



Análisis de la erosividad de la lluvia: procesos, índices y fronteras de conocimiento

Rainfall erosivity: process, indices and frontiers of knowledge

Angulo-Martínez, M.⁽¹⁾; Beguería, S.⁽²⁾

(1) Departamento de Ingeniería Civil y Medio ambiental. Duke University. Durham, NC 27708-0287, USA.
m.angulo.mart@gmail.com; marta.angulo.martinez@duke.edu

(2) Estación Experimental Aula Dei, EEAD-CSIC, Campus de Aula Dei, Av. Montañana, 1005. 50059 - Zaragoza, España.
santiago.begueria@csic.es

Resumen

Este artículo revisa los trabajos precedentes relacionados con la capacidad erosiva de la lluvia. A partir de principios del siglo XX se comenzaron a cuantificar los procesos implicados en la erosión del suelo, lo que permitió el desarrollo de modelos e índices capaces de describir la capacidad erosiva de la precipitación. Éstos, en general, están basados en la energía cinética de las gotas, fundamental para estimar la erosión por impacto. Los estudios empíricos encontraron una relación entre la energía cinética y la intensidad de la precipitación a escalas temporales de alta resolución, permitiendo la estimación de la energía de la lluvia mediante relaciones matemáticas en función de la intensidad, las cuales están relacionadas con las características atmosféricas, climáticas y geográficas propias de los eventos de lluvia de cada lugar. En el presente artículo se revisan también los avances instrumentales recientes que permiten una medición más directa y precisa de la energía cinética de la lluvia, y se enumeran brevemente los trabajos relacionados dentro del contexto español.

Palabras clave: Erosividad de la lluvia, EI_{30} , energía cinética, DSD.

Abstract

This article reviews previous studies related with the ability of rainfall to erode soil. Precipitation is one of the main agents of soil erosion, which started to be quantified since the beginning of the 20th century. The quantification of soil erosion and related processes allowed the development of empirical models for soil erosion determination and, more specifically, for describing rainfall erosivity. This last is based on raindrop kinetic energy, a fundamental variable for estimating splash erosion. Empirical studies found a relationship between kinetic energy and rainfall at high resolution time scales, allowing the estimation of kinetic energy from ma-



thematical formulae using rainfall intensity. These relationships are related with the atmospheric, climatic and geographical characteristics of every location. Finally, recent works incorporating instrumental developments allowing more direct and real rainfall energy measurements, are reviewed. Finally, a short summary about Spanish research on this topic is included.

Keywords: Rainfall erosivity, EI_{30} , kinetic energy, DSD

1. La erosión del suelo como problema medioambiental y su cuantificación

El suelo es la capa terrestre capaz de sostener el crecimiento de la vegetación, tanto natural como cultivada, y su degradación o desaparición se puede considerar como irreversible a escala temporal humana. Se calcula que en los últimos 40 años alrededor de un tercio de los suelos agrícolas de la Tierra han visto reducida su productividad debido a la erosión acelerada (Almorox-Alonso *et al.*, 2010). En España, aproximadamente el 50% de los suelos agrícolas presentan un riesgo medio-alto de degradación por erosión (Boardman, 2006). La prevención de la erosión acelerada del suelo requiere la puesta en marcha de medidas de protección y conservación del suelo que exigen un sólido conocimiento de los factores y procesos que determinan la erosión. Los factores que intervienen en la erosión del suelo se pueden agrupar en tres conjuntos (Morgan, 2005): i) relacionados con los procesos de intercambio de energía entre la atmósfera y los materiales de la superficie terrestre a través de los agentes erosivos capaces de movilizar las partículas del suelo como la precipitación o el viento (erosividad); ii) relacionados con la resistencia que opone el suelo a ser erosionado, determinada por las características físicas y químicas propias de cada suelo (erosionabilidad o erodibilidad); iii) derivados de las características protectoras de la cubierta vegetal o de las medidas de protección y conservación llevadas a cabo por los agricultores. Entre los agentes erosivos la acción eólica queda en general restringida a las zonas áridas mientras que la erosión hídrica es el principal causante de la pérdida de suelo en las zonas húmedas y subhúmedas, siendo las áreas más afectadas las zonas de montaña, las zonas climáticas de

borde como el Mediterráneo, o las zonas tropicales. El riesgo de erosión hídrica aumenta en función del uso del suelo y de la presión antrópica sobre el mismo.

La precipitación actúa como agente erosivo a través de dos mecanismos: el impacto de las gotas de lluvia y la tensión ejercida por la escorrentía, con los consiguientes efectos de disgregación de partículas (meteorización) y su transporte y sedimentación. El proceso erosivo de la precipitación se inicia por el efecto de la salpicadura de las gotas de lluvia (ingl. *rainsplash*). Al impactar contra la superficie del suelo desnudo las gotas desencadenan dos mecanismos: i) la compactación y la formación de una costra incipiente, y ii) la desagregación de las partículas del suelo (Hudson, 1995) y su desplazamiento por saltación. A partir de ese momento se puede producir un transporte a favor de la pendiente debido a la erosión por salpicadura, mientras que dependiendo de la duración del evento de lluvia, la humedad en el suelo aumenta posibilitando el flujo de las partículas por escorrentía superficial (Morgan, 2005). Ambos procesos, impacto de las gotas y escorrentía suelen convivir hasta un determinado momento en el que la lámina de agua sobre el suelo saturado obstaculiza la erosión por impacto (Kinnell, 2005). Sin embargo, los factores implicados en ambos procesos difieren relativamente entre sí. En la erosión producida por el impacto de las gotas de lluvia resulta esencial conocer la energía con la que las gotas impactan, siendo ésta producto de la masa y la velocidad de las gotas. La energía cinética de las gotas depende de factores meteorológicos y climáticos. Además, el efecto erosivo del impacto de las gotas dependerá de las propiedades físico-químicas del suelo

(Park *et al.*, 1982). Este proceso es dinámico en el tiempo, estando influenciado por las variaciones en la energía cinética de las gotas y por las condiciones de humedad del suelo y de la costra superficial. En la escorrentía, la energía cinética de las gotas no suele influenciar tanto mientras que factores como la intensidad de la precipitación y la saturación del suelo son más relevantes, así como el tiempo de exposición. De estos dos procesos erosivos —el impacto de las gotas y la escorrentía— es el impacto de las gotas sobre el suelo o sobre una delgada película de agua el principal agente iniciador de la erosión hídrica (Hudson, 1995; Morgan, 2005). Sin embargo, la existencia de estratos de vegetación y cubierta vegetal en el suelo modifica en gran medida la erosividad de la precipitación (Elwell and Stocking, 1976; Thornes, 1990).

El presente trabajo revisa los estudios realizados para la determinación de la energía cinética de las gotas, abordando lo relativo a este proceso erosivo de la lluvia. En la siguiente sección se aborda la *evolución en el estudio de la erosividad de la lluvia*, la sección 3 versa sobre *índices de erosividad de la lluvia*, en la sección 4 se revisa el *estudio de la erosividad de la lluvia en España*, mientras que la sección 5 señala *fronteras de conocimiento sobre la erosividad de la lluvia*, aportando finalmente unas *conclusiones* en el epígrafe 6.

2. Evolución en el estudio de la erosividad de la lluvia.

La acción erosiva consecuente del impacto de las gotas de lluvia sobre el suelo depende de la energía cinética de las mismas y ésta, a su vez, del tamaño y velocidad de las gotas de lluvia. Los primeros estudios sobre erosión de suelo ya percibieron esta circunstancia, así, Ellison (1944), estableció la primera formulación empírica sobre la pérdida de suelo producida por la erosión por salpicadura a partir de datos de precipitación cada 30 minutos:

$$SL = kV^{4.33} D^{1.07} I^{0.65}, \quad (1)$$

donde SL es la pérdida de suelo (g), k es una constante empírica, V la velocidad de caída de las gotas (pies por segundo), D el diámetro de las gotas (mm), e I la intensidad de la lluvia (pulgadas por hora). De estos factores, k puede considerarse un factor de erodibilidad dependiente de las características del suelo; I modula la erosión en función de la cantidad de lluvia. La inclusión de V y D constituye una aproximación a la energía cinética de las gotas de lluvia, ya que asumiendo una forma esférica de las mismas el diámetro D se relaciona directamente con su masa. Otro de los primeros ejemplos es la formulación propuesta por Bisal (1960):

$$SL = kDV^{1.4}, \quad (2)$$

donde la velocidad V se mide en $m\ s^{-1}$.

A partir de la observación, los trabajos citados ya reconocieron la importancia fundamental del tamaño y velocidad de caída de las gotas de lluvia en la cantidad de suelo erosionado. La erosividad de la precipitación se debe, por tanto, a la transferencia de energía que se produce cuando las gotas de lluvia impactan sobre los agregados del suelo. Desde consideraciones puramente físicas la energía cinética de una gota de lluvia, EC (J), se puede estimar como (Roldán Soriano, 2006):

$$EC = \frac{1}{12} 10^{-3} \pi \rho V_i^2 D_i^3, \quad (3)$$

donde ρ es la densidad del agua ($1\ g\ cm^{-3}$), D es el diámetro de una esfera con el volumen equivalente al de la gota de lluvia (cm), y V_∞ es la velocidad terminal de caída ($m\ s^{-1}$). Esta última depende del radio de la gota siguiendo la ley de Stokes:

$$V_i = \frac{1}{12} \frac{F}{\pi \eta D_i}, \quad (4)$$

donde F es el rozamiento ($Pa\ s^{-1}$), y η representa la viscosidad del fluido ($kg\ m^{-1}\ s^{-1}$).

Como se puede apreciar, según las ecuaciones (3) y (4) la energía cinética depende exclusivamente del tamaño de la gota. La validez de este modelo se basa en dos importantes supuestos: i) que las gotas de lluvia tienen una

forma esférica, y ii) que la velocidad de caída de las gotas es igual a la velocidad terminal. Estos dos supuestos no se cumplen de manera estricta en la naturaleza, lo que ha motivado la realización de numerosos estudios sobre la variabilidad del tamaño y forma de las gotas de lluvia y sobre su velocidad de caída.

2.1. Métodos de medición del tamaño y velocidad de las gotas de lluvia

En aras de entender la erosión provocada por la lluvia, con el objetivo último de modelizarla mediante relaciones matemáticas es necesario realizar estudios experimentales que analicen este comportamiento y acumulen datos necesarios para los modelos matemáticos.

Los primeros estudios experimentales sobre el tamaño de las gotas de lluvia se remontan a finales del siglo XIX (Wiesner, 1895). La metodología empleada era un papel de filtro teñido en el que quedaban señaladas las circunferencias correspondientes a las gotas de lluvia (ingl. *drop splash*), existiendo una relación empírica entre el diámetro de la mancha y el de la gota. Algunos trabajos han criticado este método por sobrestimación del tamaño de las gotas en eventos de elevada intensidad de precipitación (Hall, 1970; Carter *et al.*, 1974), aunque es un método que se ha seguido utilizando (Cerdà, 1997; Nyssen, 2005). Otro método de gran difusión es el conocido como “método de las bolitas de harina” o *flour pellets* (Bently, 1904), basado en la captura de las gotas de lluvia en un recipiente lleno de harina. Las gotas, al impactar contra la harina, crean formas que representan el tamaño de éstas. Una vez finalizado el experimento se seca la harina y se separan los moldes de las gotas por un tamiz de 210 μm . Al igual que en el caso anterior, el método se debe calibrar previamente en el laboratorio. Este método ha sido considerado el más fiable hasta hace relativamente poco tiempo y aún hoy es probablemente el más extendido permitiendo comparaciones entre los resultados obtenidos en diferentes lugares (Jayawardena y Rezaur, 2000). Otros métodos de captura han empleado un tanque con acei-

te aprovechando la diferencia entre las densidades de los dos fluidos (McCool *et al.*, 1978; De Luna *et al.*, 2000).

En las últimas décadas se ha avanzado en la utilización de aparatos capaces de monitorizar las gotas de lluvia, como por ejemplo los basados en fotografía o vídeo de alta frecuencia (Mutchler y Hansen, 1970; Mutchler, 1971). También se han desarrollado aparatos específicos para la medición de las características de las gotas de lluvia: los disdrómetros. Los primeros disdrómetros (*acústicos*) se basan en la onda de presión generada por el impacto de las gotas sobre una superficie (Joss y Waldvogel, 1967). Los disdrómetros ópticos, de desarrollo más reciente, se basan en el oscurecimiento de un haz de luz láser infrarroja al ser atravesado por las gotas de lluvia (Cerro *et al.*, 1998; Fernández-Raga *et al.*, 2010). Los métodos más recientes (vídeo de alta resolución, disdrómetro óptico) permiten medir no sólo el tamaño de las gotas de lluvia, sino también su velocidad e incluso su forma, lo que ha permitido disponer de mediciones más precisas de la energía cinética.

La comparación entre los valores característicos de tamaño de gota medidos en distintos lugares de la Tierra refleja una elevada variabilidad geográfica (Tabla 1). En general puede diferenciarse entre zonas tropicales donde se registran las mayores intensidades y tamaños de gota y las zonas templadas o de latitudes medias en las que las lluvias son menos intensas y las gotas son menores. La Tabla 1 ofrece distintos datos recogidos del estadístico D_{50} , que sin embargo ofrece una información limitada acerca de la distribución de tamaños de las gotas de lluvia. Una solución mejor supone ajustar los distintos tamaños de gota recogidos en varios eventos de precipitación a distribuciones teóricas. En este sentido, los primeros estudios propusieron una distribución exponencial (Marshall y Palmer, 1948), controlada por dos parámetros relacionados por un lado con la intensidad de la precipitación mediante una función potencial, y por otro con el número de gotas por unidad de volumen de aire ($N_0 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$). Esta propuesta ha recibido

Tabla 1. Valores de diámetro mediano de gotas de lluvia (D_{50}) obtenidos en varios estudios experimentales.
 Table 1. Empirical data of medium raindrops diameters (D_{50}).

Fuente	Localización	D_{50} (mm)
Kowal (1972), Kowal y Kassam (1976, 1978)	Samaru, Norte Nigeria	2.34 - 4.86
Salako <i>et al.</i> (1995)	East Nigeria	2.3
Osuji (1989)	Ibadan, Nigeria	2 - 3.5 (max. 5.46)
Jayawardena y Rezaur (2000)	Hong Kong	2.23 - 4.48
Cerdà (1997)	Valencia, España	0.25 - 2.69

críticas, dado que los estudios experimentales revelan una sobreestimación en el número de gotas en las colas de la distribución, tanto asociadas con los tamaños inferiores (Waldvogel, 1974) como a los superiores (Joss y Gori, 1978). Como consecuencia se han propuesto otras distribuciones de frecuencias como la Exponencial generalizada, la Gamma, la log-Normal o la Weibull. A pesar de las distintas propuestas, no se ha llegado a una conclusión clara sobre la distribución de frecuencias de los datos de gotas de lluvia, y es posible que existan diferencias a este respecto en función de los mecanismos genéticos de la precipitación, sistemas de medición, u otros aspectos.

Respecto a la velocidad terminal de las gotas, el viento puede alterarla alejándola de los valores teóricos de la ecuación (4) (Hudson, 1995). Los experimentos de Laws (1941) encontraron que, en promedio, las gotas de lluvia impactaban en el suelo al 95% de su velocidad terminal teórica, lo que invalidaría el supuesto de velocidad terminal en que se basan muchos modelos. A partir de mediciones de eventos reales, varios autores han propuesto diferentes expresiones empíricas (Tabla 2).

Estudios recientes, sin embargo, han revelado que son frecuentes los casos de gotas de tamaño pequeño a mediano con velocidades superiores en más de un orden de magnitud a la velocidad terminal teórica de las gotas en función de su tamaño (Montero-Martínez *et al.*, 2009). La presencia de gotas a velocidad super-terminal se incrementa en los casos de lluvias de gran intensidad y con presencia de gotas muy grandes, por lo que se ha propues-

to que las gotas super-terminales proceden de la ruptura de gotas grandes a poca altura de la superficie, de manera que las pequeñas gotas generadas conservan todavía el momento de la gota antes de la ruptura. En cualquier caso, se está lejos todavía de tener un conocimiento general acerca de la velocidad terminal de las gotas, por lo que los estudios experimentales con aparatos de medida capaces de determinar la velocidad de las gotas, como con disdrómetros ópticos, son muy relevantes (p. ej. Bloemink and Lanzinger, 2005; Brawn and Upton, 2008; Fernández-Raga *et al.*, 2009).

Los datos disponibles sobre la distribución de tamaños y velocidades de las gotas de lluvia, ya sea a partir de métodos tradicionales o de modernos aparatos de medida, son muy escasos y se circunscriben al ámbito espacial y temporal de experimentos científicos concretos, siendo especialmente escasos los datos reales de velocidad de las gotas. Ello ha motivado la realización de un gran número de trabajos dedicados a la búsqueda de relaciones entre la energía cinética medida a partir de las distribuciones de tamaños de gota (*DSD*) y la intensidad de la precipitación, siendo ésta de más fácil determinación y obtención. El fin último de estos estudios consiste proponer índices de erosividad de la precipitación.

2.2. Relación entre intensidad de precipitación y el tamaño, velocidad y energía cinética de los eventos de lluvia

La intensidad de la precipitación es un parámetro que se registra de forma habitual en la mayoría de las estaciones meteorológicas,

Tabla 2. Funciones empíricas para estimar la velocidad terminal de las gotas de lluvia, VT (m s-1), en función de su diámetro, D (mm.)

Table 2. Empirical equations for estimating raindrops terminal velocity VT (m s-1), as a function of their diameter, D (mm.)

Fuente	Ecuación
Uplinger (1981)	$V_T = 48.54D e^{-1.95D}$
Atlas y Ulbrich (1977)	$V_T = 1.767D^{0.67}$
Van Dijk et al (2002)	$V_T = 0.0561D^3 - 0.912D^2 + 5.03D - 0.254$

a diferencia de la distribución de frecuencias del tamaño de gotas que requiere de instrumental muy especializado y que se ha estudiado en pocos lugares y durante periodos temporales limitados. Como consecuencia se han dedicado muchos estudios a encontrar relaciones matemáticas que permitan relacionar la distribución de frecuencias de los tamaños de gota (ingl. *drop size distribution*, *DSD*) o el diámetro mediano (D_{50}) con la intensidad de la lluvia.

Probablemente los primeros estudios sean los realizados en Europa por Lenard (1904) y Defaut (1905). La coincidencia entre los resultados obtenidos en estos estudios seminales y nuevos datos experimentales registrados en Norteamérica permitió a Laws y Parsons (1943) formular la primera relación matemática entre el tamaño de gotas y la intensidad de la precipitación, para lo que eligieron una función potencial:

$$D_{50} = 2.23 I^{1.82}, \quad (5)$$

donde D_{50} es el diámetro mediano de las gotas de lluvia medidas en un intervalo de tiempo determinado, generalmente 30 min. Estos y otros estudios iniciales se realizaron a partir de eventos de intensidad baja a moderada, lo que condujo a la formulación de un modelo general de tipo potencial al existir una correlación positiva entre la intensidad de la precipitación y el tamaño de las gotas a lo largo de todo el rango de medidas (Best, 1950):

$$D_{50} = aI^b, \quad (6)$$

donde a y b son constantes calibradas con datos empíricos.

La distribución de los tamaños de gota tiene una gran variabilidad espacial, en relación con factores geográficos como la altitud, la latitud, la proximidad a masas de agua, etc. Las investigaciones de Hudson (1963) en ambientes tropicales revelaron que el diámetro de las gotas de lluvia alcanza un valor máximo asociado a intensidades de precipitación en torno a los 70-100 mm h⁻¹, a partir de las cuales la relación entre tamaño e intensidad se estabiliza o incluso se hace negativa. Lo cual se explica por el proceso de formación y desarrollo de las gotas de lluvia, según el cual una vez formadas pequeñas gotas esféricas de unos 0.2 mm comienzan a caer verticalmente atraídas por la gravedad, aumentando su tamaño en función de la cantidad de humedad en la masa de aire y aplanando su forma durante el recorrido hasta unos 5-6 mm de diámetro, momento en que se rompen en gotas más pequeñas (Sempere Torres, 1994). Varios autores han señalado el cambio en la forma de las gotas en función del tamaño del diámetro pasando, a partir de 1 mm, de tener una forma asemejable a una esfera a otra más próxima a la elipse (Teschl *et al.*, 2008). Este hecho se ha de tener en cuenta a la hora de estimar la energía cinética (ec. 3), de no ser así se produce una sobreestimación que Fernández-Raga *et al.* (2010) han cuantificado en un 50% sobre la real en las gotas de mayor tamaño. En el proceso de formación de las gotas unas se crean a expensas de las otras y, por tanto, la existencia de una gota

grande sólo es posible si hay una gradación de gotas más pequeñas, explicándose así la distribución de frecuencias de los tamaños de gota observadas (*DSD*). Durante un evento de lluvia y en fracciones de tiempo y espacio pequeños existe una gran variabilidad de gotas de diferentes tamaños. Los estudios empíricos reflejan que a intensidades bajas hay mayor variabilidad que a intensidades mayores (Van Dijk *et al.*, 2002).

La *DSD* y sus velocidades asociadas se combinan entre sí a través de la energía cinética (*EC*). Estos parámetros están relacionados con la intensidad, por lo que un buen número de trabajos han tratado de relacionar la *EC* con la intensidad de la precipitación. Se han empleado principalmente tres tipos de relaciones, basadas en las funciones logarítmica, potencial y exponencial (Tabla 3).

Los modelos potencial y logarítmico (más antiguos) estiman la energía cinética relativamente bien a bajas intensidades de precipitación, pero la sobreestiman a intensidades elevadas, sin existir un límite superior. Sin embargo los estudios experimentales realizados con posterioridad sugieren que en la naturaleza la *EC* no se incrementa indefinidamente, sino que se estabiliza a partir de unos determinados valores de intensidad (Hudson, 1963; Baruah, 1973; Carter *et al.*, 1974; Kinell, 1980; Rosewell, 1986; Brown and Foster, 1987), consecuencia del límite en el crecimiento del tamaño de las gotas. El modelo exponencial consigue un mejor ajuste a intensidades elevadas, ya que presenta una asíntota a partir de un determinado valor, aunque

puede subestimar ligeramente los valores de *EC* a intensidades bajas. Numerosos autores han estudiado la relación entre ambas variables a partir de datos empíricos de energía cinética observada en eventos de lluvia, como se resume en la Tabla 4. En todos los casos es necesario disponer de datos de intensidad de precipitación con una frecuencia de 30 minutos o superior. Es importante subrayar que la energía cinética observada se basa únicamente en las *DSD* empíricas, calculando la velocidad terminal de las gotas en función del radio, en este caso los valores de *EC* pueden estar sobreestimados, influyendo en consecuencia en la obtención de los parámetros de las ecuaciones basadas en la intensidad de la precipitación.

2.3. Influencia de las características climáticas y geográficas sobre la energía cinética de la lluvia

A pesar de los errores de medición muchas de las diferencias entre las distintas relaciones *EC(I)* obtenidas en diferentes lugares se pueden atribuir a diferencias en las características atmosféricas y físicas de la precipitación, así como a rasgos geográficos del entorno que modifican dichas características y a diferencias en los instrumentos y métodos de medición.

El tamaño de las gotas de lluvia y su velocidad terminal dependen de factores atmosféricos como la temperatura del aire y la presión atmosférica, de manera que la energía cinética de las gotas a 500 m de altura es alrededor de

Tabla 3. Relaciones matemáticas entre la energía cinética (*EC*) y la intensidad de la precipitación (*I*); *a* y *b* son coeficientes empíricos.

Table 3. Mathematical equations between kinetic energy (*KE*) and rainfall intensity (*I*); *a* and *b* are empirical coefficients

Tipo de función matemática	Ecuación
Potencial	$EC = aI^b$
Logarítmica	$EC = a + b \log I$
Exponencial	$EC = e_{\max} [1 - a \exp(-bI)]$

Tabla 4. Relaciones empíricas entre la energía cinética, EC ($MJ\ ha^{-1}\ mm^{-1}$) e intensidad de la precipitación, I ($mm\ h^{-1}$) en distintos lugares, con indicación del rango de intensidad de los datos utilizados (n.c.: no consta).Table 4. Empirical relations between kinetic energy, EC ($MJ\ ha^{-1}\ mm^{-1}$) and rainfall intensity, I ($mm\ h^{-1}$) worldwide. The intensity range registered is indicated (n.c.: unknown)

Fuente	Localización	Ecuación	Rango de intensidad ($mm\ h^{-1}$)
USLE; Wischmeier & Smith 1978; basado en Laws and Parsons (1943)	EE.UU.	$EC = 0.0119 + 0.0873 \log_{10} I$	0.4-144
Marshall and Palmer (1948)	Canadá	$EC = 0.0895 + 0.0844 \log_{10} I$	0-23
Hudson (1965)	Zimbawe	$EC = 0.298 (1 - 4.29/I)$	n.c.
Carter <i>et al.</i> (1974)	Sur y centro EE.UU.	$EC = 0.1132 + 0.0055I - 0.005 \cdot 10^{-2} I^2 + 0.00126 \cdot 10^{-4} I^3$	<260
Zanchi y Torri (1980)	Italia, Toscana	$EC = 0.0981 + 0.1125 \log_{10} I$	1-140
Park <i>et al.</i> (1982, 1983)	EE.UU.	$EC = 0.2111 * I^{1.156}$	n.c.
Bolline <i>et al.</i> (1984)	Bélgica	$EC = 0.123 + 0.56 * I$	0.3-39
Rosewell (1986)	New South Wales, Australia	$EC = 0.29 (1 - 0.6 e^{-0.04I})$	1-146
Rosewell (1986)	Queensland, Australia	$EC = 0.26 (1 - 0.7 e^{-0.035I})$	1-161
RUSLE; Brown and Foster (1987)	Sur EE.UU.	$EC = 0.29 (1 - 0.72 e^{-I/20})$	0-250
Onaga <i>et al.</i> (1988)	Okinawa, Japón	$EC = 0.0981 + 0.106 \log_{10} I$	4-103
Brandt (1990)	EE.UU.	$EC = 0.895 + 0.844 \log_{10} I$	n.c.
Sempere Torres <i>et al.</i> (1992)	Cévennes, Francia	$EC = 0.34 * I - 0.19$	n.c.
Coutinho y Tomas (1995)	Portugal	$EC = 0.29 (1 - 0.72 e^{-0.34I})$	0-120
Cerro <i>et al.</i> (1998)	Barcelona, España	$EC = 0.384 (1 - 0.54 e^{-0.029I})$	1-150
Uijlenhoet y Stricker (1999)	Canadá	$EC = 0.072 * I^{1.32}$	<23
Jayawardena and Rezaur (2000)	Hong Kong	$EC = 0.369 (1 - 0.69 e^{-0.038I})$	12-120
Van Dijk <i>et al.</i> (2002)	Universal	$EC = 0.283 (1 - 0.52 e^{-0.042I})$	n.c.
Usón y Ramos (2001)	España	$EC = 0.34 * I - 0.18$	0-20
Roldán Soriano, M. (2006)	Madrid, España	$EC_{\min} = 65 - e^{(-9.8679 * 10^{-5} I^2 - 4.987 * 10^{-3} I + 4.1779)}$	47.5

un 4-5% mayor que a nivel del mar, un 8-10% a 1000 m y un 44-61% a 4000 m (Van Dijk *et al.*, 2002). Esta diferencia se incrementa con el tamaño de la gota. La DSD y sus consiguientes energías cinéticas están relacionadas con la temperatura de la masa de aire, de forma que el D_{50} podría calcularse a través de una relación potencial con la temperatura (Zanchi y Torri, 1980), aunque esta relación puede manifestar también diferentes tipos de situaciones atmosféricas (Van Dijk *et al.*, 2002). Otros estudios revelan diferencias en las DSD asociadas a frentes fríos o frentes ocluidos, (Kinell, 1973). Uno de los primeros estudios ex-

haustivos es el de Carter *et al.* (1974), quienes analizaron mediante *flour pellets* 181 eventos de lluvia en Baton Rouge (Louisiana) y 315 en Holly Springs (Carolina del Norte) durante el periodo 1964-1972. Evaluaron la influencia de parámetros meteorológicos como: i) la temperatura del aire, ii) la estación del año y iii) la duración de las tormentas. Sus análisis mostraron que las gotas de lluvia precipitadas a temperaturas del aire superiores a 18.3°C eran significativamente más grandes que en condiciones más frías, lo que explicaba las diferencias estacionales observadas. Estos autores también constataron la influencia de la

duración de los eventos, ya que con una duración inferior a 1 hora las gotas eran significativamente mayores que en eventos de mayor duración. Los resultados mostraron la importancia de los mecanismos de generación de la precipitación (ingl. *cloud microphysics*) en las características de las gotas. Otras variables analizadas como: i) la humedad relativa, ii) el momento del día en el que se produce el evento, o iii) el tamaño de la tormenta no mostraron diferencias significativas respecto al tamaño de gotas. Sin embargo, este hecho también se puede deber al tamaño relativamente pequeño de la muestra utilizada.

En general se observa que las condiciones atmosféricas influyen en el tamaño de las gotas produciéndose un gradiente desde frentes cálidos, relacionados con tamaños de gota más pequeños y eventos de lluvia generalmente más duraderos y de menor intensidad, a frentes ocluidos y fríos, vinculados con eventos de lluvia de mayor intensidad (Van Dijk *et al.*, 2002). Los estudios revelan también una influencia de los factores geográficos. Por ejemplo, la diferencia entre frentes fríos y cálidos se atenúa en regiones costeras y se incrementa en zonas continentales, lo cual hace necesario establecer dos relaciones $EC(I)$ diferentes, (Rosewell, 1986). La comparación de valores publicados por diversos autores confirma el incremento general de los valores de EC promedio desde la costa hacia el interior: Brisbane ($26.4 \text{ J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$) en la costa australiana, en oposición a Gunnedah ($28.2 \text{ J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$) en el interior de Australia, (Rosewell, 1986); Carolina del Norte ($24.6 \text{ J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$) en comparación con New Jersey ($25.1 \text{ J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$), (McIsaac, 1990); Japón ($23.7 \text{ J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$), (Mihara, 1952); Trinidad ($24.7 \text{ J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$), (Ker, 1954).

Los estudios experimentales enfocados a cuantificar el efecto de la orografía en el tamaño de las gotas reflejan un descenso en el tamaño de las mismas con la altitud (Blanchard, 1953; McIsaac, 1990). Esto se ha explicado por el hecho de que a medida que las gotas de lluvia pasan de capas atmosféricas altas y frías a otras más cálidas próximas a la superficie, las gotas más pequeñas tienden a evaporar-

se prevaleciendo por tanto las gotas de mayor tamaño que proporcionan valores mayores de EC (Blanchard, 1953; Beard, 1977).

3. Índices de erosividad de la lluvia

La acción erosiva de la lluvia depende en gran medida de la energía cinética de la lluvia y del volumen total precipitado por su influencia en procesos como el encharcamiento. Diversos autores han propuesto índices basados en las características de los eventos de precipitación capaces de predecir la erosión generada por éstos.

El índice de erosividad de la lluvia de uso más extendido es el factor R del modelo USLE/RUSLE (Wischmeier y Smith, 1958; Wischmeier y Smith, 1978; Brown y Foster, 1985; Brown y Foster, 1987), se basa en el promedio anual de la erosividad de los eventos de precipitación:

$$R = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \sum_{k=1}^{m_j} (EI_{30})_k, \quad (7)$$

donde n es el número de años, m_j es el número de eventos erosivos del año j , y EI_{30} es el índice de erosividad de cada evento k ($\text{MJ ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$), calculado como:

$$EI = EI_{30} = \left(\sum_{r=1}^o e_r v_r \right) I_{30}, \quad (8)$$

donde e_r y v_r son, respectivamente, la energía cinética unitaria de la lluvia ($\text{MJ ha}^{-1} \text{ mm}^{-1}$) y la cantidad de precipitación (mm) durante un periodo de tiempo r e I_{30} es la intensidad máxima en 30 minutos (mm h^{-1}). La energía unitaria, e_r , se estima para cada intervalo de tiempo como:

$$e_r = 0.29 [1 - 0.72 \exp(-0.05i_r)], \quad (9)$$

donde i_r es la intensidad de la lluvia en el intervalo de tiempo (mm h^{-1}). Esta última ecuación responde a las modificaciones introducidas por Brown y Foster (1987). Asimismo, Elwell y Stocking (1975) proponen no aplicar el cálculo de EI_{30} para los eventos de lluvia inferiores a 12.7 mm , estando separados de

otros eventos en al menos 6h, a no ser que se registren intensidades de 6.35 mm en 15 minutos o superiores.

Algunos autores han observado que el índice EI_{30} sobreestima la erosividad de la lluvia (Kinnell, 2010). Estudios en África demostraron que se requieren intensidades superiores a 25 mm h^{-1} para erosionar el suelo, por lo que se propuso utilizar sólo los valores de EI_{30} por encima de dicho umbral, mediante la aplicación del índice KE, cuyo cálculo es similar a EI_{30} , aunque limitado por el umbral de intensidad (Hudson, 1971). Morgan (1977) propuso el uso de un umbral $EC > 10$ para Europa.

Los estudios de Lal (1976) en Nigeria no observaron un buen ajuste con ninguno de los índices referidos, lo cual motivó el desarrollo del índice AI_m , donde A es la cantidad total de lluvia del evento e I_m la intensidad máxima registrada en 7.5 minutos.

$$AI_m = \sum_{i=1}^{12} \left[\sum_1^n A I_{\max} \right], \quad (10)$$

Otro índice propuesto es el $I_x E_A$ (Kinnell *et al.*, 1994), que se basa en el producto del exceso de la cantidad de lluvia (I_x), calculado como la intensidad de la lluvia menos la tasa media de aceptación del suelo durante el evento, por la tasa de gasto de energía cinética (E_A). Los resultados obtenidos del estudio comparado entre EI_{30} e $I_x E_A$ en Holly Springs, Mississippi, observaron mejores resultados en la predicción de la erosión de suelo de este índice en comparación con el EI_{30} . Este hecho puede deberse a que el índice $I_x E_A$ tiene más en cuenta los mecanismos que ocurren en el suelo, especialmente relacionados con la desagregación del mismo y su transporte, mientras que en el índice EI_{30} ha pesado más la determinación de la energía cinética. Este hecho se manifiesta en las críticas sobre el modelo USLE/RUSLE entorno al cálculo del factor R (Kinnell, 2010) que Nearing (1998) asocia a problemas en la determinación de los parámetros en las ecuaciones. Otra propuesta reseñable es la de Seuffert *et al.* (1999), también críticos con la excesiva simplicidad del índice EI_{30} . Los estudios experimentales de estos autores en Alemania,

Cerdeña y Sudáfrica para la determinación de la erosividad de la lluvia incluyen parámetros como la duración y el ritmo de los pulsos de precipitación y su distribución en el evento, la relación entre la duración total del evento y el tiempo en el que está lloviendo, el comportamiento de la intensidad (picos y duración de los ritmos con mayor intensidad e intensidad media) y otros parámetros que se incluyen en el índice REI, necesitando para su cálculo datos de precipitación a resolución mínima de 5 minutos. Otro índice propuesto es el de Onchev (1985), que se basa en la cantidad de precipitación y su intensidad. Existen también otras propuestas integradas en modelos de erosión del suelo que incluyen otros factores, como por ejemplo las distintas formulaciones del índice de erosividad de la lluvia X_e de los modelos EPIC o APEX (Williams *et al.*, 1984).

De entre los índices existentes el más ampliamente utilizado es el EI_{30} . La principal desventaja de este índice y de otras ecuaciones similares es la necesidad de contar con series de precipitación continuas y lo suficientemente largas a una resolución temporal mínima de 15 minutos, aconsejándose por lo menos una longitud mínima de 20 años (Renard *et al.*, 1997; Verstraeten *et al.*, 2006). Este tipo de información no suele estar disponible con una adecuada cobertura espacial y temporal. Por ello se ha recurrido a la estimación de la erosividad de la lluvia a partir de registros de precipitación de menor frecuencia, desde la precipitación media anual (Renard y Freimund, 1994), mensual (Elsenbeer *et al.*, 1993, Yu and Rosewell, 1996a and b, Yu *et al.*, 2001), diaria o incluso de evento (Richardson *et al.*, 1983, Bagarello and D'Assaro, 1994, Yu and Rosewell, 1996c, Petkovsek and Mikos, 2004, Angulo-Martínez y Beguería, 2009), o a partir del índice modificado de Fournier (MFI, Arnoldus, 1977; Renard y Freimund, 1994). Todas estas aproximaciones están basadas en relaciones potenciales del tipo:

$$EI = aP^b, \quad (11)$$

donde EI es la erosividad de la lluvia, P es la precipitación a escala anual, mensual, diaria o

de evento o el índice de Fournier, y a y b son parámetros empíricos.

Otra posibilidad es la regresión multivariable entre índices de intensidad de la precipitación y el índice de erosividad, obteniendo mejores resultados que las relaciones entre cantidad de precipitación o MFI y EI, (Angulo-Martínez y Beguería, 2009)

4. El estudio de la erosividad de la lluvia en el ámbito español

En España el estudio de la erosividad de la lluvia se ha realizado como uno de los factores que intervienen en la erosión hídrica, siendo importante el cómputo global de suelo erosionado más que las propiedades físicas de la precipitación. A mediados de los 80 se comenzó a crear una red de estaciones experimentales, que a partir de los 90 se financia en el marco del proyecto RESEL (Red de Estaciones Experimentales de Seguimiento y Evaluación de la Erosión y la Desertificación), inicialmente por el ICONA y más tarde por la Dirección General de Conservación de la Naturaleza y la Dirección General para la Biodiversidad del Ministerio de Medio Ambiente, dentro del proyecto LUCEDME de Lucha Contra la Desertificación en el Mediterráneo (García Ruiz y López Bermúdez, 2009). Entre los objetivos de los estudios sobre la erosión de suelos en parcelas se incluye la identificación de umbrales de volumen e intensidad de la precipitación para la generación de escorrentía y transporte de sedimento, directamente relacionado con el potencial erosivo de la lluvia. A la monitorización en parcelas se unió la monitorización en cuencas hidrográficas de tamaños entre 5 y 300 ha, proporcionando un cambio de escala y como consecuencia del marco conceptual y de los objetivos de estudio, que en este caso abordan la evolución de los caudales y el transporte de sedimento en función de cambios en la cubierta vegetal, usos de suelo o clima.

A pesar del esfuerzo de experimentación e instrumentación realizado no se ha incluido la monitorización de las propiedades físicas de la

lluvia, a excepción de ensayos puntuales con simuladores de lluvia que exponen al suelo a intensidades generalmente muy elevadas durante periodos de tiempo relativamente cortos con el objetivo de determinar la respuesta de los suelos frente a la lluvia, la capacidad de infiltración y la profundidad del frente de humectación. Navas *et al.* (1990) publicaron los datos de calibración para ensayos de simulación de lluvia a intensidades de 48 mm h⁻¹ y 58 mm h⁻¹, con distintos tamaños de gota medidos en lluvia natural en la depresión del Ebro.

Para la estimación de la erosividad de la lluvia generalmente se ha recurrido a aproximaciones empíricas como el factor R de la USLE y su relación con intensidades de precipitación diaria recogidas en la red de estaciones pluviométricas de la Agencia Española de Meteorología (Domínguez-Romero *et al.*, 2007; Angulo-Martínez y Beguería, 2009) o intensidades pluviográficas recogidas por las Confederaciones Hidrográficas (ICONA, 1988; Angulo-Martínez *et al.*, 2009). A partir de estas aproximaciones teóricas diversos autores han estudiado las dinámicas estacionales e interanuales de la erosividad de la lluvia. Domínguez-Romero *et al.* 2007 detectaron para las estaciones de Córdoba, Sevilla, Huelva y Cádiz, una diferencia en la dinámica estacional de la erosividad de la lluvia entre los observatorios costeros y los interiores. Asimismo, Angulo-Martínez *et al.* (2009) observaron un gradiente positivo en sentido NW-SE en la cuenca del Ebro, así como una distribución diferencial de la erosividad a lo largo del año. López-Vicente *et al.* (2008) identificaron cuatro periodos erosivos en una zona de montaña del Pirineo Central Español en función de los factores de la RUSLE, encontrando que la máxima erosión coincidía con el periodo de máxima erosividad de la lluvia unido a la época con escasa cobertura vegetal.

En el estudio llevado a cabo por González-Hidalgo *et al.* (2007) a partir de datos publicados sobre erosión de suelo a escala diaria en áreas del Mediterráneo occidental, estos autores concluyeron que la tasa de erosión anual depende de unos pocos eventos erosi-

vos al año. Este hecho está en concordancia con los estudios de Martínez-Casasnovas *et al.* (2002), aunque la erosividad producida por todos los eventos a lo largo del año influye en la pérdida de nutrientes en el suelo. Las tendencias observadas en los últimos 50 años sobre la erosividad de la lluvia en el este del territorio español han mostrado una tendencia regresiva (De Luis *et al.*, 2010, Angulo-Martínez y Beguería., aceptado;), aunque este hecho puede estar relacionado con la predominancia de periodos de fases positivas de la Oscilación del Atlántico Norte u otros índices de teleconexión atmosférica responsables de la precipitación en este área (Angulo-Martínez y Beguería, 2012a).

En cuanto al análisis de la relación entre tamaños de gota y energía cinética con el fin de aportar relaciones con la intensidad que reflejen las propiedades físicas de la lluvia han sido pocos los estudios realizados, no habiéndose utilizado hasta la fecha las ecuaciones propuestas en los mismos, salvo en el campo científico. Resaltan a este respecto los trabajos de Cerro *et al.* (1998) a partir de datos obtenidos en Barcelona con disdrómetro óptico, la formulación aportada por Usón y Ramos (2001) para climas mediterráneos, y el estudio de Roldán Soriano (2006) en Madrid a partir de disdrómetro acústico.

Los trabajos más completos en la determinación de la erosividad del suelo en España han sido realizados por Fernández-Raga *et al.* (2010) y Angulo-Martínez *et al.* (2012b) quienes combinaron los datos de pérdida de suelo recogidos experimentalmente por dos colectores de *splash* junto con medidas de *DSD* y *EC* a partir de disdrómetro óptico. Asimismo, el estudio comparativo entre índices de erosividad empíricos (entre los que se incluye EI_{30}) con valores reales medidos en campo en eventos de lluvia natural ha revelado una sobreestimación de la energía cinética debido al uso de la velocidad terminal de caída en la calibración de índices como el EI_{30} , consecuencia de la falta del equipamiento adecuado para la medición de la velocidad de las gotas (Angulo-Martínez y Beguería, enviado).

5. Fronteras de conocimiento sobre la erosividad de la lluvia

La estimación de la erosividad de la lluvia presenta tres inconvenientes: i) la escasez de estaciones de medición de la energía de la lluvia debido al coste del instrumental requerido; ii) la incertidumbre asociada al uso de modelos de estimación a partir de datos pluviográficos; iii) y la incertidumbre espacial derivada de la necesidad de interpolar datos puntuales para conocer la erosividad de la lluvia en una región geográfica. Los trabajos más recientes han ahondado en determinar la erosividad de la lluvia en un número creciente de lugares del planeta, tratando de recabar más datos que permitan ampliar la escala espacial de trabajo y así poder determinar relaciones universales entre ésta y las dinámicas atmosféricas y los factores geográficos. Con el fin de plantear medidas de conservación del suelo, resulta necesario determinar la dinámica espacio-temporal de la erosividad de la lluvia, en primer lugar mediante la elaboración de cartografías de erosividad de la lluvia empleando las técnicas estadísticas más adecuadas para estudiar la distribución espacial de esta variable. Y en segundo lugar, abordando el estudio de las tendencias temporales seguidas, en relación con la variabilidad de los mecanismos atmosféricos generadores de lluvia, o los posibles efectos del cambio climático sobre la erosividad de la lluvia.

Recientemente se están desarrollando estimaciones globales de la intensidad de lluvia a partir de datos de satélites geoestacionarios —basados en algoritmos sobre el espectro infrarrojo y visible a partir del brillo de las nubes dependiente de su contenido en hielo— y de microondas pasivas de los satélites de la órbita terrestre próximos a la Tierra que llevan incorporados radares para la detección de la lluvia (Gruber y Levizzani, 2008). La literatura científica ya incluye varios trabajos utilizando estos datos para el estudio de la precipitación. En relación con la erosividad de la lluvia existe el trabajo pionero de Vrieling *et al.* (2010) en el que se estima la erosividad de la lluvia en el continente africano a partir de datos de sensores remotos y se compara con

datos de observatorios puntuales. Sus conclusiones son buenas para la estimación de la erosividad anual, pero no tanto en lo que respecta al índice EI_{30} a nivel de evento, ya que este depende de la energía y la intensidad de la lluvia a una resolución temporal mínima de 30 minutos, que queda completamente diluida en las estimaciones satelitales cada 3h, a lo que se suma el error inherente a la detección de la lluvia a frecuencias temporales altas.

Un paso intermedio necesario en la estimación de la erosividad de la lluvia con datos de satélite es la utilización del radar meteorológico, debido a la mejor cobertura espacial y temporal de éstos. En España la red radar de la Agencia Española de Meteorología (AEMET: <http://www.aemet.es/es/eltiempo/observacion/radar>) proporciona datos cada 10 minutos, contando con un total de 15 radares regionales desde hace aproximadamente 20 años. El radar meteorológico funciona emitiendo radiación que al impactar contra un obstáculo, en este caso las gotas de agua presentes en las nubes y en la lluvia, retorna parcialmente hacia la fuente. A la medida del retorno parcial de energía se la denomina reflectividad, y constituye la información que se utiliza para estimar la cantidad de agua líquida presente en la atmósfera. La reflectividad se corresponde con la densidad de gotas que se encuentran en suspensión y por tanto, de manera indirecta, con la intensidad de precipitación que se está produciendo. Para convertir los datos de reflectividad del radar en intensidad de lluvia se utiliza una relación potencial $Z(R)$ (Marshall y Palmer, 1948):

$$Z = aR^b, \quad (12)$$

siendo Z la reflectividad ($\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$) y R la lluvia (mm h^{-1}), y a y b coeficientes empíricos. Los disdrómetros ópticos proporcionan el valor de Z en función de los datos de la DSD que se recogen en superficie, permitiendo establecer relaciones con los datos de altura del radar. Fernández-Raga *et al.* (2009) analizaron la situación de la atmósfera durante 24h del evento más lluvioso de 2006 en León. Sus resultados permitieron diferenciar episodios de lluvia

convectiva y estratiforme durante el evento, observando una concordancia entre los datos de superficie y el radar meteorológico.

El estudio de la erosión del suelo ha de incluir información no solo sobre la cantidad e intensidad de la lluvia sino, también sobre la DSD de las gotas de lluvia y sobre todo la energía cinética de las gotas al impactar contra la superficie (Cerro *et al.*, 1998; Fernández-Raga *et al.* 2009), además de las características físico-químicas del suelo.

6. Conclusión

En resumen, el estudio de la erosividad de la lluvia aborda diversos campos de conocimiento, combinando desarrollos y estudios propios de física de la atmósfera con geomorfológicos y edafológicos junto con estadísticos y climatológicos. Esta amplitud y variabilidad de puntos de vista a partir de los cuales se puede abordar el estudio de la erosividad de la lluvia ha complicado el desarrollo de estudios, que sin embargo debe ser completado dada la importancia del objeto de estudio a la hora de establecer medidas de conservación del suelo que resulten realmente prácticas. El presente trabajo se ha centrado en revisar la evolución de los estudios sobre la erosividad de la lluvia en relación con la energía cinética de la misma y sus relaciones climatológicas y atmosféricas, dejando sin embargo de lado los estudios relativos a los procesos de escorrentía o la influencia de la vegetación en la erosividad de la lluvia.

En lo que respecta a lo abordado aquí, la principal conclusión es que se ha realizado, desde la década de 60-70 a finales de los 80, un gran esfuerzo de experimentación que permitiera abstraer el comportamiento erosivo de la lluvia en modelos matemáticos, que sin embargo pueden mejorarse al alimentarse de nuevos datos obtenidos con instrumentos de mayor precisión, como los disdrómetros ópticos. Además la evolución en la investigación sobre la erosión del suelo ha tratado de comprender al máximo procesos separados unos de

otros, cuando en la naturaleza no ocurren así. Las actuales investigaciones en ecohidrología abogan por un tratamiento conjunto de los procesos mediante un gran esfuerzo de programación (Van Dijk, 2004). Futuros estudios sobre erosividad de la precipitación han de integrar el comportamiento de la atmósfera y la climatología con los edáficos e hidrológicos, y de usos de suelo y cobertura vegetal.

Bibliografía

- Almorox Alonso, J.; López Bermúdez, F.; Rafaelli, S. (2010). *La degradación de los suelos por erosión hídrica. Métodos de estimación*. Edit.um Ediciones de la Universidad de Murcia. Murcia, 384 pág.
- Angulo-Martínez, M.; Beguería, S., (2009). Estimating rainfall erosivity from daily precipitation records: A comparison among methods using data from the Ebro Basin (NE Spain). *Journal of Hydrology*, 379, 111-121.
- Angulo-Martínez, M.; López-Vicente, M.; Vicente-Serrano, S.M.; Beguería, S. (2009). Mapping rainfall erosivity at a regional scale: a comparison of interpolation methods in the Ebro Basin (NE Spain). *Hydrology and Earth Systems Science*, 13, 1907-1920.
- Angulo-Martínez, M.; Beguería, S. (2012a). Do atmospheric teleconnection patterns influence rainfall erosivity? A study of NAO, MO and WeMO in NE Spain, 1955-2006. *Journal of Hydrology*, 450-451, 168-179.
- Angulo-Martínez, M.; Beguería, S.; Navas, A.; Machín, J. (2012b). Splash erosion under natural rainfall on three soil types in NE Spain. *Geomorphology*, 175-176, 38-44.
- Angulo-Martínez, M.; Beguería, S. (2012c). Trends in rainfall erosivity in NE Spain at annual, seasonal and daily scales, 1955-2006. *Hydrology Earth and Systems Science*, 16, 3551-3559.
- Angulo-Martínez, M.; Beguería, S.; Kyselý, J. (2012d). Reliability of rainfall erosivity indices in comparison with measured by optical disdrometer from natural rain events. *Soil Science Society of America Journal*, (enviado).
- Arnoldus, H.M.J. (1977). Methodology used to determine the maximum potential average annual soil loss due to sheet and rill erosion in Morocco. *FAO Soils Bulletin*, 34, 39-51.
- Atlas, D.; Ulbrich, C.W. (1977). Path and area integrated rainfall measurement by a microwave attenuation in the 1-3 cm band. *Journal of Applied Meteorology*, 16, 1322-1331.
- Bagarello, V.; D'Asaro, F. (1994). Estimating single storm erosion index. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 37, 785-791.
- Baruah, P.C. (1973). *An investigation of drop size distribution of rainfall in Thailand*. MSc Thesis no. 528, Asian Institute of Technology, Bangkok.
- Beard, K.V. (1977). Terminal velocity adjustment for cloud and precipitation drops aloft. *Journal of Atmospheric Sciences*, 34, 1293-1298.
- Bentley, W.A. (1904). Studies of raindrops and raindrop phenomena, *Monthly Weather Review*, 32, 450-456.
- Best, A.C. (1950). The size distribution of raindrops. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 76, 16-36.
- Bisal, F. (1960). The effect of raindrop size and impact velocity on sand splash. *Canadian Journal of Soil Science*, 40, 242-245.
- Blanchard, D.C. (1953). Raindrop size distributions in Hawaiian rains. *Journal of Meteorology*, 10, 457-473.
- Bloemink, H.I.; Lanzinger, E. (2005). Precipitation type from the Thies disdrometer. *WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2005)* Bucharest: Romania, 3(11). 4-7 May.
- Boardman, J.; Poesen, J. (2006). *Soil erosion in Europe*. Chichester: Wiley. ISBN 978-0-470-85910-0.
- Bollinne, A.; Florins, P.; Hecq, P.; Homerin, D.; Renard, V.; Wolfs, J.L. (1984). Etude de l'énergie des pluies en climat tempéré océanique d'Europe Atlantique. *Z. Geomorph. N.F.*, 27-35.
- Brandt, C.J. (1990). Simulation of size distribution and erosivity raindrops and throughfall drops. *Earth Surface Processes*, 15, 687-698.
- Brawn, D.; Upton, G. (2008). Estimation of an atmospheric gamma drop size using disdrometer data. *Atmospheric Research*. 87, 66-79.
- Brown, L.C.; Foster, G.R. (1985). Estimating storm EI using idealized intensity distributions. *ASAE Paper*, 2528, 26 pp.
- Brown, L.C.; Foster, G.R. (1987). Storm erosivity using idealized intensity distributions. *Transactions of the ASAE*, 30, 379-386.
- Carter, C.E.; Greer, J.D.; Braud, H.J.; Floyd, J.M. (1974). Raindrop characteristics in South Central United States. *Transactions of the ASAE*, 17, 1033-1037.

- Cerdà, A. (1997). Rainfall drop size distribution in the Western Mediterranean basin, Valencia, Spain. *Catena*, 30, 169-182.
- Cerro, C.; Bech, J.; Codina, B.; Lorente, J. (1998). Modeling rain erosivity using disdrometric techniques. *Soil Science Society of America Journal*, 62, 731-735.
- Coutinho, M.A.; Tomás, P.P. (1995). Characterization of raindrop size distributions at the Vale Formoso Experimental Erosion Center. *Catena*, 25, 187-197.
- Defant, A. (1905). Gesetzmäßigkeiten in der Verteilung der verschiedenen Tropfengrößen bei Regenfällen. *Akademie d. Wissenschaften, Vienna, Math.-Naturwiss. Klasse, Sitzungsberichte*, 114, 585-646.
- De Luis, M.; González-Hidalgo, J.C.; Longares, L.A. (2010). Is rainfall erosivity increasing in the Mediterranean Iberian Peninsula? *Land Degradation and Development*, 21, 139-144.
- De Luna, E.; Laguna, A.; Giráldez, J.V. (2000). The role of olive trees in rainfall erosivity and runoff and sediment yield in the soil beneath. *Hydrology and Earth System Sciences*, 4, 141-153
- Domínguez-Romero, L.; Ayuso Muñoz, J.L.; García Marín, A.P. (2007). Annual distribution of rainfall erosivity in western Andalusia, southern Spain. *Journal of Soil and Water Conservation*, 62, 390-401.
- Ellison, W.D. (1944). Studies of raindrop erosion. *Agricultural Engineering* 25, 181-182.
- Elsenbeer, H.; Cassel, D.K.; Tinner, W. (1993). A daily rainfall erosivity model for Western Amazonia. *Journal of Soil and Water Conservation*, 48, 439-444.
- Elwell, H.A.; Stocking, M.A. (1975). Parameters for estimating annual runoff and soil loss from agricultural lands in Rhodesia. *Water Resources Research*, 11, 601-605.
- Elwell, H.A.; Stocking, M.A. (1976). Vegetal cover to estimate soil erosion hazard in Rhodesia. *Geoderma*, 15, 61-70.
- Fernández-Raga, M.; Castro, A.; Palencia, C.; Calvo, A.I.; Fraile, R. (2009). Rain events on 22 October 2006 in León (Spain): Drop Size Spectra. *Atmospheric Research*, 93, 619-635.
- Fernández-Raga, M.; Fraile, R.; Keizer, J.J.; Varela Teijeiro, M.E.; Castro, A.; Palencia, C.; Calvo, A.I.; Koenders, J.; Da Costa Marques, R.L. (2010). The kinetic energy of rain measured with an optical disdrometer: an application to splash erosion. *Atmospheric Research*, 96, 225-240.
- García Ruíz, J.R.; López Bermúdez, F. (2009). *La erosión del suelo en España*. Sociedad Española de Geomorfología. Zaragoza, 441 pág.
- González-Hidalgo, J.C.; Peña-Monné, J.L.; de Luis, M. (2007). A review of daily soil erosion in western Mediterranean areas. *Catena*, 71, 193-199
- Gruber, A.; Levizzani, V. (2008). Assessment of Global Precipitation Products. WCRP-128, WMO/TD No. 1430. *World Climate Research Programme*, p. 50.
- Hall, M.J., (1970). Use of stain method in determining the drop size distribution of coarse liquid sprays. *Transactions of ASAE* 30, 33-37.
- Hudson, N.W., (1963). Raindrop size distribution in high intensity rainstorms. *Rhodesian Journal of Agricultural Research*, 1, 6-11.
- Hudson, N.W. (1971). *Soil Conservation*, Batsford Ltd, London, 388 pp
- Hudson, N.W. (1995). *Soil conservation*. Third Edition. Batsford. London 304 pp.
- ICONA. (1988). *Agresividad de la lluvia en España. Valores del factor R de la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo*, Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, España.
- Jayawardena, A.W.; Rezaur, R.B. (2000). Measuring drop size distribution and kinetic energy of rainfall using a force transducer. *Hydrological Processes* 14, 37-49.
- Joss, J.; Waldvogel, A. (1967). Ein Spektrograph für Niederschlagstropfen mit automatischer Auswertung. *Pure and Applied Geophysics PA-GEOPH*, 68, 240-246.
- Joss, J.; Gori, E. (1978). Shapes of raindrop size distributions. *Journal of Applied Meteorology*, 17, 1054-1061.
- Ker, A.D.R. (1954). *The measurement of rainfall intensity, drop-size distribution and impactive force*, unpublished. Thesis Dip. Trop. Agric., Trinidad.
- Kinnell, P.I.A. (1973). The problem of assessing the erosive power of rainfall from meteorological observations. *Soil Science Society of America Proceedings*, 37, 617-621
- Kinnell, P.I.A., 1980. Rainfall intensity-kinetic energy relationships for soil loss prediction. *Soil Science Society of America Proceedings*, 45, 153-155.
- Kinnell, P.I.; McGregor, K.C.; Rosewell, C.J. (1994) The I_{x_A} Index as an alternative to the EI30 erosivity index. *Transactions of the ASAE*, 37, 1449-1156
- Kinnell, P.I.A. (2005). Raindrop-impact-induced erosion processes and prediction: a review. *Hydrological Processes*, 19, 2815-2844.

- Kinnell, P.I.A. (2010). Event soil loss, runoff and the Universal Soil Loss Equation family of models: A review. *Journal of Hydrology*, 385, 384-397.
- Kowal, J. (1972). Effect of an exceptional storm on soil conservation at Samaru, Nigeria. *Samaru. Research Bulletin*. 141, *Institute of Agricultural Research*, Samaru, Nigeria, pp. 163-172.
- Kowal, J.M.; Kassam, A.H., (1976). Energy and instruments intensity of rainstorms at Samaru, northern Nigeria. *Tropical Agriculture*, 53, 185-198.
- Kowal, J.M.; Kassam, A.H. (1978). *Agricultural Ecology of Savanna: A Study of West Africa*. Clarendon Press, Oxford, UK, 403 pp.
- Lal, R. (1976). Soil erosion on alfisols in Western Nigeria. III. Effects of rainfall characteristics. *Geoderma* 16, 389-401
- Laws, J.S.; Parsons, D.A. (1943). Relation of raindrop size to intensity. *Transactions of American Geophysical Union*, 24, 452-460
- Laws, J.O. (1941). Measurements of the fall velocity of water drops and raindrops. *Transactions of American Geophysical Union*, 22, 709-721.
- Lenard, P. (1904). Über Regen. *Meteor. Z.*, 21, 248-262.
- López-Vicente, M.; Navas, A.; Machin, J. (2008). Identifying erosive periods by using RUSLE factors in mountain fields of the Central Spanish Pyrenees. *Hydrology Earth Systems Sciences*, 12, 1-13.
- Marshall, J.S.; Palmer, W.M. (1948). Relation of raindrop size to intensity. *Journal of Meteorology*, 5, 165-166.
- Martínez-Casasnovas, J.A.; Ramos, M.C.; Ribes-Dasi, M. (2002). Soil erosion caused by extreme rainfall events: mapping and quantification in agricultural plots from very detailed digital elevation models. *Geoderma*, 105, 125-140.
- McCool, D.K.; Robinette, M.J.; King, J.T.; Molanu, M.; Young, J.L. (1978). Raindrop characteristics in the Pacific Northwest. *Transactions of American Geophysical Union*, 59 (abstract).
- McIsaac, G.F. (1990). Apparent geographic and atmospheric influences on raindrop sizes and rainfall kinetic energy. *Journal of Soil and Water Conservation*. 45, 663-666.
- Mihara, Y. (1952). Raindrop and soil erosion. *Bulletin of the National Institute of Agricultural Science Japan*, series A nº1.
- Montero-Martínez, G.; Kostinski, A.B.; Shaw, R.A.; García-García, F. (2009). Do all raindrops fall at terminal speed?, *Geophysical Research Letters*, 36, L11818.
- Montgomery, D.R. (2007) Soil erosion and agricultural sustainability. *PNAS* 104: 13268-13272.
- Morgan, R.P.C. (1977). Soil erosion in the United Kingdom: field studies in the Silsoe area, 1973-75. *National College of Agricultural Engineering Silsoe Occasional Paper 4*.
- Morgan, R.P.C. (2005). *Soil erosion and conservation*. Third edition, Blackwell publishing, Oxford Publishing, UK. 303 p.
- Mutchler, C.K.; Hansen, L.M. (1970). Splash of a waterdrop at terminal velocity. *Transactions of American Geophysical Union*, 31, 836-842.
- Mutchler, C.K., (1971). Splash droplet production by water drop impact. *Water Resources Research*, 7, 1024-1030.
- Navas, A.; Alberto, F.; Machín, J.; Galán, A. (1990). Design and operation of a rainfall simulator for field studies of runoff and soil erosion. *Soil Technology*, 3, 385-397.
- Nearing, M.A. (1998). Why soil erosion models over-predict small soil losses and under-predict large soil losses. *Catena*, 32, 15-22.
- Nyssen, J.; Vandenreyken, H.; Poesen, J.; Moeyersons, J.; Deckers, J.; Haile, M., Salles, C.; Govers, G. (2005). Rainfall erosivity and variability in the Northern Ethiopian Highlands. *Journal of Hydrology*, 311, 172-187.
- Onaga, K.; Shirai, K.; Yoshinaga, A. (1988). Rainfall erosion and how to control its effects on farmland in Okinawa. En: Rimwanich, S. (Ed.), *Land Conservation for Future Generations*. Department of Land Development, Bangkok, pp. 627-639.
- Onchev, N.G. (1985) Universal index for calculating rainfall erosivity. En S.A. El-Swaify; W.C. Moldenhauer; A. Lo (eds) *Soil erosion and conservation*: 424-431
- Osuji, G.E. (1989). Raindrop characteristics in the humid tropics. *Journal of Environmental Management*, 28, 227-233.
- Park, S.W.; Mitchell, J.K.; Bubenzer, G.D. (1982). Splash erosion modelling: physical analysis. *Transactions of the ASAE*, 25, 357-361.
- Park, S.W.; Mitchell, J.K.; Bubenzer, G.D. (1983) Rainfall characteristics and their relation to splash erosion. *Transactions of the ASAE*, 26, 795-804
- Petkovsek, G.; Mikos, M. (2004). Estimating the R factor from daily rainfall data in the sub-Mediterranean climate of southwest Slovenia. *Hydrological Sciences Journal*, 49, 869-877.
- Renard, K.G.; Freimund, J.R. (1994). Using monthly precipitation data to estimate the R-factor in the revised USLE. *Journal of Hydrology*, 157, 287-306.
- Renard, K.G.; Foster, G.R.; Weesies, G.A.; McCool, D.K.; Yoder, D.C. (1997). Predicting Soil Erosion

- by Water: A Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). *USDA Agricultural Handbook No. 703*, USDA, Washington, DC (1997) 384 pp.
- Richardson, C.W.; Foster, G.R.; Wright, D.A. (1983). Estimation of Erosion Index from Daily Rainfall Amount. *Transactions of the ASAE*, 26, 153-160.
- Roldan Soriano, M. (2006). *El poder de la lluvia. Características de la precipitación y erosividad. Nueva formulación para la estimación de la erosividad. Aplicación al cálculo del factor R de la USLE*. Organismo Autónomo de Parques Nacionales. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid 125 pág.
- Rosewell, C.J. (1986). Rainfall kinetic energy in Eastern Australia. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25, 1695-1701.
- Salako, F.K.; Ghuman, B.S.; Lal, R. (1995). Rainfall erosivity in South-Central Nigeria. *Soil Technology*, 7, 279-290.
- Sempere Torres, D.; Creutin, J.D.; Salles, C.; Delrieu, G. (1992). Quantification of soil detachment by raindrop impact: performances of classical formulae of kinetic energy in Mediterranean storms. *Erosion and sediment transport monitoring programmes in river basins*. En: Bogen, J.; Walling, D.E.; Day, T. (Eds). IAHS Publ. No. 210, 115-124.
- Sempere Torres, D.; Porrà, J.M.; Creutin, J.D. (1994). A general formulation for raindrop size distribution. *Journal of Applied Meteorology*, 33, 1494-1502.
- Seuffert, O.; Busche, D.; Löwe, P. (1999). Rainfall structure - rainfall erosivity: new concepts to solve old problems. *Petermanns Geographische mitteilungen*, 143, 475-490.
- Teschl, F.; Randeu, W.L.; Schönhuber, M.; Teschl, R. (2008). Simulation of polarimetric radar variables in rain at S-, C- and X-band wavelengths. *Advances in Geosciences*, 16, 27-32.
- Thornes, J. (ed.) 1990. *Vegetation and Erosion*, John Wiley and Sons.
- Uijlenhoet, R.; Stricker, J. (1999). A consistent rainfall parametrization based on the exponential raindrop size distribution. *Journal of Hydrology*, 218, 101-127.
- Uplinger, C.W. (1981) A new formula for raindrop terminal velocity. *20th Conference of Radar Meteorology*. American Meteorology Society, Boston (USA), 389-391.
- Usón, A.; Ramos, M.C. (2001). An improved rainfall erosivity index obtained from experimental interrill soil losses in soil with a Mediterranean climate. *Catena*, 43, 293-305
- Van Dijk, A.I.J.M.; Bruijnzeel, L.A.; Rosewell, C.J. (2002). Rainfall intensity-kinetic energy relationships: a critical literature appraisal. *Journal of Hydrology*, 261, 1-23.
- Van Dijk, A., 2004. Ecohydrology: it's all the game? *Hydrological Processes*, 18, 3683-3686.
- Verstraeten, G.; Poesen, J.; Demarée, G.; Salles, C. (2006), Long-term (105 years) variability in rain erosivity as derived from 10-min rainfall depth data for Ukkel (Brussels, Belgium): Implications for assessing soil erosion rates, *Journal of Geophysical Research*, 111, D22109.
- Vrieling, A.; Sterk, G.; de Jong, S.M. (2010). Satellite-based estimation of rainfall erosivity for Africa. *Journal of Hydrology*, 395, 235-241
- Waldvogel, A. (1974). The N_0 jump of raindrop spectra. *Journal of Atmospheric Science*, 31, 1069-1078.
- Williams, J.R.; Jones, C.A.; Dyke, P.T. (1984). The EPIC model and its application. *Proceedings of the International Symposium on Minimum Data Sets for Agrotechnology Transfer*. March, 1983. (ICRISAT: Hyderabad, AP, India)
- Wiesner, J. (1895). Beiträge zur Kenntnis des tropischen Regens. *Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch - naturwissenschaftliche Classe* 104, 1397-1434.
- Wischmeier, W.H.; Smith, D.D. (1958). Rainfall energy and its relationships to soil loss. *Transactions of the American Geophysical Union*, 39, 285-291
- Wischmeier, W.H. (1962) Rainfall erosion potential. *Agricultural engineering*, 43, 215-225.
- Wischmeier, W.H.; Smith, D.D. (1978). Predicting Rainfall Erosion Losses. *Agriculture Handbook 537*, USDA, Washington, DC.
- Yu, B.; Hashim, G.M.; Eusof, Z. (2001). Estimating the R-factor with limited rainfall data: a case study from peninsular Malaysia. *Journal of Soil and Water Conservation*, 56, 101-105
- Yu, B.; Rosewell, C.J. (1996a). An assessment of daily rainfall erosivity model for New South Wales. *Australian Journal of Soil Research*, 34, 139-152
- Yu, B.; Rosewell, C.J. (1996b). A robust estimator of the R factor for the Universal Soil Loss Equation. *Transactions of the ASAE*, 39, 559-561
- Yu, B.; Rosewell, C.J. (1996c). Rainfall erosivity estimation using daily rainfall amounts for South Australia. *Australian Journal of Soil Research*, 34, 721-733
- Zanchi, C.; Torri, D. (1980). Evaluation of rainfall energy in Central Italy. En: De Boodt, M.; Gabriels, D. (Eds), *Assessment of Erosion*, Wiley, Chichester, pp. 133-142.