



**Universidad Nacional del Sur**

**TESIS DE DOCTOR EN AGRONOMÍA**

**MECANISMOS DE EMISIÓN DE PARTÍCULAS FINAS  
(PM<sub>10</sub>) POR EROSIÓN EÓLICA EN SUELOS  
AGRÍCOLAS DE ARGENTINA**

Fernando AVECILLA

BAHÍA BLANCA

ARGENTINA

2017

## PREFACIO

Esta tesis se presenta como parte de los requisitos para optar al grado académico de Doctor en Agronomía, de la Universidad Nacional del Sur y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta universidad u otra. La misma contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo en el ámbito del Departamento de Agronomía (UNS) y del Instituto de Ciencias de la Tierra y Ambientales de La Pampa (INCITAP, CONICET-UNLPam) durante el período comprendido entre el 19 de junio de 2012 y el 20 de marzo de 2017 bajo la dirección del Dr. Daniel Eduardo BUSCHIAZZO y la co-dirección del Dr. Juan Alberto GALANTINI.



Fernando AVECILLA



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR  
Secretaría General de Postgrado y Educación Continua

La presente tesis ha sido aprobada el 20/03/2017, mereciendo la calificación de 10 (diez).

## **AGRADECIMIENTOS**

A:

Dr. Daniel BUSCHIAZZO, director de tesis y beca doctoral CONICET, por su asistencia durante el curso de este estudio y su colaboración en la escritura y corrección de esta tesis.

Dr. Juan Alberto Galantini, co-director de tesis.

Mis compañeros de trabajo: Juan E. Panebianco, Silvia B. Aimar, Antonela L. Iturri, Mariano J. Mendez, Laura A. de Oro y Abel Parodi (Técnico del laboratorio de suelos de la Facultad de Agronomía de la UNLPam).

Personal de la EEA INTA Anguil, especialmente al señor Ricardo Sanchez.

A la Facultad de Agronomía de la UNLPam y EEA INTA Anguil por facilitarme todo lo necesario para desempeñar el trabajo, al CONICET por financiar este estudio y a la UNS por la posibilidad de llevar a cabo el Doctorado en esta institución.

A mis padres, hermanos y amigos por su apoyo permanente.

Muy especialmente a Vanesa, Amarella y Meulen, mi compañeros de vida, por el estímulo y apoyo que me brindaron, haciendo posible la concreción de esta tesis y por su tolerancia y consideración.

A todos aquellos, que no menciono, pero que de alguna manera han colaborado en el presente trabajo.

<b>INDICE TEMATICO</b>	<b>Pág.</b>
PREFACIO.....	II
AGRADECIMIENTOS.....	III
ÍNDICE TEMÁTICO.....	IV
ÍNDICE DE TABLAS.....	V
ÍNDICE DE FIGURAS.....	VI
ÍNDICE DE ANEXOS.....	IX
ABREVIATURAS USADAS EN LA PRESENTE TESIS.....	X
RESUMEN.....	XI
SUMMARY.....	XIV
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Descripción general del proceso de erosión eólica.....	2
1.2. Los mecanismos del proceso de erosión eólica.....	20
1.3. HIPÓTESIS.....	35
1.4. OBJETIVOS.....	36
1.4.1. Objetivo general.....	36
1.4.2. Objetivos específicos.....	36
2. MATERIALES & MÉTODOS.....	37
2.1. METODOLOGÍAS PARA VALIDAR LAS HIPÓTESIS 1, 2 y 3.....	38
2.1.1. Descripción de los suelos de estudio.....	38
2.1.2. Experiencia en túnel de viento.....	50
2.1.2.1. Descripción del túnel de viento.....	50
2.1.2.2. Mediciones y cálculos.....	54
2.1.2.3. Diseño experimental.....	60
2.2. METODOLOGÍAS PARA VALIDAR LA HIPÓTESIS 4.....	61
2.2.1. Descripción de los sitios de estudio.....	61
2.2.1.1. Características agroclimáticas.....	62
2.2.2. Diseño experimental.....	64
2.3. ANÁLISIS ESTADÍSTICOS.....	73
3. RESULTADOS & DISCUSIÓN.....	74
3.1. RESULTADOS PARA VALIDAR LA HIPÓTESIS 1.....	75
3.2. RESULTADOS PARA VALIDAR LAS HIPÓTESIS 2 Y 3.....	90
3.2.1. Valores absolutos de la emisión de PM <sub>10</sub> (Túnel de viento).....	91
3.2.2. Eficiencia de saltación.....	95
3.2.3. Efecto de la saltación sobre la emisión de material particulado.....	100
3.2.4. Relación entre saltación (Q) y emisión de PM <sub>10</sub> (F <sub>v</sub> PM <sub>10</sub> ) (Estudio de campo).....	105
3.3. RESULTADOS PARA VALIDAR LA HIPÓTESIS 4.....	115
3.3.1. Emisión de PM <sub>10</sub> (F <sub>v</sub> PM <sub>10</sub> ) en función de la distancia.....	116
3.3.2. Composición del material movilizado por saltación en función de la distancia.....	121
3.3.3. Factores meteorológicos y emisión de PM <sub>10</sub> .....	127
4. DISCUSIÓN GENERAL. CONCLUSIONES.....	138
4.1. DISCUSIÓN GENERAL.....	139
4.2. CONCLUSIONES.....	147
4.3. POSIBLES FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN.....	150
5. BIBLIOGRAFÍA.....	152
6. ANEXOS.....	171

## ÍNDICE DE TABLAS

Pág.

Tabla 1. Sitios de estudio.....	38
Tabla 2. Principales características climáticas de los sitios estudiados.....	40
Tabla 3. Parámetros edáficos evaluados para realizar la caracterización de los suelos.....	41
Tabla 4. Principales características de los suelos estudiados.....	41
Tabla 5. Variables agro-meteorológicas de INTA Anguil. Adaptado de Casagrande et al. (2012) .....	63
Tabla 6. Parámetros utilizados para determinar la energía de abrasión de las partículas movilizadas por saltación ( $\emptyset$ 0,2–0,5 mm) de cada suelo. DGM: diámetro geométrico medio; d: densidad media de la fracción de saltación; m: masa media de las partículas saltadoras; $\mu p$ : velocidad media de las partículas en saltación a 0,05 m. ....	77
Tabla 7. Valores de erosión (Q) y conteos del SENSIT bajo tres condiciones de saltación diferentes. Valores con diferentes letras indican diferencias entre suelos dentro del mismo tratamiento ( $p < 0,05$ ). $\sigma$ es el desvío estándar y CV es el coeficiente de variación.....	84
Tabla 8. Fracción de saltación proporcional FSP (cantidad de partículas saltadoras), partículas $< 10 \mu m$ ( $PM_{10}$ ) e índice relativo de agregación (IRA) para cada suelo.....	98

<b>ÍNDICE DE FIGURAS</b>	<b>Pág.</b>
Figura 1. Estado global de degradación del suelo. Tomado de FAO.....	3
Figura 2. Distribución de loess y sedimentos loessoides en Argentina. La superposición de rastras refleja diferencias interpretativas de distintos autores. TC: Tipo Chaqueño, al Norte de LAT 30°, TP: Tipo Pampeano al Sur de LAT 30°. 1, 2 y 3: Depósitos en valles en la faja montañosa del Oeste del país. Extractado de Zárate (2003).....	5
Figura 3. Fa: fuerza de arrastre aerodinámico; Fe: fuerza de elevación (succión); Fg: fuerza gravitacional; Fip: fuerza interparticular; Pc: punto de contacto entre partículas. Adaptado de Kok et al., 2012.....	8
Figura 4. Formas de transporte de las partículas del suelo.....	10
Figura 5. Trayectoria de las partículas del suelo en el modo saltación.....	13
Figura 6. Mecanismos de emisión de polvo. Adaptado de Kok et al. (2012).....	15
Figura 7. Ubicación de los sitios de estudio.....	39
Figura 8. Distribución del tamaño de agregados (mm) de las muestras originales de cada suelo.....	42
Figura 9. Distribución del tamaño de partícula de la fracción de saltación de cada suelo.....	45
Figura 10. Distribución del tamaño de partículas de cada suelo.....	46
Figura 11. Equipo Sensit®. a) cable de conexión al datalogger, b) unidad de registro y c) diodo sensible (cristal de cuarzo).....	47
Figura 12. Respuesta del Sensit (impactos por segundo) en función del transporte de masa.....	48
Figura 13. Vista de las distintas secciones del túnel de viento.....	51
Figura 14. Detalle (vista transversal) de la bandeja y listones de madera que se colocan sobre el piso del túnel.....	52
Figura 15. Cama de suelo: superficie del túnel con las bandejas, listones de madera y muestras de suelo colocadas.....	52
Figura 16. Esquema de funcionamiento de la tolva.....	53
Figura 17. Sistema de regulación del caudal suministrado por la tolva.....	54
Figura 18. Esquema de la sección de trabajo del túnel de viento.....	55
Figura 19. Colectores BSNE (Big Spring Number Eight).....	56
Figura 20. Monitor de polvo Kanomax modelo 3443.....	58
Figura 21. Esquema del sistema de medición de PM <sub>10</sub> .....	59
Figura 22. Frecuencia de direcciones de viento. INTA Anguil (LP) (1973-2011). Tomado de Casagrande et al. (2012).....	64
Figura 23. Ubicación de las parcelas en EEA Anguil (Imagen tomada de Google Earth).....	65
Figura 24. Esquema de diseño de una parcela experimental.....	66
Figura 25. Vista de la parcela experimental.....	67
Figura 26. Colectores BSNE adosados a la veleta y mástil con monitores de polvo..	68
Figura 27. Estación meteorológica inalámbrica y anemómetro portátil.....	70
Figura 28. Parcela analizada en base a la cuadrícula del programa Paint Shop Pro 7.....	71
Figura 29. Variación relativa de tres fracciones de tamaños de partículas de la fracción de saltación de los seis suelos, entre muestras dispersadas y sin dispersar.	78

Figura 30. Fotografía de la fracción de saltación ( $\varnothing$ 0,2–0,5 mm) de cada suelo observada por medio de una lupa binocular.....	80
Figura 31. Estabilidad de los agregados en seco (EES) y contenidos de fracción erosionable (FE) en función del producto entre los contenidos de arcilla y material orgánica de cada suelo. El punto representado con un rombo representa el suelo 2 (S2).....	82
Figura 32. Valores de erosión (Q) en función del cociente entre la energía de abrasión y la agregación de la fracción de saltación de cada suelo, bajo dos condiciones de saltación, inyección de saltación (IS) y sin saltación (NS). Las barras de error representan el desvío estándar de cada punto.....	86
Figura 33. Erosión relativa (IS/NS) en función de: a) cociente entre la energía de abrasión y el índice de agregación de la fracción de saltación y b) índice de agregación de la fracción de saltación.....	88
Figura 34. Flujo vertical de $PM_{10}$ ( $F_V PM_{10}$ ) para cada suelo y tratamiento. Diferentes letras indican diferencias entre suelos dentro de cada tratamiento ( $p < 0,05$ ).....	92
Figura 35. Eficiencia de saltación ( $F_V PM_{10} / Q$ ) para cada suelo y tratamiento.....	96
Figura 36. Correlación entre la eficiencia de saltación ( $F_V PM_{10} / Q$ ) y $FS_p / (PM_{10}^* IRA)$ .....	99
Figura 37. Cantidad de material transportado por saltación (Q) y emisión de $PM_{10}$ ( $F_V PM_{10}$ ) en función del índice de composición de la fracción de saltación en los tratamientos con (IS) y sin (NS) inyección de la fracción de saltación. El tratamiento SS no se muestra debido a que Q se mantuvo constante en este tratamiento. Los puntos en forma de triángulo representan el $F_V PM_{10}$ en los tratamientos IS y NS del suelo de textura arenosa (S1), el cual no fue incluido en la proyección de las líneas de tendencia. ....	102
Figura 38. Relación entre las concentraciones de $PM_{10}$ (en $mg\ m^{-3}$ ) a 1,8 y 3,5 m. a) suelo franco; b) suelo arenoso franco.....	107
Figura 39. Transporte de masa horizontal (Q) y flujo vertical de emisión de $PM_{10}$ ( $F_V PM_{10}$ ) medidos en distintas fechas en el suelo a) franco (S6) y b) arenoso franco (S4).....	109
Figura 40. Eficiencia de saltación ( $F_V PM_{10} / Q$ ) para cada tormenta en el suelo franco (F) y arenoso franco (A).....	110
Figura 41. Formación de pluma de polvo en el suelo de textura franca (17/11/2014)	112
Figura 42. Vista del estado de la superficie del suelo franco: a) recién arado (sin costra) y b) encostrado.....	113
Figura 43. Vista del estado de la superficie del suelo arenoso franco: a) recién arado (sin costra) y b) encostrado.....	114
Figura 44. Proporción de material transportado por el viento en función de la distancia, en el suelo franco y arenoso franco.....	118
Figura 45. Concentración de $PM_{10}$ a distintas alturas, al inicio (background) y final de la parcela, y proporción de material movilizado por saltación, en función de la distancia. a) suelo franco, b) suelo arenoso franco.....	120
Figura 46. Contenidos relativos de arcilla y limo fino (obtenidos a partir del % de variación de estas fracciones en los tratamientos con y sin dispersión de las muestras) en el material recolectado a diferentes distancias en función de la dirección predominante del viento. Se presentan tres tormentas en el suelo franco y una muestra compuesta del suelo arenoso franco.....	122

Figura 47. Proporción del transporte de partículas movilizadas por saltación y agregación (expresada como % de variación de las fracciones arcilla y limo fino entre los tratamientos con y sin dispersión) en función de la distancia a favor del viento: a) suelo franco; b) suelo arenoso franco.....	125
Figura 48. $F_v PM_{10}$ ( $mg\ m^{-2}\ s^{-1}$ ) en función de distintas variables meteorológicas, suelo franco.....	128
Figura 49. $F_v PM_{10}$ ( $mg\ m^{-2}\ s^{-1}$ ) en función de distintas variables meteorológicas, suelo arenoso franco.....	130
Figura 50. Esquema general de los mecanismos primarios de emisión de $PM_{10}$ en función las características texturales y estructurales de los suelos.....	141



## ÍNDICE DE ANEXOS

	Pág.
Tabla A-1. Distribución de tamaño de agregados, estabilidad estructural en seco (EES) y fracción erosionable (FE) de cada sitio.....	172
Tabla A-2. Velocidad media del viento (Vm), transporte de masa horizontal (Q), impactos de partículas registrados por el Sensit y flujo vertical de PM <sub>10</sub> (F <sub>v</sub> PM <sub>10</sub> ) de cada sitio, por tratamiento.....	173
Tabla A3. Variables medidas durante las tormentas en ambos suelos.....	175
Tabla A4. Análisis de la varianza (SC tipo III), suelo franco.....	177
Tabla A5. Análisis de la varianza (SC tipo III), suelo arenoso franco.....	177
Figura A-1. Proporción de material transportado (Q) en función de la distancia a favor del viento: a) 15 tormentas muestreadas (n=120) en el suelo franco; b) 10 tormentas muestreadas (n=80) en el suelo arenoso franco. Las líneas de tendencias se graficaron en función de los datos agrupados de todas las tormentas dentro de cada suelo.....	178
Figura A-2. Proporción de material colectado en los colectores BSNE a distintas alturas, para todas las tormentas del suelo franco.....	179
Figura A-3. Proporción de material colectado en los colectores BSNE a distintas alturas, para todas las tormentas del suelo arenoso franco.....	180
Figura A-4. Relación entre la variación (%) de las distintas fracciones granulométricas, entre los tratamientos con y sin dispersión, y la distancia recorrida (m) a favor del viento. Suelo de textura franca, tormentas del día: a) 06-09-2015, b) 31-08-2015, c) 17-11-2014; suelo de textura arenosa franca: d) agrupación de las tormentas más intensas.....	181

## ABREVIATURAS USADAS EN LA PRESENTE TESIS

FE	Fracción erosionable
EES	Estabilidad estructural en seco de los agregados
MO	Materia orgánica
CaCO <sub>3</sub>	Carbonatos libres
IRA	Índice relativo de agregación
Q	Transporte de maza horizontal
F <sub>v</sub>	Flujo vertical
PM <sub>10</sub>	Partículas menores a los 10 µm de diámetro
S	Sitio
<i>E</i>	Energía de abrasión
$\mu_p$	Velocidad media de las partículas a 0,05 m
<i>DGM</i>	Diámetro geométrico medio
<i>M</i>	Masa media de las partículas
<i>Dr</i>	Densidad real media
<i>Vol</i>	Volumen medio
$\mu^*$	Velocidad de fricción del viento
FS <sub>p</sub>	Partículas movilizadas potencialmente por saltación
<i>Z</i>	Altura en relación a la superficie del suelo
$\mu_z$	Velocidad del viento a la altura z
<i>K</i>	Constante de Von Karman
C <sub>x</sub>	Concentración de PM <sub>10</sub> a la altura x
ER	Erosión relativa
Agr	Agregación

## RESUMEN

La erosión eólica es uno de los procesos de degradación del suelo más importante en ambientes áridos y semiáridos de todo el mundo, incluyendo la pampa semiárida Argentina. El proceso de erosión involucra, al menos, dos mecanismos de transporte de material: saltación, que representa más del 85% de la erosión total del suelo, y suspensión, que forma plumas de polvo. Existe una interacción entre ambos procesos, ya que la suspensión depende, en gran medida, de la magnitud de la saltación porque ésta define la energía con la cual las partículas transportadas impactan sobre el suelo y, por ende, la magnitud de la emisión. La mayoría de los estudios que analizan la relación entre ambos tipos de transporte se han desarrollado considerando materiales de saltación únicos, generalmente granos de arena de tamaños uniformes. Existe poca información acerca de los mecanismos de transporte en suelos, en los cuales la composición de la fracción de saltación puede ser variable (desde granos minerales individuales a agregados), modificándose, por ende, sus efectos sobre la suspensión. Esto involucra el interrogante de cómo es la evolución de ambos procesos en función de la distancia recorrida por el viento. A fin de responder este interrogante se desarrollaron estudios en condiciones controladas de túnel de viento en suelos de texturas contrastantes, en los que se evaluó el efecto de la composición de la fracción de cada suelo sobre los transportes de saltación y suspensión. La suspensión se midió a través de la emisión de PM<sub>10</sub> (partículas con tamaños  $\leq 10 \mu\text{m}$ ). Adicionalmente, la relación entre ambos transportes se analizó a partir de estudios desarrollados en condiciones de campo en los que se registraron eventos de erosión eólica, en dos suelos texturalmente distintos.

Los resultados indican que la erosión aumentó al incrementarse la energía de impacto de las partículas en saltación y al disminuir la tasa de agregación de la fracción de saltación, es decir en suelos arenosos, cuya fracción de saltación estaba formada principalmente por granos de arena. En suelos texturalmente finos, con una fracción de saltación compuesta predominantemente por agregados, se produjo menor erosión debido a su menor energía de saltación. La erosión relativa (ER, cociente entre la erosión con y sin saltación) fue mayor en suelos de textura fina que en suelos arenosos, indicando que el proceso de saltación tuvo mayor efecto relativo en suelos texturalmente finos que en arenosos, en los cuales la erosión se debió, mayormente, a la alta susceptibilidad natural de los suelos a erosionarse. En los suelos texturalmente finos la erosión se debió, mayormente, a la fragmentación de agregados.

La eficiencia de saltación, parámetro que describe la capacidad que tienen los suelos para emitir partículas finas ( $PM_{10}$ ), fue explicada satisfactoriamente por las características intrínsecas de la fracción de saltación y de la superficie de cada suelo. La combinación de parámetros que relacionaron tales características (energía de abrasión, estado de agregación, proporción relativa de  $PM_{10}$  y de partículas potencialmente movilizadas por saltación) resultaron ser buenos indicadores del potencial de los suelos para emitir  $PM_{10}$ . Suelos de textura fina, con mayores grados de agregación y de contenidos de  $PM_{10}$ , presentaron mayor capacidad de emitir  $PM_{10}$  que suelos de texturas intermedias y arenosas, debido a su alta proporción de agregados en su fracción de saltación. El principal mecanismo de emisión de  $PM_{10}$  de los suelos finos fue la fragmentación y destrucción de los agregados movilizadas por saltación, mientras que en suelos arenosos, lo fue la liberación de partículas de material fino adheridas a los granos

de arena (LPA) y la movilización de material fino yacente sobre la superficie del suelo. En suelos de textura intermedia ocurre un solapamiento de ambos mecanismos.

La emisión total de  $PM_{10}$  se incrementó en función de la distancia en los tramos iniciales de su recorrido (50 m) en mayor medida en el suelo arenoso que en el franco debido al alto flujo de material transportado por saltación. La alta energía de impacto de las partículas en saltación produjo un mayor rompimiento de agregados en el suelo arenoso, con mayor susceptibilidad a ser erosionado. Hubo cambios en la composición del material movilizado por saltación en función de la distancia recorrida en los distintos suelos. En el suelo franco, la proporción de agregados disminuyó con la distancia recorrida debido a la destrucción progresiva de los agregados. Hubo un aumento sostenido de la cantidad de material transportado por saltación con la distancia, indicando que la destrucción de los agregados provocó altas tasas de emisión de  $PM_{10}$ . En el suelo arenoso estos cambios fueron menos evidentes, indicando que la liberación de  $PM_{10}$  por destrucción de agregados fue menor.

Las variables meteorológicas afectaron de forma diferencial, en los distintos suelos, a las emisiones de  $PM_{10}$ . Sin embargo, se comprobó que la velocidad máxima del viento (ráfagas) y la humedad relativa del aire fueron las variables meteorológicas que afectaron de forma más significativa los procesos de emisión de  $PM_{10}$  en ambos suelos. La influencia de dichas variables estuvo condicionada por factores edáficos como textura y condiciones de la superficie al momento de producirse el evento erosivo.

## **SUMMARY**

Wind erosion is one of the processes of soil degradation more important in arid and semi-arid environments around the world, including the semiarid pampa of Argentina. The erosion process involves, at least, two mechanisms for transport of material: saltation, representing more than 85% of the total erosion of soil, and suspension, which forms dust clouds. There is an interaction between both processes, suspension depends, largely, of the magnitude of the saltation because this defines the energy with which transported particles have an impact on the soil and, hence, the magnitude of the emission. Most of the studies that analyse the relationship between the two types of transport have been developed considering saltation materials as singles, usually sand grains of uniform sizes. There is little information about the transport mechanisms in soils, in which the composition of the saltation fraction can be variable (from individual mineral grains to aggregates), changing, therefore, their effects on the suspension. This involves the question of how it is the evolution of both processes according to the distance covered by the wind. In order to answer this question were developed studies in controlled conditions of wind tunnel in soils of contrasting textures, in which it was evaluated the effect of the composition of the saltation fraction of each soil on the transport of saltation and suspension. The suspension was measured through the emission of PM<sub>10</sub> (particles with sizes  $\leq 10 \mu\text{m}$ ). In addition, the relationship between the two transport was analyzed from studies developed in field conditions where wind erosion events were registered in two different textured soils.

The results indicate that erosion increased with increasing impact energy of particles in saltation and decrease the rate of aggregation of the saltation fraction, ie in sandy soils, which fraction saltation was composed mainly of sand grains. In

fine textural soils, with a saltation fraction composed predominantly of aggregates, there was less erosion due to its lower energy saltation. The relative erosion (ER, ratio between erosion with and without saltation) was higher in fine-textured soils than in sandy soils, indicating that the process of saltation had greater relative effect on fine textural soils than in sandy soils, where erosion it is, mainly, due to high natural susceptibility of soils to wind erosion. In fine soils, the erosion was, mostly, due to the fragmentation of aggregates.

The saltation efficiency, parameter that describes the capacity of the soil to emit fine particles ( $PM_{10}$ ), was explained satisfactorily by the intrinsic characteristics of the saltation fraction and of the surface of each soil. The combination of parameters that related such characteristics (abrasion energy, state of aggregation, relative proportion of  $PM_{10}$  and particles potentially mobilized by saltation) proved to be good indicators of the potential of the soil to emit  $PM_{10}$ . Fine textured soils, with higher levels of aggregation and content of  $PM_{10}$ , presented a higher capacity to emit  $PM_{10}$  than intermediate and sandy soils, due to its high proportion of aggregates in the saltation fraction. The main mechanism of  $PM_{10}$  emission in the fine textured soils was the fragmentation and destruction of the aggregates mobilized by saltation, while in sandy soils, it was the release of particles of fine material adhering to the sand grains (LPA) and mobilization of fine material lying on the soil surface. In intermediate textured soils occurs an overlap of both mechanisms.

The total emission of  $PM_{10}$  increased according to the distance in the initial stretches of its trip (50 m) to a greater extent in the sandy than in the loam soil due to the high flow of material transported by saltation. The high impact energy of the particles in saltation produced a greater breakdown of aggregates in sandy soil,

with greater susceptibility to be eroded. There were changes in the composition of the material mobilized by saltation depending on the distance travelled in the different soils. In the loamy soil, the proportion of aggregates decreased with distance due to the progressive destruction of the aggregates. There was a sustained increase in the amount of material transported by saltation with the distance, indicating that the destruction of aggregates caused high rates  $PM_{10}$  emission. In the sandy soil these changes were less evident, indicating that the release of  $PM_{10}$  by destruction of aggregates was lower.

The meteorological variables affected differentially, in different soils, the  $PM_{10}$  emissions. However, it was found that the maximum wind speed (gusts) and air relative humidity were the meteorological variables that affected more significantly the  $PM_{10}$  emission processes in both soils. The influence of these variables was conditioned by edaphics factors such as soil texture and a surface condition at the time of the erosive event occurs.

**Certifico que fueron incluidos los cambios y correcciones sugeridas por los jurados.**



Daniel E. BUSCHIAZZO



# CAPÍTULO 1

---

## INTRODUCCIÓN

## **1.1. Descripción general del proceso de erosión eólica**

La erosión eólica es uno de los procesos de degradación de suelos más importantes en ecosistemas secos (Buschiazzo, 2006) y puede ser definida como el proceso mediante el cual se produce la remoción, selección y transporte del material superficial del suelo por la acción del viento (Chepil, 1945).

La erosión es un proceso geológico normal en la evolución de un paisaje que no se restringe a determinados tipos de suelos o climas. La erosión eólica ocurre en más de un tercio de la superficie de la tierra (Chen y Fryrear, 1996). Sin embargo, en algunos sectores de la tierra, como en las regiones áridas y semiáridas dominan éstos procesos de denudación sobre otros. La gravedad de este proceso en estas áreas se debe principalmente a la presencia de suelos secos, sueltos y arenosos, relieves planos con poca a nula cobertura vegetal y fuertes vientos (FAO, 1979).

En los últimos tiempos, la magnitud de la erosión eólica se ha incrementado drásticamente debido a la acción antrópica (erosión acelerada). En Argentina, el avance de la frontera agropecuaria, la alta presión de pastoreo, la degradación de la estructura y la falta de prácticas conservacionistas adecuadas conducen a los suelos de éstos ambientes a incrementar su susceptibilidad a erosionarse, lo que tiene efectos sobre procesos como la desertificación y el cambio climático (Nicholson, 2000). Este es un problema global que ha generado estudios en Europa, África (Biielders et al., 2000), Asia (Dong et al., 2000), y en Sud América (Buschiazzo et al., 1999), aunque al presente son aún escasas las investigaciones realizadas sobre ésta temática (Figura 1).

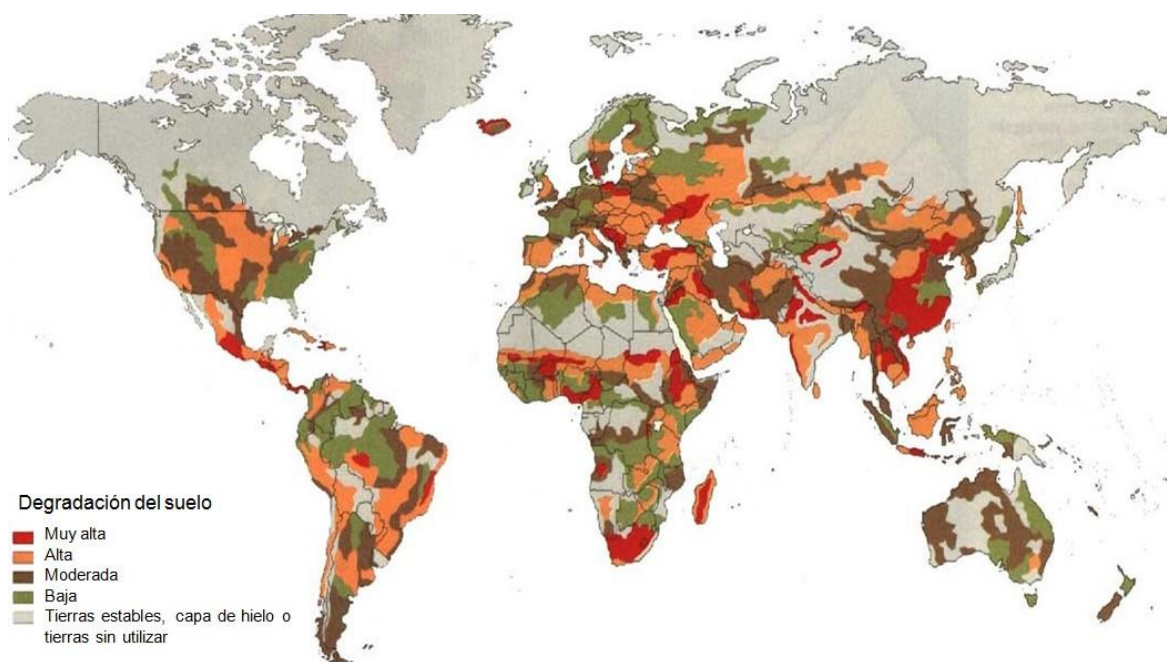


Figura 1. Estado global de degradación del suelo. Tomado de FAO.

El equilibrio entre la erosión geológica y la acelerada se da cuando el suelo no sufre ningún deterioro progresivo, es decir, cuando la tasa de pérdida de suelo no es superior a su tasa de formación, la cual se estima que varía de 0,1 a 1,3 t ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup> (Verheijen et al., 2009). Se calcula que la erosión eólica se ha incrementado de 100 a 1000 veces en suelos agrícolas de zonas áridas y semiáridas del mundo (Dregne, 1986). Buschiazzo et al. (2007) mencionan que un 75% de la superficie Argentina sería muy vulnerable a la erosión acelerada.

Los efectos de la erosión eólica sobre el suelo involucran la disminución de la fertilidad física, tales como reducción de la profundidad efectiva del perfil, cambios granulométricos y degradación de la estructura (Colazo y Buschiazzo, 2014), y de la fertilidad química por pérdida de materia orgánica (MO) y de nutrientes (Lyles y Tatarko, 1986). La emisión de polvo producto de la erosión eólica es otro efecto a considerar, siendo ésta última, una de mayores fuentes de aerosoles atmosféricos que afectan la calidad del aire (Pope et al., 1995). Los

aerosoles afectan la salud humana, modifican el balance de radiación en la atmósfera, modifican las propiedades de las nubes y la dinámica de nutrientes en ecosistemas marítimos y terrestres, contribuyendo de esta manera a cambios climáticos globales y regionales.

Una gran proporción de los suelos de Argentina evolucionan sobre sedimentos loésicos (Zarate, 2003), material extremadamente susceptible a ser retransportado por el viento, lo que les confiere una alta erosionabilidad (Figura 2). Mediciones efectuadas durante un año en un Haplustol Entico y un Ustipsamente Típico de la Región Semiárida Pampeana Central (RSPC), en condiciones de máxima erosionabilidad (en un suelo sin cobertura vegetal ni rugosidad) indicaron pérdidas de suelo de  $40 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$  y  $270 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ , respectivamente, que superan ampliamente las tasas permisibles para suelos de estas texturas (franco arenosa y arenosa franca), que se encuentra en aproximadamente  $8 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$  (Aimar et al., 2011).

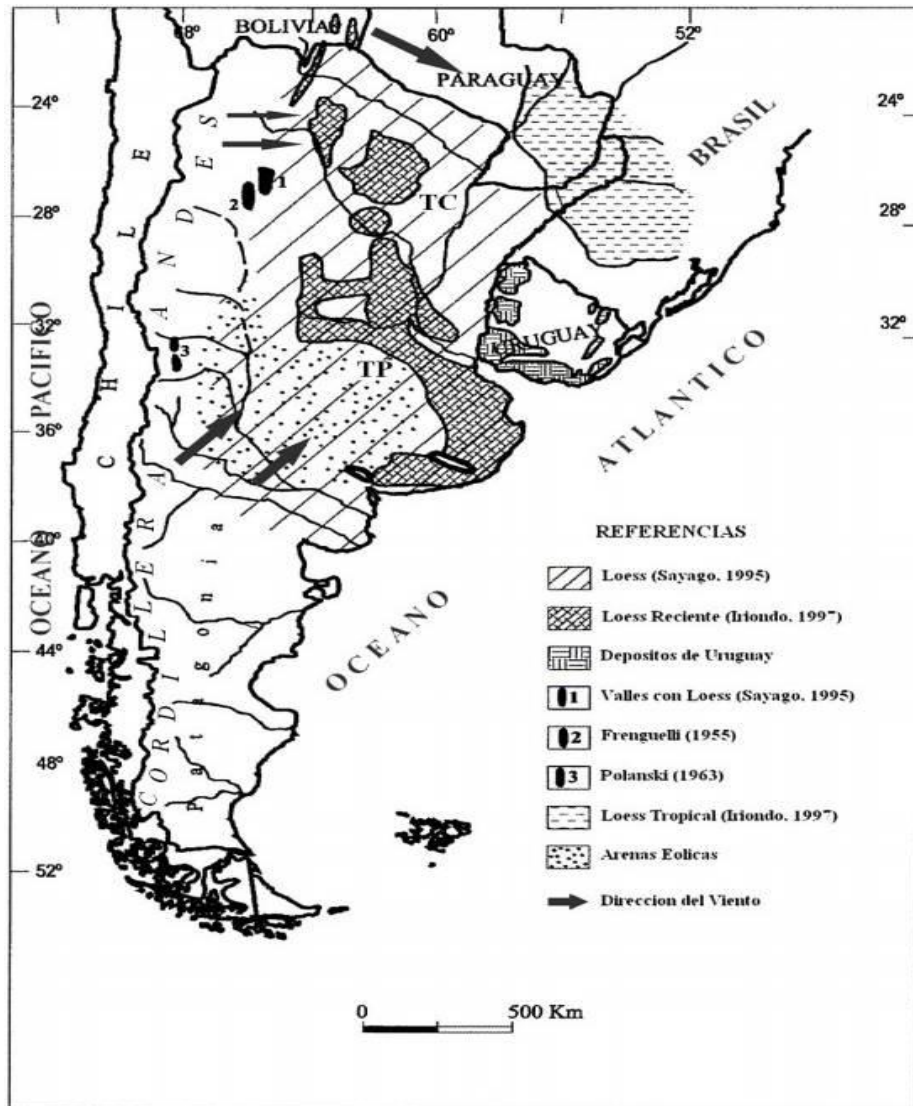


Figura 2. Distribución de loess y sedimentos loessoides en Argentina. La superposición de rastras refleja diferencias interpretativas de distintos autores. TC: Tipo Chaqueño, al Norte de LAT 30°, TP: Tipo Pampeano al Sur de LAT 30°. 1, 2 y 3: Depósitos en valles en la faja montañosa del Oeste del país. Extractado de Zárate (2003).

El proceso de erosión eólica comienza cuando la velocidad del viento supera la velocidad umbral, que es la velocidad mínima necesaria para iniciar dicho proceso. La velocidad umbral es variable y depende de diversos factores relacionados, principalmente, con las condiciones de la superficie del suelo (textura, humedad, rugosidad del terreno, cobertura vegetal) (Fryrear et al., 1998)

y con las condiciones climáticas (temperatura, precipitación y humedad relativa) (Stout, 2004). Todos estos parámetros ofrecen una resistencia a la fuerza del viento. Recién cuando esta fuerza de resistencia es superada se inicia el proceso de erosión eólica (de Oro y Buschiazzo, 2009).

Según Chepil (1961), existen tres fuerzas que definen la movilización de las partículas del suelo por el viento, dos de ellas son desestabilizadoras y producto de la incidencia del viento sobre la partícula: una horizontal de tracción que es proporcional a una fuerza de resistencia y a la superficie expuesta de la partícula y otra vertical ascendente a la superficie del suelo que es la de succión producida por diferencia de presión debajo y encima de la partícula (fuerza de elevación Saffman). La fuerza de elevación Saffman es causada por el fuerte gradiente en la velocidad del viento por encima de la cama de partículas que, debido al principio de Bernoulli, crea una presión más baja por encima de la partícula que debajo de ella (Saffman, 1965). Además de la fuerza de elevación de Saffman, algunos experimentos sugieren que una fuerza de elevación a causa del déficit de presión en el núcleo de los remolinos de polvo podría ayudar a levantar las partículas. La tercera fuerza es de carácter estabilizador y es la producida por la gravedad (peso de la partícula). Iversen et al. (1976) mejoró el modelo anterior y comprobó que existe una cuarta fuerza, producida por el contacto entre partículas, que se agrega a la de gravedad y se opone a la fuerza de arrastre del viento y a la fuerza de succión (Figura 3). Cuando las partículas granulares tales como polvo y arena se ponen en contacto, están sometidas a varios tipos de fuerzas cohesivas entre partículas, incluyendo fuerzas de van der Waals, las fuerzas de adsorción del agua y fuerzas electrostáticas (Castellanos, 2005). Las fuerzas de van der Waals son un conjunto de fuerzas que surgen principalmente de las interacciones

interatómicas e intermoleculares, por ejemplo de las interacciones dipolo–dipolo (Krupp, 1967). Las fuerzas electrostáticas surgen de las cargas eléctricas netas entre una partícula y su vecina (Krupp, 1967). Estas cargas pueden ser generadas a través de una gran variedad de mecanismos (Lowell y Rose-Innes, 1980; Baytekin et al., 2011), incluyendo el intercambio de iones o electrones por el contacto entre partículas (McCarty y Whitesides, 2008). Las fuerzas de adsorción del agua son causadas por la condensación del agua líquida en la superficie de la partícula, lo cual crea fuerzas atractivas tanto por la unión a través de películas de agua adyacentes como a través de la formación de puentes capilares entre partículas vecinas, cuya tensión superficial provoca una atracción entre estas partículas (Herminghaus, 2005; Nickling y McKenna Neuman, 2009).

La movilización de las partículas se produce solamente cuando las fuerzas aerodinámicas (desestabilizadoras) superan la magnitud de las fuerzas estáticas, que mantienen a las partículas agrupadas y adheridas a la superficie del suelo. Se debe aclarar que cuando se habla de partículas se asume que dicho término involucra también los agregados del suelo.

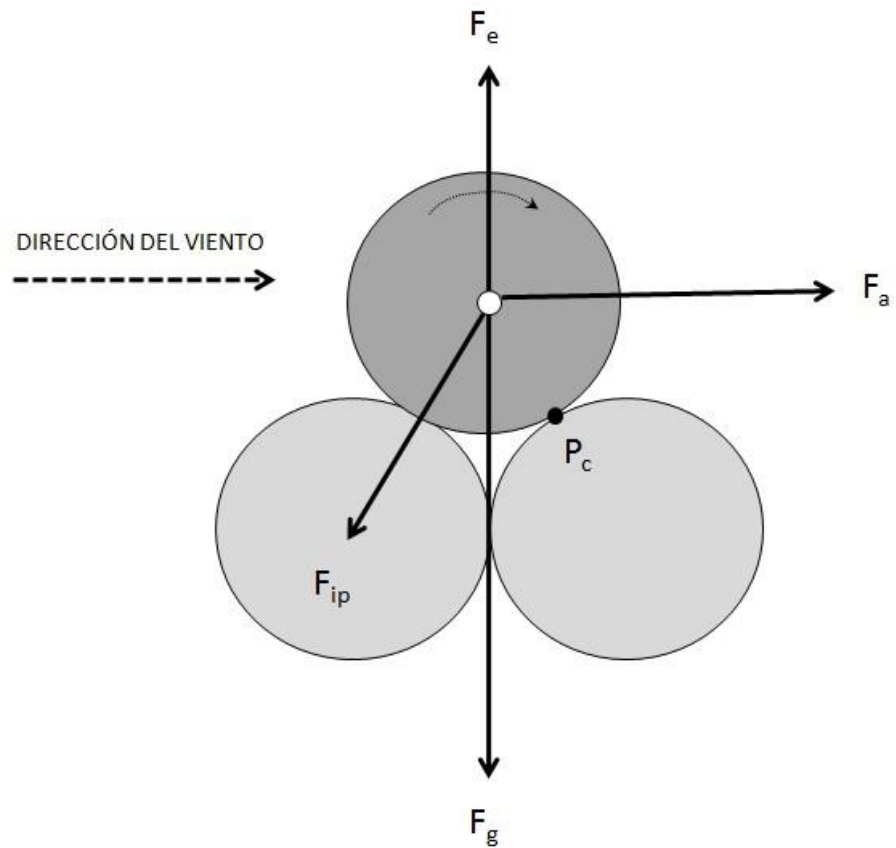


Figura 3.  $F_a$ : fuerza de arrastre aerodinámico;  $F_e$ : fuerza de elevación (succión);  $F_g$ : fuerza gravitacional;  $F_{ip}$ : fuerza interparticular;  $P_c$ : punto de contacto entre partículas. Adaptado de Kok et al. (2012).

El transporte de partículas por el viento puede ocurrir de varios modos, que dependen predominantemente del tamaño de la partícula y velocidad del viento. Cuando la velocidad del viento aumenta, las partículas de arena de diámetro  $\sim 100 \mu\text{m}$  son las primeras que se mueven por arrastre del fluido. Después de que se han despegado de la superficie del suelo, estas partículas saltan a lo largo de la superficie en un proceso conocido como saltación (Bagnold, 1941; Shao, 2008). El impacto de estos saltadores sobre la superficie de suelo puede movilizar partículas de una amplia gama de tamaños. En efecto, las partículas de polvo normalmente no son directamente levantadas por el viento porque su fuerza



cohesiva interparticular es grande comparada con las fuerzas aerodinámicas. En cambio, estas pequeñas partículas son predominantemente expulsadas del suelo por los impactos de partículas que se encuentran en saltación (Gillette, 1974; Shao et al, 1993).

Tras la expulsión, las partículas de polvo son susceptibles a las fluctuaciones turbulentas y así suelen quedar suspendidas por un período corto de tiempo (partículas de  $\sim 20\text{--}70\ \mu\text{m}$  de diámetro) o por un período prolongado (partículas  $<20\ \mu\text{m}$  de diámetro). El polvo que permanece en suspensión durante un período largo de tiempo puede permanecer en la atmósfera hasta varias semanas y por lo tanto puede ser transportado a miles de kilómetros de distancia de las regiones de origen (Gillette y Walker, 1977; Zender et al., 2003). Los impactos de las partículas saltadoras también pueden movilizar las partículas más grandes. Sin embargo, la aceleración de partículas con diámetros superiores a  $\sim 500\ \mu\text{m}$  está fuertemente limitada por su gran inercia, y estas partículas generalmente no saltan (Shao, 2008). En cambio, generalmente se asientan nuevamente sobre el suelo luego de un corto salto de menos de un centímetro, en una forma de transporte conocido como reptación (Ungar y Haff, 1987). Alternativamente, las partículas más grandes pueden rodar o deslizarse a lo largo de la superficie, impulsadas por los impactos de las partículas en saltación y las fuerzas de arrastre del viento en un modo de transporte conocido como arrastre (Bagnold, 1937). El arrastre y la reptación pueden representar una fracción importante del flujo total de arena ocasionado por el viento (Bagnold, 1937; Namikas, 2003). De ésta forma el transporte de las partículas del suelo por el viento puede ser clasificados en varios regímenes físicos (Figura 4): suspensión durante un período largo de tiempo ( $<20\ \mu\text{m}$  de diámetro), suspensión durante un

período corto de tiempo ( $\sim 20\text{--}70\ \mu\text{m}$ ), saltación ( $\sim 70\text{--}500\ \mu\text{m}$ ), y reptación y arrastre ( $>500\ \mu\text{m}$ ) (Kok et al., 2012).

La **rodadura** (reptación y arrastre) es el transporte que se realiza sin un despegue de las partículas de la superficie del suelo. Las partículas involucradas en este tipo de movimiento poseen un diámetro mayor a  $500\ \mu\text{m}$ . La rodadura, en condiciones de vientos fuertes, produce un efecto que aparenta ser un movimiento de avance general de la superficie del suelo, en la dirección predominante de viento. El transporte por rodadura constituye entre el 5-25% del total del transporte producido por erosión eólica. Si bien es un transporte pasivo, muchas partículas que se mueven por rodadura pueden desgastarse hasta alcanzar el tamaño necesario para sufrir saltación y/o suspensión, cambiando de esta manera su forma de transporte (Chepil, 1945).

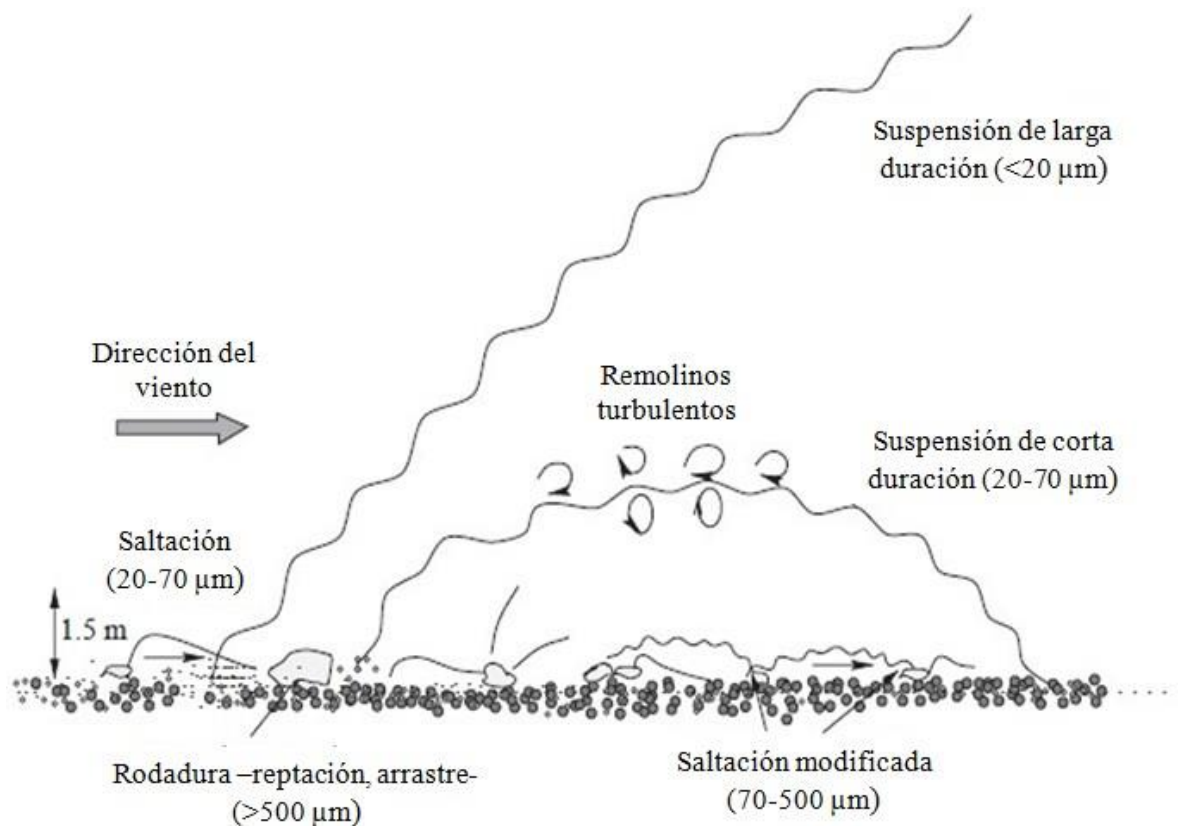


Figura 4. Formas de transporte de las partículas del suelo. Adaptado de Shao (2008).

La **saltación** es la forma de transporte de partículas más importante. Por este proceso se transporta entre un 50 y un 75% del total de material erosionado por el viento. La saltación provoca, además, los movimientos de suspensión y rodadura. La saltación es iniciada por el levantamiento de un pequeño número de partículas por la tensión del viento ( $T$ ), cuando la tensión del viento es suficiente para levantar las partículas que se encuentran en la superficie del suelo dentro de la corriente de flujo de aire (Greeley e Iversen, 1985). El valor de la tensión de viento en el cual esto ocurre se denomina el umbral estático o umbral de fluido (Bagnold, 1941). Este umbral depende no sólo de las propiedades del fluido, sino también a la gravitación y las fuerzas de cohesión entre partículas que se oponen a la elevación de fluidos. El umbral estático es distinto del umbral dinámico o umbral de impacto, que es la tensión del viento más baja en la cual la saltación se puede sostener después de que se ha iniciado. Generalmente el umbral dinámico o de impacto es más pequeño que el umbral estático porque la transferencia del impulso a la cama de suelo a través de impactos de las partículas es más eficiente que a través del arrastre del fluido (Kok et al., 2012).

Una vez iniciado el proceso de saltación, las partículas levantadas son aceleradas por el viento en trayectorias balísticas y los impactos que se producen sobre la cama de suelo pueden expulsar nuevas partículas saltadoras dentro de la corriente de flujo de aire. Las partículas impactan en la superficie del suelo pudiendo disgregarse, desintegrar otras partículas presentes en la superficie del suelo o rebotar y reiniciar el movimiento nuevamente (Lyles, 1988). Este proceso produce un incremento exponencial de la concentración de partículas (Durán et al., 2011), lo cual conduce a un incremento de la fricción sobre el viento,

retardando de esta manera la velocidad del viento en la capa de saltación (Bagnold, 1936). Esta retardación del viento actúa como un feedback negativo por la reducción de la velocidad de las partículas, y por lo tanto del desprendimiento de nuevas partículas, lo cual limita el número de partículas en saltación (Owen, 1964) y así parcialmente determina las características del estado de equilibrio (estado estable) del proceso de saltación. Se alcanza un estado estacionario estable cuando la velocidad de las partículas en saltación se reduce a un valor en el que una única partícula se desprende de la superficie del suelo para cada partícula que impacta sobre la misma (Ungar y Haff, 1987). Además, en presencia de partículas en saltación, el perfil logarítmico del viento se modifica por la transferencia del impulso entre el flujo de aire y las partículas saltadoras.

Comúnmente, las partículas se elevan a menos de 120 cm de altura, movilizándose el 60% de ellas a una altura inferior a 5 cm. Chepil (1945) reportó que el ángulo de despegue de estas partículas oscila entre 75-90° e impactan sobre la superficie del suelo con un ángulo de 6° a 12°. Este mismo autor ha demostrado que existe en el flujo de saltación una apreciable rotación de las partículas que oscila entre 200-1000 rps. El movimiento de saltación es regular y asimétrico y se calcula a través de la proporción entre la altura de elevación ( $h$ ) y la longitud de la trayectoria ( $L$ ). Chepil (1945) encontró, para suelos agrícolas, una relación  $h/L$  de 1:10 (Figura 5). Aunque otros autores consideran que la distancia recorrida varía entre 12 y 25 veces la altura máxima alcanzada (Cooke et al., 1993).

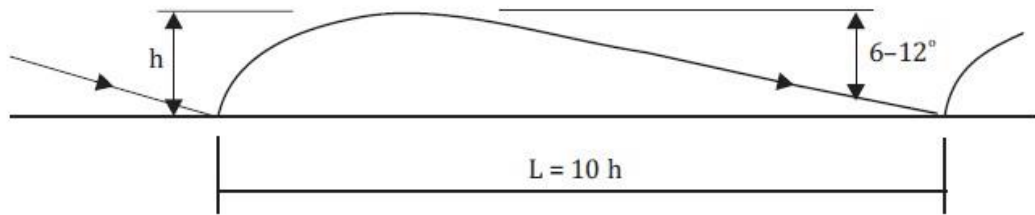


Figura 5. Trayectoria de las partículas del suelo en el modo saltación

La distancia requerida para que el proceso de saltación alcance un estado estable está caracterizado por la distancia de saturación (Sauermann et al., 2001). Su valor depende de varias escalas de longitud de saltación, tales como la longitud de un salto típico de una partícula movilizada por saltación, la distancia necesaria para acelerar una partícula a la velocidad del flujo de aire y la longitud necesaria para el arrastre de las partículas en saltación para retardar la velocidad del viento (Andreotti et al., 2010). Estas escalas de longitud finita requieren de  $\sim 1$  (Andreotti et al., 2010) a  $\sim 10\text{--}20$  m (Shao y Raupach, 1992; Dong et al., 2004) de la distancia horizontal para que se produzca la saturación. Además de la distancia de saturación, existe otra escala de longitud característica sobre la que el flujo horizontal de saltación aumenta a un estado estable: la distancia de máximo transporte (Gillette et al., 1996). Estudios de campo indican que la distancia de máximo transporte para un campo plano es del orden de  $\sim 100$  m (Gillette et al., 1996).

La **suspensión** se refiere al transporte vertical, y eventualmente horizontal, de partículas muy pequeñas del suelo que son generalmente alejadas de su fuente de origen (Lyles, 1988). Estas partículas son la parte más visible de la erosión eólica en forma de grandes tormentas de polvo. Las partículas suspendidas tienen un rango de tamaño que va desde los 2 a 100  $\mu\text{m}$  (Gillette y

Walker, 1977). Sin embargo, en el transporte a grandes distancias, las partículas <20  $\mu\text{m}$  son las que más predominan ya que las de mayor tamaño poseen mayor velocidad de sedimentación. Si bien partículas <20  $\mu\text{m}$  están presentes en el suelo, la mayor parte de ellas se generan por la acción abrasiva del viento durante el proceso de erosión. Chepil (1945) reportó que entre un 3-38% del suelo erosionado puede ser transportado por suspensión, dependiendo de su textura.

Las partículas de polvo que pueden ser transportadas miles de kilómetros desde sus regiones de origen y así producir un efecto sustancial sobre tiempo y clima, predominantemente tienen diámetros más pequeños de 20  $\mu\text{m}$  (Gillette y Walker, 1977; Tegen y Lacis, 1996). Partículas en este rango de tamaño se denominan  $\text{PM}_{20}$  y experimentan fuerzas de cohesión interparticulares muy fuertes lo cual causa que raramente se encuentren en estado libre en los suelos. Por el contrario, las partículas de polvo en los suelos se encuentran principalmente recubriendo las partículas de arena más grandes (Bullard et al., 2004) o como parte de agregados del suelo con un tamaño típico de  $\sim 20\text{--}300$   $\mu\text{m}$  (Alfaro et al., 1997; Shao, 2001, 2008). Los aerosoles de polvo se emiten naturalmente a través de tres procesos distintos (Shao, 2001, 2008): (a) elevación aerodinámica directa, (b) eyección de los aerosoles de polvo desde los agregados del suelo por impacto de las partículas saltadoras, y (c) eyección de los aerosoles de polvo de los agregados del suelo que están participando en el proceso de saltación (Figura 6). Estos dos últimos procesos ocurren como resultado de bombardeo producido durante el proceso de saltación, los impactos de las partículas en saltación sobre el lecho del suelo (Gillette et al., 1974; Shao et al., 1993), causante del denominado “sandblasting”, la liberación de los aerosoles de polvo desde los agregados que se encuentran en saltación o los agregados que

son impactados por partículas saltadoras (Alfaro et al., 1997; Shao, 2008). Por el contrario, la elevación aerodinámica directa de polvo requiere velocidades de viento muy elevadas, excepto por una pequeña fracción de  $PM_{20}$  del suelo que experimentan fuerzas entre partículas muy débiles (Klose y Shao, 2012). Por lo tanto la elevación aerodinámica directa es una fuente sustancialmente menos importante de aerosoles de polvo que la emisión inducida por el impacto de los agregados de polvo sobre el suelo o en saltación (Gillette et al., 1974; Shao et al., 1993; Loosmore y Hunt, 2000).

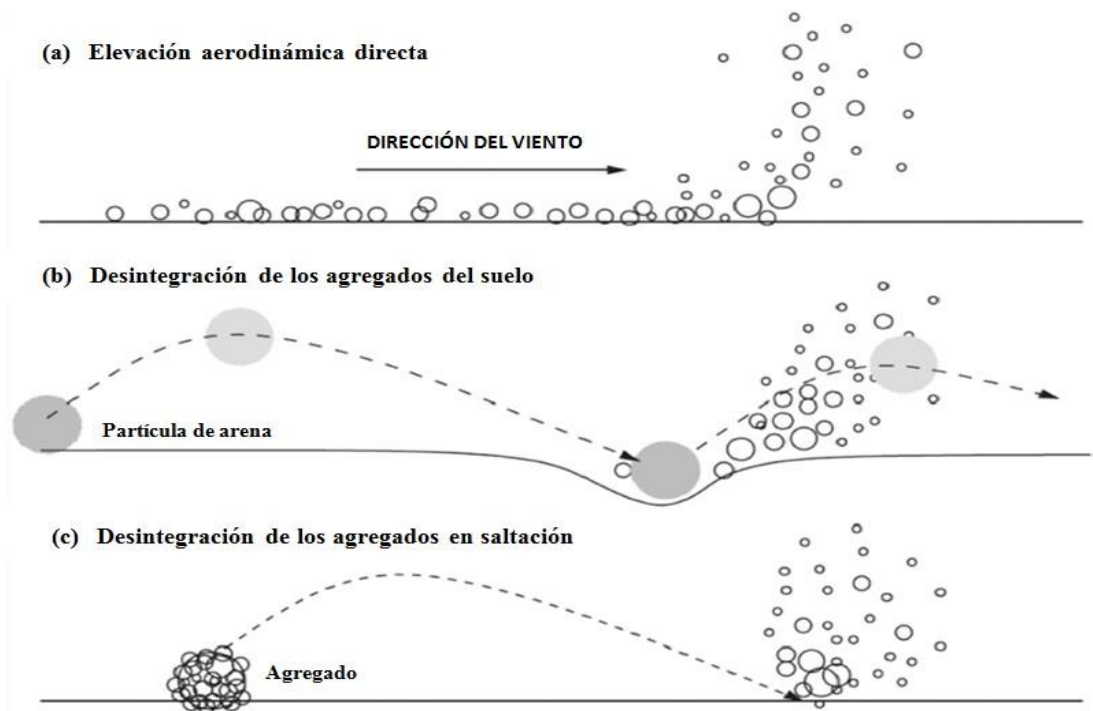


Figura 6. Mecanismos de emisión de polvo. Adaptado de Kok et al. (2012).

La emisión de polvo se produce a través de la transferencia de energía cinética sobre los agregados de polvo, tanto por los impactos de las partículas saltadoras sobre los agregados del suelo como por el impacto de los agregados en saltación sobre la superficie del suelo. Esta transferencia de energía cinética

sobre los agregados de partículas de polvo adheridas crea ondas elásticas en el agregado que puede romper las uniones energéticas entre los constituyentes individuales de los mismos (Kun y Herrmann, 1999). Este proceso crea aerosoles de polvo tanto por la destrucción de los agregados, dividiéndolo en dos o más fragmentos con el tamaño del fragmento más grande comparable al tamaño original del agregado, o por fragmentación del agregado, fragmentándola en un gran número de fragmentos por el cual el tamaño del fragmento más grande es pequeño en comparación con el tamaño original del agregado (Kun y Herrmann, 1999). Kok (2011) argumentó que la emisión de polvo a través de la fragmentación de los agregados de polvo es análoga a la fragmentación de los materiales frágiles como el vidrio, y utilizó esta analogía para derivar una expresión analítica para la distribución de tamaño de los aerosoles de polvo emitido. Dado que la energía cinética suministrada por los impactos de los saltadores conduce a la emisión de aerosoles de polvo, algunos modelos teóricos de emisión de polvo han asumido que el flujo vertical de polvo emitido por la erosión de un suelo es proporcional a la energía cinética total de los impactos de los saltadores (Shao et al., 1993, 1996; Shao, 2001, 2004).

Debido a que la emisión de polvo se produce principalmente a partir de la movilización de las partículas en el proceso de saltación, la velocidad umbral del viento por encima de la cual se produce la emisión de polvo es el umbral de flujo de saltación (umbral estático). Sin embargo hay varios factores que pueden afectar este umbral, tales como costras superficiales, agregación y resistencia del suelo, humedad del suelo y elementos no erodables del suelo que le otorguen rugosidad.



La presencia de humedad en el suelo puede crear fuerzas entre partículas que inhiben la iniciación de la saltación, especialmente para los suelos arenosos (Chepil, 1956; McKenna Neuman y Nickling, 1989). Para humedades bajas (por debajo del ~65%), estas fuerzas entre partículas son principalmente producidas por la unión de capas de agua adsorbida adyacentes (fuerzas higroscópicas), mientras que con humedades altas (sobre ~65%) esto se produce principalmente a través de la formación de las cuñas de agua alrededor de los puntos de contacto (fuerzas capilares) (Hillel, 1980; Ravi et al., 2006; Nickling y McKenna Neuman, 2009). La adsorción de agua es gobernada por interacciones electrostáticas de la superficie de los minerales con las moléculas polares de agua. Puesto que los suelos arenosos contienen generalmente una baja densidad de carga eléctrica neta, sustancialmente menos agua puede ser adsorbida en suelos arenosos que en suelos finos o arcillosos (Hillel, 1980). En consecuencia, puentes de agua se forman en suelos arenosos con un contenido relativamente bajo de humedad del suelo, produciendo de esta manera considerables fuerzas capilares (Belly, 1964).

Por otro lado, la presencia de piedras, rocas o vegetación le otorgan rugosidad a la superficie del suelo, por lo cual el umbral del flujo de saltación se ve afectado. Puesto que la resistencia al flujo de aire de estos objetos es mayor que la de suelo desnudo, extraen el impulso del viento. La presencia de elementos de rugosidad por lo tanto, reducen la tensión de corte del viento sobre el suelo desnudo y aumenta el umbral de velocidad del viento necesario para iniciar la saltación y la emisión de polvo (Raupach et al., 1993).

La exposición de la salud humana al material particulado ( $PM_{10}$ ) ha sido investigada extensivamente y asociada con excesos en la morbilidad y mortalidad

(Brunekreef y Holgate, 2002; Pope y Dockery, 2006). Una disminución de 10 microgramos por metro cúbico en la concentración de las partículas finas se asocia con un aumento estimado de la esperanza de vida entre 0,6 y 0,8 años (Pope et al., 2009). Entre los distintos contaminantes del aire, el material particulado muestra fuerte evidencia de efectos adversos en la salud (Pope y Dockery, 2006). De este, el de mayor interés son las partículas  $PM_{10}$  ya que pueden penetrar profundamente en los pulmones, y algunas pueden incluso entrar en el torrente sanguíneo (U.S. EPA, 2012). La composición química de las partículas, es uno de los factores que determina el riesgo a la salud, además de su tamaño y área superficial (Sun et al., 2010).

Hoy día los científicos consideran que las partículas en suspensión son el problema de contaminación ambiental más severo, por sus graves afecciones al tracto respiratorio y al pulmón. Las  $PM_{10}$  están detrás de numerosas enfermedades respiratorias, problemas cardiovasculares, y cánceres de pulmón. Por otro lado, los estudios sobre efectos a largo plazo han estimado que la exposición a partículas en suspensión puede reducir la esperanza de vida entre varios meses y dos años.

Las  $PM_{10}$  pueden dividirse en dos fracciones de tamaño. Las partículas entre 2,5 y 10  $\mu m$  de diámetro se denominan fracción "gruesa" de  $PM_{10}$  y generalmente incluyen partículas procedentes de fuentes naturales que se forman mediante procesos de trituración mecánica. El polvo emitido desde las carreteras es un buen ejemplo de partículas finas de la fracción gruesa. Las partículas en esta fracción de tamaño se depositan de forma relativamente rápida el aire y, si se inhala, tienden a ser eliminado del sistema respiratorio superior (Aldunate et al., 2006).

La fracción fina de  $PM_{10}$  contiene partículas que son menores a  $2,5 \mu m$  de diámetro. Estas partículas provienen principalmente de procesos de combustión y de emisiones de polvo desde suelos agrícolas y pueden permanecer en el aire durante días o semanas. Cuando se inhalan, estas partículas diminutas son tóxicas para el sistema humano, ya que pueden alojarse en lo profundo dentro de los pulmones lo que causa daño a los tejidos. Si son lo suficientemente pequeñas, incluso pueden penetrar en los alvéolos e incluso cruzar sus membranas y entrar en el torrente sanguíneo causando reacciones, la cual una de las más graves es la respuesta inflamatoria que daña el corazón. Un ser humano adulto inhala cada día 15 a 18kg (11.000 a 14.000L) de aire (Wilson y Suh, 1997).

Las partículas son incorporadas en el cuerpo a través del sistema respiratorio. Cuando se inhala, se respira aire junto con partículas que se encuentran en él, el aire y las partículas viajan por el sistema respiratorio, las partículas de mayor tamaño ( $>6 \mu m$ ) van quedando atrapadas las vías respiratorias superiores y medias, mientras que las de menor tamaño ( $0,5$  a  $6 \mu m$ ) logran ingresar hasta los pulmones. Las partículas muy pequeñas entran profundamente en los pulmones, alcanzando los alvéolos y tardan semanas, meses o incluso años para que el cuerpo las elimine. La respiración de aire contaminado disminuye la función de limpieza y la capacidad de defensa de los pulmones, lo que puede ocasionar que gran número de partículas lleguen a las partes más profundas del pulmón donde quedan atrapadas y no pueden ser expulsadas.

Los efectos en la salud provocados por la contaminación atmosférica cuentan con evidencia científica cada vez más incontrovertible, que proviene de una variedad de estudios epidemiológicos realizados tanto en el contexto

poblacional como ocupacional, además de estudios toxicológicos y de exposición controlada en seres humanos (Clancy et al., 2002; Perez et al., 2009; Malig y Ostro, 2009). En especial para el material particulado se ha acumulado evidencia que apoya su relación causal con mortalidad prematura de causa cardiovascular, respiratoria y cáncer pulmonar, así como un sinnúmero de efectos en la morbilidad.

## **1.2. Los mecanismos del proceso de erosión eólica**

La magnitud de un proceso erosivo causado por el viento se ha atribuido principalmente al movimiento de saltación (Bagnold, 1941). Esto se debe a que los granos transportados en el aire caen sobre la superficie del suelo, transfiriendo su impulso a la superficie, y provocando la movilización de nuevas partículas al aire (Dong et al., 2002). La magnitud de este impacto depende de la energía cinética de las partículas en movimiento, la cual es una función de su tamaño, masa y velocidad de transporte.

Shao et al. (1993) encontraron que la abrasión de una superficie está relacionada con el diámetro de las partículas saltadoras, lo cual determina la energía cinética de cada impacto. Dietrich (1977) y Greeley et al. (1982) encontraron que los parámetros claves que controlan la abrasión son la energía cinética de impacto de las partículas y la fuerza de unión del material erodado, y que la cantidad de material erosionado por impacto de una partícula es una función del diámetro y velocidad de transporte (Bridges et al., 2005).

Altas tasas de erosión sobre superficies arenosas han sido relacionadas con una alta proporción de saltadores con alta energía cinética, suelos de textura gruesa producen mayor cantidad de partículas saltadoras con alta energía

cinética que suelos de textura fina (Grini y Zender, 2004). Por otra parte, Rice y McEwan (2001) sugirieron que la cantidad de material erosionado incrementa de forma exponencial a medida que la proporción de material fino en el suelo decrece. Con un incremento de la proporción de material que promueve la unión entre partículas, la superficie se convierte en más estable, así como también las partículas saltadoras. Wanquan Ta (2007) encontró que la tasa de abrasión de los suelos es proporcional a la energía de impacto e inversamente proporcional al contenido de material fino del suelo.

La emisión de  $PM_{10}$  es regulada por el proceso de saltación (Alfaro, 2008), cuanto mayor es la energía liberada por las partículas movilizadas de este modo al impactar sobre el suelo, mayor será el rompimiento y la movilización de agregados yacentes sobre el suelo y por ende mayor será la emisión. La energía producida por el impacto de las partículas sobre el suelo se disipa, mayormente, a través de la destrucción y movilización de agregados de diferente tamaño que yacen sobre la superficie del suelo. De esta manera se inicia la emisión de  $PM_{10}$  (Kok et al., 2012).

Aunque se han hecho numerosos estudios respecto a la relación entre la energía desencadenada por el impacto de de las partículas saltadoras sobre la superficie del suelo y consecuente erosión y emisión (Cornelis et al., 2004; Bridges et al., 2005; Baddock et al., 2011), poco se sabe sobre el efecto que producen partículas que se movilizan por saltación de distinta composición (agregados vs partículas individuales) desde distintos suelos sobre este proceso.

En suelos arenosos, la mayor proporción de partículas movilizadas por saltación están formadas, predominantemente, por granos minerales, siendo la de agregados minoritaria. En suelos texturalmente más finos ocurre lo inverso. La

composición de la fracción de saltación varía según el tipo de suelo y determina la energía de impacto de las partículas sobre la superficie del suelo.

La mayoría de los estudios acerca de la relación entre el proceso de saltación y la abrasión que producen las partículas movilizadas por esta forma de transporte se han realizado utilizando arenas cuarcíticas puras que se asemejan, en su forma, a micro esferas sólidas (Bauer et al., 2004; Cheng et al., 2009; Creyssels et al., 2009), reflejando parcialmente lo que ocurre en condiciones de campo, donde la fracción de saltación puede comprender partículas sólidas individuales y agregados. Alfaro (2008) menciona que cuando predominan partículas minerales individuales, la energía que se desencadena sobre la superficie del suelo es mayor que cuando predominan agregados. Esta diferencia podría deberse a la alta densidad de las partículas minerales por sobre la de los agregados. Esto puede conducir a que se produzca una mayor energía cinética de impacto sobre la superficie del suelo y, por lo tanto, altos flujos de material erodado en comparación a suelos de textura más fina. Por el contrario, suelos con alta proporción de material fino y con una fracción de saltación compuesta en mayor medida por agregados podrían provocar menor energía de impacto y consecuentemente menores tasas de erosión. Hagen (1984; 1991a) y Hagen et al. (1988), encontraron que la abrasión de agregados por partículas saltadoras fue proporcional a la energía cinética de las partículas abrasivas, y que las pérdidas de suelo causadas por el uso de arena como abrasivo incrementaron en alrededor de un 10% por encima de las pérdidas de suelo por el uso de agregados del suelo como abrasivo.

La distribución del tamaño de las partículas del suelo es un parámetro frecuentemente utilizado en el enfoque clásico para modelizar el proceso de

erosión eólica (Marticorena y Bergametti, 1995; Shao et al., 1996; Alfaro et al., 1997; Alfaro y Gomes, 2001), pero el efecto de la composición de la fracción de saltación generalmente no es considerado. Bajo éste enfoque, podría esperarse que suelos con una fracción de saltación que está compuesta por una alta proporción de agregados de baja densidad, y por lo tanto una baja energía cinética de impacto, producirían menor masa de material erosionado cuando se exponen a un incremento del flujo movilizado por partículas en saltación que suelos de textura más arenosa. Pero, por otro lado, podría suponerse que los agregados que son menos cohesivos podrían además dividirse subsecuentemente en partículas más finas, y de ésta forma producir sucesivamente mayor cantidad de impactos provocando que el proceso de erosión eólica se produzca de una forma no lineal, aumentando la masa total transportada a favor del viento. La ruptura de los agregados durante el proceso de erosión eólica se ha analizado y discutido generalmente en el contexto del proceso de emisión de polvo (Shao, 2008; Kok et al., 2012) pero es escasa la información disponible acerca de la influencia del grado de agregación de las partículas que componen la fracción de saltación sobre las tasas de erosión provocada por el viento.

El efecto interactivo del proceso de saltación y las características de la superficie del suelo sobre la magnitud de la erosión eólica no ha sido considerado en estudios previos. De hecho, la fracción de saltación de los suelos arenosos es capaz de producir grandes cantidades de erosión eólica debido a que choca contra la superficie del suelo con una energía muy alta. Sin embargo, estos suelos también presentan mayor susceptibilidad a la erosión por el viento porque son menos agregados, presentando mayor proporción de fracción erosionable y

menor estabilidad de agregados. La contribución relativa de ambos factores sobre la magnitud de la erosión eólica aún no se ha estudiado.

La emisión de material particulado fino ( $PM_{10}$ ) a la atmósfera desde los suelos es un proceso que ha tomado especial importancia y relevancia para su estudio en las últimas décadas, tanto desde los mecanismos que lo causan como las consecuencias que trae aparejado (Pope et al., 1995; Carvacho et al., 2004; Gill et al., 2006). Una de las principales causas es la emisión de polvo derivada de actividades agrícolas, principalmente operaciones de labranza realizadas en la preparación del suelo antes de implantar un cultivo (Clausnitzer y Singer, 1996; Funk et al., 2008). Además, las partículas de polvo suspendidas en el aire pueden ser transportadas miles de kilómetros de su región de origen, lo que afecta el tiempo y el clima, la productividad de los ecosistemas, el ciclo hidrológico, y varios otros componentes del sistema de la Tierra. El polvo actúa como núcleo de condensación de nubes, modifica la microfísica y microquímica afectando las propiedades ópticas y radioactivas de las nubes. También puede afectar la dinámica de nutrientes y el ciclo bioquímico del ecosistema marítimo y terrestre (Herut et al., 2001).

Recientes estudios han demostrado que las fuentes antropogénicas, que incluyen principalmente tierras utilizadas para agricultura y ganadería, aportan la mayor cantidad de polvo en suspensión respecto del total de polvo suspendido en la atmósfera (Ginoux et al., 2001). Korcz et al. (2009) encontraron, para áreas naturales de Europa, un factor de emisión de  $PM_{10}$  de  $0,021 \text{ Mg km}^{-2}$ , mientras que para áreas agrícolas y áreas antropogénicas los valores fueron  $0,157$  y  $0,118 \text{ Mg km}^{-2}$ , respectivamente.



Hay varias teorías que intentan explicar los mecanismos por los cuales las emisiones de partículas finas se producen, con diferentes grados de complejidad en su explicación y exactitud de la información con respecto a ciertos parámetros. Alfaro et al. (1997) y Alfaro y Gomez (2001) propusieron un modelo de producción de polvo (DPM, Dust Production Model), el cual asume que la magnitud de la emisión de polvo está dada por la energía de unión de los aerosoles de polvo y por la energía cinética de las partículas que se movilizan por saltación. Cuanto mayor sea la energía de impacto de los saltadores, requerida para la ruptura de los enlaces, mayor será la fragmentación que se produce y por lo tanto más pequeños serán los aerosoles de polvo. Como DPM supone además que la velocidad de impacto de las partículas saltadoras es proporcional a la velocidad del viento, predice un cambio a tamaños más pequeños de aerosoles de polvo con el aumento de la velocidad del viento. Por otra parte Shao (2001; 2004) plantea otra teoría que se basa en la idea de que la distribución del tamaño de polvo emitido debería regirse por la comparación de dos estados extremos del suelo: estado sin disturbar, suelo en estado mínimamente disgregado, y estado perturbado, suelo completamente desagregado. Esto representa un modelo en el que las distribuciones de tamaño de partículas de los aerosoles de polvo emitidos en los diferentes estados de la alteración del suelo están relacionadas. Consistente con DPM, predice que la velocidad del viento produce una mayor ruptura y por lo tanto tamaño de aerosoles de polvo más pequeños. La tercera teoría es la de la fragmentación (Brittle fragmentation theory) desarrollada por Kok (2011), que supone que la mayor parte del polvo emitido es producido por la fragmentación y ruptura de los agregados que lo liberan. El autor, a pesar de afirmar que la teoría de la fragmentación sólo podría aplicarse a eventos de

emisiones de polvo que son en su mayoría debido a la fragmentación de los agregados del suelo, sugiere, basado en el buen ajuste del modelo a partir de datos con experiencias de campo, que la mayoría de las emisiones se producen por este mecanismo

La capacidad de los suelos de proveer o liberar partículas finas a la atmósfera es principalmente controlada por la cantidad de partículas de polvo disponible en cada uno, indicando que la fracción capaz de liberar partículas finas es la fracción de arcilla y limo fino (Marticorena y Bergametti, 1995). Uno de los trabajos básicos sobre el tema fue desarrollado por Gillette (1977), quien relacionó la emisión de material fino con el proceso de saltación para distintos tipos de suelos. El tipo de transporte de las partículas varía, principalmente, con la composición textural del suelo, aunque la agregación y la cobertura vegetal son también parámetros determinantes (Buschiazzo, 2006). Chepil (1945) demostró que suelos de texturas medias producen mayor proporción de partículas movilizadas por suspensión y que la agregación del suelo aumenta el tamaño de las partículas finas e incrementa el movimiento por rodadura y saltación.

La capacidad relativa de los suelos para emitir polvo ( $PM_{10}$ ) se denomina eficiencia de saltación, y se determina a partir de la relación entre la cantidad de partículas finas emitidas ( $F_{VPM_{10}}$ ) y las partículas movilizadas por saltación ( $Q$ ). Resultados obtenidos por distintos autores (Gillette et al., 1997a, 1997b; Rajot et al., 2003; Alfaro et al., 2004) permiten conjeturar que suelos más finos y estructurados tienen una eficiencia de saltación mayor que suelos arenosos. Sin embargo, pocos estudios se han realizado con suelos de distinta textura bajo las mismas condiciones experimentales (Roney y White, 2006), las cuales permitirían

obtener resultados que posibiliten determinar el cambio de la eficiencia de saltación en función de las características de los suelos.

La interacción entre las partículas en saltación y la superficie del suelo es el principal factor que determina la emisión de polvo desde los suelos (Alfaro et al., 1997; Shao, 2008). El estudio de parámetros, como la composición y el estado de agregación de la fracción involucrada en el proceso de saltación, es fundamental para dilucidar los mecanismos por el cual se produce la emisión de partículas finas. Suelos texturalmente diferentes tienen una fracción de saltación distinta en composición granulométrica y agregación (Kok, 2011). De este modo, tanto los mecanismos por el cual se liberan las partículas de polvo como la cantidad de polvo emitido varían en función de las características de la fracción de saltación y de la disposición de las partículas y agregados sobre la superficie.

La emisión potencial de  $PM_{10}$  de los suelos depende de la textura, aumenta con el contenido de limo y arcilla, mientras que decrece con el contenido de arena (Funk et al., 2008). Otros estudios establecen que la capacidad para emitir  $PM_{10}$  podría estar relacionada al contenido de MO, la distribución de agregados y la estabilidad de los mismos (Alfaro et al., 2008). Por otra parte, la humedad del suelo es uno de los factores más importantes que controla la emisión de polvo, ya que la humedad favorece el pegado entre partículas al promover el desarrollo de una película de agua entre los granos del suelo.

La emisión potencial de  $PM_{10}$  se ha cuantificado utilizando generadores de  $PM_{10}$ , también en condiciones controladas de túneles de viento. Algunos estudios (Gill et al., 1999; Zobeck et al., 2006) comprobaron que la emisión potencial de  $PM_{10}$  puede ser muy diferente en suelos de similares texturas, por lo que sugirieron que la emisión estaba relacionada con otros parámetros de suelo. Funk

et al. (2008) comprobaron que la emisión potencial de  $PM_{10}$  es fuertemente afectada por el contenido de humedad del suelo y que los valores críticos de humedad por encima de los cuales la emisión se reduce drásticamente es función de la textura del suelo. Otros autores como Clausnitzer y Singer (1996), Fécan et al. (1999) y Liu et al. (2006) también comprobaron el importante efecto de la humedad edáfica sobre la emisión de  $PM_{10}$  y su interacción con la textura. Madden et al. (2010) encontraron que el contenido de agua del suelo y la textura afectan significativamente la emisión de  $PM_{10}$ : los suelos de textura gruesa, con menos de 10% de arcillas, comenzaron a emitir  $PM_{10}$  a contenidos relativamente altos de agua en el suelo (14%), en comparación con suelos de textura fina, con más del 20% de arcilla (7%). Gill et al. (1999) atribuyeron este fenómeno al hecho de que, aunque los suelos arcillosos tienen una alta cantidad de partículas de tamaño menor o igual a los 10 micrones, al dispersarse en agua quedan fuertemente unidos a los agregados estables que forman las arcillas y de esta forma resisten el deterioro y la deflación. Clausnitzer y Singer (2000) relacionaron la cantidad de polvo emitido con el contenido de agua edáfica y la temperatura del aire: con un incremento del contenido de agua del suelo la concentración de polvo en el aire decrecía y con altas temperaturas se incrementaban.

Aimar et al. (2012) encontraron que los suelos de la porción central de Argentina presentaron alta emisión potencial bajo diferentes contenidos de humedad. Estos suelos presentaron muy bajos umbrales de humedad por encima del cual comenzaron a emitir polvo. En general, suelos que tuvieron alta emisión de  $PM_{10}$  tuvieron altos umbrales de humedad. Además la emisión fue mayor en suelos con alto contenido de limo y menor en aquellos con una mayor proporción de materia orgánica. Todos los suelos presentaron un rango de humedad dentro

del cual la emisión de  $PM_{10}$  decreció linealmente con el incremento de la humedad del suelo. Por debajo de este rango la emisión fue máxima y por encima, la emisión fue despreciable. La suma de las fracciones finas (limo + arcilla) fue relacionada con la capacidad de almacenamiento de agua en suelos poco desarrollados de la región semiárida pampeana (Quiroga y Buschiazzo, 1988). Esto estaría indicando que la amplitud del rango de humedad donde la emisión de  $PM_{10}$  cae linealmente con la humedad del suelo podría estar relacionada con la capacidad de almacenamiento de agua. Suelos con alta capacidad de almacenamiento y agregación necesitan más agua para dejar de emitir debido a que en estos suelos el agua llena primero el interior de los agregados y luego pega las partículas de polvo a las más grandes (Funk et al., 2008). Los suelos con alta emisión de  $PM_{10}$  presentaron alta humedad umbral de emisión, siendo esta la mínima humedad a la cual el suelo deja de emitir  $PM_{10}$ .

Es conocido que en condiciones de campo, aunque el efecto de las variables antes mencionadas persiste, su manifestación relativa se modifica al interactuar con otros parámetros edáficos y ambientales. Alfaro et al. (2004) mencionan que en condiciones reales, la emisión de partículas está condicionada por factores estáticos tales como la energía de contacto entre partículas, la formación de agregados en las fracciones que se movilizan por saltación o la formación de costras superficiales.

A pesar del gran progreso que se ha hecho sobre el entendimiento y funcionamiento del proceso de emisión de polvo, es escasa la información sobre los mecanismos que conducen a la emisión de  $PM_{10}$  en suelos agrícolas de la Región Semiárida Central Argentina (RSCA), la emisión potencial de éstos suelos y la relación entre las características del flujo vertical de polvo y las partículas

movilizadas por saltación. En la presente tesis se hace hincapié en la interacción entre los factores y mecanismos que ocasionan estos procesos.

El flujo vertical de polvo a partir de la emisión de  $PM_{10}$  incrementa en función del incremento del flujo de las partículas en saltación (Houser y Nickling, 2001). Fairchild y Tillery (1982) encontraron que las tasas de resuspensión incrementaron por un factor de dos a tres, y en algunos casos, alcanzaron valores de seis a siete en presencia de partículas saltadoras. Por otra parte, varios autores han encontrado que la liberación de polvo y consecuente emisión de  $PM_{10}$  depende fuertemente de la textura del suelo, incrementando con los contenidos de limo y arcilla y decreciendo con los contenidos de arena (U.S. EPA, 1995; Carvacho et al., 2004; Funk et al., 2008).

Existen evidencias de que en suelos loésicos de Argentina, el material transportado por el viento, y en particular el movilizado por saltación desde suelos diferentes, puede involucrar a agregados y a partículas individuales en proporciones variables. Buschiazzo y Taylor (1993) comprobaron que suelos arenosos perdían mayormente arcillas mientras que suelos de texturas finas perdían limos. Asociaron estas diferencias a la existencia de agregados de arcilla de tamaño limo fino y a la baja proporción de partículas individuales de limo en suelos arenosos. Las bajas pérdidas de arcilla de los suelos más finos se deberían a la formación de agregados de arcilla gruesos, poco erosionables, lo que habría favorecido las pérdidas de limo.

La RSCA está caracterizada por suelos arenosos con una alta susceptibilidad a ser erosionados por el viento, el cual puede alcanzar altas magnitudes que, en interacción con las actividades agrícolas que se desarrollan en el área, la hace muy vulnerable a sufrir grandes pérdidas de suelo cuando se

combinan condiciones desfavorables (Buschiazzo et al., 1999). Los vientos de mayor magnitud se producen durante el período de primavera-verano, en concordancia con condiciones de un periodo de escasez de precipitaciones y humedad del suelo. De Oro y Buschiazzo (2009) determinaron que para los suelos de esta región la velocidad umbral a la que suelo comienza a erosionarse varía dependiendo de la época del año que se evalúa. Durante la primavera y el verano la velocidad umbral es de  $8,2 \text{ m s}^{-1}$  a 2 m de altura. Debido a que son suelos que, en general, tienen valores importantes de erosión con vientos de alta velocidad (Aimar et al., 2011), es muy importante tener conocimiento sobre la relación que existe entre el flujo de masa horizontal determinado por la cantidad de material movilizado principalmente por saltación ( $Q$ : transporte de masa horizontal/erosión) y el flujo vertical dado por la concentración de  $\text{PM}_{10}$  con respecto a la altura ( $F_V\text{PM}_{10}$ ), comprender el funcionamiento y la dinámica de los procesos erosivos y de flujo de polvo en la región de estudio. Aunque varios autores han estudiado la relación entre  $Q$  y  $F_V$  (Marticorena y Bergametti, 1995; Gillette et al, 1997a, 1997b; Houser y Nickling, 2001; Gómez et al, 2003b; Kang et al, 2011; Singh et al, 2012), son escasos los precedentes que comparan la relación mencionada en suelos de diferente textura bajo las mismas condiciones.

Los factores meteorológicos y climáticos condicionan la emisión de  $\text{PM}_{10}$  en forma positiva cuando aumenta la velocidad del viento y en forma negativa cuando se incrementan las lluvias (Fécan et al., 1999; Stout, 2004; de Oro y Buschiazzo, 2009). Poco se conoce acerca del efecto combinado que poseen los distintos parámetros meteorológicos sobre el inicio del proceso de emisión. Abulaiti et al. (2014), realizando estudios observacionales en un desierto en Mongolia, encontraron que la velocidad umbral de emisión de polvo decrecía a

medida que aumentaba la temperatura del suelo, y que tanto el proceso de saltación como la emisión de polvo se vio restringido cuando las humedades del suelo superaron valores del 6%.

El modelo WEPS (Wind Erosion Prediction System, Hagen, 1991b), el más moderno de los modelos de predicción de erosión eólica disponible en la actualidad, es el único que incluye una subrutina de cálculo de emisión de  $PM_{10}$ . La predicción en este modelo se realiza principalmente en base a los contenidos de limo del suelo pero sin tener en cuenta otros factores tanto edáficos como climáticos, lo que arroja datos de baja precisión.

Panebianco y Buschiazzo (2008) comprobaron que, en la región semiárida de Argentina, la erosión eólica es más condicionada por la variabilidad de las lluvias que por la de los vientos, los que se distribuyen en forma relativamente homogénea a lo largo del año. Es por ello que los frecuentes cambios del clima, propios de ambientes semiáridos, por los cuales existen períodos húmedos alternados con sequías, tendrían un alto impacto sobre la emisión de partículas finas. Es probable que estos cambios incidan de diferente forma sobre suelos diferentes.

Un proceso poco estudiado es el posible cambio en la composición del material transportado por saltación en función de la distancia recorrida, en suelos diferentes. Es conocido que el sandblasting disgrega agregados yacentes sobre el suelo iniciando de esa manera el movimiento de suspensión que dará lugar a la emisión de  $PM_{10}$  (Alfaro et al., 1997; Shao, 2008). Es probable que en suelos arenosos, en los cuales el material movilizado por saltación esté constituido mayormente por partículas sólidas de arena y en una muy baja proporción por agregados, estos cambios en función de la distancia sean mínimos. Por el



contrario, en suelos texturalmente más finos, la proporción de agregados en el material movilizado por saltación disminuya con la distancia recorrida por el viento.

Algunos estudios han realizado mediciones de la emisión de  $PM_{10}$  a campo, sin un análisis detallado de los factores actuantes. Sharratt et al. (2007) registraron erosiones del suelo que variaron entre  $43 \text{ kg ha}^{-1}$  y  $2320 \text{ kg ha}^{-1}$  y emisiones de  $PM_{10}$  de 5 a  $210 \text{ kg ha}^{-1}$ , es decir un 9 a 12% del total del suelo perdido. Xuan y Sokolik (2002) caracterizaron distintas fuentes de emisión de polvo en el norte de China y calcularon que se emiten 8,4 millones de toneladas de  $PM_{10}$  en una vasta región de China. Los mayores valores se registraron durante la primavera, cuando la velocidad e intensidad de los vientos fue más elevada. Además, encontraron que las variaciones en la emisión estaban asociadas a cambios en las precipitaciones.

Los factores dinámicos que regulan la emisión de  $PM_{10}$  están relacionados con las condiciones climáticas-meteorológicas. La emisión de  $PM_{10}$  aumenta al incrementarse la velocidad del viento y disminuye al incrementarse las lluvias. Con respecto a los efectos de la velocidad del viento, Bagnold (1941), mediante estudios en túneles de viento, determinó que el inicio del proceso de saltación es función de la relación entre velocidad de fricción ( $u^*$ ) y velocidad umbral ( $u_t^*$ ). La  $u^*$  es la velocidad que ocurre a una altura determinada sobre la superficie del suelo. Su variación con la altura es de tipo logarítmica. La  $u_t^*$  es la velocidad del viento necesaria para iniciar el movimiento de saltación de las partículas que yacen sobre el suelo. Por ello, cuando  $u^*$  supera a  $u_t^*$  se inicia el proceso de saltación. En condiciones ideales, la magnitud del proceso de saltación está directamente relacionada con el cubo de  $u^*$  (Bagnold, 1941).

El valor de  $u_t^*$  depende de las fuerzas cohesivas que existen entre partículas y del tamaño y la densidad de las mismas (Alfaro et al., 2004). En condiciones naturales, otros factores como el encostramiento de la superficie del suelo, la humedad edáfica y el efecto protector que ejercen componentes no erosionables como piedras, agregados o vegetación, también modifican su magnitud.

La intensidad y frecuencia de las lluvias es otro de los factores climáticos que pueden afectar el proceso de saltación, ya que definen la humedad edáfica. Fécan et al. (1999) cuantificaron el efecto negativo que producen contenidos crecientes de humedad edáfica sobre las tasas de movilización de partículas por saltación. Stout (2004) comprobó que  $u_t^*$  es altamente afectada por la humedad del suelo, mientras que de Oro y Buschiazzo (2009) comprobaron que, en la región semiárida Argentina, los valores de  $u_t^*$  eran mayores en otoño, cuando el suelo se encontraba más húmedo, y menores en primavera y verano, cuando el suelo se encontraba más seco. De esta manera, eran necesarios valores más elevados de  $u^*$  para iniciar el proceso de saltación en otoño que en el resto del año.

### **1.3. HIPÓTESIS**

#### ***Hipótesis 1***

*La energía producida por el impacto de las partículas movilizadas por saltación sobre la superficie del suelo, proceso que inicia la emisión de  $PM_{10}$ , es mayor en suelos arenosos que en suelos de texturas finas, debido a la mayor densidad de las partículas sólidas involucradas en este tipo de movimiento.*

#### ***Hipótesis 2***

*La proporción de  $PM_{10}$  emitido en relación al total del material erosionado (eficiencia de saltación) es mayor en suelos de texturas finas que en suelos arenosos.*

#### ***Hipótesis 3***

*En suelos texturalmente finos, la emisión de  $PM_{10}$  es ocasionada, principalmente, por la destrucción de los agregados que componen la fracción de saltación, mientras que en suelos arenosos la emisión se produce, principalmente, por la movilización de material fino yacente sobre la superficie del suelo y la liberación de las  $PM_{10}$  adheridas a las partículas de arena en saltación.*

#### ***Hipótesis 4***

*4.a. El incremento de la cantidad de  $PM_{10}$  emitido en función de la distancia recorrida por el viento es mayor, pero la emisión total es menor, en un suelo de textura gruesa que en uno de textura fina.*

*4.b. La proporción de agregados en la fracción de saltación de suelos texturalmente finos disminuye, en función de la distancia recorrida por el material*

*erosionado, en mayor medida que en suelos de textura gruesa, debido a la mayor destrucción relativa de agregados durante el transporte.*

*4.c. Los factores meteorológicos actúan sobre el proceso de emisión de  $PM_{10}$  de forma diferencial en función de las características texturales de los suelos.*

## **1.4. OBJETIVOS**

### **1.4.1. Objetivo General**

Analizar la relación entre los procesos de saltación y suspensión (emisión de  $PM_{10}$ ) en suelos de diferentes texturas de la Región Semiárida Pampeana Central (RSPC).

### **1.4.2. Objetivos Específicos**

Determinar en suelos de texturas contrastantes:

1. El efecto de la composición de la fracción de saltación sobre la erosión y emisión de partículas finas ( $PM_{10}$ ).
2. El incremento y la magnitud de los procesos de saltación y emisión de  $PM_{10}$  en función de la distancia recorrida por el viento.
3. La composición de las fracciones movilizadas por saltación en función de la distancia recorrida por el viento.
4. El efecto combinado de las condiciones meteorológicas (velocidad del viento, humedad relativa y temperatura del aire) y los factores edáficos (textura y estado de agregación) sobre el proceso de emisión de  $PM_{10}$ .

## **CAPÍTULO 2**

---

### **MATERIALES & MÉTODOS**

## 2.1. METODOLOGIAS PARA VALIDAR LAS HIPÓTESIS 1, 2 y 3

### 2.1.1. Descripción de los suelos de estudio

Fueron seleccionados seis sitios representativos de la Región Semiárida Central Argentina (RSCA) distribuidos a lo largo de una transecta norte-sur de aproximadamente 800 km (Tabla 1 y 2; Figura 7). La mayoría de los suelos en estos sitios tienen un uso agrícola, estando sujetos a disturbios periódicos con implementos agrícolas. Dichos sitios fueron seleccionados debido a que en ellos se encuentran suelos texturalmente distintos con un alto grado de vulnerabilidad a procesos de degradación, principalmente por efecto del viento (Pezzola et al., 2012; Colazo y Buschiazzo, 2014). La RSCA está caracterizada por suelos arenosos con alta susceptibilidad a ser erosionados por el viento. Actividades agrícolas combinadas con condiciones climáticas desfavorables en el área pueden producir pérdidas de suelo por erosión eólica (Buschiazzo et al., 1999; Aimar et al., 2011).

Tabla 1. Ubicación de los sitios de estudio y clase textural de cada suelo.

Ubicación		nº de sitio	Clase textural de los suelos	Coordenadas geográficas	
Localidad	Provincia			Latitud	Longitud
Santa Rosa	La Pampa	1	Arenoso	36°33'48"S	64°18'13"O
Ascasubi	Buenos Aires	2	Arenoso franco	39°23'41"S	62°37'41"O
Villa Mercedes	San Luis	3	Arenoso franco	33°40'22"S	65°22'33"O
Anguil	La Pampa	4	Arenoso franco	36°34'31"S	63°59'22"O
Santa Rosa	La Pampa	5	Franco arenoso	36°32'28"S	64°17'40"O
Anguil	La Pampa	6	Franco	36°35'59"S	63°57'39"O

De cada sitio se seleccionaron de forma aleatoria áreas homogéneas sometidas a prácticas agrícolas, de las cuales se tomaron las respectivas muestras compuestas de los primeros 2,5 cm de la parte superficial del suelo. Se tomaron cuatro submuestras por sitio de una superficie de 100 m<sup>2</sup>, las cuales fueron mezcladas para obtener una muestra representativa de cada uno.

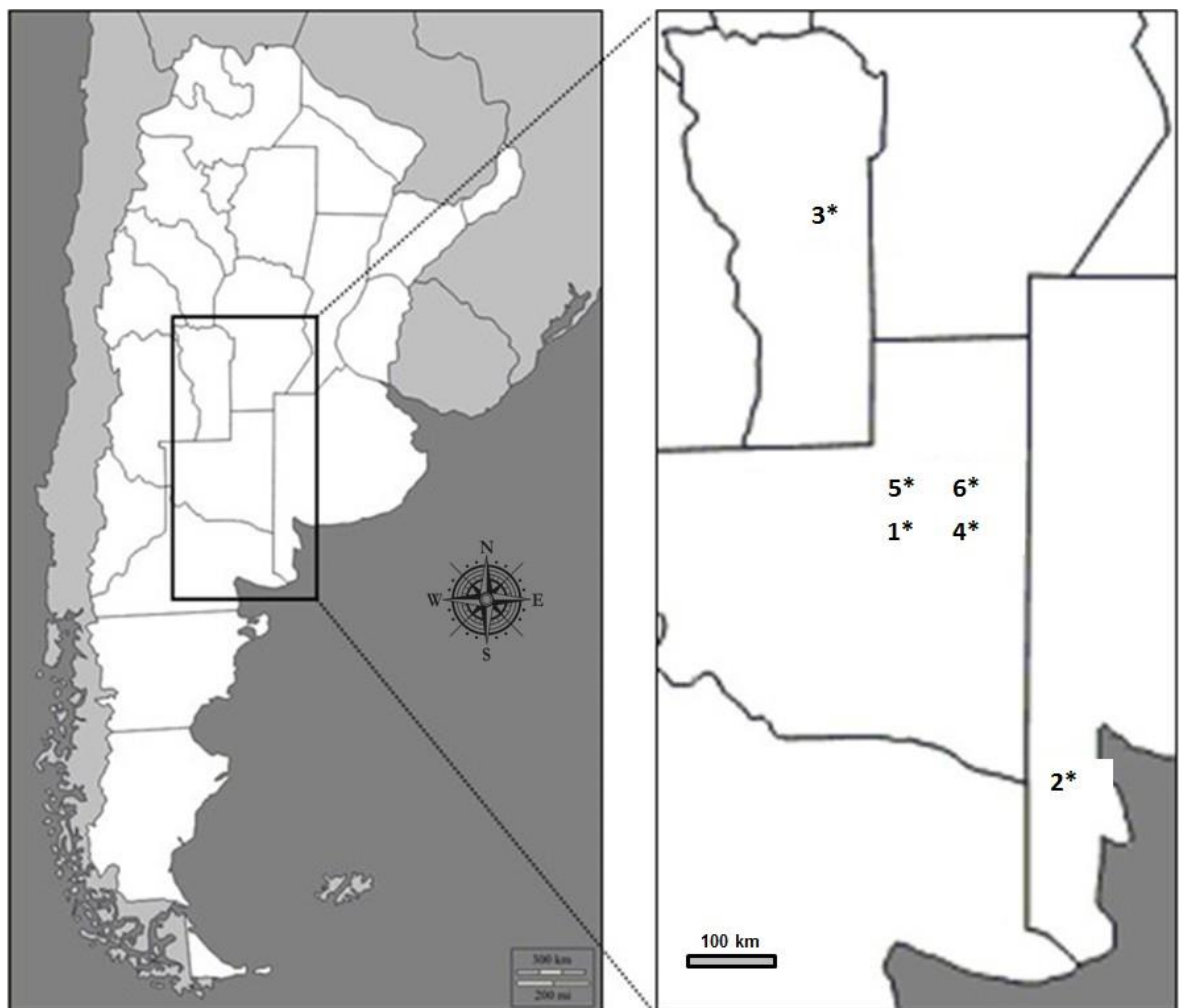


Figura 7. Ubicación de los sitios de estudio.

La composición textural de cada suelo fue determinada por medio del tamizado en húmedo y el método de la pipeta de Robinson (Gee y Bauder, 1986), el cual incluye: destrucción de carbonatos libres (con ácido acético al 6%) y de la

materia orgánica (con peróxido de hidrógeno), dispersión con hexametáfosfato de sodio, agitación en agua por 30 minutos a 1500 rpm, y un tratamiento en ultrasonido a 35 KHz por 15 minutos. Los contenidos de materia orgánica (MO) fueron determinados con el método de Walkley & Black (Walkley y Black, 1934), y los contenidos de carbonatos libres ( $\text{CaCO}_3$ ) por medio del calcímetro de Scheibler (Schlichting y Blume, 1966). La clasificación textural de los suelos se realizó de acuerdo a las clases propuestas por el USDA (Soil Survey Division Staff, 1993).

Tabla 2. Principales características climáticas de los sitios estudiados.

Variables climáticas	Sitio			
	Villa Mercedes	Santa Rosa	Anguil	Ascasubi
Temperatura media anual (°C)	15,5	15,6	15,3	14,8
Temperatura máxima media (°C)	23	22,1	22,6	21,8
Temperatura mínima media (°C)	8	8,5	7,8	7,7
Precipitación media anual (mm)	491	719,4	759,5	507,9
Velocidad viento media anual ( $\text{m s}^{-1}$ )	-	8,3	8,6	13
Dirección predominante viento	NE – E	N	N	NO

De la muestra obtenida de cada suelo se tomó una submuestra a la cual se le realizaron las determinaciones químicas (composición granulométrica, materia orgánica, fósforo, pH, conductividad eléctrica y carbonatos) y físicas (fracción erosionable y estabilidad estructural en seco) correspondientes, con el objetivo de caracterizar a cada uno de los suelos (Tabla 3 y 4).



Tabla 3. Técnicas utilizadas para caracterizar los suelos.

Parámetro	Técnica/método utilizado	Referencia
Textura	Pipeta de Robinson	Gee y Bauder, 1986
Materia orgánica (MO)	Walkley & Black	Walkley y Black, 1934
Fósforo disponible (P)	Bray & Kurtz nº 1	Boschetti y Quintero, 2005
PH actual	Relación suelo-agua 1:2.5	Jackson, 1964a
Conductividad eléctrica (CE)	En extracto de saturación	Jackson, 1964b
Carbonatos (CaCO <sub>3</sub> )	Calcímetro de Scheibler	Schichting y Blume, 1966
Fracción erosionable (FE)	Tamiz rotativo	Chepil, 1962
Estabilidad de agregados (EES)	Tamiz rotativo	Chepil, 1962

Tabla 4. Principales características de los suelos estudiados. Los suelos fueron ordenados en función de sus contenidos crecientes de limo, arcilla y MO.

		SUELO					
		1	2	3	4	5	6
Distribución del tamaño de partículas (g kg <sup>-1</sup> )	Arcilla (<0,002mm)	49,9	92,5	82	74,9	102,3	171,6
	Limo (0,002-0,053mm)	67,3	99,7	124,2	124	186,2	355,5
	Arena muy fina I (0,053-0,074mm)	87,2	55,2	230,6	69,6	135,8	129,3
	Arena muy fina II (0,074-0,105mm)	176,2	80,7	366,9	191,7	180,8	129,1
	Arena fina (0,105-0,250mm)	543,2	569,4	171,9	287,2	342,1	173
	Arenas medias y gruesas (0,250-2mm)	76,2	102,5	24,4	252,6	52,8	41,5
	Clastos (>2mm) (%)	0	6,7	0	0	0	0
MO (g kg <sup>-1</sup> )	13,7	20,8	7	18,4	13,1	28,2	
CaCO <sub>3</sub> (g kg <sup>-1</sup> )	5,5	6,5	8,7	5,5	4,3	8,8	
FE (%)	71,6	84,3	79,1	57,5	49,5	21,2	
EES (%)	62,2	82	54,4	80,7	85,7	95,7	
CE (dS m <sup>-1</sup> )	0,42	2,1	0,31	0,61	0,30	0,45	
pH (en pasta)	7,1	7,3	6,7	6,1	6,3	6,1	
P (µg g <sup>-1</sup> )	42,3	20,9	35,4	56,9	24,8	21,1	

Otra submuestra fue secada al aire y tamizada a través de un tamiz rotativo (Chepil, 1962), el cual fue utilizado para determinar la fracción erosionable (FE) y la estabilidad estructural de los agregados en seco (EES) de cada suelo. Este dispositivo es un conjunto de tamices cilíndricos concéntricos cuyas aberturas son de 0,42; 0,84; 2; 6,4 y 19,2 mm. A partir de éste análisis se determinó la distribución de agregados de las muestras de suelo original (Figura 8).

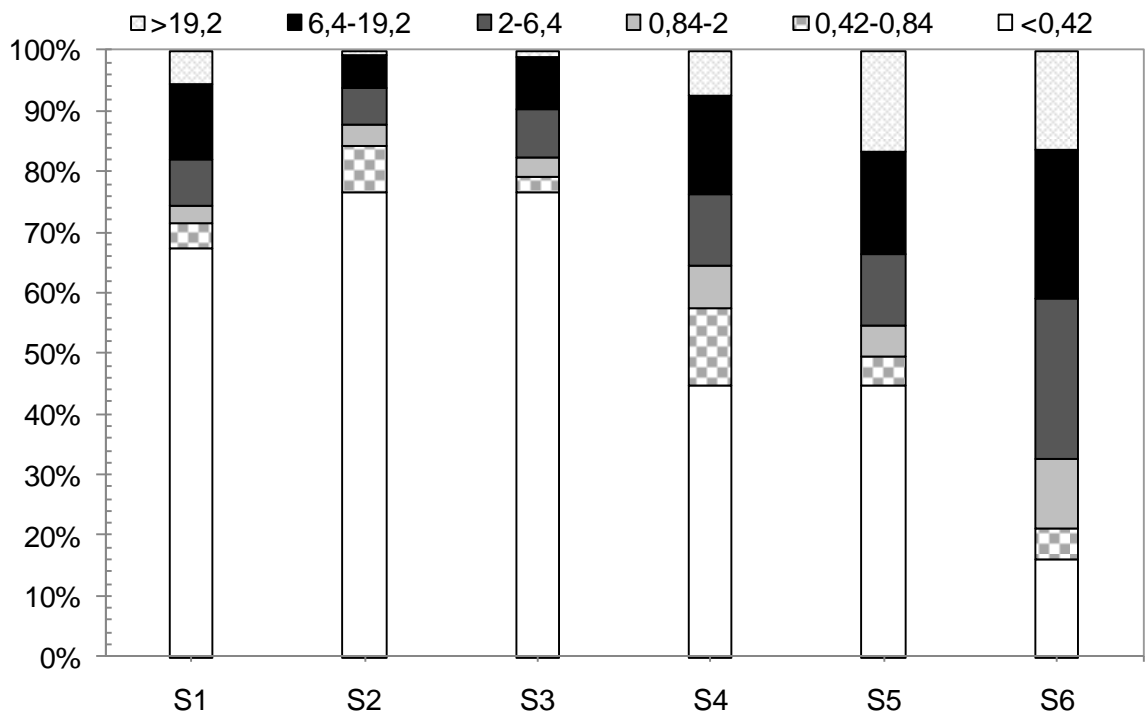


Figura 8. Distribución del tamaño de agregados (mm) de las muestras originales de cada suelo.

El porcentaje de agregados <0,84 mm, la fracción erosionable del suelo (FE), fue calculada por medio de la siguiente ecuación (1) (Colazo y Buschiazzo, 2010):

$$FE = \frac{P < 0,84}{PI} \times 100 \quad (\text{Ec. 1})$$

donde FE es la fracción erosionable (%),  $P < 0,84$  es el peso (g) de los agregados  $< 0,84$  mm, y PI es el peso inicial (g) del total de la muestra. La estabilidad de los agregados (EES) fue evaluada usando un segundo tamizado en seco de cada tamaño de agregado, luego del primer tamizado (Skidmore et al., 1994) usando la ecuación (2)

$$EES = \left[ 1 - \frac{P < 0,84_2}{P > 0,84_1} \right] \times 100 \quad (\text{Ec. 2})$$

donde  $P < 0,84_2$  es el peso (g) de los agregados que pasaron a través del tamiz de abertura 0,84 mm luego del segundo tamizado y  $P > 0,84_1$  es el peso (g) de los agregados retenidos por el tamiz de abertura 0,84 mm luego del primer tamizado.

La fracción de saltación, utilizada en la tolva abrasiva del túnel de viento (0,2 a 0,5 mm, Van Pelt et al., 2010), fue separada manualmente de cada muestra de suelo por tamizado en seco usando tamices de aberturas de 0,2 y 0,5 mm. La composición textural de la fracción de saltación y el estado de agregación de cada suelo fueron determinados mediante tratamiento con y sin dispersión de las muestras por el tamizado en húmedo y el método de la Pipeta de Robinson (Gee y Bauder, 1986). El tratamiento de las muestras dispersadas incluye la destrucción de carbonatos libres con ácido acético al 6% y la materia orgánica con peróxido de hidrógeno, dispersión con hexametáfosfato de sodio, agitación en agua por 30 minutos a 1500 rpm, y un tratamiento de ultrasonido a 35 KHz por 15

minutos. Las muestras sin dispersión fueron sólo agitadas en agua por 30 minutos a 100 rpm.

Un índice relativo de la agregación de la fracción de saltación de cada suelo (IRA) fue obtenido a partir de la ecuación 3 (Avecilla et al., 2015):

$$\text{IRA} = \text{arcilla} * \text{MO} \text{ (Ec. 3)}$$

donde “arcilla” es el porcentaje de la fracción de saltación del suelo <2 µm determinado a partir del método de la pipeta, y MO es el contenido de materia orgánica del suelo. El uso de este coeficiente se basó sobre la consideración de que ambos componentes son los principales factores de agregación en los suelos (Perfect et al., 1995; Mirzamostafa et al., 1998).

La distribución del tamaño de partícula de la fracción de saltación de cada suelo fue además determinado a partir de las muestras sin dispersar, con un contador laser de partículas Malvern Mastersizer (Modelo 2000) (Figura 9). Este método permitió una determinación más precisa de la distribución del tamaño de partícula que la obtenida por el método de la pipeta, y fue utilizado para una caracterización más detallada y precisa de la composición de ésta fracción.

El diámetro geométrico medio (DGM), el tamaño de la fracción al 50% de la distribución acumulada de la curva de distribución de tamaño de partícula, se determinó para la fracción saltación de cada suelo.

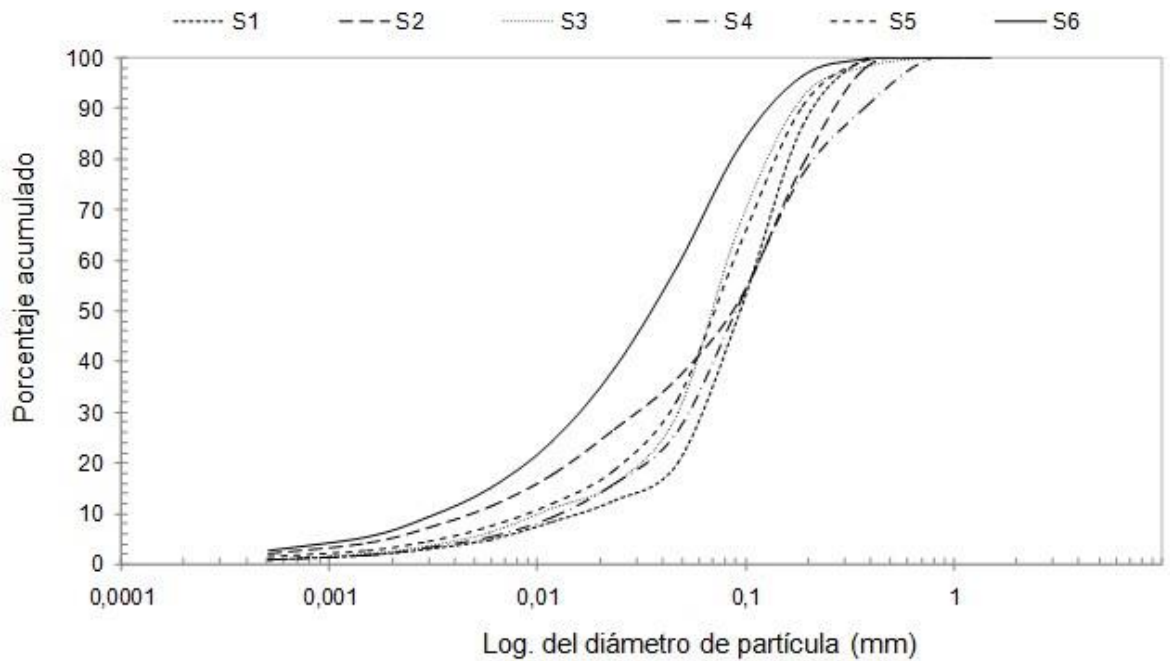


Figura 9. Distribución del tamaño de partículas de la fracción de saltación de cada suelo.

Adicionalmente, la proporción de partículas que potencialmente podrían ser movilizadas por saltación ( $FS_P$ ) y el contenido de  $PM_{10}$  de cada suelo fueron determinados a partir de la distribución del tamaño de partículas de los suelos (muestras originales), obtenida con el contador laser de partículas.  $SF_P$  es la proporción (en  $g\ kg^{-1}$ ) de partículas entre 0,2 y 0,5 mm determinado del análisis de las muestras con tratamiento sin dispersión (Und). El contenido de  $PM_{10}$  es la proporción (en  $g\ kg^{-1}$ ) de partículas  $\leq 0,01$  mm ( $10\ \mu m$ ) determinado del análisis de las muestras de cada suelo con el tratamiento con dispersión (D) (Figura 10). Los tratamientos con dispersión incluyeron la destrucción de carbonatos libres y materia orgánica, agitación en agua y tratamiento de ultrasonido descriptos previamente. El tratamiento sin dispersión consistió en colocar las muestras en agua para que puedan ser analizadas por el contador de partículas.

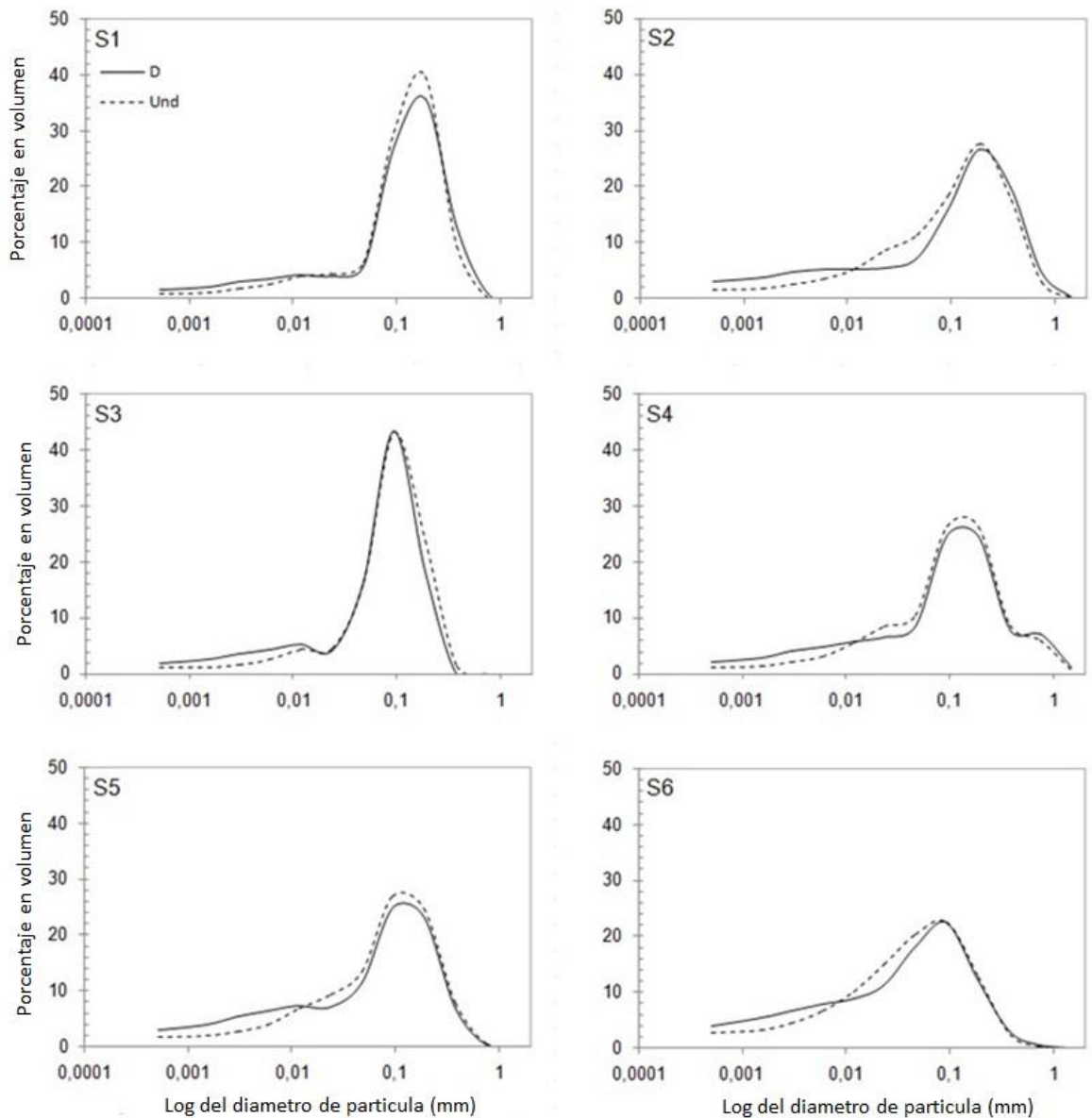


Figura 10. Distribución del tamaño de partículas de cada suelo.

Con el fin de determinar la energía de la fracción de saltación de cada suelo, un dispositivo Sensit® (Stockton y Gillette, 1990) se colocó a 0,05 m de altura por encima de la superficie del suelo, al final de la sección de trabajo del túnel de viento. El Sensit es un sensor de impactos de partículas movilizadas por saltación que contiene un sensor piezoeléctrico cilíndrico de 3,45 cm<sup>2</sup> (diodo sensible de cristal de cuarzo) el cual permite, independientemente de la dirección de la fuente, obtener mediciones continuas del impacto de las partículas y

registrar la energía de impacto de las mismas (Figura 11). La cantidad de pulsos son registrados y almacenados en un datalogger.

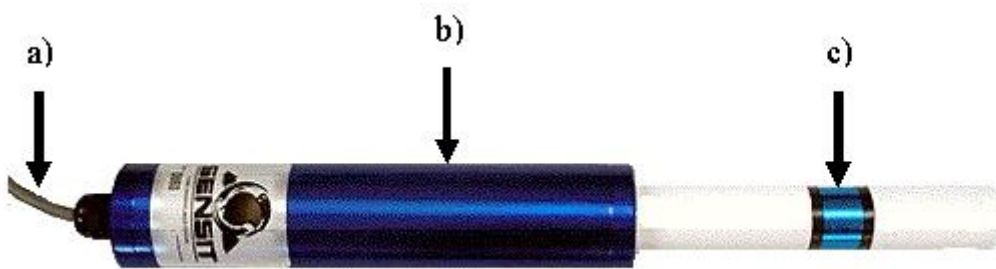


Figura 11. Equipo Sensit®. a) cable de conexión al datalogger, b) unidad de registro y c) diodo sensible (cristal de cuarzo).

Las mediciones se llevaron a cabo durante cada prueba de simulación con una frecuencia de 1 segundo. Aunque en general hubo una buena correlación positiva entre impulsos Sensit y erosión eólica ( $R^2$ : 0,51;  $p < 0,001$ ; Figura 12), los resultados de las mediciones del Sensit no fueron consistentes, ya que en algunos casos registró bajos valores de energía en casos en los cuales existió altas tasas de erosión, o midió alta energía cuando se produjeron muy bajas tasas de erosión. Esta falta de ajuste puede observarse en la Figura 12, la cual muestra una amplia dispersión de los datos. En algunos casos se obtuvieron relaciones negativas entre  $Q$  y la energía registrada. Resultados variables similares fueron encontrados por otros autores (Baas, 2004; Barchyn y Hugenholtz, 2010; Barchyn et al., 2014). Esta inconsistencia en la relación entre  $Q$  y energía de abrasión registrada por el Sensit podría llevar a resultados y conclusiones erróneos.

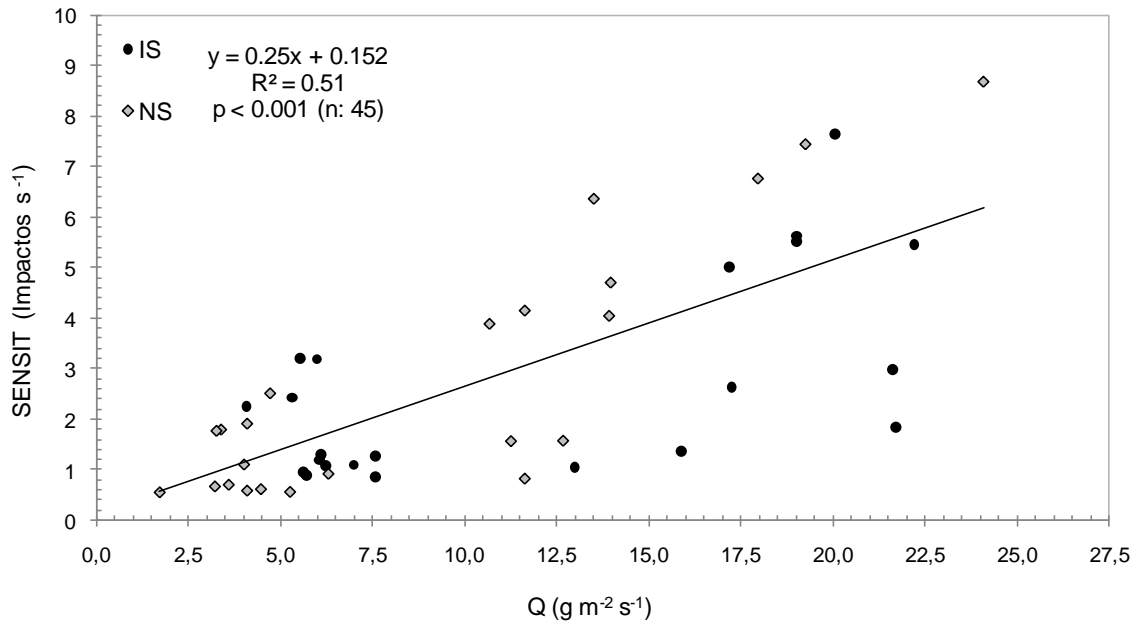


Figura 12. Respuesta del Sensit (impactos por segundo) en función del transporte de masa.

Considerando la alta variabilidad de los datos de energía obtenidos con el Sensit, se tomó la decisión de no utilizar estos registros en este estudio y de determinar la energía de abrasión de la fracción de saltación por medio de la siguiente ecuación (Zou et al., 2001; Hussainova y Schade, 2008)

$$E = 0,5 \times m \times \mu_p^2 \quad (\text{Ec. 4})$$

donde E es la energía de abrasión (Joule), m es la masa (g) y  $\mu_p$  es la velocidad media de las partículas medida a 0,05 m de altura respecto a la superficie del suelo. Zou et al. (2001) y Lu y Dong (2011) determinaron, por medio de simulaciones en túnel de viento, que la máxima energía cinética de abrasión ocurre cerca de los 6 cm por encima de la superficie del suelo.



La velocidad media de las partículas movilizadas por saltación ( $\mu_p$ ) fue determinada por medio de la ecuación empírica desarrollada por Yang et al. (2007):

$$\mu_p(z) = \left( 1,12 + \frac{0,13}{DGM^2} + 49,2\mu^* - 326,69DGM^3\mu^* \right) \sqrt{z} \quad (\text{Ec. 5})$$

donde  $\mu^*$  es la velocidad de fricción del viento ( $\text{m s}^{-1}$ ), DGM (mm) es el diámetro geométrico medio de las partículas saltadoras, z (m) es la altura a la cual la velocidad de las partículas fue medida.

La masa media de las partículas en saltación (m) fue determinada con la ecuación:

$$m = D_r \times \text{Vol} \quad (\text{Ec. 6})$$

donde  $D_r$  es la densidad real media en  $\text{g cm}^{-3}$  (Klute, 1986), y Vol es el volumen medio en  $\text{cm}^3$ , calculado de la siguiente forma:

$$\text{Vol} = \left[ \frac{4}{3} \times 3,14 \times \left( \frac{DGM}{2} \right)^3 \right] / 1000 \quad (\text{Ec. 7})$$

donde DGM es el diámetro geométrico medio de las partículas en saltación, en mm.

Una submuestra fue secada al aire, hasta alcanzar humedades menores al 2%, y tamizada a mano por medio de un tamiz de 2 mm. Este procedimiento se realizó con el objetivo de homogeneizar la distribución del tamaño de agregados.

Esta submuestra fue utilizada como cama del suelo en la sección de trabajo del túnel de viento. Se determinó la humedad del suelo (humedad higroscópica) por medio de secado a estufa a 105-110°C, durante 24 hs., hasta peso constante.

## **2.1.2. Experiencia en túnel de viento**

### **2.1.2.1. Descripción del túnel de viento**

Para el estudio fue utilizado un túnel de viento de 8 m de longitud. La sección de simulación tiene 6 m de longitud, 1 m de alto y 0,5 m de ancho. La sección de trabajo, donde las muestras de suelo fueron colocadas, es de 4 m y la sección limpia es de 2 m de largo (Figura 13).

El aire es impulsado dentro del túnel de viento por un ventilador axial situado en la parte anterior a la sección limpia. Por medio de una correa y poleas reductoras (relación 2,5:1) se acciona la hélice que se encuentra por debajo. Esta, tiene 1 m de diámetro y está compuesta por 8 palas de 35 cm de largo, 12 cm de ancho y un ángulo de 40°. El ventilador es impulsado por un motor Honda GX670 ubicado en la parte superior del chasis, con una potencia de 24 HP.

Entre el ventilador y la sección limpia hay una sección de acondicionamiento de flujo (Van Pelt et al., 2010) con varias estructuras que colaboran para crear un flujo laminar del aire y las condiciones de capa límite. El aire impulsado por la hélice es conducido hacia la sección curva de chapa galvanizada de 1 mm de espesor que desciende 50 cm el flujo de aire, llevándolo a un movimiento horizontal a la altura del suelo. El aire circula luego a través de una placa cribada de 1 m de alto, 0,5 m de ancho, 0,5 m de largo y que posee ciento noventa y seis orificios de chapa moldeada, de 35 mm de ancho por 58 mm de alto cada uno. La función de la misma es homogeneizar el flujo de viento. Para

mayor detalle sobre la construcción y resultados de calibración del túnel de viento pueden ser consultados los trabajos de Mendez et al. (2006) y Colazo et al. (2016).



Figura 13. Vista de las distintas secciones del túnel de viento.

La cama de suelo consistió en bandejas de chapa galvanizada de 0,2 m de ancho y 0,025 m de profundidad ubicadas a lo largo de toda la sección de trabajo del túnel de viento (4 m). Fueron necesarias cuatro bandejas acopladas para cubrir el largo de la sección de trabajo.

Las bandejas tienen los bordes laterales en forma de L (invertida) de 0,01 m, que sirven de soporte para apoyarse sobre los listones de madera que completan la superficie del piso del túnel. Los listones de madera están cubiertos por un papel de lija grano grueso que le otorga rugosidad a la superficie, simulando las condiciones de mínima rugosidad de la cama del suelo (Figura 14 y 15). Muestras de suelo original, incluyendo su fracción de saltación, fueron usadas para conformar la cama de suelo y realizar las simulaciones en el túnel.

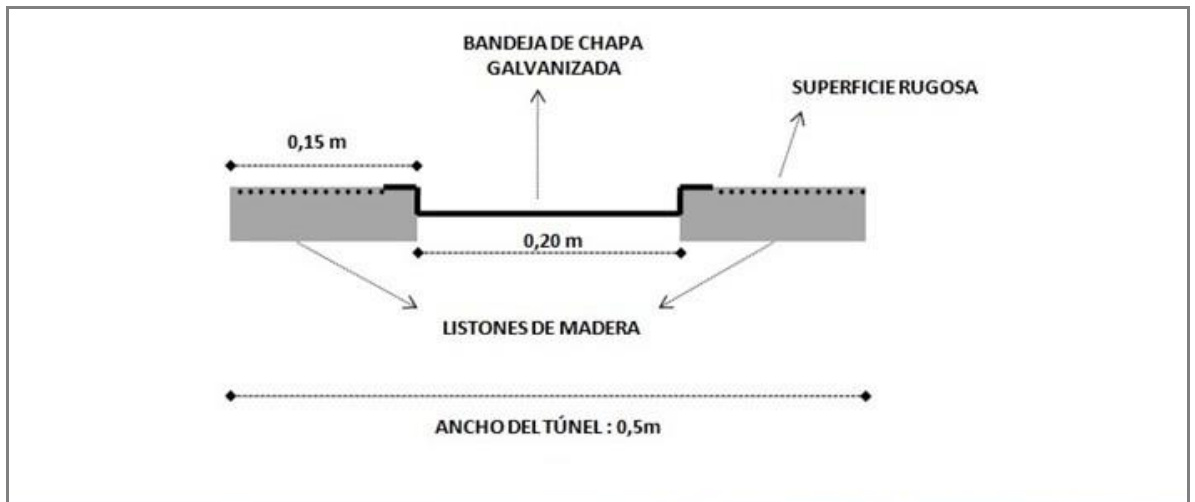


Figura 14. Detalle (vista transversal) de la bandeja y listones de madera que se colocan sobre el piso del túnel.



Figura 15. Cama de suelo: superficie del túnel con las bandejas, listones de madera y muestras de suelo colocadas.

En la parte anterior a la sección de trabajo, en la sección limpia de 2 m de longitud, se colocó una placa de metal de 1,5 m cubierta por papel de lija grano grueso esmeril para simular una superficie rugosa antes de la cama de suelo. En la parte superior del túnel, en la parte media de la sección limpia, una tolva para inyección de material abrasivo fue instalada (Figura 16), lo cual permitió suplementar el material de saltación de cada suelo por gravedad, con un caudal de  $0,0055 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  (Van Pelt et al., 2010).

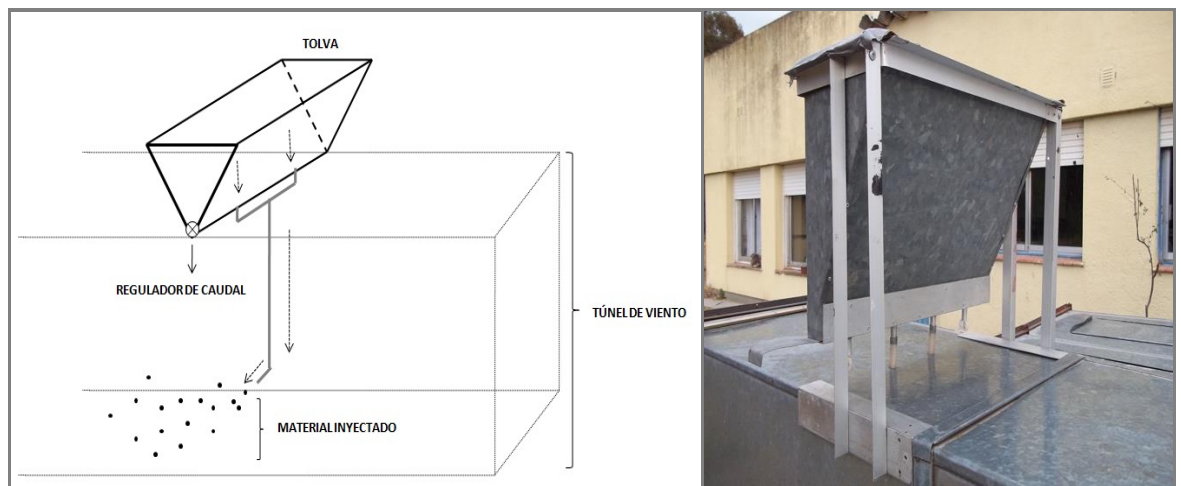


Figura 16. Esquema de funcionamiento de la tolva.

La tolva fue construida con chapa galvanizada de 1 mm de espesor. El material que se encuentra almacenado dentro de la tolva se inyecta dentro del flujo de aire con un determinado caudal. Dicho caudal es regulado por medio de un sistema de planchuelas deslizables con orificios coincidentes, donde el máximo caudal se logra cuando el orificio de la planchuela deslizable coincide con el orificio fijo de la tolva (Figura 17). El deslizamiento de la planchuela permite disminuir el caudal suministrado debido a la coincidencia parcial de ambos

orificios. El caudal máximo que se puede suministrar es de  $0,011 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ . El material ingresa desde la tolva al interior del túnel por medio de un tubo de 1 cm de diámetro (se decidió que sólo un tubo provea el material dentro del túnel, a diferencia de Van Pelt et al., 2010 por ej., porque se consideró que la presencia de los mismos podrían producir interferencias y turbulencias al flujo de aire impulsado por la hélice del túnel, modificando quizá el perfil vertical del viento) distanciado de la superficie del piso del túnel por 15 cm.

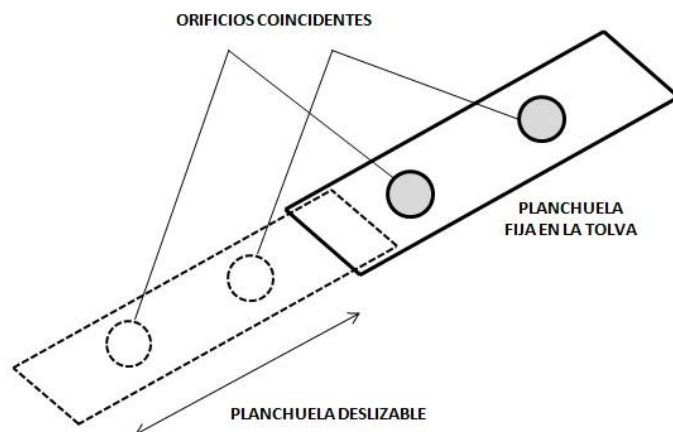


Figura 17. Sistema de regulación del caudal suministrado por la tolva.

### 2.1.2.2. Mediciones y cálculos

La velocidad de la corriente del viento libre (*freestream velocity*) se midió a 0,7 m de altura con un anemómetro de cazoletas en la sección media de la parte posterior de la sección de trabajo.

Excepto por el anemómetro de cazoletas, todas las mediciones se realizaron al final de la sección de trabajo, justo antes de la salida del túnel de viento, a una distancia de 4 m (Figura 18).





Figura 18. Esquema de la sección de trabajo del túnel de viento.

La velocidad del viento además fue medida con un anemómetro de presión a 0,05; 0,17; 0,315; 0,48 m, lo que permitió la obtención de un perfil vertical del viento. Los datos de velocidad usados para la determinación del perfil fueron tomados dentro de la capa límite (altura a la cual el perfil logarítmico de la velocidad del viento alcanza el 99% de su valor máximo), estimado entre 0,4 y 0,6 m de altura (0,5 m para este trabajo) (Maurer et al., 2006; van Pelt et al., 2010). Se calculó la velocidad de fricción del viento por medio de la Ec. 8. Para prevenir interferencias en la colección de datos entre el anemómetro y los colectores BSNE, ambos instrumentales fueron separados, respecto al ancho del túnel, a una distancia de 0,05 m.

$$U_z = \frac{u^*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad \text{Ec. (8)}$$

donde  $U_z$  es la velocidad del viento a la altura  $z$ ,  $u^*$  es la velocidad de fricción,  $k$  es la constante de Von Karman (0,4), y  $z_0$  es la altura de la rugosidad aerodinámica.

Este esquema de medición permitió el cálculo de varios parámetros que describen la interacción entre la superficie y la velocidad del viento (Roney y White,

2006). Tanto  $\mu^*$  como  $Z_0$  fueron determinados por la pendiente y el intercepto del perfil logarítmico del viento, respectivamente (Bagnold, 1941).

El flujo de masa horizontal constituido por el material movilizado por saltación fue colectado usando colectores BSNE (Fryrear, 1998). Este tipo de colectores están contruidos de chapa galvanizada, de forma trapezoidal y compuesto de dos partes: una bandeja inferior que colecta la muestra y otra superior que se acopla por encima a la anterior y posee dos mallas de 0,3 y 1 mm de diámetro (Figura 19). Estas mallas retienen material grueso indeseable, no producido por erosión del suelo, como restos vegetales, insectos u otras sustancias. El material entra por una boca rectangular de 2 x 5 cm, ubicada en la base menor de la bandeja superior. El flujo de aire que entra al colector sufre una disminución de su velocidad al chocar con la cara opuesta y el material transportado cae a través de las mallas a la bandeja inferior. El flujo de aire es desviado hacia la malla superior, por donde sale nuevamente.

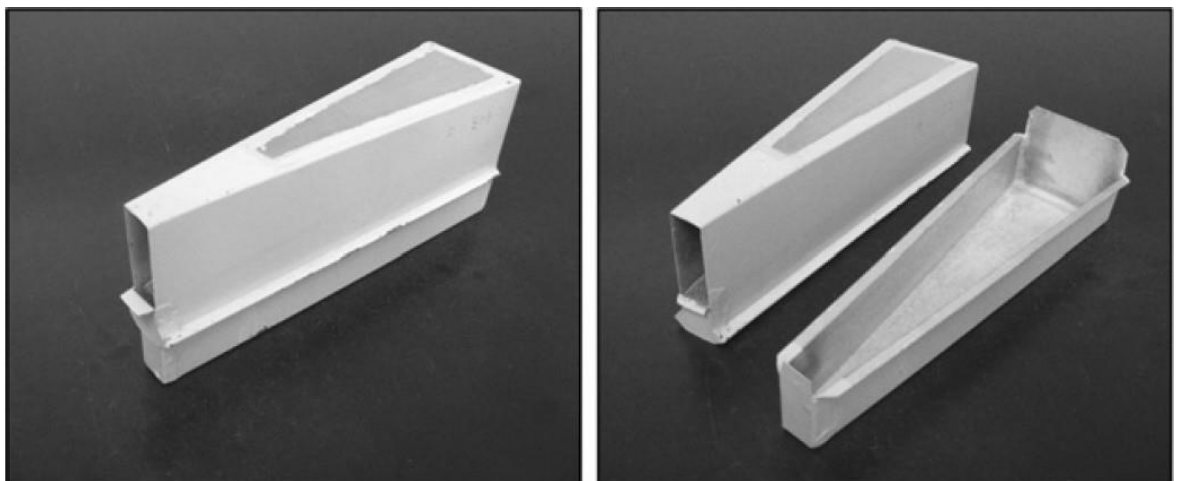


Figura 19. Colectores BSNE (Big Spring Number Eight).



Los colectores BSNE se colocaron a cinco alturas (0,05; 0,17; 0,315; 0,48 y 0,75 m). El material colectado luego de cada repetición fue pesado en balanza analítica a la cuarta cifra decimal, y el transporte de masa horizontal (Q) fue determinado usando el programa Curve Expert® 1.3 (Hyams, 2005), ajustando una curva exponencial para los datos de flujo de masa realizando la integración desde 0 hasta 1 m de altura. La integración se realizó mediante la siguiente ecuación:

$$Q = \int_0^1 a^{bz} dz \quad (\text{Ec. 9})$$

donde Q es el transporte de masa horizontal a la altura z, a es el flujo de masa en la superficie (z=0) y b representa la tasa de decaimiento del flujo de masa horizontal respecto a la altura. Detalles sobre éste método pueden ser encontrados en Panebianco et al. (2010).

La concentración de PM<sub>10</sub> fue medida a diferentes alturas (0,05; 0,17; 0,315 y 0,48 m) usando un monitor de polvo digital de dispersión de luz Kanomax (modelo 3443) (Figura 20), con un rango de medición de partículas entre 0,1 y 10 µm. El monitor de polvo Kanomax 3443 mide PM<sub>10</sub> en un rango de 0,001 a 10000 mg m<sup>-3</sup> con un flujo de entrada de 1 L min<sup>-1</sup> (mas detalles sobre el monitor de polvo pueden ser encontrados en [www.kanomax-usa.com](http://www.kanomax-usa.com)).

En este estudio, el polvo es definido como partículas con un diámetro aerodinámico ≤10 µm. Esta definición se ajusta a los criterios utilizados para describir las partículas como contaminantes dentro de los estándares de calidad del aire (US EPA, 1995).



Figura 20. Monitor de polvo Kanomax modelo 3443.

Una sonda de metal de 1,2 m de largo y 7 mm de diámetro interior fue conectada al monitor digital de polvo, sujetado junto al anemómetro de presión (Figura 21). Las concentraciones de  $PM_{10}$  y la velocidad del viento fueron medidas simultáneamente justo al lado (0,05 m de distanciamiento) de la entrada de cada colector BSNE. En cada altura, las mediciones se realizaron durante un período de 30 segundos, con intervalos de 6 segundos entre la medición de un punto y el siguiente, en un gradiente ascendente desde la superficie del suelo. Este procedimiento fue primero utilizado por Kim et al. (2000) y luego por Roney y White (2006). Las mediciones en el primer punto, localizado a una altura de 0,05 m, fueron tomadas luego de transcurridos 30 segundos de comenzadas las simulaciones en el túnel de viento. Aunque los primeros momentos del proceso de emisión pueden producir datos de interés, períodos de estabilización cortos son necesarios antes de la medición para eludir la gran variabilidad producida por el golpe inicial de la corriente de aire sobre algunas superficies, y para evitar la

saturación de los equipos de medición. Por esta razón el período de estabilización fue además utilizado en estudios similares (Kim et al., 2000; Houser y Nickling, 2001; Roney y White, 2006; Burri et al. 2011; Baddock et al., 2011). Las mediciones se realizaron durante días claros, con registros muy bajos de concentración de PM<sub>10</sub> (background). Por otra parte, los perfiles verticales de PM<sub>10</sub> también se revisaron al final de la sección limpia para asegurarse de que los valores medidos en la entrada de la sección de trabajo eran despreciables.

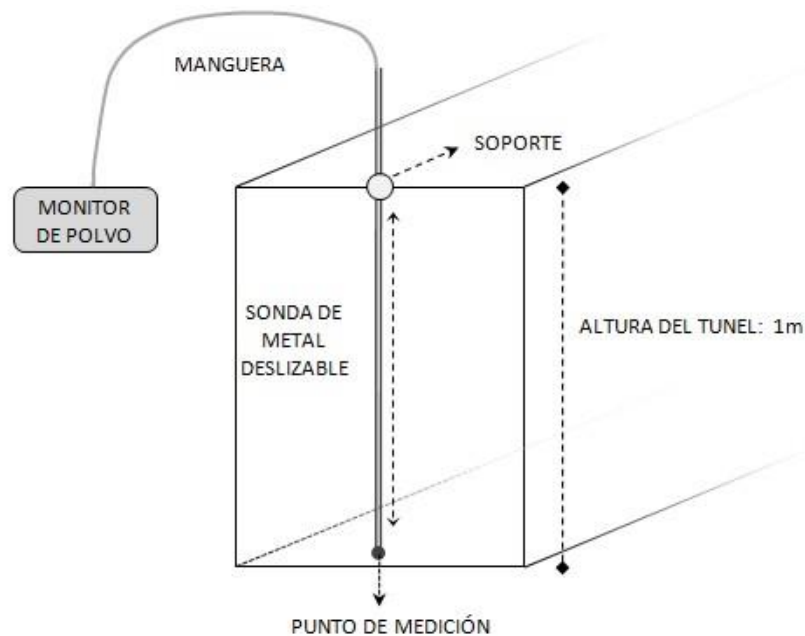


Figura 21. Esquema del sistema de medición de PM<sub>10</sub>.

El flujo vertical de PM<sub>10</sub> ( $F_V PM_{10}$ ) fue calculado por la extensamente utilizada ecuación propuesta por Gillette (1977) en  $g m^{-2} s^{-1}$  (Singh et al., 2012; Kjelgaard et al., 2004a, 2004b; Lopez et al., 1998):

$$F_V PM_{10} = \frac{K \cdot \mu^* \cdot (C_1 - C_2)}{\ln(Z_2/Z_1)} \quad (\text{Ec. 10})$$

donde  $K$  es la constante de Von Karman (0,4);  $\mu^*$  es la velocidad de fricción del viento en  $\text{m seg}^{-1}$ ;  $C_1$  y  $C_2$  son las concentraciones de  $\text{PM}_{10}$  a las alturas  $Z_1$  y  $Z_2$ , a 0,005 y 0,75 m respectivamente.  $Z_0$  se determinó a partir de los perfiles de velocidad antes del umbral, y  $\mu^*$  fue relacionada con la pendiente de los perfiles (Roney y White, 2006).

La eficiencia de saltación, el potencial del suelo para emitir  $\text{PM}_{10}$  durante el proceso de saltación, fue definida como el cociente entre  $F_{\text{VPM}_{10}}$  y  $Q$  (Gillette, 1977; Alfaro, 2008).

### **2.1.2.3. Diseño experimental**

El proceso de erosión eólica fue simulado en el túnel de viento bajo tres diferentes condiciones de saltación: incremento de saltación (IS), en el cual la fracción de saltación de cada suelo fue suplementada desde la tolva abrasiva a la cama de suelo original, sin saltación (NS), en el cual el suelo se erosionó sin la inyección de su material de saltación, y solo saltación (SS), en la cual solo la fracción de saltación fue inyectada, en ausencia de las muestras en la cama de suelo en el piso del túnel. En éste último caso el piso del túnel fue cubierto por papel de lija grueso y solo la fracción de saltación fue suplementada dentro del túnel. Para evaluar en IS el incremento adicional del flujo de erosión causado por el efecto de la inyección de la fracción de saltación, se restó el flujo de erosión de SS para cada suelo (IS – SS).

Las simulaciones tuvieron una duración de 4 minutos y fueron realizadas con una velocidad de fricción constante de  $0,21 \text{ m s}^{-1}$  (con un desvío estándar – DE- de  $0,05 \text{ m s}^{-1}$ ). La corta duración en tiempo de las simulaciones permitió

mantener condiciones relativamente estables (velocidad del viento, flujo de masa horizontal, material suplementado desde la tolva de abrasión, agotamiento de la cama de suelo original). Los tratamientos IS y NS fueron replicados cuatro veces, y SS 3 veces. Esto fue decidido considerando que la variación entre replicas en éste último tratamiento fue bajo (coeficiente de variación <15%). La velocidad de la corriente libre del viento, medida a 0,7 m fue similar en todos los tratamientos, siendo de 7,8 m s<sup>-1</sup> para IS y NS (DE= 0,39 y 0,37 m s<sup>-1</sup>, respectivamente), y 8,1 m s<sup>-1</sup> para SS (DE= 0,31 m seg<sup>-1</sup>). Estos resultados indican que la velocidad de la corriente libre del viento fue constante en todos los tratamientos y que la presencia o no de saltadores dentro del túnel no afectó el perfil logarítmico.

## **2.2. METODOLOGIAS PARA VALIDAR LA HIPOTESIS 4**

### **2.2.1. Descripción de los sitios de estudio**

Para validar o rechazar la hipótesis 4 se llevó a cabo un estudio a campo, en el cual se utilizaron dos suelos de texturas contrastantes: suelo arenoso franco (S4) y franco (S6). El comportamiento de estos dos suelos bajo condiciones de saltación fueron analizados en las experiencias en túnel de viento y, aunque presentaron distintas características en cuanto a textura, presentaron resultados similares en cuanto a las magnitudes de Q y F<sub>v</sub>PM<sub>10</sub>. Sin embargo, observaciones y estudios realizados por otros autores (Buschiazzo y Taylor, 1993; Aimar, 2002; Aimar et al., 2011) sobre los mismos suelos arrojaron resultados muy contrastantes en cuanto a la susceptibilidad a ser erosionados por el viento. Por lo tanto, se decidió seleccionar estos suelos con motivo de poder dilucidar las relaciones entre los procesos de erosión y emisión.

Los suelos están ubicados en la Estación Experimental del INTA Anguil “Ing. Agr. Guillermo Covas”, a 35km al este de la Ciudad de Santa Rosa, La Pampa. La ubicación geográfica de la Estación Experimental corresponde a 36° 30' S, y 63° 59' W, a 165 m sobre el nivel del mar.

#### **2.2.1.1. Características agroclimáticas**

Para caracterizar la zona en la cual se encontraban los suelos de estudio se tomó como base la información relevada por Casagrande et al. (2012). Para ello se tomaron los datos agro-meteorológicos correspondientes a observaciones diarias de diversos parámetros en el período comprendido entre 1973 y 2011 (Tabla 5). Los motivos por los cuales se tomó y analizó este período se basaron en que a lo largo de estos 39 años la Estación se mantuvo en el mismo sitio y con el mismo tipo de instrumental, siguiendo las normas del Servicio Meteorológico Nacional, lo cual implica que no hubo cambios tanto en el instrumental como en la posición de los mismos que pudieran afectar los registros. Por otro lado la longitud del período analizado permite tener un conocimiento bien representativo del clima del lugar y su entorno.

A partir de esa base de datos se presentan los registros medios, extremos y/o totales mensuales según la variable considerada. Además se presentan los valores medios normales para el período analizado.

Tabla 5. Variables agro-meteorológicas de INTA Anguil. Adaptado de Casagrande et al. (2012).

Variable	Mes												Promedio/ Suma anual
	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	
Temperatura media mensual a 1,5m (°C)	22,9	21,6	19,5	15,2	11,1	7,9	7,3	9,4	12,2	15,6	18,8	21,8	15,3
Temperatura máxima media a 1.50m (°C)	30,4	29,2	26,6	22,7	18	14,7	14,4	17,2	19,8	22,9	26,3	29,4	22,6
Temperatura mínima media a 1.50m (°C)	15,1	13,9	12,2	7,9	4,4	1,4	0,4	1,6	4,2	7,9	10,8	13,9	7,8
Temperatura media mensual del suelo a 0.05m de profundidad (°C)	26,8	25,2	21,8	16,8	12	8,4	7,7	9,8	13,6	17,7	22,1	25,7	17,4
Humedad relativa media mensual (%)	60	64	69	72	76	76	74	66	62	63	59	57	67
Humedad relativa máxima media mensual (%)	91	94	95	94	95	95	94	91	91	92	90	91	93
Humedad relativa mínima media mensual (%)	37	39	44	46	51	51	48	40	37	40	36	35	42
Evaporación mensual (mm)	224,3	179,3	147,1	104	66,3	48,2	57,1	89,1	115,3	143,1	187,7	222,1	1577,4
Velocidad del viento media mensual a 2m (km/h)	8,9	8,3	7,9	7,3	6,8	6,9	7,8	9,1	9,9	10,3	9,6	9,8	8,6
Precipitación mensual (mm)	102	86,5	112	58,4	32,3	20,7	20,2	25,1	47,9	76,2	81,2	97,1	759,5
Número de días con precipitación	8	6	7	5	5	4	4	3	5	8	8	8	71

Entre agosto y diciembre se producen las mayores velocidades de viento, siendo el promedio anual mayor a 9 km h<sup>-1</sup>. La dirección predominante de los vientos es N-S y en menor medida S-N (Figura 22). En este período se registran bajas precipitaciones y humedades relativas pero crecientes temperaturas medias mensuales del aire y del suelo.

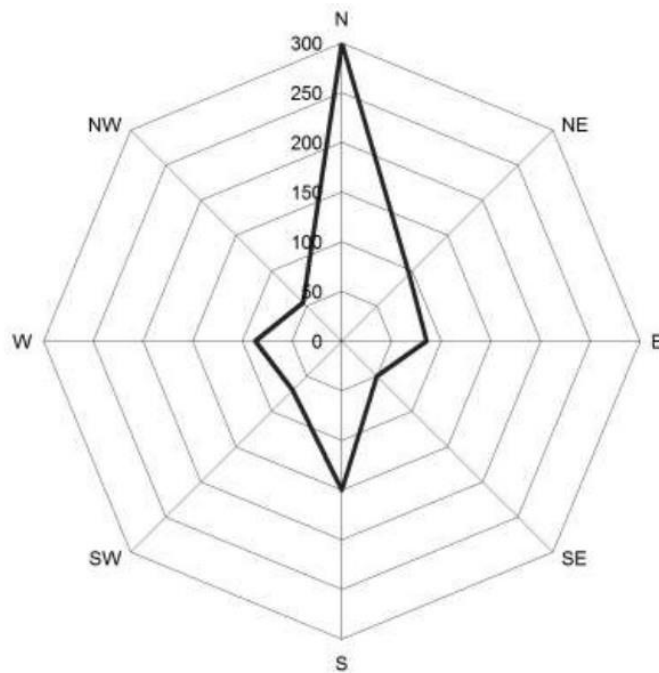


Figura 22. Frecuencia de direcciones de viento. INTA Anguil (LP) (1973-2011). Extractado de Casagrande et al. (2012).

### 2.2.2. Diseño experimental

Se seleccionaron dos parcelas de 80 x 200 m, con suelos de distinta clase textural: suelo arenoso franco (Ustipsamment Típico –S4-) y suelo franco (Haplustol Entico –S6-) (Figura 23). La elección de estos dos suelos se basó en las características texturales contrastantes entre ambos, ya que el arenoso franco posee un 80% de arena y por lo tanto fracciones movilizables por saltación constituidas en su mayor parte por partículas minerales individuales, mientras que el franco posee 50% de arena y una fracción transportable por saltación constituida, en un alto porcentaje, por agregados de arcilla. Las características de ambos suelos fueron presentadas en la sección 2.2.1. (“Descripción de los sitios



de estudio”). El suelo arenoso franco corresponde al suelo nº 4 (S4) y el franco al suelo nº 6 (S6) de la tabla de caracterización (Tabla 4).



Figura 23. Ubicación de las parcelas en EEA Anguil (Imagen tomada de Google Earth).

Las porciones más extensas de las parcelas estuvieron orientadas en sentido N-S, dirección predominante de los vientos. La distancia entre ambas parcelas fue de 3500 m, aproximadamente, lo que garantizó similares condiciones climáticas en ambas. Por otro lado, el tamaño de las parcelas permitió evaluar el recorrido de las partículas movilizadas por saltación en la

dirección predominante del viento en más de 160 m, distancia a la cual se produce la capacidad máxima de transporte de partículas por saltación (Fryrear, 1998). La superficie del suelo de cada parcela se mantuvo con mínima rugosidad y sin vegetación. Para ello se apeló a la realización de labranzas periódicas con una rastra liviana.

Para recolectar el material transportado por saltación, se instalaron, en cada una de las parcelas, colectores pasivos del tipo BSNE en 8 puntos de muestreo, orientados en una transecta N-S y distanciados por 25 m entre sí (Figura 24 y 25).

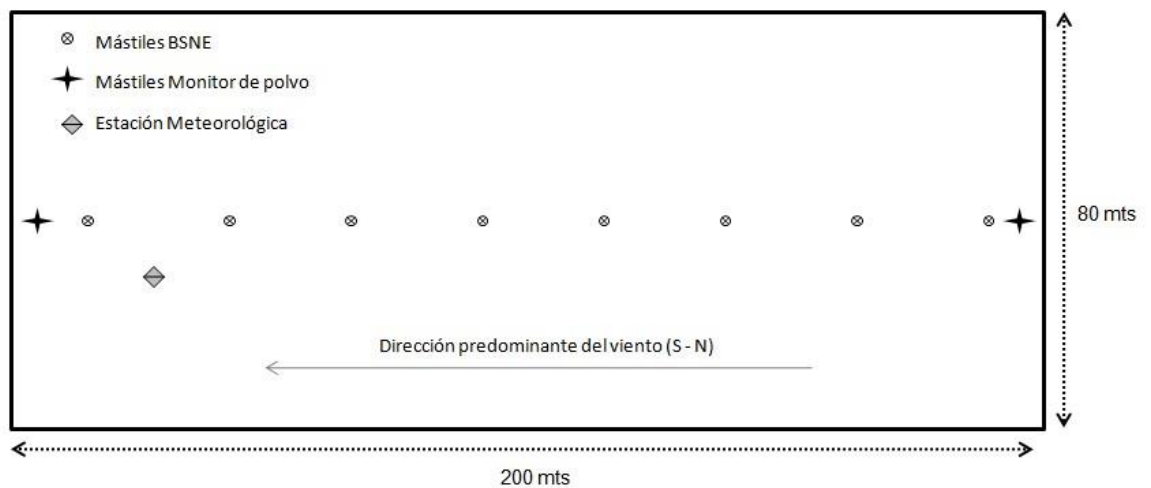


Figura 24. Esquema de diseño de una parcela experimental.



Figura 25. Vista de la parcela experimental. Suelo franco.

En cada punto de muestreo se colocaron cuatro colectores BSNE a distintas alturas: 13,5; 30; 50 y 100 cm. Una veleta adosada al extremo posterior de un bastidor que soporta al colector, orienta la boca de entrada en la dirección predominante del viento (Figura 26). Luego de cada evento erosivo, las muestras recogidas por los colectores BSNE se levantaron y se pesaron a la cuarta cifra decimal con balanza analítica. Las mediciones con estos colectores permitieron cuantificar el transporte de masa horizontal ( $Q$ ) de las partículas movilizadas por saltación por medio de la ecuación (9).

Se consideró que la duración de un evento erosivo correspondía al período durante el cual la velocidad del viento superaba  $5 \text{ m s}^{-1}$ , la velocidad a 2 m de altura, considerada por Fryrear et al. (1998) como la velocidad umbral. Los períodos de medición de cada tormenta no superaron las 24 hs, a fin de evitar variaciones de la dirección del viento que pudieran interferir en los cálculos del transporte de masa horizontal (Buschiazzo et al., 2006). Las mediciones se

realizaron con la mayor frecuencia posible, a lo largo de dos años. Las duraciones de las tormentas erosivas se calcularon en base a la suma de minutos con vientos superiores a la velocidad umbral en cada evento y sitio.

Fueron muestreadas tormentas durante todo el año, especialmente en los meses de mayor riesgo de erosión eólica del sitio de estudio, correspondientes a las estaciones de primavera e inicio del verano donde se combinan períodos de fuertes vientos con el suelo en estado seco debido a las escasas precipitaciones del período invernal (Aimar et al., 2011). Fueron muestreados 15 eventos erosivos en el suelo franco y 10 en el suelo arenoso.

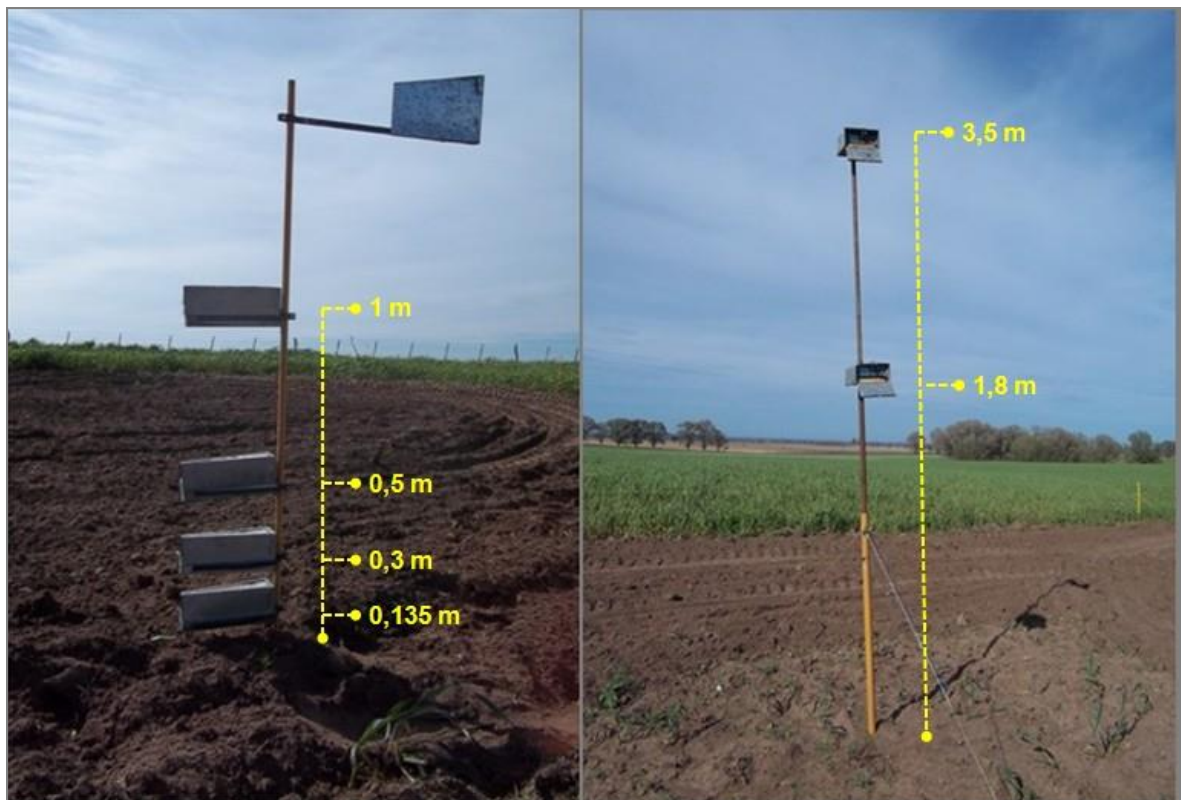


Figura 26. Colectores BSNE adosados a la veleta y mástil con monitores de polvo.

Por otro lado, para determinar el total de material removido por suspensión, se colocó un mástil, a 20 m de distancia del borde sur/norte de cada parcela, con

dos monitores digitales de polvo (Kanomax modelo 3443) ubicados a 1,8 y 3,5 m de altura. Las mediciones con este equipo se realizaron cada vez que se instalaron los BSNE, con una frecuencia de 60 segundos y durante todo el período de medición (duración de la tormenta). Las concentraciones de  $PM_{10}$  a dos alturas permitió aplicar la ecuación (10) para determinar el flujo vertical de  $PM_{10}$  ( $F_V PM_{10}$ ). Por otro lado, al inicio de la parcela (margen barlovento) se colocó un monitor de polvo a 1,8 m de altura con el objetivo de medir la concentración de  $PM_{10}$  que ingresa a la parcela (background).

Las variables climáticas medidas fueron: velocidad y dirección del viento, temperatura y humedad relativa del aire, en todos los casos a 2 m de altura y con frecuencias de 5 minutos. Para estas mediciones se utilizó una estación meteorológica automática inalámbrica, que se instaló en las inmediaciones de ambas parcelas (Figura 27). Adicionalmente, se tomaron datos de temperatura del suelo a 10 cm de profundidad y temperatura media máxima en intemperie a 0,5 m, con una frecuencia de 10 minutos. Estas últimas variables fueron tomadas del Sistema de Información y Gestión Agro meteorológico del INTA ([siga2.inta.gov.ar](http://siga2.inta.gov.ar)).

En cada evento erosivo, se tomaron muestras compuestas de la parte superficial del suelo (2,5 cm) para determinar humedad superficial del suelo por secado a estufa (105-110 °C).

Por otro lado se realizaron mediciones de la velocidad del viento con un anemómetro portátil (Windmaster 2, Kaindl electronic) a cuatro alturas: 0,1; 0,5; 1 y 2 m para determinar el perfil logarítmico del viento en cada tormenta y de esta manera poder calcular la velocidad de fricción del viento. Estas mediciones se realizaron a intervalos de una hora (60 minutos).





Figura 27. Estación meteorológica inalámbrica y anemómetro portátil.

A fin de evaluar la cobertura del suelo (cobertura de malezas secas y por plántulas de malezas en emergencia) se tomó de forma aleatoria 3 fotografías digitales de la superficie del suelo desde una altura de 150 cm. Las fotografías fueron descargadas a una PC, donde se le aplicó una cuadrícula de 108 puntos de intersección utilizando el programa Paint Shop Pro 7 (Figura 28). En cada punto de intersección de las líneas de la cuadrícula se evaluó la cobertura. La misma fue calculada como el cociente entre los puntos de intersección con cobertura y el total de puntos evaluados, multiplicado por cien.

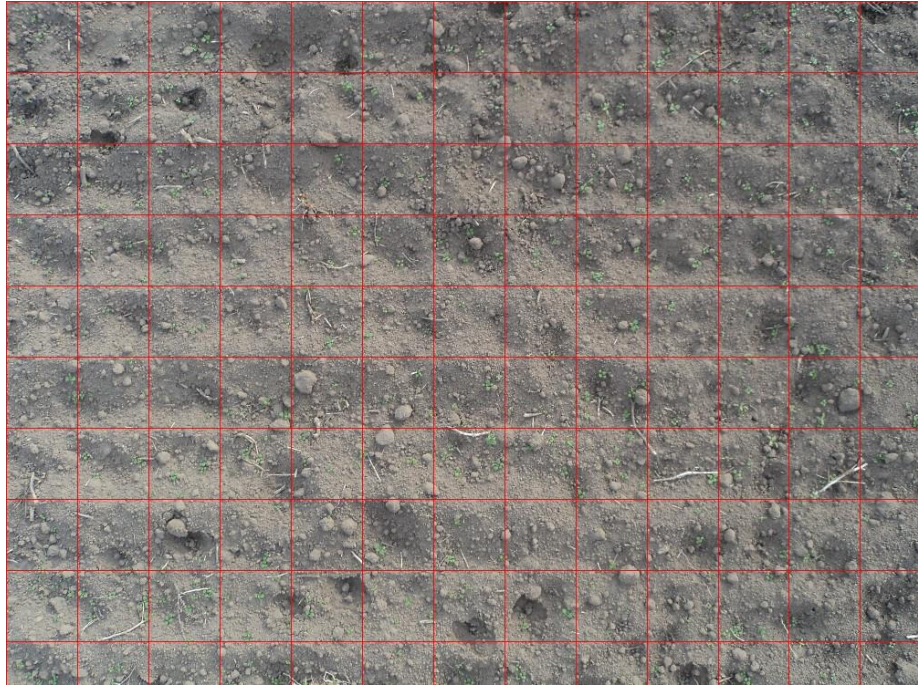


Figura 28. Parcela analizada en base a la cuadrícula del programa Paint Shop Pro 7.

Los transportes de masa horizontal de cada punto de muestreo se relacionaron con la distancia recorrida por el viento con el programa Curve Expert® 1.3. Se calculó la pendiente de la curva del transporte de material movilizado por saltación en función de la distancia inicial recorrida (50 m). Se analizó la relación del incremento de la cantidad de material transportado por saltación en los 50 m iniciales, y las concentraciones de  $PM_{10}$  al inicio y final de la parcela. Se determinó la proporción de material transportado por el viento por punto de recolección (ubicación de BSNE) en promedio para todas las tormentas.

La composición y agregación del material movilizado por saltación, en función de la distancia recorrida por el viento, se evaluó a partir de los contenidos relativos de las fracciones finas (arcilla + limo fino) que presentó el material de saltación recolectado en cada punto para cada suelo. Para ello, se realizó un análisis granulométrico con el contador láser de partículas, con tratamientos con y sin dispersión de las muestras. Se agruparon las muestras recolectadas por altura

con los BSNE de cada punto de muestreo y se determinó la proporción de variación de las fracciones más finas del suelo (arcilla y limo fino, fracciones entre 0 y 31  $\mu\text{m}$ ) luego de ambos tratamientos. De esta forma se pudo evaluar la proporción relativa de agregados presentes en el material movilizado por saltación, y el efecto de la destrucción progresiva de los mismos en función de la distancia recorrida a favor del viento. Para poder realizar éste análisis se seleccionaron, para el suelo de textura franca, tres tormentas (17/11/2014; 31/08/2015; 06/09/2015) en las cuales se produjo un alto transporte de masa horizontal y, consecuentemente, alta emisión de  $\text{PM}_{10}$ . De cada tormenta se recolectó material suficiente por punto de muestreo para poder realizar los análisis de distribución granulométrica por medio del contador laser de partículas con tratamientos con y sin dispersión. En el suelo arenoso se seleccionaron las tormentas en las que se produjo un mayor transporte de masa y se constituyó una muestra compuesta ya que, al no haberse recolectado material de saltación suficiente por tormenta individual, no se pudo realizar un análisis diferenciado por tormenta.

Se analizó la relación individual y conjunta entre la emisión de  $\text{PM}_{10}$  ( $F_V\text{PM}_{10}$ ) y las distintas variables meteorológicas. Para ello, se calcularon las variables meteorológicas y  $F_V\text{PM}_{10}$  a intervalos de 10 minutos. Inicialmente, se obtuvo el valor de  $u^*_{\text{pred}}$  a intervalos de 10 minutos en función del valor de  $u^*$  (velocidad de fricción) calculado (en la parcela con anemómetro portátil) durante la tormenta cada 60 minutos. A partir de la proyección de los valores de  $u^*$  en función de la velocidad media del viento ( $V_m$  medida a 2 m sobre la superficie del suelo) para todas las tormentas se ajustó una curva de los puntos ( $u^*-V_m$ ) de la cual se obtuvo el modelo de mejor ajuste ( $u^*_{\text{pred}}=0,054V_m+0,1132$ ;  $R^2:0,5$  ( $r$ :



0,71);  $p < 0,001$ ;  $n: 137$ ) y se obtuvo el valor de  $u^*_{pred}$ . Así, con los valores de las concentraciones de  $PM_{10}$  a las distintas alturas (1,8 y 3,5 m) registrados a intervalos de 10 minutos, se aplicó la fórmula de Gillette (1977) para determinar el flujo vertical de  $PM_{10}$  ( $F_V PM_{10}$ ; Ec. 10).

### **2.3. ANÁLISIS ESTADÍSTICOS**

Las relaciones entre las distintas variables fueron analizadas usando modelos lineales y no lineales y análisis de regresión.

Para los datos obtenidos en condiciones controladas de túnel de viento, un test de diferencias de medias se realizó para determinar diferencias en los valores de transporte de masa horizontal ( $Q$ ) y en el flujo vertical de emisión de polvo ( $F_V PM_{10}$ ) de cada suelo y para cada tratamiento, usando el test de Tukey con un  $\alpha = 0,05$ . Para realizar dichos análisis fue usado el software INFOSTAT (Di Rienzo et al., 2002; FCA-UNC, Córdoba, Argentina). La desviación estándar y el coeficiente de variación entre las repeticiones dentro de un mismo suelo para cada tratamiento fue calculada con Microsoft Excel.

Se realizaron Regresiones múltiples para relacionar la emisión de  $PM_{10}$  ( $F_V PM_{10}$ ) con las distintas variables meteorológicas medidas, a intervalos de 10 minutos. Se utilizó el software INFOSTAT.

## **CAPÍTULO 3**

---

### **RESULTADOS & DISCUSIÓN**

### 3.1. RESULTADOS PARA VALIDAR LA HIPÓTESIS 1<sup>1</sup>

La energía cinética de impacto producida por la fracción de partículas movilizadas por saltación sobre la superficie del suelo (energía de abrasión) está determinada, en gran medida, por la composición de dicha fracción, la cual puede estar formada por agregados de fracciones finas (arcillas y limos finos) o por partículas sólidas individuales (arenas). La contribución relativa de la fracción movilizada por saltación a los procesos de erosión, y consecuente emisión de PM<sub>10</sub>, dependerá entonces de las diferencias antes mencionadas en cuanto a su composición, produciendo una mayor o menor energía de impacto y un efecto diferencial sobre la superficie del suelo. La mayor densidad de las partículas minerales por sobre la de los agregados puede determinar la magnitud de los procesos de erosión y emisión en cada suelo. Sin embargo, los agregados movilizados por saltación podrían, por otro lado, aumentar de forma relativa los flujos de erosión en suelos finos por efecto de la destrucción de los mismos y multiplicación de partículas impactantes. Por lo cual, la pregunta aquí planteada es ¿de qué forma afecta la composición de la fracción de saltación, en suelos de texturas contrastantes, los procesos de erosión eólica y emisión de PM<sub>10</sub>?

*Hipótesis 1: La energía producida por el impacto de las partículas movilizadas por saltación sobre la superficie del suelo, proceso que inicia la emisión de PM<sub>10</sub>, es mayor en suelos arenosos que en suelos de texturas finas, debido a la mayor densidad de las partículas sólidas involucradas en este tipo de movimiento.*

---

<sup>1</sup> Parte de los resultados aquí presentados fueron publicados en: Avecilla F., Panebianco J.E. & D.E. Buschiazzo. 2015. Variable effects of saltation and soil properties on wind erosion of different textured soils. *Aeolian Research* 18: 145–153.

La Tabla 6 muestra que los suelos de textura gruesa (S1 y S2) presentaron una fracción de saltación con mayor energía de abrasión que los de textura fina. Esto concuerda con la mayor densidad de sus partículas saltadoras. De hecho, se encontró una correlación lineal positiva entre el contenido de arena y la energía de abrasión ( $R^2$ : 0,96;  $p < 0,001$ ).

El diámetro geométrico medio de la fracción de saltación (DGM) muestra valores de menor tamaño que el límite inferior del tamaño de la fracción de saltación (0,2 mm) (Tabla 6). Esto se debe a que la determinación de DGM se basó en el análisis granulométrico de esta fracción con un contador láser de partículas, dispositivo que produce cierta dispersión de la muestra y, por lo tanto, algún rompimiento de agregados. Esto ocurre aun cuando la preparación de las muestras no incluyó una dispersión previa o destrucción de sustancias cementantes (materia orgánica y carbonatos libres). La separación de la fracción de saltación se realizó por tamizado en seco en forma manual y cuidadosa, proceso que redujo la destrucción de los agregados. A pesar de esta diferencia en los tamaños, los valores DGM mostrados en la Tabla 6 se utilizaron para los cálculos de las ecuaciones (5) y (7), ya que reflejan la composición original de la fracción de saltación.

Tabla 6. Parámetros utilizados para determinar la energía de abrasión de las partículas movilizadas por saltación ( $\varnothing$  0,2–0,5 mm) de cada suelo.

Suelos	<i>DGM</i>	<i>D</i>	<i>m</i>	$\mu_p$	<i>Energía de abrasion</i>
	mm	g cm <sup>-3</sup>	G	m s <sup>-1</sup>	Joule
S1	0,094	2,48	9,64E-07	5,84	1,64E-08
S2	0,074	2,47	4,65E-07	7,86	1,44E-08
S3	0,071	2,43	3,82E-07	8,32	1,32E-08
S4	0,094	2,24	8,33E-07	5,84	1,42E-08
S5	0,072	2,41	3,85E-07	8,16	1,28E-08
S6	0,040	2,19	3,94E-08	20,73	8,47E-09

*DGM*: diámetro geométrico medio; *d*: densidad media de la fracción de saltación; *m*: masa media de las partículas saltadoras;  $\mu_p$ : velocidad media de las partículas en saltación a 0,05 m.

Las mayores proporciones de agregados en la fracción de saltación de suelos de textura fina, y las menores proporciones en suelos arenosos, se confirmaron mediante la comparación de la distribución del tamaño de partículas determinada en muestras con pretratamientos de alta y baja dispersión (Figura 29). Luego del pretratamiento de dispersión más energético, las partículas de tamaño más fino (<0,002 mm) aumentaron menos en suelos arenosos que en suelos de textura fina. Tales aumentos se ordenaron en la secuencia S1 <S3 <S5 <S6. De acuerdo con los aumentos de arcilla, la mayoría de los suelos mostró, principalmente, disminuciones de las fracciones más gruesas (0,05 a 2 mm). Tales disminuciones tendieron a ser mayores en suelos de textura fina que en suelos arenosos. Esto indica que los texturalmente finos contienen mayores cantidades de agregados que suelos de textura gruesa. Esto concuerda con los resultados obtenidos por Buschiazzo y Taylor (1993) y Colazo y Buschiazzo

(2014), quienes también demostraron que los agregados gruesos fueron más abundantes en suelos de textura fina que en los suelos arenosos. Estos autores atribuyeron estas tendencias a la menor destrucción de agregados gruesos que se producen durante el transporte por erosión eólica de baja energía de materiales eólicos que conforman el material parental de los suelos. Bajo estas condiciones, la colisión entre las partículas y el proceso de abrasión debería haber sido también baja. Lo contrario ocurre en suelos arenosos, en los que la destrucción de los agregados durante los procesos de transporte por el viento fue aparentemente alta.

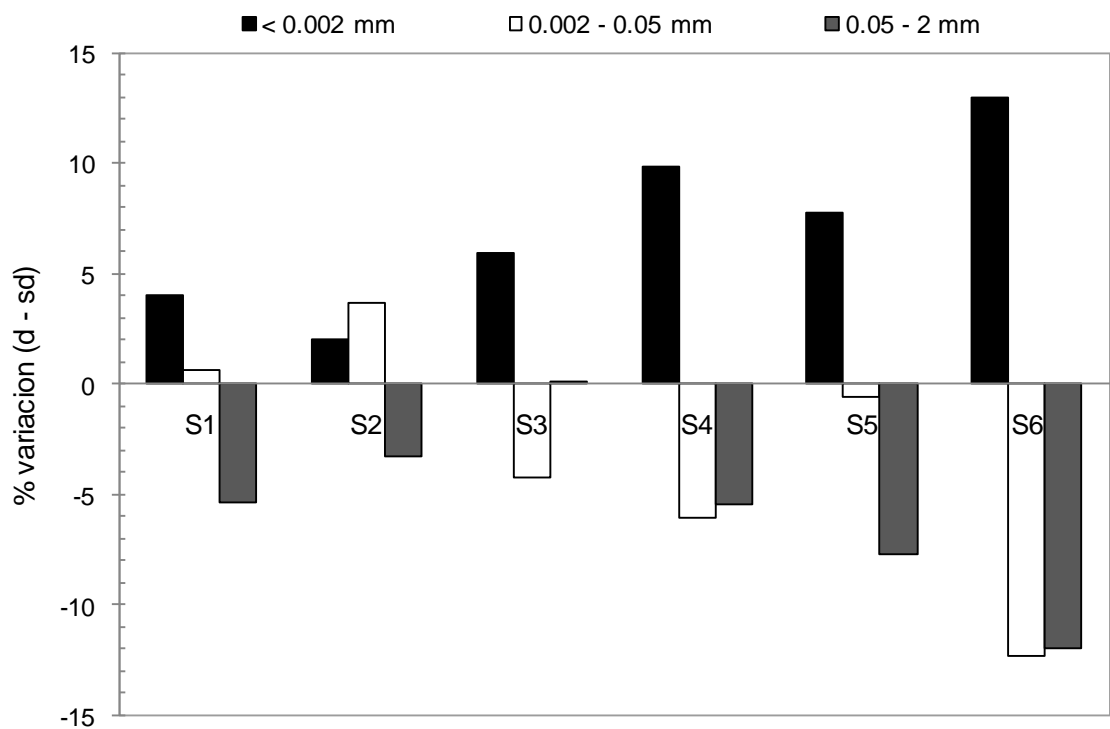


Figura 29. Variación relativa de tres fracciones texturales de la fracción de saltación de seis suelos, entre muestras dispersadas (d) y sin dispersar (sd).

Excepción a esta tendencia general fueron S2 y S4, los que mostraron, respectivamente, incrementos más altos y más bajos de partículas finas luego del

tratamiento de dispersión de alta energía, que lo esperado de acuerdo a sus texturas. El comportamiento de estos suelos pudo deberse a la influencia relativa de la MO sobre su grado de agregación. En S4, los contenidos de MO fueron relativamente altos, lo que habría favorecido la agregación, a pesar de sus altos contenidos de arena. Por otro lado, S2 contiene relativamente alta cantidad de MO pero además altas proporciones de arena gruesa, la que habría provocado una agregación menor a la esperada de acuerdo a sus elevados contenidos de MO. El efecto combinado de MO y la composición textural sobre las tasas de agregación de los suelos y su influencia sobre el incremento de la proporción de las partículas finas luego del tratamiento con dispersión con alta energía, fue confirmado por medio de una correlación positiva ( $R^2=0,78$ ;  $p<0,05$ ) entre los incrementos de arcilla ocurridos luego del tratamiento de dispersión de alta energía y los contenidos de arcilla, limo y MO. Esta relación indica que la agregación de suelos de textura fina se ve más afectada por los contenidos de arcilla que por los de MO, mientras que ocurre lo contrario en suelos arenosos. La Figura 30 también muestra que la fracción de saltación estaba compuesta principalmente por agregados en suelos de textura fina (S5 y S6) y por granos de arena individuales en suelos arenosos (S1 y S2). Estos resultados confirman que la desintegración de los agregados de la fracción de saltación, debido a la abrasión durante el proceso de erosión eólica, puede ser mayor en suelos de textura fina que los de textura gruesa.

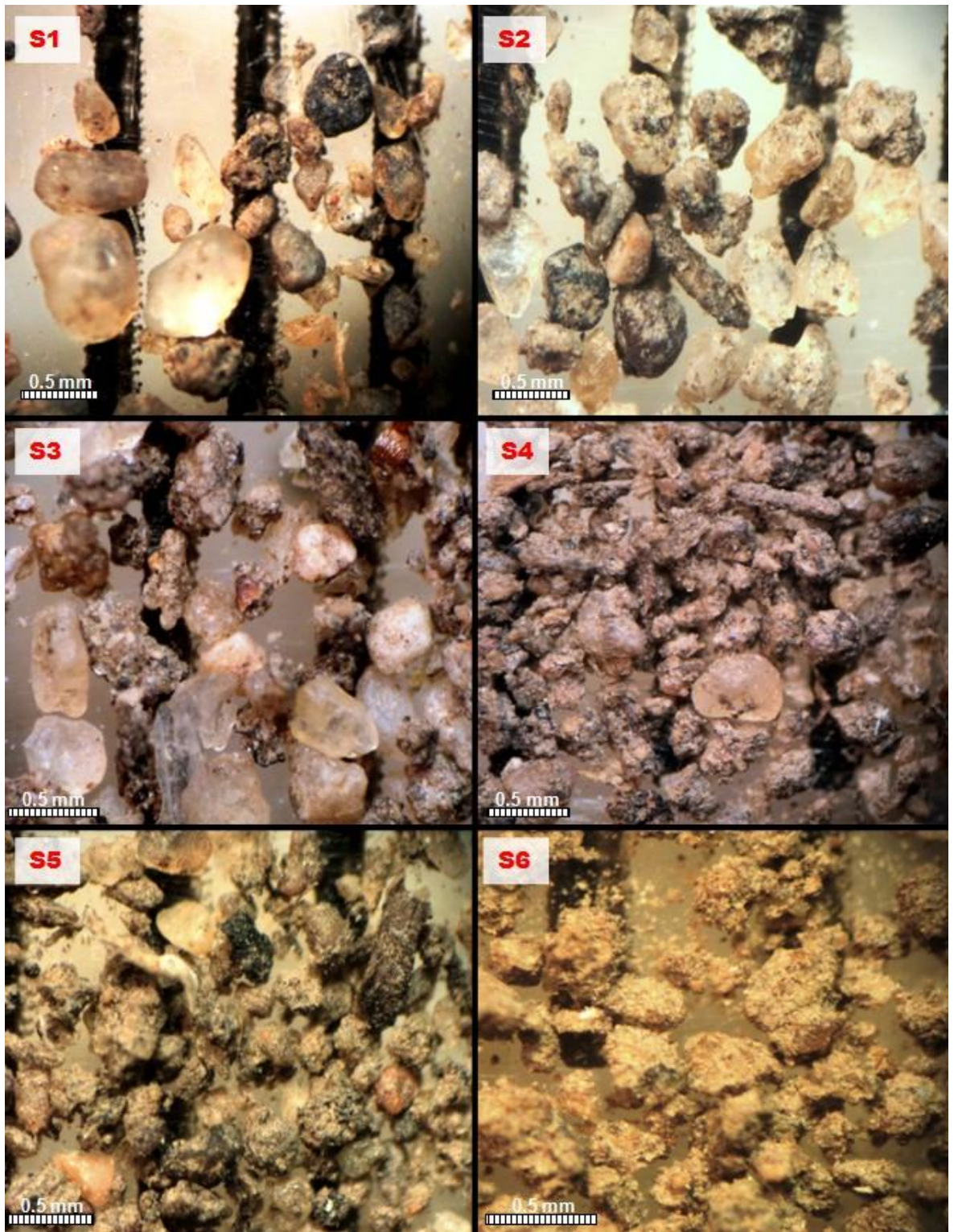


Figura 30. Fotografía de la fracción de saltación ( $\varnothing$  0,2–0,5 mm) de cada suelo observada por medio de una lupa binocular.



El efecto combinado y positivo de los contenidos de MO y arcilla sobre la agregación fueron, además, detectados sobre otros parámetros derivados de la agregación del suelo, como la fracción erosionable (FE, proporción de agregados menores a 0,84 mm) y la estabilidad estructural de los agregados en seco (EES) (Chepil, 1953). La Figura 31 muestra que FE y EES se correlacionaron en forma logarítmica con el coeficiente “arcilla x MO”, un índice que expresa el efecto combinado de ambas sustancias sobre la agregación. La correlación fue positiva para EES y negativa para FE, indicando que a mayores contenidos de arcilla y MO, mayor es la agregación de los suelos. Similares resultados fueron encontrados por otros autores para suelos similares (Buschiazzo et al., 1995; Colazo y Buschiazzo, 2010) y otros tipos de suelos (Skidmore y Layton, 1992; Öztas et al., 1999; Djajadi et al., 2012). Tanto la arcilla como la MO permiten la formación de agregados de gran tamaño, los cuales le confieren al suelo alta estabilidad. Por el contrario, suelos con bajos contenidos de fracciones finas y MO son suelos con una alta proporción de FE.

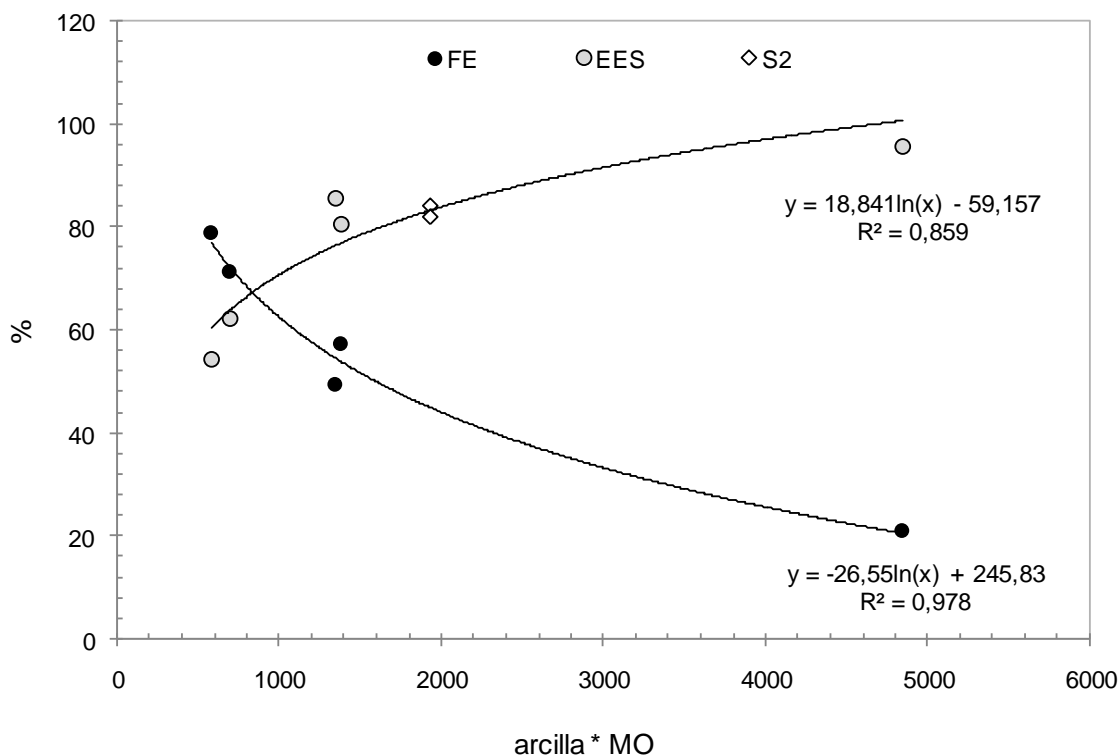


Figura 31. Estabilidad de los agregados en seco (EES) y contenidos de fracción erosionable (FE) en función del producto entre los contenidos de arcilla y material orgánica de cada suelo. El punto representado con un rombo representa el suelo 2 (S2).

El suelo 2 (S2) no fue incluido en el análisis de la regresión que se muestra en la Figura 31 debido a sus relativos altos contenidos de clastos (diámetro >2 mm) cuya presencia produjo resultados erróneos durante las determinaciones de FE y EES con el tamiz rotativo. Estos clastos fueron resistentes durante el tamizado en seco, lo que produjo sobreestimaciones de EES y subestimaciones de FE en este suelo.

La Tabla 7 muestra que la erosión eólica fue mayor en IS y NS que en SS en todos los suelos analizados, promediando  $11,93 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  en IS,  $9,37 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  en NS y solo  $1,94 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  en SS. En promedio para todos los suelos, la erosión fue 1,2 veces mayor en IS respecto a NS, lo cual refleja la alta influencia de la saltación sobre los procesos de erosión.

Suelos con altos contenidos de arena (S1, S2 y S3) mostraron valores de erosión tres a cuatro veces mayores que los obtenidos en suelos más finos y agregados (S4, S5 y S6) tanto en IS como en NS. En SS, la erosión fue la misma para todos los suelos analizados, en función de similares tasas de la fracción de saltación suplementadas en todos los casos, con excepción del S6, el cual muestra bajas tasas de erosión. Las bajas cantidades de erosión en S6 probablemente se originaron en la baja eficiencia de los colectores BSNE para recolectar material transportado por suspensión, posiblemente formado por la destrucción de los agregados de la fracción de saltación durante el proceso de erosión eólica. Es ampliamente conocido que los colectores BSNE fueron diseñados para coleccionar fracciones transportadas por saltación y no por suspensión (Mendez et al., 2016; Goossens y Buck, 2012; Sharratt et al., 2007; Shao et al., 1993).

Tabla 7. Valores de erosión (Q, saltación) y conteos del SENSIT bajo tres condiciones de saltación diferentes.

Tratamiento		Suelos					
		S1	S2	S3	S4	S5	S6
IS	Q ( $\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )	20,33 <sup>a</sup>	17,21 <sup>a</sup>	15,85 <sup>a</sup>	5,23 <sup>b</sup>	6,62 <sup>b</sup>	6,33 <sup>b</sup>
	$\sigma_Q$	1,92	2,86	3,58	0,71	0,71	0,74
	CV <sub>Q</sub>	9,43	16,59	22,59	13,58	10,78	11,74
	SENSIT (Impactos $\text{s}^{-1}$ )	3,80	5,95	1,57	2,76	1,08	1,08
	$\sigma_{\text{SENSIT}}$	1,11	1,01	0,53	0,43	0,14	0,18
	CV <sub>SENSIT</sub>	29,16	16,92	45,88	15,75	12,67	16,37
	NS	Q ( $\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )	18,70 <sup>a</sup>	12,54 <sup>b</sup>	13,03 <sup>b</sup>	3,85 <sup>c</sup>	5,02 <sup>c</sup>
	$\sigma_Q$	3,77	1,44	2,12	0,59	0,85	0,86
	CV <sub>Q</sub>	20,17	11,45	16,23	15,22	16,85	27,67
	SENSIT (Impactos $\text{s}^{-1}$ )	7,30	4,18	1,08	1,98	0,66	0,75
	$\sigma_{\text{SENSIT}}$	0,88	0,31	0,51	0,30	0,14	0,21
	CV <sub>SENSIT</sub>	12,04	7,35	47,07	15,20	21,99	27,79
SS	Q ( $\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )	2,39 <sup>a</sup>	1,90 <sup>a</sup>	2,18 <sup>a</sup>	1,85 <sup>a</sup>	2,10 <sup>a</sup>	1,21 <sup>b</sup>
	$\sigma_Q$	0,11	0,27	0,12	0,16	0,29	0,07
	CV <sub>Q</sub>	4,58	14,34	5,48	8,70	13,80	5,63
	SENSIT (Impactos $\text{s}^{-1}$ )	0,93	1,09	0,43	0,51	0,57	0,08
	$\sigma_{\text{SENSIT}}$	0,22	0,29	0,12	0,07	0,20	0,03
	CV <sub>SENSIT</sub>	23,68	26,45	28,23	13,60	34,61	39,37

Valores con diferentes letras indican diferencias entre suelos dentro del mismo tratamiento ( $p < 0,05$ ).  $\sigma$  es el desvío estándar y CV es el coeficiente de variación. IS: tratamiento con inyección de la fracción de saltación; NS: sin inyección de la fracción de saltación; SS: solo inyección de la fracción de saltación, sin cama de suelo.

En NS, el valor medio de erosión de suelos de textura gruesa (S1, S2 y S3) fue de  $14,75 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ , mientras que en suelos finos y bien estructurados (S4, S5 y S6) fue casi cuatro veces menor ( $3,99 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ). Cuando la fracción de saltación fue inyectada (IS), las diferencias entre grupos de suelos se mantuvieron, con valores medios de  $17,8 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  para los arenosos y  $6,06 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  para los de

textura fina. En IS, la erosión de suelos de textura fina fue aproximadamente 33% menor que en suelos arenosos, indicando que la inyección adicional de la fracción de saltación tuvo un efecto diferencial sobre cada tipo de suelo.

Los incrementos de la erosión en IS con respecto a NS fue un 20% mayor en suelos de textura gruesa, mientras en los suelos más agregados excedieron el 50%.

La Figura 32 muestra cómo varían los valores de erosión en función de la energía de abrasión, corregida por el índice de agregación (IRA; Ec. 3) de la fracción de saltación, para IS y NS. La correlación fue positiva en ambos casos ( $p < 0,05$ ;  $p < 0,01$ ), indicando que la cantidad de material erosionado fue determinada no sólo por la energía de abrasión de la fracción de saltación sino también por la tasa de agregación del suelo. La alta agregación permite a los suelos de textura fina resistir mejor la fuerza del viento que suelos arenosos, con una débil agregación. Las magnitudes de la erosión eólica en suelos de textura fina dependieron casi exclusivamente del proceso de saltación, mientras que la baja agregación hizo a los suelos arenosos más dependientes de sus propiedades intrínsecas.

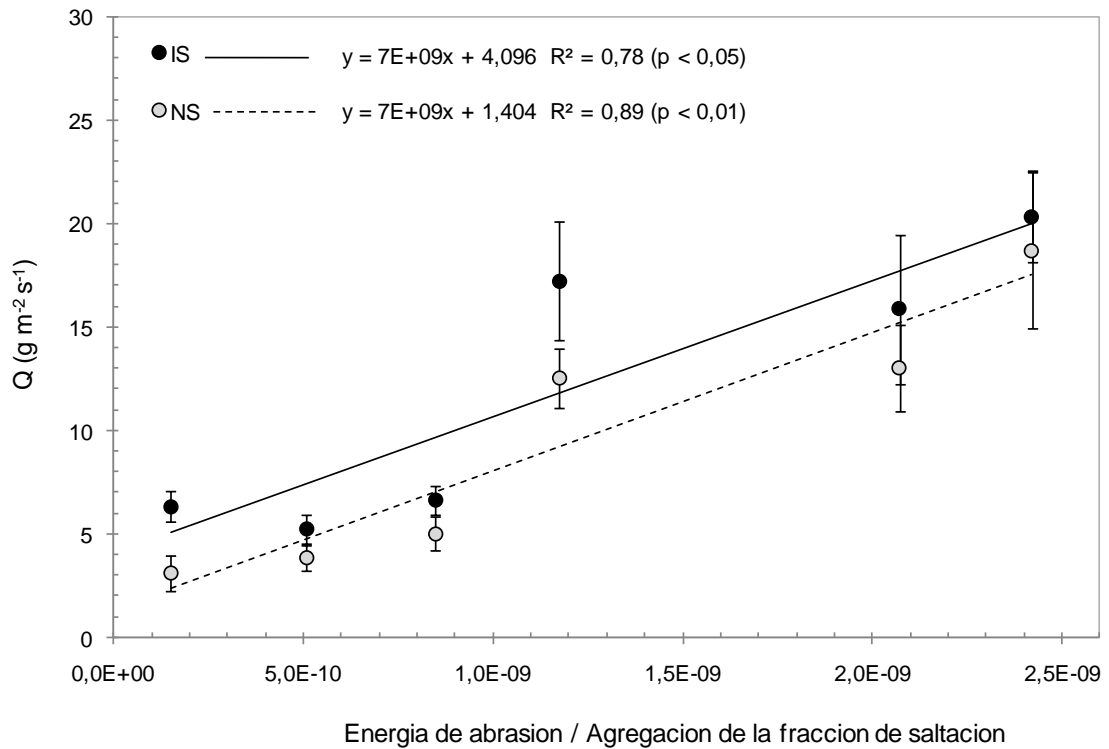


Figura 32. Valores de erosión (Q) en función del cociente entre la energía de abrasión y la agregación de la fracción de saltación de cada suelo, bajo dos condiciones de saltación, inyección de saltación (IS) y sin saltación (NS). Las barras de error representan el desvío estándar de cada punto.

La erosión relativa (ER, el cociente entre la cantidad de material erosionado en IS en relación a NS), puede ser considerada como un índice del efecto relativo de la saltación sobre la erosión eólica. ER correlacionó positivamente ( $p < 0,01$ ) con la energía de abrasión corregida y con el índice de agregación de la fracción de saltación, determinado a partir de la Ec. 3 (Figura 33). Tales correlaciones indican que la saltación afectó en mayor medida al proceso de erosión eólica en suelos de textura fina que en suelos arenosos.

En los suelos arenosos ER fue cercano a 1, indicando que la erosión que se produce en NS es similar a la que ocurre en IS. Un incremento en la energía cinética de la fracción de saltación produjo un pequeño incremento de la erosión

total sobre suelos arenosos, lo que indica que la erosión eólica ocurre principalmente debido a la alta susceptibilidad del suelo a ser erosionado por el viento y no tanto debido a la energía de las partículas saltadoras que impactan sobre la superficie del suelo. En los suelos de textura fina, ER fue cercano a 2, lo que indica que la saltación tuvo un alto efecto sobre la erosión eólica. En estos suelos, probablemente, la fragmentación de los agregados por colisión y abrasión de las partículas y agregados en saltación pudo haber incrementado la cantidad de material transportado por el viento. De acuerdo a Kun y Herrmann (1999), la transferencia de energía cinética dentro de un agregado de partículas unidas, crea ondas elásticas dentro del agregado que puede fracturarlo y romperlo.

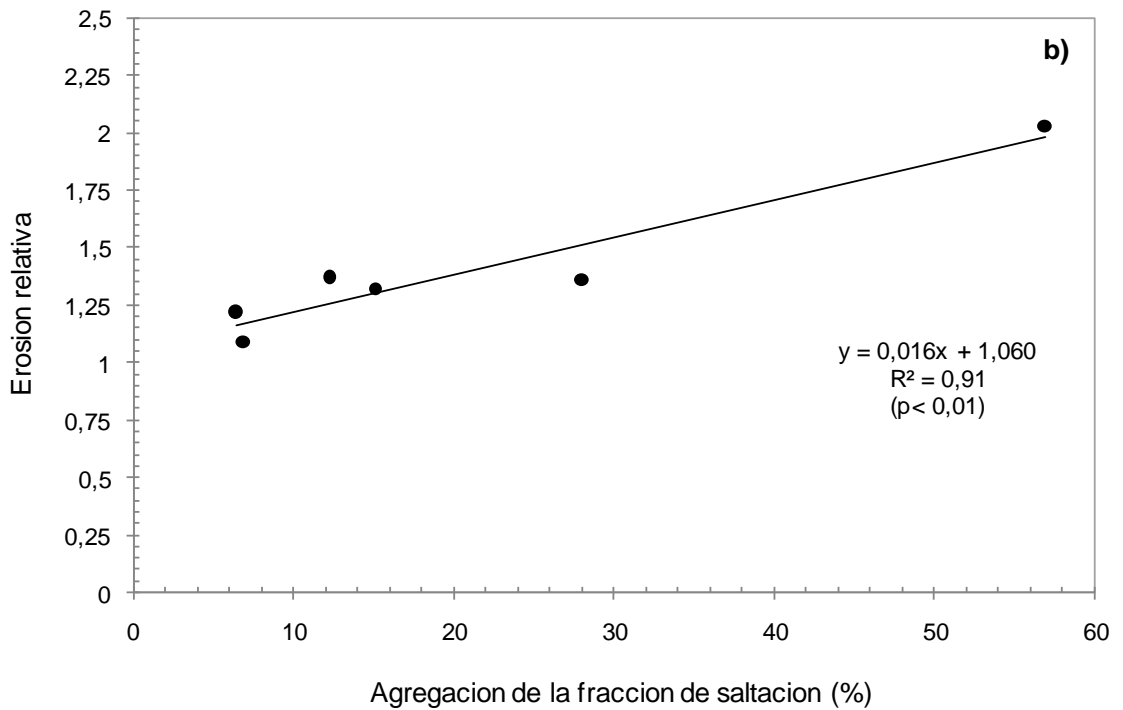
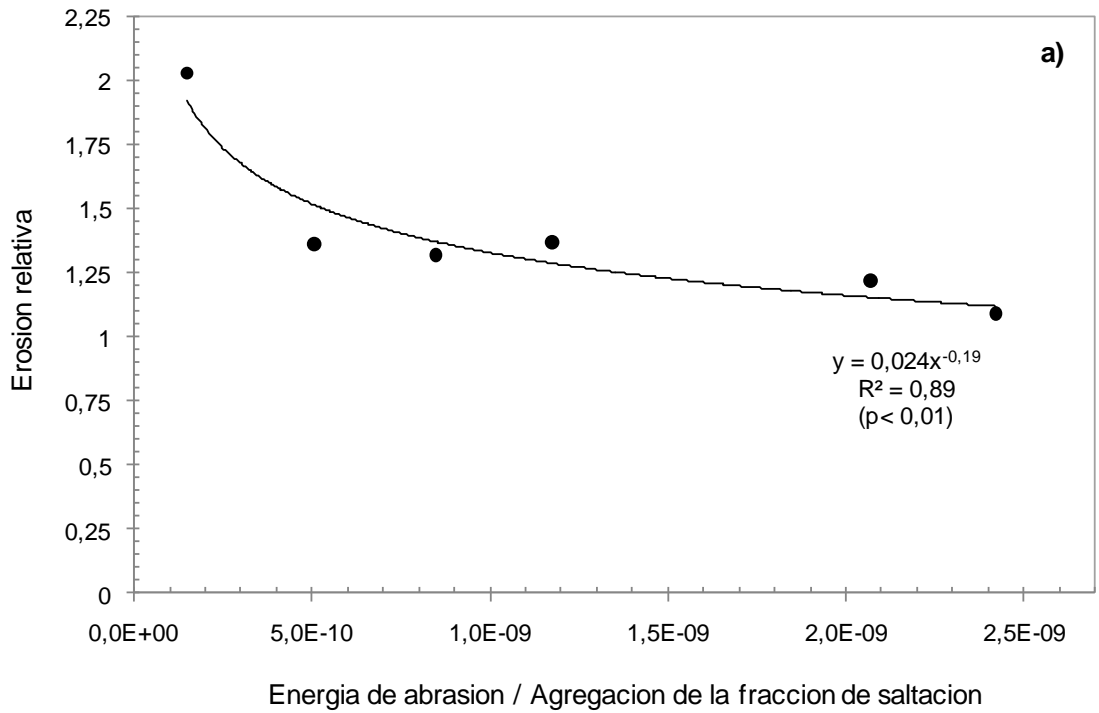


Figura 33. Erosión relativa (IS/NS) en función de: a) cociente entre la energía de abrasión y el índice de agregación de la fracción de saltación y b) índice de agregación de la fracción de saltación.



Hagen (2004) encontró que la fragmentación de los agregados durante la erosión eólica se incrementa con los contenidos de limo y que el rompimiento relativo de los agregados es mayor en suelos con una relación arena/arcilla entre 0,1 y 10. Los suelos de textura fina (S5 y S6) mostraron altos valores de ER y una relación arena/arcilla entre 2,7 y 6,9, en concordancia con los resultados de Hagen (2004). Los suelos arenosos presentaron relaciones arena/arcilla mayores que 10. Hagen (2004) argumentó que cuando la fracción de saltación del suelo estuvo compuesta principalmente por partículas sólidas tamaño arena (>100  $\mu\text{m}$  de diámetro), mostrando una limitada cantidad de agregados, la fragmentación y destrucción de agregados fue menor. Mirzamostafa et al. (1998) y Lyles y Tatarko (1986) sugirieron que la cantidad de agregados transportados por saltación que se destruyen por este mecanismo es inversamente proporcional a sus contenidos de arcilla. La mayoría de los suelos agregados (S5 y S6) tenían altos contenidos de limo y, consecuentemente una alta proporción de agregados que pueden ser destruidos.

A partir de los resultados obtenidos puede afirmarse que los suelos arenosos presentaron una fracción de saltación compuesta principalmente por partículas de arena con una mayor densidad y energía cinética que la fracción de saltación de suelos de textura fina, compuesta mayormente por agregados.

La magnitud de la erosión fue más afectada por las propiedades de la superficie del suelo (alta FE y baja EES) en suelos arenosos, y por el proceso de saltación y destrucción de agregados en suelos de textura fina. Esto fue confirmado, por: a) la alta influencia de la saltación sobre los valores de erosión relativa en suelos de textura fina y la ausencia o menor efecto de la saltación en

suelos arenosos, y b) por el incremento de la erosión eólica al aumentar la proporción de arena y disminuir las de limo, arcilla y materia orgánica.

### **3.2. RESULTADOS PARA VALIDAR LAS HIPÓTESIS 2 y 3<sup>2</sup>**

A diferencia de suelos finos y estructurados, aquellos de textura gruesa son muy susceptibles a ser erosionados por el viento debido a sus características texturales y estructurales, removiendo grandes cantidades de material por saltación desde la superficie del suelo. Sin embargo, en suelos finos con una alta proporción de PM<sub>10</sub> potencialmente emisible y compuesto por una alta proporción de agregados, la movilización de una pequeña cantidad de material por saltación podría producir, relativamente, mayores emisiones de PM<sub>10</sub>. ¿Cómo afecta la composición de la fracción de saltación a la emisión potencial de PM<sub>10</sub>? ¿Qué relación hay entre la cantidad de material movilizado por saltación y la emisión de PM<sub>10</sub> en suelos de texturas contrastantes?

Tales diferencias, en cuanto al comportamiento de los suelos en función de su textura, podría deberse principalmente a las formas y mecanismos por los cuales se produce la liberación de las PM<sub>10</sub> desde las partículas involucradas en el proceso de saltación. La composición mineralógica y estructural de la fracción de saltación de los suelos varía según la textura y proporción de material agregante de cada uno, lo cual definiría los mecanismos de emisión de PM<sub>10</sub>. Por consiguiente uno de los interrogantes de este estudio es ¿cuáles son los mecanismos por los cuales se produce la emisión de PM<sub>10</sub>?

---

<sup>2</sup> Parte de los resultados aquí presentados fueron publicados en: Vecilla F., Panebianco J.E. & D.E. Buschiazzo. 2016. A wind-tunnel study on saltation and PM<sub>10</sub> emission from agricultural soils. *Aeolian Research* 22: 73-83.

*Hipótesis 2: La proporción de  $PM_{10}$  emitido en relación al total del material erosionado (eficiencia de saltación) es mayor en suelos de texturas finas que en suelos arenosos.*

*Hipótesis 3: En suelos texturalmente finos, la emisión de  $PM_{10}$  es ocasionada, principalmente, por la destrucción de los agregados que componen la fracción de saltación, mientras que en suelos arenosos la emisión se produce, principalmente, por la movilización de material fino yacente sobre la superficie del suelo y la liberación de las  $PM_{10}$  adheridas a las partículas de arena en saltación.*

### **3.2.1. Valores absolutos de la emisión de $PM_{10}$ (Túnel de viento)**

Los valores absolutos de  $PM_{10}$  emitido ( $F_V PM_{10}$ ) se presentan en la Figura 34. En IS, el valor medio de emisión de  $PM_{10}$  fue  $3,8E-04 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  para suelos de textura fina (S4, S5 y S6) y  $5,5E-04 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  para suelos arenosos (S1, S2 y S3). En NS, la emisión de  $PM_{10}$  mostró las mismas tendencias que los anteriores, pero la emisión fue menor,  $3,4E-04 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  para suelos de textura fina y  $5,2E-04 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  para suelos arenosos. Por otro lado, en SS se observaron altas emisiones en suelos de textura fina, con valores que oscilaron entre los  $1,04 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  a  $1,69E-04 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ .

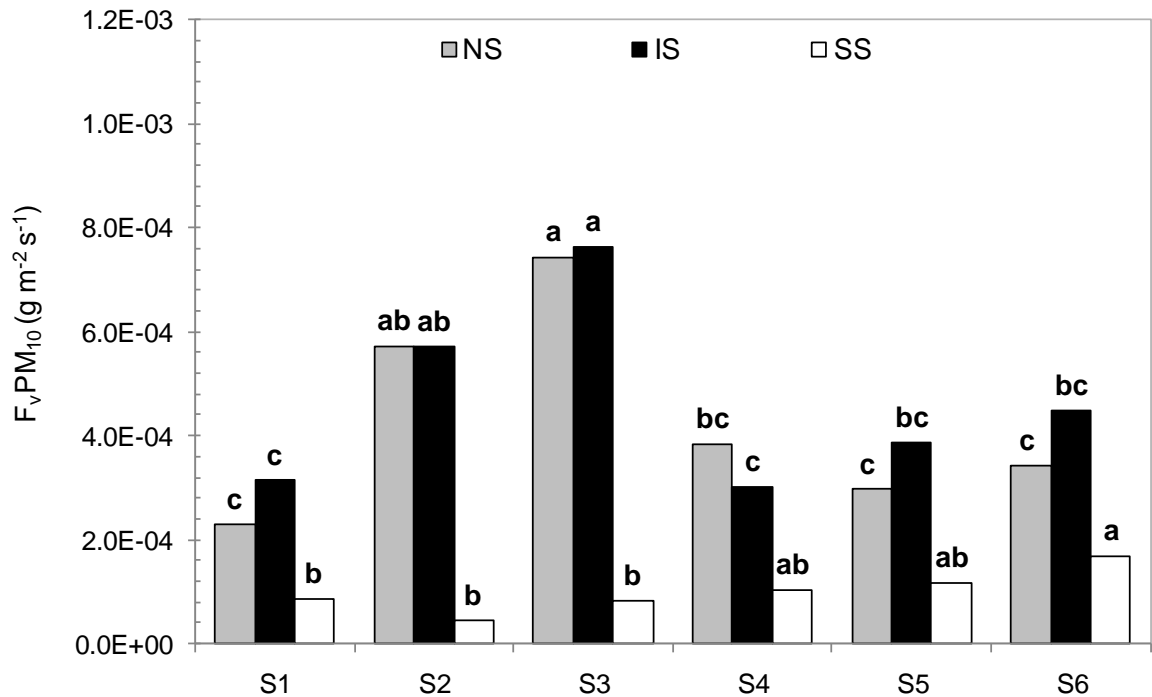


Figura 34. Emisión de PM<sub>10</sub> ( $F_V PM_{10}$ ) para cada suelo y tratamiento. NS: sin inyección de la fracción de saltación, IS: inyección de la fracción de saltación, SS: sólo inyección de la fracción de saltación. Diferentes letras indican diferencias entre suelos dentro de cada tratamiento ( $p < 0,05$ ).

Los resultados de este estudio concuerdan con los obtenidos por Pease (2002), quien encontró que suelos arenosos francos emiten proporcionalmente más que suelos franco arenosos. Por otro lado, y en contraste con lo que se encontró en este estudio, Roney y White (2006) encontraron que un suelo franco arenoso emite más,  $1,44E-03 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ , que un arenoso franco,  $1,09E-04 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ . Las diferencias de los resultados de estos autores con los aquí obtenidos, pueden deberse a las características de los suelos o a la velocidad de viento utilizada en dicho estudio, la cual fue alta, con una velocidad de fricción ( $u^*$ ) de  $0,49 \text{ m s}^{-1}$ . Debido a que el cálculo para estimar  $F_V PM_{10}$  está basado en las concentraciones de PM<sub>10</sub> medidas a distintas alturas (Ec. 10), las concentraciones de PM<sub>10</sub> (en mg

$\text{m}^{-3}$ ) medidas por otros autores también son útiles para realizar comparaciones. Zobeck et al. (1999) encontró que las concentraciones de  $\text{PM}_{10}$  fueron altas para suelos de textura fina, generalmente las concentraciones aumentan con incrementos de los contenidos de arcilla, con excepción de los suelos arcillosos. En el presente estudio, los resultados indican que los suelos con altas tasas de erosión fueron aquellos que presentaron mayores emisiones absolutas de  $\text{PM}_{10}$  (Shao et al., 1993; Gillette et al., 1997a, 1997b).

En IS, los suelos arenosos y de textura intermedia (S2, S3), no mostraron diferencias significativas en los valores observados de emisión de  $\text{PM}_{10}$  respecto a NS. Por el contrario, en suelos de textura fina (S5, S6) hubo un significativo incremento de las emisiones de  $\text{PM}_{10}$  en IS. El incremento en el flujo de saltación causa un efecto avalancha en el cual el impacto de un agregado sobre la superficie del suelo produce el remplazo y la eyección de nuevos agregados (Willets y Rice, 1985), y esto produce además un incremento en las emisiones de  $\text{PM}_{10}$ . La interacción de las partículas en saltación con la superficie del suelo en IS, causa, además, altas tasas de emisión debido a la fragmentación de las partículas saltadoras o agregados de la cama del suelo durante los sucesivos impactos (Mirzamostafa et al., 1998). Este proceso no se produce sobre superficies muy arenosas ya que, en gran medida, los granos de arena solamente están involucrados, con una baja presencia de agregados.

El tratamiento SS refleja las propiedades de la fracción de saltación. En SS los suelos con mayores valores de emisión fueron los texturalmente más finos y agregados ( $1,04\text{E-}04$ ,  $1,18\text{E-}04$  y  $1,69\text{E-}04$   $\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$  en S4, S5 y S6, respectivamente. Para S1, S2 y S3 los valores fueron de  $8,70\text{E-}05$ ,  $4,50\text{E-}05$  y  $8,27\text{E-}05$   $\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , respectivamente) (Figura 34 y 30). Los agregados de la

fracción de saltación de estos suelos se destruyeron durante los sucesivos impactos contra la superficie del túnel de viento. La tasa de erosión fue muy baja (entre 1,2 y 2,1 g m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>), por lo tanto aumentó la eficiencia de emisión de PM<sub>10</sub> respecto a suelos de textura gruesa. Hagen (2004) encontró que la emisión de material fino por la destrucción de agregados se incrementa con los contenidos de limo y que a medida que el tamaño de partícula aumenta, el material fino disponible para ser emitido generalmente decrece. El contenido de limo en los suelos finos, particularmente S5 y S6, es muy alto en comparación a los otros suelos lo que explica porque estos suelos exhibieron altas emisiones.

El suelo 4 (S4) exhibió resultados confusos en los diferentes tratamientos. A pesar de ser muy arenoso (80% de arena) presentó un bajo transporte de masa (3,85, 5,23 y 1,85 g m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> en NS, IS y SS, respectivamente), pero mostró relativamente altos valores de emisión. A diferencia de los otros suelos estudiados, S4 fue cultivado con *Eragrostis curvula* sp. (Pasto llorón), con altas coberturas y sin labranzas durante varios años. Varios autores han estudiado los efectos beneficiosos que a largo plazo le otorga esta pastura al suelo, incorporando grandes cantidades de materia orgánica (Buschiazzo et al., 1991; Ruiz et al., 2008). Los altos contenidos de MO sumados a la ausencia de labranzas, permitieron la formación de un suelo bien estructurado (EES: 81%) con una baja fracción erosionable (FE: 57%) en comparación con el resto de los suelos arenosos. Este suelo, además, contiene una alta proporción de limo (12,5%) que potencialmente puede ser emitido.

### 3.2.2. Eficiencia de saltación

La capacidad que tienen los suelos para liberar partículas finas durante el proceso de saltación es definida como eficiencia de saltación, determinada a partir del cociente entre el flujo vertical de polvo liberado ( $F_{VPM_{10}}$ ) y el flujo horizontal de partículas transportadas mayormente por saltación ( $Q$ ) (Gillette, 1977; Alfaro, 2008).

Los suelos texturalmente más finos y agregados fueron los que presentaron mayores eficiencias de saltación (Figura 35). Considerando las eficiencias de saltación observadas, los suelos estudiados pueden ser ordenados en las siguientes secuencias para cada uno de los tratamientos desarrollados en el túnel de viento: NS = 6 > 4 > 5 > 3 > 2 > 1; IS = 6 > 5 > 4 > 3 > 2 > 1; SS = 6 > 5 > 4 > 3 > 1 > 2. En IS, las eficiencias fueron generalmente bajas comparadas con los otros dos tratamientos (NS y SS). Aunque el transporte de masa fue mayor que en NS y SS, las emisiones de  $PM_{10}$  no incrementaron de forma proporcional al transporte de masa, resultando en bajas eficiencias.

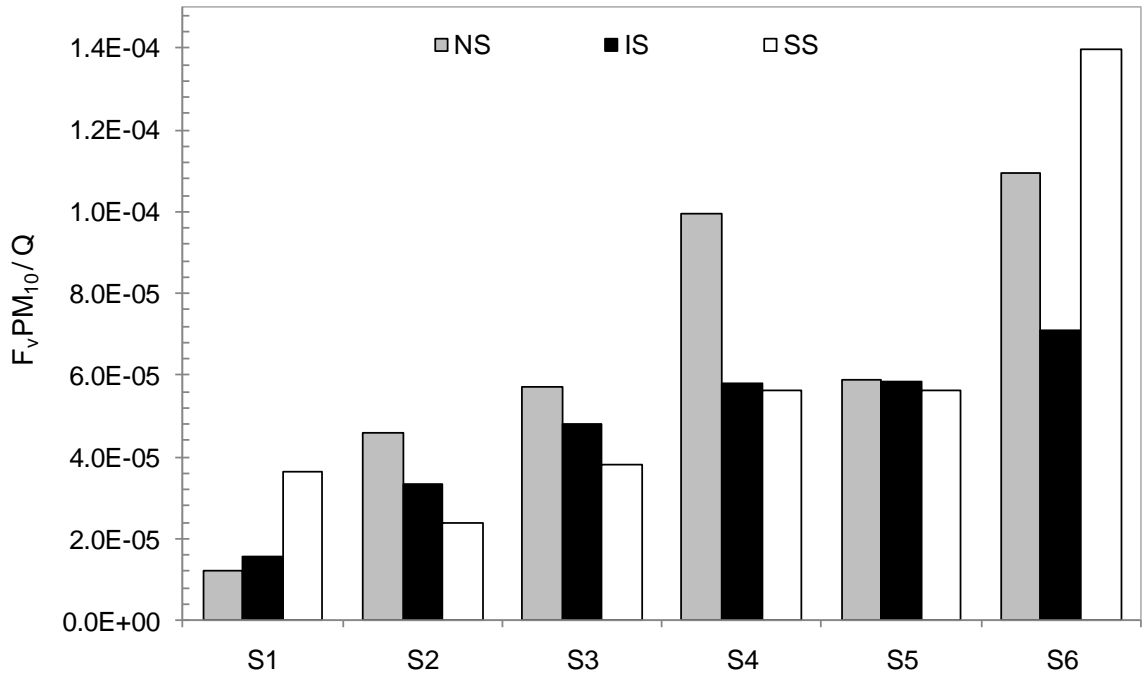


Figura 35. Eficiencia de saltación ( $F_v PM_{10} / Q$ ) para cada suelo y tratamiento. Tratamiento con (IS) y sin (NS) inyección de la fracción de saltación, y sólo saltación (SS).

Con un incremento en los contenidos de material fino en los suelos (principalmente limo), se incrementó también la eficiencia de saltación. Varios autores han señalado que la emisión potencial de  $PM_{10}$  depende de los contenidos de la fracción fina del suelo (Hagen et al., 2010; Mendez et al., 2013). Alfaro (2008) demostró que los suelos que tienen una alta proporción de arcilla y limo fino, y alta proporción de agregados, poseen altas eficiencias de saltación. Marticorena y Bergametti (1995) encontraron que para suelos que contienen menos del 20% de arcilla, la eficiencia de saltación aparece como una función creciente del contenido de arcilla. Sin embargo, los valores observados en diferentes estudios, especialmente en condiciones de campo, sugieren que los contenidos de la fracción fina no son suficientes para explicar la emisión de  $PM_{10}$  bajo condiciones de saltación. Esto puede ser aún más evidente para suelos



agrícolas, donde el contenido de materia orgánica y la historia de labranza pueden cambiar la fuerza de cohesión de las partículas saltadoras. En una extensa revisión, Kok et al. (2012) discuten la existencia de resultados divergentes para la emisión de polvo y la eficiencia de saltación. Como se discutió previamente, estas diferencias también han dado lugar a diferentes enfoques teóricos. En concordancia con este tema, las Figuras 34 y 35 muestran que diferentes cantidades de material en saltación producen diferencias en los valores de emisión y eficiencia respectivamente, aún en condiciones de velocidad de viento estable y constante.

Las eficiencias de saltación fueron diferentes entre tratamientos, especialmente entre NS y SS (Figura 35). El origen de estas diferencias no es claro, pero posiblemente esté relacionado con la composición de las partículas saltadoras y la forma en que estas están dispuestas sobre la superficie del suelo. Varios autores concuerdan en que la interacción de la fracción de saltación con la superficie del suelo durante el proceso de erosión eólica y la emisión de polvo es determinada, en gran parte, por su composición y estado de agregación (Hagen 1991a; Bullard et al., 2004; Alfaro, 2008; Kok, 2011). Como puede verse en la figura 30, las partículas de tamaño similar pueden estar compuestas de diferentes materiales, con diferentes grados de cohesión.

Una vez en movimiento, debido a la fuerza del viento, las partículas y agregados movilizados por saltación mostrarán un comportamiento diferente en relación con la emisión de  $PM_{10}$ , en función de la composición granulométrica y estado de agregación de los suelos. Por esta razón, la proporción de la fracción de saltación ( $FS_p$ ), el contenido de  $PM_{10}$  ( $PM \leq 0,01$  mm) y un índice relativo de agregación (IRA: arcilla -porcentaje de la fracción de saltación del suelo  $< 2 \mu m$ - x

MO -contenido de materia orgánica del suelo-) fueron determinados para cada suelo (Tabla 8). Estos parámetros reflejan la presencia de potenciales saltadores en los suelos, sus fuerzas cohesivas y su proporción de PM<sub>10</sub>.

Tabla 8. Fracción de saltación proporcional FS<sub>P</sub> (cantidad de partículas saltadoras), partículas <10 μm (PM<sub>10</sub>) e índice relativo de agregación (IRA) para cada suelo.

	SUELO					
	S1	S2	S3	S4	S5	S6
FS <sub>P</sub> (g kg <sup>-1</sup> )	491	452,2	254	351,5	327,3	152
PM <sub>10</sub> (g kg <sup>-1</sup> )	140,6	208,4	176,1	194,8	260,4	327,3
IRA (%)	7	12	6	28	15	57

Los suelos de textura gruesa mostraron una alta proporción de partículas que podrían mobilizarse por saltación (Ø 0,2–0,5 mm) pero bajos contenidos de PM<sub>10</sub>. Por el contrario, los suelos de textura fina mostraron una alta proporción de partículas <0,2 mm pero altos contenidos de PM<sub>10</sub>. El IRA mostró valores distintos para todos los suelos, indicando los diferentes estados de agregación de los mismos. En general, los suelos de textura fina presentaron una fracción de saltación formada principalmente por agregados, donde predominan partículas de tamaño arcilla y materia orgánica que aumentan y mejoran la agregación.

La eficiencia de saltación se correlacionó con un índice de composición de la fracción de saltación derivado de la combinación de los parámetros de la Tabla 8: FS<sub>P</sub>, PM<sub>10</sub> e IRA (Figura 36), el cual relaciona las características de la fracción de saltación. Se combinaron a partir del cociente entre FS<sub>P</sub> (cantidad de partículas saltadoras) y el producto de PM<sub>10</sub> (partículas <10 μm) e IRA (índice relativo de agregación). A medida que el índice decreció, la eficiencia de saltación se

incrementó, debido a que la fracción de saltación estuvo compuesta principalmente por agregados, que contienen partículas finas. Dado que las características de la fracción de saltación reflejan las propiedades del suelo, se puede inferir que el suelo tiene una alta proporción de partículas finas que potencialmente pueden ser emitidas.

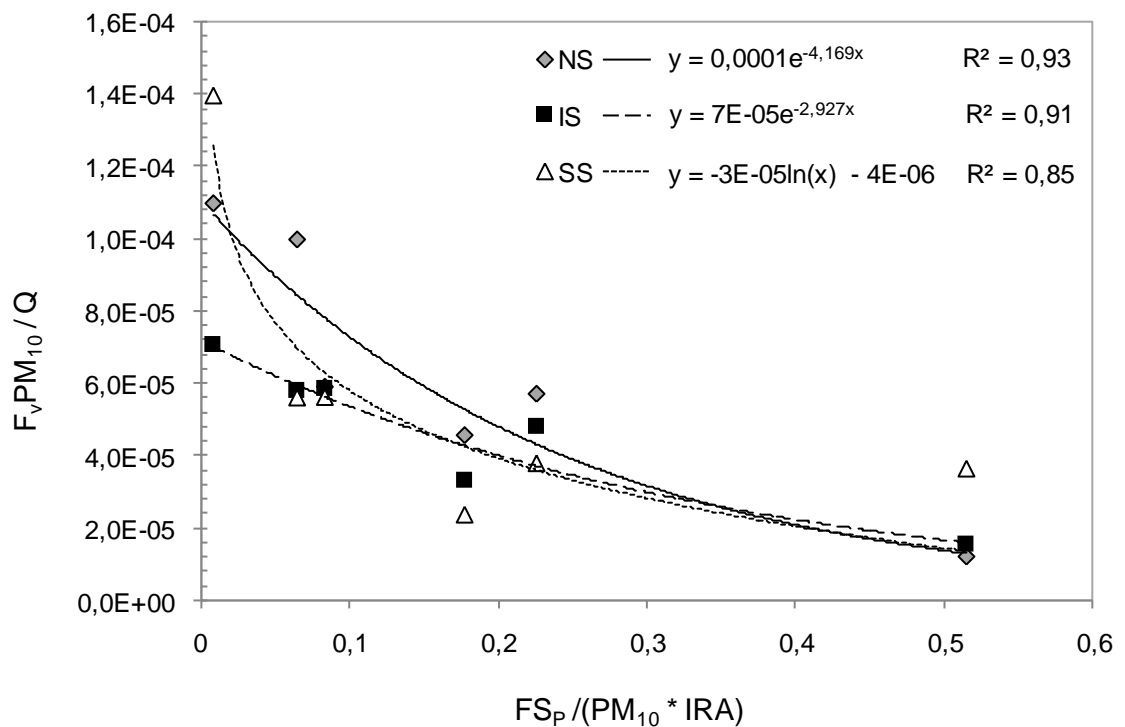


Figura 36. Correlación entre la eficiencia de saltación ( $F_v PM_{10} / Q$ ) y  $FS_P / (PM_{10} * IRA)$ .

Aunque los suelos finos y agregados contienen una pequeña proporción de partículas que potencialmente se pueden movilizar por saltación, la presencia de agregados en su fracción de saltación produce una relativa alta emisión de  $PM_{10}$ . Por el contrario, los suelos arenosos mostraron una alta proporción de partículas que pueden potencialmente ser movilizadas por saltación pero que tienen una baja proporción de  $PM_{10}$ , por lo tanto su eficiencia de saltación fue baja. Estos

resultados indican que los agregados del suelo involucrados en el proceso de saltación, incrementan la emisión de  $PM_{10}$ , incluso a bajas tasas de saltación.

Los resultados indican que cambios en las tasas de saltación afectan la eficiencia de saltación, como se muestra en la Figura 35. Por lo tanto, la eficiencia se explica mejor por una combinación de factores relacionados con las características de la fracción de saltación y del suelo (Figura 36). Además, también se muestra que la relación entre  $Q$  y  $F_V PM_{10}$  fue constante en suelos de diferentes texturas.

Los resultados encontrados permiten validar la hipótesis que plantea que la emisión de  $PM_{10}$  desde suelos de texturas finas es relativamente mayor que en suelos arenosos. Esto se pudo comprobar a partir de la variación de la eficiencia de saltación de cada suelo en función de sus características texturales y estructurales. La eficiencia de saltación incrementa con los contenidos de la fracción fina, especialmente limo, y decrece con los contenidos de arena, pero además varía dependiendo de la capacidad de saltación y las características estructurales de cada suelo. Los suelos que presentaron una mejor estructuración de su fracción de saltación fueron los más eficientes en la emisión de  $PM_{10}$ .

### **3.2.3. Efecto de la saltación sobre la emisión de material particulado**

A diferencia del flujo vertical ( $F_V PM_{10}$ ), el transporte de masa horizontal ( $Q$ ) está compuesto principalmente por el material que se moviliza por saltación. La relación entre el índice de composición de la fracción de saltación ( $FS_P / (PM_{10} * IRA)$ ), el cual relaciona las características de la fracción de saltación, la emisión de  $PM_{10}$  ( $F_V PM_{10}$ ) y el transporte de masa ( $Q$ ) se muestra en la Figura 37. Suelos de textura fina y bien estructurados (altos contenidos de arcilla, limos

finos y MO: S4, S5 y S6) mostraron grandes incrementos en  $F_{VPM_{10}}$  (30%) con un incremento de Q. Por el contrario, en suelos de textura arenosa franca (S2 y S3) el incremento relativo de  $F_{VPM_{10}}$  fue significativamente menor (0,5-2%).

A medida que incrementa el índice de composición de la fracción de saltación aumenta la cantidad de material movilizado por saltación (Q) debido a que los suelos, texturalmente más gruesos, presentan una mayor proporción de partículas potencialmente movilizables por saltación ( $FS_p$ ), lo que produce una mayor energía de impacto sobre la superficie del suelo y, en consecuencia, un mayor transporte de masa. Además, como se discutió en apartados anteriores, en suelos de textura gruesa la erosión esta mayormente afectada por las propiedades de la superficie del suelo, como alta FE y baja EES. En suelos texturalmente más finos una baja proporción de partículas saltadoras ( $FS_p$ ) y alta agregación y estructuración posibilitan que la erosión sea baja, en relación a suelos gruesos.

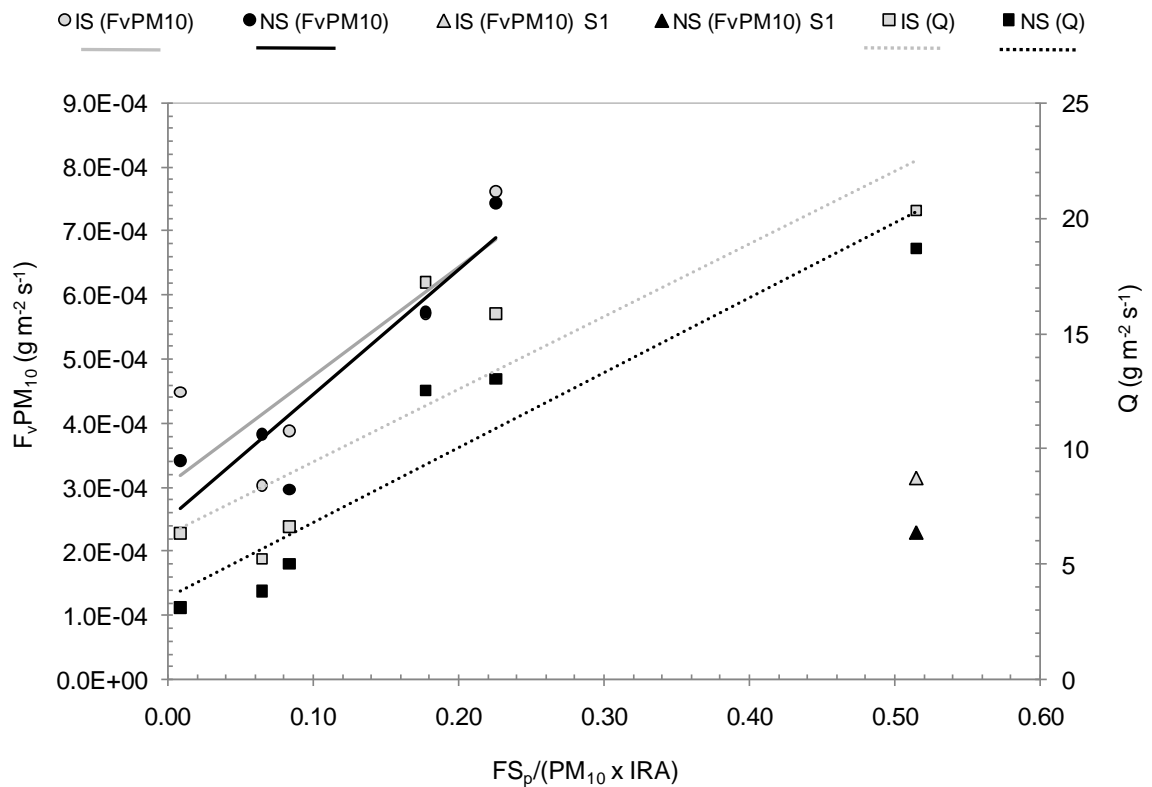


Figura 37. Cantidad de material transportado por saltación (Q) y emisión de  $PM_{10}$  ( $F_vPM_{10}$ ) en función del índice de composición de la fracción de saltación en los tratamientos con (IS) y sin (NS) inyección de la fracción de saltación. El tratamiento SS no se muestra debido a que Q se mantuvo constante en este tratamiento. Los puntos en forma de triángulo representan el  $F_vPM_{10}$  en los tratamientos IS y NS del suelo de textura arenosa (S1), el cual no fue incluido en la proyección de las líneas de tendencia.

Por otro lado, la emisión de  $PM_{10}$  ( $F_vPM_{10}$ ) aumenta a medida que el índice de composición de la fracción de saltación incrementa. Suelos de textura fina (S5 y S6) con bajo índice mostraron bajos valores absolutos de emisión de  $PM_{10}$ , debido a la baja erosión producida en estos suelos. A medida que aumenta el valor de dicho índice (en suelos de textura más gruesa y menos estructurados) aumenta la emisión absoluta de  $PM_{10}$  debido principalmente al incremento casi lineal de Q. Sin embargo, las tendencias no se mantienen a medida que el valor

del índice aumenta con suelos de textura más gruesa (S1). Aunque estos suelos presentan alta proporción de  $FS_P$ , lo cual en parte provoca grandes incrementos de  $Q$ , la baja agregación (IRA) y bajo contenido de  $PM_{10}$  determinan que la emisión sea baja, en comparación a suelos de textura intermedia (S2 y S3).

Gomes et al. (2003a; 2003b) encontraron, bajo condiciones experimentales de campo sobre suelos arenosos y franco limosos, que con un incremento del flujo de masa de partículas transportadas por saltación se produce un incremento del flujo vertical de emisión de partículas finas. Houser y Nickling (2001) encontraron que la emisión de  $PM_{10}$  incrementa linealmente con el incremento de la tasa de saltación, sobre superficies encostradas de playas de arcilla, debido al efecto de las partículas saltadoras. Pero los resultados de este estudio complementan los hallazgos anteriores demostrando que, a pesar de que un incremento de  $Q$  produce generalmente un aumento de  $F_V PM_{10}$  (con un incremento de  $FS_P/(PM_{10}*IRA)$ ), este incremento varía en función de las características texturales y de la composición de la fracción de saltación de cada suelo. Esto ocurrió como resultado de la diferente disposición de las partículas que constituyen los agregados que se mueven durante el proceso de saltación.

De acuerdo a Lee y Zobeck (2002) y Bullard et al. (2004) una gran parte de la emisión de polvo desde suelos arenosos podría ser causado por las partículas finas ( $PM_{10}$ ) adheridas a los granos de arena, las cuales son liberadas durante la colisión producida por la saltación. En suelos de textura intermedia el impacto de numerosas partículas saltadoras produce un importante desprendimiento de las  $PM_{10}$  adheridas a los granos de arena (Shao et al., 1993). En suelos finos y agregados, la fragmentación y la destrucción de los agregados son el principal proceso por el cual las  $PM_{10}$  son liberadas a la atmósfera (Kok et al., 2012).

Minerales de arcilla y otros componentes cohesivos que son generalmente menos considerados, tales como materia orgánica, carbonato de calcio e incluso limo existente dentro de un cuerpo de arena, causa la agregación de los granos para formar partículas más grandes y complejas. Estas partículas pueden fracturarse o romperse de manera diferente durante la actividad de saltación y liberación, también diferente, del  $PM_{10}$  contenido en las mismas (Figura 30).

Los resultados encontrados son consistentes con la idea de que la fragmentación y destrucción de los agregados son los procesos más importantes en suelos de textura fina con materiales muy cohesivos (S4, S5 y S6), mientras que la liberación de las  $PM_{10}$  adheridas a las partículas de arena que componen la fracción de saltación (LPA) y la movilización de material fino yacente sobre la superficie del suelo, puede ser relativamente más importante en suelos arenosos (S1) (Figura 37). En suelos de textura intermedia (S2 y S3) todos mecanismos de emisión de  $PM_{10}$  ocurren al mismo tiempo. El solapamiento de estos mecanismos produce altas emisiones absolutas de  $PM_{10}$  en suelos de textura intermedia. Considerando lo anteriormente mencionado como un supuesto, esto también ayuda a explicar los cambios desiguales en las eficiencias de saltación observadas a diferentes tasas de saltación en este y en otros estudios.

Por consiguiente, los resultados indican y sugieren que los suelos de textura intermedia (suelos de textura arenosa franca) producen mayor emisión absoluta de  $PM_{10}$  que suelos de textura franca, franca arenosa y arenosa. Las tendencias indican que el incremento de la tasa de saltación ( $Q$ ) generalmente incrementa la emisión de  $PM_{10}$  ( $F_V PM_{10}$ ). Excepto por el suelo arenoso, que presenta altas tasas de saltación y baja emisión de  $PM_{10}$ .



Como se hipotetizó, en suelos con abundante arena solo la liberación de polvo desde las partículas de arena (LPA) y la movilización de material fino yacente sobre la superficie del suelo podrían haber sido los procesos predominantes para que se produzca emisión de  $PM_{10}$ , mientras que en suelos más agregados y mejor estructurados, la fragmentación y destrucción de los agregados prevalece. En suelos de textura intermedia, la fragmentación de los agregados y LPA ocurren al mismo tiempo, el solapamiento de estos mecanismos produce altas emisiones absolutas de  $PM_{10}$ .

#### **3.2.4. Relación entre saltación (Q) y emisión de $PM_{10}$ ( $F_V PM_{10}$ ) (Estudio de campo)**

Además de los estudios realizados bajo condiciones controladas (túnel de viento), los procesos de saltación y emisión de  $PM_{10}$  fueron analizados en parcelas a campo, bajo condiciones variables de suelo y clima. De esta forma se propuso corroborar la hipótesis 2 en la cual se plantea que en suelos texturalmente finos se produce una mayor emisión de  $PM_{10}$  en relación al total del material movilizado por saltación.

Para ello se tomaron dos suelos de texturas contrastantes ubicados en el mismo sitio geográfico, garantizando de esta forma que las condiciones climáticas y edáficas generales para ambos suelos fueran similares.

Se seleccionaron los suelos S4 (arenoso franco) y S6 (franco) ubicados en la EEA INTA Anguil, y se realizaron mediciones de los procesos de saltación y emisión en distintos eventos erosivos a lo largo del año.

Las magnitudes de Q fueron muy variables en ambos suelos, con máximos de casi  $20 \text{ kg m}^{-1}$  en S6 y de  $0,5 \text{ kg m}^{-1}$  en S4. Los valores medios de Q para

todas las tormentas fueron  $1,75 \text{ kg m}^{-1}$  en S6 y  $0,08 \text{ kg m}^{-1}$  en S4, para velocidades medias del viento que oscilaron entre 4 y  $10 \text{ m s}^{-1}$  (velocidades de fricción entre  $0,3$  y  $0,8 \text{ m s}^{-1}$ ).

Las concentraciones de  $\text{PM}_{10}$  variaron en función de la altura de medición y de las características de las tormentas, tomando valores medios entre 6 y  $90 \text{ }\mu\text{g m}^{-3}$  a 1,8 m, y entre 2 y  $48 \text{ }\mu\text{g m}^{-3}$  a 3,5 m, para S6. En S4, las concentraciones medias de  $\text{PM}_{10}$  variaron entre 5 y  $18 \text{ }\mu\text{g m}^{-3}$  a 1,8 m de altura, y entre 3 y  $10 \text{ }\mu\text{g m}^{-3}$  a 3,5 m. En general, hubo mayores concentraciones de  $\text{PM}_{10}$  al aumentar los valores de Q. En S6 hubo mayor emisión de  $\text{PM}_{10}$ , con concentraciones máximas a 1,8 m de  $1150 \text{ }\mu\text{g m}^{-3}$  y de  $670 \text{ }\mu\text{g m}^{-3}$  a 3,5 m. Por el contrario, en S4 las concentraciones máximas fueron de 146 y  $83 \text{ }\mu\text{g m}^{-3}$ , a 1,8 y 3,5 m respectivamente.

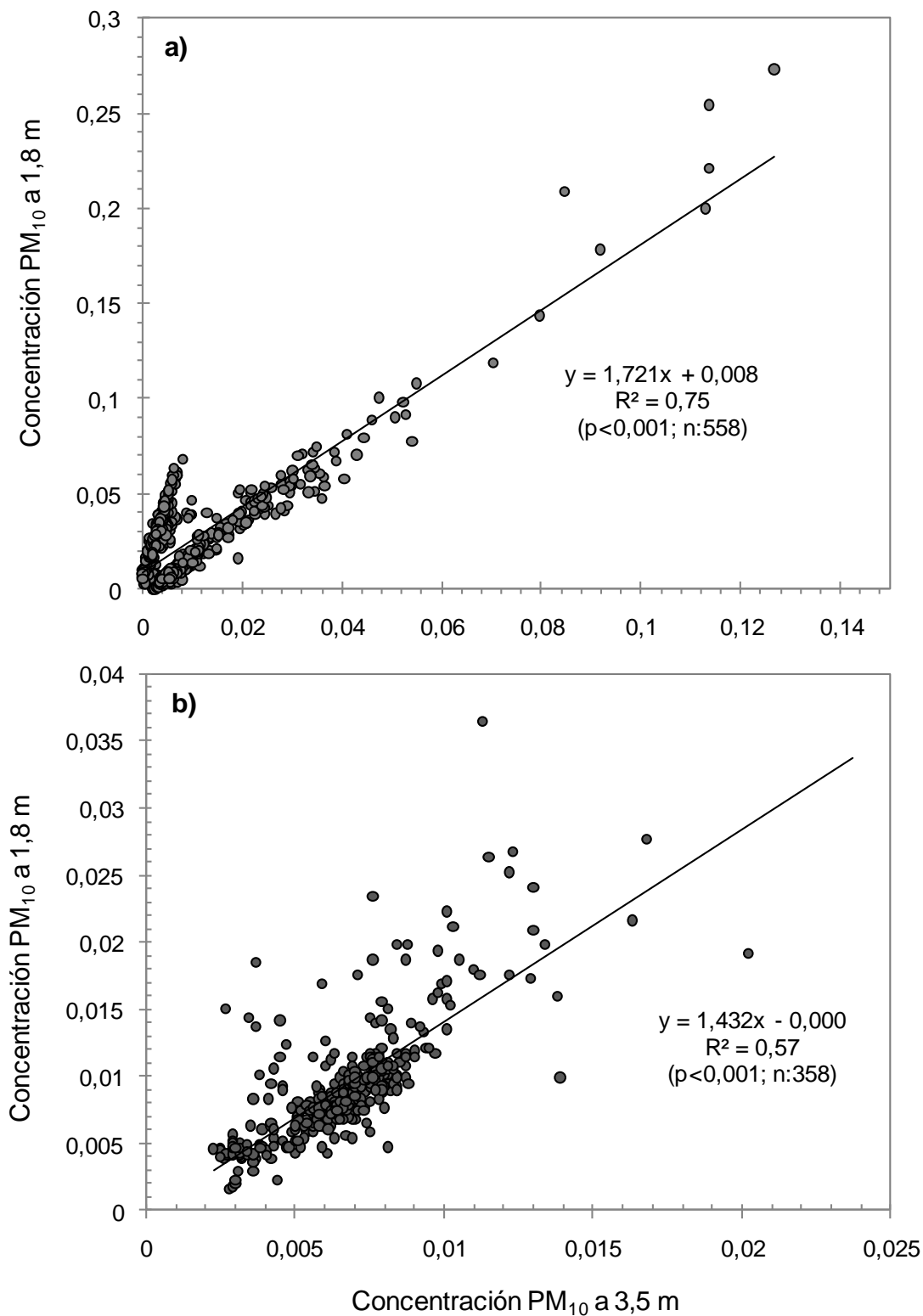


Figura 38. Relación entre las concentraciones de PM<sub>10</sub> (en mg m<sup>-3</sup>) a 1,8 y 3,5 m. a) suelo franco; b) suelo arenoso franco.

Se encontró una relación lineal significativa ( $p < 0,001$ ) entre las concentraciones de  $PM_{10}$  a las distintas alturas en ambos suelos (Figura 38). Las concentraciones de  $PM_{10}$  medidas a 1,8 m superaron, en promedio, cinco veces las concentraciones medidas a los 3,5 m en el suelo franco (Figura 38a) y 1,5 veces en el arenoso (Figura 38b). Además, los valores absolutos de emisión a las distintas alturas en general fueron más altos en S6. Estas diferencias podrían estar asociadas a la formación de la pluma de polvo durante el proceso de erosión y consecuente emisión de  $PM_{10}$ . Mayor concentración de  $PM_{10}$  por altura estaría indicando la formación de la pluma de polvo y por lo tanto una mayor emisión de  $PM_{10}$  a la atmósfera.

En las Figuras 39a y 39b se muestran los valores de flujo vertical de emisión de  $PM_{10}$  ( $F_V PM_{10}$ ) y de transporte de masa horizontal ( $Q$ ) para las tormentas de ambos suelos. La emisión de  $PM_{10}$  en el suelo franco fue mayor que en el suelo arenoso, con valores máximos que alcanzaron  $1,4E-08 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ , y con un promedio para todas las tormentas de  $6,3E-09 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ . Por otro lado, en S4, el mayor valor de emisión alcanzó a  $3,2E-09 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  en una de las tormentas (velocidad máxima del viento de  $22 \text{ m s}^{-1}$ ), en el resto la emisión fue menor a  $1,0E-09 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ , con un promedio para todas las tormentas de  $8,2E-10 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ . En S6 el 80% de las tormentas superó el valor de emisión medio del suelo arenoso.

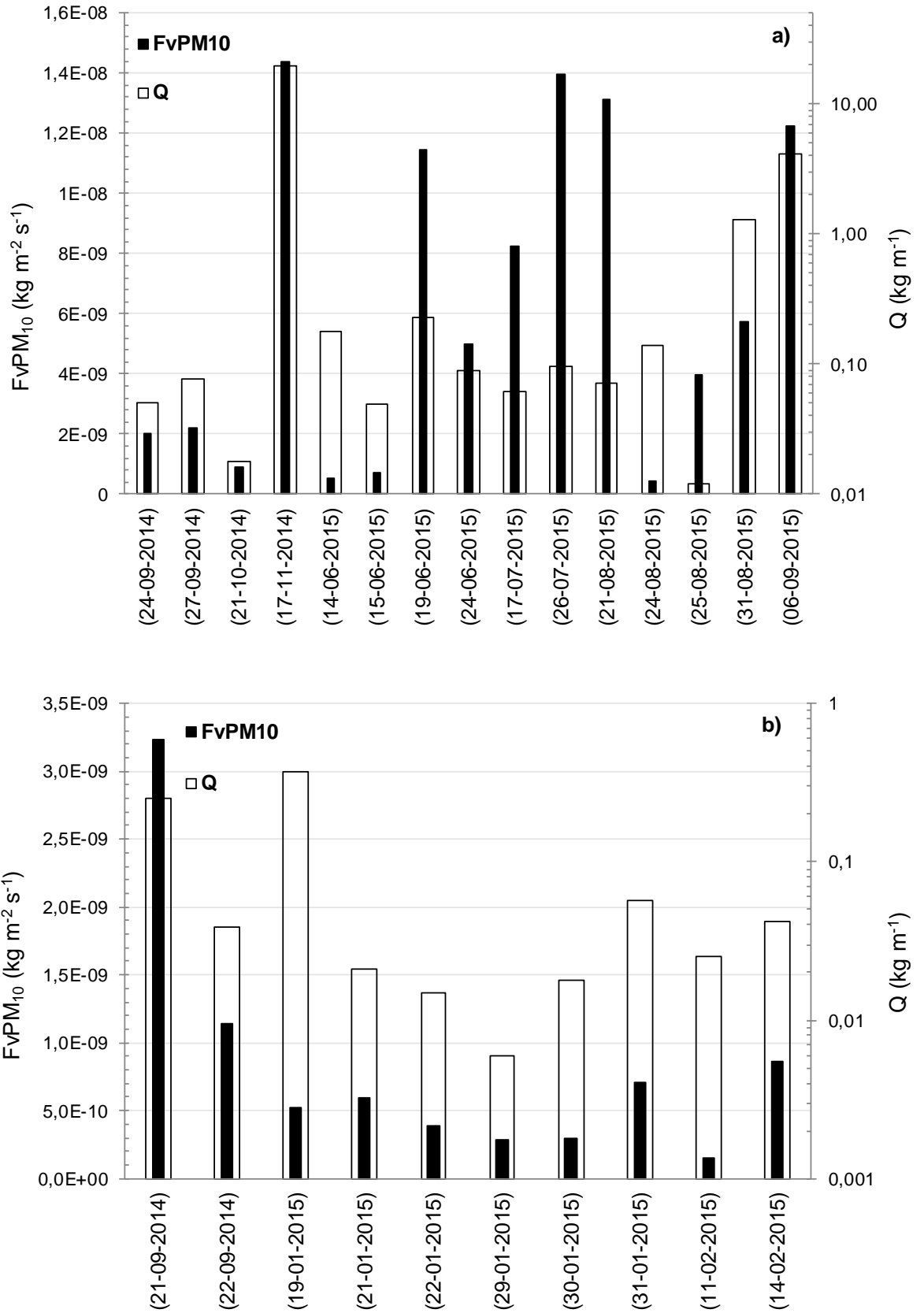


Figura 39. Transporte de masa horizontal (Q) y flujo vertical de emisión de PM<sub>10</sub> (F<sub>v</sub>PM<sub>10</sub>) medidos en distintas fechas en el suelo a) franco (S6) y b) arenoso franco (S4).

En la Figura 40 se muestra la eficiencia de saltación ( $F_V PM_{10}/Q$ ) de las distintas tormentas en ambos suelos. Las eficiencias fueron mayores en S6, en general en tormentas de intensidad media-alta. La eficiencia media para S6 fue de  $7,0E-08 \text{ m s}^{-1}$  y  $2,0E-08 \text{ m s}^{-1}$  para S4. Esta relación muestra la capacidad que tiene cada suelo para emitir polvo ( $PM_{10}$ ) durante el proceso de saltación, siendo afectada tanto por las características de la fracción de saltación como por las magnitudes de los procesos. Estos resultados apoyan la hipótesis 2 corroborada en el apartado anterior (3.2.2.), donde se planteó que suelos más finos y agregados presentan una mayor eficiencia de saltación que suelos de textura más gruesa.

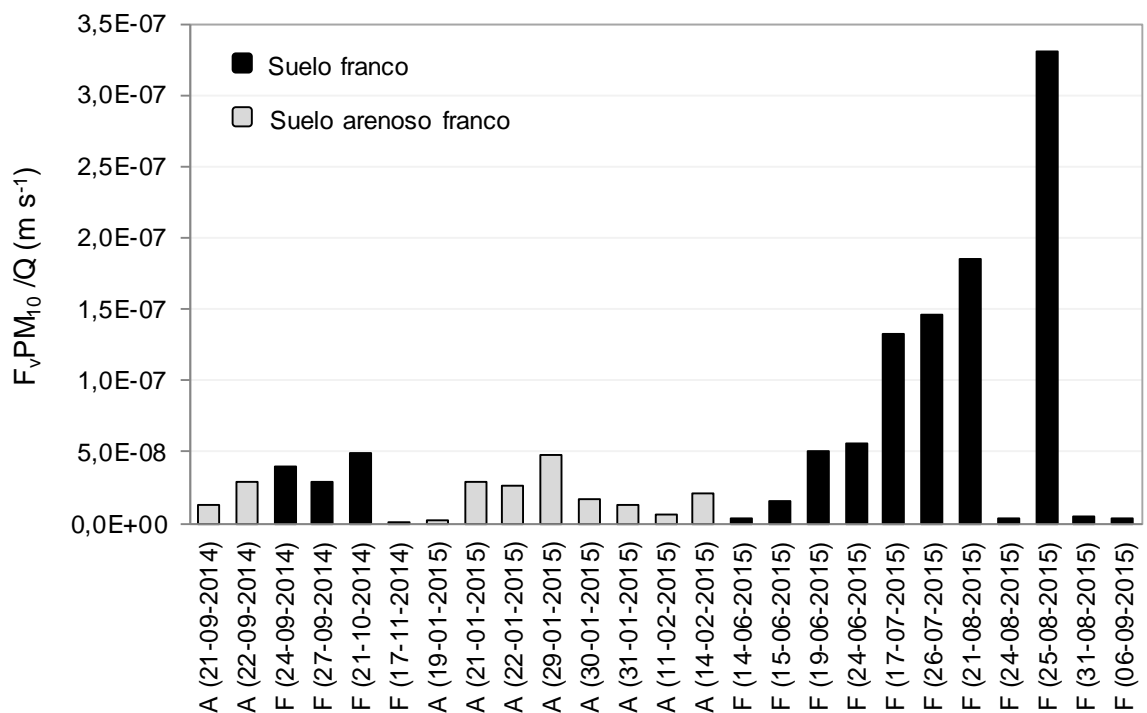


Figura 40. Eficiencia de saltación ( $F_V PM_{10} / Q$ ) para cada tormenta en el suelo franco (F) y arenoso franco (A).

Se observa que las mayores eficiencias se alcanzaron en los meses de invierno, donde la magnitud del proceso de emisión parece haber superado a la del proceso de erosión o transporte de material por saltación. Por lo cual, estos resultados indican que la eficiencia de saltación además de cambiar en función del tipo de suelo también lo hace en función de las condiciones meteorológicas y edáficas imperantes en el momento en el que se produce el evento erosivo. Panebianco et al. (2016) encontraron que tanto la eficiencia de saltación como la distribución vertical de  $PM_{10}$  cambian entre eventos erosivos sucesivos, incluso sobre la misma superficie. En el presente estudio se observan que los valores de eficiencia varían tanto entre como dentro del mismo suelo, debido a las condiciones en las que se encontraba la superficie del suelo y a las distintas velocidades de fricción del viento (Houser y Nickling, 2001). Estos resultados apoyan los encontrados por Panebianco et al. (2016) y disienten con los resultados de Gillette et al. (1997a), quienes consideran que la eficiencia de saltación permanece relativamente constante para superficies similares. Sin embargo, la tendencia general marca que el suelo franco tuvo mayores eficiencias que el suelo arenoso.

Por otro lado, factores edáficos, como la presencia de costras superficiales y cobertura de malezas, determinaron en gran medida las diferencias entre los procesos de emisión y las eficiencias entre y dentro de cada suelo. En general, la humedad superficial del suelo fue baja, con valores que oscilaron entre 1 y 5%, a excepción de algunos de los casos en los que alcanzó valores que superaron el 7%. Por otro lado, se controló el encostramiento del suelo por medio de labranzas periódicas. Sin embargo, en algunos de los eventos, y en particular luego de

producirse precipitaciones, se detectó la formación de costras débiles superficiales, en particular en el suelo de textura franca (Figura 41).



Figura 41. Formación de pluma de polvo en el suelo de textura franca (17/11/2014).

En S6 se observó que cuando la superficie estuvo encostrada (Figura 42b), a causa de lluvias ocurridas en días anteriores, las eficiencias fueron relativamente altas en comparación a tormentas ocurridas en condiciones de superficie de suelo suelto. Por ejemplo, en las tormentas de los días 17/11/2014, 17/07/2015, 26/07/2015, 21/08/2015 y 25/08/2015, la superficie del suelo se encontraba encostrada y se observaron altos valores relativos de emisión de  $PM_{10}$  y eficiencias.



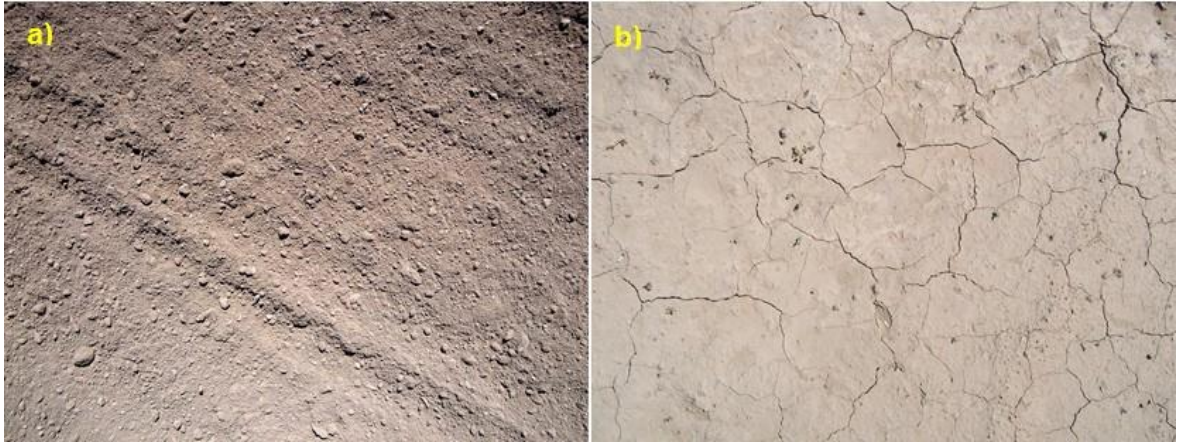


Figura 42. Vista del estado de la superficie del suelo franco: a) recién arado (sin costra) y b) encostrado.

Por el contrario, cuando la superficie estuvo recién arada (Figura 42a) las emisiones y eficiencias fueron menores, inclusive en condiciones distintas: con terrones de gran tamaño (24/09/2014, 27/09/2014) o en estado suelto pulverulento (31/08/2015, 21/10/2014). Según varios autores (Gillette et al., 1974; Shao et al., 1993; Loosmore y Hunt, 2000) la elevación aerodinámica directa de polvo desde la superficie, con baja presencia de partículas saltadoras, es una fuente de aerosoles de polvo de menor importancia que la emisión por efecto inducido por el impacto e interacción de los agregados del suelo, requiriendo velocidades de viento muy altas para poder producirse. Sin embargo, en éste suelo se observó que cuando hubo formación de costras en la superficie la emisión de  $PM_{10}$  fue relativamente mayor, indicando que el proceso de emisión directa fue importante durante tormentas en las que las velocidades máximas del viento fueron altas (velocidades máximas alcanzaron los  $17 \text{ m s}^{-1}$ ). Resultados similares informaron Kjelgaard et al. (2004b) sobre un suelo franco limoso, donde encontraron que durante la ocurrencia de tormentas de alta velocidad de viento el levantamiento de polvo directo desde la superficie fue el principal proceso de

emisión. En el presente estudio, las tormentas en las que se observó encostramiento y altas emisiones ocurrieron a velocidades medias de viento entre 7,5 y 10 m s<sup>-1</sup> y velocidades máximas de 15 y 17 m s<sup>-1</sup>.



Figura 43. Vista del estado de la superficie del suelo arenoso franco: a) recién arado (sin costra) y b) encostrado.

En el suelo arenoso, en las tormentas en las que la superficie del suelo estuvo encostrada (Figura 43b) las emisiones fueron bajas. Los mayores valores de erosión se observaron en las tormentas en las cuales el suelo estuvo suelto (Figura 43a), sin la presencia de costras. Estos resultados indican que en el suelo arenoso la formación de costras débiles ejerció un efecto protector, limitando el proceso de saltación y por lo tanto la emisión de PM<sub>10</sub>. La presencia de saltadores provocó los mayores valores de erosión y emisión, indicando que en éste suelo las emisiones de polvo están estrictamente condicionadas por el desarrollo del proceso de saltación.

### 3.3. RESULTADOS PARA VALIDAR LA HIPÓTESIS 4

Como se discutió en capítulos anteriores, las partículas movilizadas por saltación ejercen una cierta energía cinética de impacto sobre la superficie del suelo y consecuentemente liberación y emisión de  $PM_{10}$ . Debido a que la composición de la fracción movilizada por saltación varía según la textura del suelo, el incremento de la cantidad de  $PM_{10}$  emitido en función de la distancia recorrida por las partículas en saltación variará en función de la cantidad de energía transferida sobre la superficie del suelo. Pero ¿cómo será el incremento de la emisión de  $PM_{10}$  en suelos con una fracción de saltación de distinta composición?, ¿mayores incrementos iniciales de las emisiones de  $PM_{10}$  producirán mayores emisiones totales?

Se infiere que en suelos de texturas finas el material transportado por saltación estaría compuesto mayoritariamente por agregados, a diferencia de suelos arenosos en los cuales la mayor proporción de material de saltación serían partículas sólidas de arena. Durante la movilización de los agregados, se produciría una destrucción gradual de los mismos con la distancia y, en consecuencia, altas emisiones de  $PM_{10}$  por la liberación de partículas finas en el proceso del rompimiento de los agregados.

Por otro lado, la comprensión de los procesos de saltación y emisión desde los suelos debe abordarse desde un enfoque sistémico en el que se incluyan las interacciones entre factores edáficos y climáticos/meteorológicos. Factores edáficos como textura, agregación, composición del material movilizado por saltación y condiciones superficiales, en interacción con las condiciones meteorológicas imperantes en el momento de producirse el evento erosivo, deben analizarse de forma conjunta para entender la dinámica de los procesos de

erosión y emisión de  $PM_{10}$ . Hasta la actualidad se han realizado escasas investigaciones en condiciones reales (de campo) donde los flujos de saltación y emisión de partículas finas se analicen tomando en consideración tanto factores edáficos como meteorológicos. La mayoría de los trabajos han abordado el tema desde el estudio aislado del efecto de dichos factores sobre los procesos. Por otro lado, se sabe que las distintas variables meteorológicas actúan de forma diferencial sobre los procesos de erosión y emisión (Clausnitzer y Singer, 2000; Stovern et al., 2015). Sin embargo, un aspecto que no se ha tenido en cuenta es cómo actúan dichos factores en suelos de distintas características. De aquí surge el interrogante de ¿cómo afectan las variables meteorológicas al proceso de emisión de  $PM_{10}$  en suelos texturalmente distintos?

*Hipótesis 4a: El incremento de la cantidad de  $PM_{10}$  emitido en función de la distancia recorrida por el viento es mayor, pero la emisión total es menor, en un suelo de textura gruesa que en uno de textura fina.*

*Hipótesis 4b: La proporción de agregados en la fracción de saltación de suelos texturalmente finos disminuye, en función de la distancia recorrida por el material erosionado, en mayor medida que en suelos de textura gruesa, debido a la mayor destrucción relativa de agregados durante el transporte.*

*Hipótesis 4c: Los factores meteorológicos actúan sobre el proceso de emisión de  $PM_{10}$  de forma diferencial en función de las características texturales de los suelos.*

### **3.3.1. Emisión de $PM_{10}$ ( $F_V PM_{10}$ ) en función de la distancia**

Para poder determinar el incremento de la cantidad de  $PM_{10}$  emitido en función de la distancia recorrida se seleccionaron dos suelos de texturas contrastantes en los que se midieron, en parcelas en el campo, los procesos de

saltación y emisión de distintos eventos erosivos. Se analizó la relación del incremento de la cantidad de material transportado por saltación en los 50 m iniciales, y las concentraciones de  $PM_{10}$  al inicio y final de la parcela.

En la Figura 44 se observa, a partir de la pendiente de la recta que relaciona la proporción de material transportado por saltación y la distancia recorrida, que el incremento inicial (50 m iniciales) de la proporción de material transportado por el viento (en promedio para todas las tormentas) es mayor en el suelo arenoso (S4) que en el suelo franco (S6), lo cual implicaría una mayor emisión de  $PM_{10}$  desde el suelo arenoso cuando comienza a moverse el material por saltación. Un rápido incremento del flujo de partículas movilizadas por saltación se produce en el suelo arenoso debido, en parte, a la mayor erodabilidad y susceptibilidad de la superficie a ser erosionada (>FE). Además, las partículas que componen la fracción movilizada por saltación poseen una alta energía cinética de impacto, en comparación al suelo de textura fina (Tabla 6), lo que produciría un aumento del flujo de partículas movilizadas por saltación en una menor distancia y, por consiguiente, un rápido incremento de las emisiones absolutas de  $PM_{10}$  (Shao et al., 1993; Gillette et al., 1997a, 1997b).

Por otro lado, en el suelo franco, con una alta proporción de agregados movilizados por saltación (Figura 29 y 30), se produce un incremento gradual del flujo de masa con la distancia. La energía de impacto producida por los agregados movilizados por saltación en este suelo es menor que la producida por las partículas sólidas minerales que componen predominantemente la fracción de saltación del suelo arenoso, por lo que el flujo de saltación en los metros iniciales de la parcela es menor. Además, los altos contenidos de fracciones finas del suelo (arcillas y limos finos) y MO, los cuales conllevan a una alta agregación, le

otorgan a la superficie una menor susceptibilidad a ser erodada (<FE y >EES) (Mirzamostafa et al., 1998).

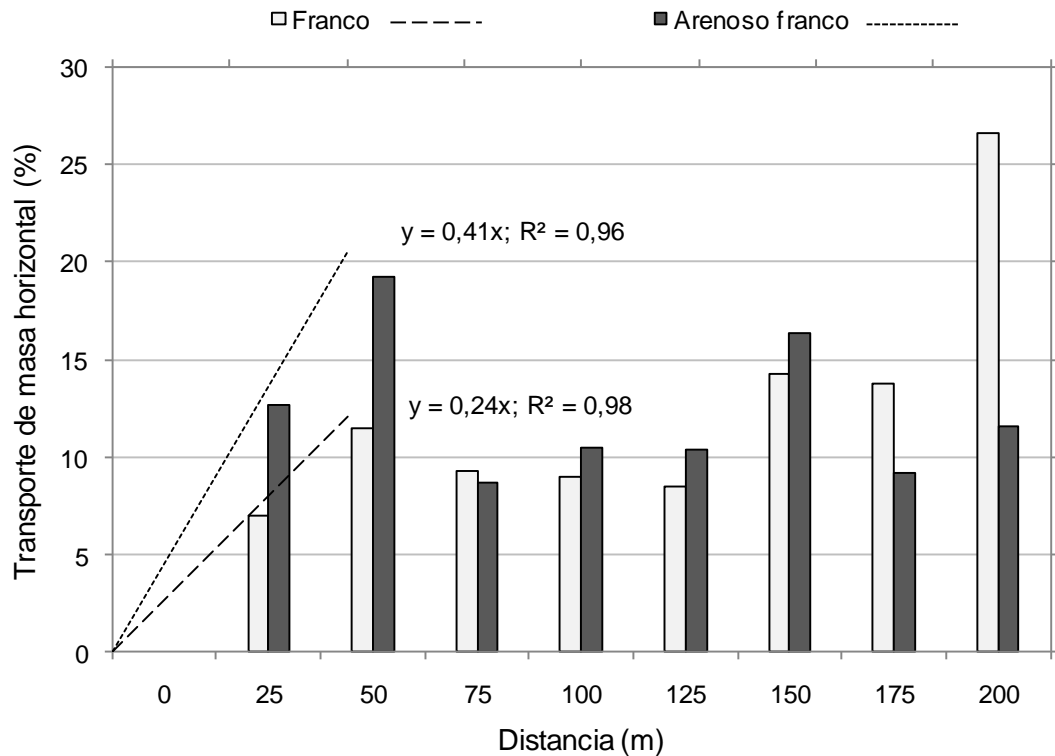


Figura 44. Proporción de material transportado por el viento en función de la distancia, en el suelo franco y arenoso franco.

Sin embargo, en el suelo franco la proporción de material transportado, en promedio para todas las tormentas, aumentó en función de la distancia total recorrida por el viento (200m). Esto indicaría que en este suelo la distancia de estabilización o saturación de Q ocurre luego de los 200 m, como sugieren algunos autores (Gillette et al., 1996; Fryrear et al., 1998). Gillette et al., (1997b) encontraron, en un suelo de textura franca, que el estado de equilibrio de las partículas movilizadas por saltación se alcanzó cerca de los 650m desde el punto de inicio, decreciendo la fracción de partículas movilizadas por saltación del flujo

de masa total. Además, estos autores encontraron que hubo un flujo de entrada de partículas en suspensión hasta los 1500 m, resaltando la importancia de la relación entre el material movilizado por saltación y la emisión de partículas finas desde dicho material. En el suelo arenoso la tendencia no indica un aumento de la proporción del material transportado por saltación en función de la distancia (200m), indicando que en suelos de textura gruesa la saturación y estabilización del flujo de masa ocurriría antes. Esto conllevaría a una disminución de la emisión de  $PM_{10}$  con la distancia, en comparación al suelo de textura fina.

La Figura 45 muestra la relación entre la concentración de  $PM_{10}$  a distintas alturas (al inicio y final de la parcela) y la proporción de material transportado por saltación (en promedio para todas las tormentas) en función de la distancia recorrida, para los distintos suelos. En general, en el suelo franco existe un incremento marcado de las concentraciones de  $PM_{10}$  con la distancia, en concordancia con el aumento de proporción de material movilizado por saltación. Por el contrario, en el suelo arenoso aunque el incremento inicial del material movilizado por saltación es mayor (Figura 44), las concentraciones finales de  $PM_{10}$  a las distintas alturas son menores.

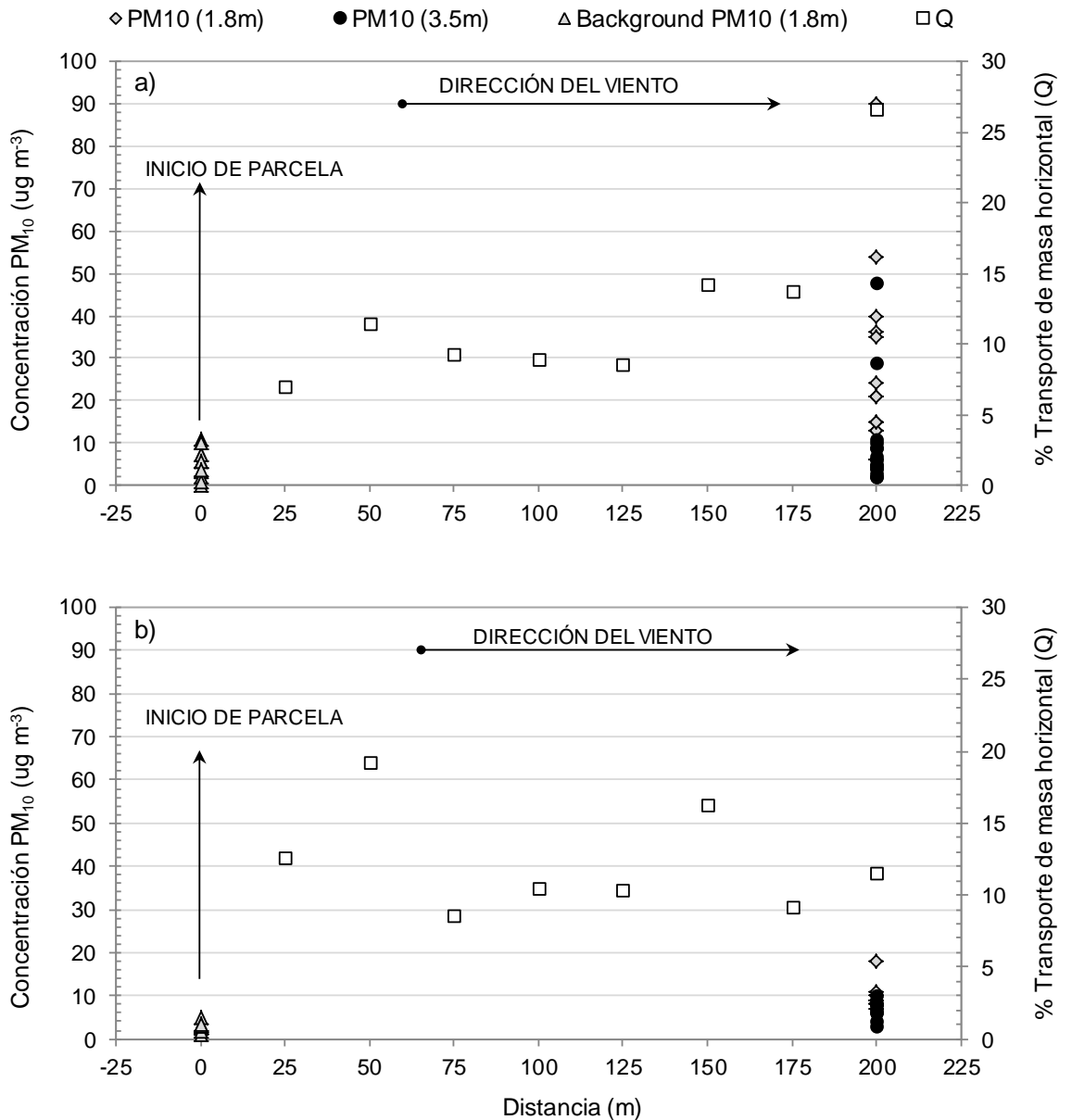


Figura 45. Concentración de PM<sub>10</sub> a distintas alturas, al inicio (*background*) y final de la parcela, y proporción de material movilizado por saltación, en función de la distancia. a) suelo franco, b) suelo arenoso franco.

En concordancia con la hipótesis planteada (Hipótesis 4a), los resultados indican que el incremento inicial del material transportado por saltación en función de la distancia, y consecuente emisión de PM<sub>10</sub>, se produce, en mayor medida, en el suelo arenoso debido a factores edáficos intrínsecos del mismo como la textura, densidad de partículas y erosionabilidad. Sin embargo, ese incremento



del transporte inicial se estabiliza a una corta distancia, con lo cual la emisión de polvo se vería restringida. Por el contrario, en el suelo franco aunque el transporte de material por saltación se incrementa gradualmente con la distancia, resultando menor el incremento inicial comparado al suelo arenoso, la emisión de polvo es mayor debido a la interacción entre el material transportado y la superficie del suelo, provocando la destrucción de los agregados con la distancia recorrida y la consecuente liberación de  $PM_{10}$ .

En el suelo arenoso, al producirse un incremento mayor del material transportado a una menor distancia, el incremento de la emisión de  $PM_{10}$  podría ser mayor respecto al suelo franco. Sin embargo, debido a que se produce una estabilización del transporte de masa a una corta distancia, la emisión total de  $PM_{10}$  es menor. En el suelo franco, el incremento gradual del transporte de masa produce un aumento de las emisiones de  $PM_{10}$  a mayor distancia, por consiguiente las emisiones absolutas son mayores.

### **3.3.2. Composición del material movilizado por saltación en función de la distancia**

La Figura 46 muestra los contenidos relativos de arcilla y limo fino (fracciones entre 0 y 31  $\mu m$ , obtenidos a partir de la proporción de variación entre los tratamientos con y sin dispersión de las muestras colectadas a distintas distancias) en el material recolectado en función de la distancia en la dirección predominante del viento en ambos suelos (arenoso franco –S4- y franco –S6-). Estos contenidos permiten deducir el estado de agregación del material transportado con la distancia y, por lo tanto, la proporción relativa de agregados movilizados.

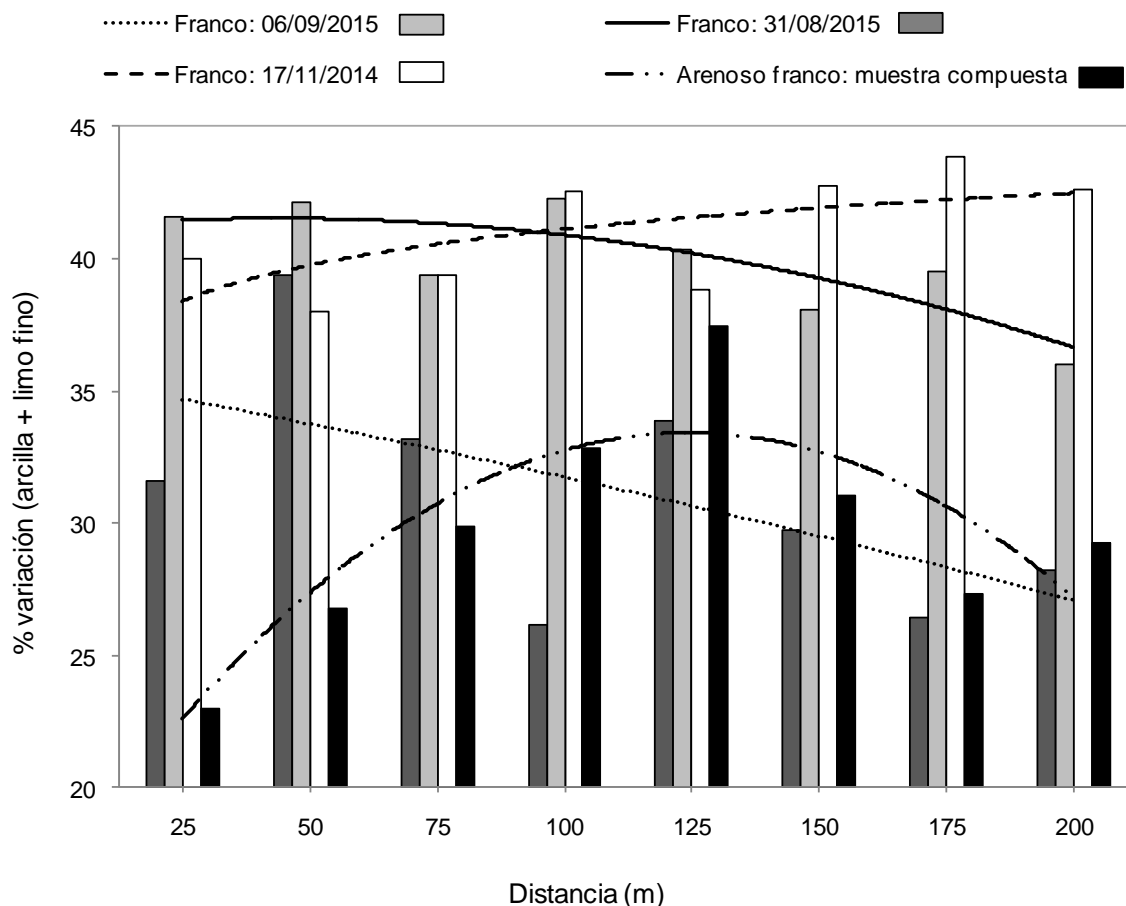


Figura 46. Contenidos relativos de arcilla y limo fino (obtenidos a partir del % de variación de estas fracciones en los tratamientos con y sin dispersión de las muestras) en el material recolectado a diferentes distancias en función de la dirección predominante del viento. Se presentan tres tormentas en el suelo franco y una muestra compuesta del suelo arenoso franco.

Para poder realizar éste análisis se seleccionaron tres tormentas de gran magnitud (alto transporte de masa horizontal y emisión de  $PM_{10}$ ) del suelo franco, en las que se recolectó material suficiente por punto de muestreo como para poder realizar los análisis de distribución granulométrica por medio del contador laser de partículas con tratamientos con y sin dispersión. En el suelo arenoso se

seleccionaron las tormentas en las que se produjo un mayor transporte de masa y se constituyó una muestra compuesta ya que, al no haberse recolectado material de saltación suficiente por tormenta individual, no se pudo realizar un análisis diferenciado por tormenta.

En dos de las tormentas del suelo franco (31/08/2015 y 06/09/2015) se observó una marcada disminución del % de variación de las fracciones finas (arcilla y limo fino) con la distancia, indicando que el estado de agregación del material movilizado y la proporción de agregados fue disminuyendo con la distancia. En la tormenta del 17/11/2014 aunque no se observó similar tendencia, no hubo cambios marcados en los % de variación y por lo tanto de la agregación en función de la distancia, sí presentó una alta variación en el material recolectado en todos los puntos, indicando una alta presencia de agregados en el material movilizado por saltación en todas las distancias. Esta última tormenta, a diferencia de las dos anteriores en las cuales el suelo estuvo recién arado y en estado suelto, se produjo con el suelo encostrado por efecto de la lluvia.

En el suelo arenoso se observó un aumento en el % de variación de las fracciones arcilla y limo fino con la distancia recorrida, hasta aproximadamente los 125 m para luego disminuir hasta los 200 m, indicando que hubo un aumento progresivo de la cantidad de agregados transportados hasta una distancia en la cual comenzó a disminuir, debido quizá al efecto del choque de dichos agregados con la superficie del suelo y otras partículas y, por consiguiente, la destrucción de los mismos. Sin embargo, este bajo % de variación de las fracciones finas (arcilla y limo fino) en la composición del material transportado en los primeros metros estaría indicando que dicho material estuvo compuesto principalmente por

partículas sólidas tamaño arena y en menor medida por agregados, en comparación al suelo de textura franca.

La Figura 47 muestra la relación entre el transporte de masa horizontal y la agregación del material transportado en función de la distancia. En el suelo franco se produjo un aumento en el transporte de masa horizontal en función de la distancia. Paralelamente, disminuyó la proporción de agregados movilizados, lo cual se puede observar a partir de la menor agregación del material de saltación transportado con la distancia (Figura 47a). Esto indica que se produciría una destrucción progresiva de los agregados a medida que aumenta la distancia recorrida por el material. Un cambio gradual se produce en la distribución del tamaño de partículas transportadas, aumentando la proporción de partículas finas a medida que aumenta la distancia. Por consiguiente, se produce la liberación de las fracciones finas desde los agregados que comenzaron a moverse y en consecuencia una mayor emisión  $PM_{10}$ . Mendez et al. (2015) encontraron, sobre un Haplustol Entico, que las emisiones de  $PM_{10}$  disminuyen con el aumento del tamaño de los agregados. La fracción de los agregados tamaño  $<0,42$  mm presentaron alta emisión potencial, representando más del 50% de las emisiones totales de suelo y más del 90% de las emisiones de la fracción erosionable. En el presente estudio, la mayor proporción de material transportado a las distintas alturas en el suelo fino estuvo compuesto por partículas y agregados  $<2$  mm, con lo cual la contribución de dicha fracción a la emisión de polvo a partir del rompimiento de los agregados fue relativamente elevada.

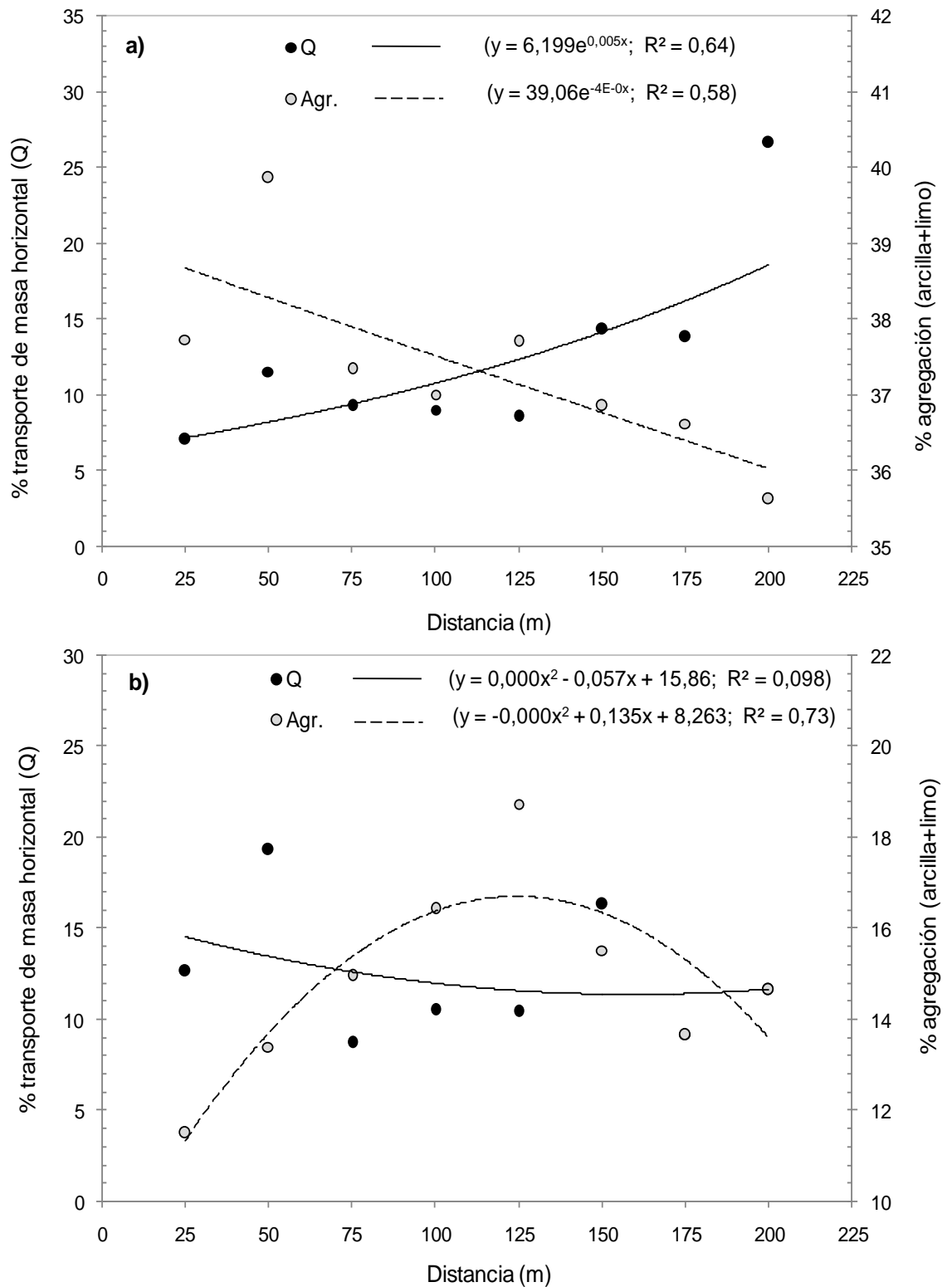


Figura 47. Proporción del transporte de partículas movilizadas por saltación y agregación (expresada como % de variación de las fracciones arcilla y limo fino entre los tratamientos con y sin dispersión) en función de la distancia a favor del viento: a) suelo franco; b) suelo arenoso franco.

En el suelo arenoso (Figura 47b) el transporte de material en saltación aumentó en una corta distancia para luego estabilizarse. Aunque la proporción del transporte de agregados aumenta con la distancia, hasta aproximadamente los 125m, no se produce un efecto de rompimiento gradual de los mismos como sí ocurre en el suelo fino. En consecuencia, las emisiones de PM<sub>10</sub> fueron menores ya que la liberación de polvo desde los agregados estuvo limitada (Figura 39).

Si se tiene en cuenta que la parte superficial del suelo arenoso estuvo compuesta en casi un 60% por partículas y/o agregados <0,84 mm (Figura 8), y considerando los bajos valores de emisión de PM<sub>10</sub> en comparación al suelo de textura fina (Figura 39), los resultados indican que en suelos de textura gruesa la movilización y el transporte de agregados sería baja, limitando la emisión de polvo. Por el contrario, el suelo fino presentó una muy baja fracción erosionable (FE= 21,2%), constituida por agregados <0,84 mm (Tabla 4), de los cuales el 75% fueron agregados y/o partículas <0,42 mm (Figura 8).

Los resultados permiten confirmar la hipótesis 4b, en la que se plantea que la proporción de agregados en la fracción movilizada por saltación disminuye, en función de la distancia recorrida, en mayor medida en un suelo texturalmente fino que en uno de textura gruesa. Esta menor proporción de agregados movilizadas en función de la distancia podría atribuirse al efecto de la destrucción progresiva de los mismos por el choque con otros agregados y partículas y con la superficie del suelo. Como consecuencia de dicho proceso se produce la liberación de partículas finas de los mismos provocando altas concentraciones y emisiones de PM<sub>10</sub> (Figura 39 y 45).

### 3.3.3. Factores meteorológicos y emisión de PM<sub>10</sub>

Por medio de mediciones de campo, se analizó, en dos suelos de texturas contrastantes: S4 de textura arenosa y S6 de franca, el efecto de diferentes variables meteorológicas sobre la emisión de PM<sub>10</sub>.

En la Figura 48 se muestran las relaciones entre cada una de las variables meteorológicas y la emisión de PM<sub>10</sub> ( $F_V PM_{10}$ ) en el suelo franco (S6). En general, para todas las variables se encontró que, a partir de cierto valor “umbral”, se produce un incremento marcado de  $F_V PM_{10}$ .

Las emisiones de PM<sub>10</sub> aumentaron significativamente con valores de humedad relativa del aire (Hr) menor al 20%, llegando la emisión a un valor de  $2,11E-02 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  a Hr de 12,5% (Figura 48a).

Cuando la temperatura del aire (Ta) superó los 30 °C (Figura 48b) las emisiones de PM<sub>10</sub> aumentaron abruptamente. A temperaturas <30 °C el efecto de la temperatura no se manifestó claramente.

A velocidades altas de viento (Figuras 48c y 48d) las emisiones de PM<sub>10</sub> fueron mayores que a velocidades medias y bajas. A partir de los  $8 \text{ m s}^{-1}$  la emisión de PM<sub>10</sub> desde el suelo se hizo más pronunciada. de Oro y Buschiazzo (2009) encontraron, en suelos similares a los aquí estudiados, que la velocidad umbral media del viento (velocidad por encima de la cual ocurre erosión en un suelo desnudo) oscila entre  $6 \text{ y } 8 \text{ m s}^{-1}$ , según la estación del año.

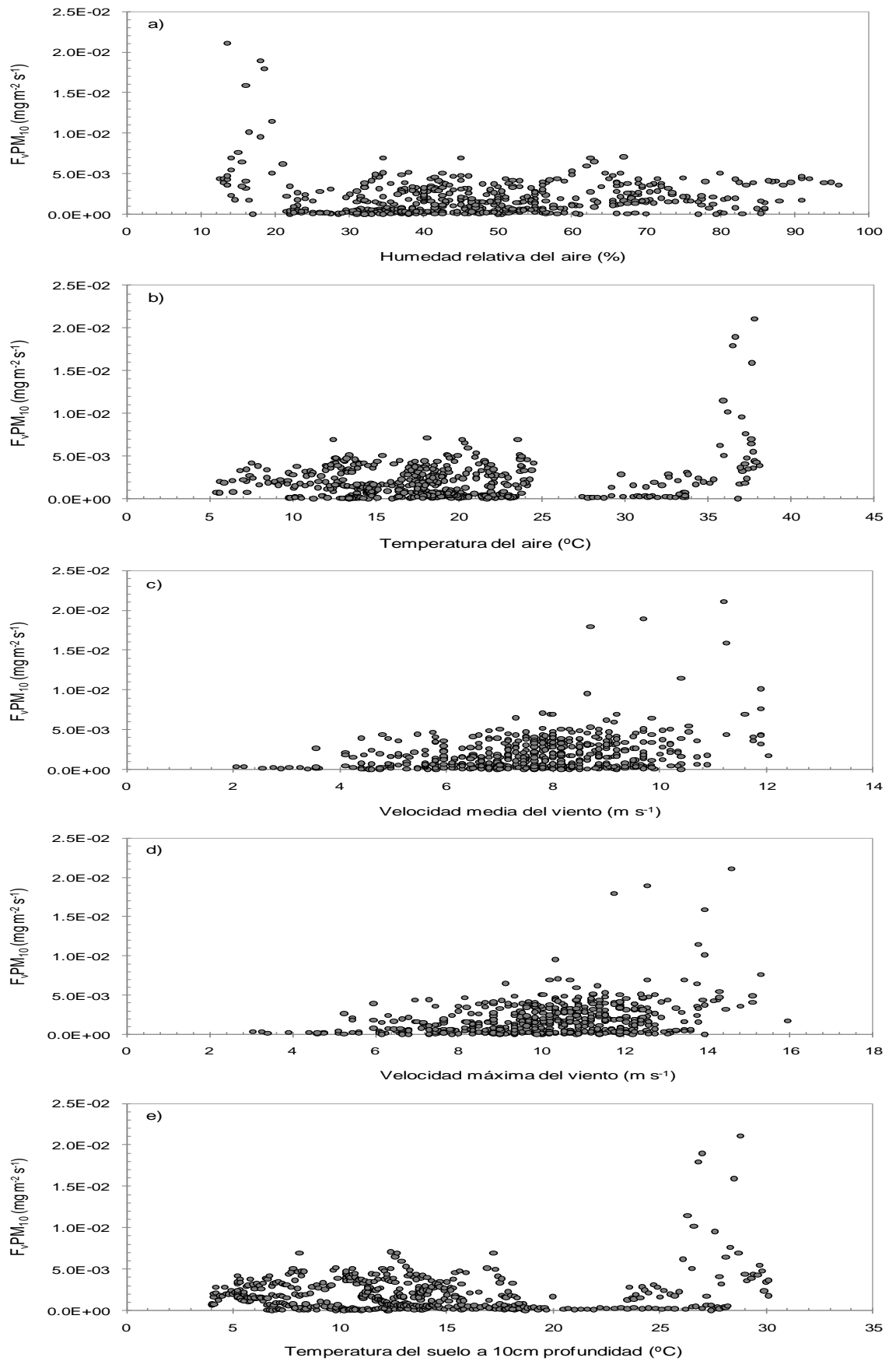


Figura 48.  $F_VPM_{10}$  ( $mg\ m^{-2}\ s^{-1}$ ) en función de distintas variables meteorológicas, suelo franco.



En la Figura 48e se observa la relación entre la temperatura del suelo ( $T_s$ ) y la emisión de  $PM_{10}$ . A partir de los 25 °C se manifiesta un marcado aumento de la emisión. Mayores  $T_s$  producen mayor evaporación del agua del suelo. De esta forma, se reduce la cohesión entre las partículas del suelo (Fécan et al., 1999), facilitando la liberación de polvo durante el proceso erosivo.

En la Figura 49 se observa que las relaciones individuales entre la emisión de  $PM_{10}$  y las distintas variables meteorológicas, para el suelo arenoso (S4), no fueron claras. La amplitud de los valores que tomaron las distintas variables meteorológicas fue más estrecha que la obtenida para el suelo de textura franca, debido a que en este caso sólo fue posible medir erosión durante algunos eventos erosivos y no durante casi todas las estaciones del año como en el suelo franco. Sin embargo, se encontraron tendencias en las relaciones para algunas de las variables meteorológicas con las emisiones de  $PM_{10}$ .

En la Figura 49a se observa que desde Hr de 80% hasta 40% se produce un aumento de las emisiones de  $PM_{10}$ , y que la relación no es marcada a Hr menores a 40%. Factores edáficos que condicionaron el estado de la superficie del suelo, como los contenidos de humedad y encostramiento de la parte superficial, grado de cobertura del suelo, y factores meteorológicos, como baja velocidad del viento, pueden haber impedido que se registren altas emisiones de  $PM_{10}$  a bajos valores de humedad del aire.

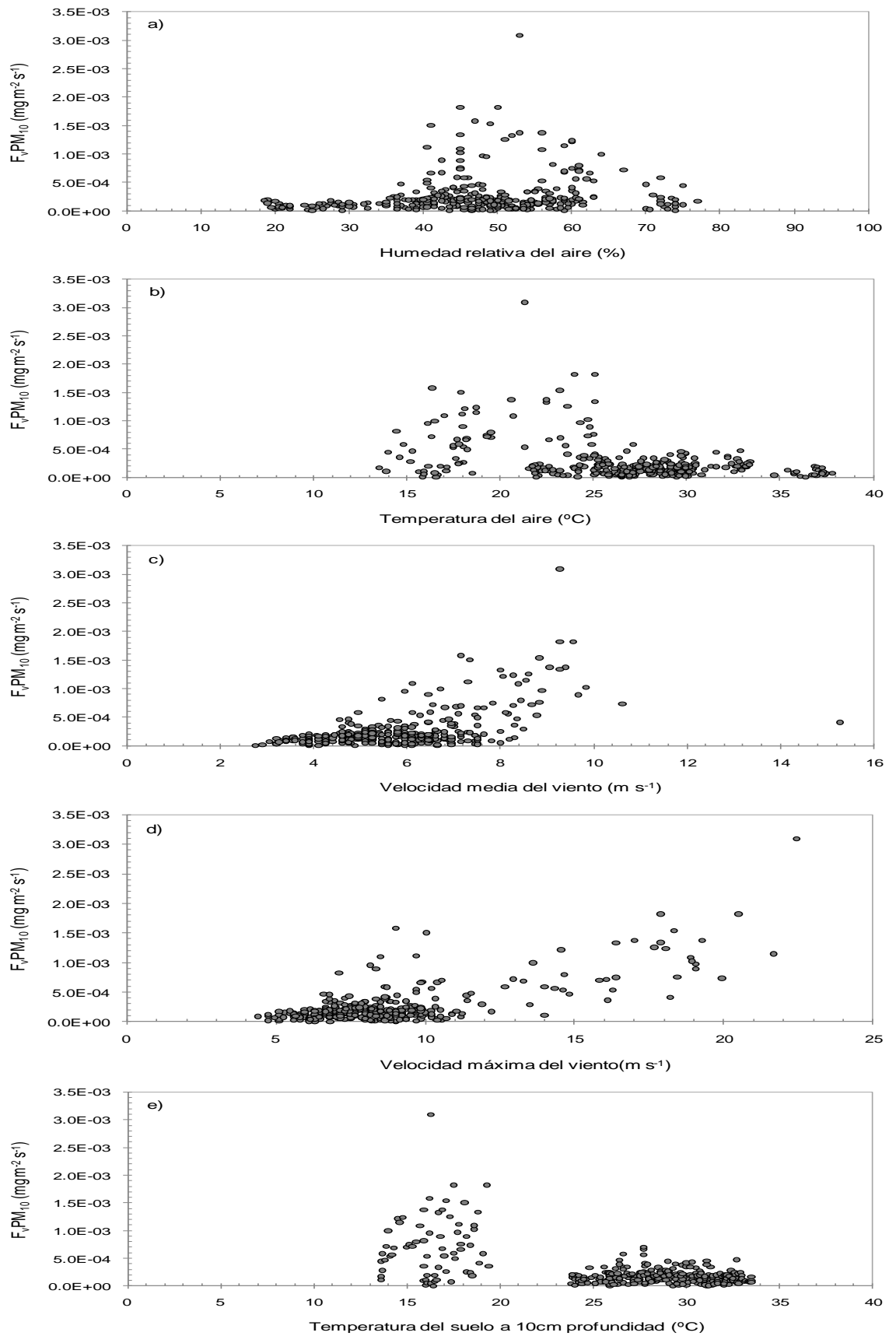


Figura 49.  $F_vPM_{10}$  ( $mg\ m^{-2}\ s^{-1}$ ) en función de distintas variables meteorológicas, suelo arenoso franco.

En la Figura 49b se observa que entre los 10 y 25 °C de temperatura del aire ( $T_a$ ) las emisiones de  $PM_{10}$  tienden a aumentar. Sin embargo, a partir de los 25 °C los valores de emisión de  $PM_{10}$  registrados fueron bajos ( $F_V PM_{10} < 5,0E-04 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ). Como se describió en el apartado anterior, el suelo arenoso presentó la formación de costras superficiales débiles que dificultaron el desarrollo del proceso de saltación y, consecuentemente, de emisión de  $PM_{10}$ . El gradiente inverso entre  $T_a$  y la emisión de  $PM_{10}$  entre los 25 y 38 °C se debió a que en las tormentas en las que hubo una baja  $T_a$  el suelo estuvo recientemente arado, en estado suelto. Esto posibilitó, con altas velocidades de viento, el desarrollo del proceso de saltación y emisión de  $PM_{10}$ . Por el contrario, aunque en varias tormentas se registraron altas  $T_a$  y bajas  $H_r$ , la emisión de  $PM_{10}$  fue baja debido al bajo flujo de partículas movilizadas por saltación, limitado por la presencia de costras y/o cobertura vegetal.

En la Figura 49c y 49d se muestran las relaciones entre  $V_m$  y  $R_v$  con la emisión de  $PM_{10}$ . Se encontró una tendencia creciente de los valores de  $F_V PM_{10}$  con el aumento de  $V_m$  y  $R_v$ . Como se observó en el suelo de textura franca, a partir de los  $8 \text{ m s}^{-1}$  de velocidad media del viento ( $V_m$ ) aumentan marcadamente las emisiones de  $PM_{10}$ . Lo mismo ocurre con  $R_v$ , donde se manifiesta una tendencia más marcada.

No se observó una tendencia clara en la relación entre  $T_s$  y emisión de  $PM_{10}$  (Figura 49e). Se conformaron dos grupos de datos en los que se observa que, en el grupo de la izquierda (bajos valores de  $T_s$ ), hubo una tendencia de aumento de la emisión de  $PM_{10}$  con el incremento de  $T_s$ . A mayores valores de  $T_s$  ( $T_s > 20 \text{ °C}$ ) la tendencia no se mantiene.

Como se mencionó anteriormente, la formación de costras y el grado de cobertura vegetal fue determinante en el proceso de emisión de  $PM_{10}$ . Las primeras tormentas muestreadas para S4 ocurrieron en el mes de septiembre, con bajos registros para  $T_a$  y  $T_s$  pero en condiciones de suelo suelto (suelo arado). Esto produjo altas emisiones de  $PM_{10}$ . Por el contrario, durante las tormentas muestreadas en los meses de enero-febrero, el suelo permaneció encostrado (producto de la ocurrencia de precipitaciones previas, principalmente durante el mes de diciembre), y existió un mayor grado de cobertura vegetal.

En el suelo arenoso (S4) no se pudo cubrir el mismo rango de valores de las distintas variables meteorológicas registrados en el suelo de textura franca (S6). Por lo tanto, no se pudo calcular  $F_V PM_{10}$  bajo ciertas condiciones meteorológicas. Sin embargo, en función de las tendencias observadas en el suelo franco, donde se pudo calcular  $F_V PM_{10}$  en distintas condiciones de suelo y clima, los resultados indican que a valores bajos de  $H_r$  (0-20%) en el suelo arenoso se producirían altas emisiones de  $PM_{10}$ . Por el contrario, para bajos valores de temperatura del aire ( $T_a$ ) (0-15 °C) las emisiones podrían ser muy bajas.

Se realizaron análisis de regresión múltiple con el objetivo de determinar cuál o cuáles de las variables meteorológicas fueron las que condicionaron de forma más significativa  $F_V PM_{10}$  para ambos suelos por separado. Se probaron modelos de  $F_V PM_{10}$  en función de la combinación de las variables meteorológicas medidas, que permitieran estimar  $F_V PM_{10}$ .

Para S6, en el primer análisis exploratorio, se encontró que la correlación entre las variables  $V_m - F_V PM_{10}$  y  $T_s - F_V PM_{10}$  tuvieron un  $p > 0,01$ , no siendo estas correlaciones significativas. Por lo cual se realizó un nuevo análisis con las

variables Hr, Ta y Rv como predictivas de  $F_VPM_{10}$ . En primer lugar se corrigió una aparente falta de homocedasticidad transformando con raíz cuadrada la variable  $F_VPM_{10}$  y se realizó el análisis de regresión. En este caso la regresión fue altamente significativa ( $p < 0,001$ ), y el modelo propuesto logró explicar un 32% de la variabilidad ( $R^2$  ajustado).

Se realizó el análisis de correlación individual entre la variable dependiente ( $F_VPM_{10}$  transformada) y las distintas variables regresoras (Hr, Ta, Rv). Para todas las relaciones se encontró un alto grado de asociación ( $p < 0,001$ ; n: 516), encontrándose una asociación positiva para las variables Rv y Ta, y una asociación negativa para Hr. La ecuación resultante para el suelo franco (Ec. 11):

$$F_VPM_{10} = (-0,06 - 0,00062 * Hr + 0,00073 * Ta + 0,01 * Rv)^2 \quad (\text{Ec. 11})$$

( $R^2$  ajustado: 0,32;  $p < 0,001$ )

Para S4, se procedió de la misma forma. En el primer análisis exploratorio se encontró que la correlación entre las variables  $Vm-F_VPM_{10}$  y  $Ta-F_VPM_{10}$  tuvieron un  $p > 0,01$ , no siendo estas correlaciones significativas. En este caso se volvió a corregir una aparente falta de homocedasticidad transformando con raíz cuadrada la variable  $F_VPM_{10}$ . Luego se realizó un nuevo análisis de regresión con las variables Hr, Rv y Ts como predictivas de  $RAIZ-F_VPM_{10}$ . La regresión fue altamente significativa ( $p < 0,001$ ), y el modelo propuesto logró explicar un 49% de la variabilidad ( $R^2$  ajustado).

Se realizó el análisis de correlación individual entre la variable dependiente ( $RAIZ-F_VPM_{10}$ ) y las variables regresoras (Hr, Rv y Ts). Para todas las relaciones se encontró un alto grado de asociación ( $p < 0,001$ ; n: 324), encontrándose una

asociación positiva para Rv y asociación negativa para Hr y Ts. La ecuación resultante para el suelo arenoso franco (Ec. 12):

$$F_{VPM_{10}} = (0,02 - 7,5E-05*Hr + 1,3E-03*Rv - 4,1E-04*Ts)^2 \quad (\text{Ec. 12})$$

(R<sup>2</sup><sub>ajustado</sub>: 0,49; p<0,001)

Para ambos suelos se encontró que las variables Rv y Hr fueron las que condicionaron de forma más significativa la emisión de polvo desde la superficie del suelo. En general con aumentos de la velocidad del viento hubo un mayor flujo de partículas movilizadas. Por el contrario, incrementos en la humedad del aire (Hr) disminuyeron las concentraciones de PM<sub>10</sub> registradas.

Varios autores han encontrado una estrecha relación entre la humedad del aire y la emisión de polvo desde los suelos. Csavina et al., (2014) demostró que la humedad del aire cumple un rol muy importante sobre la erosión eólica en ambientes semiáridos. Asimismo, y en coincidencia con los resultados de éste estudio, Stovern et al., (2015) encontraron una relación inversa entre las concentraciones de polvo y la humedad relativa del aire. Observaron que los mayores valores de concentración de polvo ocurrieron entre los 5 y 25% de humedad, y que a partir de ahí empezó a declinar la concentración hasta que la humedad alcanzó el 75%. Por debajo de éste valor la concentración fue cero.

Clausnitzer y Singer (2000) encontraron en un suelo franco que los cambios de la temperatura del aire diurnos se correlacionaron significativamente con las variaciones en la emisión de PM<sub>10</sub>, y que la temperatura del suelo no tuvo una influencia significativa en el proceso. En estudios previos también se encontró que tanto el contenido de agua en el suelo como la temperatura del aire son los

principales factores que determinan influyen la emisión de polvo desde suelos agrícolas (Clausnitzer y Singer, 1997; Fécan et al., 1999). A partir del análisis realizado para los distintos suelos se pudo comprobar que no hubo una relación clara entre la temperatura del aire y del suelo ( $T_a$  y  $T_s$ ) con la emisión de  $PM_{10}$ . Inclusive, para el suelo arenoso (S4) se encontró una relación inversa entre  $T_s$  y la emisión de  $PM_{10}$ .

En coincidencia con los resultados obtenidos en el presente estudio, Panebianco y Buschiazzo (2008) y de Oro y Buschiazzo (2009) encontraron que la erosión eólica fue producida principalmente por las ráfagas de viento, indicando que la variable  $R_v$  es más determinante que  $V_m$ . Gledzer et al. (2010) afirma que a velocidades bajas de viento, la emisión de polvo (a 2 m de altura) está determinada principalmente por las pulsaciones del viento ( $R_v$ , velocidad máxima del viento) que ponen en movimiento las partículas del suelo, y por la convección del aire ocasionada por el aumento de la temperatura del aire cerca de la superficie del suelo. Por otro lado, Kjelgaard et al. (2004a) también encontraron, en suelos localizados en Oregon y Washington (EEUU), que la velocidad partir de la cual se producen emisiones importantes de  $PM_{10}$  es de  $8 \text{ m s}^{-1}$ .

Los resultados estarían indicando que las variables meteorológicas influyen de forma diferencial en los distintos suelos. Quizá el tipo de suelo (textura) y factores edáficos de superficie, como formación de costras superficiales, y presencia de residuos vegetales (cobertura) fueron determinantes. Como es conocido los suelos más finos y agregados poseen propiedades, electrostáticas e hídricas que permiten que las partículas finas de polvo se cohesionen para formar agregados de polvo o se adhieran a otras partículas o agregados y por lo tanto no se liberen a la atmósfera durante un proceso erosivo (Fécan et al., 1999). Para

suelos arenosos, las fuerzas entre partículas aportadas por la capa de agua adsorbida son insignificantes cuando el suelo está relativamente húmedo, mientras que el agua adsorbida puede tener una influencia significativa en suelos finos (Ravi et al., 2004).

A baja humedad relativa del aire ( $H_r < 40\%$ ), el contenido de agua en las partículas de suelo se presenta como una monocapa adsorbida (McKenna Neuman y Sanderson, 2008). Esta capa de agua interfiere con las fuerzas interparticulares, en algunos casos, la velocidad umbral de fricción disminuye con un aumento en el contenido de agua, ya que la capa de agua adsorbida disminuye la cohesión de las partículas. Este efecto puede ser un factor de control de la emisión (Ravi et al., 2004). Sin embargo, en el mismo rango de humedad relativa, la capa de agua puede aumentar la cohesión en cuyo caso se observa un aumento en la velocidad umbral (Neuman y Sanderson, 2008). Con una elevada humedad relativa ( $H_r > 40\%$ ), existen múltiples capas de agua adsorbidas que invariablemente aumentan la cohesión de las partículas del suelo. En este régimen, un aumento de la humedad relativa conduce a un aumento en la velocidad de fricción umbral. Los cambios en la velocidad umbral conducen a cambios en los flujos de emisión de polvo y, en consecuencia, la concentración de partículas en la atmósfera (Csavina et al., 2014).

En el suelo arenoso (S4), el cual tiene muy bajos contenidos de material fino y agregados, factores como la humedad y temperatura del aire no afectarían de la misma forma a las propiedades eléctricas e hídricas que tendrían injerencia en la emisión de  $PM_{10}$ . Ravi et al. (2004) encontraron, en suelos de texturas contrastantes, una dependencia de la humedad superficial del suelo en la



humedad atmosférica, observando que la sensibilidad de esta relación se hacía más fuerte a medida que los contenidos de arcilla del suelo aumentaban.

Los resultados de la relación entre los distintos factores meteorológicos y  $F_V PM_{10}$  para los distintos suelos estarían indicando que cada tipo de suelo es afectado diferencialmente por distintos factores en el proceso de emisión de partículas finas durante la erosión eólica. En el suelo franco las variables Hr, Ta y Rv fueron las que mostraron una correlación más significativa ( $p < 0,01$ ) con la emisión de  $PM_{10}$  en condiciones de alta erodabilidad. Por otro lado, en el suelo arenoso las variables Hr, Ts y Rv fueron las que mostraron una correlación más significativa, indicando que éstas tienen una mayor influencia en el proceso de emisión de  $PM_{10}$ .

Los resultados obtenidos permiten confirmar la hipótesis de que los factores meteorológicos actúan sobre el proceso de emisión de  $PM_{10}$  de forma diferencial en función de las características texturales de los suelos. Como se indicó, aunque el efecto individual o combinado de los distintos factores meteorológicos tuvieron una marcada influencia sobre el proceso de emisión de  $PM_{10}$ , las características de los suelos (factor edáfico) pudieron haber sido determinantes. Suelos texturalmente contrastantes poseen propiedades físicas, químicas y eléctricas distintas que determinan un efecto diferencial de las variables meteorológicas sobre la emisión. Sin embargo, se encontró, en coincidencia con otros autores, que las variables Rv y Hr fueron las principales desencadenantes del proceso de levantamiento de polvo en ambos suelos, en condiciones de alta erodabilidad.

## **CAPÍTULO 4**

---

### **DISCUSIÓN GENERAL - CONCLUSIONES**

#### 4.1. DISCUSIÓN GENERAL

El objetivo general de la presente tesis fue analizar la relación entre los procesos de saltación y suspensión de partículas finas ( $PM_{10}$ ), en suelos de texturas contrastantes, a partir del efecto de factores edáficos (propiedades intrínsecas de los mismos, como composición y distribución granulométrica, composición y agregación de la fracción de saltación) y climáticos/meteorológicos sobre la movilización de partículas y agregados, y consecuente emisión de  $PM_{10}$ .

Uno de los interrogantes iniciales fue cómo afecta la composición de la fracción de saltación ( $\emptyset$  0,2–0,5 mm) a los procesos de erosión y emisión de partículas finas ( $PM_{10}$ ). Suelos de texturas contrastantes poseen una fracción de saltación compuesta en distintas proporciones por agregados y partículas sólidas de arena, las cuales producen un efecto diferencial sobre dichos procesos, siendo la energía cinética de impacto (energía de abrasión) de las partículas en saltación un parámetro determinante.

En relación a dicho interrogante, se pudo comprobar que la erosión total aumentó en función no sólo de la energía de abrasión de las partículas en saltación sino también con la disminución de la tasa de agregación de la fracción de saltación (Avecilla et al., 2015). Esto se debió a una baja estabilidad de los agregados y mayores cantidades de la fracción erosionable de suelos arenosos. Aunque la saltación de los granos individuales de arena produjo impactos de mayor energía cinética sobre la superficie de suelos arenosos que la saltación de agregados en suelos de textura fina, la erosión relativa ER (cociente entre la erosión con y sin saltación) fue mayor en los suelos más finos, lo que indica un mayor efecto del proceso de saltación en estos suelos, probablemente debido a la mayor fragmentación de los agregados transportados por este mecanismo. Tanto

la composición de la fracción de saltación como las propiedades intrínsecas del suelo determinaron la magnitud de la erosión.

Por otro lado, se analizó el efecto de la composición de la fracción de saltación y distribución granulométrica de la superficie del suelo sobre los mecanismos básicos de emisión de  $PM_{10}$ .

Se comprobó que, en suelos más finos y agregados, los principales mecanismos de emisión de partículas finas son la fragmentación y la destrucción de los agregados (Avecilla et al., 2016), que producen no sólo una mayor ER, como se mencionó anteriormente, sino también una mayor emisión relativa (eficiencia de saltación, el potencial del suelo para emitir  $PM_{10}$  durante el proceso de saltación).

En suelos muy arenosos, la liberación de partículas adheridas a los granos de arena (LPA) resultó ser el principal mecanismo de emisión de  $PM_{10}$ , debido a la baja presencia de agregados que componen estos suelos, con lo cual tanto la emisión absoluta de  $PM_{10}$  como la eficiencia de saltación fueron muy bajas.

En suelos de textura intermedia, con altas proporciones de arena pero con presencia de agregados, se produjo el solapamiento de ambos mecanismos, resultando en altas emisiones absolutas de  $PM_{10}$ . La eficiencia de saltación en estos suelos fue intermedia entre suelos más finos y agregados y suelos arenosos, debido a que se produjeron en ellos altas tasas de erosión.

La eficiencia de saltación de los suelos fue satisfactoriamente explicada por un índice de composición de la fracción de saltación derivado de la combinación de parámetros que caracterizan a la fracción movilizada por saltación en los suelos (Tabla 8), el cual fue utilizado para describir el comportamiento diferencial de cada suelo en relación a la emisión de  $PM_{10}$ . A mayor valor del índice, menor

fue la eficiencia, indicando que cuando el suelo presentó una alta proporción de saltadores, formados principalmente por agregados, mayor fue la emisión de  $PM_{10}$ . Suelos arenosos presentaron mayores valores del índice que suelos más finos y agregados.

Un esquema general que intenta explicar los mecanismos primarios de emisión de  $PM_{10}$  (Avecilla et al., 2016) se presenta en la Figura 50.

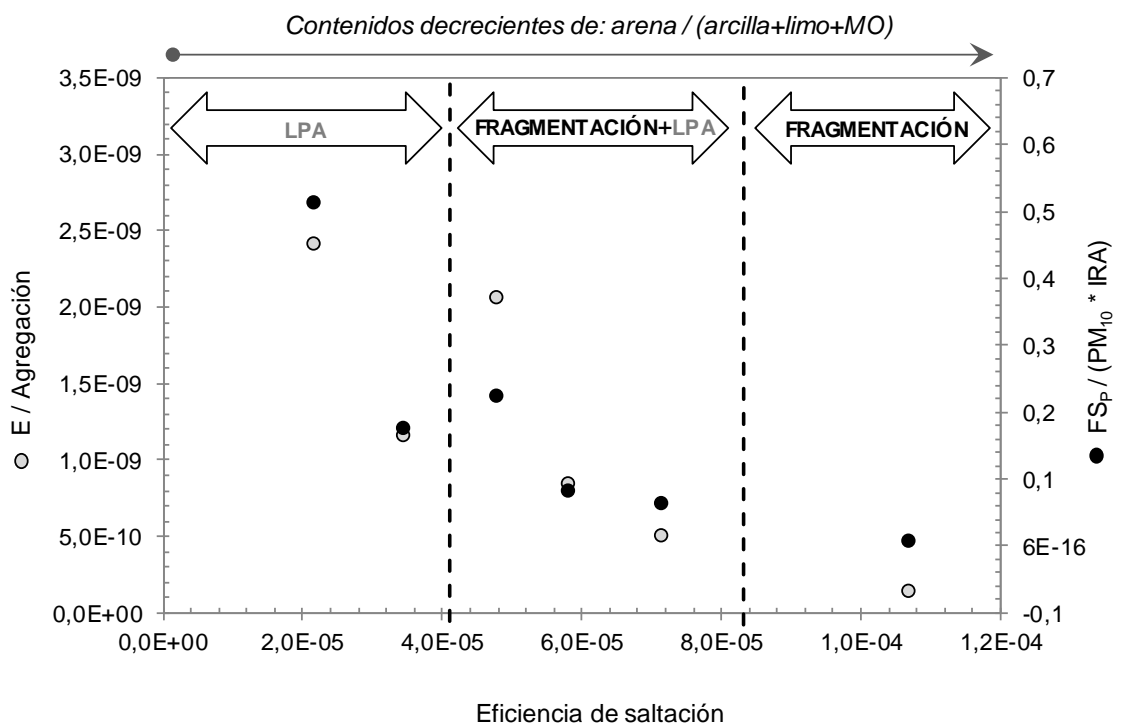


Figura 50. Esquema general de los mecanismos primarios de emisión de  $PM_{10}$  en función las características texturales y estructurales de los suelos. LPA: liberación de partículas adheridas a los granos de arena.

Este esquema, que relaciona varios parámetros asociados al comportamiento de cada suelo respecto a los procesos de saltación y emisión, permiten evaluar el potencial de los suelos para emitir partículas finas desde una perspectiva más sistémica.

Aunque se han llevado a cabo estudios tratando de entender la mecánica de los procesos de emisión (Alfaro et al., 1997; Bullard et al., 2004; Wanquan Ta, 2007), generalmente se han tomado parámetros texturales como los contenidos de las distintas fracciones sin incluir las características de las partículas saltadoras, el estado de agregación de las mismas y los contenidos de  $PM_{10}$  (Mirzamostafa et al., 1998; Hagen, 2004). Además, varios estudios han tomado suelos con características texturales similares, sin someter a suelos textural y estructuralmente distintos a las mismas condiciones experimentales, lo cual implica resultados distintos en función de características de los suelos.

Como se indicó, en suelos texturalmente gruesos (arenosos) el inicio del proceso de erosión y consecuente emisión de polvo dependen casi exclusivamente del proceso de saltación. Si se limita el flujo de partículas movilizadas por saltación, es probable que se puedan controlar los procesos y evitar la degradación del suelo.

En suelos de texturas finas, los procesos de erosión y emisión, además de estar regidos por el mecanismo de saltación, dependen de factores como el estado de agregación y el tamaño de agregados movilizados. En estos suelos la erosión puede resultar un proceso de menor magnitud que en suelos arenosos, sin embargo el proceso de emisión de partículas finas es relativamente mayor. Las fuentes de emisión directa son importantes (Kjelgaard et al., 2004b), y la ocasionada por la interacción de los agregados tanto movilizados como yacentes sobre la superficie determina en gran medida la magnitud del proceso.

Son necesarios más estudios para determinar cómo el grado de cohesión de los agregados y los cambios en las condiciones ambientales puede influir en el proceso de emisión de  $PM_{10}$ . Por otro lado, sería necesario evaluar el efecto de

distintas velocidades de viento sobre los parámetros que determinan la emisión de  $PM_{10}$ .

Si bien los resultados obtenidos permiten tener una primera aproximación para dilucidar los mecanismos diferenciales de emisión de  $PM_{10}$  en distintos tipos de suelos es necesario realizar estudios sobre un espectro más amplio de suelos, lo que permitirá confirmar los resultados aquí obtenidos, que indican que los mecanismos de emisión de  $PM_{10}$  varían en función del tipo de suelo.

Otro de los interrogantes planteados fue cómo cambia la magnitud de los procesos de saltación y emisión de  $PM_{10}$ , y la composición de las fracciones movilizadas por saltación en función de la distancia recorrida por el viento, en suelos de texturas contrastantes. Suelos finos están compuestos por una fracción de saltación formada principalmente por agregados, que al ser movilizadas se destruyen de forma progresiva por el impacto con la superficie del suelo y, en consecuencia, se produce una mayor emisión de  $PM_{10}$ . Por el contrario, suelos arenosos al presentar menor proporción de agregados producen menor emisión.

En el suelo texturalmente más fino la emisión absoluta de  $PM_{10}$  fue mayor que en el de textura arenosa. Aunque la eficiencia de saltación (capacidad que tienen los suelos para liberar partículas finas en el proceso de saltación) en general fue mayor en el suelo fino, se registraron cambios muy significativos en el valor de este parámetro dentro del mismo suelo en función de las condiciones meteorológicas y edáficas existentes durante las tormentas. Cuando el suelo estuvo encostrado las emisiones fueron altas en comparación a las alcanzadas con el suelo laboreado, quizá debido a las altas velocidades de viento registradas durante las tormentas en las que el suelo estuvo en esas condiciones. En el suelo arenoso no se observaron mayores emisiones en presencia de costras

superficiales, indicando que la formación de costras redujo los procesos de erosión y emisión, lo cual contradice resultados obtenidos por otros autores (Rajot et al., 2003). Esto abre un interrogante acerca del efecto que ejerce la costra formada por la lluvia sobre los procesos de saltación y emisión en distintos suelos. Más estudios serán necesarios para dilucidar dicha cuestión.

El incremento inicial de la emisión de  $PM_{10}$  en función de la distancia fue mayor en el suelo arenoso. Esto se atribuyó a la mayor energía de impacto de la fracción de saltación sobre la superficie del suelo, que estuvo formada principalmente por granos de arena y en menor medida por agregados menos densos, y a la mayor susceptibilidad de la superficie a ser erodada ( $>FE$ ;  $<EES$ ). Este proceso habría producido un rápido desprendimiento del material fino adherido a las partículas de arena y yacente sobre la superficie del suelo, lo que produjo una mayor emisión de polvo en los primeros metros de recorrido del material erosionado. Sin embargo, ocurrió una rápida estabilización del flujo de partículas movilizadas por saltación y suspensión.

En el suelo fino, el incremento de la magnitud de los procesos de saltación y emisión se produjo de forma gradual con la distancia. La densidad y energía de impacto del material movilizado por saltación es menor debido a la mayor agregación. Los agregados movilizados se destruyen y disgregan y producen la liberación del polvo contenido en ellos, con lo cual aunque la emisión inicial fue menor la absoluta fue mayor.

Respecto a las diferencias en la composición del material transportado por saltación en los distintos suelos, se comprobó que en el suelo fino la mayor proporción estuvo formada por agregados de partículas finas (Figura 47). Aumento del flujo de masa horizontal, disminución de la agregación del material



movilizado y altas emisiones de  $PM_{10}$  son resultados que, combinados, indican el fuerte efecto que la interacción de los agregados movilizados por saltación con la superficie del suelo ejercen sobre el proceso de emisión de polvo en suelos de textura fina.

El aumento progresivo del transporte de agregados y partículas finas, principalmente en el suelo de textura fina, puede tener implicancias en el transporte de nutrientes en los suelos. Buschiazzo et al. (2007) encontraron que en un Haplustol Entico se produjo mayor concentración de nitrógeno en los agregados gruesos, y de fósforo en los agregados más finos. Por otro lado, se ha comprobado que existe un incremento de la concentración de nutrientes con un aumento de la altura sobre la superficie del suelo (Zobeck et al., 1989), atribuido al aumento de material particulado fino con la altura. Este aumento de material fino en altura no se observó en el suelo arenoso debido a que está compuesto en mayor medida por partículas de arena con mayor densidad que agregados formados por partículas finas y que, por lo tanto, se movilizan a menores alturas. Además, la proporción de agregados transportados en el suelo arenoso fue considerablemente menor que en el suelo fino por lo cual se podría inferir que el transporte de nutrientes asociados a las fracciones finas del suelo arenoso sería de menor magnitud.

Las distintas variables meteorológicas afectaron diferencialmente a las emisiones de  $PM_{10}$  en los distintos suelos. Sin embargo, la influencia de dichas variables estuvo condicionada en gran medida por los factores edáficos como textura y condiciones de la superficie en el momento en el que se produjo el evento erosivo (formación de costras, presencia de rastros, porcentaje de cobertura vegetal, estado de la superficie luego de realizada la labranza –suelo

suelto en estado pulverulento, presencia de agregados de gran tamaño-). Estos resultados ponen en evidencia la importancia del estudio de los procesos de erosión y emisión de  $PM_{10}$  bajo un enfoque en los que se tenga en cuenta todos los factores interactuantes y no a cada uno de forma aislada.

En general, y parcialmente en coincidencia con otros autores (Clausnitzer y Singer, 1997; Stovern et al., 2015), las variables meteorológicas que afectaron de forma más significativa las emisiones de  $PM_{10}$  fueron humedad relativa del aire y temperatura del aire en el suelo de textura fina, y temperatura del suelo y humedad del aire en el suelo arenoso. Además, en ambos suelos, la velocidad máxima del viento (ráfagas) fue una de las variables más significativas.

Las distintas variables meteorológicas pueden afectar los valores de velocidad umbral del viento necesarios para que se inicien los procesos de saltación y emisión de  $PM_{10}$ , los cuales también dependerán de las características texturales y estructurales del suelo.

Los mecanismos que provocan la emisión de partículas finas ( $PM_{10}$ ) desde los suelos están afectados tanto por factores edáficos como meteorológicos/climáticos. Sin embargo, las propiedades intrínsecas de los suelos y las condiciones superficiales en las que se encuentran cuando se producen fuertes vientos condicionan de forma excluyente la magnitud de las emisiones de  $PM_{10}$ .

A pesar de que los suelos S4 y S6, de textura arenosa franca y franca respectivamente, se comportaron de forma similar en los experimentos bajo condiciones controladas (valores de erosión y emisión, eficiencias de saltación, características de la fracción de saltación), en condiciones de campo presentaron diferencias en relación al desarrollo de los procesos. Las diferencias pueden

resultar obvias si se tienen en cuenta los innumerables factores interactuantes y condicionantes, tanto edáficos como meteorológicos, que imperan en condiciones de campo. Sin embargo, en función de los resultados obtenidos en ambas experiencias, podría esperarse que en suelos de texturas más arenosas (como S1 y S2) o suelos con mayor contenido de partículas finas (suelos limosos o arcillosos) se acentúen aún más las diferencias entre los mecanismos que provocan la emisión de  $PM_{10}$ .

#### **4.2. CONCLUSIONES**

- La erosión aumentó en función de la energía de impacto de las partículas en saltación y con la disminución de la tasa de agregación de la fracción de saltación. Suelos de textura gruesa, con una fracción de saltación formada principalmente por granos de arena, transfirieron una mayor energía de impacto sobre la superficie del suelo y, por lo tanto, produjeron mayor erosión. Por el contrario, en suelos finos, con una fracción de saltación compuesta predominantemente por agregados de menor densidad y energía, se produjo menor erosión.
- La erosión relativa (ER, cociente entre la erosión con y sin saltación) fue mayor en suelos de textura fina de mejor agregación que en suelos arenosos, menos agregados. Esto indica que el proceso de saltación tuvo mayor efecto relativo en suelos texturalmente finos que en arenosos, en los cuales la erosión se debió, mayormente, a la alta susceptibilidad natural de los suelos a erosionarse. En los suelos finos la erosión se debió, mayormente, a la fragmentación de agregados.

- La eficiencia de saltación (parámetro determinado a partir del cociente entre el flujo vertical de polvo liberado y el flujo horizontal de partículas transportadas por saltación), que describe la capacidad que tienen los suelos para liberar partículas finas ( $PM_{10}$ ) durante el proceso de saltación, estuvo explicada satisfactoriamente por las características intrínsecas de la fracción de saltación y de la superficie de cada suelo. Los índices presentados que relacionaron tales características de la fracción movilizada por saltación (energía de abrasión, estado de agregación, proporción relativa de  $PM_{10}$ , proporción relativa de partículas potencialmente movilizadas por saltación del suelo) resultaron ser buenos indicadores para describir el potencial de los suelos para emitir  $PM_{10}$ . Suelos con una mayor proporción de agregados y contenidos de  $PM_{10}$  presentaron alta eficiencia de saltación.
- Suelos de textura fina, con mayor grado de agregación, presentaron mayor capacidad de emitir  $PM_{10}$  que suelos de texturas intermedias y arenosas, debido a su alta proporción de agregados en su fracción de saltación que, al colisionar entre ellos y con la superficie del suelo, se destruyen.
- El principal mecanismo de emisión de  $PM_{10}$  de los suelos finos fue la fragmentación y destrucción de los agregados movilizadas por saltación, mientras que en suelos arenosos, lo fue la liberación de partículas de material fino adheridas a los granos de arena y la movilización de material fino yacente sobre la superficie del suelo. En suelos de textura intermedia ocurre un solapamiento de ambos mecanismos.
- La emisión total de  $PM_{10}$  se incrementó en función de la distancia recorrida por el viento en los tramos iniciales de su recorrido (50 m) en mayor medida que en el suelo arenoso que en el franco. Esto se debió al mayor rompimiento de

agregados por parte de las partículas movilizadas por saltación en el suelo arenoso. El flujo horizontal, material transportado por saltación, tuvo tendencias similares, debido a la mayor susceptibilidad del suelo arenoso a ser erosionado y a la alta energía de impacto de las partículas en saltación.

- La composición del material movilizado por saltación sufrió cambios en función de la distancia recorrida por el viento en los distintos suelos. En el suelo de textura franca, la proporción de agregados disminuyó con la distancia recorrida. Esto se debió a la destrucción progresiva de los agregados por efecto del impacto sobre la superficie del suelo y por la colisión con otros agregados y partículas durante el transporte. El flujo de material transportado por saltación aumentó progresivamente con la distancia, indicando que el proceso de destrucción de los agregados provocó la liberación de partículas finas y altas tasas de emisión de  $PM_{10}$ . En el suelo arenoso, los cambios en la proporción de agregados movilizados en función de la distancia fueron menos evidentes, con lo cual la liberación de  $PM_{10}$  por destrucción de agregados fue menor.
- Las variables meteorológicas afectaron de forma diferencial, en los distintos suelos, a las emisiones de  $PM_{10}$ . Sin embargo, se comprobó que la velocidad máxima del viento (ráfagas) y la humedad relativa del aire fueron las variables meteorológicas que afectaron de forma más significativa los procesos de emisión de  $PM_{10}$  en ambos suelos. El incremento de la velocidad del viento provocó un aumento en las emisiones de  $PM_{10}$ , por el contrario, con un alto contenido de humedad en el aire las emisiones fueron bajas. La influencia de dichas variables estuvo condicionada por factores edáficos como textura y condiciones de la superficie (formación de costras, grado de cobertura vegetal,

tamaño de agregados yacentes en superficie) al momento de producirse el evento erosivo.

#### **4.3. POSIBLES FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN**

- Una de las preguntas no contempladas en el presente estudio fue qué efecto tienen las condiciones de la superficie del suelo como el encostramiento y la rugosidad superficial. En este sentido, una posible nueva línea de estudio sería el análisis del encostramiento superficial (estructura interna, espesor, resistencia) y cobertura vegetal sobre procesos de emisión de  $PM_{10}$ .
- Aunque se analizaron las relaciones entre las distintas variables meteorológicas, medidas a 2 m sobre la superficie del suelo, y el proceso de emisión de  $PM_{10}$ , no se tomaron registros de tales variables a nivel superficial. Por lo cual, ahondar en el análisis de las relaciones entre las variables meteorológicas y los procesos de erosión y emisión, a partir de estudios más detallados y precisos sobre los cambios en algunas de las variables meteorológicas como la temperatura del aire y del suelo a nivel superficial, permitirán entender con mayor detalle la dinámica de dichos procesos. Se observó, en coincidencia con otros autores, que estas variables ejercen una fuerte influencia sobre los procesos de emisión. Sin embargo los flujos de temperatura a nivel superficial no fueron contemplados en el presente estudio.
- En la presente tesis no se contempló el estudio de la calidad del material removido por saltación y suspensión, sin embargo se observó que suelos de texturas contrastantes produjeron perfiles de erosión y suspensión distintos, los cuales tendrían injerencia en el transporte de nutrientes. En este sentido una posible futura línea de investigación puede ser estudiar la calidad

(composición) del material transportado por saltación y suspensión en función de las características de los suelos. La forma y magnitud del transporte de nutrientes podría variar según el tipo de suelo. Suelos finos probablemente transportarán una mayor cantidad de nutrientes y elementos por suspensión que por saltación.

- Estudiar y analizar los perfiles de distribución en altura del flujo de partículas finas suspendidas en distintos suelos permitiría contrastar y validar varios de los modelos de dispersión de aerosoles de polvo los cuales incluyen la formación de plumas de polvo a partir de fuentes puntuales.

## **CAPÍTULO 5**

---

### **BIBLIOGRAFÍA**



- Abulaiti, A., Kimura, A.R., Shinoda, M., Kurosaki, Y., Mikami, M., Ishizuka, M., Yamada, Y., Nishihara, E., Gantsetseg, B. 2014. An observational study of saltation and dust emission in a hotspot of Mongolia. *Aeolian Research* 15: 169–176.
- Aimar, S.B. 2002. Estimaciones cualitativas y cuantitativas de pérdidas por erosión eólica en suelos de la Región Semiárida Pampeana Central. Tesis de Magíster en Agronomía. Universidad Nacional del Sur. 143 pp.
- Aimar, S.B., Mendez, M.J., Funk, R., Buschiazzo, D.E. 2012. Soil properties related to potential particulate matter emissions (PM<sub>10</sub>) of sandy soils. *Aeolian Research* 3: 437–443.
- Aimar, S.B., Mendez, M.J., Buschiazzo, D.E. 2011. Wind erosion prediction with the EWEQ model in two loess soils: effects of climatic conditions. *Ciencia del Suelo* 29(2): 253-264.
- Aldunate, P.; Paz, O., Halvorsen, K. 2006. Los efectos de la contaminación atmosférica por PM<sub>10</sub> sobre la salud ciudad de La Paz – Bolivia (3650 m.s.n.m.). *ACTA NOVA*; Vol. 3, Nº 2, junio 2006.
- Alfaro, S.C. 2008. Influence of soil texture on the binding energies of fine mineral dust particles potentially released by wind erosion. *Geomorphology* 93: 157–167.
- Alfaro S., Rajot J.L., Nickling, W. 2004. Estimation of PM<sub>20</sub> emissions by wind erosion: main sources of uncertainties. *Geomorphology* 59: 63–74.
- Alfaro, S.C., Gomes, L. 2001. Modeling mineral aerosol production by wind erosion: emission intensities and aerosol distributions in source areas. *J. Geophys. Res.*, 106, nº D16, 18,075-18,084.
- Alfaro, S.C., Gaudichet, A., Gomes, L., Maillé, M. 1997. Modeling the size distribution of a soil aerosol produced by sandblasting. *J. Geophysical Res.* 102, 11,239-11,249.
- Andreotti, B.; Claudin, P., Pouliquen, O. 2010. Measurements of the aeolian sand transport saturation length. *Geomorphology* 123: 343–8.
- Avecilla F., Panebianco J.E., Buschiazzo, D.E. 2016. A wind-tunnel study on saltation and PM<sub>10</sub> emission from agricultural soils. *Aeolian Research* 22: 73-83.

- Avecilla, F., Panebianco, J.E., Buschiazio, D.E. 2015. Variable effects of saltation and soil properties on wind erosion of different textured soils. *Aeolian Research* 18: 145–153.
- Baas, A.C.W., 2004. Evaluation of saltation flux impact responders (Safires) for measuring instantaneous aeolian sand transport intensity. *Geomorphology* 59, 99–118.
- Baddock, C.M, Zobeck, T.M., van Pelt, R.S., Fredrickson, E.L. 2011. Dust emissions from undisturbed and disturbed, crusted playa surfaces: Cattle trampling effects. *Aeolian Research* 3: 31–41.
- Bagnold, R.A. 1941. *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. (New York: Methuen). Ed. Chapman and Hall/Methuen.
- Bagnold, R.A. 1937. The transport of sand by wind. *Geographical J.* 89: 409–38.
- Bagnold, R.A. 1936. The movement of desert sand. *Proc. R. Soc. Lond. A* 157: 594–620.
- Barchyn, T.E., Hugenholtz, C.H., 2010. Field comparison of four piezoelectric sensors for detecting aeolian sediment transport. *Geomorphology* 120, 368–371.
- Barchyn, T.E., Hugenholtz, C.H., Li, B., McKenna Neuman, C., Sanderson, R.S., 2014. From particle counts to flux: wind tunnel testing and calibration of the 'Wenglor' aeolian sediment transport sensor. *Aeolian Res.* 15, 311–318.
- Bauer, B.O., Houser, C.A., Nickling, W.G. 2004. Analysis of velocity profile measurements from wind-tunnel experiments with saltation. *Geomorphology* 59, 81–98.
- Baytekin, H.T., Patashinski, A.Z., Branicki, M., Baytekin, B., Soh, S., Grzybowski, B.A. 2011. The mosaic of surface charge in contact electrification. *Science* 333: 308–12.
- Belly, P.Y. 1964. Sand movement by wind. Technical Memorandum No 1 (US Army Coastal Eng. Res. Center, Washington, DC).
- Bielders, C., Michels, K., Rajot, J.L. 2000. On-farm evaluation of ridging and residue management practices to reduce wind erosion in Niger. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64: 1776-1785.

- Boschetti, G., Quintero, C. 2005. Extracción del P disponible por el método de Bray y Kurtz nº 1. En L. Marbán y S.E. Ratto (ed.), *Tecnologías en análisis de suelos* (pp. 159-168). Buenos Aires: Asociación Argentina de la Ciencia del Suelo.
- Bridges, N.T., Phoreman, J., White, B.R., Greeley, R., Eddlemon, E.E., Wilson, G.R., Meyer, C.J. 2005. Trajectories and energy transfer of saltating particles onto rock surfaces: Application to abrasion and ventifact formation on Earth and Mars. *J. Geophys. Res.*, 110, E12004, doi: 10.1029/2004JE002388.
- Brunekreef, B., Holgate, S.T. 2002. Air pollution and health. *The Lancet*: 360(9341), 1233–1342.
- Bullard, J.E., McTainsh, G.H., Pudmenzky, C. 2004. Aeolian abrasion and modes of fine particle production from natural red dune sands: an experimental study. *Sedimentology* 51: 1103–25.
- Burri, K., Gromke, C., Lehning, M., Graf, F. 2011. Aeolian sediment transport over vegetation canopies: A wind tunnel study with live plants. *Aeolian Research* 3: 205–213.
- Buschiazzo, D.E. 2006. Management systems in southern South America. In: Peterson GA, Unger PW, Payne WA (Eds.) *Dryland Agriculture*, 2nd Ed., Monograph 23. ASA/CSSA/SSSA, Madison, WI. Pp 395-426.
- Buschiazzo, D.E., Abascal, S., Zobeck, T.M. 2007. Wind erosion in tillage systems in the semiarid Pampa of Argentina. *J Arid Environ.* 69: 29-39.
- Buschiazzo, D.E., Zobeck, T.M., Aimar, S.B., 1999. Wind erosion in loess soils of the Semiarid Argentinian Pampas. *Soil Sci.* 164 (2): 133–138.
- Buschiazzo, D.E., Aimar, S.B., Stahr, K. 1995. Factores que afectan la estabilidad estructural de suelos de la Región Semiárida Pampeana Central (Argentina). *Ciencia del Suelo* 13, 66–69.
- Buschiazzo D.E., Taylor V. 1993. Efecto de la erosión eólica sobre algunas propiedades de suelos de la región semiárida pampeana central. *Ciencia del Suelo* 10/11: 46–53.

- Buschiazzo, D.E., Quiroga, A.R., Stahr, K. 1991. Patterns of Organic Matter Accumulation in Soils of the Semiarid Argentinian Pampas. *Z. Pflanzenernaehr. Bodenk.*, 154: 437–441.
- Carvacho, O.F., Ashbaugh, L.L., Brown, M.S., Flocchini, R.G. 2004. Measurement of PM<sub>2.5</sub> emission potential from soil using the UC Davis resuspension test chamber. *Geomorphology* 59: 75–80.
- Casagrande, G.A., Deanna, M.E., Farrell, A., Babinec, F. 2012. Estadísticas agroclimáticas de la EEA Anguil “Ing. Agr. Guillermo Covas”. Período 1973-2011. EDICIONES INTA.
- Castellanos, A. 2005. The relationship between attractive interparticle forces and bulk behaviour in dry and uncharged fine powders. *Adv. Phys.* 54: 263–376.
- Clausnitzer, H., Singer, M.J. 2000. Environmental influences on respirable dust production from agricultural operations in California. *Atmospheric Environment* 34, 1739-1745. *J. Geophys. Res.* 100, 16415–1643.
- Clausnitzer, H., Singer, M.J. 1997. Intensive land preparation emits respirable dust. *California Agriculture* 51 (2), 27-30.
- Clausnitzer, H., Singer, M.J. 1996. Respirable-dust production from agricultural operations in the Sacramento Valley, California. *Journal of Environmental Quality* 25: 877-884.
- Chen, W., Fryrear, D.W. 1996. Grain-size distributions of wind-eroded material above a flat bare soil. *Phys. Geogr.* 17, 554– 584. Chepil, W.S., Woodruff, N.P., 1963. The physics of wind erosion and its control. *Adv. Agron.* 15, 211 –302.
- Cheng, H., Xue-Yong, Z., Chun-Lai, Z., Zhan-Jun, Q. 2009. Fall velocities of saltating sand grains in air and their distribution laws. *Powder Technology* 192, 99–104.
- Chepil, W.S. 1962. A compact rotary sieve and the importance of dry sieving in physical soil analysis. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 26,4-6.
- Chepil, W.S. 1961. The uses of spheres to measure lift and drag on wind-eroded soil grains. *Soil Sci. Soc. Am Proc* 25: 243-245.

- Chepil, W.S. 1956. Influence of moisture on erodibility of soil by wind. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 20: 288–92.
- Chepil, W.S. 1953. Factors that influence clod structure and erodibility of soil by wind: I. Soil texture. *Soil Sci.* 75, 473–483.
- Chepil, W.S. 1945. Dynamics of wind erosion: I. Nature of movement of soil by wind. *Soil Sci.* 60: 305-332.
- Clancy L, Goodman P, Sinclair H, Dockery DW. 2002. Effect of air-pollution control on death rates in Dublin, Ireland: an intervention study. *Lancet.* 2002 Oct 19; 360(9341):1210-4.
- Colazo, J.C., Mendez, M.J., de Oro, L.A., AVECILLA, F., Panebianco, J.E., Buschiazzo, D.E. 2016. Diseño de un túnel de viento portátil para el estudio de la erosión eólica. *Ciencia del suelo* 34 (2). En prensa.
- Colazo, J.C., Buschiazzo, D.E. 2014. The impact of agriculture on soil texture due to wind erosion. *Land Degrad. Develop.* 26: 62–70.
- Colazo, J.C., Buschiazzo, D.E. 2010. Soil dry aggregate stability and wind erodible fraction in a semiarid environment of Argentina. *Geoderma* 159, 228–236.
- Cooke, R., Warren, A., Goudir, A. 1993. *Desert geomorphology.* UCL Press. St. Ives. UK.
- Cornelis, W.M., Oltenfreiter, G., Gabriels, D., Hartmann, R. 2004. Splash–Saltation of Sand due to Wind-Driven Rain: Horizontal Flux and Sediment Transport Rate. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 68:41–46.
- Creyssels, M., Dupont, P., Ould El Moctar, A., Valance, A., Cantat, I., Jenkins, J.T., Pasini, J.M., Rasmussen, K.R. 2009. Saltating particles in a turbulent boundary layer: experiment and theory. *J. Fluid Mech.* 625, 47–74.
- Csavina, J., Field, J.P., Felix, O., Corral-Avitia, A.Y., Saez, A.E., Betterton, E.A. 2014. Effect of wind speed and relative humidity on atmospheric dust concentrations in semi-arid climates. *Sci. Total Environ.* 487: 82-90.

- de Oro, L., Buschiazzo, D.E. 2009. Threshold wind velocity as an index of soil susceptibility to wind erosion under variable climatic conditions. *Land Degradation & Development* 20: 14-21.
- Dietrich, R.V. 1977. Impact abrasion of harder by softer materials. *J. Geol.* 85, 242-246.
- Di Rienzo, J.A., Casanoves, F., Balzarini, M.G., González, L., Tablada, M., Robledo, C.W. 2002. InfoStat versión 1.1. FCA, Universidad Nacional de Córdoba (Argentina).
- Djajadi, Abbott, L.K., Hinz, C. 2012. Synergistic impacts of clay and organic matter on structural and biological properties of a sandy soil. *Geoderma* 183–184 , 19–24.
- Dong, Z.B.; Wang, H.T.; Liu, X.P., Wang, X.M. 2004. A wind tunnel investigation of the influences of fetch length on the flux profile of a sand cloud blowing over a gravel surface. *Earth Surf. Process. Landforms* 29: 1613–26
- Dong, Z.B., Liu, X.P., Li, F., Wang, H.T., Zhao, A.G. 2002. Impact-entrainment relationship in a saltating cloud. *Earth Surf. Process. Landforms* 27, 641–58.
- Dong, Z., Zunming, W., Lianyou, L. 2000. Wind erosion in arid and semiarid China: an overview. *J. Soil Water Conserv.* 55, 439– 444.
- Dregne, H.E. 1986. Desertification of arid lands. En: *Physics of desertification*. F. El-Baz and M. H. A. Hassan (eds). Dordrecht, The Netherlands: Martinus, Nijhoff.
- Durán, O., Claudin, P., Andreotti, B. 2011. On aeolian transport: grain-scale interactions, dynamical mechanisms and scaling laws. *Aeolian Res.* 3: 243–70.
- Fairchild, C.I., Tillery, M.I. 1982. Wind tunnel measurements of the resuspension of ideal particles. *Atmos. Environ.*, 16: 229-238.
- FAO. 1979. Food and Agriculture Organization, United Nations. A provisional methodology for soil degradation assessment. Rome, Italy.
- Fécan, F., Marticorena, B., Bergametti, G. 1999. Parametrization of the increase of the aeolian erosion threshold wind friction velocity due to soil moisture for arid and semi-arid areas. *Annales Geophysicae-Atmospheres, Hydrospheres and Space Sciences* 17 (1), 149-157.

- Fryrear, D.W., Ali Saleh, J.D., Bilbro, H.M., Schomberg, J.E., Zobeck, T.M. 1998. Revised Wind Erosion Equation (RWEQ). Wind Erosion and Water Conservation Research Unit, USDA-ARS, Southern Plains Area Cropping Systems Research Laboratory. Technical Bulletin N° 1.
- Funk, R., Reuter, H.I., Hoffmann, C., Engel, W., Öttl, D. 2008. Effect of moisture on fine dust emission from tillage operations on agricultural soils. *Earth Surf. Proc. Land.* 33(12): 1851–1863.
- Gee, G.W., Bauder, J.W. 1986. Particle-size analysis. In: Klute, Arnold (Ed.), *Methods of Soil Analysis, Part 1: Physical and Mineralogical Methods*, 2nd ed. American Society of Agronomy, Inc. Soil Science Society of America, Inc., Madison, Wisconsin, USA, pp. 383–411.
- Gill, T.E., Zobeck, T.M., Stout, J.E. 2006. Technologies for laboratory generation of dust from geological materials. *J. Hazard. Mater.* 132: 1–13.
- Gill, T.E., Zobeck, T.M., Stout, J.E., Gregory, J.M. 1999. Fugitive dust generation in the laboratory. In: *Proceedings of the Wind Erosion International Symposium-Workshop*. USDA-ARS Wind Erosion Research Unit, Kansas State Univ. Manhattan, KS.
- Gillette, D.A. 1977. Fine particulate emissions due to wind erosion. *Trans. ASAE* 20(5): 890-897.
- Gillette, D.A. 1974. On the production of soil wind erosion having the potential for long range transport. *J. Rech. Atmos.* 8: 734–44.
- Gillette, D.A., Fryrear, D.W., Gill, T.E., Ley, T., Cahill, T.A., Gearhart, E.A. 1997a. Relation of vertical flux of particles smaller than 10 $\mu$ m to total aeolian horizontal mass flux at Owens Lake. *Journal of Geophysical Research* 102: 26,009-26,015.
- Gillette, D.A., Fryrear, D.W., Xiao, J.B., Stockton, P., Ono, D., Helm, P.J., Gill, T.E., Ley, T. 1997b. Large-scale variability of wind erosion mass flux rates at Owens Lake. Vertical profiles of horizontal mass fluxes of wind-eroded particles with diameter greater than 50 $\mu$ m. *Journal of Geophysical Research* 102(22): 25,977-25,987.

- Gillette, D.A.; Herbert, G.; Stockton, P.H., Owen, P.R. 1996. Causes of the fetch effect in wind erosion. *Earth Surf. Process. Landforms* 21: 641–59.
- Gillette, D.A., Walker, T.R. 1977. Characteristics of airborne particles produced by wind erosion of sandy soil, high plains of West Texas. *Soil Sci.* 123: 97–110.
- Ginoux, P., Chin, I., Tegen, I., Prospero, J., Holben, B., Dubovik, O., Lin, S.J. 2001. Global simulation of dust in the troposphere: model description and assessment. *J. Geophys. Res. D.* 106: 20255-20274
- Gledzer, E.B., Granberg, I.G., Chkhetiani, O.G. 2010. Air Dynamics near the Soil Surface and Convective Emission of Aerosol. *Atmospheric and Oceanic Physics.* 46 (1): 29–40.
- Goossens, D., Buck, B.J., 2012. Can BSNE (big spring number eight) samplers be used to measure PM10, respirable dust, PM2.5 and PM1.0? *Aeolian Res.* 5, 43–49.
- Greeley, R., Iversen, J.D. 1985. *Wind as a Geological Process on Earth, Mars, Venus, and Titan* (New York: Cambridge University Press).
- Greeley, R., Leach, R.N., Williams, S.H., White, B.R., Pollack, J.B., Kfinsley, D.H., Marshall, J.R. 1982. Rate of wind abrasion on Mars. *J. Geophys. Res.*, 87, 10,009-10,024.
- Grini, A., Zender, C.S. 2004. Roles of saltation, sandblasting, and wind speed variability on mineral dust aerosol size distribution during the Puerto Rican Dust Experiment (PRIDE). *J. Geophys. Res.*, 109, D07202, doi:10.1029/2003JD004233.
- Gomes, L., Rajot, J.L., Alfaro, S.C., Gaudichet, A. 2003a. Validation of a dust production model from measurements performed in semi-arid agricultural areas of Spain and Niger. *Catena* 52: 257–271.
- Gomes, L., Arrueb, J.L., Lopez, M.V., Sterk, G., Richard, D., Gracia, R., Sabre, M., Gaudichet, A., Frangi, J.P. 2003b. Wind erosion in a semiarid agricultural area of Spain: the WELSONS Project. *Catena* 52: 235–256.
- Hagen, L.J. 2004. Fine particulate (PM10 and PM 2.5) generated by breakage of mobile aggregates during simulated wind erosion. *Trans. ASAE.* 47: 107-112.



- Hagen, L.J. 1991a. Wind erosion mechanics: abrasion of aggregated soil. *Trans. ASAE*. 34, pp. 831- 837.
- Hagen L.J. 1991b. A wind erosion prediction system to meet users need. *Journal of Soil and Water Conservation* 46: L06-I11.
- Hagen, L.J. 1984. Soil aggregate abrasion by impacting sand and soil particles. *Trans. ASAE* 27: 805-808.
- Hagen, L.J., Van Pelt, S., Sharratt, B. 2010. Estimating the saltation and suspension components from field wind erosion. *Aeolian Research* 1: 147–153.
- Hagen, L.J., Skidmore, E.L., Layton, J.B. 1988. Wind erosion abrasion: effects of aggregate moisture. *Trans. ASAE* 31: 725-728.
- Herminghaus, S. 2005. Dynamics of wet granular matter. *Adv. Phys.* 54: 221–61.
- Herut, B., Nimmo, M., Medway, A., Chester, R., Krom, M.D. 2001. Dry atmospheric inputs of trace metals at the Mediterranean coast of Israel (SE Mediterranean): Sources and fluxes, *Atmos. Environ.*, 35, 803–813, 2001.
- Hillel, D. 1980. *Fundamentals of Soil Physics* (London: Academic).
- Houser, C.A., Nickling, W.G. 2001. The emission and vertical flux of particulate matter <10 um from a disturbed clay-crust surface. *Sedimentology* 48: 255-267.
- Hussainova, I., Schade, K.P. 2008. Correlation between solid particle erosion of cermets and particle impact dynamics. *Tribology International* 41: 323–330.
- Hyams D.G. 2005. *Curve expert 1.37. A Compressive Curve Fitting Package for Windows*. Hixson, USA.
- Iversen, J.D., Pollack, J.B., Greeley, R., White, B.R. 1976. Saltation threshold on Mars—effect of interparticle force, surface-roughness, and low atmospheric density. *Icarus* 29: 381–93.
- Jackson, M.L. 1964a. Actividad de los iones hidrógeno. Su determinación en los suelos. En *Análisis químico de suelos* (pp. 67-90). Barcelona: Omega, S.A.
- Jackson, M.L. 1964b. Análisis de sales solubles en suelos y aguas. En *Análisis químico de suelos* (pp. 311-367). Barcelona: Omega, S.A.

- Kang, J.Y., Yoon, S.C., Shao, Y., Kim, S.W. 2011. Comparison of vertical dust flux by implementing three dust emission schemes in WRF/Chem. *Journal of Geophysical Research* Vol. 116, D09202.
- Kim, D.S, Cho, G.H., White, B.R. 2000. A wind-tunnel study of atmospheric boundary-layer flux over vegetated surfaces to suppress PM10 emission on Owens (dry) lake. *Boundary Layer Meteorology* 97:309-329.
- Kjelgaard, J., Sharratt, B., Sundramc, I., Lambc, B., Claiborn, C., Saxton, K., Chandler, D., 2004a. PM10 emission from agricultural soils on the Columbia Plateau: comparison of dynamic and time-integrated field-scale measurements and entrainment mechanisms. *Agricultural and Forest Meteorology* 125: 259–277.
- Kjelgaard, J., Chandler, D., Saxton, K. 2004b. Evidence for direct suspension of Loessial Soils on the Columbia Plateau. *Earth surf. Process. Landforms* 29: 221-236.
- Klose, M., Shao, Y.P. 2012. Stochastic parameterization of dust emission and application to convective atmospheric conditions. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* 12: 3263–93.
- Klute, A. 1986. *Methods of soil analysis*. 188p. Vol.1.2 nd ed. ASA and SSSA, Madison, Wisconsin, USA.
- Kok J.F., Parteli, E.J.R., Michaels, T.I., Karam, D.B. 2012. The physics of wind-blown sand and dust. *Rep. Prog. Phys.* 75: 72pp.
- Kok, J.F. 2011. A scaling theory for the size distribution of emitted dust aerosols suggests climate models underestimate the size of the global dust cycle *Proc. Natl Acad. Sci. USA* 108: 1016–21.
- Korczyk, M., Fudała, J., Kliś, C. 2009. Estimation of wind blown dust emissions in Europe and its vicinity. *Atmospheric Environment*. 43(7): 1410-1420.
- Krupp, H. 1967. Particle adhesion theory and experiment. *Adv. Colloid Interface Sci.* 1: 111–239.
- Kun, F., Herrmann, H.J. 1999. Transition from damage to fragmentation in collision of solids. *Phys. Rev. E* 59: 2623–32.

- Lee, J.A., Zobeck, T.M. 2002. Proceedings of ICAR5/GCTE-SEN Joint Conference, International Center for Arid and Semiarid Lands Studies, Texas Tech University, Lubbock, Texas, USA Publication 02-2 p.16.
- Liu, C.M., Young, C.Y., Lee, Y.C. 2006. Influence of Asian dust storm on air quality in Taiwan. *Science of the Total Environment* 368, 884-897.
- Loosmore, G.A., Hunt, J.R. 2000. Dust resuspension without saltation. *J. Geophys. Res.* 105: 20663–71.
- López, M.V., Sabre, M., Gracia, R., Arrué, J.L., Gomes, L. 1998. Tillage effects on soil surface conditions and dust emission by wind erosion in semiarid Aragón (NE Spain). *Soil & Tillage Research* 45: 91–105.
- Lowell, J., Rose-Innes, A.C. 1980. Contact electrification *Adv. Phys.* 29: 947–1023.
- Lü P., Dong, Z. 2011. Horizontal momentum and kinetic energy loss of airflow near the surface of sandy beds. *Sediment. Geol.* 234 (2011) 116–119.
- Lyles, L. 1988. Basic wind erosion processes. *Agric. Ecosystems Environ.* 22/23: 91-101.
- Lyles, L., Tatarko, J. 1986. Wind erosion effects on soil texture and organic matter. *J. Soil Water Conserv.* 41:191-193.
- Madden, N.M., Southard, R.J., Mitchell, J.P. 2010. Soil water and particle size distribution influence laboratory-generated PM10. *Atmospheric Environment* 44, 745-752.
- Malig B.J, Ostro, B.D. 2009. Coarse particles and mortality: evidence from a multi-city study in California. *Occup Environ Med.* 66(12):832-9.
- Marticorena, B., Bergametti, G. 1995. Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil-derived dust emission scheme. *J. Geophys. Res.* 100, 16415–16430.
- Maurer, T., Hermann, L., Gaiser, T., Mounkaila, M., Stahr, K. 2006. A mobile wind tunnel for wind erosion field measurements. *J. Arid Environ.* 66(2): 257-271.
- McCarty, L.S., Whitesides, G.M. 2008. Electrostatic charging due to separation of ions at interfaces: contact electrification of ionic electrets. *Angew. Chem. Int. Edn* 47: 2188–207.

- McKenna Neuman, C., Sanderson, S. 2008. Humidity control of particle emissions in aeolian systems. *J. Geophysical Research*, 113, F02S14, doi:10.1029/2007JF000780.
- McKenna Neuman, C., Nickling, W.G. 1989. A theoretical and wind-tunnel investigation of the effect of capillary water on the entrainment of sediment by wind. *Can. J. Soil Sci.* 69: 79–96.
- Mendez, M.J., Funk, R., Buschiazzo, D.E. 2016. Efficiency of Big Spring Number Eight (BSNE) and Modified Wilson and Cook (MWAC) samplers to collect PM<sub>10</sub>, PM<sub>2.5</sub> and PM<sub>1</sub>. *Aeolian Research* 21:37-44.
- Mendez, M.J., Aimar, S.B., Buschiazzo, D.E. 2015. PM<sub>10</sub> emissions from aggregate fractions of an Entic Haplustoll under two contrasting tillage systems. *Aeolian Research* 19: 195-201.
- Mendez, M.J., Panebianco J.E., Buschiazzo, D.E. 2013. A new dust generator for laboratory dust emission studies. *Aeolian Research* 8: 59–64.
- Mendez, M.J., De Dios Herrero, J.C., Buschiazzo, D.E. 2006. Desarrollo de un túnel de viento portátil para la medición de erosión eólica: XX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo, Salta-Jujuy, p. 371.
- Mirzamostafa, N., Hagen, L.J., Stone, L.R., Skidmore, E.L. 1998. Soil Aggregate and Texture Effects on Suspension Components from Wind Erosion. *Soil Sci.* 62: 1351-1361.
- Namikas, S.L. 2003. Field measurement and numerical modelling of aeolian mass flux distributions on a sandy beach. *Sedimentology* 50: 303–26.
- Nicholson, S. 2000. Land Surface Processes and Sahel Climate, *Rev. Geophys.* 38 (1): 117–139.
- Nickling, W.G., McKenna, N.C. 2009. Aeolian sediment transport. *Geomorphology of Desert Environments* ed A Parsons and A D Abrahams (New York: Springer) pp 517–555.
- Owen, P.R. 1964. Saltation of uniform grains in air. *J. Fluid Mech.* 20: 225–242.

- Öztaş, T., Canpolat, M.Y., Sonmez, K. 1999. Strength of Individual Soil Aggregates Against Crushing Forces II. Influence of Selected Soil Properties. *Tr. J. of Agric. Forestry* 23: 573-577.
- Panebianco, J.E., Mendez, M.J., Buschiazzo, D.E. 2016. PM10 Emission, Sandblasting Efficiency and Vertical Entrainment During Successive Wind-Erosion Events: A Wind-Tunnel Approach. *Boundary-Layer Meteorol*, DOI 10.1007/s10546-016-0172-7.
- Panebianco, J.E., Buschiazzo, D.E., Zobeck, T.M. 2010. Calculation of the horizontal mass flux with different models for wind erosion quantification purposes. *Earth Surf. Process. Landforms* 35: 1548-1555.
- Panebianco, J.E., Buschiazzo, D.E. 2008. Wind erosion predictions with the Wind Erosion Equation (WEQ) using different climatic factors. *Land Degradation and Development* 19: 36–44.
- Pease, P., Gare, P., Lecce, S. 2002. Eolian dust erosion from an agricultural field on the North Carolina Coastal Plain. *Physical Geography* 23: 381–400.
- Perez, L., Medina-Ramón, M., Künzli, N., Alastuey, A., Pey, J., Pérez, N., Garcia, R., Tobias, A., Querol, X., Sunyer, J. 2009. Size fractionate particulate matter, vehicle traffic, and case-specific daily mortality in Barcelona, Spain. *Environ Sci Technol.* 43(13):4707-14.
- Perfect, E., Kay, B.D., da Silva, A.P. 1995. Influence of Soil Properties on the Statistical Characterization of Dry-Aggregate Strength. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59: 532-537.
- Pezzola, N.A., Winschel, C.I., Agamennoni, R.J., Enrique, M.L., Giorgetti, H. 2012. Cuantificación de la erosión bioclimática en ambientes semiáridos: caso partido de Patagones en el sur de la prov. de Buenos Aires utilizando percepción remota. IX Jornadas Nacionales de Geografía Física, Bahía Blanca 124-129. ISBN 978-987-1648-32-0.
- Pope, C.A., Dockery, D.W. 2006. Health effects of fine particulate air pollution: lines that connect. *Journal of the Air and Waste Management Association*: 56, 1368–1380.

- Pope, C.A., Majid, E., Dockery, D.W. 2009. Fine-Particulate: Air Pollution and Life Expectancy in the United States, New England. *Journal of Medicine*: 360, 376-386.
- Pope, C.A., Dockery, D.W., Schwartz, J. 1995. Review of epidemiological evidence of health effects of particulate air pollution. *Inhal.Toxicol.* 7: 1–18.
- Quiroga, A.R., Buschiazzo, D.E. 1988. Relaciones entre algunos parámetros de suelos de la Región Semiárida Pampeana Central. In *Actas del XII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo*. Asociación Argentina de la Ciencia del Suelo Ed.; AACs: Corrientes, Argentina, pp. 226.
- Rajot, J.L., Alfaro, S.C., Gomes, L., Gaudichet, A. 2003. Soil crusting on sandy soils and its influence on wind erosion. *Catena* 53: 1– 16.
- Raupach, M.R., Gillette, D.A., Leys, J.F. 1993. The effect of roughness elements on wind erosion threshold. *J. Geophys. Res.* 98: 3023–9.
- Ravi, S., Zobeck, T.M., Over, T.M., Okin, G.S., D'Odorico, P. 2006. On the effect of moisture bonding forces in air-dry soils on threshold friction velocity of wind erosion. *Sedimentology* 53: 597–609.
- Ravi, S., D'Odorico, P., Over, T.M., Zobeck, T.M., 2004. On the effect of air humidity on soil susceptibility to wind erosion: the case of air-dry soils. *Geophysical Research Letters* 31 (9), L09501. doi:10.1029/2004GL019485.
- Rice, M.A., Mcewan, I.K. 2001. Crust strength: a wind tunnel study of the effect of impact by saltating particles on cohesive soil surfaces. *Earth Surf. Process. Landforms* 26: 721 – 733.
- Roney, J.A., White, B.R. 2006. Estimating fugitive dust emission rates using an environmental boundary layer wind tunnel. *Atmos. Environ.* 40: 7668-7685.
- Ruiz, M.A., Golberg, A.D., Martínez, O. 2008. Water stress and forage production in *Tetrachnedregei* Nees, *Panicumcoloratum* L. and *Eragrostiscurvula* (Schrad) Nees. *International Journal of Experimental Botany* 77: 7-20.
- Saffman, P.G. 1965. Lift on a small sphere in a slow shear flow. *J. Fluid Mech.* 22: 385.

- Sauermann, G., Kroy, K., Herrmann, H.J. 2001 Continuum saltation model for sand dunes  
Phys. Rev. E 6403 031305.
- Schlichting, E., Blume, H. 1966. Bodenkundliches Praktikum. 209 PS., Paul Parey,  
Hamburg und Berlin.
- Shao, Y.P. 2008. Physics and Modelling of Wind Erosion. Atmospheric and  
Oceanographic Sciences Library. 2nd edn (Heidelberg: Springer).
- Shao, Y.P. 2004. Simplification of a dust emission scheme and comparison with data J.  
Geophys. Res. 109 D10202.
- Shao, Y.P. 2001. A model for mineral dust emission. J. Geophys. Res. 106: 20239–54.
- Shao, Y.P., Raupach, M.R., Leys, J.F. 1996. A model for predicting aeolian sand drift and  
dust entrainment on scales from paddock to region. Aust. J. Soil Res. 34: 309–42.
- Shao, Y.P., Raupach, M.R., Findlater, P.A. 1993. Effect of saltation bombardment on the  
entrainment of dust by wind .J. Geophys. Res. 98: 12719–12726.
- Shao, Y.P., Raupach, M.R. 1992. The overshoot and equilibration of saltation. J.  
Geophys. Res. 97: 20559–64.
- Sharratt, B., Feng, G., Wendling, L. 2007. Loss of soil and PM<sub>10</sub> from agricultural fields  
associated with high winds on the Columbia Plateau. Earth Surface Processes and  
Landforms 32, 621-630.
- Singh, P., Sharratt, B., Schillinger, W.F. 2012. Wind erosion and PM10 emission affected  
by tillage systems in the world's driest rainfed wheat región. Soil & Tillage  
Research. 124: 219–225.
- Skidmore, E.L., Hagen, L.J., Armburst, D.V., Durar, A.A., Fryrear, D.W., Potter, K.N.,  
Wagner, L.E., Zobeck, T.M. 1994. Methods for investigating basic processes and  
conditions affecting wind erosion. In: Lal, R. (Ed.), Soil Erosion Research Methods.  
Soil & W. Cons. Soc. Ankeny, USA, pp. 295–330.
- Skidmore, E.L., Layton, J.B. 1992. Dry-soil aggregate stability as influenced by selected  
soil properties. Soil Sci. Soc. Am. J. 56, 557–561.

- Soil Survey Division Staff. 1993. Soil survey manual. Soil conservation service. U.S. Department of Agriculture Handbook 18: Washington, DC.
- Stockton, P.H., Gillette, D.A. 1990. Field measurement of the sheltering effect of vegetation on erodible land surfaces. *Land Degrad. Rehabil.* 2, 77–85.
- Stout, J.E. 2004. A method for establishing the critical threshold for Aeolian transport in the field. *Earth Surface Processes and Landforms* 29: 1195–1207.
- Stovern, M., Rine, K.P., Russell, M.R., Fèlix, O., King, M., Sàez, A.E., Betterton, E.A. 2015. Development of a dust deposition forecasting model for mine tailings impoundments using in situ observations and particle transport simulations. *Aeolian Research.* 18: 155-167.
- Sun, Q., Hong, X., Wold, L.E. 2010. Cardiovascular effects of ambient particulate air pollution exposure, *Circulation*: 121(25), 2755-2765.
- Tegen, I., Lacis, A.A. 1996. Modeling of particle size distribution and its influence on the radiative properties of mineral dust aerosol. *J. Geophys. Res.* 101: 19237–44.
- Ungar, J.E., Haff, P.K. 1987. Steady-state saltation in air. *Sedimentology* 34: 289–99.
- US Environmental Protection Agency. 2012. Particulate matter. <http://www.epa.gov/air/particlepollution/>
- U.S. EPA. 1995. AP-42, Compilation of Air Pollutant Emission Factors. Washington, DC, Vol.I. 5 th ed. Available from: <<http://www.epa.gov/ttnchie1/conference/ei10/fugdust/macdougall.pdf>>, pp. 1–10.
- Van Pelt, R.S., Zobeck, T.M., Baddock, M.C., Cox, J.J. 2010. Design, construction, and calibration of a portable boundary layer wind tunnel for field use. *Transactions of the ASABE* Vol. 53(5): 1413-1422.
- Verheijen, F.G.A., Jones, R.J.A., Rickson, R.J., Smith, C.J. 2009. Tolerable versus actual soil erosion rates in Europe. *Earth-Science Reviews* 94: 23–38.
- Walkley, A., Black, I.A. 1934. An examination of Degtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil Sci.* 37: 29–38.



- Wanquan Ta. 2007. Study of the energy abrasion rates of five soil types subject to oblique impacts. *Geoderma* 140, 97–105.
- Willems, B.B., Rice, M.A. 1985. Wind tunnel tracer experiments using dried sands. In *Proc International Workshop on Physics of Blown Sands*, 2: 225 -242.0. E. Bamdorff-Nielsen, J. T. Moller, K. R. Rasmussen, and B. B. Willems, eds. Aarhus, Denmark: Aarhus University, Department of Theoretical Statistics.
- Wilson, W.E., Suh, H.H. 1997. Fine particles and coarse particles: concentration relationships relevant to epidemiologic studies. *J Air Waste Manag Assoc.* 47(12):1238-49.
- Xuan, J., Sokolik, I.N. 2002. Characterization of sources and emission rates of mineral dust in Northern China. *Atmospheric environment* 36, 4863-4876.
- Yang, P., Dong, Z., Qian, G., Luo, W., Wang, H. 2007. Height profile of the mean velocity of an Aeolian saltating cloud: Wind tunnel measurements by Particle Image Velocimetry. *Geomorphology* 89: 320–334.
- Zárate M.A. 2003. "Loess of southern South America", *Quaternary Science Reviews*, Vol. 22, pp. 1987-2006.
- Zender, C.S., Bian, H.S., Newman, D. 2003. Mineral Dust Entrainment and Deposition (DEAD) model: description and 1990s dust climatology. *J. Geophys. Res.* 108: 4416.
- Zobeck, T.M., van Pelt, R.S. 2006. Wind-induced dust generation and transport mechanics on a bare agricultural field. *Journal of Hazardous Materials* 132 (2006) 26–38
- Zobeck, T.M., Gill, T.E., Popham, T.W. 1999. A two-parameter Weibull function to describe airborne dust particle size distributions. *Earth Surf. Process.Landforms* 24: 943–55.
- Zobeck, T.M., Fryrear, D.W., Pettit, R.D. 1989. Management effects on wind-eroded sediment and plant nutrients. *Journal of Soil and Water Conservation* 44, 160–163.

Zou, X.Y., Wang, Z.L., Hao, Q.Z., Zhang, C.L., Liu, Y.Z., Dong, G.R. 2001. The distribution of velocity and energy of saltating sand grains in a wind tunnel. *Geomorphology* 36, 155–165.



Tabla A-1. Distribución de tamaño de agregados, estabilidad estructural en seco (EES) y fracción erosionable (FE) de cada sitio.

Sitio	Repetición	Distribución del tamaño de agregados (mm)						EES	FE
		>19,2	19,2-6,4	6,4-2	2-0,84	0,84-0,42	<0,42		
%									
	1	6,4	11,8	7,4	2,7	4,2	67,6	61	72
1	2	8,2	14,8	8,0	3,0	4,1	61,9	65	66
	3	2,3	10,9	7,3	2,6	4,4	72,5	61	77
	1	0,8	4,1	5,0	3,1	8,2	78,9	81	87
2	2	1,4	6,8	6,5	3,2	7,1	75,0	85	82
	3	0,4	5,4	6,8	3,5	7,6	76,2	80	84
	1	0,5	9,2	8,1	3,5	2,9	75,8	54	79
3	2	1,2	8,2	8,0	3,0	2,4	77,3	55	80
	3	1,3	8,5	8,3	3,1	2,4	76,4	53	79
	1	9,5	15,6	10,9	6,5	12,5	45,0	81	57
4	2	6,5	15,3	11,7	7,4	13,3	45,8	81	59
	3	6,3	18,4	12,3	6,9	12,7	43,4	80	56
	1	25,2	14,9	10,5	4,7	4,2	40,5	86	45
5	2	16,4	16,9	11,5	5,2	4,8	45,2	86	50
	3	8,7	19,1	12,7	5,5	5,3	48,6	85	54
	1	15,9	22,5	26,9	11,8	5,7	17,2	96	23
6	2	11,4	22,5	28,0	13,4	6,2	18,4	96	25
	3	22,2	28,6	23,9	9,2	4,0	12,2	96	16

Tabla A-2. Velocidad media del viento ( $V_m$ ), transporte de masa horizontal ( $Q$ ), impactos de partículas registrados por el Sensit y flujo vertical de  $PM_{10}$  ( $F_v PM_{10}$ ) de cada sitio, por tratamiento.

Sitio	Tratamiento	Repetición	$V_m$	$Q$	Sensit	$F_v PM_{10}$
			$m s^{-1}$	$g m^{-2} s^{-1}$	Impactos $s^{-1}$	$g m^{-2} s^{-1}$
1	IS	1	8,1	21,6	3,0	3,0E-04
		2	7,8	17,3	2,6	3,5E-04
		3	8,0	20,2	4,1	*
		4	8,4	22,1	5,5	2,9E-04
	NS	1	8,1	19,3	7,4	2,4E-04
		2	8,6	24,1	8,7	*
		3	8,2	17,9	6,7	2,6E-04
		4	8,1	13,5	6,3	1,9E-04
	SS	1	8,7	2,3	0,6	1,2E-04
		2	8,6	2,5	1,2	8,7E-05
		3	8,4	2,3	1,0	5,1E-05
		<hr/>				
2	IS	1	7,8	19,0	5,5	5,1E-04
		2	7,8	20,1	5,6	6,9E-04
		3	8,0	17,2	7,6	5,3E-04
		4	7,6	12,6	5,0	5,5E-04
	NS	1	7,5	13,9	4,0	3,8E-04
		2	7,7	14,0	4,7	3,9E-04
		3	7,5	10,7	3,9	3,2E-04
		4	7,7	11,6	4,1	4,4E-04
	SS	1	8,2	1,9	0,9	4,8E-05
		2	7,9	1,6	0,9	2,8E-05
		3	8,3	2,2	1,5	5,9E-05
		<hr/>				
3	IS	1	7,3	12,9	0,4	7,6E-04
		2	8,8	13,0	1,1	6,0E-04
		3	8,6	15,9	1,4	8,8E-04
		4	8,9	21,7	1,8	8,1E-04
	NS	1	7,8	16,6	0,4	8,6E-04
		2	7,7	11,6	0,8	6,5E-04
		3	8,7	12,7	1,6	7,1E-04
		4	9,0	11,2	1,6	7,5E-05
	SS	1	8,3	2,2	0,3	1,2E-04
		2	7,8	2,0	0,4	5,7E-05
		3	8,1	2,3	0,6	7,5E-05
		<hr/>				
	IS	1	7,6	5,3	2,4	3,1E-04
		2	7,6	4,1	2,2	3,5E-04

Tabla A-2 (Cont.).

Sitio	Tratamiento	Repetición	Vm	Q	Sensit	F <sub>v</sub> PM <sub>10</sub>	
			m s <sup>-1</sup>	g m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>	Impactos s <sup>-1</sup>	g m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>	
4	NS	3	7,7	6,0	3,2	2,9E-04	
		4	7,4	5,5	3,2	2,6E-04	
		1	7,5	4,1	1,9	3,8E-04	
		2	7,6	3,4	1,8	3,9E-04	
		3	7,7	4,7	2,5	3,2E-04	
		4	7,6	3,3	1,8	4,4E-04	
		1	7,8	2,0	0,5	1,5E-04	
	SS	2	7,8	1,9	0,6	9,4E-05	
		3	7,7	1,6	0,4	7,2E-05	
		<hr/>					
5	IS	1	7,6	7,6	1,3	2,9E-04	
		2	7,5	5,7	0,9	5,0E-04	
		3	7,5	6,2	1,1	*	
		4	7,5	7,0	1,1	3,8E-04	
	NS	1	7,5	6,3	0,9	3,3E-04	
		2	7,4	5,3	0,6	2,0E-04	
		3	7,5	4,1	0,6	4,3E-04	
		4	7,4	4,5	0,6	2,2E-04	
		SS	1	8,3	1,8	0,3	9,5E-05
			2	8,0	2,0	0,6	1,4E-04
<hr/>							
6	IS	1	7,6	7,6	0,9	4,5E-04	
		2	7,5	6,1	1,3	4,8E-04	
		3	7,4	5,6	1,0	4,6E-04	
		4	7,5	6,0	1,2	4,0E-04	
	NS	1	7,7	1,7	0,5	3,4E-04	
		2	7,7	4,0	1,1	4,8E-04	
		3	7,5	3,2	0,7	2,9E-04	
		4	7,3	3,6	0,7	2,6E-04	
		SS	1	7,8	1,3	0,04	1,8E-04
			2	8,1	1,2	0,1	1,9E-04
<hr/>							
<hr/>							
<hr/>							

\*hubo problemas en el funcionamiento del monitor de polvo Kanomax.

Tabla A3. Variables medidas durante las tormentas en ambos suelos.

Fecha	Duración (minutos)	Velocidad del viento ( $\text{m s}^{-1}$ )				Temperatura del aire ( $^{\circ}\text{C}$ )		Humedad del aire (%)		Humedad del suelo (%)	Temperatura del suelo ( $^{\circ}\text{C}$ )		Cobertura (%)	Concentración $\text{PM}_{10}$ ( $\mu\text{g m}^{-3}$ )				
		Media	Máxima	$\tau^*$	Dirección	Media	Rango (mín-máx)	Media	Rango (mín-máx)		1,8 m			3,5 m		background		
											Media	Máxima		Media	Máxima			
Franco																		
24/09/2014	269	6,6	14	0,4	NE	22	18-24	33	27-39	3,3	16,4	14-19	0	13	918	7	38	3,2
27/09/2014	495	8,3	14	0,4	N	19	12-24	37	25-53	2,4	14,5	12-18	0	15	576	9	28	2,8
21/10/2014	190	5,4	11	0,3	N	33	31-34	36	32-43	5,4	24,8	21-28	0	13	47	9	24	*
17/11/2014	430	10,1	17	0,5	N	36	29-38	21	12-39	2,7	26,9	24-30	0	90	1150	48	670	11
14/06/2015	290	7,4	15	0,6	S	13	12-14	35	31-40	7	9,7	8-11	0	6	126	5	33	*
15/06/2015	324	6,2	13	0,4	SO	18	12-21	26	21-37	4,7	8,4	7-11	0	6	47	4	13	1,9
19/06/2015	388	8,1	14	0,5	N	11	7-14	46	40-55	4,6	6,6	5-8	0	36	99	6	25	7,2
24/06/2015	390	6,6	12	0,5	N	12	5-15	57	45-86	4,3	5,7	4-8	0	15	83	2	9	5,7
17/07/2015	420	6,9	13	0,5	N	15	5-20	52	37-84	7,6	7	5-10	0	24	106	2	12	7,1
26/07/2015	440	7,2	15	0,5	N	16	12-19	76	64-97	5,3	11,3	10-13	5	40	144	4	19	10
21/08/2015	395	7,5	15	0,6	N	20	14-22	65	54-92	4,8	13	11-16	35	35	74	3	8	9,9
24/08/2015	395	7,5	14	0,5	N	16	10-20	61	42-87	4,9	11,8	10-14	27	6	34	5	23	0,1
25/08/2015	400	6,5	12	0,6	N	17	12-20	60	50-79	3,7	12,8	12-15	27	21	43	11	22	0,7
31/08/2015	395	9,3	15	0,8	S	18	17-19	43	36-55	3,7	16,4	13-20	0	21	101	10	35	5,7
06/09/2015	445	8,6	16	0,7	N	22	17-25	37	31-52	2,8	15,9	14-18	0	54	200	29	108	3,7

Tabla A3 (Cont.).

Fecha	Duración (minutos)	Velocidad del viento (m s <sup>-1</sup> )				Temperatura del aire (°C)		Humedad del aire (%)		Humedad del suelo (%)	Temperatura del suelo (°C)		Cobertura (%)	Concentración PM <sub>10</sub> (µg m <sup>-3</sup> )				
		Media	Máxima	µ*	Dirección	Media	Rango (mín-máx)	Media	Rango (mín-máx)		Media	Rango (mín-máx)		1,8 m		3,5 m		background
														Media	Máxima	Media	Máxima	
Arenoso franco																		
21/09/2014	375	8,4	22	0,6	N	20	13-25	57	44-77	2,3	16	14-19	4	18	110	10	83	5
22/09/2014	333	6,3	11	0,5	S	17	14-19	48	39-60	2,3	16,8	16-19	4	8	146	4	24	1,1
19/01/2015	340	6,7	13	0,5	S	26	22-28	50	43-64	1,1	29,3	28-32	8	9	113	8	61	2,7
21/01/2015	435	5,1	11	0,3	N	28	21-31	44	38-62	1,7	27,6	24-32	8	9	38	7	14	2,5
22/01/2015	135	5,6	11	0,4	NE	22	22-23	73	69-74	1,6	25,9	26-26	8	7	27	6	16	2,6
29/01/2015	365	4,3	6	0,4	N	28	25-30	33	25-45	3,8	29,7	25-33	7	8	12	3	54	2
30/01/2015	455	6,5	12	0,4	N	28	24-31	53	47-62	3,8	28,7	24-33	13	8	25	6	18	2,9
31/01/2015	395	6	12	0,4	N	31	25-34	46	35-64	1,8	29,7	26-33	13	10	43	8	13	3,3
11/02/2015	320	3,9	6	0,3	NO	36	34-38	23	18-32	1,5	31,3	27-34	26	8	23	8	30	2,9
14/02/2015	375	5,2	10	0,4	N	28	24-30	51	44-62	1,5	28,5	26-31	26	11	36	8	19	3,3

\*hubo problemas en el funcionamiento del monitor de polvo Kanomax.



Tabla A4. Análisis de la varianza (SC tipo III), suelo franco.

F.V.	SC	GI	CM	F	p-valor
Modelo	0,06	3	0,02	80,54	<0,0001
Hr	0,03	1	0,03	131,97	<0,0001
Rv	0,05	1	0,05	189,88	<0,0001
Ta	0,01	1	0,01	31,21	<0,0001
Error	0,14	513	0,00026		
Total	0,20	516			

Tabla A5. Análisis de la varianza (SC tipo III), suelo arenoso franco.

F.V.	SC	GI	CM	F	p-valor
Modelo	0,01	3	0,0027	105,60	<0,0001
Hr	0,0002	1	0,0002	8,20	0,0045
Rv	0,0031	1	0,0031	122,58	<0,0001
Ts	0,0009	1	0,0009	38,10	<0,0001
Error	0,01	321	0,000007		
Total	0,02	324			

Figura A-1. Proporción de material transportado (Q) en función de la distancia a favor del viento: a) 15 tormentas muestreadas (n=120) en el suelo franco; b) 10 tormentas muestreadas (n=80) en el suelo arenoso franco. Las líneas de tendencias se graficaron en función de los datos agrupados de todas las tormentas dentro de cada suelo.

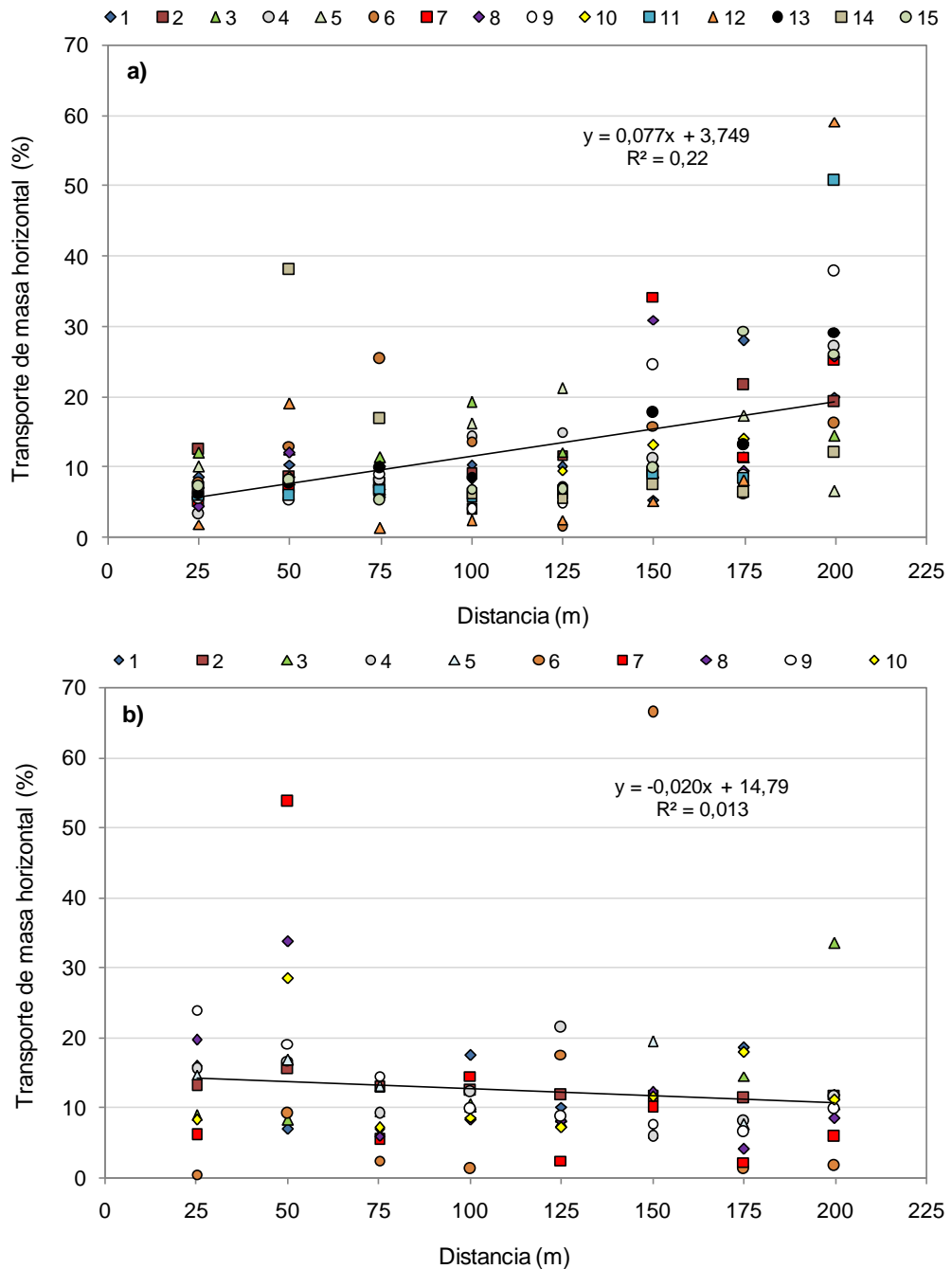


Figura A-2. Proporción de material colectado en los colectores BSNE a distintas alturas, para todas las tormentas del suelo franco.

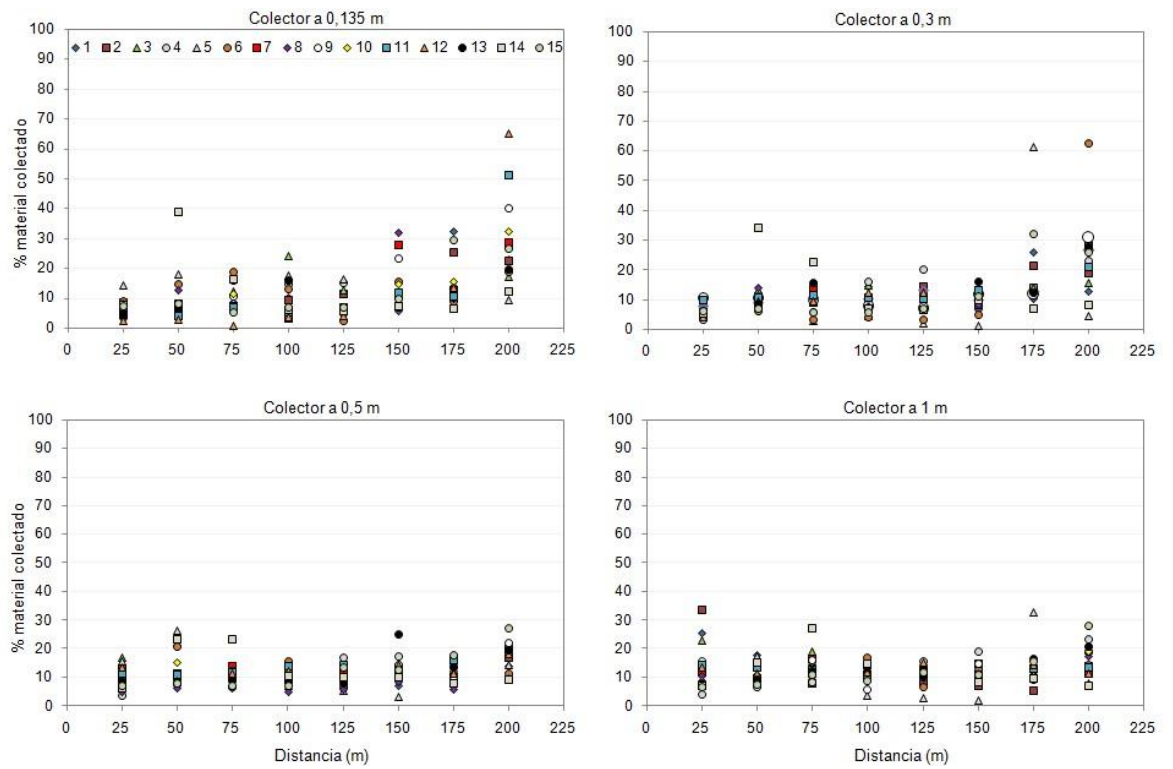


Figura A-3. Proporción de material colectado en los colectores BSNE a distintas alturas, para todas las tormentas del suelo arenoso franco.

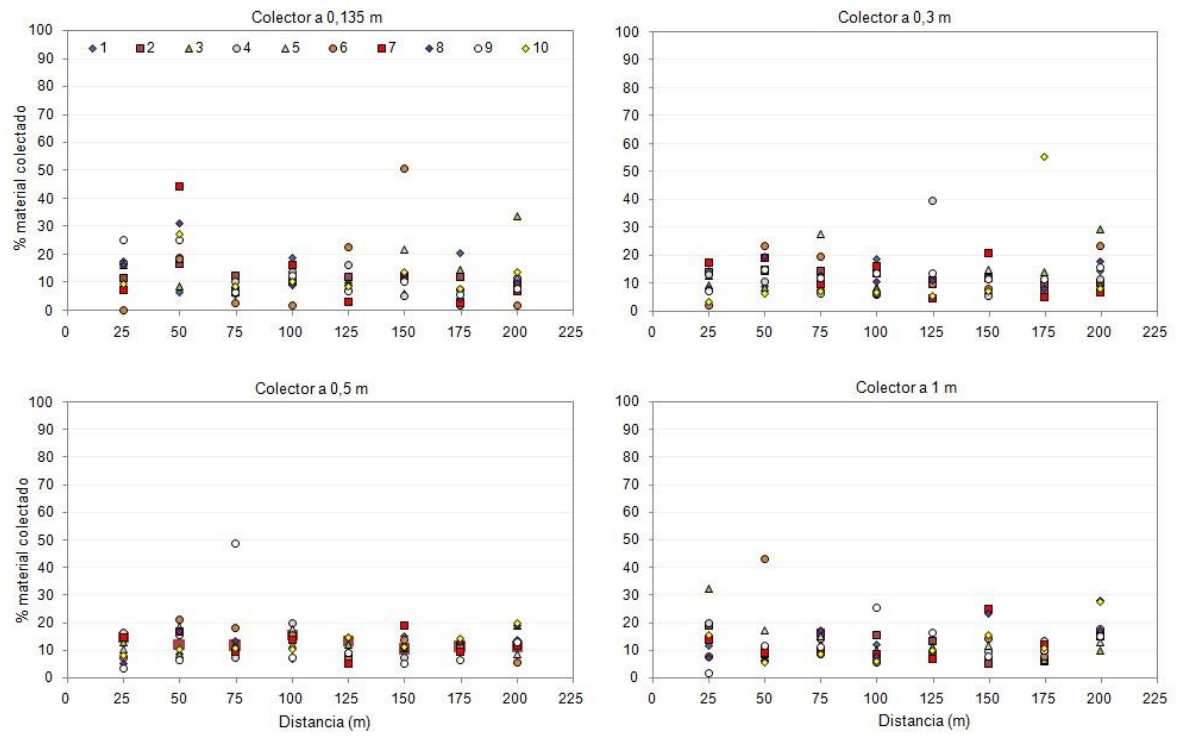


Figura A-4. Relación entre la variación (%) de las distintas fracciones granulométricas, entre los tratamientos con y sin dispersión, y la distancia recorrida (m) a favor del viento. Suelo de textura franca, tormentas del día: a) 06-09-2015, b) 31-08-2015, c) 17-11-2014; suelo de textura arenosa franca: d) agrupación de las tormentas más intensas (muestra compuesta).

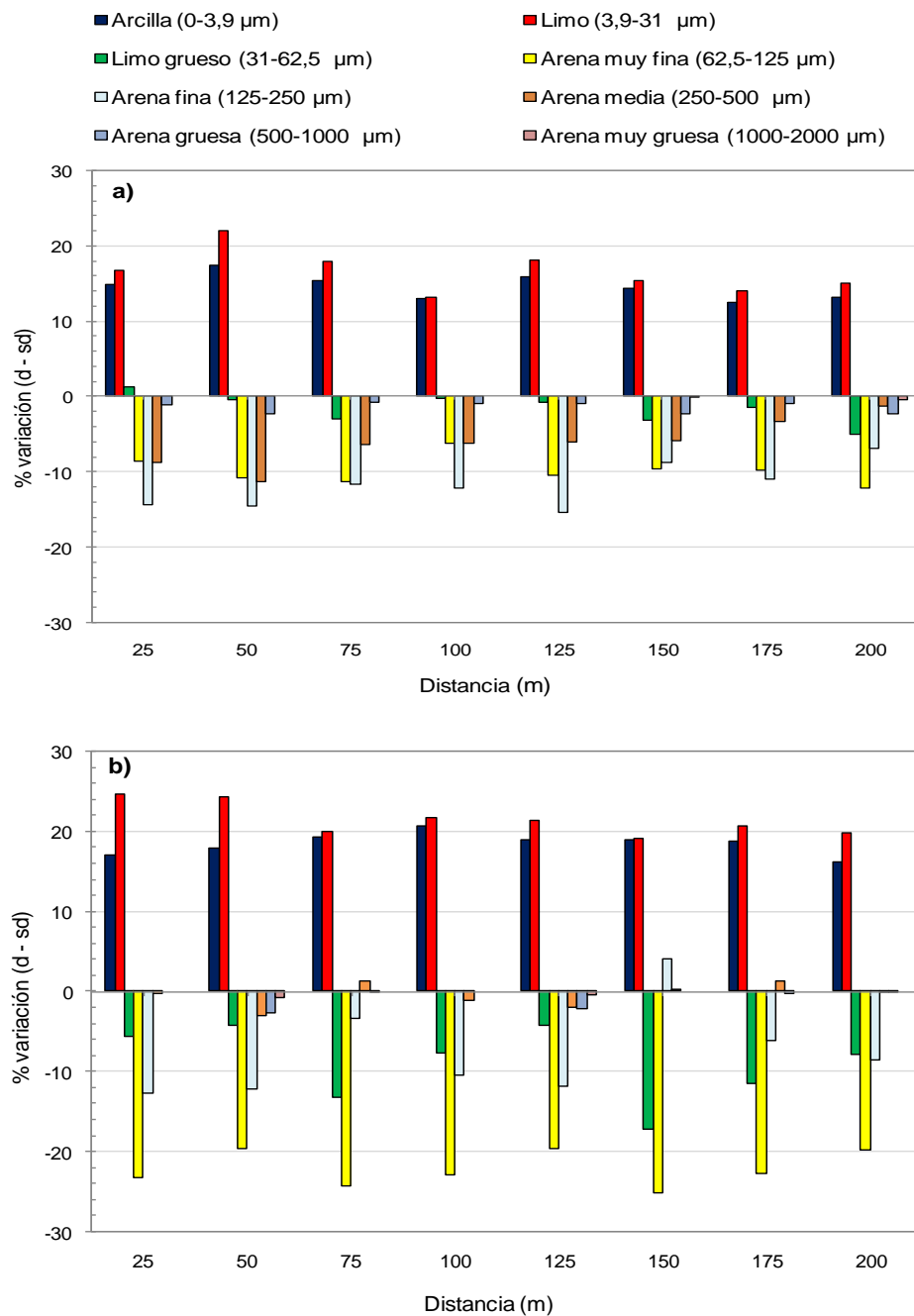


Figura A-4 (Cont).

