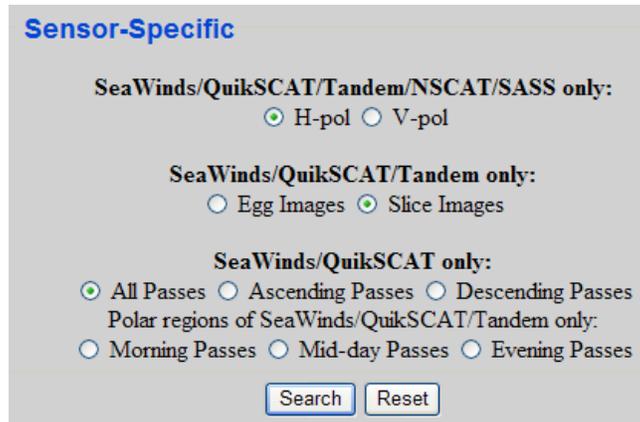


Figura 3.15. Selección de datos específicos del sensor.

5. Al realizarse la búsqueda se despliega una pantalla donde se presentan todos los datos disponibles (figura 3.16). En la primer columna se presentan los periodos en el formato año-día-día, las imágenes son diarias y con promedios a cada cuatro días. En la primera fila se presentan siete encabezados, que representan diferentes tipos de imágenes “a”, “C”, “E”, “I”, “J”, “p”, “V”; cada una tiene algunos tipos de reconstrucción. Las imágenes “a” proporcionan valores de sigma-0, “V” de desviación estándar, “p” de tiempo del pixel, “I” de desviación estándar del ángulo de incidencia, “J” de ángulo de incidencia promedio, “c” de conteo, “e” de error de sigma-0. Las técnicas de reconstrucción pueden ser “Brw” (imagen browse), “SIR” (imagen sir o sirf), “AVE” (imagen average) y “grd” (datos en malla). Dentro del recuadro se observan “B” y “S”, la primera indica imagen de resolución reducida .gif y la segunda archivos comprimidos .sir. Para este trabajo se van a descargar las imágenes a, utilizando “SIR” como técnica de reconstrucción y en archivos comprimidos .sir, por lo que se selecciona cada una de las imágenes de la segunda columna de “a” para cada uno de los días del estudio.

Period YR-JD1-JD2	a Images				C Images		E Images	I Images			J Images		p Images		V Images	
	Brw	SIR	AVE	grd	SIR	grd	SIR	SIR	grd	SIR	grd	SIR	grd	SIR	grd	
04-181-184	B	S														
04-181-181	B	S														
04-183-183	B	S														
04-184-184	B	S														
04-185-185	B	S														
04-185-188	B	S														
04-186-186	B	S														
04-187-187	B	S														
04-188-188	B	S														
04-189-192	B	S														
04-189-189	B	S														
04-190-190	B	S														

Figura 3.16. Datos disponibles de la búsqueda.

b) Archivos SIR

Las imágenes que se obtuvieron de QuickSCAT se encuentran en formato SIR, desarrollado por “Brigham Young University” (BYU) a través del grupo de investigación “Microwave Earth Remote Sensing” (MERS) para almacenar imágenes de la Tierra junto con la información requerida para facilitar la localización de los pixeles. Los archivos SIR consisten en uno o más encabezados de 512 bytes que contienen toda la información requerida para leer el resto del archivo, así como la información requerida acerca de la proyección del mapa. Los valores de los pixeles generalmente se almacenan como 2 bytes enteros para que puedan ser almacenados como bytes o puntos flotantes IEEE. Desafortunadamente, esto último no es portable en todas las computadoras por lo que no es recomendado. Factores escala para convertir entero o valores byte de pixeles a unidades de puntos flotantes son almacenados en el archivo de encabezado. Existen utilidades que leen los archivos SIR en C, Fortran, Matlab, y IDL/PV-WAVE del sitio BYU MERS (<http://www.mers.byu.edu/>).

El origen de las imágenes se encuentra en la esquina inferior izquierda. La localización en la Tierra de un pixel se identifica con su esquina inferior izquierda. El formato estándar SIR soporta una variedad de proyecciones:

- Arreglo rectangular (no proyección)
- Arreglo rectangular latitud/longitud
- Dos diferentes tipos de proyecciones Lambert que pueden ser utilizadas en polares y no polares.
- Proyecciones polares estéreo geográficas.
- EASE malla proyección polar con varias resoluciones.

- EASE proyección global con varias resoluciones.

En general, las imágenes SIR han sido generadas utilizando reconstrucción de imagen de dispersómetro, algoritmo de resolución mejorada o una de sus variantes para el procesamiento de radiómetro. El algoritmo multivariado SIR es una resolución mejorada no lineal basada en la reconstrucción modificada algebraica y máximas técnicas de entropía (Long, Hardin, y Whiting, 1993). El algoritmo con variable sencilla fue desarrollado originalmente para radiómetros (Long y Daum, 1997) pero también utilizado para SeaWinds (Early y Long, 2001). El algoritmo SIR con filtrado (SIRF) ha sido utilizado exitosamente en mediciones de SASS y NASCAT para estudiar vegetación tropical y el hielo glacial. Variantes de SIR han sido aplicadas satisfactoriamente en los escaterómetros ERS-1/2 y varios radiómetros (SSM/I y SMMR).

c) Procedimiento para convertir imágenes SIR

Para utilizar los archivos SIR fue necesario convertirlos a archivos Ráster de ArcGIS. Esto se puede llevar a cabo con “Marine Geospatial Ecology Tools” (MGET) que también es conocido como GeoEco, herramienta de procesamiento geográfico diseñada para investigadores de temas marinos y costeros, así como para analistas de SIG que trabajan con información científica espacial ecológica y oceanográfica. MGET incluye una amplia variedad de herramientas para distintas tareas, para el caso de esta tesis, se utilizó la que convierte archivos SIR a ráster de ArcGIS. Información detallada acerca de esta herramienta se puede encontrar en su página web (<http://code.env.duke.edu/projects/mget>). MGET se puede descargar desde su sitio web y se ejecuta a través de ArcToolbox. Una vez instalado, se accede seleccionando la herramienta.

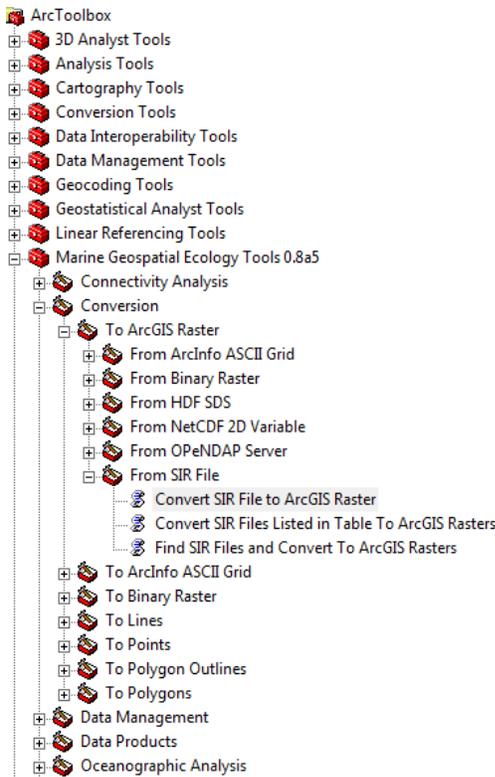


Figura 3.17. Herramientas de MGET.

Como se aprecia en la figura 3.17, MGET cuenta con 7 herramientas, pero para fines de esta tesis sólo se utilizará “Conversion”. Al seleccionarla se abren algunas opciones, donde se elige la que necesitamos que es “from SIR File”, después “Convert SIR File to ArcGIS Raster”. Se despliega una ventana (figura 3.18), en ella se selecciona el archivo SIR que se desea convertir y se le asigna una carpeta y un nombre al nuevo ráster.

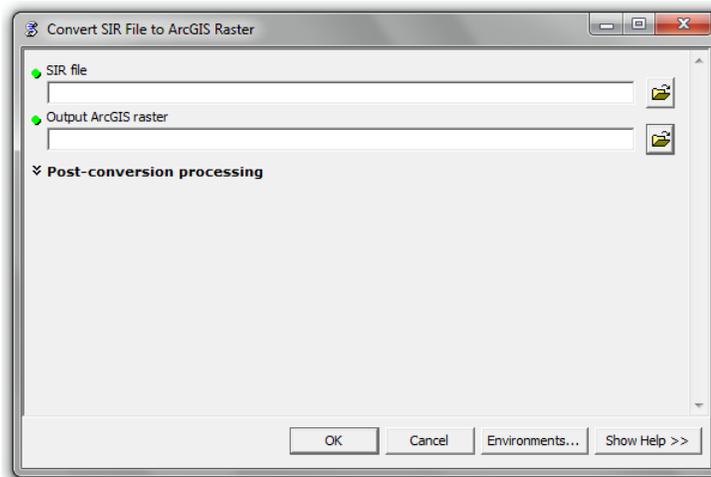


Figura 3.18. Convertir de SIR a ArcGIS ráster.

Al presionar el botón de “OK”, el programa empezará a procesar los datos y al terminar desplegará la imagen en pantalla, que una gran área que abarca Estados Unidos, Canadá y parte de México (figura 3.19), en la que se encuentra la zona de estudio, porción que se recortará de cada imagen.



Figura 3.19. Ejemplo de imagen convertida.

d) Proyección de las nuevas imágenes

Una vez convertidas las imágenes a ráster, el siguiente paso es definir el sistema de coordenadas en el que se va a trabajar, el sistema que se utiliza en la zona de estudio es UTM 12 N. Esto se realiza a través de “ArcToolbox” en la herramienta “Data Management Tools”, “Projections and Transformations”, “Project Raster”, donde aparece una pantalla (figura 3.20). Lo primero que se realiza es seleccionar el ráster que se desea proyectar, al hacerlo se muestra el sistema de coordenadas que tiene, en este caso es “BYU_SIR_Region_205”. Después se asigna el nombre del nuevo ráster y el nuevo sistema de coordenadas, para este caso se requiere hacer una transformación geográfica ya que el sistema de coordenadas original es diferente al nuevo sistema seleccionado, el primero es de WGS 1972 y el segundo es WGS 1984.

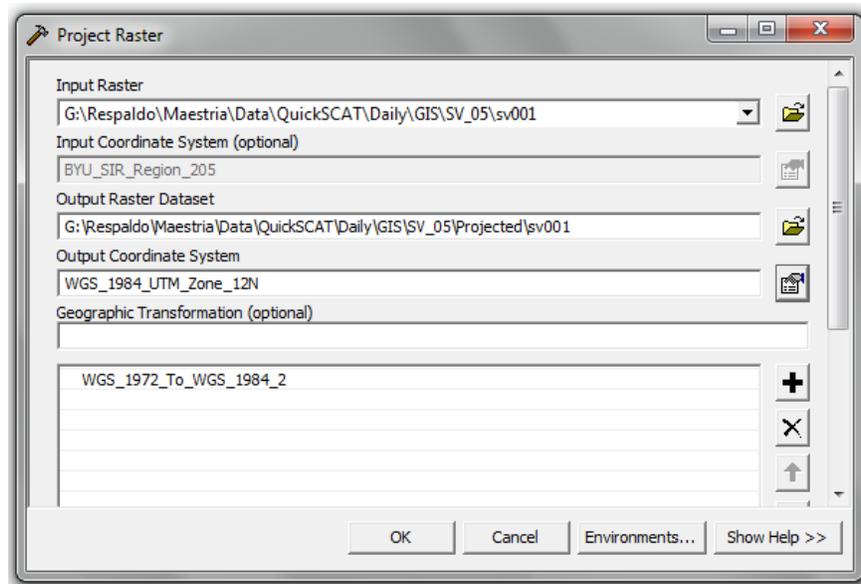


Figura 3.20. Nueva proyección de imagen ráster.

Se definen nuevas proyecciones porque es conveniente trabajar con el sistema de coordenadas UTM de la zona de estudio, para poder representar de la mejor manera los sitios de medición y hacer una correcta comparación con los píxeles de las imágenes de satélite. El proceso descrito anteriormente se repite para cada una de las imágenes que se utilizaron en el análisis.

e) Comparación de datos de las estaciones puntuales con imágenes de satélite

Los datos de las estaciones brindan información sobre el sitio exacto donde se encuentra instalado el sensor. Mientras que las imágenes de satélite arrojan información sobre toda el área de estudio pero con una resolución gruesa. Para compararlas es necesario ajustar las escalas temporales y espaciales de la zona de estudio. En la escala del tiempo, las estaciones puntuales tienen la capacidad de proporcionar datos a cada hora, mientras que QuickSCAT cada día, por lo que se transforman las estaciones a valores diarios. Mientras que para la escala espacial se obtiene el valor del píxel donde se encuentra cada estación. Una vez realizado esto se capturan los datos en una hoja de cálculo en Excel y se realizan tablas con la estructura de la tabla 3.6 para cada una de las estaciones.

Tabla 3.6. Comparación de datos de humedad de suelo de campo y del sensor.

Columna	Datos
1	Año
2	Día juliano
3	Humedad de suelo volumétrica
4	Imagen polarización vertical
5	Imagen polarización horizontal

Con estos datos se realizan comparaciones entre la humedad de suelo medida por las estaciones con la medida por el sensor, este último va a tener dos valores diarios debido a sus dos tipos de polarizaciones. En la sección de anexos se muestran las tablas con los datos de las 15 estaciones.

IV. Resultados y discusión

Aplicando los procedimientos descritos en el capítulo 3, se obtuvieron datos puntuales de humedad de suelo y de sensores remotos. En este capítulo se llevan a cabo una serie de análisis con el fin de poder entender de mejor manera este proceso. Primeramente se estudiaron por separado las mediciones puntuales y posteriormente los conteos del sensor QuickSCAT y por último se analizaron de manera conjunta.

4.1. Análisis de tendencia central y dispersión de los datos puntuales de humedad de suelo

En la tabla 4.1 se muestra el promedio de humedad en cada uno de los 15 sitios de estudio con los datos observados de julio de 2004 a diciembre de 2005. Se puede observar que los valores promedio máximo y mínimo ocurrieron en las estaciones 135 y la 136. Los sitios 135, 138, 143, 140, 134, 137 y 144, tienen valores entre 13% y 10% de humedad. Las estaciones 130, 131, 132, 133, 136, 139, 146 y 147 tienen menor contenido de humedad, entre 1.12% y 6.35%.

Tabla 4.1. Promedio de humedad de suelo en los sitios de medida.

Sitio	130	131	132	133	134	135	136	137	138	139	140	143	144	146	147
SM %	1.85	3.10	4.28	4.13	11.27	21.40	1.12	10.92	13.27	6.35	11.38	12.04	10.67	4.07	3.64

En la figura 4.1 se muestra la distribución espacial de las estaciones con círculos de diámetro proporcional a su valor promedio de humedad. Se puede apreciar la variabilidad de la humedad del suelo en el espacio comprendido por el área de 50 km por 70 km localizada dentro de la cuenca del Río Sonora. Obsérvese las estaciones 136 y 143, que presentan valores muy distintos de humedad de suelo. Nótese también que las estaciones con menores valores se ubican en la parte Oeste de la zona de estudio donde se encuentra el Río San Miguel, mientras que en la porción central, al norte y hacia el este, se encuentran los sitios con mayor contenido de humedad de suelo.

Si se analiza por subcuencas, en la del Río San Miguel, con diez estaciones, se tiene un promedio de 6.63 % de humedad, mientras que en el Río Sonora, con cinco estaciones, es de 10.64%.

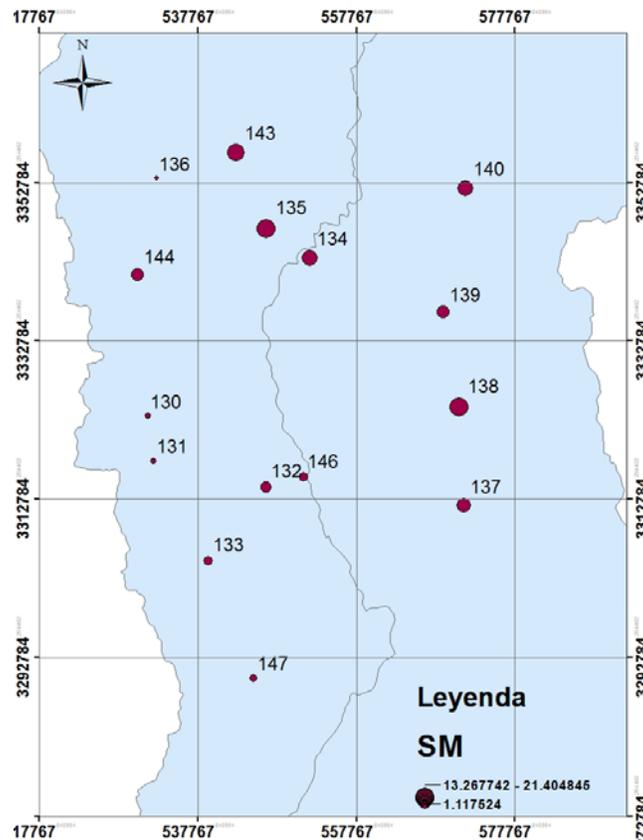


Figura 4.1. Promedio de humedad de suelo en las estaciones.

Máximos y Mínimos

Con los valores horarios de las estaciones se obtuvieron los valores máximos y mínimos del periodo de estudio con el fin de determinar el rango de variabilidad de la humedad en

el suelo, lo que da una idea de la capacidad de retener agua de cada sitio. El resultado se muestra en la tabla 4.2. La estación 135 es donde se registró el valor máximo, mientras que el valor mínimo igual a cero, ocurre en cinco estaciones. Este análisis indica que hay porciones de la zona de estudio con muy poca humedad. El valor mínimo de la estación 144 de 5.91%, supera el valor máximo de algunas estaciones como la 130 y 136. También se puede apreciar como el contenido de humedad de suelo varía estacionalmente, y como es de esperarse, es mayor en los períodos de precipitación de verano e invierno.

Tabla 4.2. Valores máximos y mínimos en cada estación.

Estación	130	131	132	133	134	135	136	137	138	139	140	143	144	146	147
Máximo	5.42	6.55	8.85	12.36	22.30	37.11	4.21	24.38	22.69	13.63	22.43	27.45	23.15	9.28	9.47
Mínimo	0.00	1.11	0.00	0.00	1.82	1.43	0.00	0.00	4.73	0.92	1.26	2.59	5.91	0.70	0.13

En la figura 4.2 se muestran los valores máximos en las estaciones y su distribución espacial en la zona de estudio. Se observa que las cinco estaciones del Río Sonora están dentro del mismo rango de valores quizás con la excepción de la 139 que tiene un valor un poco menor. En las 10 estaciones del Río San Miguel es donde se tiene mayor variabilidad: Hay estaciones con valores máximos pequeños como la 130, 131, 132 y 136, y otras con máximos más grandes como la 143, 144 y 135.

En la figura 4.3 se presentan la distribución de los valores mínimos en la zona de estudio. La variabilidad es más alta que en los valores máximos. Obsérvese que en la estación 138 se registra un alto contenido de humedad en el suelo durante el período más seco. En las estaciones del Río San Miguel en los sitios se registró valor cero, excepto en el 144.

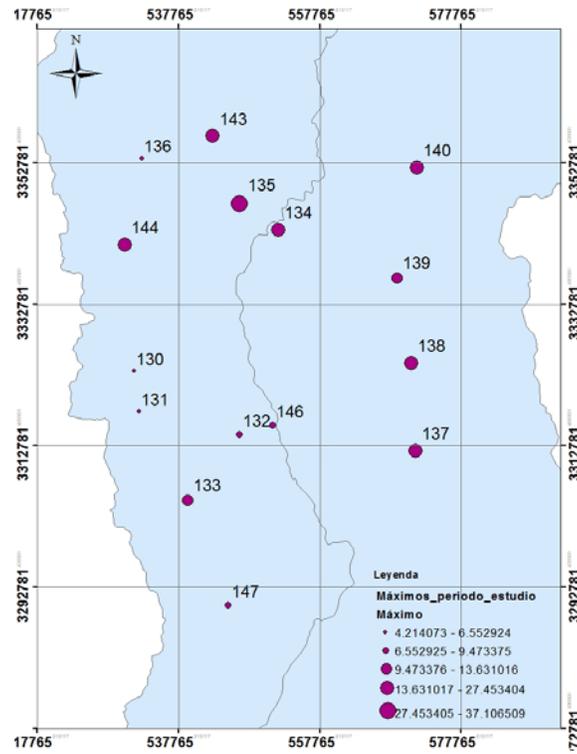


Figura 4.2. Valores máximos de humedad de suelo durante el periodo de estudio.

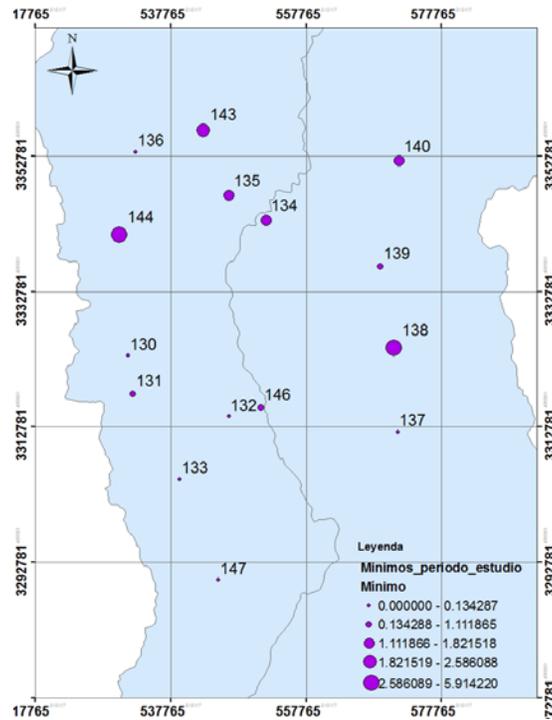


Figura 4.3. Valores mínimos de humedad de suelo durante el periodo de estudio.

Variabilidad Espacial de Humedad de Suelo

En la figura 4.4 se muestran los valores promedio (triángulo) y los máximos y mínimos con segmentos de recta de la humedad de suelo en cada sitio. Nótese la estación 135, que puede ser muy seca y muy húmeda; lo mismo ocurre en los sitios 137, 140 y 143. Los sitios 134, 138, 143 y 144 tienen un comportamiento especial ya que no se alcanzan a secar completamente durante el período de estudio. Los sitios 130, 131, 132 y 136, tienen menor capacidad para retener la humedad.

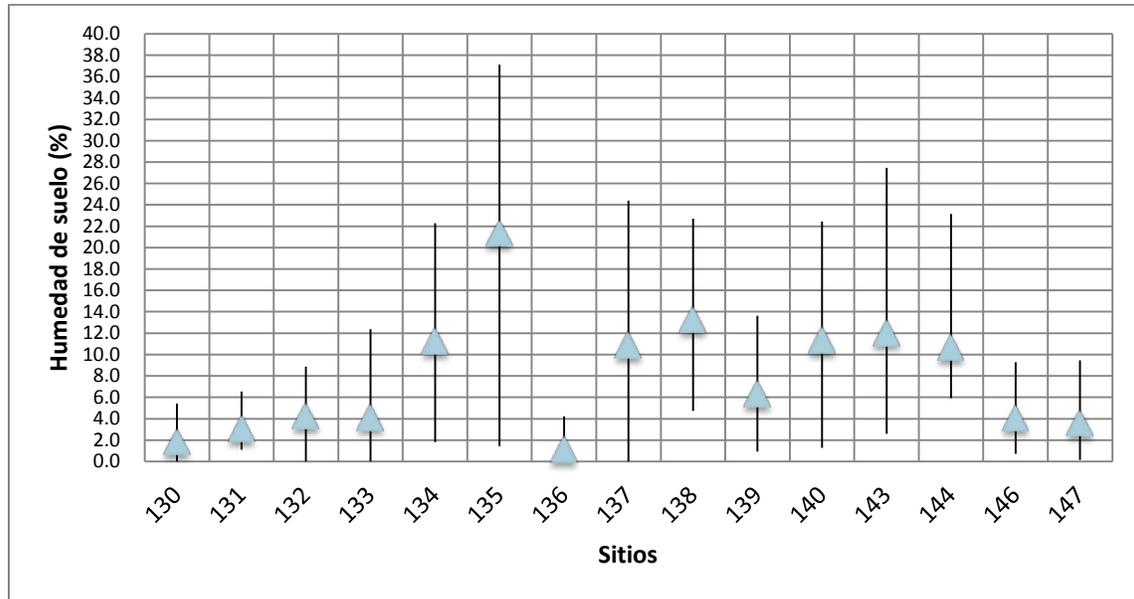


Figura 4.4. Valores máximos, mínimos y promedios de humedad de suelo.

En la figura 4.5 se muestra la desviación estándar de los registros de humedad en cada estación. Se aprecia que hay mayor dispersión en las estaciones con mayor humedad (135 y 137). En el sitio 136, el menos húmedo, se tiene la menor desviación estándar con 1.46.



Figura 4.5. Desviación estándar en cada una de las estaciones durante el periodo de estudio.

Variabilidad Temporal de Humedad de Suelo

En la tabla 4.3 se presentan los valores máximos y mínimos y el mes de ocurrencia durante el período de estudio.

Los valores máximos diez sitios (130, 132, 135, 136, 137, 138, 139, 140, 143 y 147) se presentaron durante los meses de diciembre, enero y febrero; mientras que en las cinco restantes (131, 133, 134, 144 y 146) durante los meses de julio, agosto y septiembre.

Los valores mínimos se registraron en los meses anteriores al inicio de las temporadas de lluvias de verano (marzo, mayo y junio) y de invierno (octubre, noviembre y diciembre). En algunos casos la humedad en la capa estudiada fue de cero (sitios 130, 132, 133, 136 y 137) y el valor mínimo más alto es de 5.91% (sitio 144).

Tabla 4.3. Valores máximos y mínimos en las estaciones y mes de ocurrencia.

Estación	Máximo	Mes	Mínimo	Mes
130	5.42	feb-05	0.00	sep-04, oct-05, nov-05, dic-05
131	6.55	jul-05	1.11	mar-05
132	8.85	feb-05	0.00	nov-05
133	12.36	ago-05	0.00	may-05
134	22.30	ago-05	1.82	nov-05

135	37.11	feb-05	1.43	jun-05
136	4.21	ene-05	0.00	oct-05, nov-05, dic-05
137	24.38	feb-05	0.00	dic-05
138	22.69	feb-05	4.73	dic-05
139	13.63	ene-05	0.92	dic-05
140	22.43	dic-04	1.26	mar-05
143	27.45	feb-05	2.59	nov-04
144	23.15	ago-05	5.91	abr-05
146	9.28	sep-04	0.70	mar-05
147	9.47	feb-05	0.13	nov-05

Este análisis de variabilidad espacial y temporal de los datos medidos en las estaciones en los 549 días de registro muestra la dinámica diaria y también indican lo complejo del fenómeno de la humedad de suelo en la escala temporal estacional y espacialmente.

Análisis de humedad de suelo mensual

Los valores promedio mensual se obtuvieron sumando la humedad registrada en las todas estaciones en cada mes y dividiendo entre 15, el número de estaciones.

En la figura 4.6 se presenta el promedio mensual. En los meses correspondientes a 2004, la humedad máxima promedio se presenta en julio con 11.09 y la mínima en agosto con 8.04%. En estos 6 meses de registro no se aprecia mucha variación ni las condiciones secas que prevalecían en la región antes de la llegada del periodo de lluvias de invierno, debido a que las lluvias de julio, que fueron abundantes y en los meses siguientes se siguieron presentando precipitaciones, que, aunque en menor cantidad, ocasionaron que el agua en el suelo se conservará por mayor tiempo.

Los valores promedio del 2005, muestran el comportamiento de la humedad de suelo en un año completo. En enero y febrero se registran los valores máximos debido a que ocurrieron abundantes precipitaciones en suelos que ya estaban húmedos por las lluvias de diciembre. El contenido de agua del suelo empieza a declinar en marzo hasta alcanzar el mínimo en mayo. En junio hay un ligero incremento, que se magnifica en julio y agosto debido a la presencia del Monzón de Norteamérica y en septiembre inicia de nuevo a reducirse hasta llegar al mínimo en diciembre. En este año se puede apreciar claramente las condiciones secas que prevalecen en la región antes de la llegada del periodo de lluvias, también se aprecia que la humedad va variando significativamente con el tiempo.

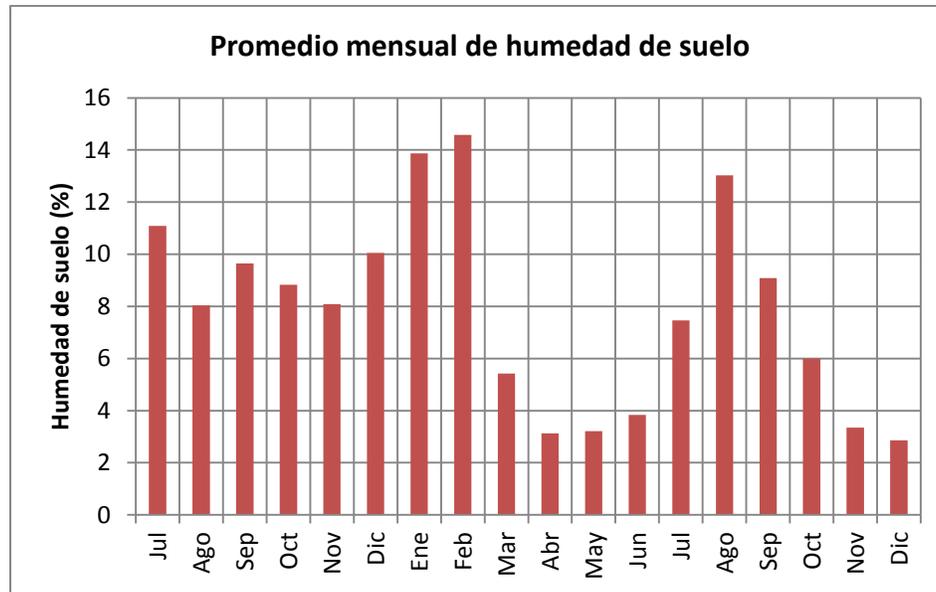


Figura 4.6. Promedio mensual de humedad de suelo en el área de estudio.

4.2. Análisis de tendencia central y dispersión de los datos puntuales de precipitación

Lo precipitación es la principal fuente de humedad del suelo en el sitio de estudio. De julio de 2004 a diciembre de 2005, con los pluviógrafos de balancín instalados en cada uno de las 15 estaciones, se registró una precipitación media de 665.89 mm. Los valores de precipitación se obtuvieron a través de un promedio mensual de las 15 estaciones de estudio para posteriormente calcular el acumulado en los distintos periodos de tiempo mencionados.

En 2004, de julio a diciembre, se determinó una lámina de precipitación acumulada media de 293.35 mm, de la que 133.94 mm (46%) ocurrió en julio, 57.54 mm (20%), en agosto, 27.25 mm (9%) en septiembre, 24.09 mm, (8%) en octubre, 16.04 mm, 5% en noviembre y 34.50 mm, (12%) en diciembre.

En 2005, la precipitación total fue de 413.38 mm, de los que 68.07 mm (16.47%) en enero, 65.09 mm (15.75%) en febrero, 1.41 mm (0.34%) en marzo, 7.13 mm (1.73%) en abril, 14.79 mm (3.58%) en mayo, 21.83 mm (5.28%) en junio, 74.95 mm (18.13%) en julio, 101.18 mm (24.48%) en agosto, 44.88 mm (10.86%) en septiembre, 12.21 mm (2.95%) en octubre, 0.0 mm en noviembre y 1.85 mm (0.45%) en diciembre. Los meses de precipitación más abundante en el sitio de estudio son julio, agosto y septiembre. En enero y febrero del 2005 también se presentó una lámina significativa de precipitación.

Obsérvese que los meses previos a los periodos de lluvia son muy secos, con valores cercanos a cero, comportamiento típico en esta región desértica.

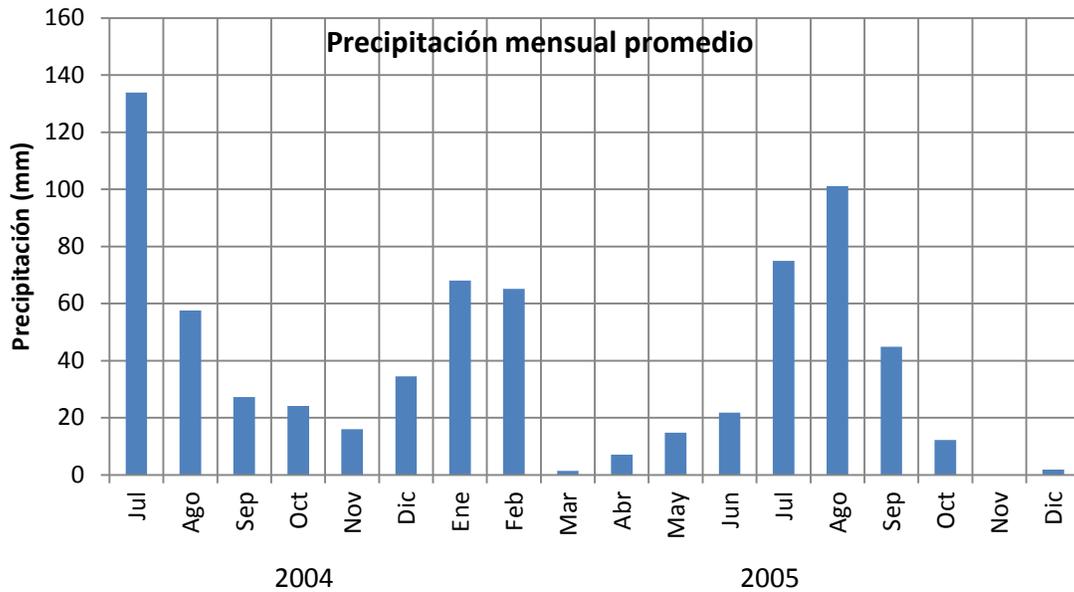


Figura 4.7. Comportamiento mensual de precipitación en zona de estudio.

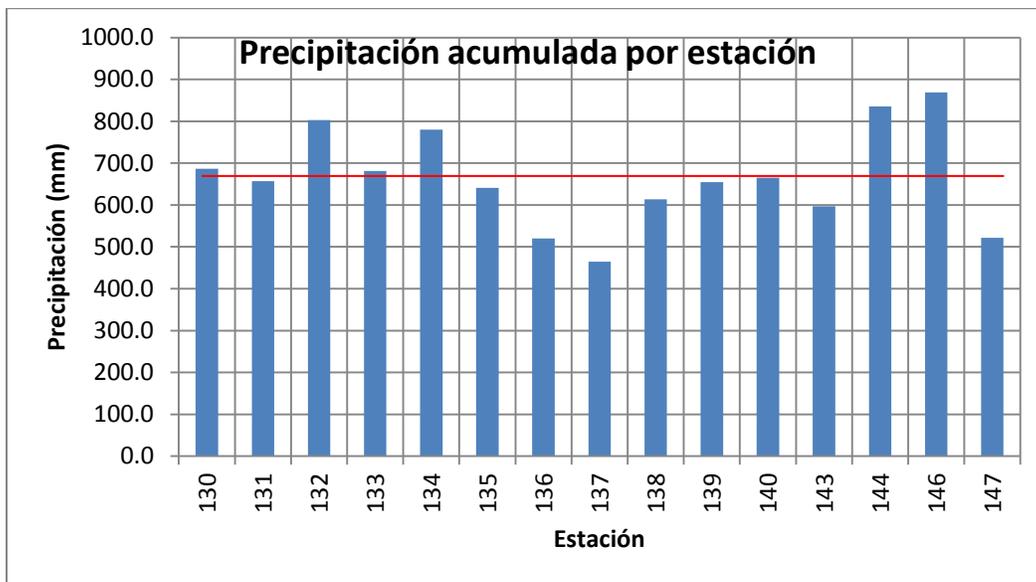
Análisis de precipitación por estación

El promedio de precipitación de las 15 estaciones durante los 18 meses del periodo de estudio es de 665.89 mm, 9 estaciones se ubican debajo, mientras que 6 se encuentran con valores por arriba del promedio. La estación con mayor lámina es la 146 con 868.68 mm, seguida por la 144 con 835.66 mm y la 132 con 802.89 mm. Mientras que la estación con menor valor de precipitación es la 137 con 464.56 mm, seguida por la 136 con 519.68 mm y por la 147 con 521.47 mm. Estos valores sugieren que existe una significativa variabilidad espacial en la precipitación de la zona (figura 4.8 y 4.9) y que esta variable no obedece a un patrón espacial bien definido.

La precipitación en promedio fue más abundante en la porción de la cuenca del Río San Miguel (681.5 mm) que en la del Río Sonora (635.56 mm) y contrariamente a lo que se pudiera esperar, la humedad promedio en la zona del Río San Miguel (6.63%) es menor que en la del la cuenca del Río Sonora (10.64%), esto indica que además de la precipitación, es necesario tomar en cuenta otros factores para predecir la humedad de suelo.

La dispersión de los valores de precipitación es más amplia en los sitios del Río San Miguel ($\sigma_x = 122.39$ mm) que en los del Río Sonora ($\sigma_x = 113.74$ mm), valores que concuerdan con la dispersión de la humedad en ambas subcuencas.

Un aspecto que determina en gran medida la porción de la precipitación que se quedará como humedad de suelo es la humedad antecedente. Esto se puede apreciar durante el mes de julio del 2004, que tiene la lámina de precipitación más grande; sin embargo, el contenido de agua en el suelo, aunque significativo, no es el mayor de todo el periodo de estudio, esto debido a las condiciones secas que prevalecían en la región antes del periodo de lluvias que inició ese mes. Por otro lado se tiene que los mayores valores de contenido de agua en el suelo se tienen en los meses de enero y febrero del 2005 y en estos meses no es cuando se acumula la mayor cantidad de precipitación. Es posible que estos valores máximos se deben a la condición húmeda en la que se encontraba la región y a la presencia de considerables eventos de precipitación durante dos meses consecutivos.



4.8. Precipitación acumulada por estación durante el periodo de estudio.

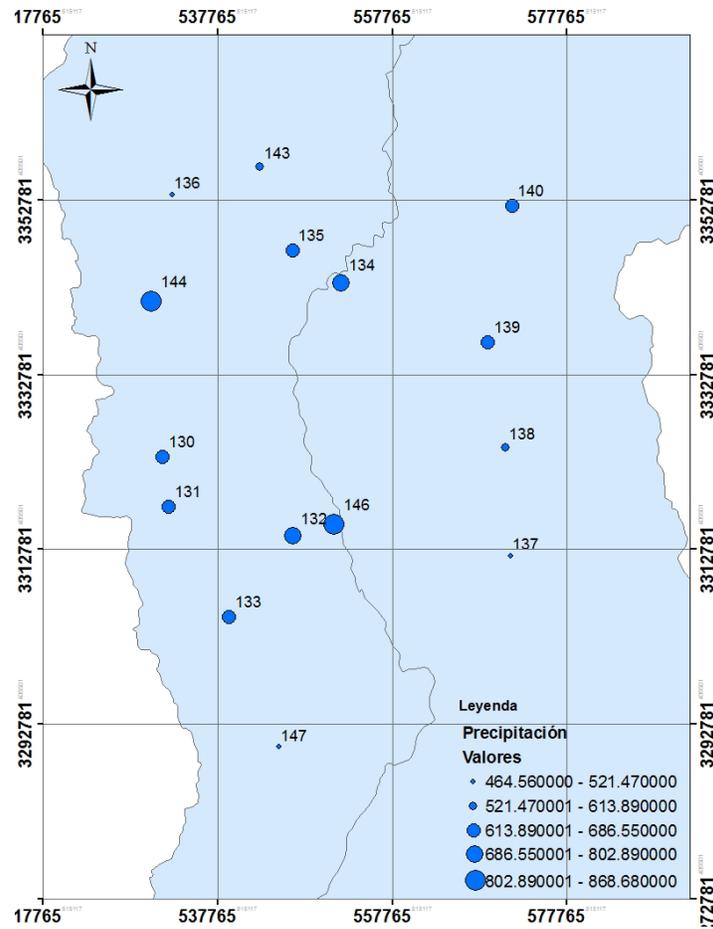


Figura 4.9. Mapa de precipitación acumulada en cada estación.

4.3. Análisis de humedad de suelo y precipitación diaria por estación.

La precipitación de verano se presenta como pulsos diarios de alta intensidad y corta duración y de menor intensidad y más larga duración en invierno. Por otra parte, la respuesta del contenido de humedad del suelo a esta entrada de agua, es de mayor permanencia en el tiempo y, como se mencionó en el análisis global de humedad y precipitación en la zona, su valor está condicionado por la humedad antecedente, además de diversos factores fisiográficos como los que se tratarán posteriormente.

En este apartado de la tesis, se relaciona la precipitación acumulada diariamente de 0 horas a las 23 horas con los valores promedio diarios de humedad durante los 549 días del registro.

Los gráficos que muestran el comportamiento de la precipitación y la humedad del suelo se muestran en el Anexo A. En las figuras 4.10 y 4.11 se presentan las estaciones 130 y 138. En cuadros con contornos rojos se indica la precipitación y en rombos azul la humedad de suelo.

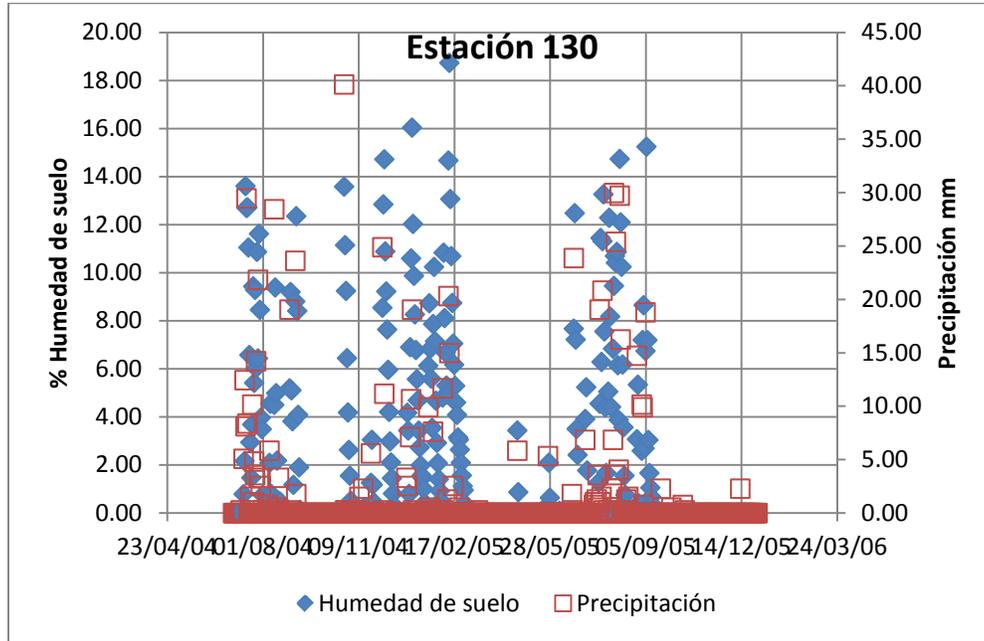


Figura 4.10. Humedad de suelo y precipitación de la estación 130.

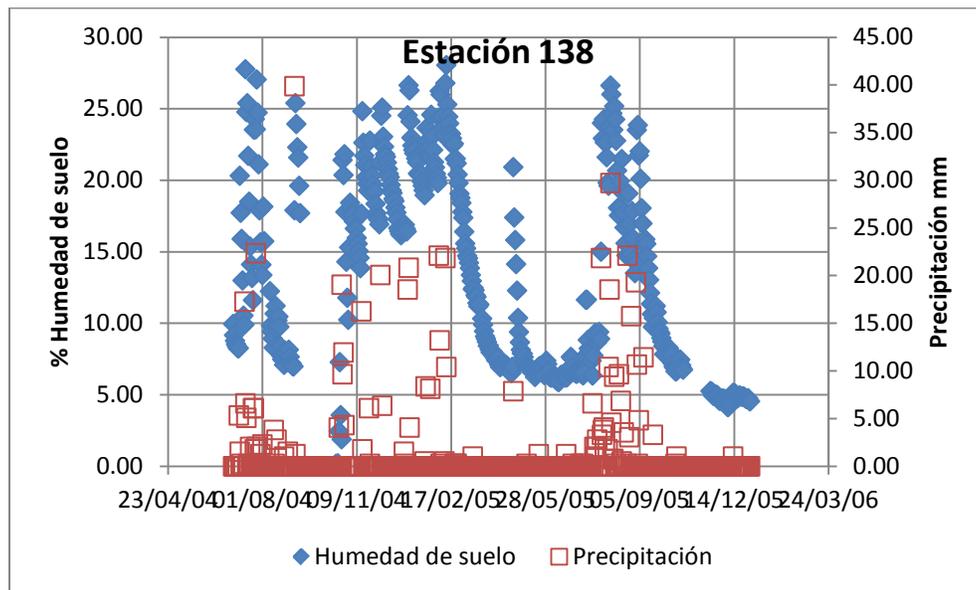


Figura 4.11. Humedad de suelo y precipitación de la estación 138.

En la figura 4.10 se puede observar como la humedad en el sitio 130 se incrementa como respuesta a la precipitación y poco tiempo después de ocurrir el evento, se reduce a cero, mientras que en la figura 4.11, se puede apreciar que también la humedad en el sitio 138 se incrementa ante la ocurrencia de un evento de precipitación, sin embargo, no llega a cero porque el suelo conserva el agua, incluso durante períodos prolongados con ausencia de precipitación.

La estaciones 130 y 138 se encuentran separadas 39 km a 717 msnm y 692 msnm respectivamente; no obstante la relativamente corta distancia entre ambas y la poca variación en elevación, el comportamiento de humedad de suelo y precipitación es notablemente diferente. La 130, con una precipitación total de 686.55 mm está localizado en uno de los sitios de suelos más seco, con un promedio de humedad durante el periodo de estudio de 1.85%, mientras que la 138, con una precipitación menor (613.89 mm) es uno de los sitios de suelos más húmedos, con promedio de 13.27%.

El sitio 135 fue el que registró mayor promedio de humedad de suelo durante el periodo con 21.40%, producido por una lámina de precipitación de 640.60 mm, valor que se encuentra 25.29 mm debajo del promedio de todas las estaciones.

Estos resultados son interesantes porque al analizar los datos de textura del suelo, se observa que la estación 130 está asentada en una zona con alta presencia de limos y la estación 138 en una con alta presencia de gravas, lo que confirma que la lámina precipitación no es el único factor que determina la cantidad de humedad en el suelo, sino que deben considerarse otras variables como las características físicas de los suelos, la topografía, el tipo de precipitación y la estación anual.

Respuesta de la humedad de suelo al presentarse eventos de precipitación

En las figuras 4.10 y 4.11, así como en las presentadas en el Anexo A, se observa que hay una inmediata respuesta de la humedad de suelo ante la ocurrencia de precipitación. De igual manera se observa un decremento en el contenido de agua en el suelo ante la ausencia de la precipitación.

En la figura 4.12 se correlacionaron los valores de humedad de suelo y precipitación en cada una de las estaciones puntuales, en ella se aprecia cualitativamente la relación que existe entre la precipitación y la humedad del suelo, el coeficiente de correlación es bajo, con un valor máximo de 0.50 en la estación 130 y un mínimo de 0.20 en la estación 136. Al realizar el análisis por mes (figura 4.13), el mejor coeficiente de correlación es de 0.59, durante el mes de septiembre de 2004 y el menor es de 0.03, en septiembre de 2005.

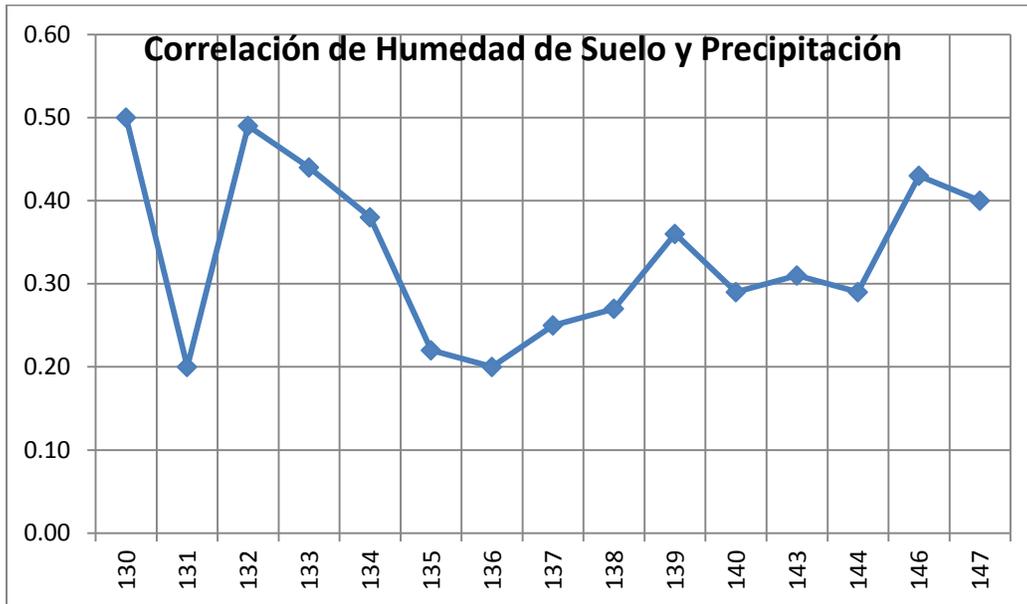


Figura 4.12. Correlación de humedad de suelo y precipitación en cada una de las estaciones puntuales durante el periodo de estudio.

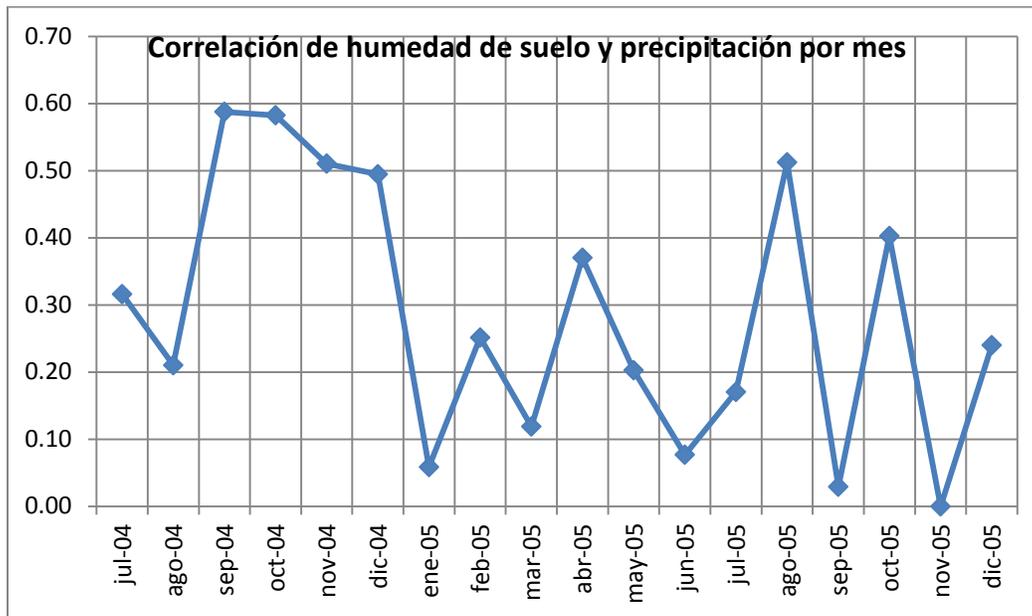


Figura 4.13. Correlación de humedad de suelo y precipitación en cada uno de los meses del periodo de estudio.

La figura 4.13 se origina de la tabla 4.4, donde se presentan horizontalmente cada una de las estaciones y verticalmente los meses que comprende el periodo de estudio, también se presentan los valores promedios de correlación para cada uno de los meses que dura el periodo de estudio y así como su respectiva desviación estándar. En ella se observa que el promedio máximo se presenta durante el mes de abril del 2005 con un valor de 0.67 y el valor mínimo en marzo del 2005 con un valor de 0.10. Con estos resultados obtenidos y analizando la figura 4.14, se tiene que durante los meses de enero y febrero del 2005 se tuvieron valores importantes de precipitación provocando elevados valores de humedad de suelo, mientras que en marzo del 2005 se redujeron las precipitaciones pasando a ser casi nulas (1.41 mm), sin embargo el valor de humedad de suelo se conserva alto (5.43%), esto debido al alto contenido previo de agua en el suelo, esto origina que se presente una muy baja correlación entre ambas variables. Por otro lado se tiene que durante abril del 2005, continua el régimen seco con poca precipitación registrada (7.13 mm) con un promedio de 3.13% de contenido de agua en el suelo, en este caso la correlación es mucho mejor debido a que el suelo ya se encontraba en condiciones secas y las precipitaciones presentadas provocaron que la humedad de suelo aumentara y al ausentarse las precipitaciones provocaron que la humedad de suelo disminuyera. Por otro lado se observa mucha variación de correlación en las 15 estaciones para cada uno de los meses que comprende el periodo de estudio. Para poder realizar un análisis correcto se calculó el porcentaje de variación con respecto al promedio mensual, los resultados se presentan en la Tabla 4.5. En ella se observa que la correlación mensual de los sitios de estudio llega a variar hasta el 93.97% durante el mes de agosto del 2004, el 91.76% durante el mes de marzo del 2005, mientras que en febrero del 2005 se observó menor variación con 27.29% y 31.98% en abril del 2005. Estos dos últimos coincidiendo con los valores máximos de correlación observados, mientras que agosto del 2004 y marzo del 2005, son dos de los meses con valores más bajos de correlación.

Tabla 4.4. Correlación mensual de precipitación y humedad de suelo por mes y por estación.

Mes	ESTACIONES															Prom.	DE
	130	131	132	133	134	135	136	137	138	139	140	143	144	146	147		
jul-04	0.42	0.13	0.50	0.47	0.47	0.23	ND	0.35	0.17	0.20	0.33	0.48	0.16	0.28	0.51	0.34	0.14
ago-04	0.31	0.18	0.36	0.61	0.13	0.01	0.07	0.14	0.03	0.01	0.08	0.10	0.12	0.19	0.21	0.17	0.16
sep-04	0.44	0.38	0.62	0.42	0.40	0.37	0.24	0.38	0.09	0.43	0.16	0.04	0.48	0.41	0.10	0.33	0.17
oct-04	0.62	0.51	0.70	0.51	0.40	0.71	0.78	0.10	0.19	0.62	0.48	0.78	0.41	0.67	0.57	0.54	0.20
nov-04	0.24	0.14	0.12	0.02	0.11	0.10	0.20	0.14	0.02	0.24	0.21	0.17	0.12	0.11	0.16	0.14	0.07

dic-04	0.43	0.16	0.58	0.36	0.33	0.18	0.24	0.11	0.27	0.41	0.35	0.22	0.32	0.51	0.34	0.32	0.13
ene-05	0.58	0.40	0.75	0.48	0.63	0.08	0.14	0.24	0.54	0.68	0.50	0.14	0.42	0.56	0.65	0.45	0.21
feb-05	0.60	0.42	0.80	0.54	0.76	0.37	0.48	0.35	0.53	0.62	0.76	0.41	0.41	0.72	0.65	0.56	0.15
mar-05	0.04	0.31	ND	ND	ND	ND	0.12	0.08	0.02	0.05	ND	0.06	ND	0.12	0.06	0.10	0.09
abr-05	0.97	0.54	0.77	0.66	0.70	0.58	0.88	0.81	0.63	0.46	0.87	0.27	0.26	0.74	0.84	0.67	0.21
may-05	0.12	0.21	0.33	ND	0.40	0.09	0.09	ND	0.04	0.19	0.76	0.25	0.22	0.24	0.34	0.25	0.19
jun-05	0.42	0.18	0.47	0.50	0.35	0.11	0.35	ND	0.02	0.05	0.41	0.17	0.15	0.31	0.33	0.27	0.16
jul-05	0.29	0.22	0.51	0.40	0.08	0.34	0.40	ND	0.30	0.17	0.41	0.38	0.35	0.45	0.00	0.31	0.14
ago-05	0.65	0.08	0.30	0.55	0.36	0.10	0.61	ND	0.21	0.11	0.04	0.34	0.52	0.43	0.66	0.36	0.22
sep-05	0.35	0.11	0.39	0.31	0.32	0.05	0.02	ND	0.26	0.43	0.23	0.26	0.01	0.31	0.02	0.22	0.15
oct-05	ND	0.46	0.34	0.03	0.20	0.11	ND	ND	0.39	0.23	ND	0.11	0.10	0.18	0.23	0.22	0.13
nov-05	ND																
dic-05	ND	0.32	0.07	0.10	0.14	0.43	ND	ND	0.31	0.35	0.15	0.37	0.39	0.41	0.04	0.26	0.15
Prom.	0.43	0.28	0.48	0.40	0.36	0.24	0.33	0.27	0.24	0.31	0.38	0.27	0.28	0.39	0.33		
DE	0.23	0.15	0.22	0.20	0.21	0.21	0.27	0.22	0.20	0.21	0.26	0.18	0.16	0.20	0.27		

Si se analiza el promedio mensual de humedad de suelo, se puede conocer la influencia de las precipitaciones en el contenido de agua en el suelo y si su comportamiento obedece al de las lluvias mensuales. En la figura 4.14 se presenta la gráfica de humedad de suelo y precipitación mensual, donde se observa que el ciclo inicia en julio con precipitación abundante, pero al no haber humedad antecedente, los suelos están muy secos, no hay mantillo o vegetación y esta se evapora o se va a capas inferiores del suelo rápidamente. A partir de agosto, aunque la precipitación no fue tan abundante, cambian las condiciones del suelo y la humedad se mantiene, incrementándose en los meses de diciembre y enero por las precipitaciones de invierno y a partir de marzo. Se tienen los niveles más bajos de humedad que se mantienen hasta junio, para iniciar de nuevo el ciclo en julio con las precipitaciones de verano.

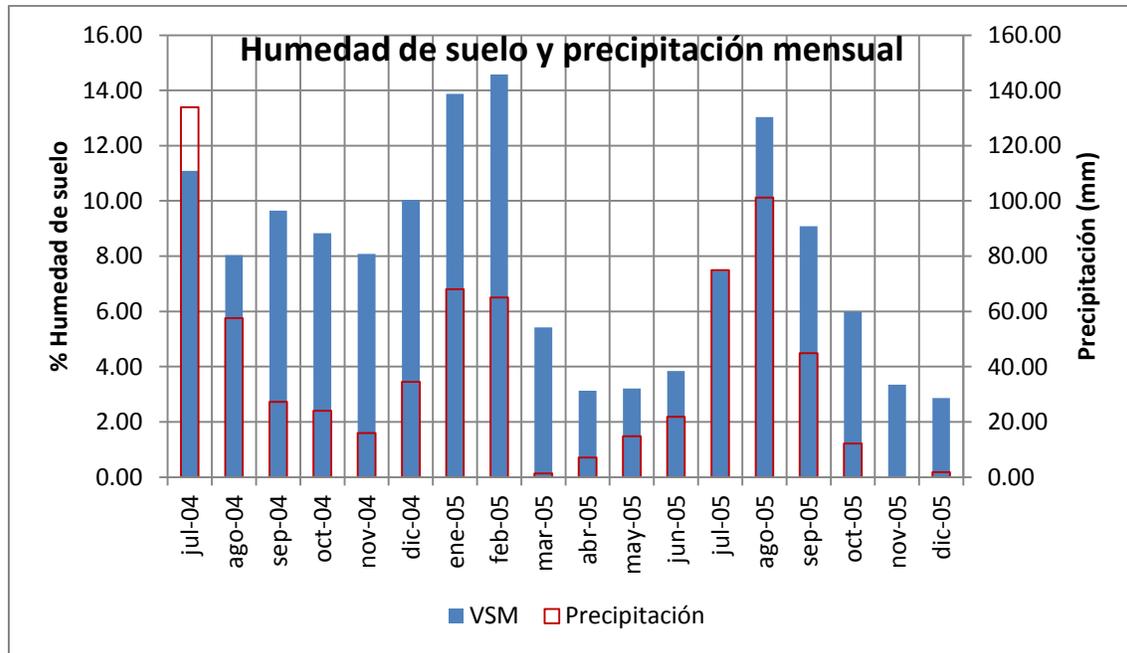


Figura 4.14. Promedio mensual de humedad de suelo y precipitación mensual acumulada.

Se presenta la figura 4.15 se observa el comportamiento de las dos variables en la estación 131, el resto de las estaciones se presentan en el Anexo B. En julio del 2004 es cuando ocurre la mayor lámina de precipitación, sin embargo, el contenido de humedad no es el mayor. En julio de 2005, se presentó una precipitación menor que la de julio de 2004, sin embargo, la humedad de suelo mayor. Esto se pudiera deber a la humedad antecedente de junio.

En las estaciones 130, 132, 134, 135, 136, 137, 138, 139, 143 y 147 se alcanzan los valores más altos de humedad durante los meses de enero y febrero del 2005, donde el promedio aritmético de las 15 estaciones es de 68.07 mm en enero y 65.09 mm en febrero. En estas 10 estaciones se observa que en el mes de febrero el contenido de humedad de suelo es mayor que el registrado en enero, no obstante que se registra mayor precipitación durante el primer mes del año, tal vez debido a que el suelo ya contaba con agua al momento de presentarse los eventos de febrero, produciendo un ligero incremento de humedad. De las 10 estaciones, dos de ellas (136 y 139) tienen mayores valores de humedad de suelo en enero que en febrero. En la estación 136 se puede deber a que en diciembre se presentaron lluvias que acumularon 40.39 mm, superando los 25.40 mm presentados en enero. En la 139 las lluvias de diciembre (29.72 mm) fueron menores que las de enero (66.04 mm) para luego registrar 73.41 mm en febrero, por lo que se esperaría que en febrero se alcanzara el punto máximo, sin embargo, esto no ocurrió, por lo que es

importante considerar otros parámetros que hasta el momento no se han analizado como la temperatura del suelo, textura, vegetación y orientación del terreno.

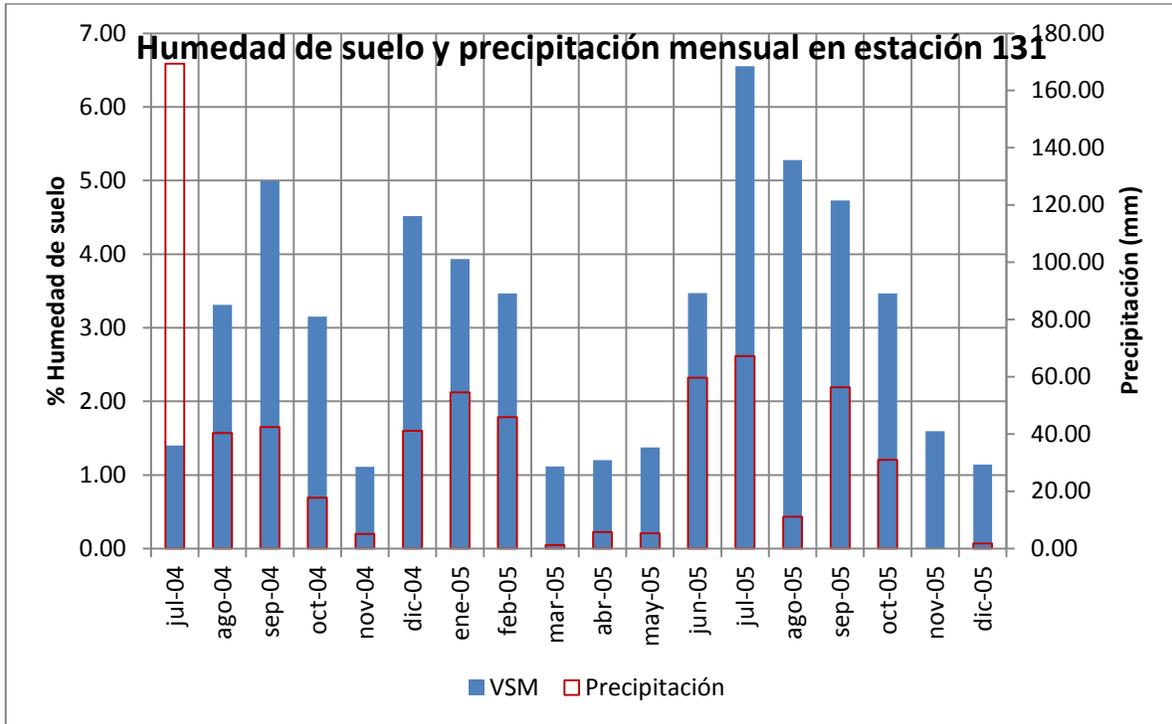


Figura 4.15. Humedad media mensual de suelo y precipitación acumulada en la estación 131.

4.4. Rasgos fisiográficos de los sitios de medida

En la tabla 4.5 se presenta la textura, cobertura vegetal, elevación sobre el nivel del mar, la pendiente y la orientación del terreno en los sitios de medida, factores que condicionan en mayor o menor medida en el contenido de agua en el suelo. Estos últimos rasgos serán utilizados posteriormente para la correlación de los datos puntuales con las imágenes de satélite.

La elevación de las estaciones sobre el nivel del mar oscila entre los 625 m y 1378 m. Este amplio rango de altitud permite estudiar la humedad de suelo en condiciones contrastantes de tipo de suelo y de vegetación y orientación del terreno. En base a esta consideración, se agruparon las estaciones y se realizaron análisis específicos con los que

se puede determinar la influencia de estas características en la variación del contenido de agua en el suelo.

Tabla 4.5. Características físicas en cada estación.

Estación	Tipo de Suelo	Tipo de Vegetación	Elevación (msnm)	Pendiente %	Orientación
130	Limoso	Mezquital	717.00	1.93	234.38-SW
131	Arenoso	Matorral	741.00	4.93	116.35-SE
132	Arenoso	Matorral	871.00	2.21	198.39-SW
133	Limoso	Matorral	627.00	6.59	59.36-NE
134	Arenoso	Bosque	1154.00	1.73	264.28-SW
135	Limoso	Mezquital	1047.00	0.00	Plano-N
136	Limoso	Matorral	1133.00	12.61	36.37-NE
137	Limoso	Mezquital	625.00	0.00	Plano-N
138	Arenoso	Matorral	692.00	6.03	189.82-SW
139	Arenoso	Mezquital	724.00	0.00	Plano-N
140	Arenoso	Matorral	981.00	17.24	292.15-NW
143	Arenoso	Galería	947.00	0.00	Plano-N
144	Limoso	Matorral	801.00	0.00	168.69-SE
146	Arenoso	Bosque	1378.00	23.56	330.16-NW
147	Arenoso	Mezquital	632.00	0.00	Plano-N

4.4. Datos del sensor QuickSCAT

Para analizar las imágenes diarias del sensor QuickSCAT, se tomó el valor de cada píxel de las imágenes de ambas polarizaciones correspondiente a cada estación de medida, lo que significa que se analizaron para cada día del período 15 píxeles. El comportamiento diario en cada estación se muestra en el Anexo C, donde para cada píxel se presentan dos gráficas, una de polarización vertical y la otra de polarización horizontal.

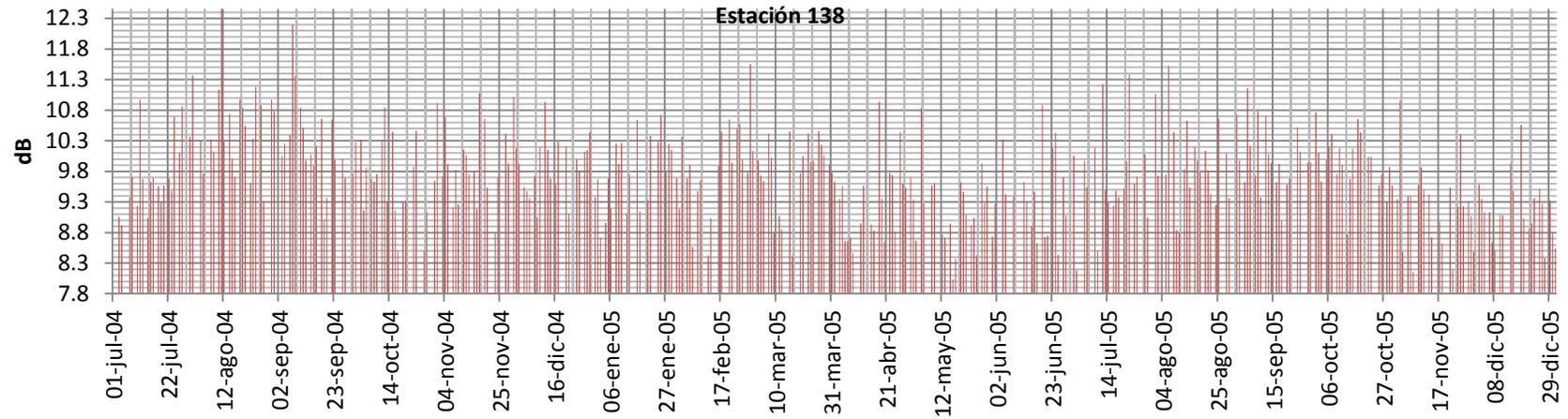


Figura 4.16. Datos diarios de polarización horizontal de QuickSCAT en estación 138.

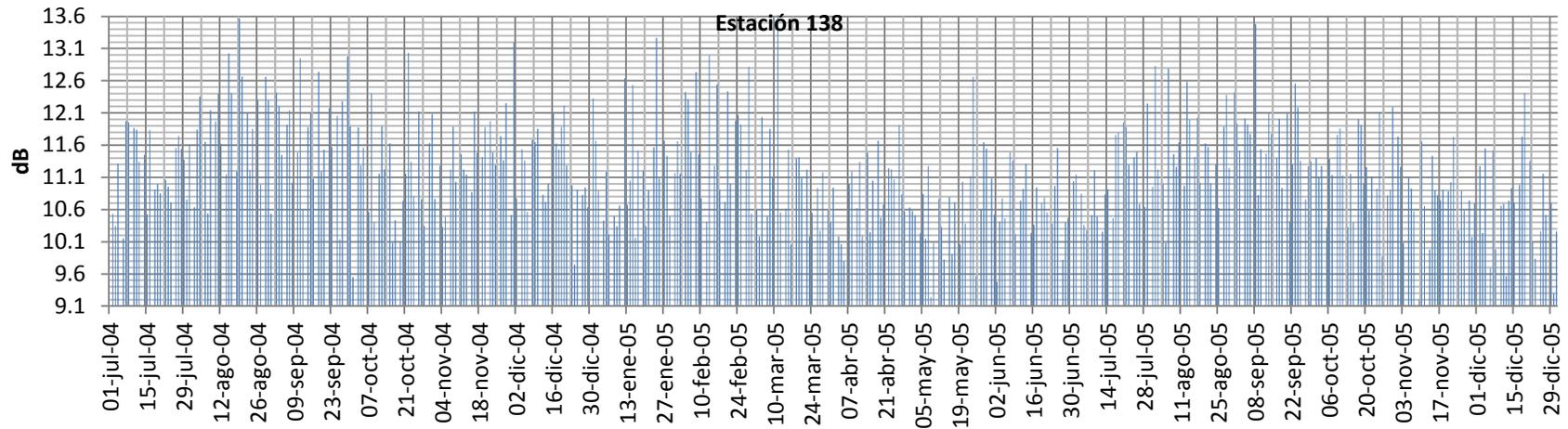


Figura 4.17. Datos diarios de polarización vertical de QuickSCAT en estación 138.

En las figuras 4.16 y 4.17 se puede apreciar que los valores menores se presentan durante los meses de marzo, abril y mayo del 2005, en los que los suelos tienen el menor contenido de humedad. También, se observa el cambio de la condición seca a húmedo que inicia a mediados de junio y termina en septiembre en casi todas las estaciones. Posteriormente decrece nuevamente en octubre hasta valores mínimos en noviembre y diciembre.

Análisis Mensual de QuickSCAT en red de medida

Una vez analizados los valores diarios en cada estación, ahora se analiza en promedio mensual de los valores de toda la zona de estudio, con el fin de observar con mayor claridad el comportamiento de las lecturas del sensor. Se presentan las figuras 4.18 y 4.19, las cuales representan a la polarización horizontal y vertical respectivamente de los 15 pixeles donde se encuentran las estaciones.

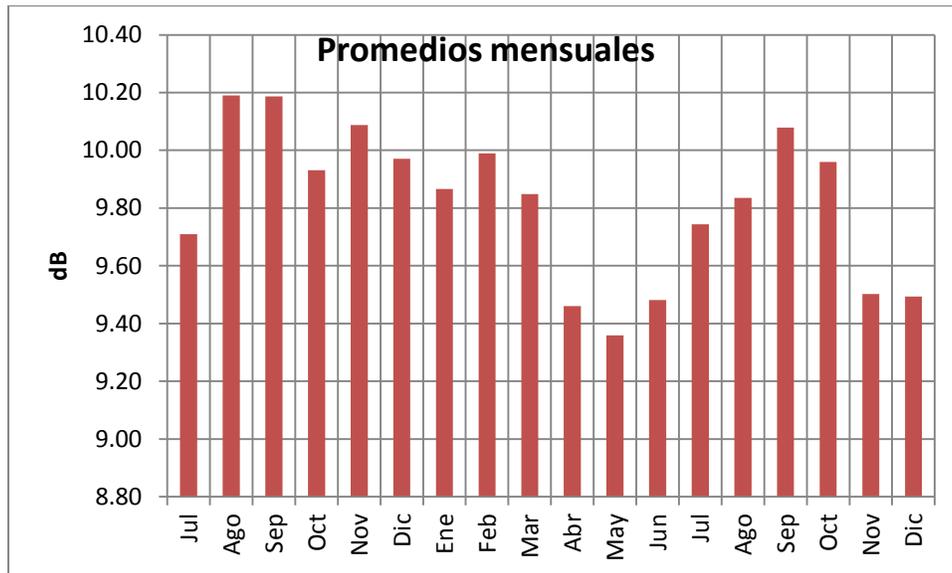


Figura 4.18. Promedios mensuales de QuickSCAT en polarización horizontal.

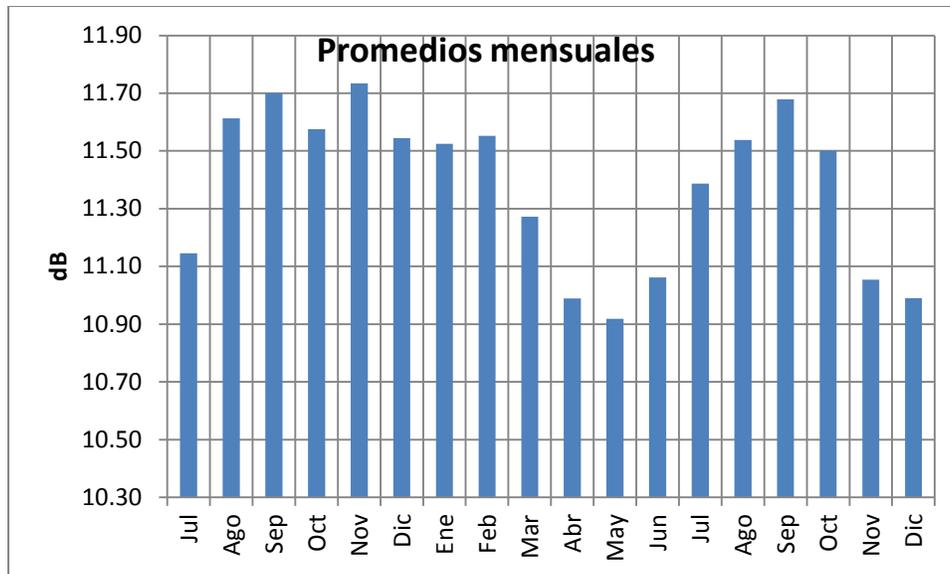


Figura 4.19. Promedios mensuales de QuickSCAT en polarización vertical.

En las gráficas se observa el comportamiento mensual de toda la zona de estudio, donde resaltan los valores bajos durante abril, mayo y junio del 2005. También se observa como en julio del 2004 no se tienen los valores mayores de igual manera que en las estaciones puntuales. Por otro lado se tiene que los valores altos se presentan desde el mes de agosto hasta febrero para llegar a los decrementos que se presentan a partir de marzo. Comparando estas gráficas con los datos de las estaciones puntuales, se tienen resultados favorables, principalmente en los meses donde se presentan los cambios de condiciones secas a condiciones húmedas, como ocurre en los meses secos de marzo, abril, mayo y junio a los meses húmedos de julio y agosto, este cambio es detectado favorablemente por el sensor. Según los datos de campo, en el verano del 2005, agosto es el mes con mayor humedad y según el sensor septiembre sería más húmedo que agosto. En los meses de octubre, noviembre y diciembre, ambos instrumentos detectan una disminución paulatina de contenido de agua en el suelo.

Ahora analizando el año 2004, los datos de campo muestran que julio tiene el mayor valor de humedad, cayendo un poco en agosto y manteniendo el contenido de agua en el suelo con cambios ligeros, hasta subir en diciembre y aumentar un poco más en enero y febrero. En el sensor julio tiene menor valor que agosto y septiembre, y no se aprecian incrementos en enero y febrero, manteniendo en el periodo valores altos con poca variación.

Esto indica que QuickScat capta el cambio de condición seca a húmeda en los suelos, pero no es sensible a la variabilidad del proceso en los meses húmedos.

Análisis mensual en cada una de las estaciones de la red de medida

Una vez tenido el análisis a nivel de promedios de toda la zona de estudio, ahora se presenta el análisis en cada una de las estaciones puntuales con el fin de observar el comportamiento particular de estas durante cada uno de los meses del periodo de estudio. Como se ha venido trabajando en los apartados previos de este trabajo, únicamente se presentan las gráficas de dos estaciones, en esta ocasión son la 136 y la 139, el resto de las estaciones se pueden observar en el Anexo D.

En las figuras 4.20 y 4.21, se observa que el sensor capta el cambio de estado del suelo de seco a húmedo. Se observa también que la polarización horizontal es más sensible, identificando a mayo y junio como los meses más secos, mientras que la polarización vertical identifica únicamente a mayo como mes seco, lo que no coincide con los datos medidos en el sitio. En la estación 144 no se identifica a mayo como el mes más seco. Esta comparación es partiendo del promedio mensual en cada una de las estaciones, por lo que es fundamental realizar el ejercicio con los promedios mensuales en cada estación, para poder hacerlo, es necesario hacer un ajuste con los valores del sensor para llevarlos a una escala de humedad de suelo, que permitan mostrar los datos de ambas polarizaciones junto con la gráfica mensual de humedad de suelo.

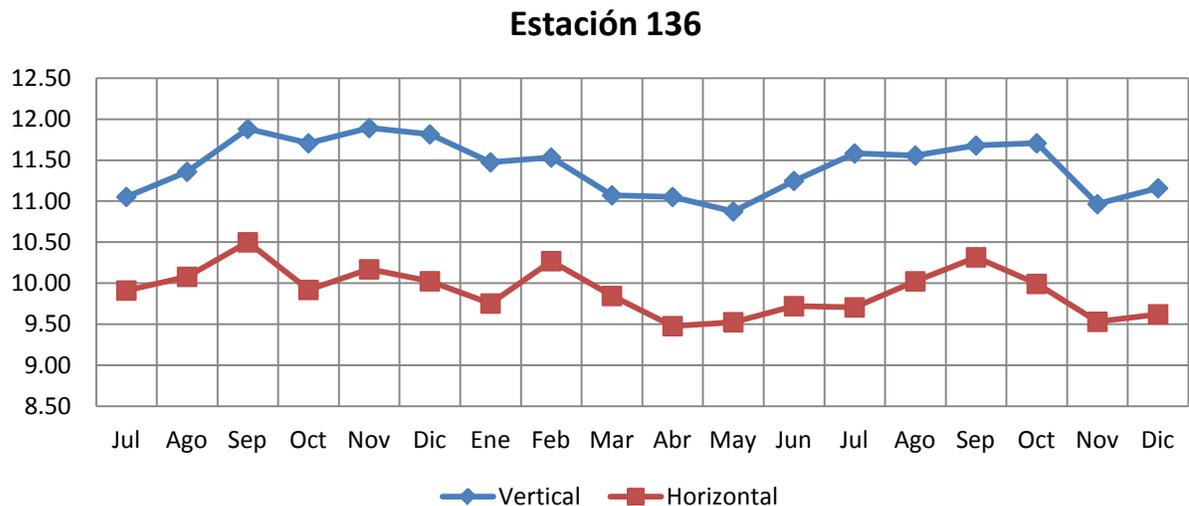


Figura 4.20. Promedios mensuales (dB) de polarización horizontal y vertical en estación 136.

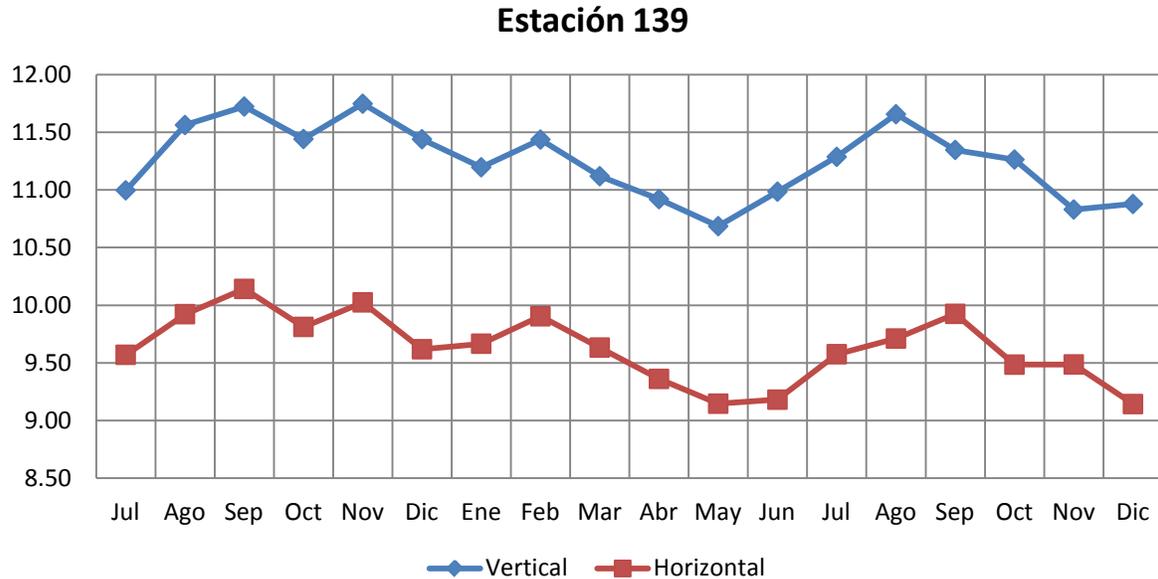


Figura 4.21. Promedios mensuales (dB) de polarización horizontal y vertical en estación 139.

4.6. Correlación de datos diarios de las estaciones puntuales y del sensor QuickSCAT

Con el fin de conocer la relación que guardan los valores del sensor QuickSCAT y los de las estaciones puntuales ubicadas en el área de estudio, se calculó la correlación diaria para cada uno de los sitios donde se ubican las estaciones a través de los datos diarios de humedad de suelo, los resultados de este análisis se presentan en la siguiente tabla.

De las 15 estaciones, en 10 de ellas (131, 132, 133, 134, 135, 136, 137, 138, 139) la polarización H es la de mayor correlación, en 2 (130 y 143) la polarización V tiene mejor correlación y en 3 tienen el mismo valor.

Ahora, analizando el comportamiento de los valores diarios humedad de suelo y los del sensor por estación, se observa que la mayoría de las estaciones tiene valores muy bajos de correlación, la que presenta mayor valor es la 138 con 0.30 en la polarización vertical. Mientras que se tienen algunas con valores cercanos a 0 como la 134 (H) y la 143 (V).

Tabla 4.6. Correlación diaria en polarización horizontal y vertical.

Estación	R-SH	R-SV
130	0.03	0.06
131	0.14	0.15
132	0.20	0.17
133	0.11	0.21
134	0.01	0.05
135	0.25	0.24
136	0.04	0.10
137	0.10	0.20
138	0.23	0.30
139	0.21	0.19
140	0.07	0.10
143	0.03	0.01
144	0.20	0.20
146	0.20	0.14
147	0.03	0.07

En la tabla anterior los valores oscilan entre 0.25 y 0.01 en la H y entre 0.01 y 0.30 en la V, lo que indica que hay mucha variación en el rango de los datos para ambas observaciones en todo el periodo de estudio en cada estación.

Análisis diario por elevaciones

Con el fin de poder establecer una mejor relación entre la elevación y el comportamiento de la correlación de los sitios puntuales con las imágenes del sensor en ambas polarizaciones, se hace una clasificación de elevaciones en 3 grupos que abarcan las 15 estaciones, en el primer grupo se tiene un rango que va de los 600 a 799 m, el segundo grupo va de 800 a 999 m y el tercer grupo de 1,000 a 1,399 m. Para cada uno de estos grupos se tomó la correlación diaria de las estaciones comprendidas en cada grupo de elevación, quedando de la siguiente manera:

Tabla 4.7. Correlación diaria por elevación.

Grupo	Rangos	Estaciones	Elevación	R-H	R-V
1	600-799	130	717	0.07	0.09
		131	741		
		133	627		

		137	625		
		138	692		
		139	724		
		147	632		
2	800-999	132	871	0.14	0.18
		140	981		
		143	947		
		144	801		
3	1000-1399	134	1154	0.21	0.22
		135	1047		
		136	1133		
		146	1378		

Con los resultados obtenidos, se tiene que el grupo 3 que abarca las estaciones instaladas en el rango de elevaciones de 1,000 a 1,399 m, dan como valor de correlación 0.21 (H) y 0.22 (V); seguido por el grupo 2 con rango de elevación entre 800 y 999 m con valores de 0.14 (H) y 0.18 (V); por último se tiene al grupo 1 con rango de elevación de 600 a 799 m con valores de correlación de 0.07 (H) y 0.09 (V). En este análisis se observa que la polarización (V) es la que mejor resultados brinda, también se observa que entre más elevados los sitios mayor es la correlación diaria.

Análisis diario por tipo de vegetación

Tomando la clasificación de vegetación establecida en el capítulo anterior, se agrupan las estaciones según el tipo de cobertura vegetal que se encuentra en cada una de las estaciones. Los sitios donde se encuentra mezquital son 130, 135, 137, 139 y 147; mientras que el matorral en 131, 132, 133, 136, 138, 140 y 144; bosque en 146 y 134 y galería en 143. En la tabla 4.8 se muestran los sitios acomodados según el tipo de vegetación, en la tercera columna se presenta la correlación (H) en cada estación y en la cuarta columna la correlación (V).

Tabla 4.8. Correlación diaria por vegetación.

Grupo	Estaciones	R-H	R-V
Mezquital	130	0.20	0.20
	135		
	137		
	139		
	147		

Matorral	131	0.05	0.10
	132		
	133		
	136		
	138		
	140		
Bosque	144	0.23	0.29
	134		
	146		

Analizando las últimas dos columnas, se observa el comportamiento de correlación que llevan cada uno de los grupos de vegetación existentes en la zona de estudio, el bosque es el que presenta mejor valor de correlación, seguido por el mezquital y por último se tiene al matorral. En este caso también se observa que la polarización (V) es la que presenta mayores valores en cada uno de los grupos.

Análisis diario por textura de suelo

Un análisis muy importante que no se debe pasar por alto es clasificar a las estaciones según la textura del suelo donde se encuentran, esto es fundamental ya que esta característica física es determinante en la capacidad que llegan a tener los suelos para retener agua. En la zona de estudio las estaciones se encuentran instaladas en dos clases de suelo, las cuales son limosas y arenosas. En el primer grupo se encuentran 6 estaciones y en el segundo 9, se observan valores bajos de correlación en ambos tipos, aunque ligeramente mayor en los limos. Los valores obtenidos son bajos, aunque nuevamente se tiene que la polarización (V) es la que presenta mejores resultados.

Tabla 4.9. Correlación diaria por textura de suelo.

Grupo	Estaciones	R-H	R-V
Limoso	130	0.17	0.19
	133		
	135		
	136		
	137		
	144		
Arenoso	131	0.12	0.17
	132		
	134		

	138		
	139		
	140		
	143		
	146		
	147		

Análisis diario por pendiente

Se clasificó cada variable para posteriormente ser analizada la correlación, con el fin de conocer el comportamiento para cada caso. Iniciando con el análisis por pendiente, se clasificó a las estaciones en 3 grupos, con pendiente suave (0 a 1.5%), con pendiente moderada (1.6 a 2.5%) y con pendiente fuerte (mayor a 2.6%). En la tabla 4.10 se observa como quedaron distribuidas las estaciones con esta clasificación, en las columnas 3 y 4 se presenta la correlación diaria de los grupos para cada una de las polarizaciones (H y V). La correlación mayor se tiene en las estaciones con pendiente suave, aunque con valores muy bajos como se han venido presentando en el resto de los análisis, por otro lado se tiene que nuevamente que la polarización (V) es la que presenta mejores valores.

Tabla 4.10. Clasificación diaria por pendiente.

Pendiente	Estaciones	R-H	R-V
Suave	130	0.20	0.20
	133		
	134		
	135		
	138		
	139		
Moderada	136	0.05	0.13
	140		
	144		
	146		
	147		
Fuerte	131	0.13	0.14
	132		
	137		
	143		

Análisis diario por orientación

Siguiendo con el análisis por orientación, se llevó a cabo una clasificación con el fin de conocer la influencia de esta característica física a la correlación con los datos puntuales. Se clasificó en 4 grupos, de 0° a 90° (NE), de 91° a 180° (SE), de 181° a 270° (SW) y de 271° a 360° (NW); quedando la clasificación como se muestra en la tabla 4.11. En ella se pueden ver que el grupo que presenta mejores datos de correlación es el del rango de 271° a 360° (NW), en este grupo es donde se tienen mayores valores de correlación comparándolo con el resto de los análisis diarios, el mayor valor se tiene en la polarización (H), aunque en el resto de los grupos la (V) es la que presenta mayores valores.

Tabla 4.11. Clasificación diaria por orientación.

Orientación	Estaciones	R-H	R-V
0-90 NE	130	0.13	0.15
	134		
	137		
	138		
	139		
	143		
91-180 SE	144	0.00	0.11
	131		
	133		
181-270 SW	140	0.00	0.03
	136		
271-360 NW	147	0.36	0.34
	132		
	135		
	146		

4.7. Correlación de datos mensuales de las estaciones puntuales y del sensor QuickSCAT

Con el fin de conocer el comportamiento de humedad de suelo y del sensor en una escala de tiempo mayor, se propone analizar mensualmente estas variables y establecer una correlación entre ellas. Para lograr esto, se parte de la obtención de promedios mensuales de humedad de suelo y del sensor QuickSCAT en cada una de sus polarizaciones. El análisis en las distintas clasificaciones parte de la siguiente tabla:

Tabla 4.12. Promedios mensuales de humedad de suelo y de QuickSCAT en polarización (H) y (V).

Mes	2004						2005												
	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	
130	VSM	4.60	1.64	0.00	3.05	0.24	2.89	5.16	5.42	0.00	0.14	0.10	1.11	3.32	3.77	1.91	0.00	0.00	0.00
	SH	9.61	10.23	10.19	9.82	9.99	9.87	10.02	9.91	9.63	9.28	9.23	9.50	9.71	9.89	9.95	9.94	9.50	9.32
	SV	11.00	11.50	11.63	11.50	11.59	11.43	11.47	11.53	11.33	10.98	10.85	10.82	11.42	11.53	11.82	11.61	11.21	10.81
131	VSM	1.40	3.31	4.99	3.15	1.11	4.52	3.94	3.47	1.12	1.20	1.38	3.47	6.55	5.28	4.73	3.47	1.60	1.14
	SH	9.54	10.24	10.20	10.04	10.33	10.48	10.19	10.40	9.98	10.32	9.65	9.65	10.18	9.91	10.09	10.35	9.68	9.59
	SV	11.17	11.93	11.99	11.90	11.93	11.81	11.77	11.88	11.56	11.27	11.25	11.23	11.71	11.47	11.83	11.71	11.50	11.41
132	VSM	5.98	4.01	7.28	5.42	5.08	5.84	8.07	8.85	3.47	2.93	3.36	4.61	6.69	2.12	2.51	0.88	0.00	0.01
	SH	9.60	9.82	9.81	9.74	10.08	9.75	9.75	9.72	9.49	9.09	9.15	8.98	9.38	9.48	9.70	9.53	9.17	9.23
	SV	10.55	11.39	11.20	11.25	11.51	11.08	11.56	11.19	11.00	10.56	10.73	10.77	11.27	11.47	11.42	11.28	10.49	10.58
133	VSM	5.47	1.24	8.09	6.26	1.62	4.42	10.55	11.92	0.94	0.41	0.00	2.00	0.32	12.36	3.51	4.10	0.82	0.40
	SH	9.59	10.31	10.05	10.13	9.79	9.69	9.65	9.84	9.60	9.08	9.06	9.44	9.77	9.86	10.05	9.67	9.15	9.25
	SV	11.08	11.82	11.60	11.52	11.59	11.52	11.67	11.28	11.11	10.91	10.65	10.79	11.21	11.24	11.47	11.08	10.74	10.62
134	VSM	15.96	14.89	11.48	12.75	12.41	16.84	21.18	22.22	11.28	3.56	3.17	7.49	11.52	22.30	8.47	3.48	1.82	2.08
	SH	9.80	10.58	10.68	10.18	10.66	10.38	10.07	10.48	10.11	9.90	9.61	9.78	9.88	10.09	10.62	10.55	9.96	10.06
	SV	11.45	12.07	12.11	11.94	12.21	12.20	11.89	12.14	11.71	11.42	11.61	11.70	11.62	11.64	12.12	12.05	11.62	11.52
135	VSM	21.25	14.76	27.35	36.43	24.79	29.11	35.98	37.11	17.73	6.47	3.58	1.43	12.45	31.72	29.60	24.51	16.93	14.11
	SH	9.99	10.50	10.59	10.00	10.39	10.13	10.12	10.34	10.06	9.47	9.63	9.62	9.78	9.83	10.41	10.35	9.77	9.81
	SV	11.63	11.82	12.10	11.69	11.89	11.71	11.72	11.74	11.40	11.07	11.26	11.42	11.30	11.69	11.78	11.56	11.30	11.10
136	VSM	ND	2.86	ND	ND	0.95	1.61	4.21	3.96	0.28	0.06	0.58	0.19	1.71	0.35	0.00	0.00	0.00	0.00
	SH	9.91	10.08	10.50	9.92	10.17	10.02	9.75	10.27	9.84	9.48	9.52	9.72	9.71	10.02	10.32	9.99	9.53	9.62
	SV	11.05	11.36	11.88	11.71	11.89	11.82	11.48	11.53	11.07	11.05	10.88	11.25	11.58	11.56	11.68	11.71	10.96	11.16
137	VSM	ND	8.97	ND	ND	10.59	15.57	22.75	24.38	4.53	0.59	ND	0.00						
	SH	9.85	10.10	10.29	9.66	9.87	10.18	9.96	9.82	9.72	9.56	9.25	9.44	9.77	9.79	9.73	9.92	9.41	9.61
	SV	11.39	11.87	11.70	11.72	11.55	11.48	11.50	11.43	11.49	10.91	10.88	10.95	11.48	11.70	11.73	11.36	10.96	11.07
138	VSM	16.55	9.61	ND	ND	18.60	19.05	21.93	22.69	12.08	8.87	7.04	6.41	10.74	19.36	13.89	7.46	ND	4.73
	SH	9.76	10.46	10.21	9.62	9.93	9.82	9.74	9.82	9.76	9.28	9.10	9.30	9.65	9.89	9.98	9.89	9.18	9.12
	SV	11.22	11.87	11.82	11.17	11.33	11.34	11.15	11.73	10.97	10.84	10.62	10.65	11.06	11.58	11.65	11.16	10.79	10.67
139	VSM	10.76	8.58	ND	ND	7.73	8.65	13.63	13.07	5.74	3.74	3.15	2.96	6.19	7.30	5.07	3.05	1.03	0.92
	SH	9.57	9.92	10.14	9.81	10.02	9.62	9.67	9.90	9.63	9.36	9.15	9.18	9.57	9.71	9.92	9.48	9.49	9.14
	SV	11.00	11.56	11.72	11.44	11.75	11.44	11.20	11.44	11.12	10.92	10.69	10.98	11.29	11.66	11.35	11.26	10.83	10.88
140	VSM	20.35	18.64	ND	ND	20.06	22.43	11.52	10.09	1.26	2.55	1.80	2.98	8.81	20.27	13.58	8.46	ND	4.43
	SH	9.31	9.88	9.77	10.00	9.95	10.04	9.51	9.78	10.17	9.59	9.53	9.75	9.70	9.63	10.15	10.14	9.74	9.67
	SV	11.04	11.51	11.46	11.54	11.88	11.63	11.60	11.77	11.46	11.22	11.08	11.22	11.40	11.36	11.69	11.67	11.51	10.96

143	VSM	14.21	11.58	13.25	ND	2.59	3.24	19.56	27.45	11.53	8.13	9.67	8.42	13.58	23.09	21.32	10.79	7.47	6.26
	SH	10.01	10.69	10.39	10.28	10.35	9.89	10.04	10.18	10.14	9.67	9.76	9.73	9.77	9.97	10.26	10.08	10.05	9.84
	SV	11.65	12.32	12.07	11.99	12.10	11.90	11.74	11.78	11.66	11.16	11.28	11.26	11.84	11.57	11.66	11.92	11.37	11.36
144	VSM	8.00	8.20	ND	ND	9.57	9.96	11.59	12.31	7.45	5.91	7.69	9.06	11.24	23.15	14.97	14.10	9.56	7.92
	SH	9.69	9.89	9.97	10.14	9.79	9.90	9.98	9.78	9.97	9.47	9.29	9.42	9.80	10.07	10.17	10.08	9.42	9.60
	SV	11.20	11.33	11.60	11.64	11.70	11.30	11.53	11.42	11.24	10.94	11.13	11.00	11.22	11.51	11.90	11.49	11.09	11.03
146	VSM	8.54	6.18	9.28	4.28	2.37	1.63	6.22	6.31	0.70	0.86	1.45	1.30	5.23	8.42	6.99	1.85	0.86	0.77
	SH	9.59	9.95	10.06	9.59	9.99	9.81	9.77	9.82	9.86	9.12	9.17	9.12	9.67	9.52	9.69	9.54	9.03	9.17
	SV	10.77	10.29	10.89	11.15	11.37	11.07	11.14	11.27	10.87	10.56	10.36	10.94	11.32	11.52	11.37	11.29	10.45	10.55
147	VSM	ND	6.15	5.07	3.51	3.52	4.90	8.41	9.47	3.26	1.46	2.01	2.33	6.18	2.98	0.60	1.74	0.13	0.14
	SH	9.81	10.19	9.95	10.03	10.03	9.98	9.76	9.77	9.78	9.25	9.28	9.59	9.82	9.84	10.13	9.87	9.44	9.37
	SV	11.00	11.56	11.70	11.47	11.72	11.45	11.47	11.16	11.10	11.03	10.52	10.94	11.08	11.56	11.71	11.34	11.00	11.13

Como se puede apreciar en la tabla anterior, en cada estación se pueden observar tres valores mensuales, los cuales corresponden al promedio de humedad de suelo puntual, polarización H y polarización V. Con estos promedios se realiza posteriormente la correlación de las medidas puntuales con ambas polarizaciones del sensor (tabla 4.13), donde se obtienen mejores valores de correlación superando lo calculado en los valores diarios. Destacan los valores obtenidos en la estación 135, 139 y 144 con correlación bastante aceptable. También se observa que en 9 estaciones la correlación es mayor con la polarización (H), en 5 es mayor con la polarización (V) y en 1 es igual con ambas polarizaciones.

Tabla 4.13. Correlación mensual de cada estación.

Estación	R VSM-SH	R VSM-SV
130	0.32	0.24
131	0.39	0.45
132	0.49	0.38
133	0.44	0.44
134	0.25	0.35
135	0.61	0.69
136	0.31	0.28
137	0.58	0.46
138	0.47	0.61
139	0.63	0.53
140	0.02	0.40
143	0.19	0.07

144	0.62	0.60
146	0.54	0.35
147	0.39	0.23

Análisis mensual por elevaciones

Clasificando las estaciones por los rangos de elevación establecidos anteriormente pero en una escala de tiempo mensual, se presenta la tabla 4.14, donde se observa nuevamente que entre mayor elevación tengan las estaciones mejor es la correlación, destaca como en los sitios de menor elevación en el sitio de estudio menor es la correlación. En este caso, se observa como la polarización (H) da mayor correlación en 2 de los 3 grupos que conforman esta clasificación.

Tabla 4.14. Correlación mensual por elevación.

Grupo	Rangos	Estaciones	Elevación	R-H	R-V
1	600-799	130	717	0.20	0.17
		131	741		
		133	627		
		137	625		
		138	692		
		139	724		
2	800-999	147	632	0.44	0.47
		132	871		
		140	981		
		143	947		
3	1000-1399	144	801	0.49	0.47
		134	1154		
		135	1047		
		136	1133		
		146	1378		

Análisis mensual por tipo de vegetación

Continuando con la siguiente clasificación que es el análisis por cobertura vegetal, se tiene que la estaciones que tienen como tipo de vegetación al bosque presentan mayor correlación, seguidas por el mezquital con valores altos y por último se tiene al matorral y

a la galería con valores muy por debajo a las demás. En este caso no está marcada la superioridad entre ambas polarizaciones, ya que cada una es superior en 2 de los grupos.

Tabla 4.15. Correlación mensual por vegetación.

Estación	Tipo de Vegetación	RH	RV
130	Mezquital	0.56	0.50
135	Mezquital		
137	Mezquital		
139	Mezquital		
147	Mezquital		
131	Matorral	0.13	0.19
132	Matorral		
133	Matorral		
136	Matorral		
138	Matorral		
140	Matorral		
144	Matorral	0.58	0.61
134	Bosque		
146	Bosque		

Análisis mensual por textura de suelo

La siguiente variable por analizar en la escala de tiempo mensual es la textura (tabla 4.16), en esta se observa como los suelos con limos son los que presentan mayor correlación comparados con los arenosos. En este caso tampoco domina una de las polarizaciones, ya que en una la (H) es la mayor y en la otra la (V) es la que supera.

Tabla 4.16. Correlación mensual por textura de suelo

Estación	Tipo de Suelo	RH	RV
130	Limoso	0.49	0.45
133	Limoso		
135	Limoso		
136	Limoso		
137	Limoso		
144	Limoso		

131	Arenoso	0.33	0.37
132	Arenoso		
134	Arenoso		
138	Arenoso		
139	Arenoso		
140	Arenoso		
143	Arenoso		
146	Arenoso		
147	Arenoso		

Análisis mensual por pendiente

Ahora analizando la clasificación por pendiente se tiene que los sitios con pendiente suave tienen mayor correlación, seguidos por los sitios con pendiente fuerte y por último por los sitios con pendiente moderada, aunque la diferencia está muy marcada entre los sitios con pendiente suave y el resto de los grupos. En este caso la polarización (H) es la que presenta mayor dominio, siendo superior en 2 de los 3 grupos.

Tabla 4.17. Correlación mensual por pendiente.

Estación	Tipo de pendiente	Pendiente	R-SH	R-SV
130	Suave	0.93	0.48	0.45
134		1.30		
138		0.85		
139		1.25		
133		0.64		
135		0.57		
144	Moderada	1.51	0.20	0.31
140		1.75		
136		1.92		
147		1.11		
146		1.91		
137	Fuerte	2.90	0.31	0.30
143		2.56		
131		3.89		
132		3.27		

Análisis mensual por orientación

La siguiente variable por estudiar es la clasificación por orientación, en ella se observa que los sitios con orientación entre 181° a 270° (SW) son los que presentan mayor correlación, seguido por los de 91° a 180° (SE) y por los de 0° a 90° (NE) y los sitios de 271° a 360° (NW) se encuentran más relegados del resto de los grupos. En este caso no se muestra un predominio por parte de alguna de las polarizaciones ya que cada una es superior en 2 de los 4 grupos.

Tabla 4.18. Correlación mensual por orientación.

Estación	Grupo	Orientación	R-SH	R-SV
135	0-90° (NE)	Plano	0.41	0.36
137		Plano		
139		Plano		
143		Plano		
147		Plano		
144		Plano		
131		74.75		
132	91-180° (SE)	101.00	0.38	0.46
138		159.00		
140		107.00		
133	181-270° (SW)	246.00	0.53	0.58
130		243.00		
134		270.00		
136	271-360° (NW)	276.00	0.13	0.00
146		281.00		

4.8. Correlación de datos por temporadas secas y húmedas de las estaciones puntuales y del sensor QuickSCAT

La correlación diaria de los datos del sensor, en ambas polarizaciones, con los de las estaciones puntuales brindó valores bajos como para poder establecer una relación directa entre cada uno de los valores. Con el fin de alcanzar mejores valores se estableció un periodo de tiempo mayor, en meses, obteniendo mejores resultados. Intentando conocer mejor el comportamiento de estas mediciones se propone cambiar el rango de datos de un mes a los meses que duran las temporadas húmedas y las temporadas secas, partiendo de la información que se tiene de los datos puntuales.

Según la gráfica de promedio mensual de humedad de suelo presentada en este mismo capítulo en el tema 1, figura 4.6, los meses que tienen un comportamiento similar son de julio a diciembre del 2004 (grupo 1), enero y febrero del 2005 (grupo 2), de marzo a junio del 2005 (grupo 3), de julio a septiembre del 2005 (grupo 4) y de octubre a diciembre del 2005 (grupo 5). Por lo que se propone trabajar en estos 5 grupos de datos en cada una de las 15 estaciones ubicadas en la zona de estudio, los cuales serán analizados en este apartado.

Tabla 4.19. Grupos de análisis por temporada.

Grupos				
1	2	3	4	5
jul-04	ene-05	mar-05	jul-05	oct-05
ago-04	feb-05	abr-05	ago-05	nov-05
sep-04		may-05	sep-05	dic-05
oct-04		jun-05		
nov-04				
dic-04				

Primeramente se obtuvieron los promedios de humedad de suelo puntual y de las dos polarizaciones del sensor en cada estación para cada uno de los cinco periodos, una vez obtenidos estos valores se correlacionó a los valores puntuales con cada polarización, obteniendo como resultado la siguiente tabla:

Tabla 4.20. Promedios por periodo de humedad de suelo puntual y del sensor en ambas polarizaciones con su respectiva correlación.

Estación	Grupo	VSM	SH	SV	R SH	R SV
130	1	2.51	9.95	11.44	0.86	0.79
	2	5.29	9.97	11.50		
	3	0.34	9.41	10.99		
	4	3.01	9.85	11.59		
	5	0.00	9.58	11.21		
131	1	2.83	10.13	11.79	0.55	0.53
	2	3.71	10.29	11.82		
	3	1.78	9.75	11.33		
	4	5.58	10.06	11.67		

	5	2.08	9.90	11.54		
132	1	5.40	9.79	11.17	0.73	0.77
	2	8.44	9.74	11.44		
	3	3.60	9.18	10.80		
	4	4.08	9.53	11.40		
	5	0.31	9.31	10.80		
133	1	3.88	9.92	11.52	0.59	0.74
	2	11.20	9.76	11.48		
	3	0.83	9.29	10.86		
	4	5.42	9.89	11.27		
	5	1.78	9.36	10.81		
134	1	14.58	10.37	12.00	0.54	0.82
	2	21.67	10.26	12.01		
	3	5.88	9.85	11.62		
	4	14.16	10.20	11.79		
	5	2.47	10.19	11.73		
135	1	23.41	10.26	11.80	0.85	0.78
	2	36.62	10.22	11.73		
	3	7.35	9.70	11.29		
	4	24.53	10.01	11.59		
	5	18.53	9.98	11.32		
136	1	1.73	10.09	11.62	0.59	0.48
	2	4.07	9.99	11.50		
	3	0.28	9.64	11.06		
	4	0.70	10.01	11.61		
	5	0.00	9.71	11.28		
137	1	11.10	9.99	11.62	0.72	0.73
	2	23.52	9.89	11.47		
	3	2.37	9.50	11.06		
	4	ND	9.77	11.64		
	5	0.00	9.64	11.13		
138	1	15.60	9.97	11.45	0.77	0.84
	2	22.29	9.78	11.42		
	3	8.56	9.36	10.77		
	4	14.67	9.84	11.43		

	5	5.67	9.40	10.88		
139	1	9.37	9.84	11.48	0.83	0.68
	2	13.31	9.78	11.31		
	3	3.88	9.34	10.92		
	4	6.20	9.74	11.43		
	5	1.64	9.37	10.99		
140	1	20.44	9.82	11.51	0.21	0.64
	2	10.67	9.64	11.68		
	3	2.15	9.76	11.24		
	4	14.23	9.83	11.48		
	5	5.77	9.82	11.32		
143	1	8.22	10.23	12.00	0.12	0.20
	2	23.31	10.10	11.78		
	3	9.45	9.82	11.35		
	4	19.31	10.00	11.69		
	5	8.18	9.99	11.55		
144	1	8.83	9.89	11.45	0.77	0.70
	2	11.93	9.83	11.49		
	3	7.53	9.55	11.10		
	4	16.47	10.01	11.54		
	5	10.54	9.70	11.20		
146	1	5.13	9.82	10.93	0.90	0.93
	2	6.26	9.76	11.27		
	3	1.08	9.25	10.67		
	4	6.60	9.63	11.41		
	5	1.17	9.24	10.76		
147	1	4.96	10.00	11.47	0.44	0.47
	2	8.92	9.76	11.33		
	3	2.27	9.47	10.90		
	4	3.28	9.94	11.44		
	5	0.69	9.57	11.15		

En la primera columna de la tabla se presentan las estaciones, en la segunda los periodos explicados en la tabla 4.19 para cada estación, en la columna tres el promedio de humedad de suelo puntual para el periodo correspondiente, la columna cuatro el

promedio del sensor QuickSCAT en polarización H, la columna cinco el promedio en polarización V, la columna 6 la correlación entre las medidas puntuales y la polarización H y la columna 7 la correlación entre las medidas puntuales y la polarización V.

Analizando las correlaciones, se pueden observar valores altos, en 6 de las estaciones (130, 131, 135, 136, 139 y 144) la horizontal fue mayor con un promedio de 0.74, en las 9 estaciones restantes (132, 133, 134, 137, 138, 140, 143, 146 y 147) la vertical obtuvo valores mayores con un promedio de 0.68. Hay estaciones que presentan excelentes valores de correlación en ambas polarizaciones como la 130, 135 y 146, con buenos resultados como la 132, 133, 134, 137, 138, 139, 144, con resultados regulares 131 y 136 y con malos la 140, 143 y 147. Hay dos estaciones que presentan valores muy bajos que son la 140 y 143, esta última muy por debajo de los demás valores con 0.12 en H y 0.20 en V, mientras que la 140 tiene valor bajo en la H con 0.21. Un posible motivo por el cual la 140 muestra valores bajos pudiera ser la falta de datos puntuales de humedad de suelo en 3 meses del periodo de estudio (septiembre y octubre del 2004 y noviembre del 2005).

Ahora utilizando los valores de correlación de cada grupo en cada una de las estaciones, se realizan las distintas clasificaciones que se han llevado a cabo en los demás análisis, hasta el momento el mensual dio mejores resultados que el diario y se espera que el de estaciones supere al mensual debido al notorio incremento que se produjo en los datos sin clasificar. Las comparaciones se harán con respecto a los valores mensuales ya que estos superaron a los diarios.

Análisis por temporada por elevaciones

Siguiendo el mismo orden que se llevó a cabo en el análisis diario y en el mensual, se iniciará por la clasificación por elevación, donde el rango de elevación de 800 a 999 m es el que muestra mayor correlación de los 3 grupos, seguido muy de cerca por el de 1,000 a 1,399 m y más rezagado se encuentra el de 600 a 799 m. En este caso ninguna de las 2 polarizaciones domina esta clasificación.

Tabla 4.21. Correlación por temporada de elevación.

Elevación	Estación	Grupo	VSM	SH	SV	RH	RV
600 a 799	130	1	2.51	9.94568709	11.4411301	0.28	0.28
		2	5.29	9.96670048	11.4958261		
		3	0.34	9.40779791	10.9948085		
		4	3.01	9.84655966	11.5857183		
		5	0.00	9.57618378	11.2088473		

	131	1	2.83	10.1338293	11.7890504	0.59	0.63
		2	3.71	10.2907501	11.8247174		
		3	1.78	9.7538611	11.3309787		
		4	5.58	10.0592375	11.6673571		
		5	2.08	9.89671688	11.5371389		
	133	1	3.88	9.92300866	11.5214317		
		2	11.20	9.7577439	11.4796087		
		3	0.83	9.28724731	10.8642341		
		4	5.42	9.88731609	11.2680633		
		5	1.78	9.35766711	10.8124445		
	137	1	11.10	9.98941686	11.6161957		
		2	23.52	9.89234232	11.4666222		
		3	2.37	9.50133776	11.0572827		
		4	ND	9.77344855	11.6363043		
		5	0.00	9.64439711	11.1310833		
	138	1	15.60	9.96520023	11.4505971		
		2	22.29	9.77918442	11.4199556		
		3	8.56	9.36335831	10.7674131		
		4	14.67	9.83720371	11.431971		
		5	5.67	9.39690508	10.8764445		
	139	1	9.37	9.84281534	11.4781871		
		2	13.31	9.77863176	11.3085556		
		3	3.88	9.33765034	10.9200653		
		4	6.20	9.73681698	11.4299565		
		5	1.64	9.3708257	10.9905139		
147	1	4.96	9.99773968	11.4697164			
	2	8.92	9.7648501	11.3331111			
	3	2.27	9.46595091	10.9011429			
	4	3.28	9.93922434	11.4407102			
	5	0.69	9.57243579	11.1538889			
800 a 999	132	1	5.40	9.79494143	11.1716667		
		2	8.44	9.73620538	11.43675		
		3	3.60	9.17734599	10.7961751		
		4	4.08	9.52691417	11.3999311		
		5	0.31	9.30849243	10.7960794		
	140	1	20.44	9.81955082	11.5100286		
		2	10.67	9.63681613	11.6768445		
		3	2.15	9.76400035	11.2441413		
		4	14.23	9.82720369	11.4838406		

		5	5.77	9.82193207	11.32306		
	143	1	8.22	10.2346326	11.9983913		
		2	23.31	10.1025528	11.7794667		
		3	9.45	9.82081845	11.3514615		
		4	19.31	10.0007721	11.6919275		
		5	8.18	9.98845184	11.5514445		
	144	1	8.83	9.89308641	11.4506934		
		2	11.93	9.83134237	11.4901333		
		3	7.53	9.54575671	11.0991539		
		4	16.47	10.0118816	11.5365072		
		5	10.54	9.6987872	11.2020972		
1000 a 1399	134	1	14.58	10.3735467	12.0023363	0.58	0.54
		2	21.67	10.2607185	12.0077778		
		3	5.88	9.84752549	11.6154194		
		4	14.16	10.1959303	11.7906812		
		5	2.47	10.1914767	11.7321945		
	135	1	23.41	10.2579833	11.8040797		
		2	36.62	10.2199232	11.7320667		
		3	7.35	9.69540034	11.2871075		
		4	24.53	10.0081932	11.5908116		
		5	18.53	9.97980973	11.3226806		
	136	1	1.73	10.0914874	11.6232774		
		2	4.07	9.99143613	11.502913		
		3	0.28	9.64116495	11.0620968		
		4	0.70	10.0096037	11.6070572		
		5	0.00	9.71273798	11.2771111		
	146	1	5.13	9.82431384	10.934209		
		2	6.26	9.76234255	11.2673778		
		3	1.08	9.25370922	10.6719232		
		4	6.60	9.62586471	11.4052464		
		5	1.17	9.23904884	10.7631251		

Análisis por temporada por tipo de vegetación

El siguiente análisis por realizar es el de vegetación donde se observa en la tabla 4.22 que los sitios donde se encuentra bosque como tipo vegetación es donde se presenta mayor correlación con valores de 0.74 (H) y de 0.78 (V), seguido por los sitios donde se encuentra

mezquital con valores de 0.70 (H) y 0.65 (V) y por último se tiene a los sitios con matorral donde se tienen valores muy bajos 0.16 (H) y 0.26 (V).

Tabla 4.22. Correlación por temporada por vegetación.

Vegetación	Estación	Grupo	VSM	SH	SV	RH	RV
Mezquital	130	1	2.51	9.94568709	11.4411301	0.70	0.65
		2	5.29	9.96670048	11.4958261		
		3	0.34	9.40779791	10.9948085		
		4	3.01	9.84655966	11.5857183		
		5	0.00	9.57618378	11.2088473		
	135	1	23.41	10.2579833	11.8040797		
		2	36.62	10.2199232	11.7320667		
		3	7.35	9.69540034	11.2871075		
		4	24.53	10.0081932	11.5908116		
		5	18.53	9.97980973	11.3226806		
	137	1	11.10	9.98941686	11.6161957		
		2	23.52	9.89234232	11.4666222		
		3	2.37	9.50133776	11.0572827		
		4	ND	9.77344855	11.6363043		
		5	0.00	9.64439711	11.1310833		
	139	1	9.37	9.84281534	11.4781871		
		2	13.31	9.77863176	11.3085556		
		3	3.88	9.33765034	10.9200653		
		4	6.20	9.73681698	11.4299565		
		5	1.64	9.3708257	10.9905139		
147	1	4.96	9.99773968	11.4697164			
	2	8.92	9.7648501	11.3331111			
	3	2.27	9.46595091	10.9011429			
	4	3.28	9.93922434	11.4407102			
	5	0.69	9.57243579	11.1538889			
Matorral	131	1	2.83	10.1338293	11.7890504	0.16	0.26
		2	3.71	10.2907501	11.8247174		
		3	1.78	9.7538611	11.3309787		
		4	5.58	10.0592375	11.6673571		
		5	2.08	9.89671688	11.5371389		
	132	1	5.40	9.79494143	11.1716667		
		2	8.44	9.73620538	11.43675		
		3	3.60	9.17734599	10.7961751		
		4	4.08	9.52691417	11.3999311		

		5	0.31	9.30849243	10.7960794		
	133	1	3.88	9.92300866	11.5214317		
		2	11.20	9.7577439	11.4796087		
		3	0.83	9.28724731	10.8642341		
		4	5.42	9.88731609	11.2680633		
		5	1.78	9.35766711	10.8124445		
	136	1	1.73	10.0914874	11.6232774		
		2	4.07	9.99143613	11.502913		
		3	0.28	9.64116495	11.0620968		
		4	0.70	10.0096037	11.6070572		
		5	0.00	9.71273798	11.2771111		
	138	1	15.60	9.96520023	11.4505971		
		2	22.29	9.77918442	11.4199556		
		3	8.56	9.36335831	10.7674131		
		4	14.67	9.83720371	11.431971		
		5	5.67	9.39690508	10.8764445		
	140	1	20.44	9.81955082	11.5100286		
		2	10.67	9.63681613	11.6768445		
		3	2.15	9.76400035	11.2441413		
		4	14.23	9.82720369	11.4838406		
		5	5.77	9.82193207	11.32306		
	144	1	8.83	9.89308641	11.4506934		
		2	11.93	9.83134237	11.4901333		
		3	7.53	9.54575671	11.0991539		
		4	16.47	10.0118816	11.5365072		
		5	10.54	9.6987872	11.2020972		
Bosque	134	1	14.58	10.3735467	12.0023363	0.74	0.78
		2	21.67	10.2607185	12.0077778		
		3	5.88	9.84752549	11.6154194		
		4	14.16	10.1959303	11.7906812		
		5	2.47	10.1914767	11.7321945		
	146	1	5.13	9.82431384	10.934209		
		2	6.26	9.76234255	11.2673778		
		3	1.08	9.25370922	10.6719232		
		4	6.60	9.62586471	11.4052464		
		5	1.17	9.23904884	10.7631251		

Análisis por temporada por textura de suelo

El siguiente parámetro por analizar es la textura del suelo, donde se tiene que los suelos con textura limosa son los que presentan mayores valores de correlación con 0.59 (H) y 0.55 (V), los sitios con textura arenosa presentan valores de 0.44 (H) y 0.50 (V).

Tabla 4.23. Correlación por temporada de textura de suelo.

Textura	Estación	Grupo	VSM	SH	SV	RH	RV
Limoso	130	1	2.51	9.94568709	11.4411301	0.59	0.55
		2	5.29	9.96670048	11.4958261		
		3	0.34	9.40779791	10.9948085		
		4	3.01	9.84655966	11.5857183		
		5	0.00	9.57618378	11.2088473		
	133	1	3.88	9.92300866	11.5214317		
		2	11.20	9.7577439	11.4796087		
		3	0.83	9.28724731	10.8642341		
		4	5.42	9.88731609	11.2680633		
		5	1.78	9.35766711	10.8124445		
	135	1	23.41	10.2579833	11.8040797		
		2	36.62	10.2199232	11.7320667		
		3	7.35	9.69540034	11.2871075		
		4	24.53	10.0081932	11.5908116		
		5	18.53	9.97980973	11.3226806		
	136	1	1.73	10.0914874	11.6232774		
		2	4.07	9.99143613	11.502913		
		3	0.28	9.64116495	11.0620968		
		4	0.70	10.0096037	11.6070572		
		5	0.00	9.71273798	11.2771111		
	137	1	11.10	9.98941686	11.6161957		
		2	23.52	9.89234232	11.4666222		
		3	2.37	9.50133776	11.0572827		
		4	ND	9.77344855	11.6363043		
		5	0.00	9.64439711	11.1310833		
144	1	8.83	9.89308641	11.4506934			
	2	11.93	9.83134237	11.4901333			
	3	7.53	9.54575671	11.0991539			
	4	16.47	10.0118816	11.5365072			
	5	10.54	9.6987872	11.2020972			
Arenoso	131	1	2.83	10.1338293	11.7890504	0.44	0.50

		2	3.71	10.2907501	11.8247174
		3	1.78	9.7538611	11.3309787
		4	5.58	10.0592375	11.6673571
		5	2.08	9.89671688	11.5371389
		132	1	5.40	9.79494143
	132	2	8.44	9.73620538	11.43675
		3	3.60	9.17734599	10.7961751
		4	4.08	9.52691417	11.3999311
		5	0.31	9.30849243	10.7960794
		134	1	14.58	10.3735467
	134	2	21.67	10.2607185	12.0077778
		3	5.88	9.84752549	11.6154194
		4	14.16	10.1959303	11.7906812
		5	2.47	10.1914767	11.7321945
		138	1	15.60	9.96520023
	138	2	22.29	9.77918442	11.4199556
		3	8.56	9.36335831	10.7674131
		4	14.67	9.83720371	11.431971
		5	5.67	9.39690508	10.8764445
		139	1	9.37	9.84281534
	139	2	13.31	9.77863176	11.3085556
		3	3.88	9.33765034	10.9200653
		4	6.20	9.73681698	11.4299565
		5	1.64	9.3708257	10.9905139
		140	1	20.44	9.81955082
140	2	10.67	9.63681613	11.6768445	
	3	2.15	9.76400035	11.2441413	
	4	14.23	9.82720369	11.4838406	
	5	5.77	9.82193207	11.32306	
	143	1	8.22	10.2346326	11.9983913
143	2	23.31	10.1025528	11.7794667	
	3	9.45	9.82081845	11.3514615	
	4	19.31	10.0007721	11.6919275	
	5	8.18	9.98845184	11.5514445	
	146	1	5.13	9.82431384	10.934209
146	2	6.26	9.76234255	11.2673778	
	3	1.08	9.25370922	10.6719232	
	4	6.60	9.62586471	11.4052464	
	5	1.17	9.23904884	10.7631251	

147	1	4.96	9.99773968	11.4697164
	2	8.92	9.7648501	11.3331111
	3	2.27	9.46595091	10.9011429
	4	3.28	9.93922434	11.4407102
	5	0.69	9.57243579	11.1538889

Análisis por temporada por pendiente

La siguiente característica fisiográfica en analizar en esta escala de tiempo es la pendiente, donde se tiene que la mejor correlación se presenta en los sitios con pendiente suave alcanzando valores de 0.61 (H) y 0.54 (V), seguido por sitios con pendiente moderada en polarización (V) con 0.45, después por sitios con pendiente fuerte en polarización (V) con 0.42, luego por sitios con pendiente fuerte en polarización (H) con 0.39 y por último se tiene a los sitios con pendiente moderada y polarización (H) con 0.27.

Tabla 4.24. Correlación por temporada por pendiente

Pendiente	Estación	Grupo	VSM	SH	SV	RH	RV
Suave	130	1	2.51	9.94568709	11.4411301	0.61	0.54
		2	5.29	9.96670048	11.4958261		
		3	0.34	9.40779791	10.9948085		
		4	3.01	9.84655966	11.5857183		
		5	0.00	9.57618378	11.2088473		
	134	1	14.58	10.3735467	12.0023363		
		2	21.67	10.2607185	12.0077778		
		3	5.88	9.84752549	11.6154194		
		4	14.16	10.1959303	11.7906812		
		5	2.47	10.1914767	11.7321945		
	138	1	15.60	9.96520023	11.4505971		
		2	22.29	9.77918442	11.4199556		
		3	8.56	9.36335831	10.7674131		
		4	14.67	9.83720371	11.431971		
		5	5.67	9.39690508	10.8764445		
	139	1	9.37	9.84281534	11.4781871		
		2	13.31	9.77863176	11.3085556		
		3	3.88	9.33765034	10.9200653		
		4	6.20	9.73681698	11.4299565		
		5	1.64	9.3708257	10.9905139		
133	1	3.88	9.92300866	11.5214317			

		2	11.20	9.7577439	11.4796087		
		3	0.83	9.28724731	10.8642341		
		4	5.42	9.88731609	11.2680633		
		5	1.78	9.35766711	10.8124445		
		1	23.41	10.2579833	11.8040797		
	135	2	36.62	10.2199232	11.7320667		
		3	7.35	9.69540034	11.2871075		
		4	24.53	10.0081932	11.5908116		
		5	18.53	9.97980973	11.3226806		
		1	8.83	9.89308641	11.4506934		
144	2	11.93	9.83134237	11.4901333			
	3	7.53	9.54575671	11.0991539			
	4	16.47	10.0118816	11.5365072			
	5	10.54	9.6987872	11.2020972			
	1	20.44	9.81955082	11.5100286			
140	2	10.67	9.63681613	11.6768445			
	3	2.15	9.76400035	11.2441413			
	4	14.23	9.82720369	11.4838406			
	5	5.77	9.82193207	11.32306			
	1	1.73	10.0914874	11.6232774			
136	2	4.07	9.99143613	11.502913			
	3	0.28	9.64116495	11.0620968			
	4	0.70	10.0096037	11.6070572			
	5	0.00	9.71273798	11.2771111			
	1	5.13	9.82431384	10.934209			
146	2	6.26	9.76234255	11.2673778			
	3	1.08	9.25370922	10.6719232			
	4	6.60	9.62586471	11.4052464			
	5	1.17	9.23904884	10.7631251			
	1	4.96	9.99773968	11.4697164			
147	2	8.92	9.7648501	11.3331111			
	3	2.27	9.46595091	10.9011429			
	4	3.28	9.93922434	11.4407102			
	5	0.69	9.57243579	11.1538889			
	1	2.83	10.1338293	11.7890504			
Fuerte	131	2	3.71	10.2907501	11.8247174	0.39	0.42
		3	1.78	9.7538611	11.3309787		
		4	5.58	10.0592375	11.6673571		
		5	2.08	9.89671688	11.5371389		
		1	8.83	9.89308641	11.4506934		

	132	1	5.40	9.79494143	11.1716667		
		2	8.44	9.73620538	11.43675		
		3	3.60	9.17734599	10.7961751		
		4	4.08	9.52691417	11.3999311		
		5	0.31	9.30849243	10.7960794		
	137	1	11.10	9.98941686	11.6161957		
		2	23.52	9.89234232	11.4666222		
		3	2.37	9.50133776	11.0572827		
		4	ND	9.77344855	11.6363043		
		5	0.00	9.64439711	11.1310833		
	143	1	8.22	10.2346326	11.9983913		
		2	23.31	10.1025528	11.7794667		
		3	9.45	9.82081845	11.3514615		
		4	19.31	10.0007721	11.6919275		
		5	8.18	9.98845184	11.5514445		

Análisis por temporada por orientación

Analizando la orientación del terreno en cada uno de los sitios, se tiene que los sitios ubicados en una orientación de 181 a 270° (SW) tienen una correlación de 0.70 (H) y de 0.75 (V), seguido por los sitios con orientación de 0 a 90° (NE) con valores de 0.70 (H) y 0.64 (V) y por último se tiene a los sitios con orientación de 91 a 180° (SE) con valores de 0.58 (H) y 0.59 (V).

Tabla 4.25. Correlación por temporada por orientación.

Orientación	Estación	Grupo	VSM	SH	SV	RH	RV
0 a 90 (NE)	135	1	23.41	10.2579833	11.8040797	0.70	0.64
		2	36.62	10.2199232	11.7320667		
		3	7.35	9.69540034	11.2871075		
		4	24.53	10.0081932	11.5908116		
		5	18.53	9.97980973	11.3226806		
	137	1	11.10	9.98941686	11.6161957		
		2	23.52	9.89234232	11.4666222		
		3	2.37	9.50133776	11.0572827		
		4	ND	9.77344855	11.6363043		
		5	0.00	9.64439711	11.1310833		
	139	1	9.37	9.84281534	11.4781871		
		2	13.31	9.77863176	11.3085556		

		3	3.88	9.33765034	10.9200653		
		4	6.20	9.73681698	11.4299565		
		5	1.64	9.3708257	10.9905139		
	143	1	8.22	10.2346326	11.9983913		
		2	23.31	10.1025528	11.7794667		
		3	9.45	9.82081845	11.3514615		
		4	19.31	10.0007721	11.6919275		
		5	8.18	9.98845184	11.5514445		
	144	1	8.83	9.89308641	11.4506934		
		2	11.93	9.83134237	11.4901333		
		3	7.53	9.54575671	11.0991539		
		4	16.47	10.0118816	11.5365072		
		5	10.54	9.6987872	11.2020972		
	147	1	4.96	9.99773968	11.4697164		
		2	8.92	9.7648501	11.3331111		
3		2.27	9.46595091	10.9011429			
4		3.28	9.93922434	11.4407102			
5		0.69	9.57243579	11.1538889			
91 a 180 (SE)	132	1	5.40	9.79494143	11.1716667	0.58	0.59
		2	8.44	9.73620538	11.43675		
		3	3.60	9.17734599	10.7961751		
		4	4.08	9.52691417	11.3999311		
		5	0.31	9.30849243	10.7960794		
	138	1	15.60	9.96520023	11.4505971		
		2	22.29	9.77918442	11.4199556		
		3	8.56	9.36335831	10.7674131		
		4	14.67	9.83720371	11.431971		
		5	5.67	9.39690508	10.8764445		
	140	1	20.44	9.81955082	11.5100286		
		2	10.67	9.63681613	11.6768445		
		3	2.15	9.76400035	11.2441413		
		4	14.23	9.82720369	11.4838406		
		5	5.77	9.82193207	11.32306		
181 a 270 (SW)	130	1	2.51	9.94568709	11.4411301	0.70	0.75
		2	5.29	9.96670048	11.4958261		
		3	0.34	9.40779791	10.9948085		
		4	3.01	9.84655966	11.5857183		
		5	0.00	9.57618378	11.2088473		
	133	1	3.88	9.92300866	11.5214317		

271 a 360 (NW)		2	11.20	9.7577439	11.4796087	0.17	0.16
		3	0.83	9.28724731	10.8642341		
		4	5.42	9.88731609	11.2680633		
		5	1.78	9.35766711	10.8124445		
		1	14.58	10.3735467	12.0023363		
	134	2	21.67	10.2607185	12.0077778		
		3	5.88	9.84752549	11.6154194		
		4	14.16	10.1959303	11.7906812		
		5	2.47	10.1914767	11.7321945		
		1	1.73	10.0914874	11.6232774		
	136	2	4.07	9.99143613	11.502913		
		3	0.28	9.64116495	11.0620968		
		4	0.70	10.0096037	11.6070572		
		5	0.00	9.71273798	11.2771111		
		1	5.13	9.82431384	10.934209		
146	2	6.26	9.76234255	11.2673778			
	3	1.08	9.25370922	10.6719232			
	4	6.60	9.62586471	11.4052464			
	5	1.17	9.23904884	10.7631251			

4.9. Comparación de Análisis

En este capítulo se llevaron a cabo una serie de análisis con el fin de conocer el comportamiento de humedad de suelo de las estaciones puntuales y del sensor QuickSCAT en cada una de sus polarizaciones. Los análisis se hicieron en tres distintas escalas de tiempo, la primera es con valores diarios, la segunda con promedios mensuales y la tercera con promedios temporales. Para cada escala de tiempo se calculó la correlación de las mediciones puntuales con cada polarización del sensor agrupando a las estaciones según la topografía del terreno, cobertura vegetal, textura del suelo, pendiente y orientación. Con el fin de observar los incrementos de los valores en cada uno de los análisis se realizará una comparación a fondo.

Lo primero que se realizó en cada caso fue conocer la correlación sin hacer ningún tipo de clasificación, considerándose cada uno de los sitios con las mismas características físicas. Se observa como la correlación inició con valores muy bajos en el análisis diario y como fue aumentando en el mensual hasta llegar a valores mayores en el temporal. Es

importante mencionar que las imágenes generadas por el sensor son diarias y se observa que tiene la posibilidad de brindar mejores resultados cuando se le estudia a escalas de tiempo mayor. En los primeros dos análisis la antena H fue la que tuvo mayor correlación y en el último lo hizo la vertical, aunque la diferencia de correlación entre las dos antenas es chica en los tres casos. El hablar de valores de 0.67 sin hacer una clasificación se pudiera considerar muy positivo debido a la complejidad de este parámetro y sobretodo de la gran disparidad que existe al comparar una medida puntual con una medida de un sensor que tiene un pixel de 2.23 km.

Lo siguiente que se analizó en cada escala de tiempo fue el aspecto topográfico, donde se trabajó con tres grupos con distintos rangos de elevación. El análisis inició con el diario donde se obtuvieron valores de correlación bajos en los tres grupos con números muy similares aunque ligeramente bajo el grupo 1 (600-799 m). Después se lleve a cabo el análisis mensual, donde se tuvieron incrementos importantes en los tres grupos, esto indica que el ajuste llevado a cabo funcionó, aunque los valores de correlación aún se consideran bajos. También se puede observar que el grupo 1 siguiendo quedándose rezagado del resto de los grupos. Por último se realizó el análisis por temporada, el cual consistió en clasificar los meses húmedos y los meses secos partiendo de los datos de humedad de suelo de las estaciones estudiados previamente en este capítulo. En este se observan mejoras importantes en los valores de correlación, alcanzando los máximos valores en el grupo 2, seguido muy de cerca por el grupo 3 y al final nuevamente rezagado el grupo 1. En los distintos análisis se observa como los valores de correlación van aumentando según la escala de tiempo va aumentando, los valores de correlación en los grupos 2 y 3 son bastante aceptables, donde los valores se mantienen bajos es en el grupo 1. Una posible razón es que este grupo es el que presenta menor valor de humedad de suelo promedio en las 7 estaciones que lo comprenden.

Tabla 4.26. Comportamiento de la correlación topográfica en las tres escalas de tiempo.

Grupos	Análisis diario		Análisis mensual		Análisis por temporada	
	R-H	R-V	R-H	R-V	R-H	R-V
1	0.07	0.09	0.20	0.17	0.28	0.28
2	0.14	0.18	0.44	0.47	0.59	0.63
3	0.21	0.22	0.49	0.47	0.58	0.54

Siguiendo el orden realizado en cada uno de los análisis, el siguiente parámetro de analizar es la cobertura vegetal, el cual se presenta en la tabla 4.27. En ella se observa como iniciaron los valores de correlación en el análisis diario, siendo bajos, posteriormente en el mensual se nota una mejoría importante, con valores altos en el grupo 3 y en el 1, el grupo 2 es el que sigue manteniendo valores bajos. Después en el análisis por temporada se nota otro incremento considerable, presentando valores bastantes aceptables el grupo 3 seguido por el grupo 1., el grupo 2 se siguió quedando rezagado. Estudiando la humedad de suelo puntual, se tiene que el matorral (grupo 2) es el que presenta menor contenido de agua y menor variación en sus datos. Por lo que se observa nuevamente que entre mayor variabilidad exista mejor comportamiento tiene el sensor.

Tabla 4.27. Comportamiento de la correlación según el tipo de vegetación en las tres escalas de tiempo.

Grupos	Análisis diario		Análisis mensual		Análisis por temporada	
	R-H	R-V	R-H	R-V	R-H	R-V
1	0.20	0.20	0.56	0.50	0.70	0.65
2	0.05	0.10	0.13	0.19	0.16	0.26
3	0.23	0.29	0.58	0.61	0.74	0.78

Otro análisis de suma importancia es el de la textura de suelo, ya que es una variable que tiene que ver con la capacidad de retener agua de los suelos, donde en las 15 estaciones se encuentran dos tipos de suelo, los cuales son limosos o arcillosos. Se observan los incrementos del diario al mensual y del mensual al temporal en ambas polarizaciones, los aumentos son nuevamente importantes. En el diario los valores empiezan muy parecidos entre los dos grupos, ya en el mensual se observan mejores valores en el limoso y por último en el temporal sigue sobresaliendo el limoso. Los valores finales en análisis por temporada en los suelos limosos son bastante buenos. Los valores en los sitios arenosos no son malos considerando la complejidad de esta variable. Es de bastante utilidad conocer el comportamiento que tiene la humedad de suelo en las estaciones puntuales, al hacerlo se tiene que durante todo el periodo de estudio las estaciones limosas son las que mayor promedio de humedad de suelo tienen con 7.93 mientras que las arenosas tienen 7.73, por lo que no se observa gran diferencia entre ambos tipos de suelo, donde si se observa es en la desviación estándar con 6.31 en la primera y 5.88 en la segunda. Esto

indica que el sensor tiene mejor comportamiento detectando sitios con altos valores de variabilidad.

Tabla 4.28. Comportamiento de la correlación según la textura del suelo en las tres escalas de tiempo.

Grupos	Análisis diario		Análisis mensual		Análisis por temporada	
	R-H	R-V	R-H	R-V	R-H	R-V
Limoso	0.17	0.19	0.49	0.45	0.59	0.55
Arenoso	0.12	0.17	0.33	0.37	0.44	0.50

El siguiente análisis que se llevó a cabo fue el de la pendiente del terreno, donde también las mejoras fueron considerables, en el análisis por temporada también se observa un buen incremento y buenos valores de correlación finales especialmente en las estaciones con pendiente suave. Se observa que conforme aumenta la pendiente la correlación va disminuyendo en los distintos grupos, lo cual pudiera significar que la configuración del terreno tiene influencia sobre los valores observados por el sensor.

Tabla 4.29. Comportamiento de la correlación según la pendiente del terreno en las tres escalas de tiempo.

Grupos	Análisis diario		Análisis mensual		Análisis por temporada	
	R-H	R-V	R-H	R-V	R-H	R-V
Suave	0.20	0.20	0.48	0.45	0.61	0.54
Moderada	0.05	0.13	0.20	0.31	0.27	0.45
Fuerte	0.13	0.14	0.31	0.30	0.39	0.42

El análisis de la orientación del terreno también arrojó mejoras significativas a través de los ajustes realizados en la escala de tiempo. El mejor valor se presenta en el grupo 3 con valores bastante aceptables de 0.70 (H) y 0.75 (V) seguido por los sitios del grupo 1 con valores de 0.70 (H) y 0.64 (V).

Tabla 4.30. Comportamiento de la correlación según la orientación del terreno en las tres escalas de tiempo.

Grupos	Análisis diario		Análisis mensual		Análisis por temporada	
	R-H	R-V	R-H	R-V	R-H	R-V
0-90 (NE)	0.13	0.15	0.41	0.36	0.70	0.64
91-180 (SE)	0.00	0.11	0.38	0.46	0.58	0.59
181-270 (SW)	0.00	0.03	0.53	0.58	0.70	0.75
271-360 (NW)	0.36	0.34	0.13	0.00	0.17	0.16

V. Conclusiones y recomendaciones

Los resultados obtenidos en esta tesis permiten llegar a interesantes conclusiones sobre el proceso de variabilidad espacial y temporal de humedad a mesoescala del suelo en zonas semiáridas del noroeste de México, mostrando además que el sensor QuickSCAT tiene la capacidad detectar este parámetro hidrológico. Los resultados son prometedores y conducen a líneas de investigación futura y a aplicaciones prácticas en diversos problemas de manejo de recursos hídricos, tanto de aprovechamiento como protección.

5.1. Conclusiones

Las conclusiones más relevantes son:

- El sensor “Vitel Hydra Probe” instalado en cada uno de los sitios de muestreo tiene la capacidad de proporcionar información suficiente y constante a través del tiempo, mismas conclusiones a las que llegaron Wagner, et al. (1999) y Van Oevelen (1998). Los datos de humedad son confiables y representativo del lugar específico donde se encuentra operando, lo que significa que los datos obtenidos difícilmente pueden ser interpolados a una escala de toda la cuenca debido a la complejidad de este parámetro, aunque son herramientas útiles para calibrar un sensor con mayor cobertura con el fin de ampliar la escala espacial.

- La humedad de suelo es una variable compleja que varía tanto en el espacio como en el tiempo. Durante el periodo de estudio se tuvo un promedio aritmético en las 15 estaciones de 7.97% con una desviación estándar de 5.58, lo cual indica que en cada sitio la capacidad del suelo de retener agua es diferente, a pesar de ubicarse en la misma cuenca a pocos kilómetros de distancia.
- La principal fuente de humedad de suelo es la precipitación. En cada punto de observación se observa que en el periodo de lluvia, el contenido de humedad se incrementa y en los periodos secos, disminuye abruptamente, llegando a estar totalmente secos. Las principales lluvias durante el periodo de estudio ocurrieron en los veranos del 2004 y del 2005 y también en enero y febrero del 2005. Durante estos meses se observan los valores máximos de humedad. Por otro lado en marzo, abril y mayo del 2005 se tienen los meses con menor precipitación, que son los meses con menores valores de humedad de suelo. Lo que confirma que el Monzón de Norteamérica, es la principal fuente de humedad en la zona de estudio, como lo estableció Douglas, et al. (1992).
- Las imágenes del sensor QuickSCAT proporcionan lecturas en decibeles. Los datos de las 15 las estaciones puntuales son el parámetro de referencia para evidenciar la sensibilidad del sensor a los cambios de humedad de suelo a través del periodo de estudio. En ambas polarizaciones del sensor los valores menores en todo el periodo de estudio se presentan en los meses de abril, mayo y junio del 2005 coincidiendo con el comportamiento de las estaciones puntuales. También se observa que los valores máximos son detectados durante los veranos del 2004 y del 2005 y en enero y febrero del 2005. La amplitud de los datos en decibeles es muy pequeña comparada con los de las estaciones, oscilando entre 9.30 y 10.20 en la polarización horizontal y entre 10.90 y 11.70 en la polarización vertical.
- Durante el periodo de estudio el sensor QuickSCAT detectó satisfactoriamente los cambios de condiciones secas a condiciones húmedas y viceversa, como lo señalan Mladenova y Lakshma (2009). En los periodos húmedos, hay una saturación, como se confirma durante el periodo de lluvias de verano donde el sensor mantiene valores altos, pero no logra detectar el mes con valor máximo. Lo mismo ocurre durante el periodo de lluvias de enero y febrero del 2005.
- A nivel diario, se tienen valores de correlación lineal con los datos crudos, entre 0.01 y 0.30 en ambas polarizaciones, lo que indica que el sensor no tiene la capacidad de detectar la variación diaria de la humedad en la zona de estudio, aunque, es posible mejorar esta correlación utilizando polinomios de grado n , como lo demuestran Mladenova y Lakshma (2009).

- A nivel mensual, hay una notable mejora en la detección de humedad, con valores de correlación de 0.69 en uno de los sitios de medida en ambas polarizaciones; además, se observa la influencia en el proceso de rasgos fisiográficos como la altitud, cobertura vegetal, textura del suelo y pendiente y orientación del terreno.
- Los mejores resultados se obtuvieron a escala de tiempo estacional. Al agrupar los meses donde se presentaron eventos de precipitación y los meses sin precipitación se obtuvieron valores de correlación de 0.90 (H) y 0.93 (V), lo que sugiere que el sensor QuickSCAT puede constituir una herramienta para estimar la humedad de suelo.
- Al introducir la variable altitud en las distintas escalas de tiempo, se obtuvieron valores muy bajos de correlación en las estaciones ubicadas en una altitud de entre 600-799 m (0.28 H y 0.28 V), mientras que las estaciones instaladas a una altitud de entre 800 a 1,399 m presentan mejores valores de correlación de entre 0.54 a 0.63. Esto se debe a que los suelos localizados a mayor altitud tienen mayor arroyo y retienen más humedad (9.56% en promedio) gracias a que predomina el bosque de encino y pastizal.
- Al tomar en cuenta el efecto de la cobertura vegetal, se obtienen valores de correlación aceptables en las zonas donde se encuentra mezquital (0.70 H y 0.65 V) y en las zonas donde se encuentra bosque (0.74 H y 0.78 V). Caso contrario ocurre en las zonas donde se encuentra matorral, observándose valores muy bajos de correlación (0.16 H y 0.26 V). Estos sitios registraron un promedio de humedad de suelo (6.82%) bajo en comparación con las zonas de mezquital y de bosque con valores de 8.83% y 7.67% respectivamente.
- Al tomar en cuenta el factor textura de suelo se observó un mejor resultado en los suelos limosos (0.59 H y 0.55 V) que en los suelos arenosos (0.44 H y 0.50 V). Observándose de esta manera lo mismo en el comportamiento de humedad en el suelo, con valor mayor en los suelos con limo (8.35%) que en los suelos con arena (7.73%).
- Al considerar el efecto de la pendiente del terreno se observaron mejores correlaciones en las estaciones ubicadas en pendiente suave (0.61 H y 0.54 V), mientras que las estaciones instaladas en pendiente moderada (0.27 H y 0.45 V) y en pendiente fuerte (0.39 H y 0.42 V) presentan valores bajos de correlación. Estos valores sugieren que la configuración del terreno es condicionante importante de la sensibilidad QuickSCAT. Es importante hacer notar que, según los datos de referencia, los sitios ubicados en pendiente suave son los que presentan un promedio mayor de humedad en el suelo.
- Al introducir el efecto de la orientación del terreno se tiene que las estaciones ubicadas con orientación de 0° a 270° (NE, SE, SW) son las que presentan valores muy aceptables de correlación alcanzando valores de 0.75. Por otro lado se observa que las ubicadas de 271°

a 360° (NW) presentan valores muy bajos, coincidiendo de igual manera el comportamiento de humedad de suelo, registrándose un valor promedio de 2.60%.

- Al analizar los resultados obtenidos en las distintas clasificaciones llevadas a cabo en la escala de tiempo por temporada, se observa que el sensor obtiene mejores resultados de correlación en los sitios donde se presentan altos valores de humedad de suelo y de desviación estándar, es decir en los sitios donde se presenta mayor variación de humedad de suelo. Caso contrario ocurre cuando los valores de humedad de suelo son bajos y donde los sitios no presentan mucha variación, es decir donde se presentan valores estables. Esto indica que el sensor tiene la capacidad para detectar los cambios de humedad que se presentan en los suelos a través del tiempo.
- El sensor QuickSCAT es sensible al comportamiento de humedad de suelo en una región árida con características fisiográficas complejas y climáticas de alta variabilidad espacial y temporal.
- El análisis del efecto de los factores fisiográficos considerados, sugiere que es posible desarrollar una metodología para obtener un mapa a mesoescala de humedad de suelo de toda la cuenca, con el que se puedan proporcionar valores de este parámetro en zonas donde no se han podido instalar estaciones debido a lo inaccesible y el costoso mantenimiento que se requiere.
- Contar con información confiable de humedad de suelo permitirá conocer mejor este importante parámetro y su impacto significativo en el Ciclo Hidrológico. Servirá como parámetro de entrada en modelos que puedan pronosticar fenómenos climáticos que tanto impactan a la región como las sequías e inundaciones.

5.1. Investigación futura

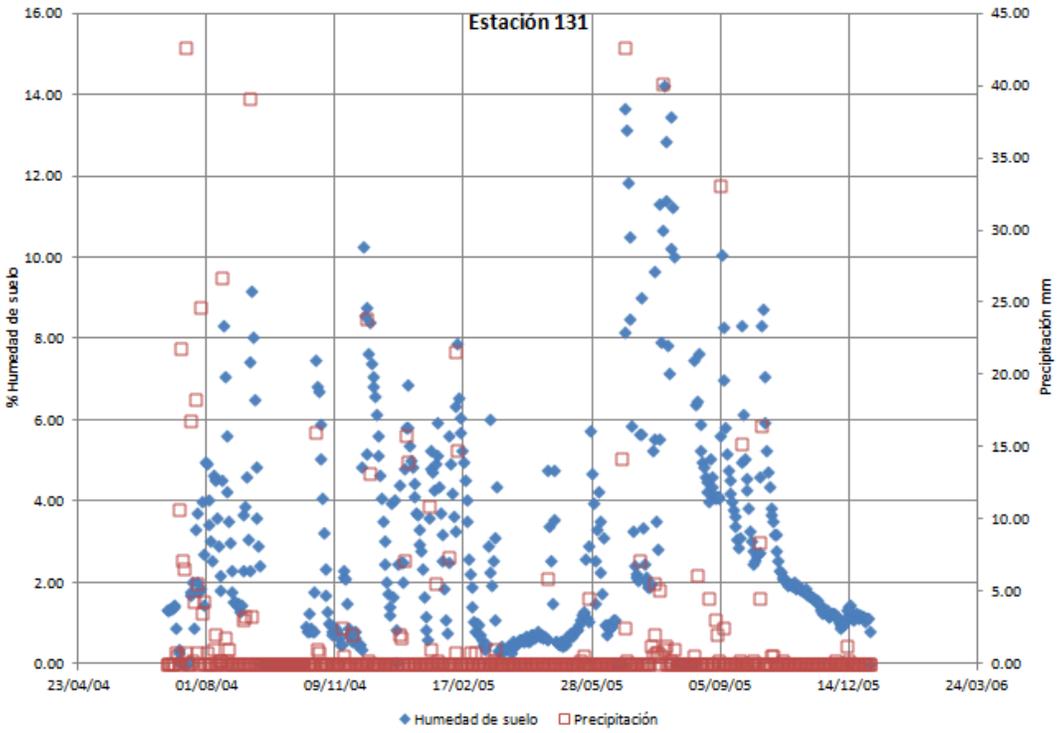
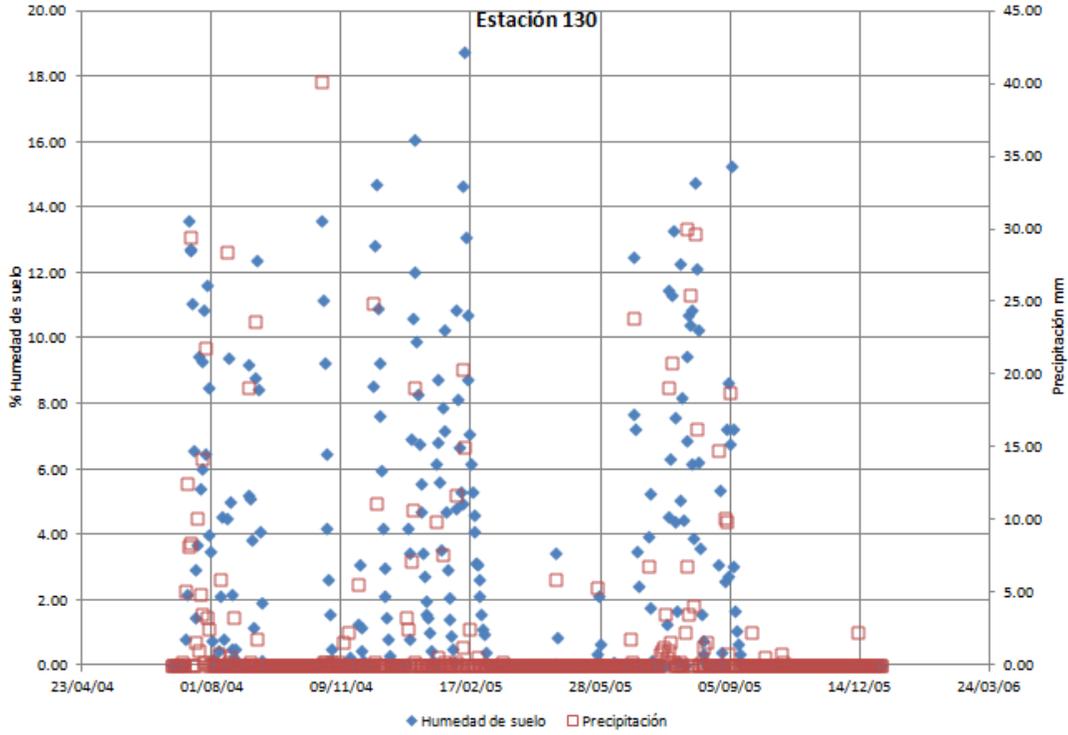
Los resultados obtenidos son prometedores y amplían las perspectivas de desarrollo de este importante tema y en aplicaciones prácticas en el campo de la Hidrología, Climatología, Agricultura e Ingeniería. A continuación se hacen recomendaciones y propuestas de investigación.

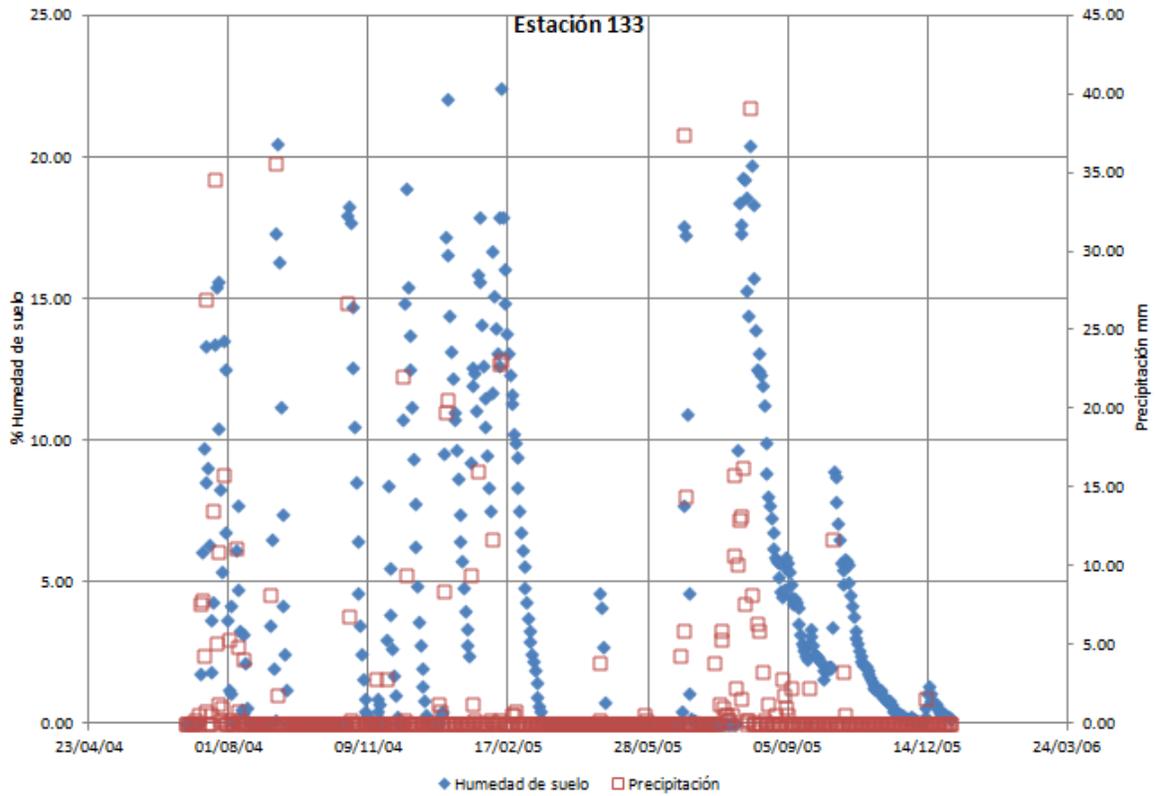
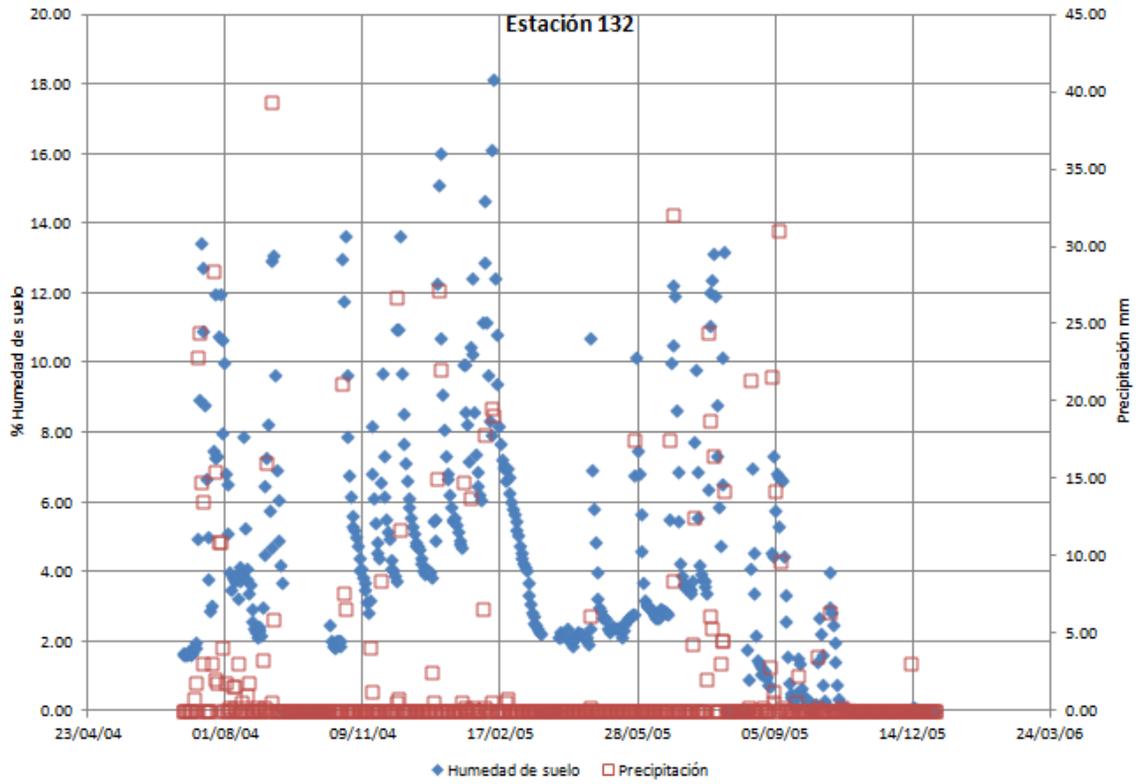
- Sería importante llevar a cabo un análisis por un periodo de tiempo mayor utilizando escalas de tiempo mensual y por temporadas con el fin de conocer el comportamiento de las correlaciones entre las estaciones y el sensor en un periodo de tiempo más extenso.
- En lo que respecta al análisis por altitud, sería de gran utilidad instalar más estaciones, cuando menos 3 mas dentro del rango de elevación de 800 a 999 m y otras 3 dentro del

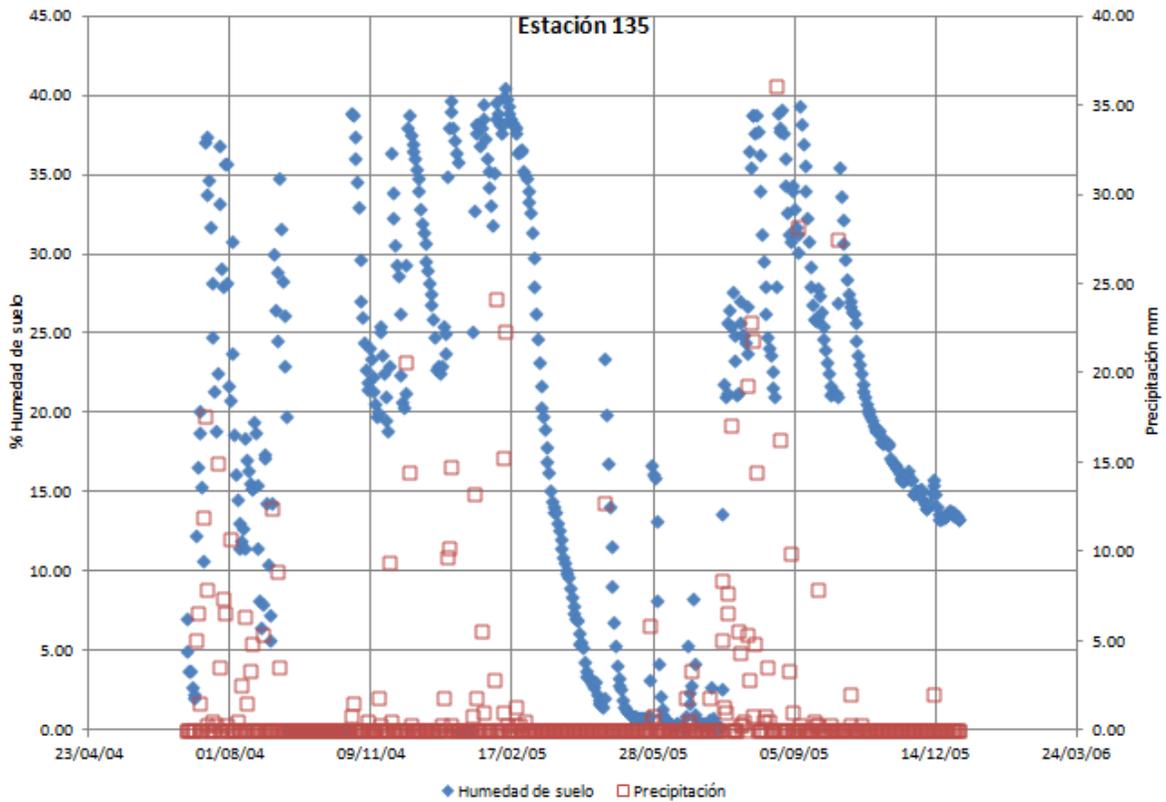
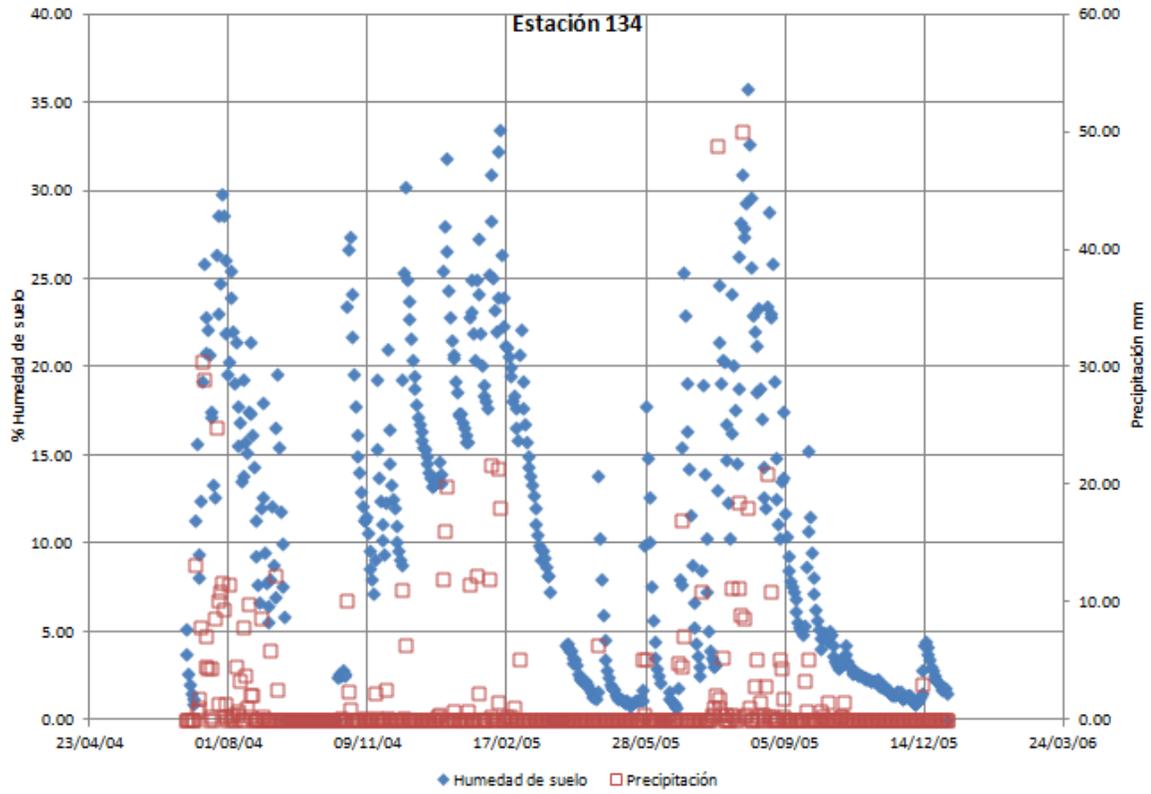
rango de elevación de entre 1,000 a 1,399 m. Con esto se lograría tener instaladas 7 estaciones en los tres rangos de elevación y permitiría tener un mejor conocimiento de la medición de este importante parámetro.

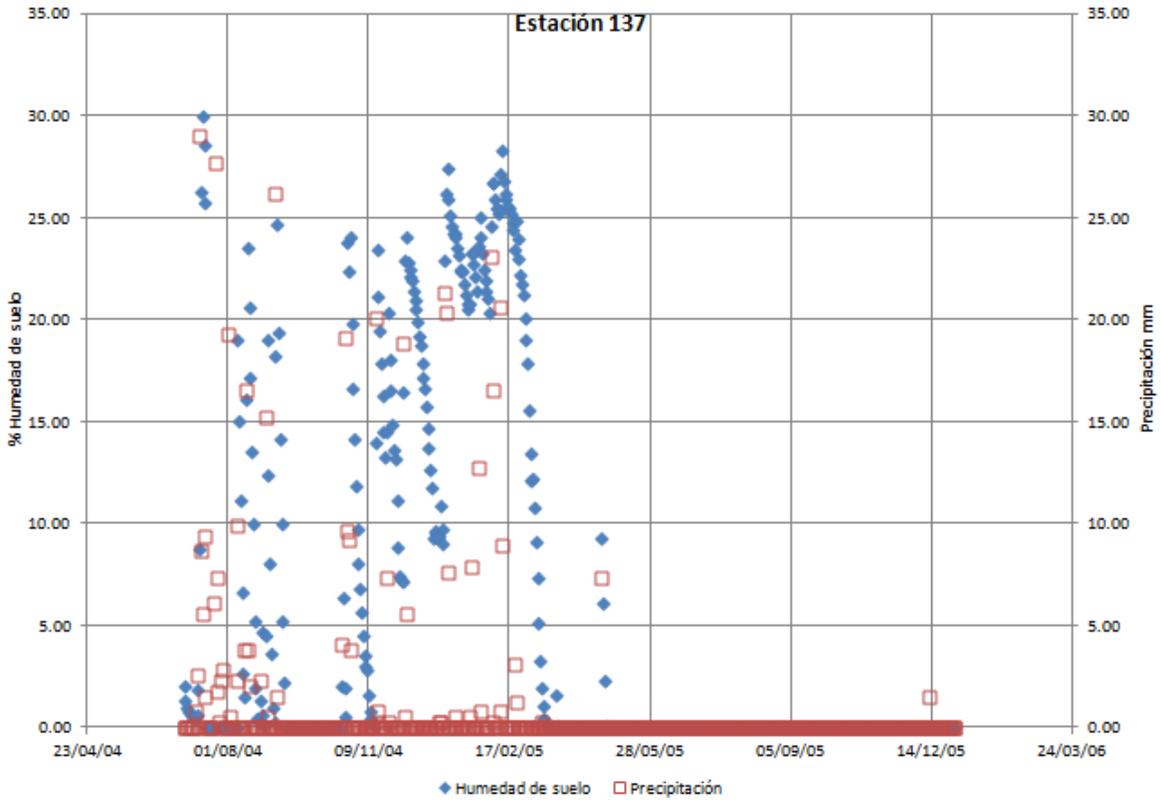
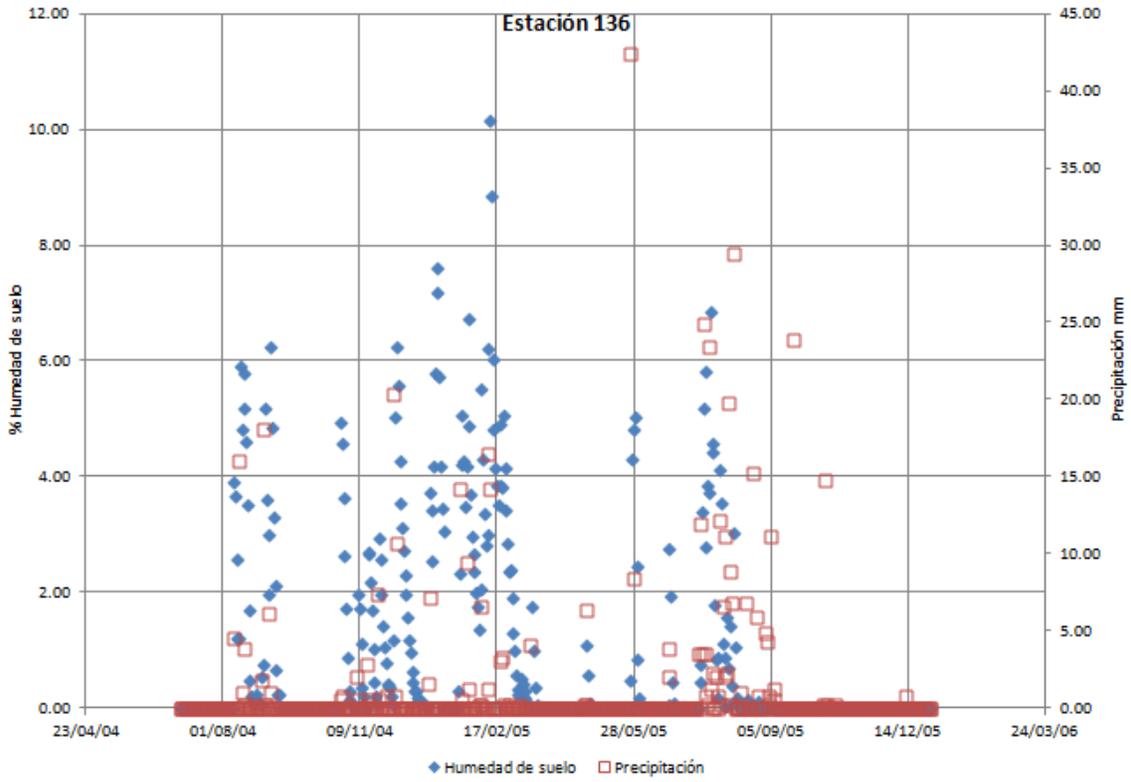
- En el análisis de vegetación, las estaciones instaladas en la zona de estudio abarcan únicamente 3 tipos de vegetación (mezquital, matorral y bosque), para poder tener un mejor entendimiento del comportamiento de la humedad de suelo en la Cuenca del Río Sonora es importante ubicar estaciones en los distintos tipos de vegetación que se encuentran en la zona de estudio, como lo son los pastizales, vegetación de galería e incluso en las áreas con suelo desnudo. También sería interesante ubicar más estaciones en las zonas con cobertura vegetal de bosque.
- Para mejorar el conocimiento sobre el efecto de la textura del suelo en la humedad es recomendable extender los sitios de medida a más texturas de suelo.
- El efecto de la pendiente y la orientación puede conocerse más profundamente si se amplía el número de sitios de muestro a más puntos con mayor variabilidad de pendientes y orientación del terreno.
- A partir de los resultados obtenidos en esta tesis puede construirse un modelo que convierta los datos del sensor QuickSCAT, en decibeles, a porcentaje de humedad de suelo, tomando en cuenta las variables condicionantes cobertura vegetal, textura de suelo, orientación y pendiente del terreno.
- El sensor QuickSCAT dejó de operar en el 2009. Actualmente existen dos importantes misiones que tienen como objetivo proporcionar mediciones globales y constantes a una mejor resolución, SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) por parte de ESA (European Space Agency) y SMAP (Soil Moisture Active Passive). Como su nombre lo dice en cada una de ellas, están enfocadas en estudiar la humedad de suelo, a diferencia de QuickSCAT, donde el estudio de este parámetro no era un objetivo primario. Sería interesante estudiar la información proporcionada por estos sensores en estudios de humedad de suelo en la Cuenca del Río Sonora, aprovechando los sitios de medida utilizados en esta tesis.

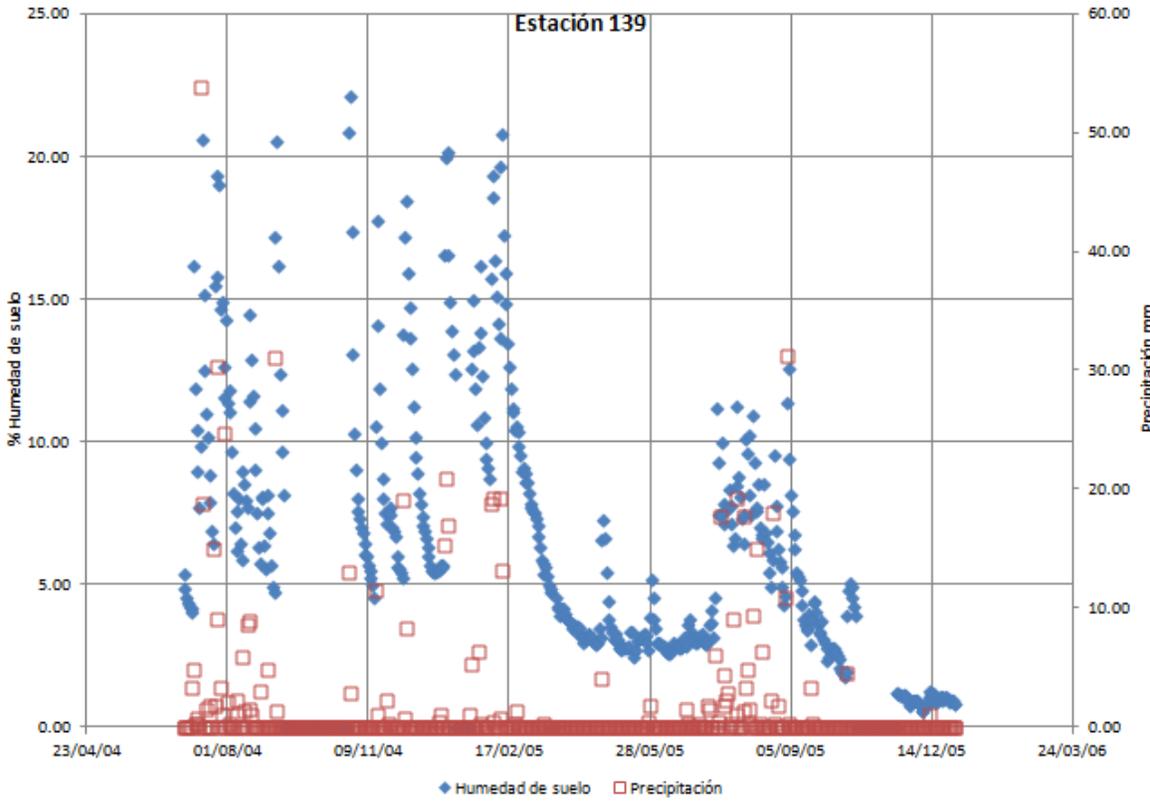
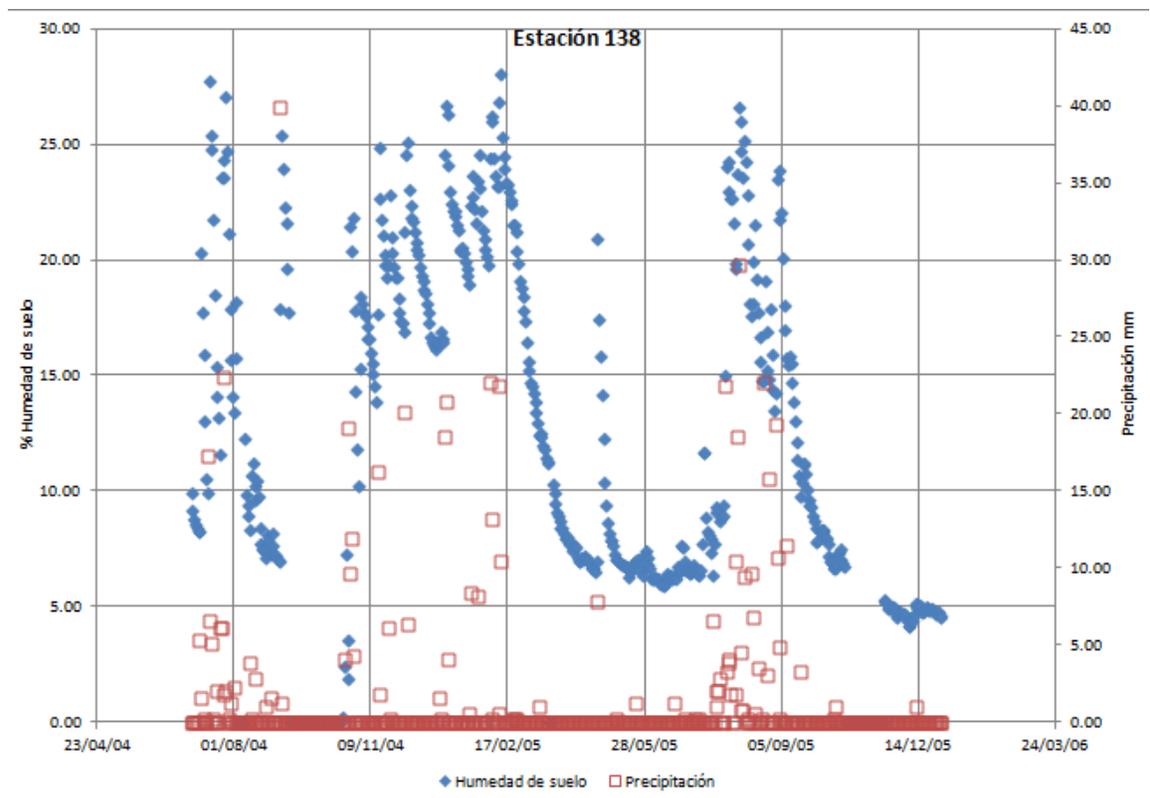
ANEXO A

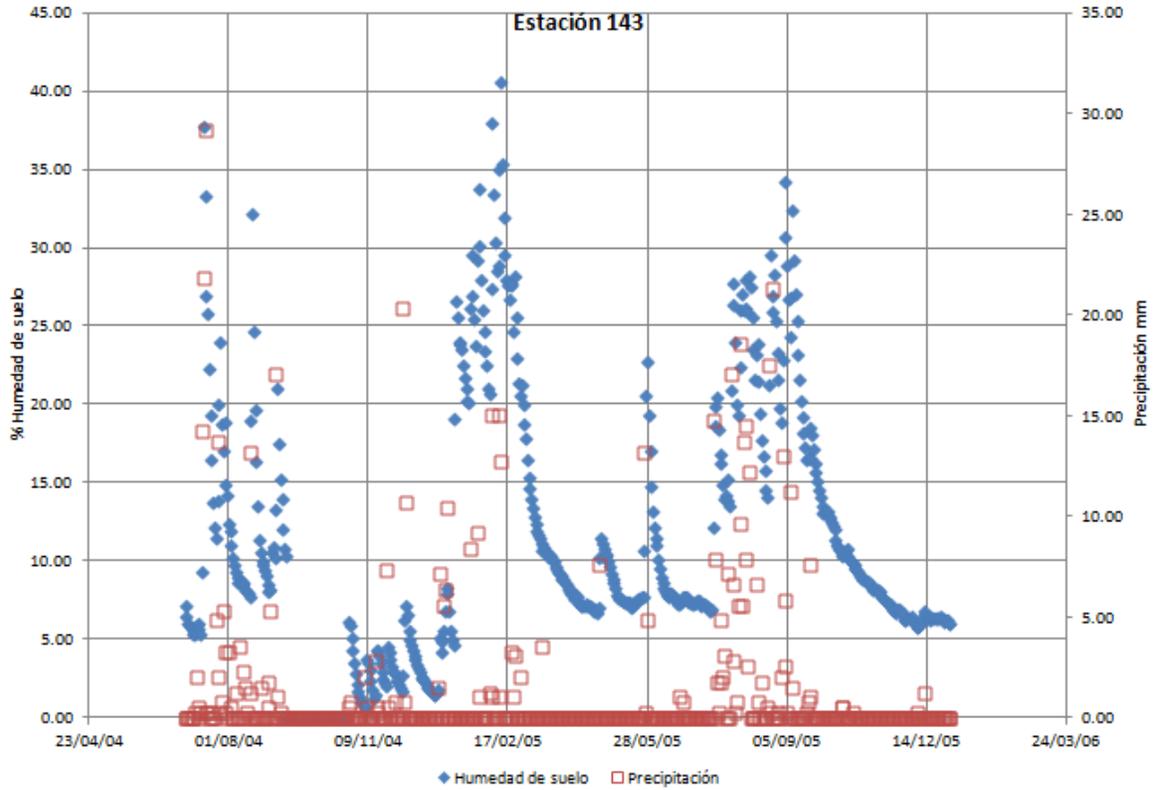
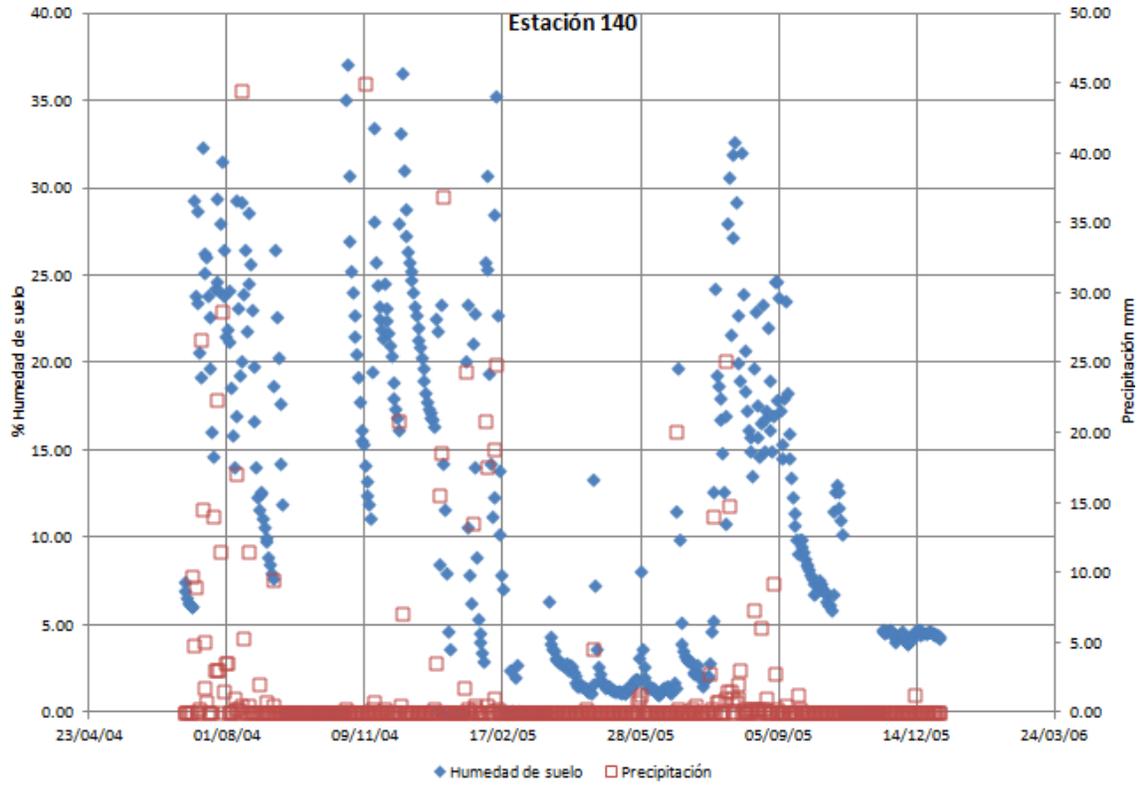


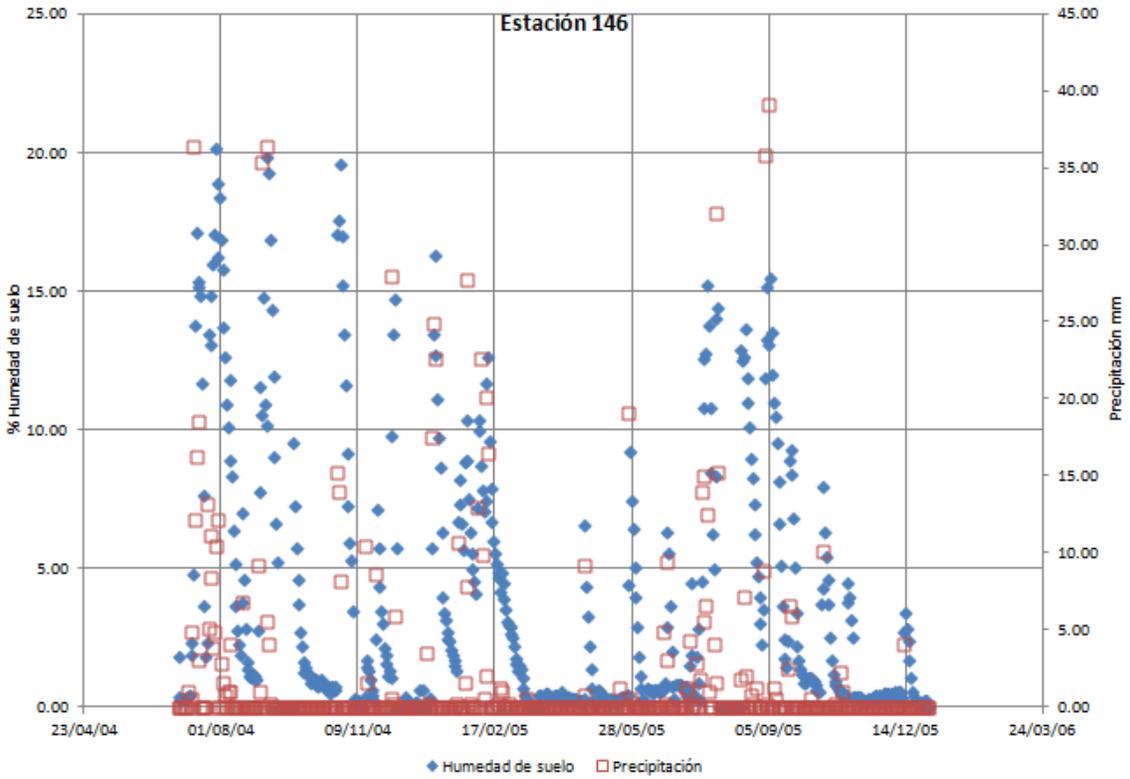
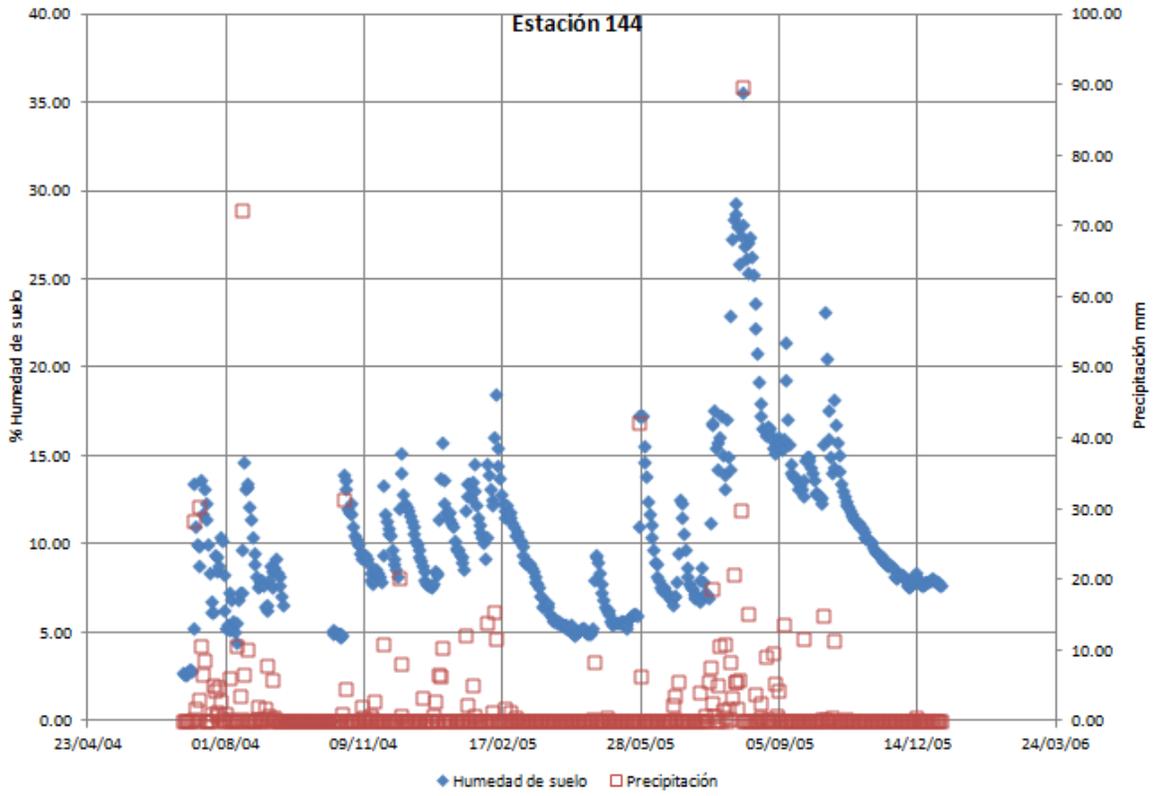


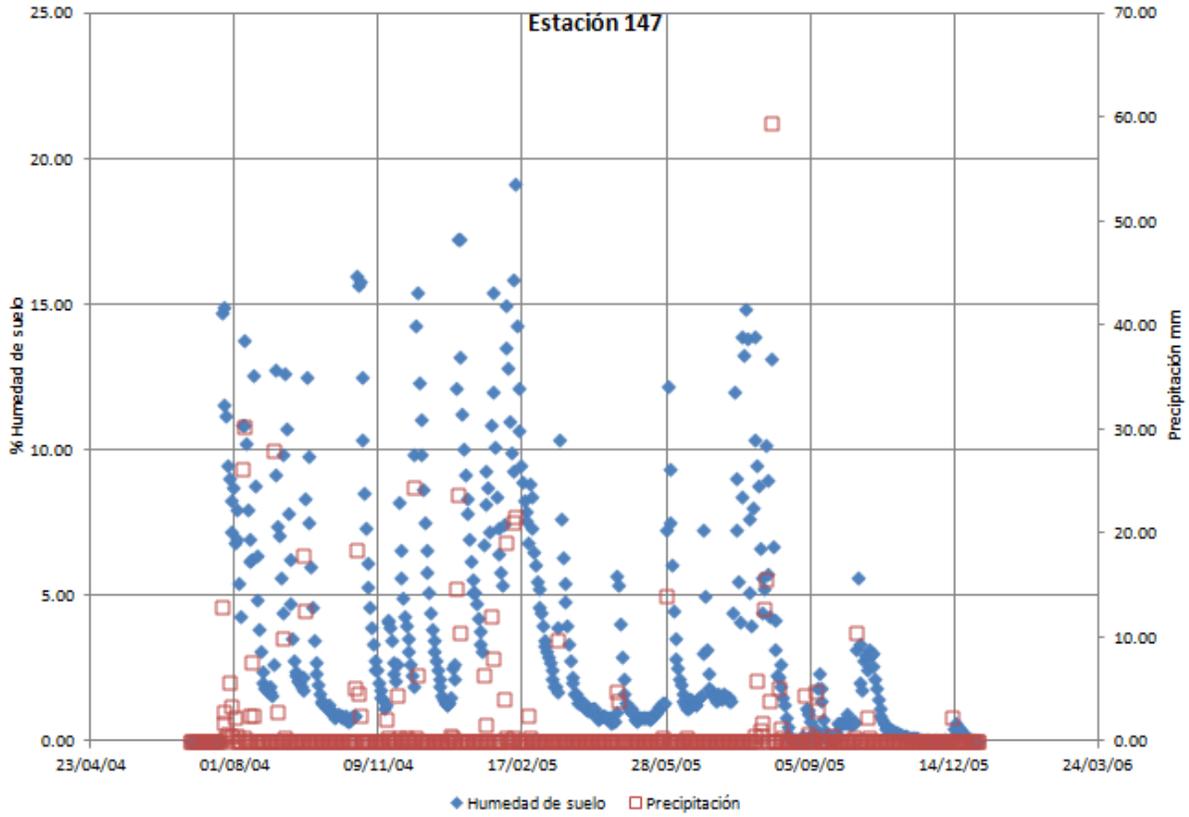




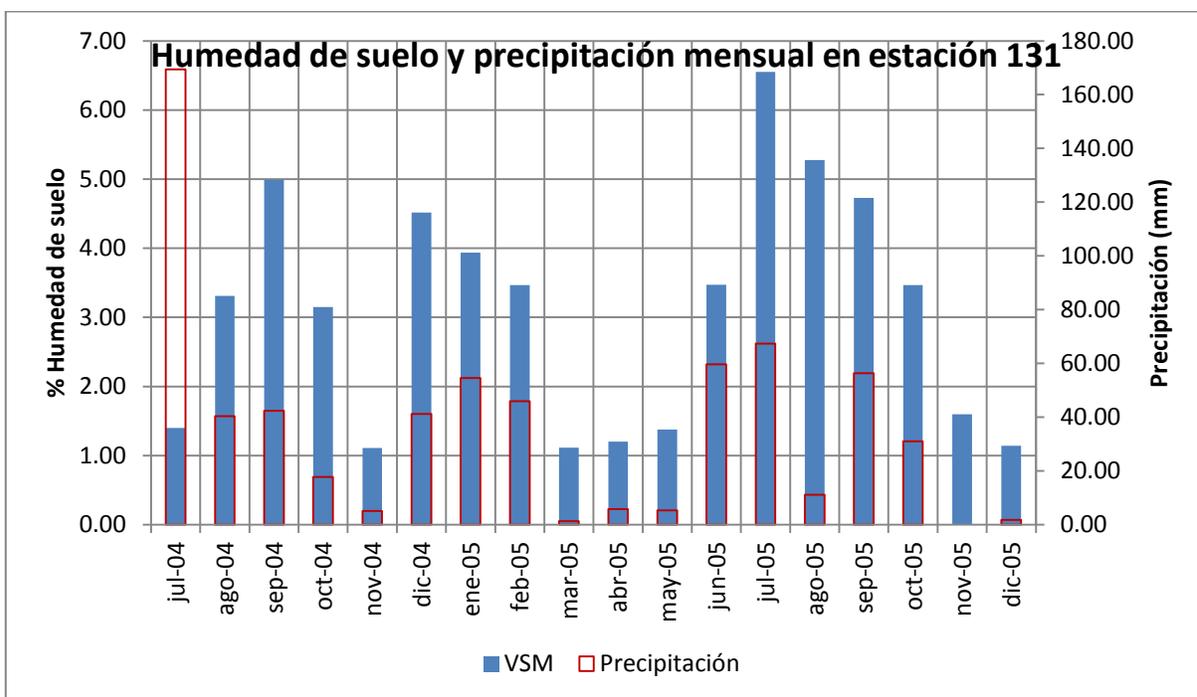
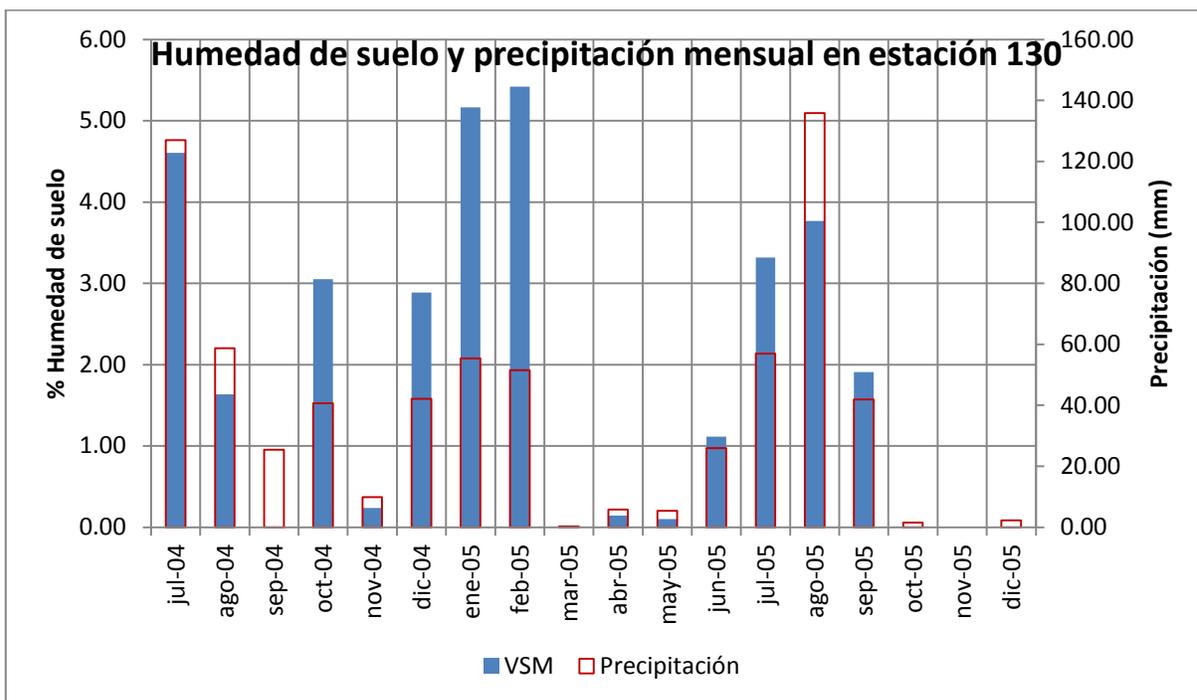


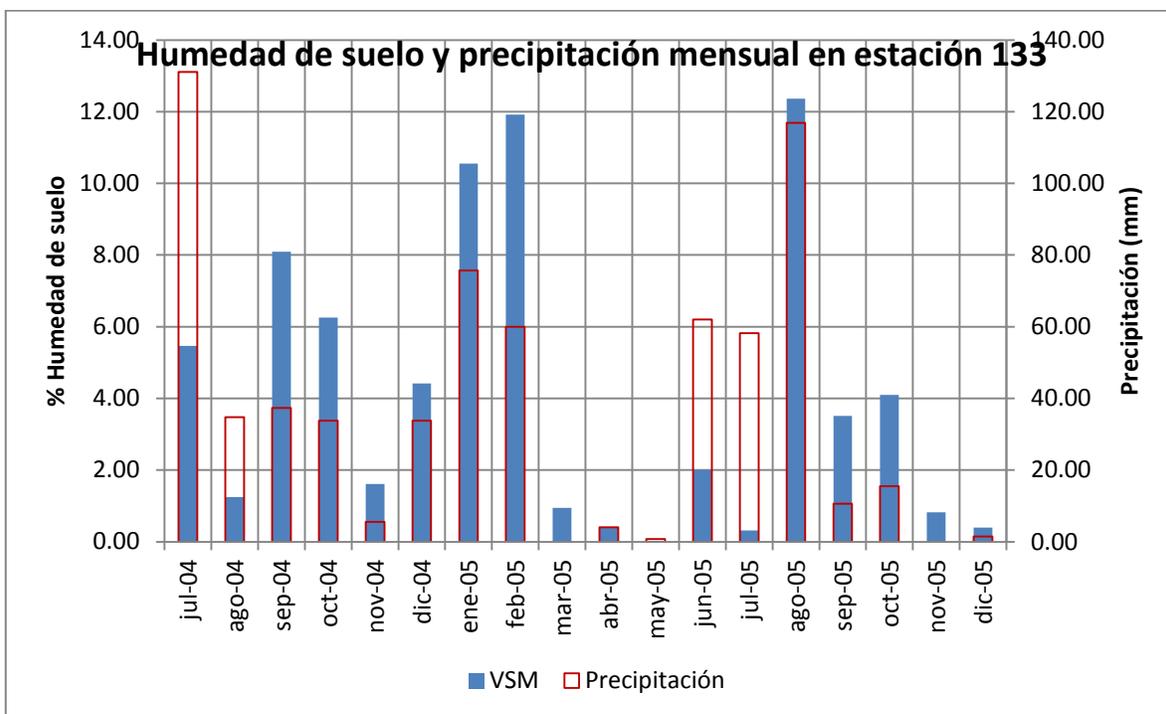
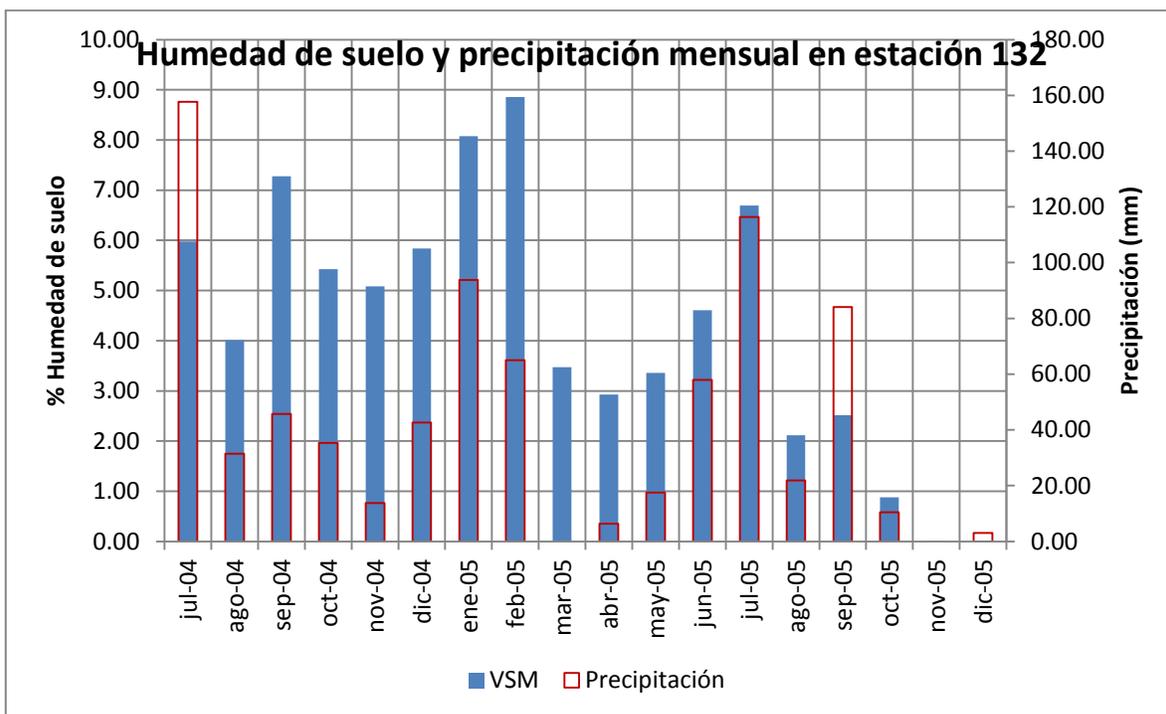


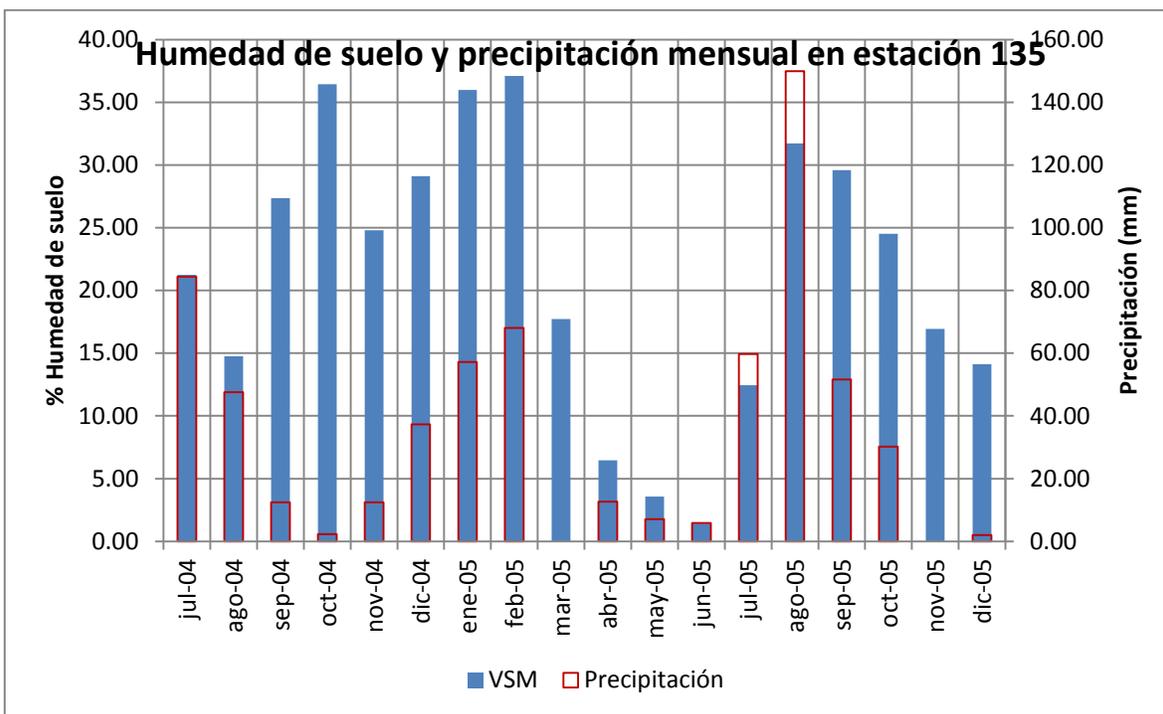
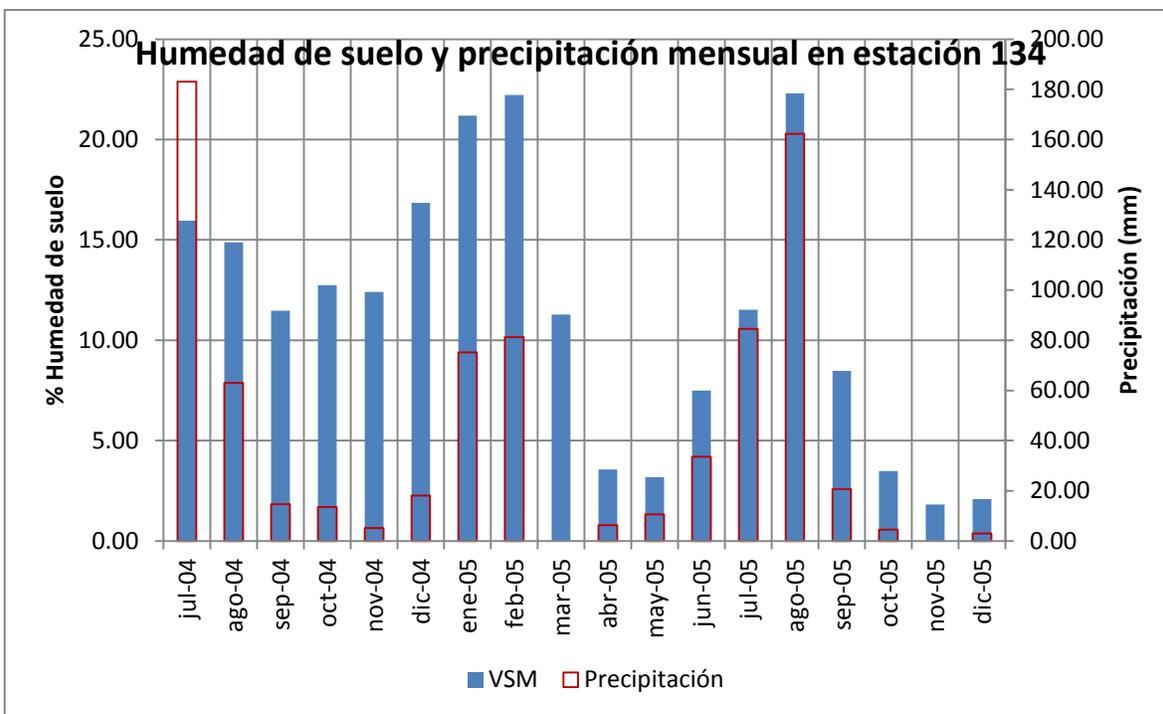


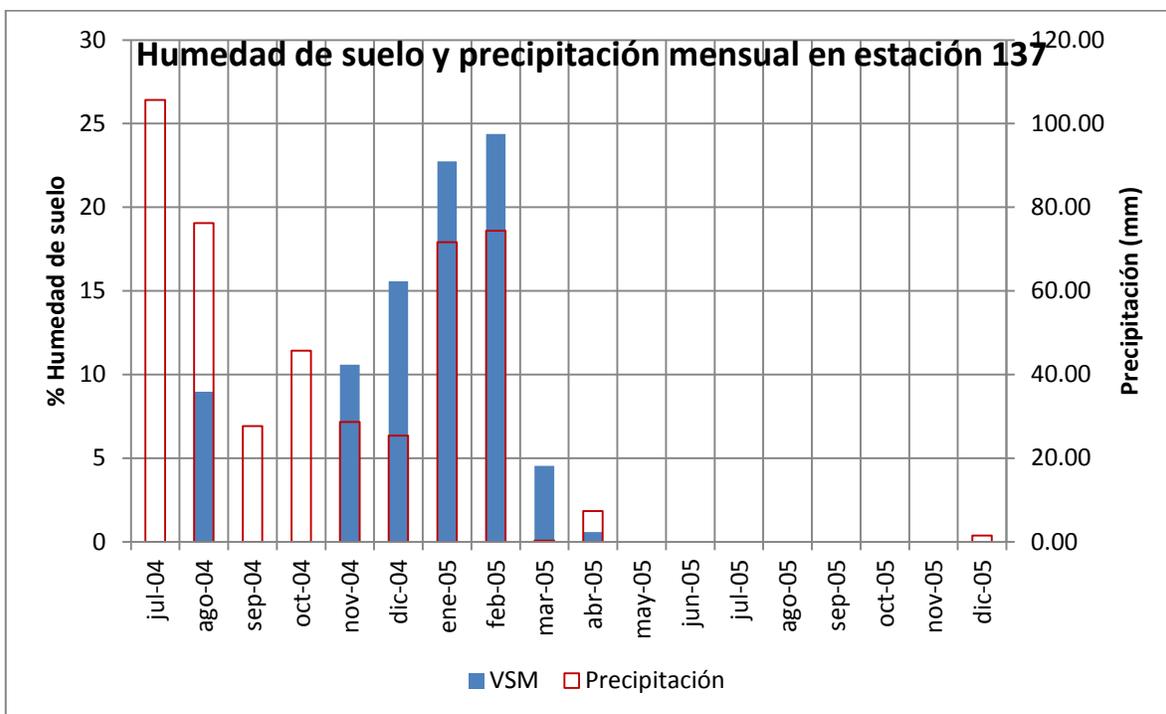
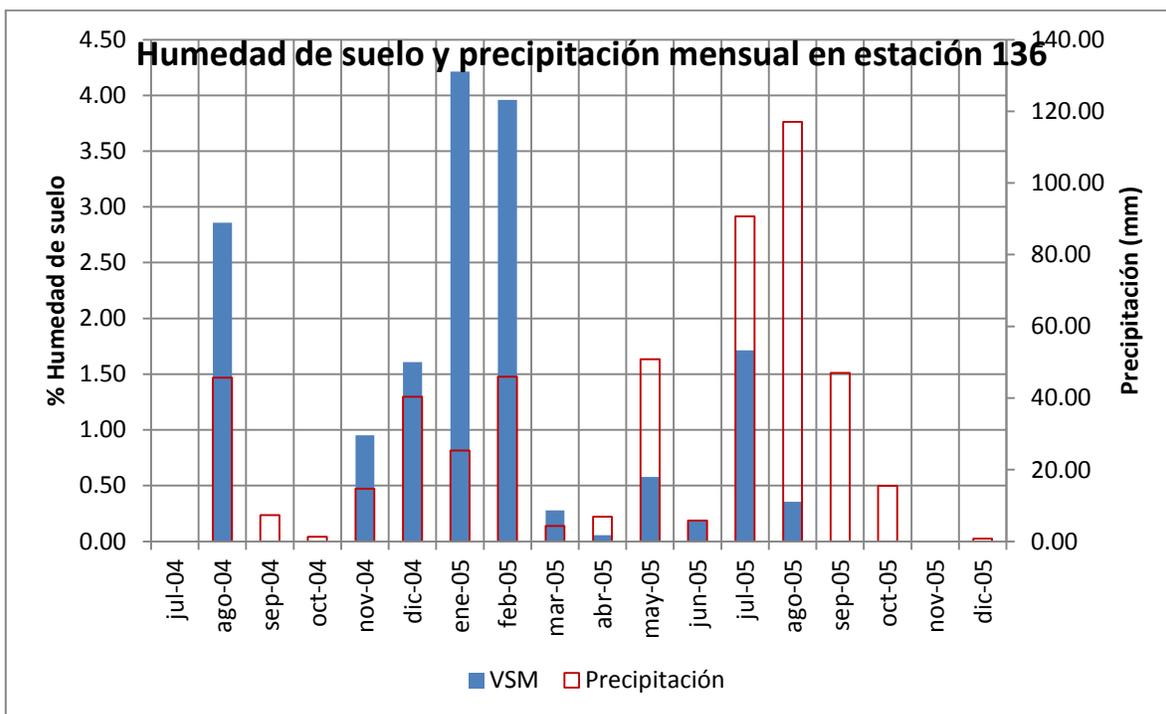


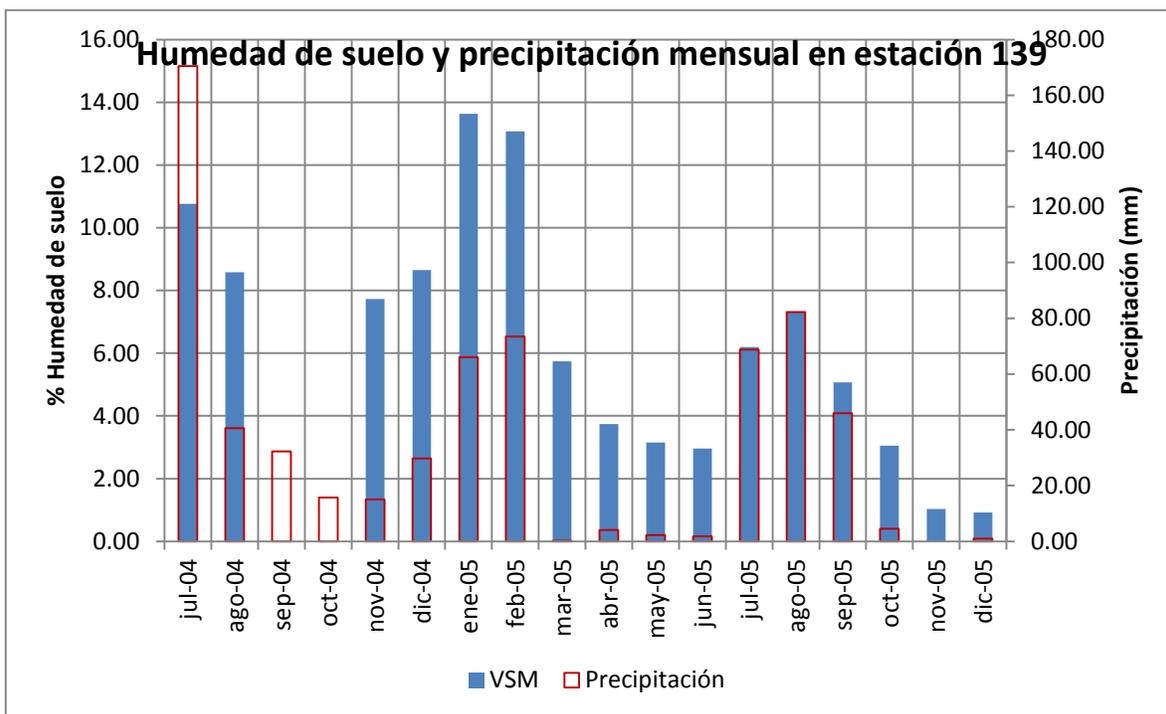
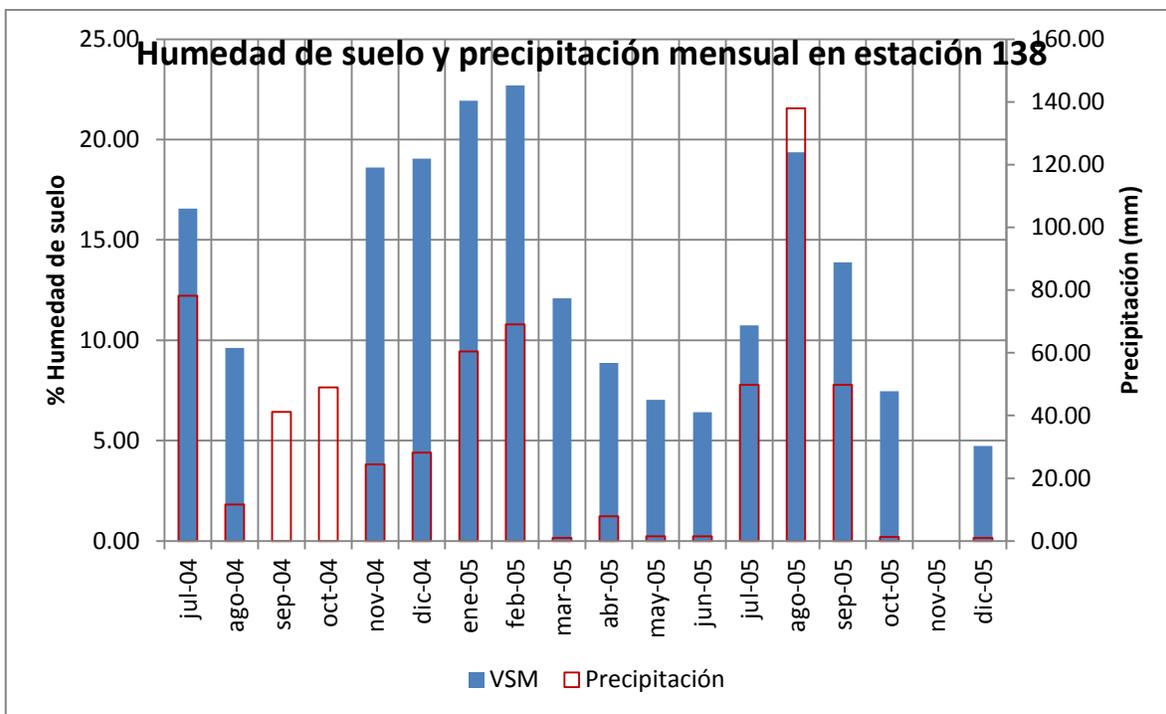
ANEXO B

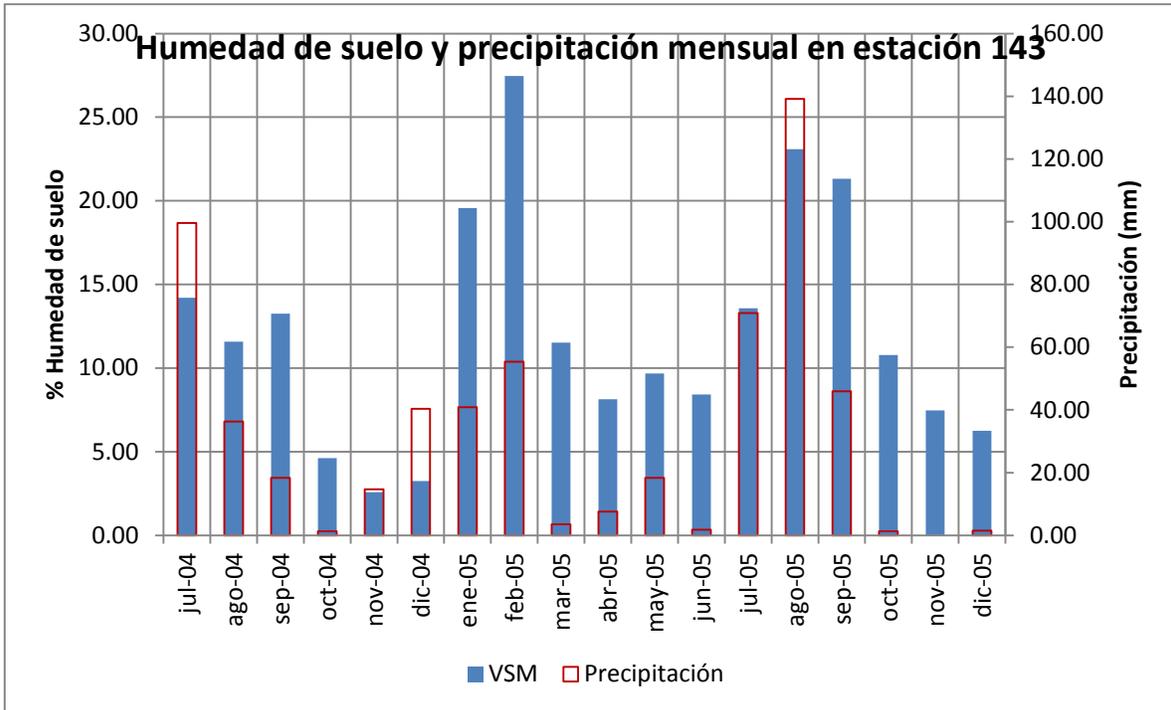
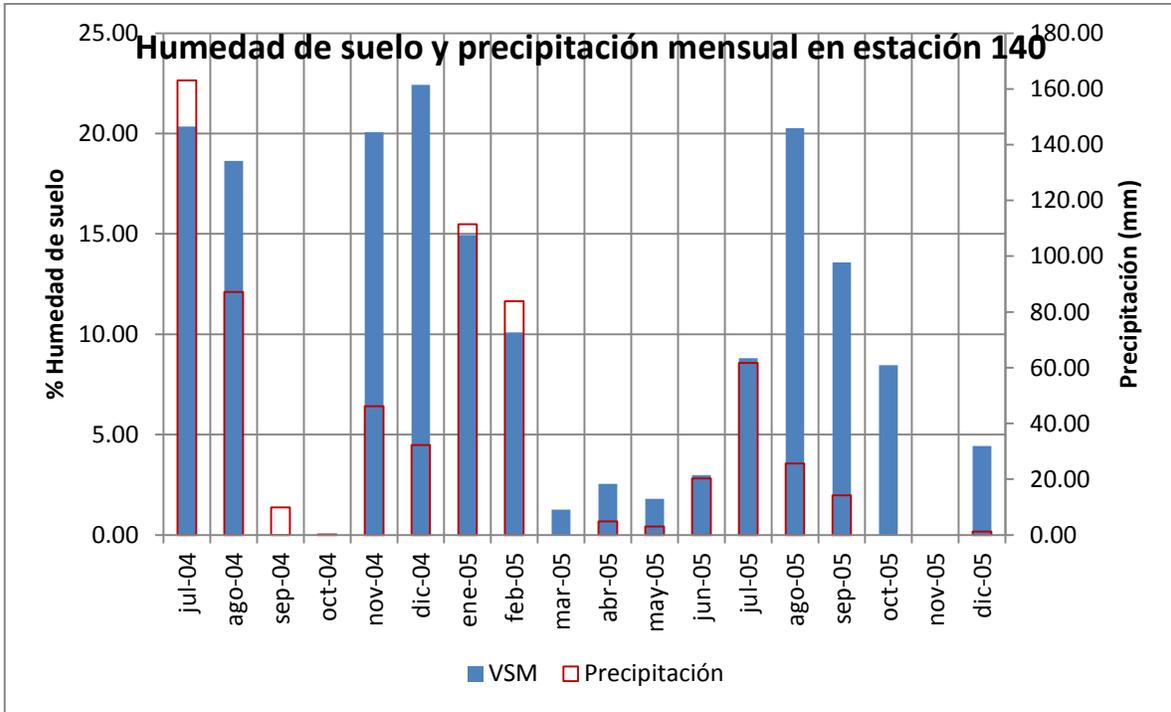


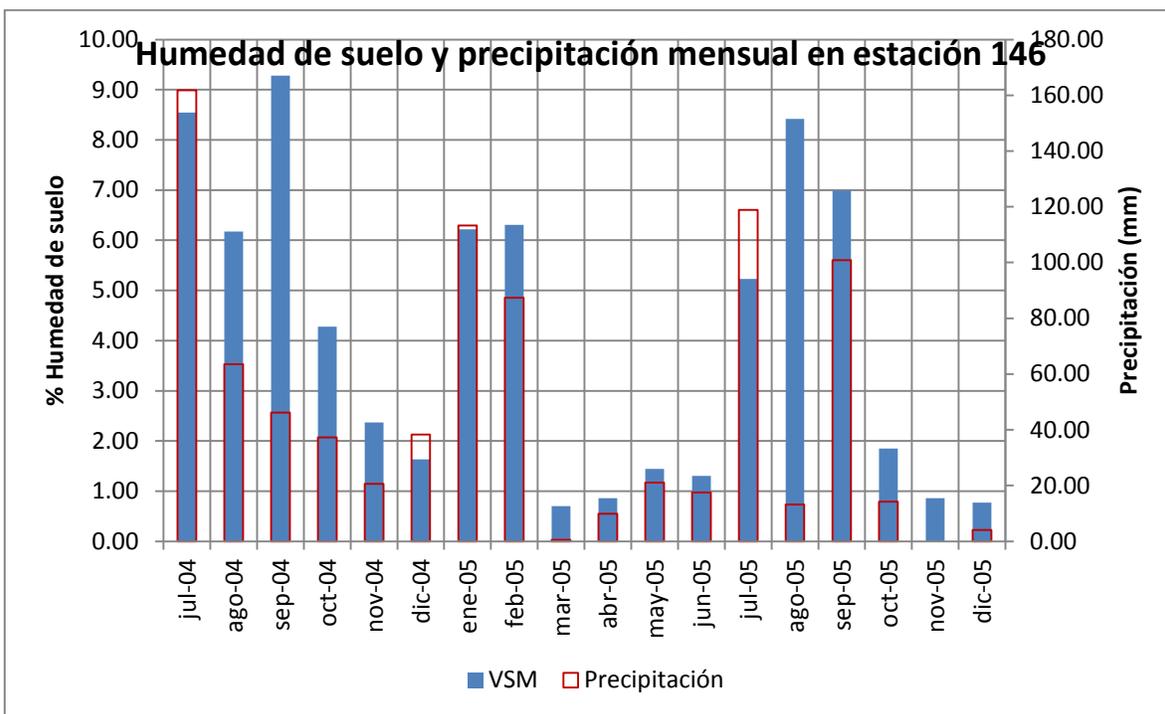
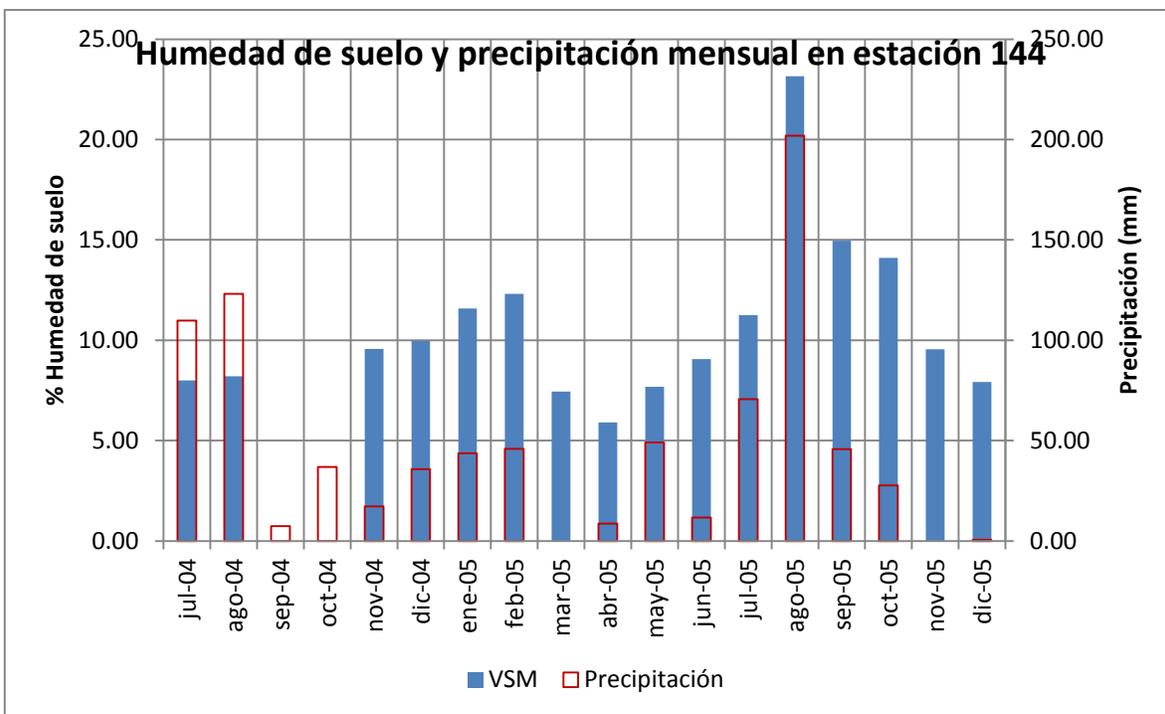


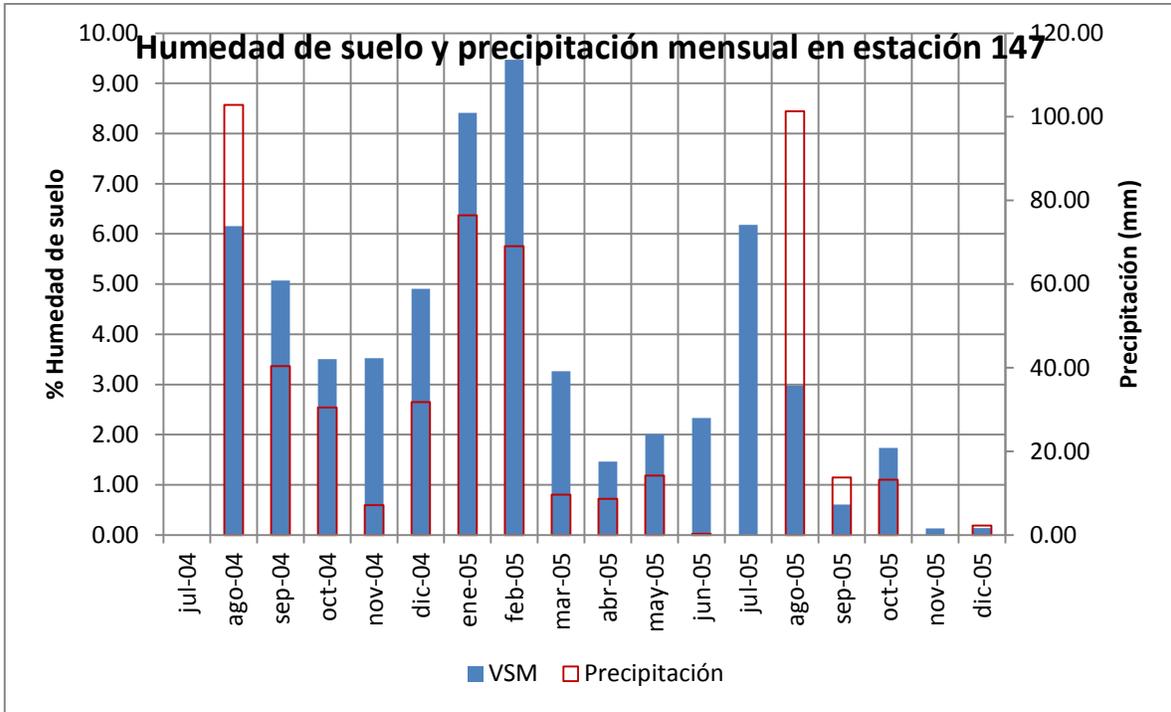












ANEXO C

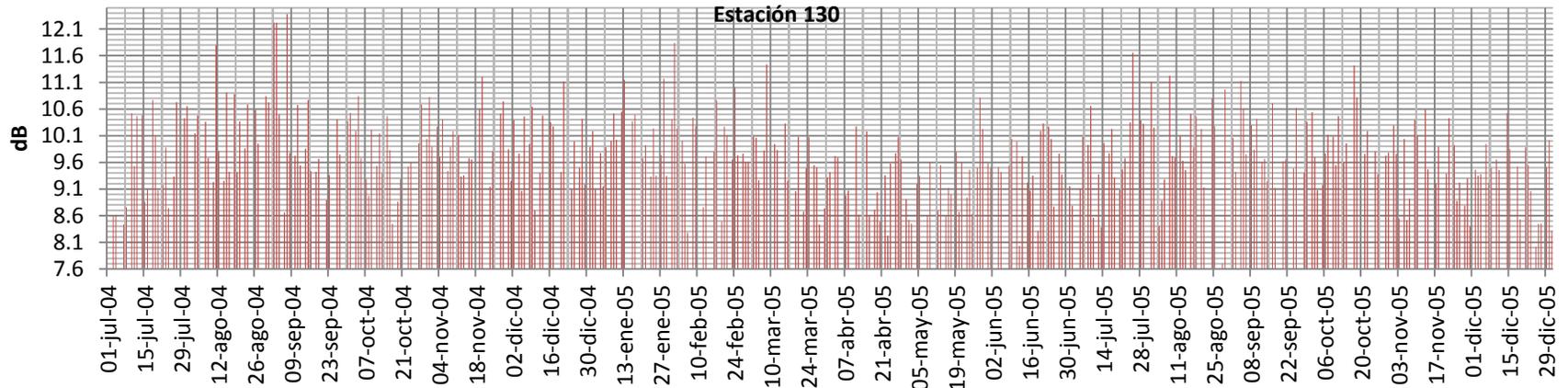


Figura 1. Datos diarios de polarización horizontal de QuickSCAT en estación 130.

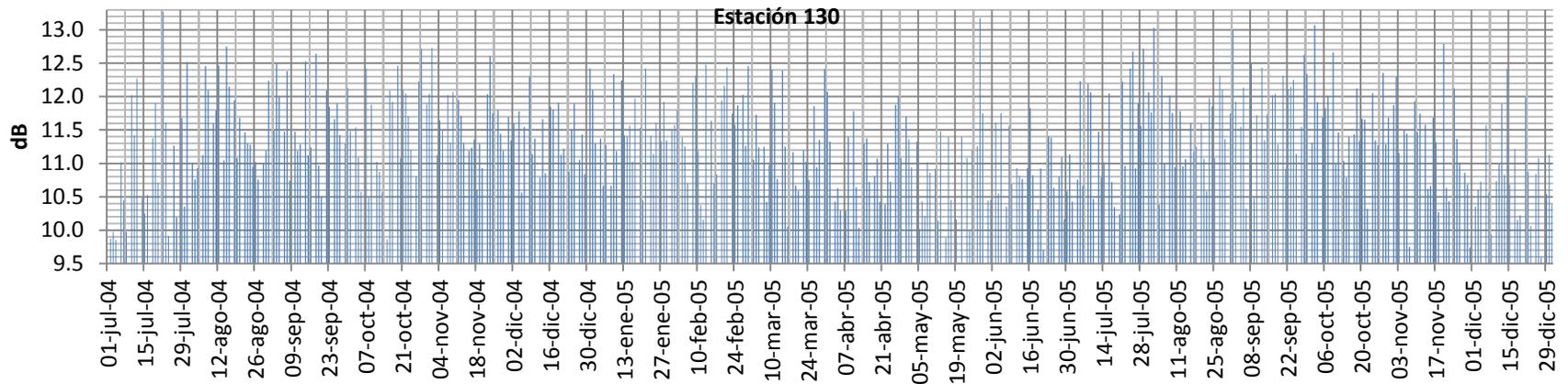


Figura 2. Datos diarios de polarización vertical de QuickSCAT en estación 130.

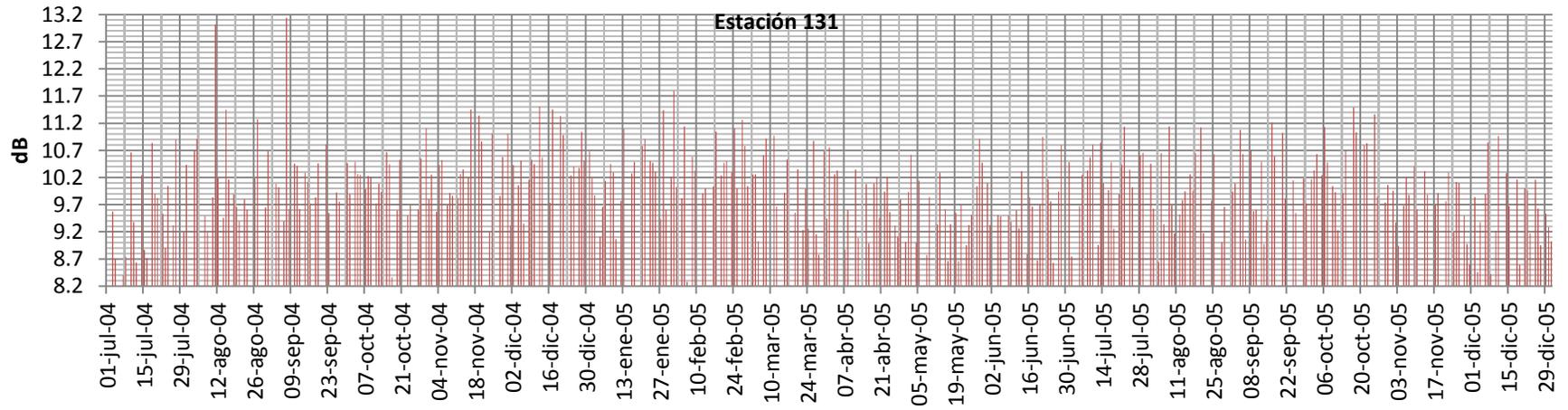


Figura 3. Datos diarios de polarización horizontal de QuickSCAT en estación 131.

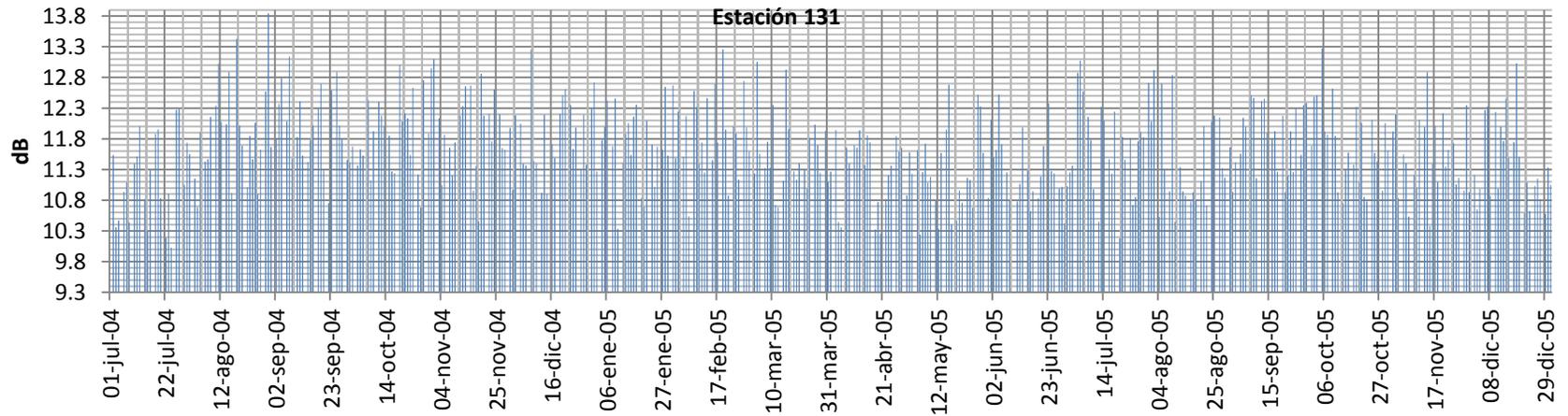


Figura 4. Datos diarios de polarización vertical de QuickSCAT en estación 131.

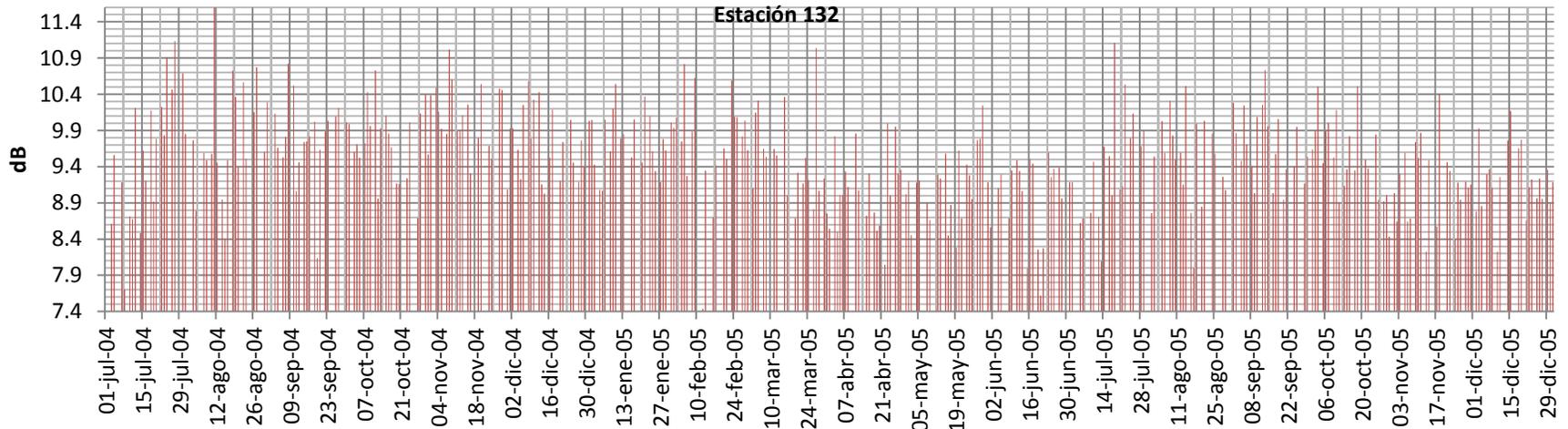


Figura 5. Datos diarios de polarización horizontal de QuickSCAT en estación 132.

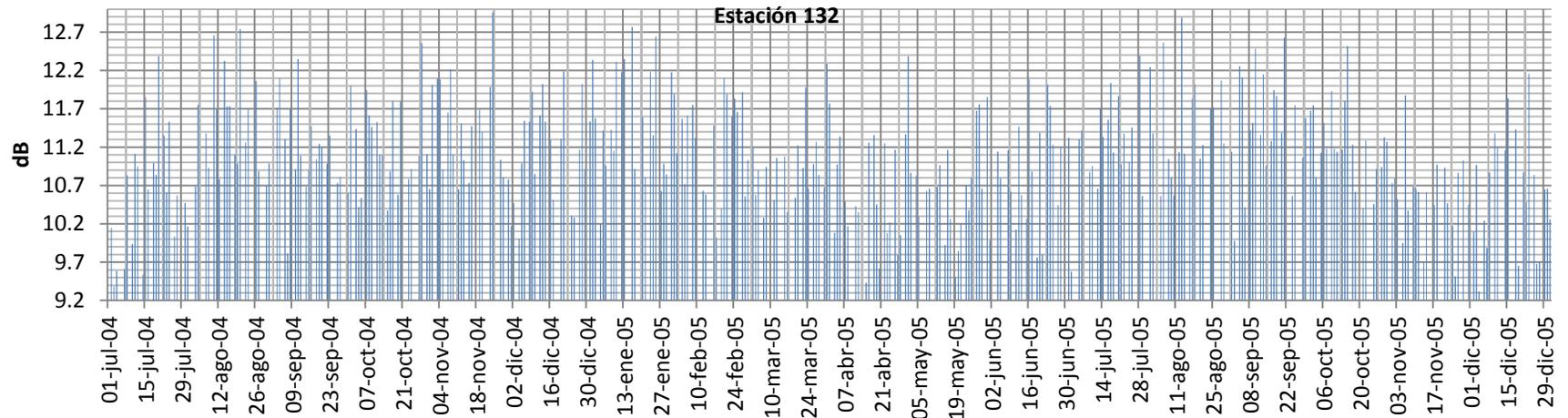


Figura 6. Datos diarios de polarización vertical de QuickSCAT en estación 132.

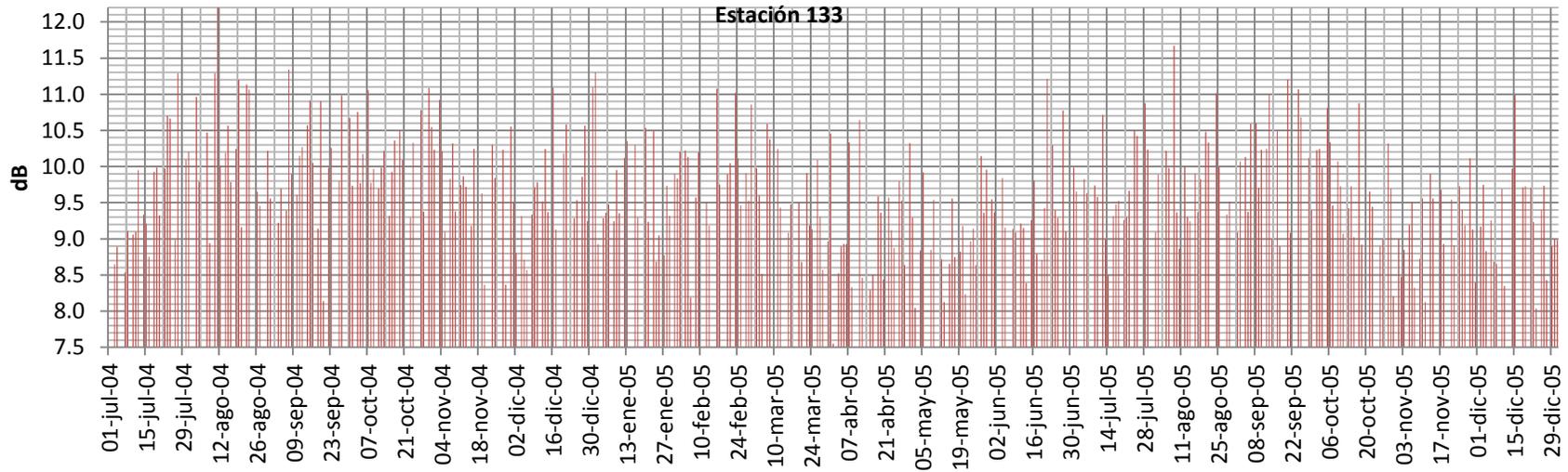


Figura 7. Datos diarios de polarización horizontal de QuickSCAT en estación 133.

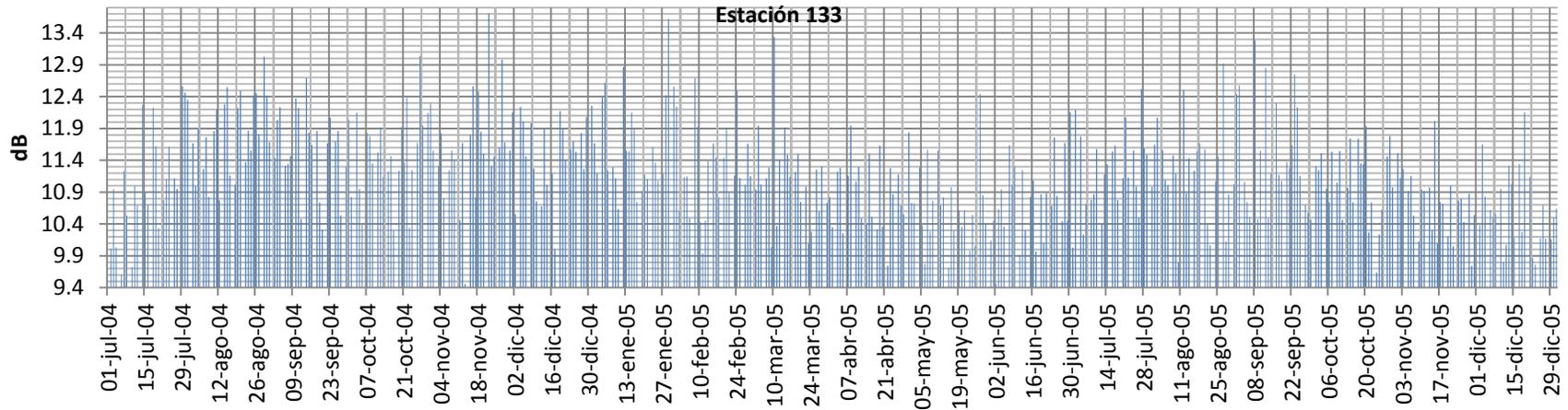


Figura 8. Datos diarios de polarización vertical de QuickSCAT en estación 133.

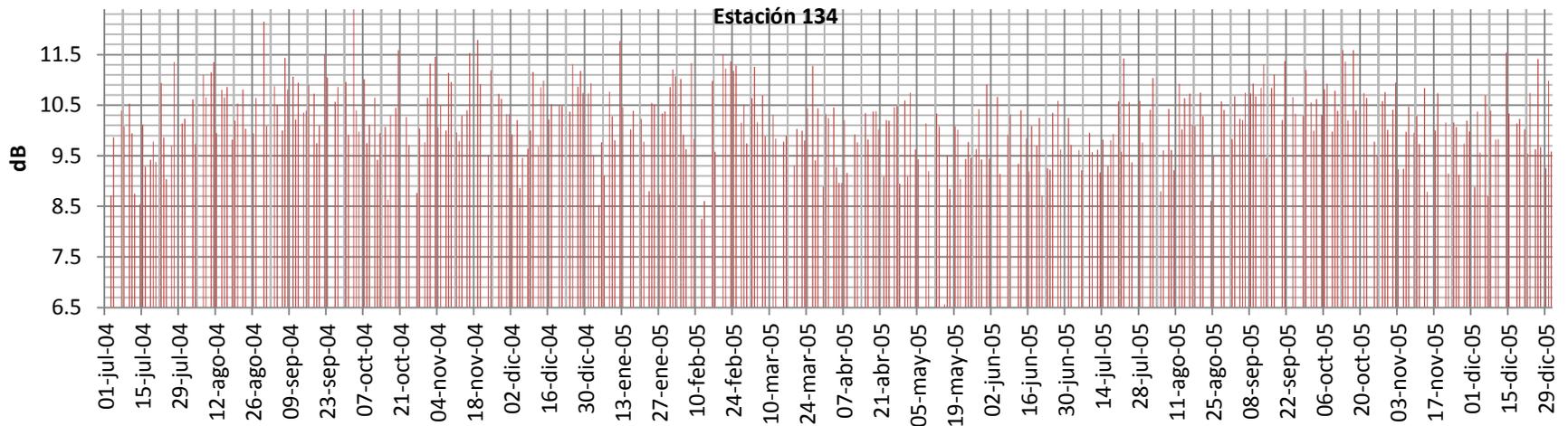


Figura 9. Datos diarios de polarización horizontal de QuickSCAT en estación 134.

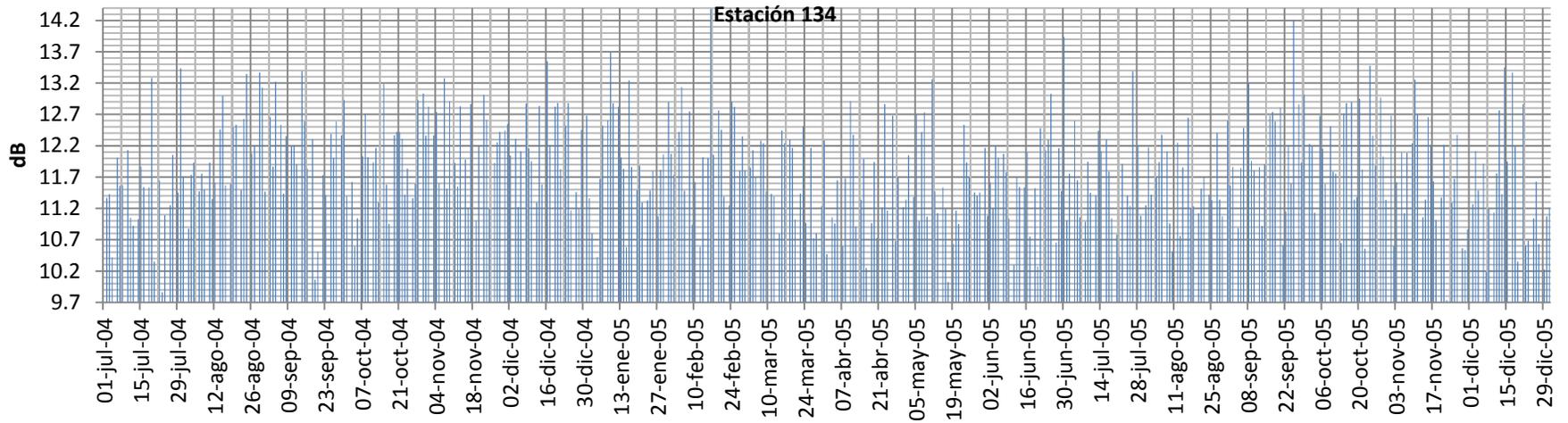


Figura 10. Datos diarios de polarización vertical de QuickSCAT en estación 134.

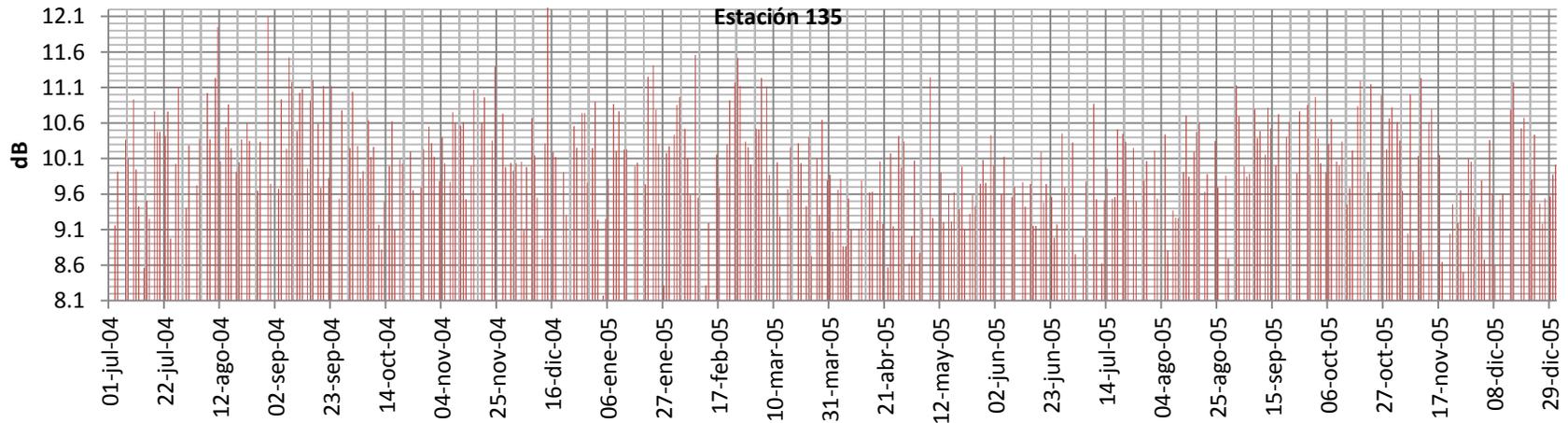


Figura 11. Datos diarios de polarización horizontal de QuickSCAT en estación 135.

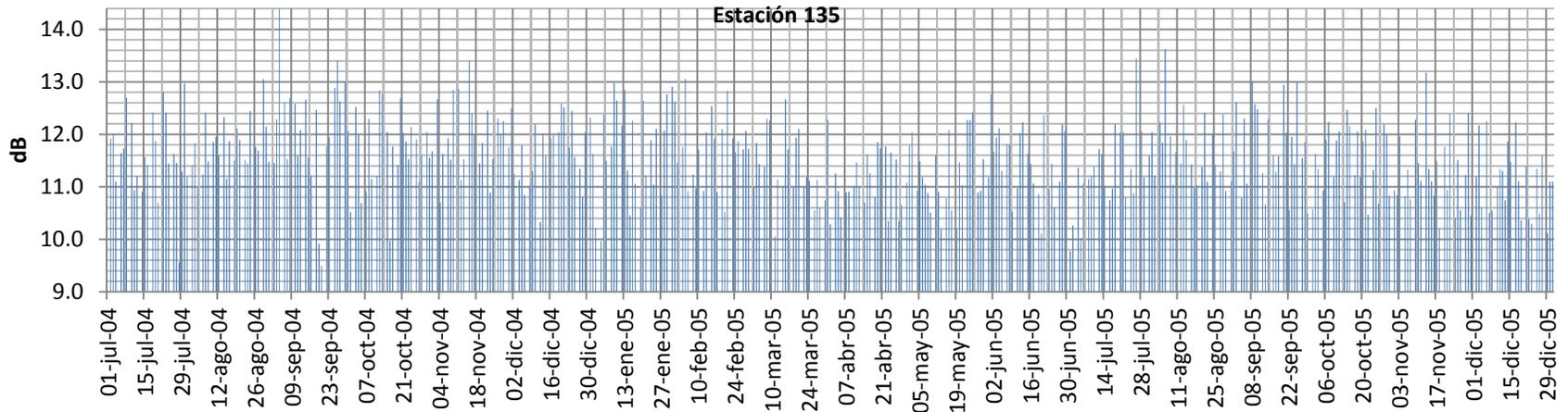


Figura 12. Datos diarios de polarización vertical de QuickSCAT en estación 135.

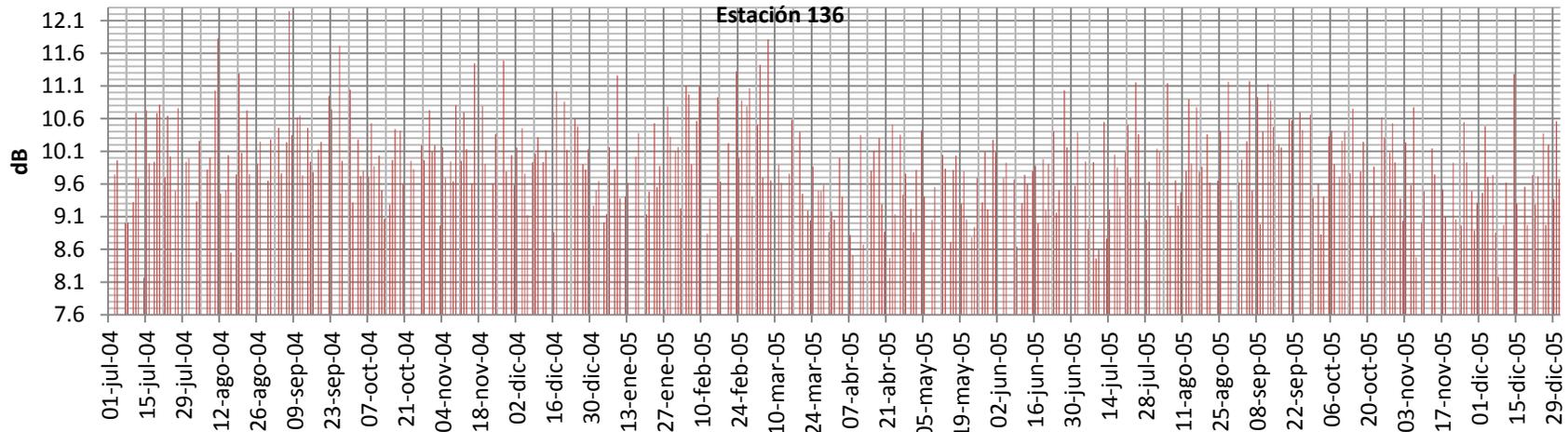


Figura 13. Datos diarios de polarización horizontal de QuickSCAT en estación 136.

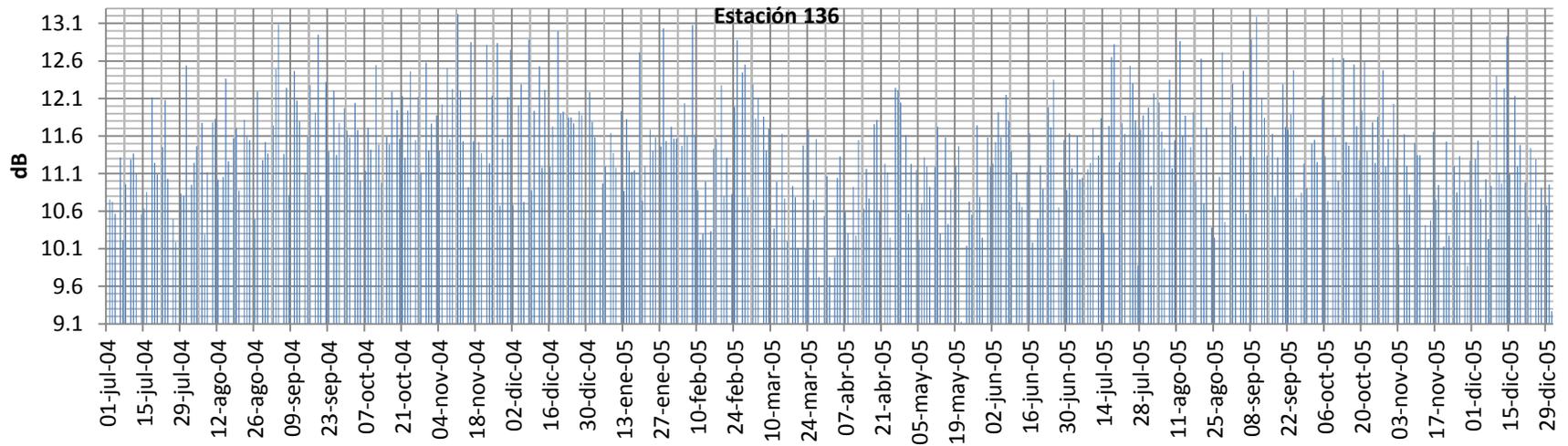


Figura 14. Datos diarios de polarización vertical de QuickSCAT en estación 136.

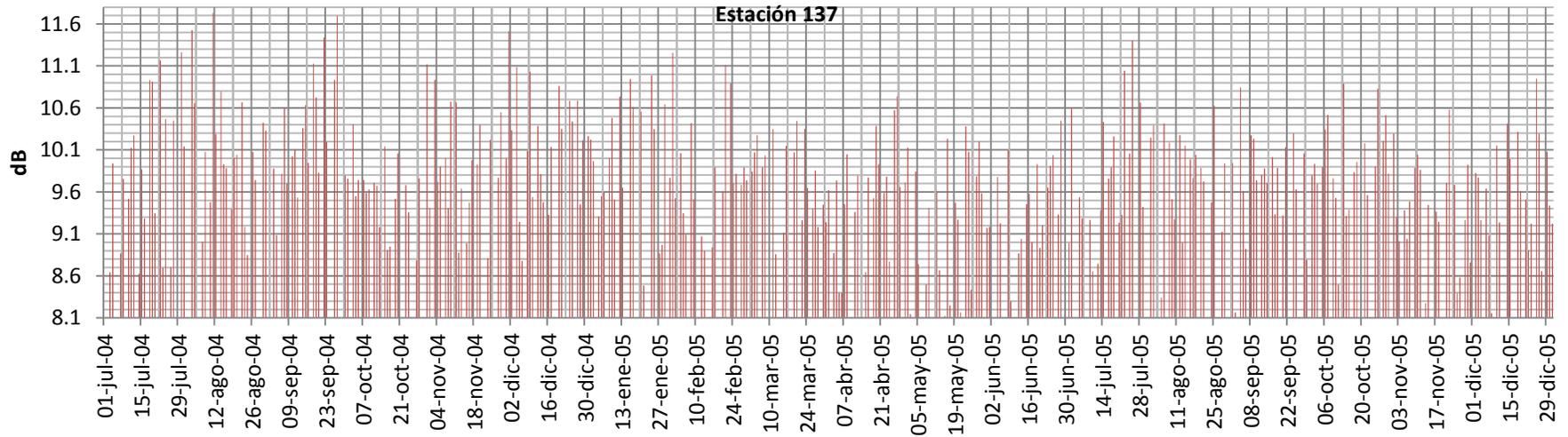


Figura 15. Datos diarios de polarización horizontal de QuickSCAT en estación 137.

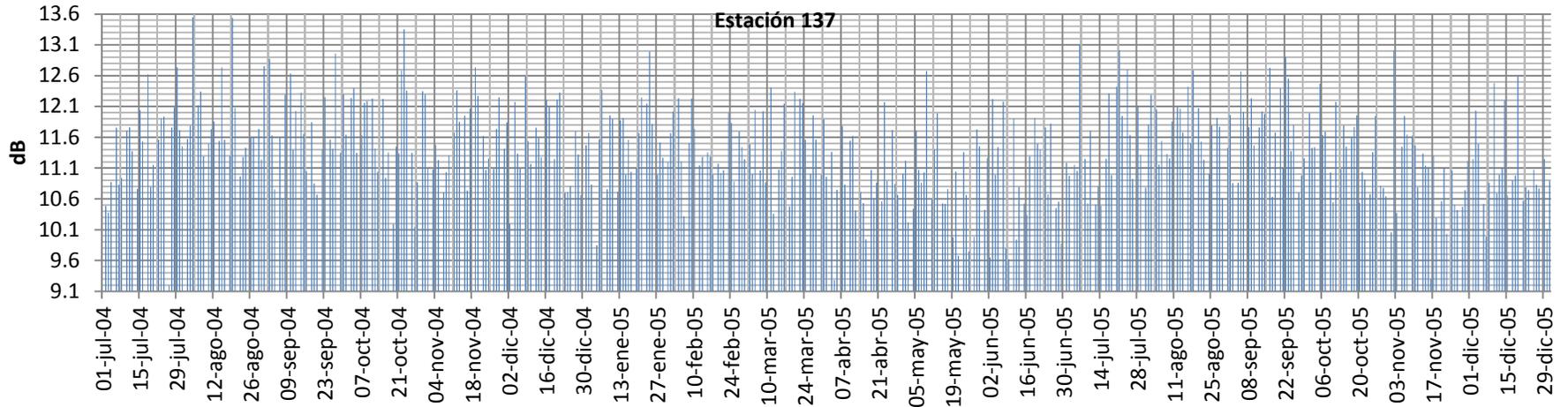


Figura 16. Datos diarios de polarización vertical de QuickSCAT en estación 137.

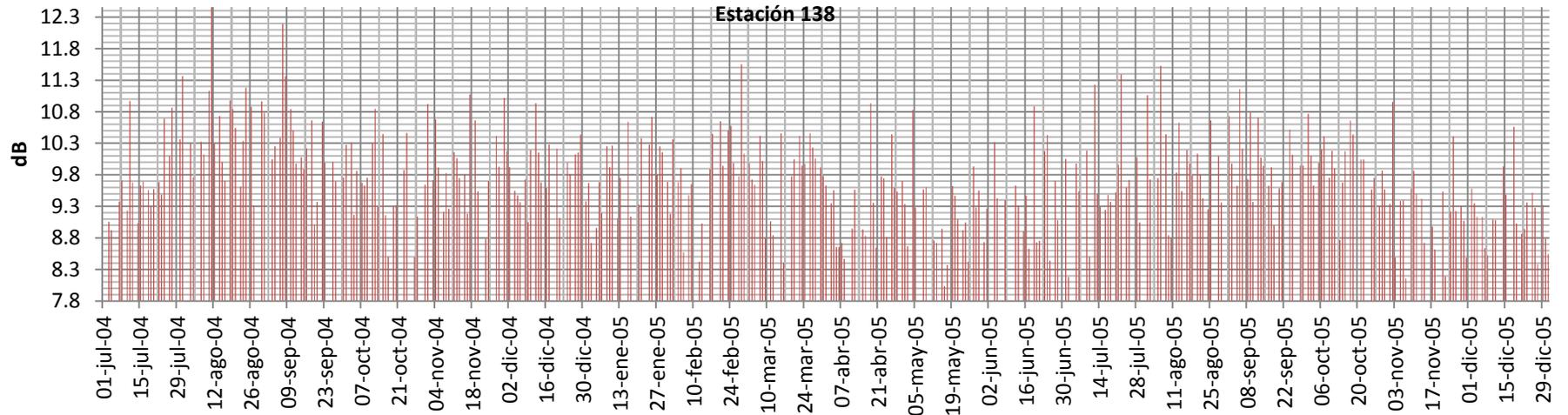


Figura 17. Datos diarios de polarización horizontal de QuickSCAT en estación 138.

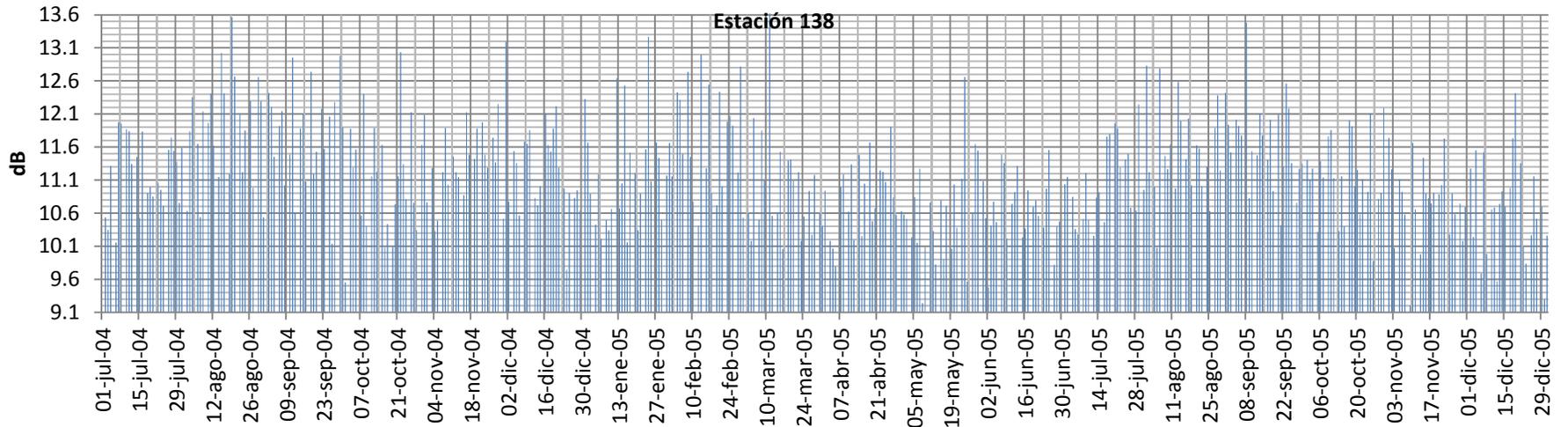


Figura 18. Datos diarios de polarización vertical de QuickSCAT en estación 138.

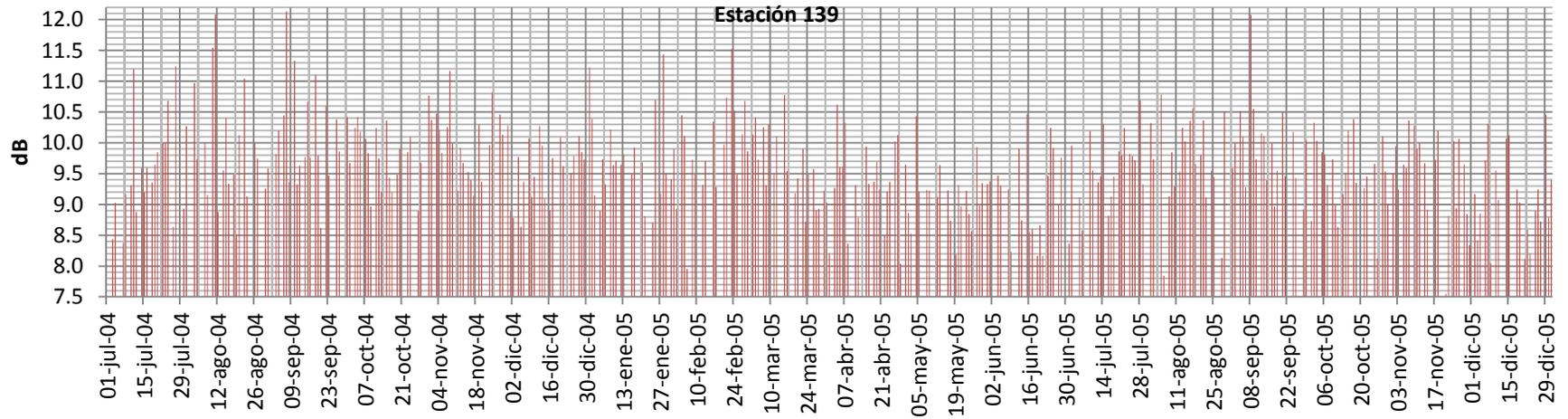


Figura 19. Datos diarios de polarización horizontal de QuickSCAT en estación 139.

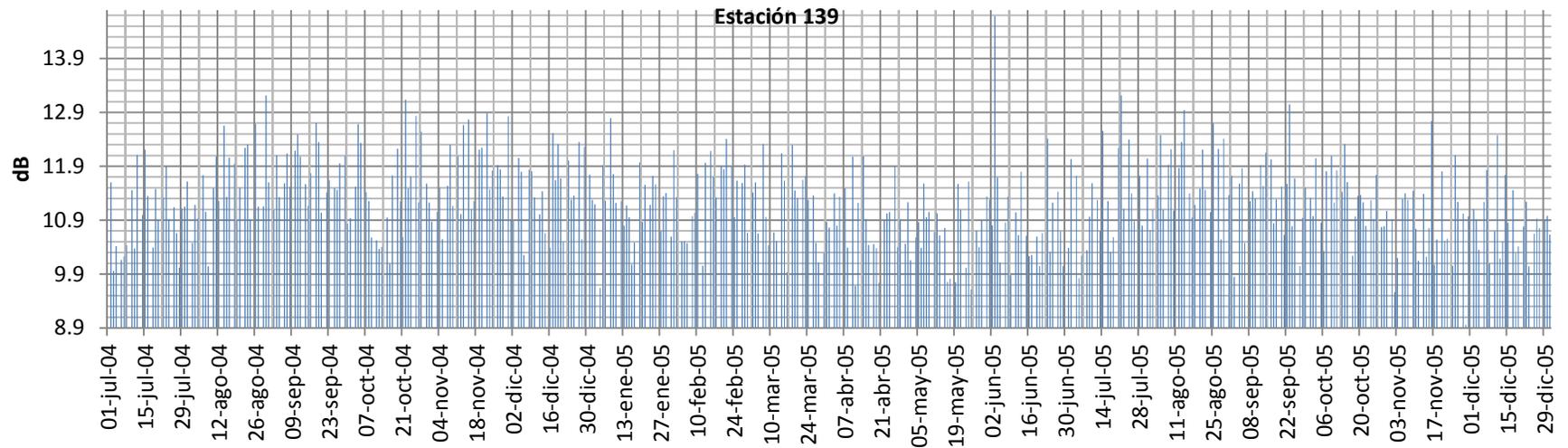


Figura 20. Datos diarios de polarización vertical de QuickSCAT en estación 139.

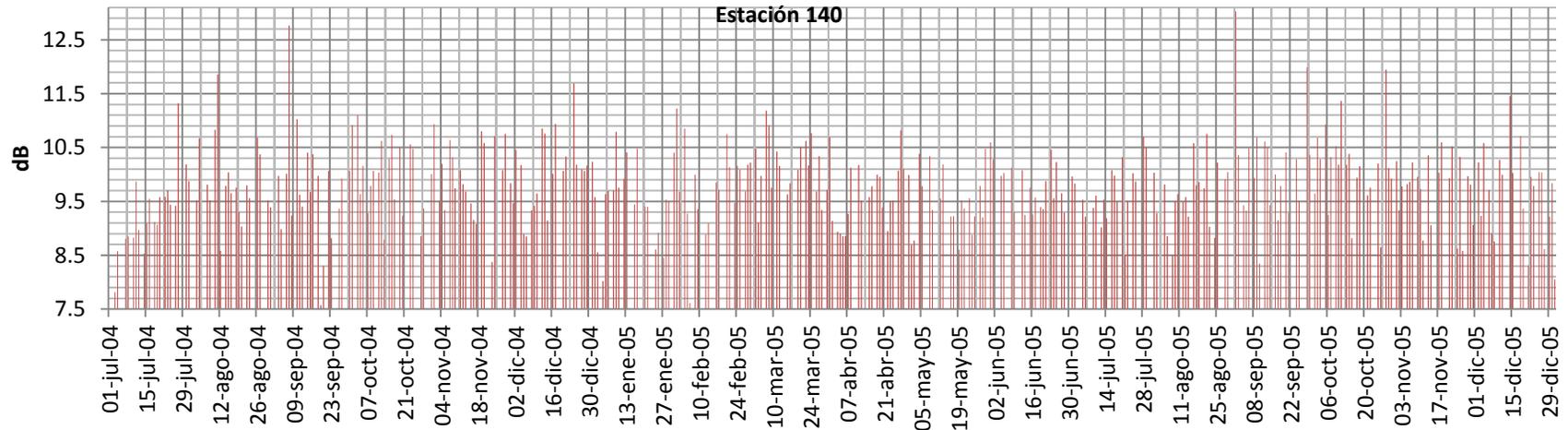


Figura 21. Datos diarios de polarización horizontal de QuickSCAT en estación 140.

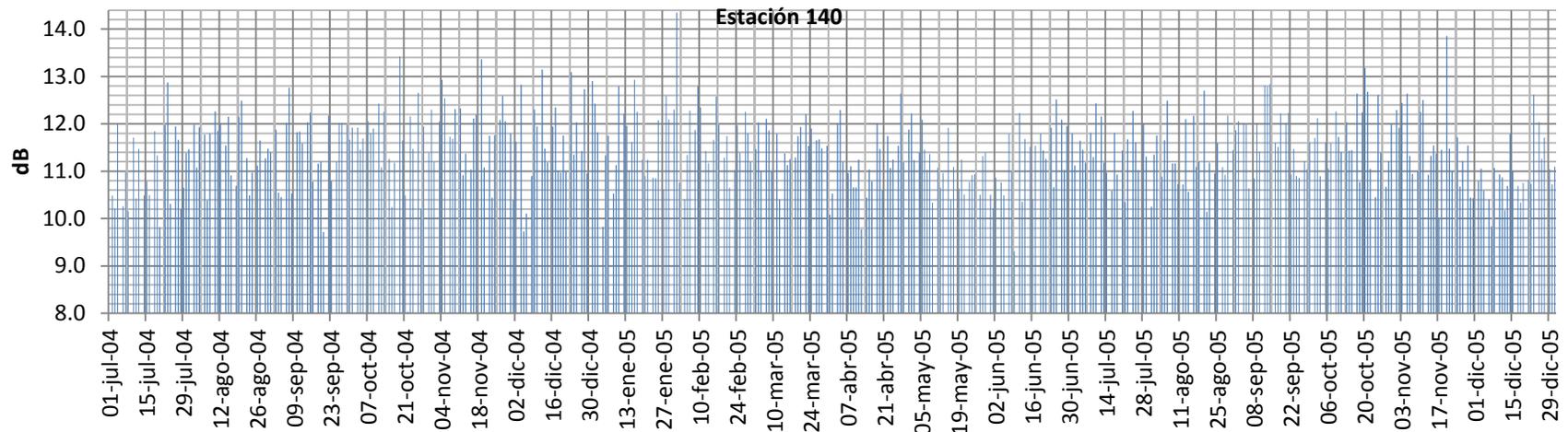


Figura 22. Datos diarios de polarización vertical de QuickSCAT en estación 140.

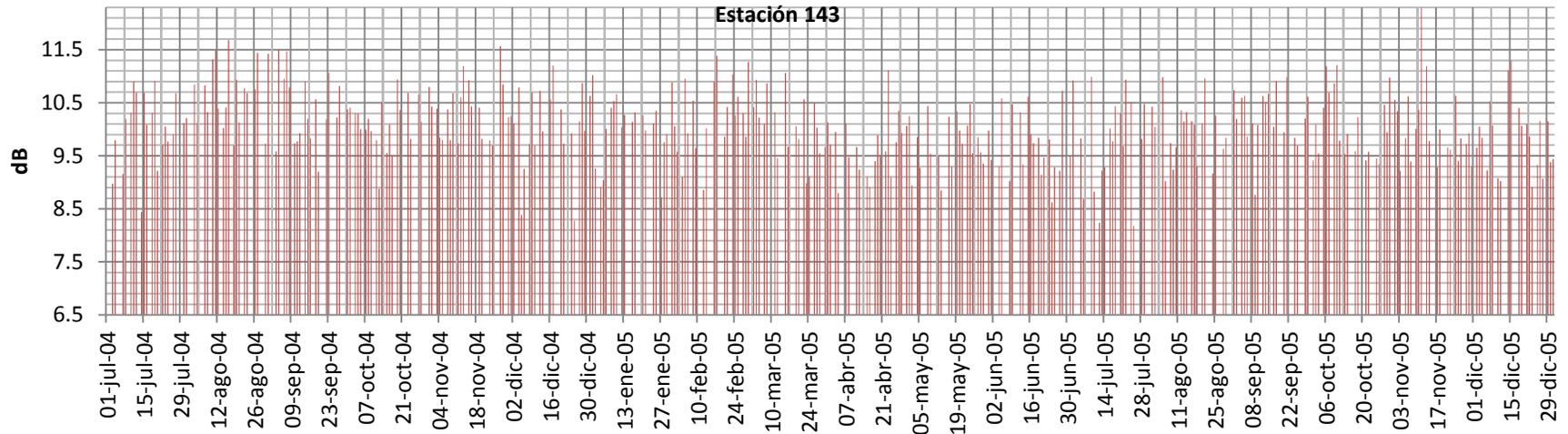


Figura 23. Datos diarios de polarización horizontal de QuickSCAT en estación 143.

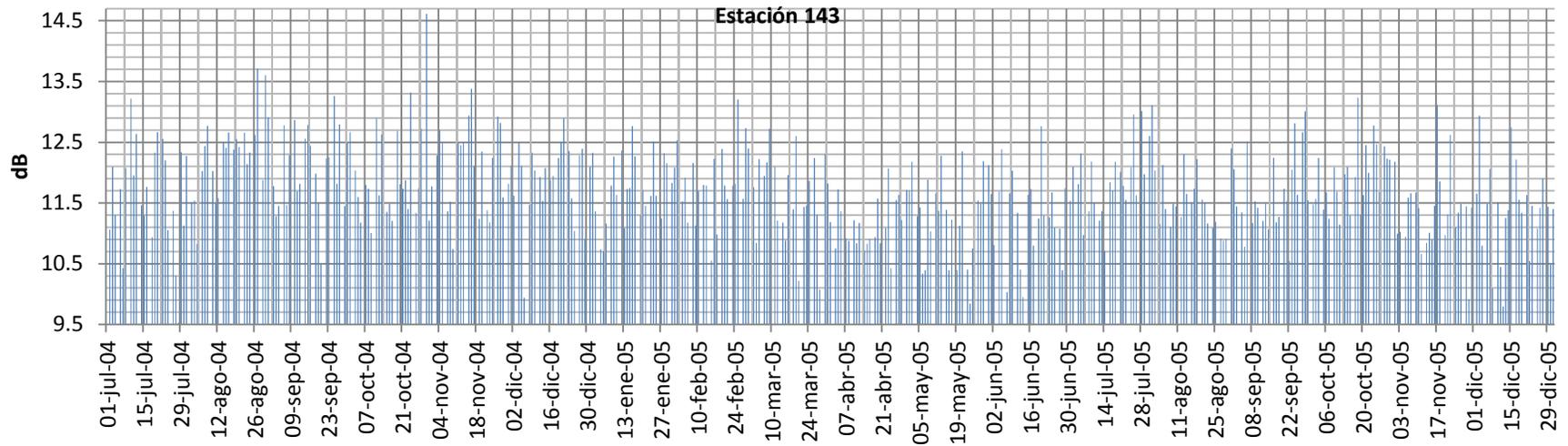


Figura 24. Datos diarios de polarización vertical de QuickSCAT en estación 143.

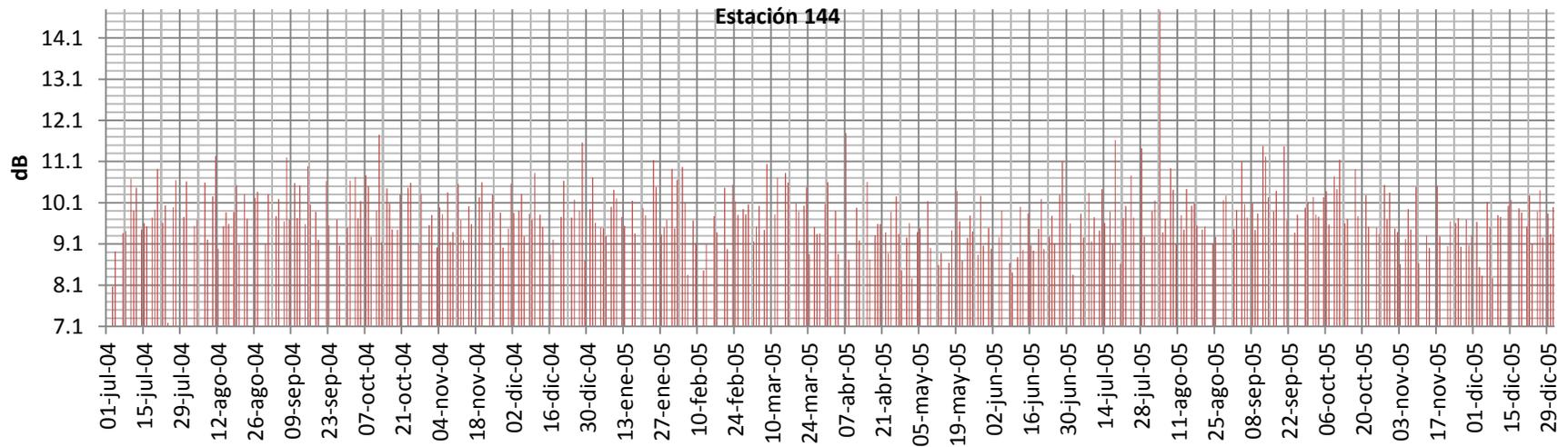


Figura 25. Datos diarios de polarización horizontal de QuickSCAT en estación 144.

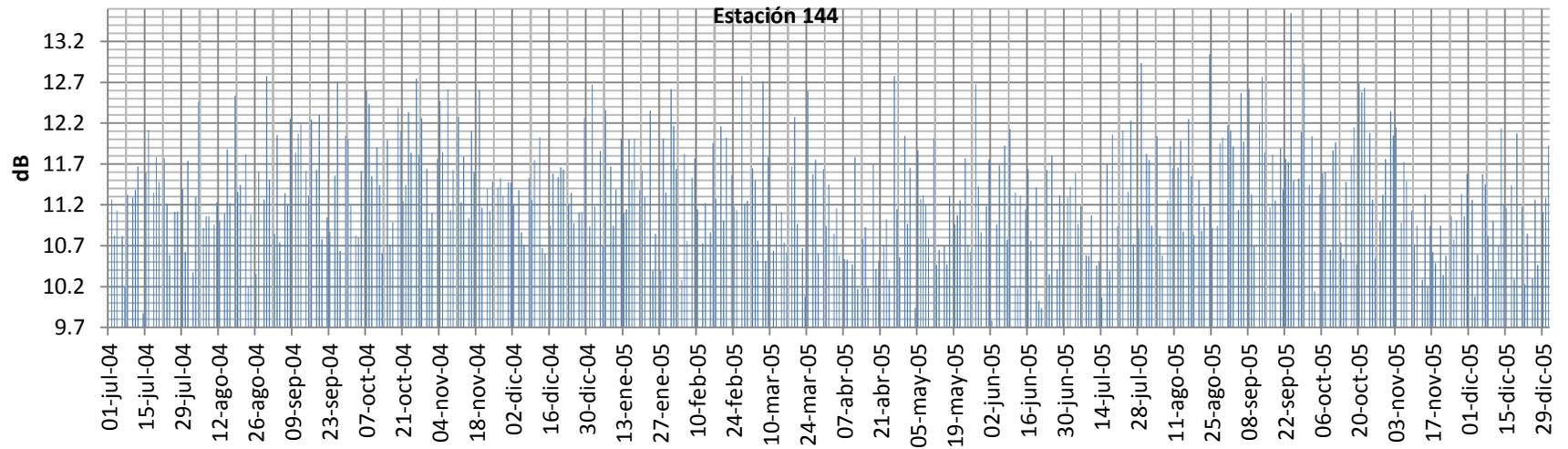


Figura 26. Datos diarios de polarización vertical de QuickSCAT en estación 144.

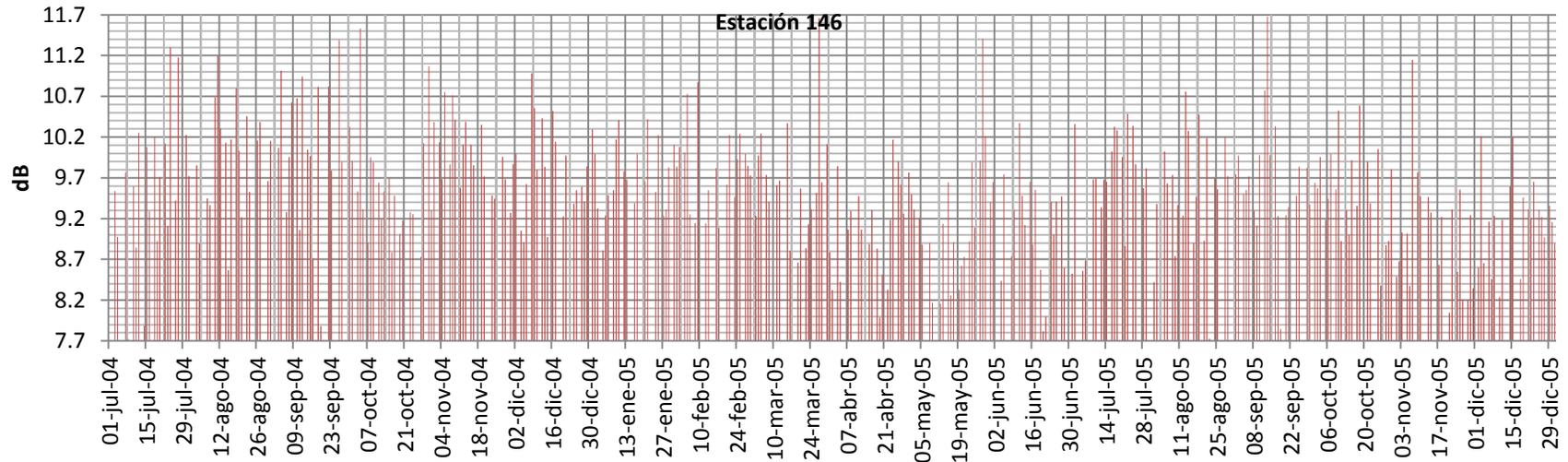


Figura 27. Datos diarios de polarización horizontal de QuickSCAT en estación 146.

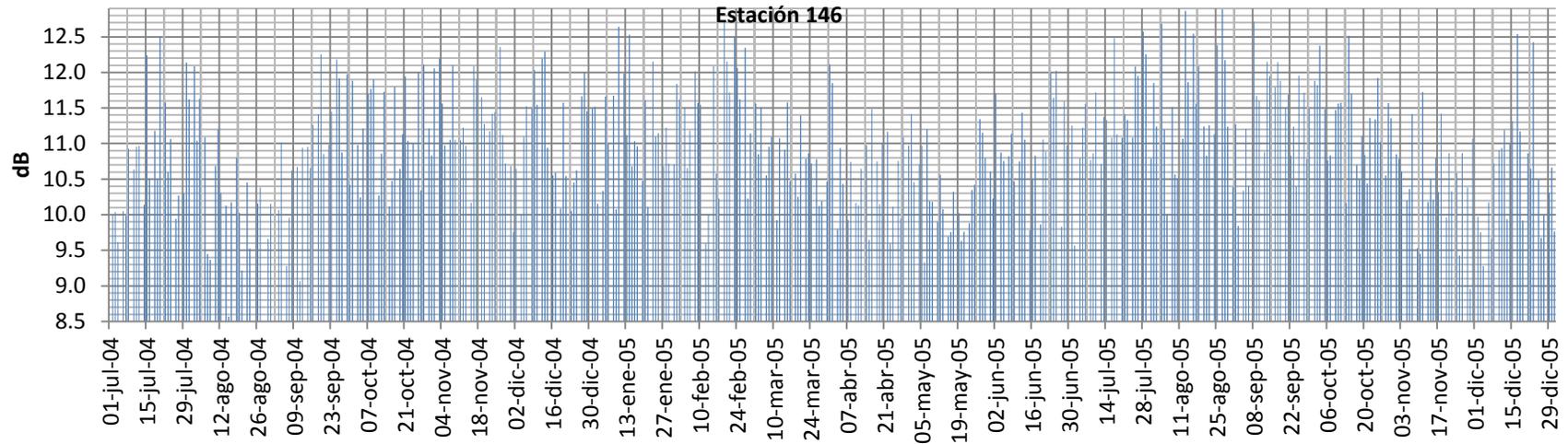


Figura 28. Datos diarios de polarización vertical de QuickSCAT en estación 146.

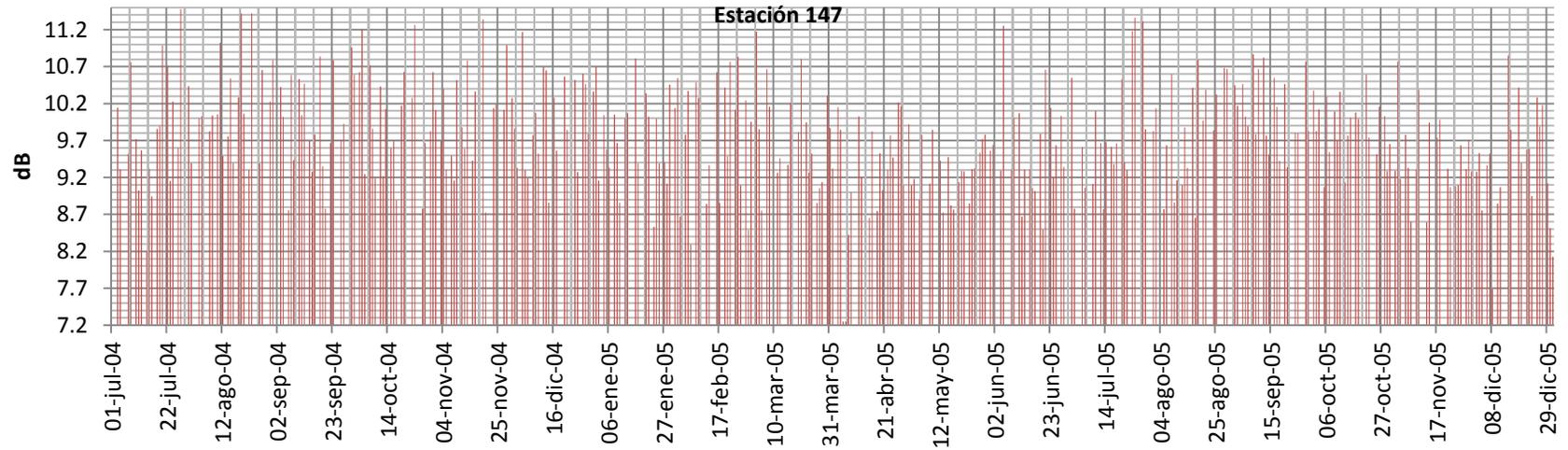


Figura 29. Datos diarios de polarización horizontal de QuickSCAT en estación 147.

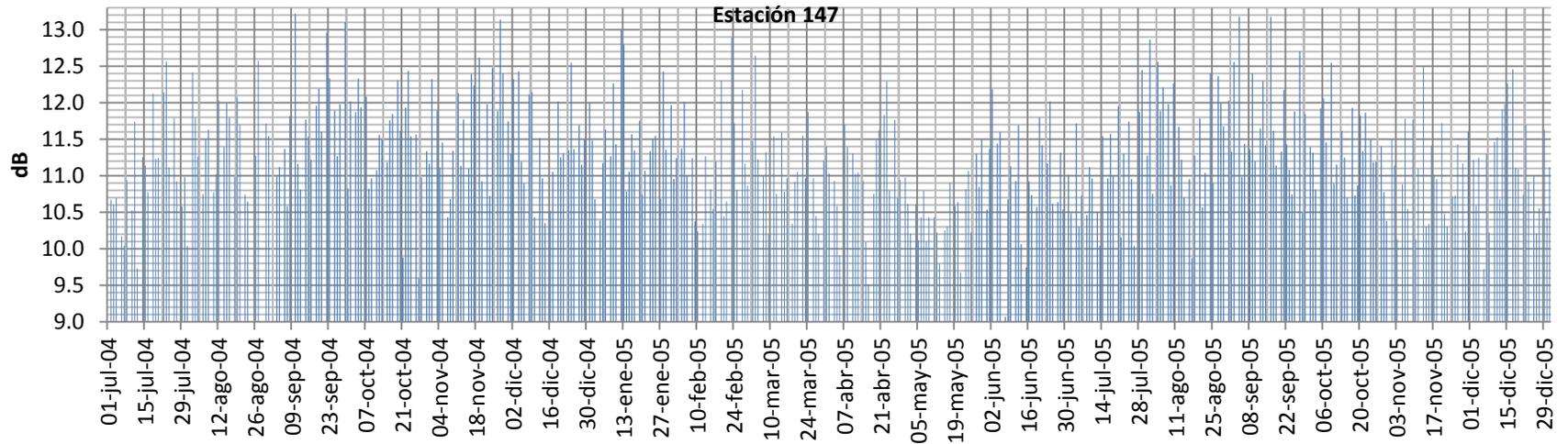


Figura 30. Datos diarios de polarización vertical de QuickSCAT en estación 147.

ANEXO D

Estación 130

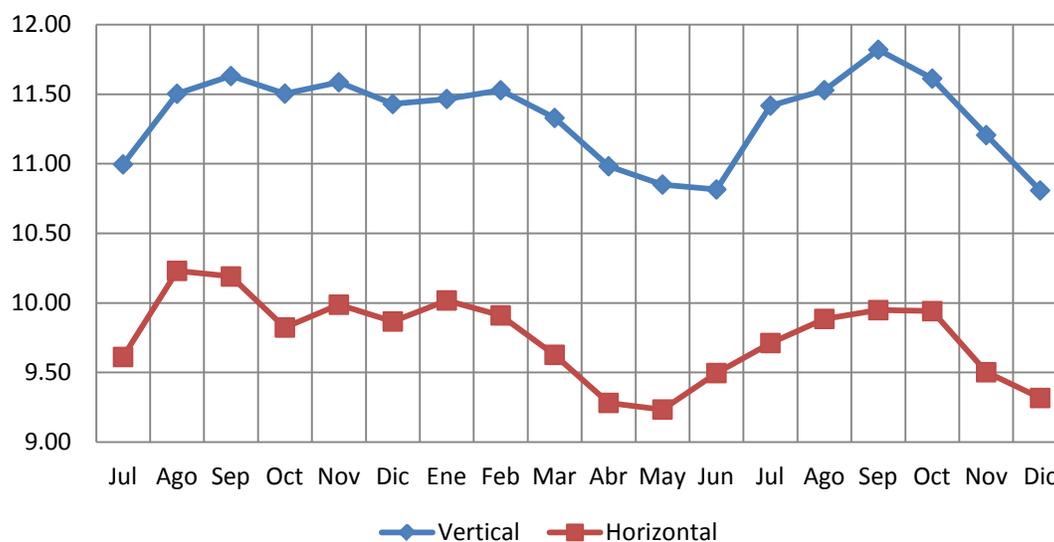


Figura 1. Promedios mensuales (dB) de polarización horizontal y vertical en estación 130.

Estación 131

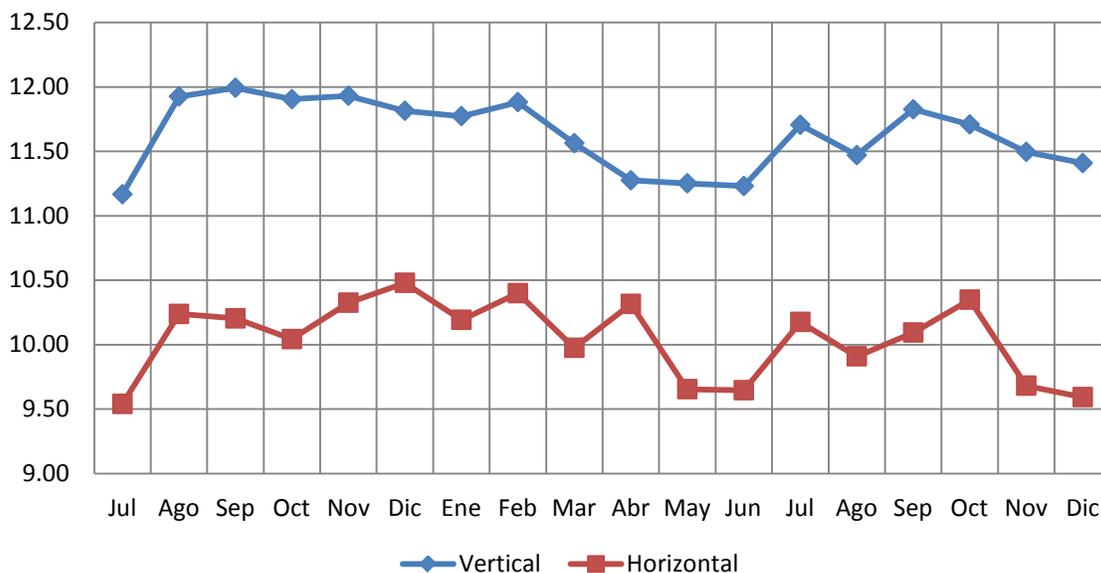


Figura 2. Promedios mensuales (dB) de polarización horizontal y vertical en estación 131.

Estación 132

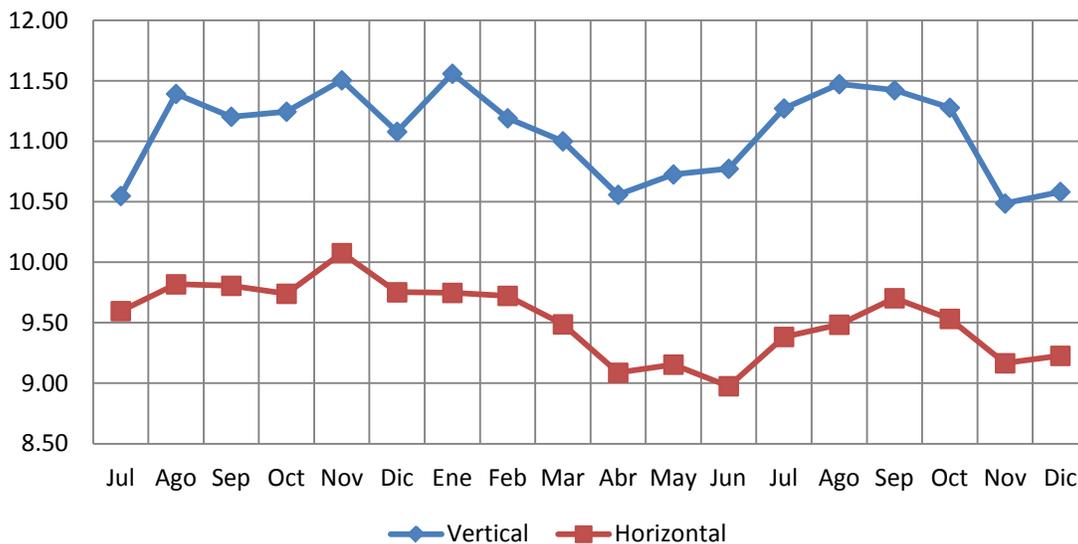


Figura 3. Promedios mensuales (dB) de polarización horizontal y vertical en estación 132.

Estación 133

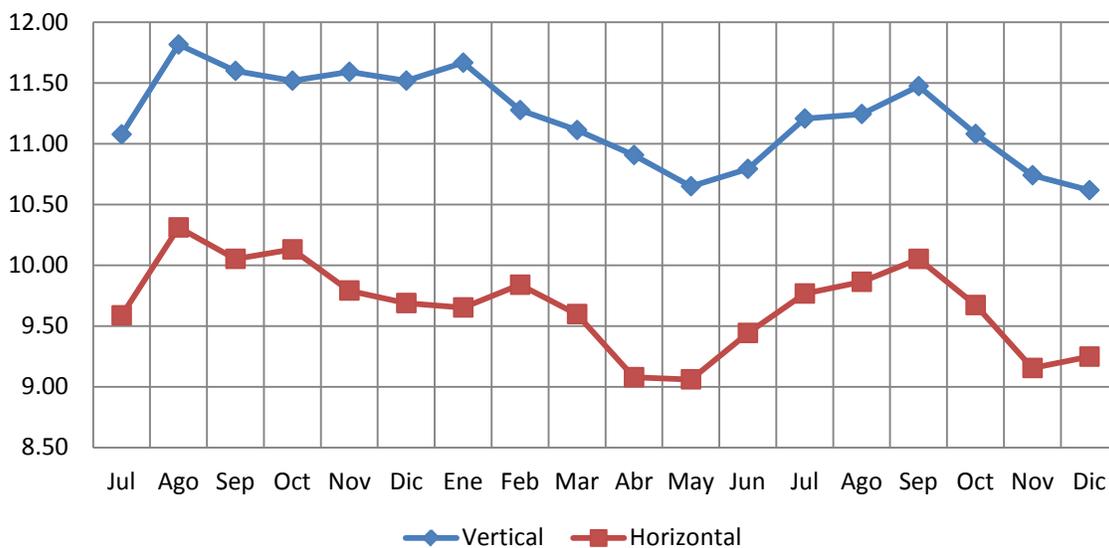


Figura 4. Promedios mensuales (dB) de polarización horizontal y vertical en estación 133.

Estación 134

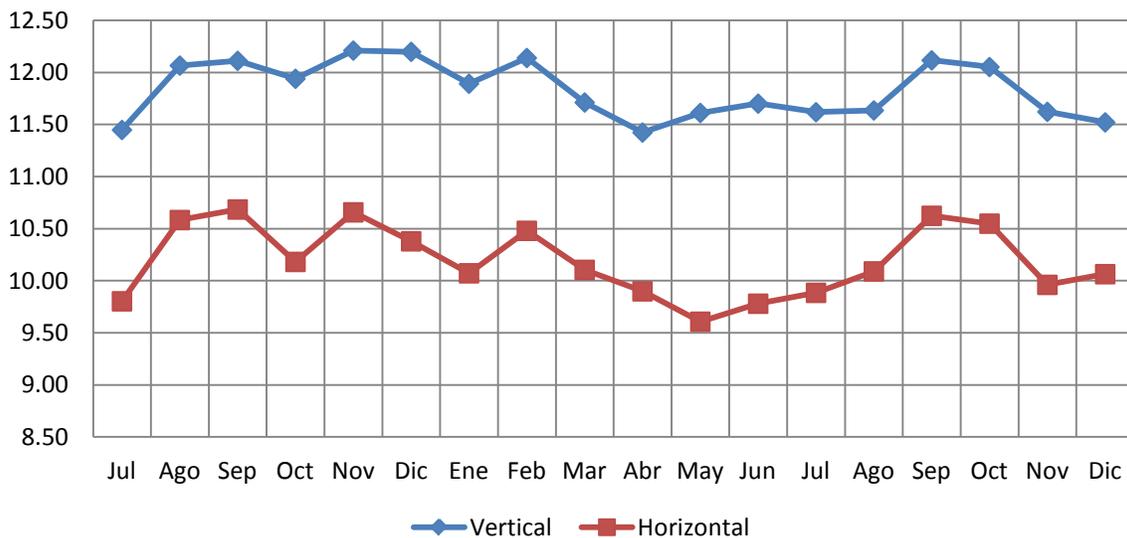


Figura 5. Promedios mensuales (dB) de polarización horizontal y vertical en estación 134.

Estación 135

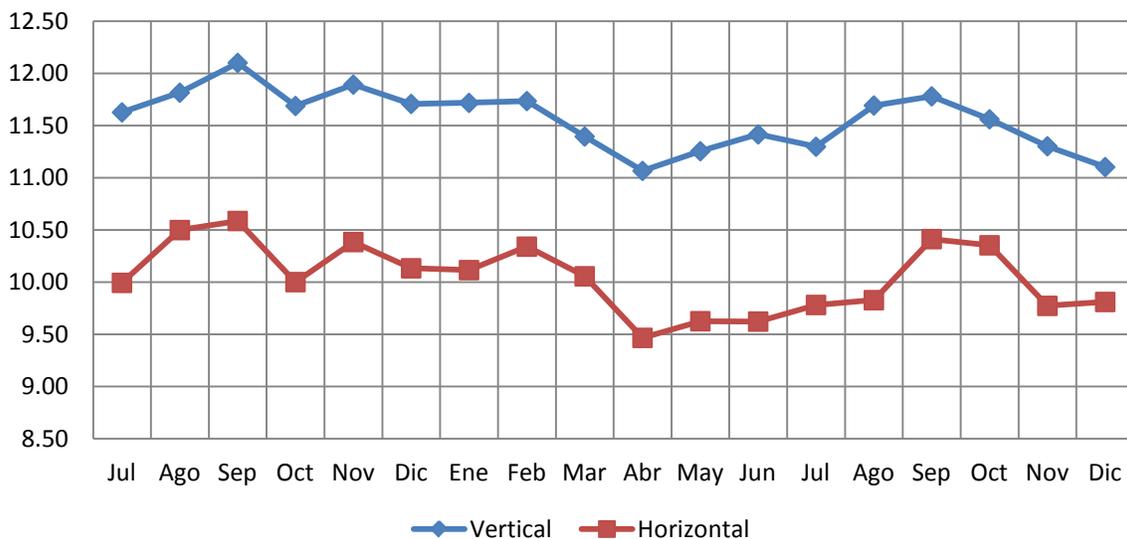


Figura 6. Promedios mensuales (dB) de polarización horizontal y vertical en estación 135.

Estación 136

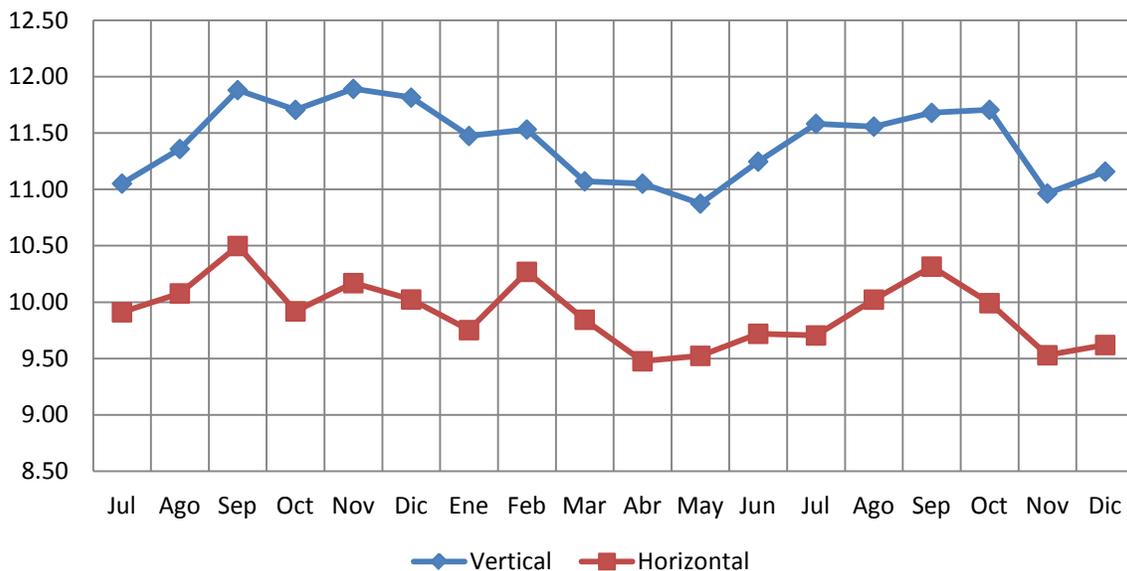


Figura 7. Promedios mensuales (dB) de polarización horizontal y vertical en estación 136.

Estación 137

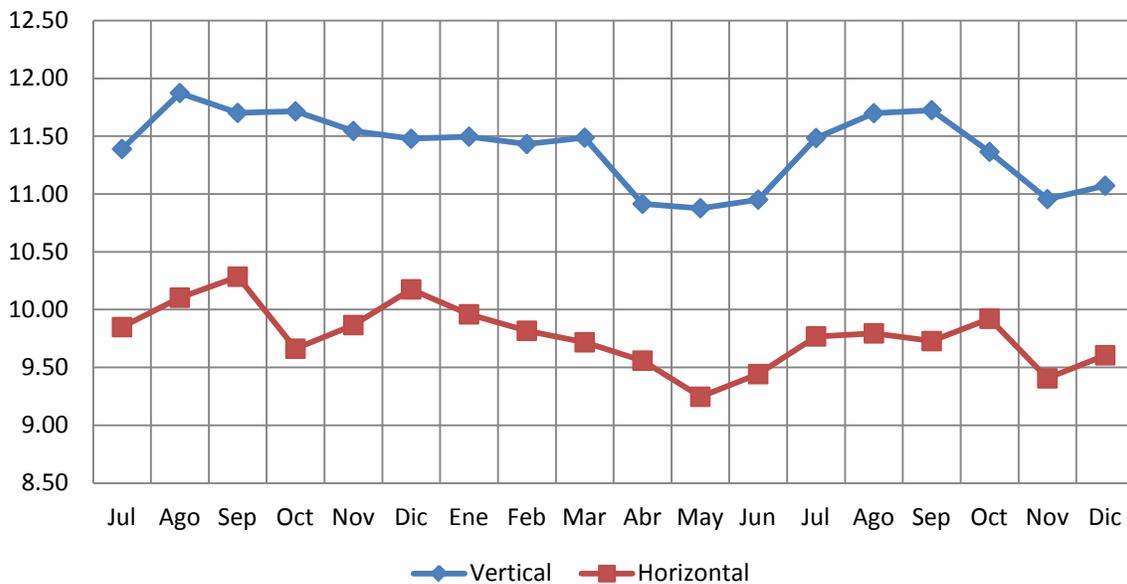


Figura 8. Promedios mensuales (dB) de polarización horizontal y vertical en estación 137.

Estación 138

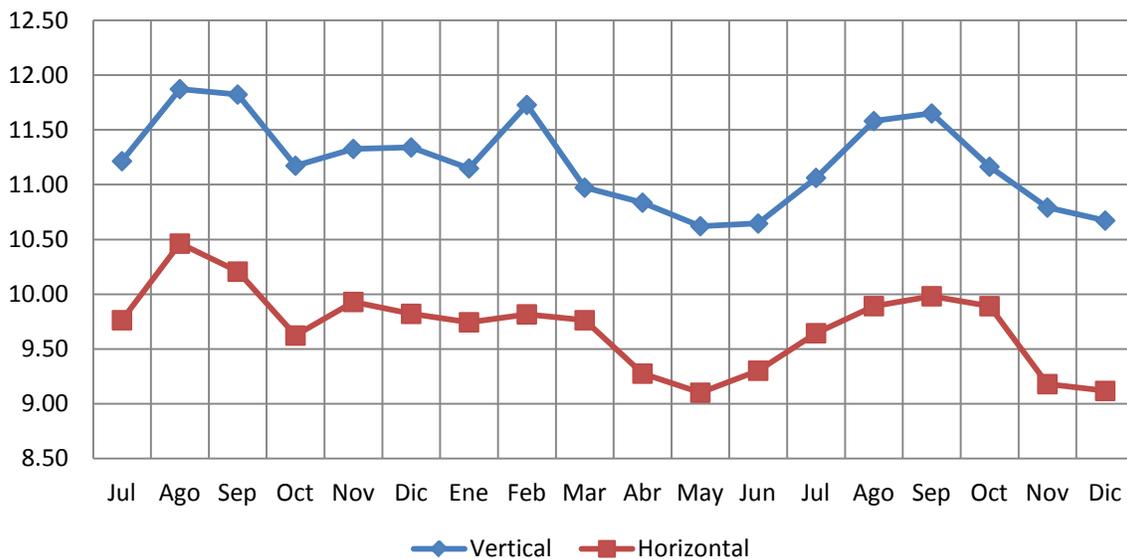


Figura 9. Promedios mensuales (dB) de polarización horizontal y vertical en estación 138.

Estación 139

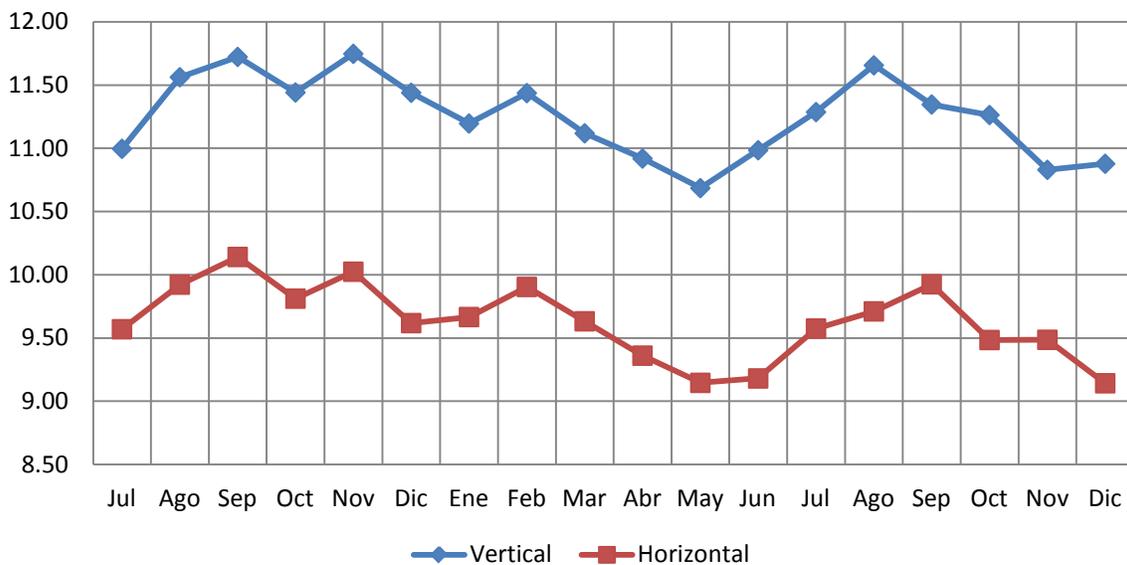


Figura 10. Promedios mensuales (dB) de polarización horizontal y vertical en estación 139.

Estación 140

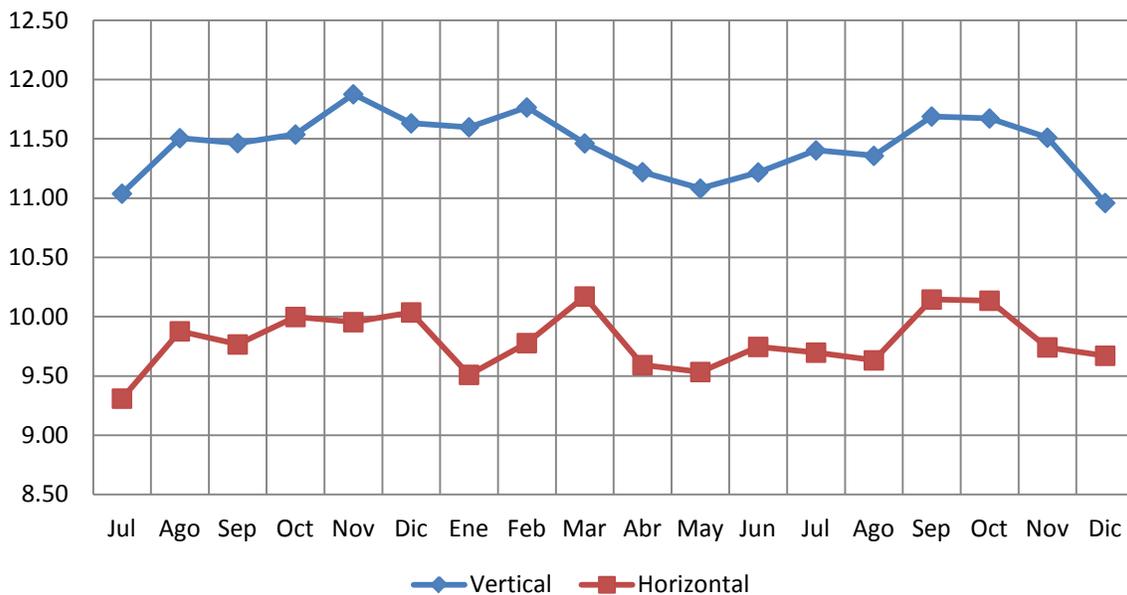


Figura 11. Promedios mensuales (dB) de polarización horizontal y vertical en estación 140.

Estación 143

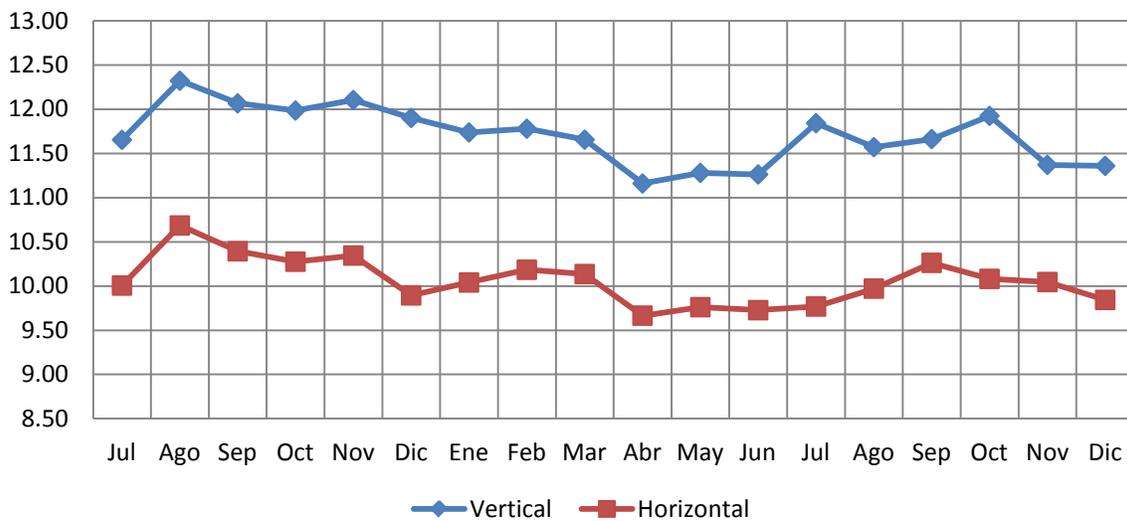


Figura 12. Promedios mensuales (dB) de polarización horizontal y vertical en estación 143.

Estación 144

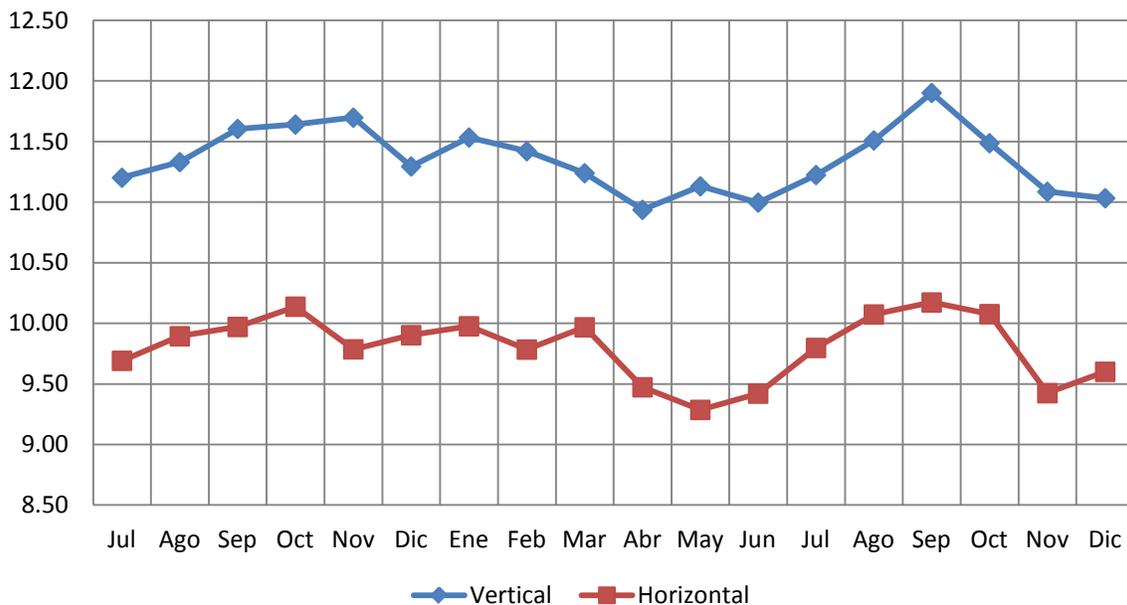


Figura 13. Promedios mensuales (dB) de polarización horizontal y vertical en estación 144.

Estación 146

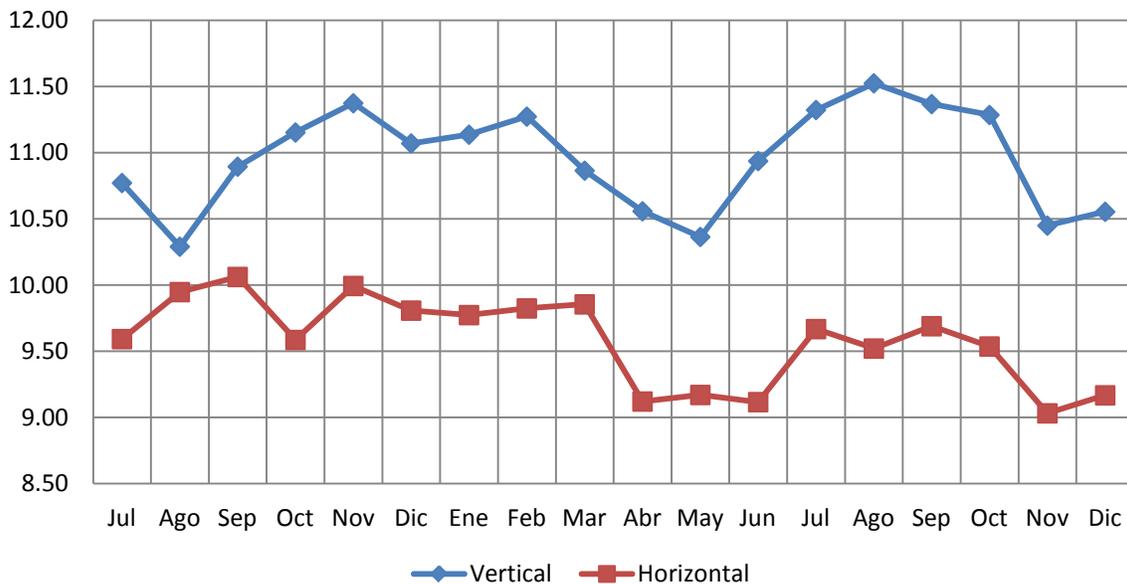


Figura 14. Promedios mensuales (dB) de polarización horizontal y vertical en estación 146.

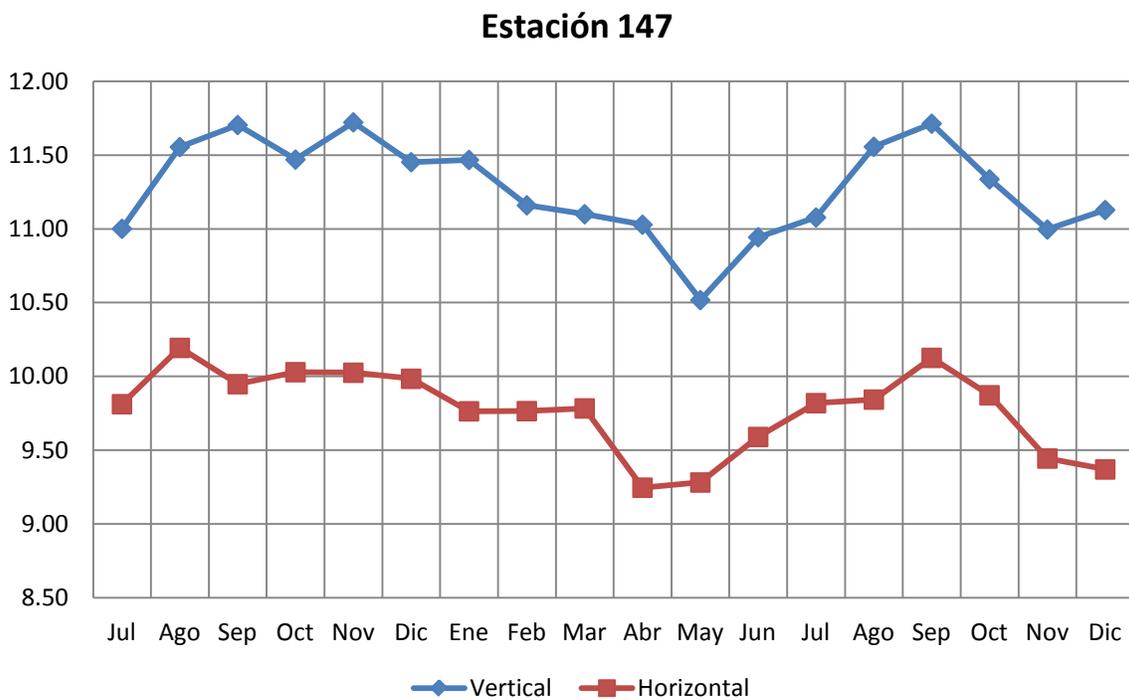


Figura 15. Promedios mensuales (dB) de polarización horizontal y vertical en estación 147.

Bibliografía

1. Adams, D. K., & Comrie, A. C. (1997). The North American Monsoon. *Bulletin of the American Meteorological Society* , 2197-2213.
2. Attema, E. (1991). The active microwave instrument on board the ers-1 satellite. *Proc. IEEE*, 791-799.
3. Barnes, J. I. (1982). *TIROS-N Series Direct Readout Services Users Guide*. Washington, D.C. : National Oceanic and Atmospheric Administration.
4. Berner, E., & Berner, R. (1987). *The Global Water Cycle Geochemistry and Environment*. Upper Saddle River, United States of America: Prentice Hall.
5. Blecher, D. (1950). *The measurement of soil moisture by neutron and gamma ray scattering*. Washington, D.C.: Civil Aeronautics Administration.
6. Bonnet, J. (1968). *La Ciencia del Suelo*. San Juan, Puerto Rico: Colegio de Ingenieros y Agrimensores de Puerto Rico.
7. Brenes, Á., & Freddy Saborío, V. (1995). *Elementos de climatología*. EUNED.
8. Brenner, I. S. (1974). A surge of maritime tropical air Gulf of California to the southwestern United States. *Monthly Weather Review* , 102, 375-389.
9. Briggs, L. (1899). Electrical instruments for determining the moisture, temperature, and soluble salt content of soils. *U.S. Dept. Agr. Bul. 15* .
10. Bristow, K. L., Kluitenberg, G. J., Goding, C. J., & Fitzgerald, T. S. (2001). A small multi-needle probe for measuring soil thermal properties, water content and electrical conductivity. *Computers and Electronics in Agriculture* , 265-280.
11. Bristow, K., Campbell, G., & Calissendorff, C. (1993). Test of a heat-pulse probe for measuring changes in soil water content. *Soil Sci. Soc. Am. J.* , 930-934.
12. Brummer, E., & Mardock, E. (1945). A neutron method for measuring saturation in laboratory flow measurements. *Proc. Am. Inst. Mining and Metal Engineering* .
13. Bryson, R. A., & Lowrey, W. P. (1955). Synoptic climatology of the Arizona summer precipitation singularity. *Bulletin American Meteorology Society* , 36, 329-339.

14. Campbell, G. S. (1991). Probe for Measuring Soil Specific Heat Using a Heat Pulse Method. *Soil Science American Journal* , 291-293.
15. Campbell, G. (1985). Transport Models for Soil-Plant Systems. *Elsevier* .
16. Campos Aranda, D. F. (1998). *Procesos del Ciclo Hidrológico*. San Luis Potosí: Editorial Universitaria Potosina.
17. Carleton, A. D. (1990). Mechanisms of interannual variability of the Southwest United States summer rainfall maximum. *Journal of Climate* , 3, 999-1015.
18. Carleton, A. M. (1986). Synoptic-dynamic character of "bursts" and "breaks" in the southwest U.S. summer precipitation singularity. *Journal of Climatology* , 6, 605-623.
19. Cassel, D. K. (1994). Practical consideration for using a TDR cable tester. *Soil Technology* , 113-126.
20. Censor, Y. (1983). Finite series-expansion reconstruction methods. *Proceedings of the IEEE*, 71, 409-419.
21. Chapelle, F. (2001). *Ground-water microbiology and geochemistry*. New York, USA: John Wiley & Sons Inc.
22. Chow, V., Maidment, D., & Mays, L. (1998). *Hidrología Aplicada*. Mc Graw Hill.
23. Chung, S.-O., & Horton, R. (1987). Soil heat and water flow with a partial surface mulch. *Water Resources Research* , 2175-2186.
24. Comparison of two methods for extracting surface soil moisture from C-band. (2004). *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium* , 2, 827-830.
25. Comparison of Two Methods for Extracting Surface soil moisture from c-band radar imagery. (2004). *Geoscience and Remote Sensing Symposium* , 827-830.
26. De Vries, D. A. (1963). *Thermal properties of soil*. North Holland, Amsterdam: W. R. Van Wijk.
27. Debye, P. (1929). Polar Molecules. *Journal of the Society of Chemical Industry* , 1036-1037.
28. Douglas, M. W., Maddox, R. A., Howard, K., & Reyes, S. (1993). The Mexican Monsoon. *American Meteorological Society* , 1665-1677.
29. Eltahir, E. A. (1998). A soil moisture rainfall feedback mechanism 1. Theory and observations. *Water Resources Research* , 765-776.

30. Entekhabi, D., Rodriguez-Iturbe, I., & Castelli, F. (1996). Mutual interaction of soil moisture of soil moisture state and atmospheric processes. *Journal of Hidrology* , 3-17.
31. Friedman, S. (2005). Soil properties influencing apparent electrical conductivity: a review. *Elsevier* , 45-70.
32. Fröhlich, H. (1958). *Theory of Dielectrics*. Oxford: Oxford University Press.
33. Fuller, R. D., & Stensrud, D. J. (2000). The Relationship between Tropical Easterly Waves and Surges over the Gulf of California during the North American Monsoon. *American Meteorological Society* , 2983-2989.
34. Gardner, R., Kemp, W., Kennedy, V., & Petersen, J. (2001). *Scaling relations in experimental ecology*. Nueva York: Columbia University Press.
35. Gebremichael, M., Vivoni, E. R., Watts, C. J., & Rodriguez, J. C. (2007). Submesoscale Spatiotemporal Variability of North American Monsoon Rainfall over Complex Terrain. *American Meteorological Society* , 1751-1773.
36. Gleick, P. (2000). *The World's Water 2000-2001: The Biennial Report on Freshwater Resources*. Washington, D.C., United States of America: Island Press.
37. Gochis, D. J., Jiménez, A., Watts, C. J., & Garatuza-Payán, J. y. (2004). Analysis of 2002 and 2003 warm season precipitation from the North American Monsoon Experiment event rain gauge network. *Monthly Weather Review* , 132, 2938-2953.
38. Goyal, M. (1990). *Manejo de Riego por Goteo*. Recinto de Mayagüez: Universidad de Puerto Rico.
39. Gruhier, C., Rosnay, P., Hasenauer, S., Holmes, T., Jeu, R., Kerr, Y., y otros. (2010). Soil Moisture active and passive microwave products: intercomparison and evaluation over a Sahelian site. *Hydrology and Earth System Sciences*.
40. Gutzler, D. S. (2005). The North American Monsoon Model Assessment Project. *Bulletin American Meteorology Society* , 86, 1423-1429.
41. Hales, J. E. (1974). Southwestern United States summer monsoon source Gulf of Mexico or Pacific Ocean. *Journal of Applied Meteorology* , 12, 331-342.
42. Hales, J. E. (1972). Surges of maritime tropical air northward over the Gulf of California. *Monthly Weather Review* , 100, 298-306.
43. Hastings, D. A. (1992). The Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR): A Brief Reference Guide. *Journal Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* , 58 (8), 1183-1188.

44. Higgins, R. W. (2003). Progress in pan-American climate variability research: The North American monsoon system. *Atmosfera* , 16, 29-65.
45. Higgins, R. W., & Shi, W. (2000). Dominant factors responsible for interannual variability of the southwest monsoon. *Journal of Climate* , 13, 759-776.
46. Hillel, D. (1980). *Fundamentals of Soil Physics*. New York, USA: Academic Press.
47. Hoekstra, P., & Delaney, A. (1974). Dielectric properties of soils at UHF and microwave frequencies. *Journal of Geophysics Resources* , 1699-1708.
48. Holmes, J. (1956). Calibration and field use of the neutron scattering method of measuring soil water content. *Aust. J. Appl. Sci.* , 45-58.
49. Inoue, M., Simunke, J., Shiozawa, S., & Hopmans, J. (2000). Simultaneous estimation of soil hydraulic and solute transport parameters from transient infiltration experiments. *Adv. Water Resour.* , 677-688.
50. Jackson. (2007). Introduction to Soil Moisture Experiments 2004 (SMEX04) Special Issue. *Remote Sensing of Environment* , 301-303.
51. Kaleita, A. L. (2005). Field Calibration of the Theta Probe for Des Moines Lobe Soils. *American Society of Agricultural Engineers* , 21, 865-870.
52. Kaleita, A., Heitman, J., & Logsdon, S. (2005). Field calibration of the theta probe for des moines lobe soils. *Applied Engineering in Agriculture* , 865-870.
53. Kennett, R. G., & Li, F. K. (1989). Seasat over land scatterometer data, Part I: Global overview of the Ku-band backscatter coefficients. *IEEE Transaction of Geosciences and Remote Sensing* , 27, 592-605.
54. Kennett, R., & Li, F. (1989). Seasat over-land scatterometer data, part II: Selection of extended area land-target sites for the calibration of spaceborne scatterometers. *IEEE Transaction Geoscience Remote Sensing* , 27, 779-788.
55. Kerr, Y. (2007). Soil moisture from the space: Where are we? *Hydrogeology Journal* , 117-120.
56. Kluitenberg. (2002). *Heat capacity and specific heat*. Madison, WI: Soil Science Society of America.
57. Kluitenberg, G., Ham, J., & Bristow, K. (1993). Error analysis of the heat pulse method for measuring soil volumetric heat capacity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* , 1444-1451.
58. Lambe, T., & Whitman, R. (1997). *Mecánica de suelos*. México: LIMUSA.

59. Letey, J. (1985). Relationship between soil physical properties and crop production. *Advances in soil science* , 277-294.
60. Long, D., Hardin, P., & Whitling, P. (1993). Resolution enhancement of spaceborne scatterometer data. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* , 700-715.
61. Martínez, P. E., Pedro Martínez, P., & Castaño, S. (2005). *Fundamentos de hidrogeología* . Madrid, España: Mundi-Prensa.
62. Miller, J., & Gaskin, G. (1996). ThetaProbe Principles of Operations and Applications. *Macaulay Land Use Research Institute* .
63. Mladenova, I., & Lakshmi, V. (2009). Terrain: Slope Influence on QuikSCAT Backscatter. *IEEE TRANSACTIONS ON GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING* , 2722-2732.
64. Mo, K. C., & Paegle, J. N. (2000). Influence of Sea Surface Temperature Anomalies on the Precipitation Regimes over the Southwest United States. *Journal of Climate* , 13, 3588-3598.
65. Wagner, W, Noll, J., Borgeaud, M., Rott, H. Monitoring Soil Moisture over the Canadian Prairies with the ERS Scatterometer. (1999). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* , 37 (1), 206-216.
66. Mortensen, A. P., Hopmans, J. W., Mori, Y., & Simunek, J. (2006). Multifunctional heat pulse probe measurements of coupled vadose zone flow and transport. *Adv. Water Resour.* , 250-267.
67. Mualem, Y., & Friedman, S. (1991). Theoretical Prediction of Electrical Conductivity in Saturated and Unsaturated Soil. *Water Resources Research* , 2771-2777.
68. Navarro, J. (2008). *Análisis de la variabilidad espacial y temporal de la humedad de suelo en la cuenca del Río San Miguel*. Hermosillo: Universidad de Sonora.
69. Oliver, J., & Hidore, J. (2002). *Climatology An Atmospheric Science*. Upper Saddle River, United States of America: Prentice Hall.
70. Pathe, C., Wagner, W., Sabel, D., Doubkova, M., & Basara, J. (2009). Using ENVISAT ASAR Global Model Data for Surface Soil Moisture Retrieval Over Oklahoma, USA. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* , 468-480.
71. Pieper, G. (1949). *The measurement of the moisture content of soil by the slowing of neutrons*. New York: Cornell University.

72. Pineda, N. J. (2004). Using NOAA AVHRR and SPOT VGT data to estimate surface parameters: application to a mesoscale meteorological model. *International Journal of Remote Sensing* , 25 (1), 129–143.
73. Porta, J. L. A. (2003). *Edafología para la Agricultura y Medio Ambiente*. Madrid: Mundi-Prensa.
74. Reitan, C. H. (1957). *The role of precipitable water vapor in Arizona's summer rains*. Technical Report on the Meteorology and Climatology of Arid Regions, University of Arizona, Institute of Atmospheric Physics, Tucson.
75. Ren, T., Noborio, K., & Horton, R. (1999). Measuring Soil Water Content, Electrical Conductivity, and Thermal Properties with a Thermo-Time Domain Reflectometry Probe. *Soil Science Society of America Journal* , 450-457.
76. Reyes, S., Douglas, M., & Maddox, R. (1994). El monzón del suroeste de Norteamérica. *Atmósfera* , 117-137.
77. Rhoades, J. D. (1989). Soil electrical conductivity and soil salinity: New formulations and calibrations. *Soil Science Society of America Journal* , 53, 433-439.
78. Robinson, D., Binley, A., Crook, N., Day-Lewis, F., Ferré, T., Grauch, V., y otros. (2008). Advancing process-based watershed hydrological research using near-surface geophysics: a vision for, and review of, electrical and magnetic geophysical methods. *Hydrol. Proc.* , 3604-3645.
79. Rohli, R., & Vega, A. (2008). *Climatology*. London, UK: Jones & Bartlett Learning.
80. Ruiz, J., Medina, G., Grajeda, M., Silva, S., & Díaz, G. (2005). *Estadísticas climatológicas básicas del estado de Sonora (Periodo 1961-2003)*. Ciudad Obregón, Sonora, México: INIFAP-CIRNO.
81. Sánchez, F. J. (2004). *Medidas puntuales de permeabilidad*. Obtenido de Universidad de Salamanca: <http://web.usal.es/javisan/hidro>
82. Saunders, R. (1988). Cloud top temperature/height; A high resolution imagery product from AVHRR. *Meteorological Magazine* , 117, 211-221.
83. Schluessel, P. (1989). Satellite-derived low-level atmospheric water vapour content from synergy of AVHRR and HIRS. *International Journal of Remote Sensing* , 10, 705-721.
84. Schowengerdt, R. (2007). *Remote Sensing Models and Methods for Image Processing*. London, UK: Academic Press.

85. Scorer, R. (1989). Cloud reflectance variations in channels-3. *International Journal of Remote Sensing* , 10, 675-686.
86. Sellers, W. D., & Hill, R. H. (1974). *Arizona Climate*. Tucson: University of Arizona Press.
87. Shi, J., Jiang, L., Zhang, L., Chen, K., Wigneron, J., Chanzy, A., y otros. (2006). Physically Based Estimation of Bare-Surface Soil Moisture With the Passive Radiometers. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* , 3145-3153.
88. Sihvola, A. H. (1999). *Electromagnetic mixing formulas and applications*. London: Institute of Electrical Engineers.
89. Singh. (1999). Effect of soil moisture on microwave scattering for remote sensing . *Sadhana* , 485-493.
90. Song, Y. H. (1998). Measuring Soil Water Content under Turfgrass Using the Dual-Probe Heat-Pulse Technique. *Journal of the American Society for Horticultural Science* , 123, 937-941.
91. Spencer, M., Wu, C., & Long, D. (1997). Tradeoffs in the design of spaceborn scanning pencil beam scatterometer: Application to SeaWinds. *IEEE Transaction Geoscience and Remote Sensing* , 35, 115-126.
92. Stewart, R. (1985). Seasat Success Statement. *Jet Propulsion Laboratory Publication* , D-2841.
93. Stocking, M., & Murnaghan. (2001). *Handbook for the field assessment of land degradation*. London, UK: Earthscan Ltd .
94. Topp, G. C. (1980). Electromagnetic determination of soil water content: measurement in coaxial transmission lines. *Water Resources Research* , 16, 574-582.
95. Topp, G., Davis, J., & Annan, A. (1980). Electromagnetic determination of soil water content: measurement in coaxial transmission lines. *Water Resources Research* , 574-582.
96. Turner, J. W. (1989). Cloud track winds in the polar regions from sequences of AVHRR images. *International Journal of Remote Sensing* , 10, 695-703.
97. U.S. Environmental Protection Agency. (2010). *Glossary of technical terms*. Recuperado el 22 de Noviembre de 2010, de <http://www.epa.gov/oust/cat/TUMGLOSS.HTM>
98. Ulaby, F. T. (1981). *Microwave Remote Sensing-Active and Passive*. Reading, MA: Addison-Wesley Publishing Co.

99. Underwood, N., Van Bavel, C., & Swanson, R. (1954). A portable slow neutron flux meter for measuring soil moisture. *Soil Science* , 339-340.
100. Van Oevelen, P. J. (s.f.). Soil moisture variability: a comparison between detailed field measurements and remote sensing measurement techniques.
101. Van Oevelen, P. (1998). Soil Moisture variability: a comparison between detailed field measurements and remote sensing measurement techniques. *Hydrological Sciences* , 511-520.
102. Vivoni, E. R., Gutiérrez-Jurado, H. A., Aragón, C. A., Méndez-Barroso, L. A., Rinehart, A. J., Wyckoff, R. L., y otros. (2007). Variation of Hydrometeorological Conditions along a Topographic Transect in Northwestern Mexico during the North American Monsoon. *Journal of Climate* , 20, 1792–1809.
103. Vivoni, E. R., Rodríguez, J. C., & Watts, C. J. (2010). On the spatiotemporal variability of soil moisture and evapotranspiration in a mountainous basin within the North American monsoon region. *Water Resources Research* , 46, 18.
104. Vivoni, E., Moreno, H., Mascaro, G., & Rodrigues. (2008). Observed relation between evapotranspiration and soil moisture in the North American monsoon region. *Geophysical Research Letters* , L22403.
105. Wagner, W., Noll, J., Borgeaud, M., & Rott, H. (1999). Monitoring Soil Moisture over the Canadian Prairies with the ERS Scatterometer. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* , 206-216.
106. Walker, J. P. (2004). In situ measurement of soil moisture: a comparison of techniques. *Journal of Hydrology* , 293, 85-99.
107. Ward, A., & Trimble, S. (2004). *Environmental Hydrology*. United States of America: Lewis Publishers.
108. Winiger, M., Heeb, M., Nejedly, G., & Roesselet, C. (1989). Regional boundary layer airflow patterns derived from digital NOAA-AVHRR. *International Journal of Remote Sensing* , 731-741.
109. Wolman, M., & Riggs, H. (1990). *Surface Water Hydrology*. Boulder, Colorado, United States of America: The Geological Society of America.
110. Wooldridge, S. A. (2003). Importance of soil moisture measurements for inferring parameters in hydrologic models of low-yielding ephemeral catchments. *Environmental Modelling & Software* , 18, 35-48.

111. World Meteorological Organization. (2006). *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*. Geneva, Switzerland.
112. Wurbs, R., & James, W. (2002). *Water Resources Engineering*. Upper Saddle River, United States of America: Prentice Hall.
113. Xu, J., Gao, X., Shuttleworth, J., Sorooshian, S., & Small, E. (2004). Model Climatology of the North American Monsoon Onset Period during 1980–2001. *American Meteorological Society* , 3892-3906.