



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PALERMO

DIPARTIMENTO DI SCIENZE AGRARIE E FORESTALI

**Dottorato di ricerca in Idronomia Ambientale XXIV Ciclo
SSD AGR/08**

**MONITORAGGIO DEI PROCESSI EROSIVI NELL'AREA
SPERIMENTALE DI SPARACIA**

Tesi per il conseguimento del titolo

Dottorando
Dott. Francesco Sanzone

Coordinatore:
Chiar.mo Prof. Ing. Giuseppe Giordano

Tutor
Ing. Costanza Di Stefano

Anno Accademico 2012 - 2013

*A mio padre,
in segno di profonda gratitudine
per tutto ciò che è stato capace di trasmettermi
e che, immutabile, continuerò a portare nel cuore*

INDICE

1. Sommario	3
2. Introduzione	6
3. L'area sperimentale di Sparacia	22
3.1. <i>Descrizione dei siti Parcelle e Bacino</i>	22
3.2. <i>Eventi monitorati nel periodo Gennaio 2011- Settembre 2013</i>	27
4. Monitoraggio dei processi di erosione idrica a scala parcellare	31
4.1. <i>Procedura di campionamento della perdita di suolo a scala parcellare</i>	31
4.2. <i>Un nuovo campionario per la misura della perdita di suolo in parcelle attrezzate</i> 37	
4.2.1. <i>Generalità</i>	37
4.2.2. <i>Prove di verifica</i>	39
4.2.3. <i>Risultati</i>	40
4.2.4. <i>Analisi statistiche</i>	48
4.3. <i>Monitoraggio dell'erosione rill</i>	53
5. Modellazione della perdita di suolo a scala parcellare	57
5.1. <i>Determinazione del contributo rill ed interrill del processo erosivo</i>	57
5.2. <i>Misure di erodibilità del suolo a scala di parcella</i>	64
6. Modellazione dell'erosione da solchi e della geometria idraulica dei rill	71
7. Considerazioni riassuntive e conclusive	84
Bibliografia	90

1. Sommario

Da oltre quindici anni nell'area di Sparacia, in Sicilia, è attiva una installazione sperimentale finalizzata al monitoraggio dell'erosione totale a scala di parcella e al monitoraggio diretto dell'erosione *rill* che si determina a seguito di eventi meteorici intensi.

L'installazione sperimentale per la misura della perdita di suolo dell'area di Sparacia presenta 20 parcelle di tipo "Wischmeier" con larghezza variabile fra 2 e 8 m, lunghezza compresa fra 11 e 44 m e pendenza pari a 15%, 22% e 26%.

Oltre alle citate installazioni, di recente, nell'autunno del 2012, sono state realizzate due nuove parcelle, denominate W_1 e W_2 , aventi le caratteristiche tipo delle parcelle di riferimento di Wischmeier, ossia pendenza del 9%, larghezza di 2 m e lunghezza di 22 m, e che costituiscono una condizione di base rispetto alla quale valutare i fattori topografico, colturale e di pratica antierosiva.

Tutte le parcelle sono mantenute prive di vegetazione ed arate a rittochino.

Nell'azienda di Sparacia sono presenti inoltre delle parcelle di superficie contenuta e compresa tra 0,06 e 5 m² e lunghezza compresa tra 0,25 e 5 m, denominate microparcelle. Date le dimensioni longitudinali contenute delle microparcelle, su di esse viene impedita la formazione di piccoli canali di deflusso, tipici dell'erosione *rill*, pertanto tali tipologie di parcelle consentono esclusivamente la misura della componente erosiva di tipo *interrill*.

Nella presente tesi sono stati riportati, innanzitutto, i risultati, di una indagine sperimentale che ha avuto come obiettivo la verifica di funzionamento di un campionatore per la misura della perdita di suolo in parcelle appositamente attrezzate.

A tal fine è stato realizzato un nuovo campionatore che consente l'estrazione di un'intera colonna di fango, dalla superficie libera al fondo della vasca. Mediante la misura del volume prelevato e del relativo peso del materiale solido, lo strumento consente di determinare direttamente la concentrazione media nella verticale di prelievo. Il campionatore permette inoltre di effettuare più prelievi nella sezione trasversale della vasca e quindi, a differenza della metodologia di campionamento attuale, consente di indagare anche la distribuzione spaziale del materiale solido in vasca.

La verifica di funzionamento del campionatore è stata condotta effettuando due distinte serie di prove finalizzate, rispettivamente, a verificare l'affidabilità del campionatore e ad individuare una procedura di campionamento.

Sono state condotte delle analisi statistiche che hanno permesso di concludere che, mediante l'uso del campionatore, il valore atteso della concentrazione misurata è sempre pari alla concentrazione effettiva, che il livello idrico presente in vasca non influenza la misura e che quest'ultima non è legata alla dislocazione della verticale di prelievo.

L'analisi ha permesso di fissare in 5 il numero minimo di prelievi che, al contempo, assicura un margine di errore contenuto e limita l'onerosità del campionamento.

Un altro aspetto esaminato nella presente Tesi è quello relativo alla valutazione sperimentale del fattore di erodibilità del suolo della USLE nel suolo argilloso di Sparacia.

Per il territorio siciliano è disponibile un database costituito da misure sperimentali del fattore di erodibilità condotte per il suolo argilloso di Sparacia su parcelle di lunghezza, variabile fra 11 e 44 m, in un periodo di osservazione pluriennale.

L'indagine condotta ha consentito di determinare il fattore di erodibilità per l'area sperimentale di Sparacia, ed in particolare, il valore medio annuo del fattore di erodibilità e la sua variabilità temporale e l'approfondimento dello studio della relazione tra le misure di erodibilità e la lunghezza della parcella sperimentale.

Il valore medio annuo del fattore di erodibilità è risultato decrescente con la lunghezza della parcella, confermando quanto riscontrato in una precedente indagine condotta con riferimento ad un database ridotto.

Per tutte le parcelle, l'erodibilità è risultata maggiore nella stagione secca che in quella umida. Infine, tenuto conto che il rapporto fra il valore della perdita di suolo stimato con la USLE e quello misurato è risultato compreso fra 0,99 e 2,27, l'indagine ha indotto a concludere che la USLE può essere utilizzata per stimare l'ordine di grandezza della perdita di suolo media annua, che può essere considerato sufficiente per alcune finalità pratiche.

Un'ulteriore tematica affrontata nella Tesi ha riguardato lo studio della fenomenologia erosiva a scala di versante con particolare riferimento all'influenza della dimensione longitudinale della parcella sui valori di erosione misurati.

Le misure di deflusso e materiale eroso sono effettuate su parcelle tipo Wischmeier e microparcelle localizzate su uno stesso versante con pendenza pari a 14,9%. Tenuto conto che le microparcelle, caratterizzate da valori contenuti della superficie compresa tra 0,06 e 5 m², permettono di rilevare la sola componente erosiva *interrill*, la contemporanea disponibilità per gli stessi eventi erosivi di misure da parcelle Wischmeier, di dimensioni longitudinali comprese tra 11 e 44 m, ha permesso di valutare l'incidenza dell'erosione *rill* sulla perdita di suolo totale.

Il risultato di tali indagini mostra come, nella maggior parte degli eventi erosivi, il contributo dell'erosione *interrill* può essere considerato un'aliquota trascurabile dell'erosione complessiva e che, necessariamente, negli approcci modellistici deve essere data maggiore importanza alla stima della componente canalizzata del processo erosivo.

A tale scopo, per la stima dell'erosione canalizzata è stato proposto l'uso di relazioni empiriche che prevedono semplici variabili di ingresso. L'attività di monitoraggio diretto dei *rill*, condotta a Sparacia, nel corso degli ultimi dieci eventi di pioggia erosivi caratterizzati dalla formazione di *rill*, mediante rilievo plano-altimetrico dell'asse dei solchi e mediante il rilievo delle caratteristiche geometriche delle sezioni trasversali dei *rill* in corrispondenza a prefissati transects, ha consentito di calibrare e testare una serie di semplici relazioni geometriche.

Per quanto attiene la relazione tra il volume complessivo di un *rill* e la relativa lunghezza le misure hanno confermato che, come per l'erosione da ephemeral gully e per quella imputabile ai gully, la lunghezza del solco si può considerare un buon indicatore del fenomeno erosivo e può essere, pertanto, efficacemente utilizzata per la determinazione del volume di suolo asportato.

Con riferimento alle misure di volume e di lunghezza di un tratto di solco, i dati rilevati hanno consentito di calibrare una relazione determinata applicando l'analisi dimensionale e la teoria dell'autosimilarità incompleta e verificarla utilizzando i rilievi effettuati nell'evento del 3.10.2011.

Utilizzando ancora le misure relative agli eventi per i quali è disponibile l'informazione altimetrica è stato, infine, studiato il comportamento idraulico dei *rill*.

Le nuove misure sono state utilizzate per controllare l'applicabilità di tre relazioni, riguardanti la geometria idraulica dei *rill* rilevati a Sparacia, in cui la velocità media viene espressa in funzione della pendenza del tratto e della portata, mentre il tirante e la larghezza sono espresse in funzione della pendenza parcellare e della portata. Le suddette relazioni sono risultate maggiormente rispondenti ai dati sperimentali rispetto alle note equazioni potenziali utilizzate per la caratterizzazione idraulica dei *rill*.

Infine viene presentato un confronto tra due metodi di rilievo dei *rill*: quello plano-altimetrico mediante un volo aereo di bassa quota e il metodo tradizionale che fa ricorso a strumenti celerimetrici e al rillometro.

Il primo presenta il vantaggio di non essere invasivo, di consentire un rilievo caratterizzato da un notevole dettaglio e speditivo, e di potere effettuare il rilievo immediatamente dopo la fine dell'evento erosivo.

In occasione dell'evento erosivo dell'ottobre 2011, in particolare, è stato realizzato un rilievo piano altimetrico mediante quadricottero Microdrones md4-200 che ha consentito la realizzazione del modello digitale delle elevazioni per le parcelle interessate dalla formazione dei solchi. Per una parcella dell'area sperimentale sono stati eseguiti anche i rilievi dei solchi con il metodo tradizionale (celerimetrico e rillometro).

Il ricorso alle misure remote ha richiesto una apposita routine di calcolo per passare dalla informazione fornita dal DEM (quote dei singoli pixel) ai profili delle sezioni trasversali. Il rilievo con il rillometro, rispetto a quello ottenuto dal DEM, è caratterizzato da una sovrastima della profondità, da una sottostima della larghezza in superficie e da una sostanziale invarianza dell'area. L'analisi ha dimostrato che il rilievo mediante drone rappresenta una validazione dei risultati pregressi, ottenuti con il metodo tradizionale, riguardanti la modellazione delle caratteristiche geometriche dei *rill* monitorati a Sparacia. Inoltre, la procedura di monitoraggio dell'erosione *rill* mediante rilievi remoti può essere automatizzata provvedendo anche all'estrazione automatica del *rill* a partire dalle informazioni fornite dal DEM.

2. Introduzione

I processi erosivi vengono differenziati in relazione al contesto spaziale in cui si verificano. Nello studio dell'erosione idrica, l'unità spaziale di riferimento è il bacino idrografico e le peculiarità dei processi di trasporto dell'acqua giocano un ruolo fondamentale.

L'acqua muove diffusamente sulla superficie (aree *interrill*), nei solchi (*rills*), nei fossi (*gullies*) e nei rami della rete idrografica, sotto forma di una corrente a superficie libera. Il ruscellamento (*overland flow*) viene frequentemente concepito come il moto di una corrente idrica che muove diffusamente sulla superficie del suolo. In realtà, il deflusso tende a concentrarsi in numerosi rivoli, denominati solchi o *rills*. L'erosione che avviene nelle porzioni di superficie occupate dai solchi prende il nome di erosione per solchi o erosione *rill*. Le aree comprese tra i solchi sono denominate aree *interrill* e l'erosione che si verifica su queste aree prende il nome di erosione *interrill*. Complessivamente, le aree *rill* e quelle *interrill* definiscono la porzione di superficie in cui l'erosione viene considerata di tipo diffuso o areale.

La posizione e l'andamento dei solchi sul versante dipendono dalla microtopografia della superficie piuttosto che dalle caratteristiche morfologiche complessive (macro-topografia) dell'intera pendice. Nelle aree coltivate, la microtopografia varia con le operazioni colturali. I solchi, formatisi eventualmente con le suddette operazioni, possono, infatti, evolvere in una rete di piccoli canali. Per definizione, i *rills* sono incisioni, poco profonde e planimetricamente contenute, della superficie del suolo che possono essere eliminate con le normali operazioni colturali. Una volta eliminato, il solco non tende a riformarsi nella stessa posizione originaria. Sulle pendici naturali, non coltivate, il deflusso superficiale avviene attraverso la formazione di rivoli senza che si formino incisioni ben definite. L'andamento delle linee di corrente dipende dalla disposizione sulla superficie delle piante nonché dalla eventuale presenza di frammenti di roccia o di accumuli localizzati di materiale di varia natura (suolo, residui vegetali) che danno origine ad una superficie irregolare per cui la corrente tende naturalmente ad aggirare gli ostacoli.

Il deflusso superficiale e i sedimenti prodotti in un'area *interrill* trovano recapito nel solco che delimita inferiormente l'area. In genere, la lunghezza delle aree *interrill* è modesta, dell'ordine di grandezza di qualche metro. Nelle aree *interrill*, i processi di distacco avvengono esclusivamente a causa dell'impatto della pioggia e il trasporto è operato dalla corrente *overland*. Nei solchi, invece, i processi di distacco e di trasporto sono imputabili esclusivamente al deflusso superficiale che muove nella forma di una corrente canalizzata.

L'erosione per solchi evolve in quella per fossi (*gullies*). Nella porzione di superficie impegnata dalle incisioni e interessata quindi da fenomeni di erosione lineare, si è soliti distinguere tra erosione per fossi effimeri (*ephemeral gully erosion*), per fossi permanenti (*gully erosion*) e canalizzata (*channel erosion*) che interessa i rami del reticolo idrografico. I fossi effimeri, che si formano prevalentemente nei campi coltivati e sottoposti a lavorazioni meccaniche, sono canali caratterizzati da dimensioni intermedie tra quelle dei *rills* e quelle dei *gullies* permanenti. Nonostante le dimensioni del fosso siano maggiori di quelle del solco, l'*ephemeral gully* può essere ancora eliminato mediante le ordinarie lavorazioni del terreno. La formazione dei fossi effimeri dipende dalla macro-topografia della superficie e, una volta colmati, i fossi tendono a riformarsi nella loro posizione originaria. La denominazione *ephemeral gully* esprime, appunto, l'alternanza tra la fase di colmamento, di natura antropica, e quella, naturale, di ricostituzione dell'incisione.

I fossi permanenti, che si formano sia nelle aree naturali sia in quelle coltivate, hanno dimensioni tali per cui non possono essere attraversati dai mezzi meccanici né possono essere eliminati con le normali operazioni colturali. L'origine del fosso può essere dovuta a un cambiamento dell'uso del suolo che provoca un incremento significativo del deflusso o alla formazione di una depressione localizzata su cui stramazza la corrente trasportata da un canale secondario. Lo sviluppo dei fossi permanenti è in genere piuttosto rapido (pochi anni) e dà luogo alla formazione di incisioni molto larghe e profonde rispetto alle portate che tipicamente transitano nel fosso. Il fosso è caratterizzato da un salto in corrispondenza della sua testata, la quale tende a risalire verso monte per effetto di fenomeni di erosione rimontante. Già in corrispondenza della testata, l'incisione può essere molto profonda e la larghezza della sezione può risultare apprezzabilmente maggiore di quella del canale secondario che convoglia il deflusso nel fosso. Tipicamente, i fossi permanenti che si formano su suoli coesivi presentano sponde, pressappoco verticali, che tendono ad arretrare nel tempo dando luogo alla formazione di un canale largo, percorso da correnti idriche con bassi valori del tirante. L'erosione nei fossi permanenti è episodica e varia apprezzabilmente di anno in anno. Il materiale solido che si accumula nel fosso stabilizza le sponde e ne previene l'ulteriore arretramento. L'occorrenza di un evento raro e particolarmente gravoso può compromettere l'azione stabilizzante della vegetazione, rimuovere il materiale presente nel fosso e destabilizzare quindi le sponde. A seguito di questo evento, il fosso risulta suscettibile a fenomeni erosivi provocati da eventi di intensità relativamente modesta, che invece sarebbero ininfluenti in assenza di un

precedente evento gravoso. L'erosione idrica varia nel tempo e nello spazio. La variabilità temporale è imputabile alla circostanza sia che, nel corso di un evento, le intensità di pioggia non si mantengono costanti, gli eventi si susseguono con caratteristiche (altezze di pioggia, intensità) mutevoli sia che le condizioni del suolo che influenzano il fenomeno erosivo variano da evento ad evento. Lo stesso evento che si verifica in due epoche differenti può provocare, pertanto, fenomeni erosivi diversi.

La variabilità spaziale delle caratteristiche morfologiche del territorio, di quelle pedologiche e delle forme di utilizzazione del suolo provoca fenomeni di variabilità spaziale dell'erosione. I processi erosivi, inoltre, sono intrinsecamente non uniformi nello spazio anche quando i fattori dell'erosione idrica non variano spazialmente. Ad esempio, il deflusso si accumula lungo la pendice e quindi l'erosione aumenta da monte verso valle anche nei casi in cui l'intensità di pioggia e le caratteristiche di permeabilità all'acqua del mezzo poroso non si modificano. La **Tab. 2.1** sintetizza le principali variabili coinvolte nel processo erosivo il quale può essere *detachment-limited*, controllato cioè dalla quantità di sedimenti prodotti per distacco, o *transport-limited*, limitato cioè dalla capacità di trasporto dell'agente erosivo. La condizione *detachment-limited* si verifica quando il suolo si oppone efficacemente alle azioni di distacco per cui la quantità di materiale distaccato dalla massa di suolo è modesta. La quantità di sedimenti disponibili all'allontanamento è di conseguenza minore della capacità di trasporto della corrente e, pertanto, la corrente ha un carico solido inferiore a quello massimo possibile (corrente sotto-satura).

Capacità di distacco <i>Detachment capacity</i>	Quantità massima di sedimenti distaccabili. Dipende dall'erosività della corrente e dalla suscettività del suolo al distacco.
Capacità di trasporto <i>Transport capacity</i>	Quantità massima di sedimenti trasportabili. Dipende dall'erosività della corrente e dalla trasportabilità dei sedimenti, che varia con la dimensione e il peso specifico delle particelle.
Distacco <i>Detachment rate</i>	Quantità di sedimenti effettivamente distaccati. Dipende dalla capacità di distacco e dalla aliquota della capacità di trasporto impegnata nel trasporto dei sedimenti.
Deposito <i>Deposition rate</i>	Quantità di sedimenti che si depositano. Dipende principalmente dalla differenza tra la capacità di trasporto e il carico solido.

Tab. 2.1 – Principali variabili del processo erosivo

La condizione *transport-limited* si verifica, invece, quando la disponibilità di sedimenti che possono essere allontanati supera la capacità di trasporto della corrente. La corrente, che

avrà un carico solido effettivo pari proprio alla capacità di trasporto, si dice satura. Un esempio di questa condizione è l'erosione di mezzi porosi non coesivi. Le particelle si trovano già, in pratica, in uno stato di distacco e il carico solido della corrente dipende esclusivamente dalla sua capacità di determinarne il trasporto.

L'energia della corrente complessivamente disponibile per i processi erosivi (erosività totale della corrente) è ripartita tra i fenomeni di distacco e di trasporto. Nella **Tab. 2.2** sono riportate, sinteticamente, le relazioni tra il carico solido della corrente, il distacco e l'eventuale deposito. Se la quantità di sedimenti trasportati è pari alla capacità di trasporto, T_c , il distacco è nullo in quanto la totalità dell'energia disponibile per i processi erosivi è impiegata nel trasporto.

Carico solido	Distacco	Deposito
0	Capacità di distacco	0
$> 0 < \text{Capacità di trasporto}$	Capacità di distacco – carico solido	0
Capacità di trasporto	0	0
$> \text{Capacità di trasporto}$	0	Carico solido – capacità di trasporto

Tab. 2.2 – Relazioni tra carico solido, distacco e deposito

Per fissati valori della pendenza e del tirante e , quindi, per una data tensione di trascinamento, il peso di materiale che può essere trasportato nell'unità di tempo per unità di larghezza della corrente, cioè appunto la capacità di trasporto, si riduce al crescere della dimensione delle particelle solide trasportate. La quantità di materiale effettivamente distaccata dalla corrente coincide con la sua capacità di distacco, D_c , quando la corrente è limpida, cioè quando non trasporta sedimenti. Questa circostanza si verifica ad esempio quando una corrente limpida si immette su una superficie erodibile. La capacità di distacco esprime la massima quantità di particelle che può essere distaccata e varia con l'erosività della corrente e con la suscettibilità del suolo al distacco. Al crescere della quantità di sedimenti trasportati, una parte crescente dell'erosività complessiva della corrente viene impegnata nei processi di trasporto e, di conseguenza, diminuisce la rilevanza di quelli di distacco. In altri termini, quando la corrente ha un carico solido non nullo ma inferiore alla capacità di trasporto, il distacco operato dalla corrente è pari proprio alla differenza tra la capacità di distacco e l'effettivo carico solido. Solo se la corrente ha un carico solido effettivo maggiore della capacità di trasporto (corrente sovrassatura) si verificano fenomeni

di deposito. Quando si verificano fenomeni di deposito, le particelle più grossolane si depositano rapidamente e il carico di sedimenti tende rapidamente a coincidere con la capacità di trasporto di queste particelle. Se le particelle trasportate sono di piccole dimensioni e leggere, la distanza che separa la sezione in cui hanno inizio i processi di deposito e quella in cui il carico solido effettivo coincide con la capacità di trasporto delle particelle fini è molto più lunga.

Il processo di deposito è pertanto selettivo: i sedimenti trasportati tendono ad arricchirsi nella frazione fine e la superficie del suolo tende ad arricchirsi di particelle grossolane.

Le ricerche condotte, in tema di erosione del suolo, nell'ultimo cinquantennio hanno avuto come obiettivo sia la definizione di modelli matematici per la stima della perdita di suolo a differenti scale spaziali (parcella, versante, bacino) e temporali (evento, mese, anno, anno medio) sia la misura della perdita di suolo in differenti regioni geografiche del nostro pianeta sia, infine, la definizione e la ricerca di nuove tecniche, ingegneristiche e non, per la difesa del suolo.

Gli sforzi maggiori sono stati compiuti negli Stati Uniti dove, a partire dai primi decenni del secolo scorso, l'USDA (United States Department of Agriculture) e il SCS (Soil Conservation Service) hanno condotto sia una attività di modellistica teorica dei fenomeni sia campagne di raccolta di dati sperimentali finalizzate a calibrare e testare i modelli matematici predisposti.

Nel campo della previsione dell'erosione idrica l'ambiente scientifico è attualmente pervaso da differenti impostazioni: tale previsione può essere, in linea di principio, condotta seguendo un approccio puramente empirico, secondo uno schema completo ma semplificato come quello della *Universal Soil Loss Equation* di Wischmeier e Smith (1978), o facendo ricorso ad una modellazione a base fisica che simula i singoli sub-processi che intervengono nel particolare fenomeno in studio (erosione interrill, rill, gully) o ancora utilizzando un modello concettuale che, nell'ambito di una schematizzazione a fondamento fisico, fa ricorso ad equazioni di origine empirica. Nel primo e nel terzo caso la difficoltà primaria è quella di effettuare una taratura del modello ed operare il trasferimento di una metodologia originariamente dedotta a scala parcellare in una procedura applicativa a scala più ampia (Williams, Berndt, 1972), (Bagarello et al., 1996a). Nel secondo caso la previsione dell'erosione a scala di bacino risente anche delle incertezze che ancora sussistono sia nella definizione della capacità di trasporto dei sedimenti, e delle

sue relazioni con il processo di distacco e deposito delle particelle, sia nello studio dei fenomeni erosivi su pendici di forma complessa (Bagarello, Ferro, 2006).

Queste differenze di impostazione spiegano il contemporaneo sviluppo di modelli di simulazione, anche complessi, come il *Système Hydrologique Européen* (SHE) (Abbott et al., 1986) o il *WEPP* (Water Erosion Prediction Project) (Nearing et al., 1989; 1990) assieme alla verifica di modelli semplici come la USLE di cui esistono la versione Modified (MUSLE) e Revised (RUSLE). Probabilmente, pur essendo un qualsiasi modello una estrema semplificazione del mondo reale (Beven, 1989), dobbiamo riconoscere che il modello a base fisica è, allo stato attuale, ancora un modello di studio, e può fornire un valido sussidio nell'attività sperimentale ma nella soluzione di complessi casi applicativi può rivelarsi poco utile nel momento in cui ci sono incertezze sulle equazioni utilizzate e non si ha una attendibile conoscenza della distribuzione dei parametri sul dominio di interesse.

Le difficoltà ed incertezze evidenziate hanno condotto, seppur nell'ambito di una schematizzazione di tipo fisico, nella simulazione dei sub-processi in cui si scompone il fenomeno erosivo (erosione interrill, rill, etc.), all'introduzione di ipotesi concettuali che determinano lo sviluppo di strumenti di lavoro, denominati modelli concettuali, applicabili alla soluzione di problemi di pratico interesse.

Dalla metodologia concettuale si passa, infine, ad un approccio parametrico a base empirica secondo uno schema come quello della USLE. Nonostante i limiti di applicabilità di una tecnologia come la USLE, molti modelli sviluppati e correntemente applicati (RUSLE, MUSLE, CREAMS, EPIC, ANSWER, AGNPS) sono USLE-based cioè fanno ricorso ad alcuni dei suoi fattori.

Pur essendo un approccio empirico al problema della quantificazione della perdita di suolo da una superficie destinata sia all'uso agricolo che a quello forestale, la USLE ha una struttura matematica logica in relazione alle variabili utilizzate per simulare il processo fisico dell'erosione idrica e per questo ha trovato applicazione in differenti aree del pianeta interessate dai problemi di erosione idrica.

L'equazione universale per il calcolo della perdita di suolo (USLE, Universal Soil Loss Equation) presenta la seguente forma (Wischmeier e Smith, 1978):

$$A = R K L S C P \quad (2.1)$$

in cui A ($t \text{ ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$) è la perdita di suolo media annua di una parcella soggetta a fenomeni di erosione rill e interrill, R ($\text{MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ anno}^{-1}$) è il fattore climatico o indice

di aggressività della pioggia, K ($t\ ha\ h\ ha^{-1}\ MJ^{-1}\ mm^{-1}$) è il fattore di erodibilità del suolo, L e S sono i fattori topografici che esprimono rispettivamente l'effetto della lunghezza e della pendenza della pendice, C è il fattore colturale e P è il fattore di pratica antierosiva.

La struttura del modello, di tipo moltiplicativo, comprende quattro fattori adimensionali (L , S , C e P) che modificano una perdita di suolo di base, denominata erosione potenziale, descritta dai due parametri dimensionali che rappresentano sinteticamente l'aggressività dell'agente erosivo (R) e le caratteristiche del suolo erodibile (K).

La (2.1) è stata ricavata empiricamente, nelle condizioni climatiche statunitensi, considerando principalmente suoli di medio impasto e parcelle lunghe da 10 a 90 m, con pendenza compresa tra il 3 e il 18%.

La struttura matematica dell'equazione universale della perdita di suolo (USLE) è stata originariamente dedotta effettuando una analisi statistica di numerose misure di perdita di suolo condotte in ambiente americano. La struttura moltiplicativa del modello è stata criticata a causa della considerevole interdipendenza tra le variabili. Utilizzando le variabili rappresentative dell'erosione del suolo e la condizione di riferimento adottata nella USLE, l'applicazione delle analisi dimensionale e della teoria dell'autosimilarità incompleta ha permesso di dedurre analiticamente la relazione funzionale tra le variabili stesse portando ad una equazione moltiplicativa simile alla USLE (Ferro, 2010). I risultati della indagine hanno permesso di concludere che la USLE ha una struttura logica in relazione alle variabili utilizzate per simulare il processo fisico dell'erosione idrica e alla condizione di riferimento adottata da Wischmeier e Smith.

Per la definizione dei fattori dell'eq.(2.1), è stata stabilita una condizione di riferimento che è convenzionalmente quella di un campo piano, inclinato del 9%, con pendice lunga 22,13 m, privo di vegetazione e continuamente arato a rittochino.

La condizione di campo privo di vegetazione e continuamente arato a rittochino fu scelta per un duplice motivo:

- i) nessun sistema di colture è comune a tutte le aree agricole;
- ii) la perdita di suolo per qualunque altra condizione del campo sarebbe stata influenzata dagli effetti, residui ed attuali, delle pratiche colturali e delle lavorazioni del terreno che variano da una località all'altra.

Nella condizione di riferimento, i fattori adimensionali L , S , C e P assumono valore unitario e l'entità della perdita di suolo è espressa dal prodotto dei due fattori dimensionali R e K . Per caratteristiche morfologiche, colturali e di pratica antierosiva differenti da quelle

di riferimento, i valori dei fattori adimensionali risultano diversi da uno. In altri termini, l'introduzione nella (2.1) dei fattori L , S , C e P consente di operare il passaggio dalla condizione di riferimento a quella di una qualunque parcella della quale si intende stimare la perdita di suolo media annua.

La terminologia utilizzata per il prodotto RK (erosione potenziale) non intende indicare che si tratta del massimo valore di perdita di suolo a cui potenzialmente può essere soggetta una parcella dato che, sebbene il fattore colturale e quello di pratica antierosiva siano riduttivi della perdita di suolo, i fattori topografici sono più spesso accrescitivi (quando la lunghezza libera della pendice è maggiore di 22,1 m e la pendenza della parcella è superiore al 9%).

In altri termini, anche se il prodotto adimensionale CP risulta sempre minore o uguale a 1, i fattori topografici LS assumono valori anche maggiori dell'unità e, pertanto, la perdita di suolo può essere maggiore dell'erosione potenziale. Nonostante ciò, l'erosione potenziale RK è un termine di riferimento nello studio dei processi erosivi e si presta ad indagini di tipo regionale mentre la valutazione degli altri fattori, specie di quelli topografici, è fortemente dipendente dalla scala di rappresentazione prescelta e richiede, in ogni caso, studi di maggior dettaglio.

La USLE consente di stimare la perdita di suolo media annua di pendici sulle quali avvengono fenomeni di distacco e di trasporto, ma non di deposito, di particelle di suolo. In altri termini, il modello è applicabile nei casi in cui l'erosione è limitata dalla capacità di distacco (Foster, Wischmeier, 1974). Secondo Wischmeier la USLE può essere applicata con diverse finalità e in particolare per prevedere la perdita di suolo di una parcella sottoposta a una specifica forma di utilizzazione colturale; per stabilire l'esigenza di interventi di conservazione del suolo e orientare la scelta delle colture, delle tecniche colturali e delle pratiche di conservazione del suolo; per prevedere la variazione della perdita di suolo dovuta a prefissati cambiamenti dei sistemi colturali o delle pratiche di conservazione; per determinare la più appropriata modalità di realizzazione di interventi di conservazione del suolo alla luce delle esigenze di una agricoltura intensiva; per stimare la perdita di suolo di superfici a destinazione diversa da quella agricola.

Il fattore climatico o di erosività della pioggia, R , della (2.1) viene calcolato considerando gli eventi di pioggia verificatisi nella località in esame in un significativo numero, N , di anni ($N = 20 - 25$ anni) (Wischmeier e Smith, 1978).

Vengono considerati distinti, eventi di pioggia separati da periodi non piovosi di durata maggiore o uguale a 6 ore. Gli eventi sono considerati erosivi se contraddistinti da una altezza di pioggia, h_e , superiore o uguale a 13 mm. Sono inoltre erosivi gli eventi con almeno 6 mm di pioggia in 15 minuti.

Per ciascun evento erosivo, l'indice di aggressività, R_e , ($\text{MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$), risulta pari al prodotto dell'energia specifica totale, E (MJ ha^{-1}), per l'intensità della massima altezza di pioggia di durata 30 minuti, I_{30} (mm h^{-1}):

$$R_e = EI_{30} \quad (2.2)$$

Per la valutazione dei due fattori della (2.2) si deve disporre dei cartellini pluviografici sui quali viene registrato l'andamento temporale delle precipitazioni. In particolare, per il calcolo di E , si assimila il tracciato della penna scrivente del pluviografo ad una spezzata e si suddivide l'evento di pioggia in n tratti, ciascuno ad intensità costante e denominato pioggia elementare. Per ognuna delle n piogge elementari costituenti l'evento, si valutano l'altezza, h_i (mm), la durata, t_i (h), e l'intensità $I_i = h_i / t_i$ (mm h^{-1}). Per ciascuna pioggia elementare, si determina quindi l'energia specifica (per unità di superficie) e unitaria (per unità di altezza di precipitazione), e_i' ($\text{MJ ha}^{-1} \text{ mm}^{-1}$), con l'espressione:

$$e_i' = 0,119 + 0,0873 \log I_i \quad (2.3)$$

Moltiplicando il valore di e_i' per l'altezza, h_i , della i -esima pioggia elementare, si ottiene l'energia specifica, e_i (MJ ha^{-1}):

$$e_i = e_i' \cdot h_i \quad (2.4)$$

L'energia specifica totale dell'evento erosivo, E , viene calcolata sommando i valori di e_i relativi alle n piogge elementari ad intensità costante in cui è stato scomposto l'evento:

$$E = \sum_{i=1}^n e_i \quad (2.5)$$

L'intensità I_{30} si valuta raddoppiando la massima altezza di pioggia caduta nel corso dell'evento, in un intervallo di tempo di durata $t = 30$ minuti. Se la durata dell'intero evento è inferiore a 30 minuti, I_{30} viene ricavato assumendo una durata fittizia pari a 30 minuti; numericamente, quindi, I_{30} risulta in questo caso pari al doppio dell'altezza di pioggia.

La somma dei valori $R_{e,i}$ calcolati per ciascuno degli $N_{e,j}$ eventi erosivi verificatisi nel corso del generico anno j fornisce il valore annuo, $R_{a,j}$, del fattore climatico:

$$R_{a,j} = \sum_{i=1}^{N_{e,j}} R_{e,i} \quad (2.6)$$

Il valore di R da considerare nella (2.1) per il calcolo della perdita di suolo media annua è la media su un ciclo di osservazioni pluriennali dei valori annui, $R_{a,j}$:

$$R = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N R_{a,j} \quad (2.7)$$

La stima del fattore di erodibilità del suolo K può essere effettuata, usando l'abaco di Wischmeier et al. (1971), in funzione dei seguenti dati di ingresso (Fig. 2.1): contenuto di limo e sabbia molto fine, f (%) (particelle di diametro compreso tra 0,002 e 0,1 mm), contenuto di sabbia, g (%) (diametro compreso tra 0,1 e 2 mm), contenuto di sostanza organica, OM (*organic matter*) (%). È inoltre necessario formulare giudizi qualitativi sulle caratteristiche di struttura e di permeabilità del suolo. La determinazione di K avviene attraverso due fasi successive. Dapprima si ricava un valore di prima approssimazione, K' , sulla base delle informazioni quantitative (f , g , OM); il valore K' viene poi corretto sulla base dei giudizi qualitativi inerenti la struttura e la permeabilità del suolo. L'abaco di Wischmeier et al. (1971) è composto da due grafici collegati (Fig. 2.1).

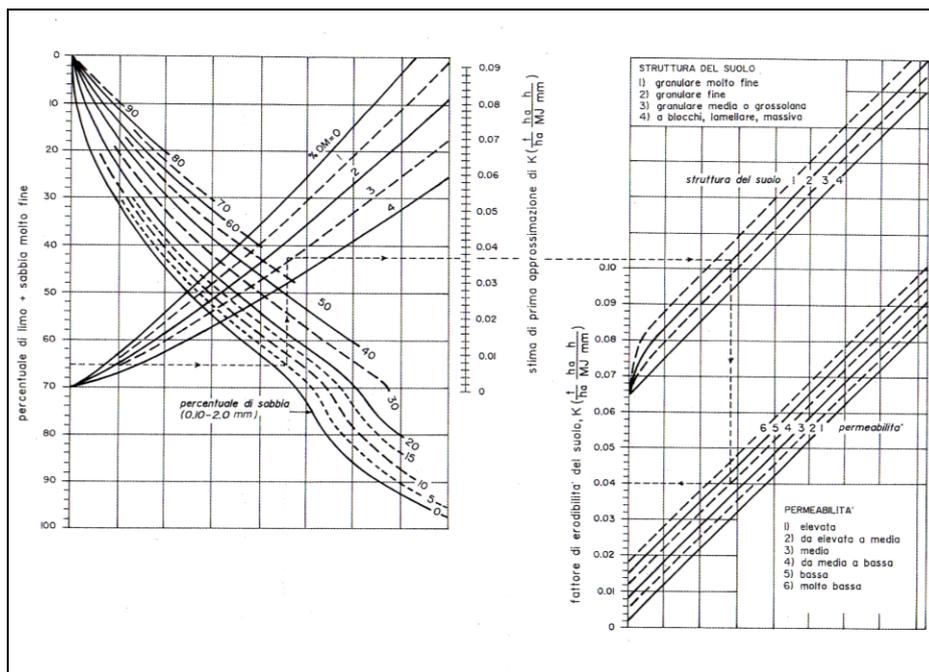


Fig. 2.1 – Abaco di Wischmeier et al. (1971) per la determinazione del fattore di erodibilità del suolo

Sul grafico di sinistra si traccia, in corrispondenza del valore di f che esprime la percentuale di materiale fine del suolo in esame, un segmento, normale all'asse delle ordinate, fino ad incontrare la curva che rappresenta la percentuale di materiale grossolano del campione. Ovviamente, per valori di g diversi da quelli riportati esplicitamente nell'abaco, il punto di incontro viene determinato per interpolazione. Si traccia quindi un

secondo segmento, perpendicolare al primo, fino ad incontrare la curva che rappresenta il contenuto di sostanza organica OM. Viene quindi tracciato un altro segmento, normale al precedente, che individua il valore di prima approssimazione del fattore di erodibilità, K' . Si prolunga questo segmento fino ad incontrare la retta corrispondente alla classe di struttura attribuita al suolo (granulare molto fine; granulare fine; granulare media o grossolana; a blocchi, lamellare o massiva) e quindi si traccia un ulteriore segmento, normale al precedente, che termina nel punto di incontro con la retta che rappresenta la classe di permeabilità (elevata, $> 127 \text{ mm h}^{-1}$; da elevata a media, $64-127 \text{ mm h}^{-1}$; media, $20-64 \text{ mm h}^{-1}$; da media a bassa, $5-20 \text{ mm h}^{-1}$; bassa, $1-5 \text{ mm h}^{-1}$; molto bassa, $< 1 \text{ mm h}^{-1}$) (Giordani e Zanchi, 1995).

Mediante il tracciamento di un ultimo segmento, perpendicolare al precedente, si ricava infine il valore di K .

Per suoli caratterizzati da un valore di f inferiore al 70%, il fattore K (in unità SI) può essere stimato mediante la seguente relazione, che traduce in forma analitica l'abaco di Wischmeier *et al.*:

$$R = 2,77 \cdot 10^{-7} M^{1,14} (12 - OM) + 4,28 \cdot 10^{-3} (SS - 2) + 3,29 \cdot 10^{-3} (PP - 3) \quad (2.8)$$

in cui M è un parametro di tessitura, pari a:

$$M = f(f + g) = f(100 - cl) \quad (2.9)$$

in cui cl (%) è il contenuto di argilla ($= 100-f-g$), SS è il codice di struttura (granulare molto fine: $SS = 1$; granulare fine: $SS = 2$; granulare media o grossolana: $SS = 3$; a blocchi, lamellare o massiva: $SS = 4$) e PP è la classe di permeabilità del suolo (elevata: $PP = 1$; da elevata a media: $PP = 2$; media: $PP = 3$; da media a bassa: $PP = 4$; bassa: $PP = 5$; molto bassa: $PP = 6$).

Il fattore lunghezza della L è definito come il rapporto tra la perdita di suolo di una parcella di lunghezza libera λ (m) e quella relativa alla parcella di riferimento, lunga 22.13 m. Si definisce lunghezza libera della pendice la lunghezza, misurata su un piano orizzontale (Renard *et al.*, 1997), della linea di massima pendenza del piano inclinato che costituisce la parcella, compresa tra il punto in cui comincia a manifestarsi il ruscellamento e il punto in cui la pendenza si riduce tanto che si attivano processi di deposito o dove la corrente idrica si immette in un fosso ricevente (Wischmeier, Smith, 1978). L'espressione per il calcolo di L è:

$$L = \left(\frac{\lambda}{22,13} \right)^m \quad (2.10)$$

in cui m è un esponente che assume i seguenti valori, in dipendenza della pendenza s (%) della pendice: $m = 0,5$ per $s > 5\%$; $m = 0,4$ per $3\% < s < 5\%$; $m = 0,3$ per $1\% < s < 3\%$; $m = 0,2$ per $s < 1\%$.

Nella RUSLE, il fattore lunghezza della pendice L mantiene l'espressione (2.10) in cui l'esponente m è valutato con la seguente relazione (McCool et al., 1989), (Moore, Wilson, 1992):

$$m = \frac{aF}{1 + aF} \quad (2.11)$$

in cui F esprime il rapporto tra l'erosione per solchi e quella *interrill* e a è un coefficiente che assume il valore 0,5 nel caso in cui l'erosione *interrill* prevale su quella *rill* e il valore 2 nel caso opposto. In assenza di indicazioni specifiche, si assume $a = 1$ (Bagarello et al., 2005). I valori di F si calcolano con la seguente relazione:

$$F = \frac{\sin \beta / 0,0896}{3,0(\sin \beta)^{0,8} + 0,56} \quad (2.12)$$

dove $\beta(^{\circ})$ è l'angolo formato dalla pendice con un piano orizzontale.

Dall'eq.(2.11) si deduce che quando il rapporto F tra l'erosione *rill* e quella *interrill* tende a zero, anche m , assume valore nullo e pertanto l'erosione *interrill* per unità di superficie è indipendente dalla lunghezza λ della pendice. Al contrario, quando l'erosione *rill* prevale, dalla (2.11) si deduce che m assume valore unitario, confermando che, in questo caso, l'erosione per unità di superficie varia linearmente con λ . Qualora la lunghezza della pendice è inferiore a 4 m, limite al di sotto del quale non si verificano, secondo McCool et al. (1989), fenomeni di formazione dei solchi ($F = 0$), il rapporto m è nullo per cui L assume valore unitario.

Il fattore pendenza della pendice S è definito come il rapporto tra la perdita di suolo di una generica parcella e quella della parcella di riferimento, che ha una pendenza $s = 9\%$. L'espressione per il calcolo di S è la seguente (Wischmeier, Smith, 1965):

$$S = \frac{0,43 + 0,30s + 0,043s^2}{6,613} \quad (2.13)$$

In occasione della revisione effettuata nel 1978, Wischemeier e Smith hanno suggerito di sostituire la (2.13) con la seguente relazione:

$$S = 65,41 \sin^2 \beta + 4,56 \sin \beta + 0,065 \quad (2.14)$$

in cui $\beta(^{\circ})$ è l'angolo formato dalla pendice con un piano orizzontale. La suddetta sostituzione viene motivata con la circostanza che le sollecitazioni sulla superficie prodotte dalla pioggia e dal deflusso variano con il seno dell'angolo. Le misure e i dati di campo acquisiti successivamente alla pubblicazione della USLE hanno dimostrato che la relazione (2.14) non può essere applicata per pendenze elevate.

Nella RUSLE, il fattore pendenza della pendice assume la seguente espressione (Renard et al., 1997), (Bagarello, Ferro, 2006):

$$S = 10,8 \sin \beta + 0,03 \quad \text{se } \tan\beta < 0,09 \quad (2.15a)$$

$$S = 16,8 \sin \beta - 0,50 \quad \text{se } \tan\beta \geq 0,09 \quad (2.15b)$$

Le eqq.(2.15), ottenute mediante un'analisi estesa anche ai dati acquisiti successivamente alla pubblicazione della USLE, mostrano un differente comportamento per pendici poco (<9%) o molto (>9%) inclinate. Le misure utilizzate si riferiscono comunque a pendici con pendenze inferiori al 18%. L'esistenza di un valore discriminante della pendenza, rilevato da McCool et al. (1987), è attribuibile alla maggiore rilevanza dei processi di formazione dei solchi per pendici molto inclinate, al maggiore effetto della pendenza sul deflusso per pendici poco pendenti e al verificarsi, infine, della transizione da condizioni *transport-limited* a quelle *detachment-limited* al crescere della pendenza. Renard et al. (1991) hanno, comunque evidenziato che i valori di perdita di suolo calcolati con la USLE e la RUSLE risultano confrontabili per pendenze comprese tra il 6% e il 20%. Per pendici inclinate tra il 9% e il 55%, Liu et al.(1994) hanno proposto la seguente equazione:

$$S = 21,91 \sin \beta - 0,96 \quad (2.16)$$

Nearing (1997), per esprimere l'effetto della pendenza della pendice, ha proposto la seguente equazione sostitutiva delle espressioni (2.15a) e (2.16) del fattore S :

$$S = -1,5 + \frac{17}{1 + \exp(2,3 - 6,1 \sin \theta)} \quad (2.17)$$

La (2.17), applicabile fino a valori della pendenza pari al 55%, ha ricevuto successive conferme sperimentali (Sheridan et al., 2003).

Per pendici di lunghezza $\lambda < 4$ m, in cui l'erosione è prevalentemente di tipo *interrill*, S è fornito dalla seguente relazione (McCool et al., 1987):

$$S = 3 \sin^{0,8} \beta + 0,56 \quad (2.18)$$

Il fattore culturale C esprime l'effetto antierosivo della copertura vegetale che varia con la rotazione culturale, le pratiche agronomiche adottate, il livello di produttività del suolo, la

durata delle diverse fasi vegetative e la distribuzione temporale delle precipitazioni. Il fattore C è definito come il rapporto tra la perdita di suolo di una parcella sottoposta a una specifica forma di utilizzazione colturale e quella relativa al maggese di riferimento, rilevabile cioè nella stessa parcella lavorata continuamente secondo le linee di massima pendenza o, come precisato recentemente da Bazzoffi (2007), nella condizione di letto di semina nudo.

Il procedimento di calcolo del fattore colturale si fonda sull'ipotesi che la copertura vegetale eserciti una diversa funzione antierosiva in dipendenza dello stadio di sviluppo della coltura e dei periodi del ciclo vegetativo in cui agiscono le piogge erosive.

Per il calcolo del fattore C Wischmeier e Smith hanno individuato le seguenti fasi o periodi colturali: Periodo F- Maggese nudo; Periodo SB-Germinazione; Periodo 1-Stabilizzazione; Periodo 2-Sviluppo; Periodo 3-Maturazione; Periodo 4-Residui o stoppie.

Le sperimentazioni americane hanno condotto alla valutazione, per ciascun periodo, dei cosiddetti rapporti di perdita di suolo, cioè dei rapporti tra la perdita di suolo che si verifica quando, nell'ambito di una prefissata rotazione colturale, una coltura si trova in una prestabilita fase vegetativa e la perdita relativa alla condizione di riferimento. Il rapporto di perdita di suolo esprime l'effetto combinato di diversi sottofattori e precisamente del grado di copertura assicurato dall'apparato aereo e dai residui delle colture, delle lavorazioni e quello delle colture precedenti. I diversi sottofattori non sono mutuamente indipendenti dato, ad esempio, che gli effetti dell'apparato aereo della pianta sono nulli se al di sotto vi è una copertura a stretto contatto con il suolo che dissipa completamente l'energia della pioggia, indipendentemente dall'eventuale smorzamento provocato dalla chioma.

I rapporti di perdita di suolo sono deducibili da dettagliate tabelle, riportate nel manuale della USLE (Wischmeier, Smith, 1978), in funzione delle colture e delle relative rotazioni previste e di una indicazione di massima sulle lavorazioni del suolo, sulla gestione dei residui e sul livello di produttività delle colture.

Per il calcolo del fattore C relativo a una specifica rotazione colturale, gli anni in cui è articolata la rotazione vengono suddivisi in una successione di periodi, secondo lo schema riportato nel manuale della USLE, le cui durate dipendono dalla successione colturale e dalle epoche in cui vengono effettuate le operazioni colturali (aratura, semina, raccolta, ecc.). Per ciascuna fase si stima il rapporto di perdita di suolo, utilizzando le tabelle proposte da Wischmeier e Smith (1978). Nota la distribuzione nel corso dell'anno

dell'aggressività della pioggia, si valuta quindi l'aliquota dell'aggressività totale attesa nel corso di ciascun periodo individuato. Il prodotto della aliquota di R per il corrispondente rapporto di perdita di suolo fornisce il valore di C relativo al periodo individuato. Sommando questi prodotti parziali e dividendo tale somma per il numero di anni in cui è organizzata la rotazione colturale si ottiene il valore del fattore C da utilizzare nella USLE. Il fattore P esprime l'influenza sulla perdita di suolo delle pratiche antierosive che, in linea generale, possono essere attuate con particolare disposizione delle colture sul terreno, con particolari rotazioni colturali, con la ritenzione dei residui, con i trattamenti di fertilizzazione, oppure con la esecuzione di opere di modesta importanza note come sistemazioni idraulico-agrarie.

La pratica che dà luogo alle maggiori perdite è certamente quella in cui la lavorazione del terreno è effettuata secondo le linee di massima pendenza, e per questo essa è stata scelta come condizione di riferimento. Il fattore P è definito come il rapporto tra la perdita di suolo da un campo la cui lavorazione tenga conto di opportune pratiche antierosive e quella relativa a un campo arato a rittochino e continuamente lavorato.

A rigore, la USLE non può essere applicata per la stima della perdita di suolo associata ad un singolo evento di pioggia. In molti casi, però, la perdita di suolo media annua dipende da un numero modesto di eventi erosivi particolarmente rilevanti che si manifestano nel corso di un periodo pluriennale.

Al fine di stabilire l'applicabilità della USLE alla scala temporale del singolo evento, può essere allora preferibile non tanto valutare l'accuratezza di tutte le stime "puntuali" (cioè per ciascun evento di pioggia) della perdita di suolo quanto stabilire l'entità degli scostamenti tra i valori della perdita di suolo stimati e i corrispondenti valori misurati in concomitanza soltanto degli eventi erosivi particolarmente rilevanti.

Lo schema usato nella USLE non distingue le due componenti erosive del contributo areale. Trattandosi di un modello di erosione di natura empirica, la verifica di applicabilità della USLE nell'ambiente mediterraneo richiede la misura della perdita di suolo complessiva, *rill* più *interrill*, prodotta in seguito ad un evento meteorico da parcelle sperimentali tipo Wischmeier aventi una lunghezza nella direzione del moto dell'ordine delle decine di metri. La misura della sola componente erosiva di tipo *interrill* presuppone, invece, il ricorso a micro parcelle di dimensioni longitudinali talmente contenute (al più qualche metro) da impedire la formazione di piccoli canali di deflusso tipici dell'erosione *rill*.

Le indagini sperimentali descritte nella presente Tesi hanno avuto come obiettivo il monitoraggio dei fenomeni erosivi a scala parcellare, di tipo *interrill* e canalizzati che si presentano a seguito di eventi meteorici naturali su parcelle appositamente attrezzate nell'area di Sparacia del Dipartimento di Scienze Agrarie e Forestali dell'Università degli Studi di Palermo.

Nel seguito verranno inizialmente descritte sia le installazioni sperimentali disponibili a Sparacia per la misura della perdita di suolo a scala parcellare sia le attività di monitoraggio dei processi di erosione idrica a scala di parcella e verrà presentata una nuova metodologia per il campionamento della perdita di suolo.

Verranno illustrati quindi i risultati relativi alla procedura di determinazione indiretta del contributo relativo dell'erosione incanalata e verrà messa in evidenza la notevole entità di questa componente del processo erosivo.

Verrà presentata, inoltre, un'indagine che ha riguardato la determinazione sperimentale del fattore di erodibilità del suolo per l'area sperimentale di Sparacia con particolare riferimento alla determinazione del valore medio annuo di K , la valutazione della variabilità temporale del suddetto fattore, e, infine, l'approfondimento dello studio della relazione tra le misure di erodibilità e la lunghezza della parcella sperimentale.

Saranno successivamente descritti e messi a confronto i risultati delle attività di monitoraggio diretto dei rill, sia mediante il metodo tradizionale (celerimetrico e rillometrico) sia, con riferimento ad un evento erosivo verificatosi a Sparacia, mediante rilievo piano-altimetrico realizzato tramite un volo aereo di bassa quota.

Un ultimo aspetto riguarderà, infine, la descrizione della modellazione della geometria e della geometria idraulica dei rill, sulla base delle misure effettuate in occasione di eventi erosivi che hanno determinato la formazione di solchi.

3. L'area sperimentale di Sparacia

3.1. Descrizione dei siti Parcelle e Bacino

L'azienda sperimentale di Sparacia è localizzata a circa 100 km da Palermo, in agro di Cammarata, e presenta, con riferimento sia alle caratteristiche climatiche che a quelle pedologiche, i caratteri tipici delle zone interne della Sicilia. L'area sperimentale, che è contraddistinta da un clima semiarido mediterraneo, con una precipitazione media annua di poco inferiore a 700 mm, e da un suolo vertico a tessitura argillosa, comprende due siti denominati "Parcelle" e "Bacino". Su entrambi i siti sono realizzati degli impianti per il monitoraggio della perdita di suolo parcellare, inoltre sul sito "Bacino" sono realizzate alcune installazioni per la misura della produzione di sedimenti a scala di bacino.

L'impianto per il monitoraggio della perdita di suolo parcellare risulta operativo con continuità dalla fine del 1999. Per quanto attiene alla misura della perdita di suolo, relativamente al sito "Parcelle", lungo un pendio caratterizzato da una pendenza media del 14,9% circa (Fig. 3.1) sono state realizzate sei parcelle sperimentali P₂₂ di dimensioni 8x22 m² (parcelle A-F, Fig. 3.2), due parcelle P₃₃ di dimensioni 8x33 m² (G-H, Fig. 3.2), due parcelle P₄₄ di dimensioni 8x44 m² (I-L, Fig. 3.2), due parcelle di dimensioni 4x11 m² (M-N, Fig. 3.2), due parcelle di dimensioni 2x11 m² (O-P, Fig. 3.2) e, infine, due parcelle di dimensioni 2x22 m² (Q-R, Fig. 3.2), oltre ad una serie di microparcelle di dimensioni 0,2x0,2 m², 0,4x0,4 m², 1x1 m² e 1x5 m² localizzate in una zona a monte delle suddette parcelle (Fig. 3.2).



Fig. 3.1 – Vista del sito "Parcelle" allo stato attuale

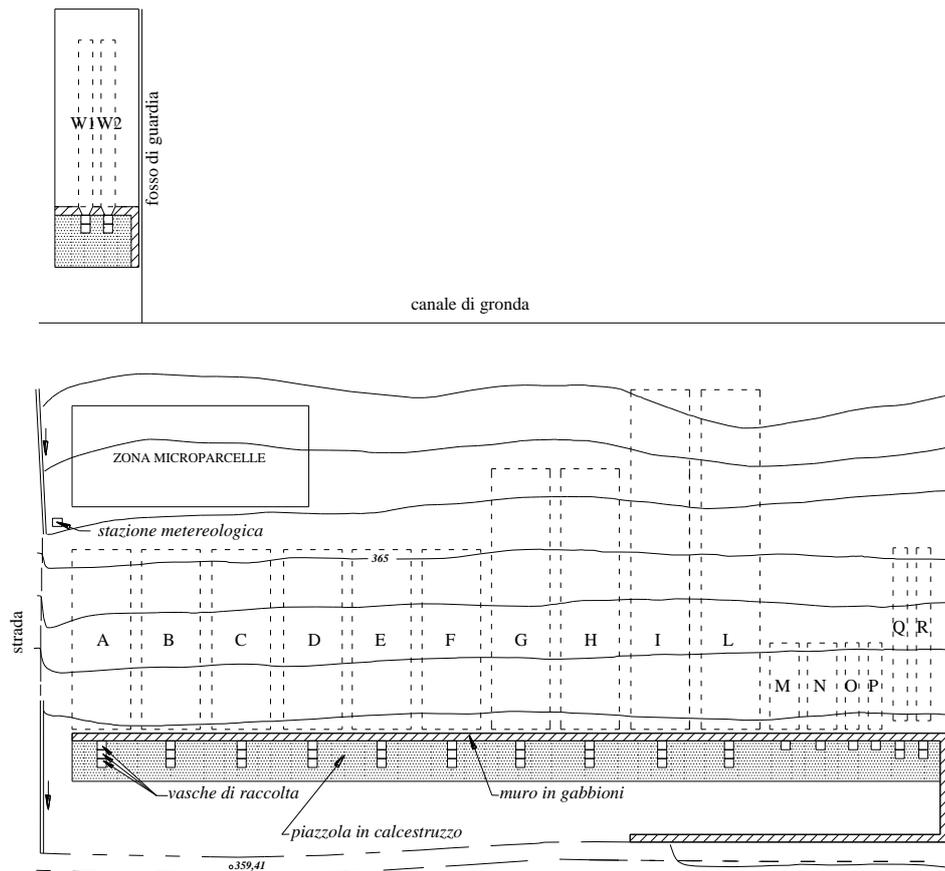


Fig. 3.2 - Planimetria di "Parcelle"; a monte del canale di gronda si notano le due parcelle tipo "Wischmeier" W_1 e W_2

Di recente, su un'area posta ad una quota maggiore del canale di gronda situato a monte delle suindicate parcelle, sono state realizzate 2 nuove parcelle P_{22} di dimensioni $2 \times 22 \text{ m}^2$ (W_1 e W_2 , Fig. 3.2 e 3.3a e 3.3b); tali parcelle sono del tipo "parcelle di riferimento" di Wischmeier. La *parcelle di riferimento* di Wischmeier, utilizzata per stabilire una condizione di base rispetto alla quale valutare i fattori topografico, culturale e di pratica antierosiva, è definita come una parcella lunga 22,13 m, inclinata del 9%, mantenuta stabilmente priva di vegetazione e lavorata continuamente secondo le linee di massima pendenza.

Tenuto conto che l'originaria pendenza nell'area in esame è del 14,9% la richiesta pendenza del 9% ha comportato la necessaria modellazione della pendice su cui realizzare le due nuove parcelle mediante un apposito movimento di terra.

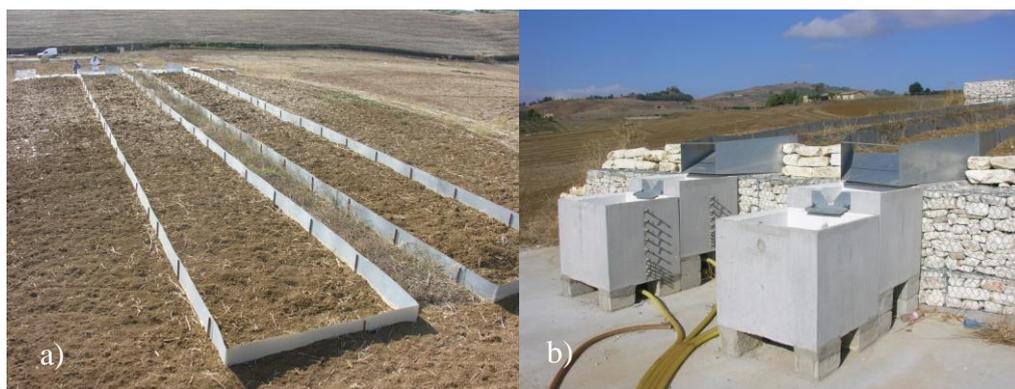


Fig. 3.3, a e b – Foto delle 2 nuove parcelle tipo “Wischmeier” realizzate nel 2012 e dettaglio delle vasche di accumulo

La delimitazione idraulica di ciascuna parcella è realizzata in lamierino zincato infisso per una profondità di 0,20 m e sporgente di 0,30 m; il lamierino è inoltre fissato a dei picchetti metallici posizionati a una interdistanza di circa 0,50 m. L'estremità di valle di ciascuna parcella è delimitata da una canaletta in lamierino zincato a sezione rettangolare e altezza variabile che intercetta i deflussi superficiali e li convoglia in un sistema di accumulo. La parete esterna della canaletta a contatto con il bordo della parcella presenta un'ala inclinata rispetto al piano di campagna che si infigge nel terreno per una lunghezza di 0,35 m. Per realizzare il sistema di accumulo, si è realizzato uno sbancamento al piede della scarpata su cui sono posizionate le parcelle e si è costruita un'opera di sostegno, costituita da due file sovrapposte di gabbioni. A valle del muro di gabbioni è stato realizzato un piazzale in calcestruzzo su cui sono state posizionate le vasche di accumulo dei deflussi parcellari. Ciascuna vasca ha una capacità di 1 m^3 e presenta, lungo una verticale in asse a una parete, dieci rubinetti di prelievo installati con interasse decrescente da 0,13 m a 0,05 m procedendo dai rubinetti più alti a quelli più prossimi al fondo.

Nel 2013, in seguito alla validazione sperimentale di un apposito campionatore, si è provveduto alla adozione di un nuovo metodo di campionamento, apportando inoltre delle modifiche al sistema di accumulo a valle delle parcelle. Tali modifiche, in sintesi, consistono nell'abolizione dell'utilizzo dei rubinetti di prelievo della sospensione torbida e nel pareggiamento della leggera convessità presente sul fondo delle preesistenti vasche di accumulo.

Tutte le parcelle sono mantenute prive di vegetazione ed arate a rittochino.

Sul pendio è inoltre presente una stazione meteorologica che effettua le misure di precipitazione, con scansione temporale di un minuto, da utilizzare per il calcolo

dell'indice di aggressività delle piogge del singolo evento R_e . I dati memorizzati dalla stazione vengono periodicamente scaricati, tramite collegamento mediante un modem-GSM, presso un computer localizzato nel Dipartimento di Scienze Agrarie e Forestali dell'Università degli Studi di Palermo (Bagarello et al., 2004a).

Sullo stesso pendio (Fig. 3.4 e 3.5), che accoglie le parcelle di differenti dimensioni, sono attualmente posizionate 49 microparcelle di lunghezza compresa tra 0,25 e 5 m. In particolare venti microparcelle hanno dimensioni $0,25 \times 0,25 \text{ m}^2$, venti $0,4 \times 0,4 \text{ m}^2$, tre $1 \times 1 \text{ m}^2$, tre $1 \times 2 \text{ m}^2$ ed infine tre $1 \times 5 \text{ m}^2$. Le microparcelle hanno una delimitazione idraulica in lamierino zincato e presentano all'estremità di valle una grondaia, di forma trapezoidale, che veicola i deflussi in un piccolo recipiente, posizionato all'interno di una trincea e sostituito dopo ciascun evento meteorico. Tutte le microparcelle sono mantenute prive di vegetazione. Data l'esiguità dei volumi da campionare in seguito ad un qualsiasi evento erosivo, la determinazione del materiale eroso viene effettuata essiccando in stufa l'intero volume di sospensione accumulatosi nel recipiente di raccolta e, noto questo ultimo, il volume di deflusso è calcolato per pesata diretta.



Fig. 3.4 - Vista delle microparcelle sul versante attrezzato di Sparacia

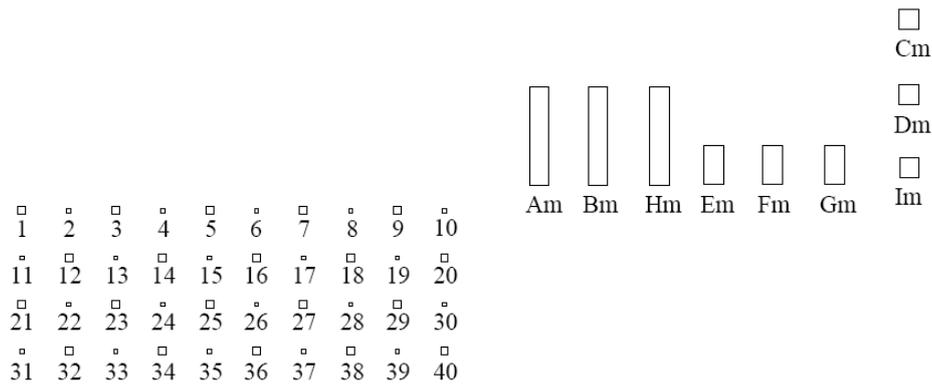


Fig. 3.5 – Disposizione delle 49 microparcelle del sito “Parcella”, nell’area di Sparacia

Con riferimento al sito “Bacino”, l’installazione sperimentale per la misura di perdita di suolo parcellare, denominata “Parcelle pendenti”, si trova su un versante caratterizzato da una pendenza media del 22% e risulta caratterizzata da due parcelle larghe 6 m e con una lunghezza libera della pendice, λ , pari a 22 m. Su un’area limitrofa alla precedente, sono state realizzate due ulteriori parcelle caratterizzate anch’esse da una larghezza di 6 m e da una lunghezza libera della pendice di 22 m, ma con pendenza pari al 26% (Fig. 3.6).



Fig. 3.6 – Planimetria e foto dell’installazione sperimentale del Sito “Bacino”

Le parcelle sono delimitate idraulicamente da un lamierino metallico e all’estremità di valle di ciascuna parcella è localizzata una grondaia, dal caratteristico fondo a tramoggia, che raccoglie i deflussi e li convoglia, mediante una tubazione in PVC, all’interno di due vasche di accumulo in fibrocemento disposte in serie, ciascuna della capacità di circa 1 m³, e collegate mediante stramazzi triangolari. In prossimità delle parcelle pendenti è installato un pluviografo a vaschetta basculante, caratterizzato da una sensibilità di 0,2 mm di pioggia, in grado di fornire i dati in uscita in formato digitale. I dati di precipitazione sono registrati in un data logger, ricoverato all’interno di un box prefabbricato, e possono essere

riversati, per interrogazione mediante modem telefonico, in un pc localizzato presso il Dipartimento di Scienze Agrarie e Forestali dell'Università degli Studi di Palermo.

3.2. Eventi monitorati nel periodo Gennaio 2011- Settembre 2013

Nel periodo di osservazione Gennaio 2011 - Settembre 2013 nell'area sperimentale, si sono verificati degli eventi erosivi, eventi cioè in grado di produrre perdite di suolo per erosione e precisamente il numero degli eventi monitorati è stato pari a 7 con riferimento al sito Parcelle e a 9 con riferimento al sito Bacino (l'ultimo evento, verificatosi a Settembre 2013, è attualmente in corso di elaborazione).

In Tab. 3.1 e Tab. 3.2 sono riportati, rispettivamente per ciascuno dei due siti dell'azienda Sparacia, Parcelle e Bacino, e per ciascun evento, la data, il totale di precipitazione P_e (mm), l'indice di aggressività della precipitazione del singolo evento R_e (MJ mm/ha h) calcolato secondo la procedura prevista dalla USLE, (Wischmeier, 1959), la parcella interessata dall'evento, la lunghezza libera λ (m) e la larghezza (m) della stessa, la perdita di suolo complessiva, misurata in kg, il deflusso netto in mm e la tipologia di erosione rilevata.

Sito "Parcelle" (i =14,9%)								
DATA EVENTO	Pe	Re	Parcella	λ	Larghezza	Erosione	Deflusso netto	Tipo di erosione
	[mm]	[MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹]		[m]	[m]	[kg]	[mm]	
18-28 / Febbraio / 2011	65,4	107,4	B	22	8	6,85	8,12	Interill
18-28 / Febbraio / 2011	65,4	107,4	C	22	8	10,09	9,33	Interill
18-28 / Febbraio / 2011	65,4	107,4	D	22	8	14,85	11,92	Interill
18-28 / Febbraio / 2011	65,4	107,4	E	22	8	6,37	3,54	Interill
18-28 / Febbraio / 2011	65,4	107,4	F	22	8	10,92	13,00	Interill
18-28 / Febbraio / 2011	65,4	107,4	G	33	8	14,14	3,72	Interill
18-28 / Febbraio / 2011	65,4	107,4	H	33	8	9,45	5,67	Interill
18-28 / Febbraio / 2011	65,4	107,4	M	11	4	5,06	3,12	Interill
18-28 / Febbraio / 2011	65,4	107,4	N	11	4	3,73	3,24	Interill
18-28 / Febbraio / 2011	65,4	107,4	O	11	2	1,39	1,30	Interill
18-28 / Febbraio / 2011	65,4	107,4	P	11	2	0,69	2,35	Interill
18-28 / Febbraio / 2011	65,4	107,4	Q	22	2	0,73	3,28	Interill
18-28 / Febbraio / 2011	65,4	107,4	R	22	2	2,99	3,26	Interill
3 Ottobre 2011	28,0	402,2	A	22	8	426,1	0,98	Rill ed interill
3 Ottobre 2011	28,0	402,2	B	22	8	1252,3	4,20	Rill ed interill
3 Ottobre 2011	28,0	402,2	C	22	8	1588,8	8,34	Rill ed interill
3 Ottobre 2011	28,0	402,2	D	22	8	1417,8	8,55	Rill ed interill
3 Ottobre 2011	28,0	402,2	E	22	8	1253,7	6,67	Rill ed interill
3 Ottobre 2011	28,0	402,2	F	22	8	1067,8	6,33	Rill ed interill

3 Ottobre 2011	28,0	402,2	G	33	8	1524,7	5,97	<i>Rill ed interill</i>
3 Ottobre 2011	28,0	402,2	H	33	8	1544,6	6,15	<i>Rill ed interill</i>
3 Ottobre 2011	28,0	402,2	I	44	8	1977,1	0,94	<i>Rill ed interill</i>
3 Ottobre 2011	28,0	402,2	L	44	8	1915,1	0,24	<i>Rill ed interill</i>
3 Ottobre 2011	28,0	402,2	M	11	4	257,9	8,36	<i>Rill ed interill</i>
3 Ottobre 2011	28,0	402,2	N	11	4	263,0	9,01	<i>Rill ed interill</i>
3 Ottobre 2011	28,0	402,2	O	11	2	58,0	2,58	<i>Rill ed interill</i>
3 Ottobre 2011	28,0	402,2	P	11	2	15,6	2,29	<i>Rill ed interill</i>
3 Ottobre 2011	28,0	402,2	Q	22	2	82,5	4,42	<i>Rill ed interill</i>
3 Ottobre 2011	28,0	402,2	R	22	2	94,7	3,77	<i>Rill ed interill</i>
22-23 - Novembre - 2011	18,2	65,4	A	22	8	60,9	2,97	<i>Interill</i>
22-23 - Novembre - 2011	18,2	65,4	B	22	8	98,2	3,0	<i>Interill</i>
22-23 - Novembre - 2011	18,2	65,4	C	22	8	23,5	0,9	<i>Interill</i>
22-23 - Novembre - 2011	18,2	65,4	D	22	8	69,6	4,5	<i>Interill</i>
22-23 - Novembre - 2011	18,2	65,4	E	22	8	25,6	1,3	<i>Interill</i>
22-23 - Novembre - 2011	18,2	65,4	F	22	8	26,6	1,2	<i>Interill</i>
22-23 - Novembre - 2011	18,2	65,4	G	33	8	153,4	3,1	<i>Interill</i>
22-23 - Novembre - 2011	18,2	65,4	H	33	8	7,2	0,6	<i>Interill</i>
22-23 - Novembre - 2011	18,2	65,4	I	44	8	15,0	0,6	<i>Interill</i>
22-23 - Novembre - 2011	18,2	65,4	L	44	8	22,0	0,2	<i>Interill</i>
21/12/2011 + 3 Gen/12+6 Gen/12	49,2	94,7	A	22	8	60,9	4,4	<i>Interill</i>
21/12/2011 + 3 Gen/12+6 Gen/12	49,2	94,7	B	22	8	34,6	4,1	<i>Interill</i>
21/12/2011 + 3 Gen/12+6 Gen/12	49,2	94,7	D	22	8	31,3	8,3	<i>Interill</i>
21/12/2011 + 3 Gen/12+6 Gen/12	49,2	94,7	E	22	8	2,3	1,6	<i>Interill</i>
21/12/2011 + 3 Gen/12+6 Gen/12	49,2	94,7	F	22	8	2,0	1,6	<i>Interill</i>
21/12/2011 + 3 Gen/12+6 Gen/12	49,2	94,7	G	33	8	133,1	8,8	<i>Interill</i>
21/12/2011 + 3 Gen/12+6 Gen/12	49,2	94,7	H	33	8	12,5	1,8	<i>Interill</i>
21/12/2011 + 3 Gen/12+6 Gen/12	49,2	94,7	I	44	8	3,1	0,6	<i>Interill</i>
21/12/2011 + 3 Gen/12+6 Gen/12	49,2	94,7	L	44	8	4,2	0,7	<i>Interill</i>
6-Marzo-2013	36,8	154,4	A	22	8	49,5	13,39	<i>Interill</i>
6-Marzo-2013	36,8	154,4	B	22	8	6,4	5,80	<i>Interill</i>
6-Marzo-2013	36,8	154,4	C	22	8	6,4	8,51	<i>Interill</i>
6-Marzo-2013	36,8	154,4	D	22	8	7,2	13,70	<i>Interill</i>
6-Marzo-2013	36,8	154,4	G	33	8	20,8	6,04	<i>Interill</i>
6-Marzo-2013	36,8	154,4	I	44	8	9,2	0,99	<i>Interill</i>
6-Marzo-2013	36,8	154,4	L	44	8	2,8	0,43	<i>Interill</i>
6-Marzo-2013	36,8	154,4	O	11	2	6,7	42,13	<i>Interill</i>

Tab. 3.1 - Caratteristiche degli eventi erosivi verificatisi nell'area di "Sparacia", sito "Parcelle"

Sito "Bacino"									
DATA EVENTO	Pe	Re	Parcelle	λ	Larghezza	i	Erosione	Deflusso netto	Tipo di erosione
	[mm]	[MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹]		[m]	[m]	[%]	[kg]	[mm]	
18-28 / Febbraio / 2011	91,0	208,4	P1	22	6	22	8,89	0,24	<i>Interill</i>
18-28 / Febbraio / 2011	91,0	208,4	P2	22	6	22	29,09	12,78	<i>Interill</i>
18-28 / Febbraio / 2011	91,0	208,4	P3	22	6	26	44,37	12,74	<i>Interill</i>
18-28 / Febbraio / 2011	91,0	208,4	P4	22	6	26	7,46	3,38	<i>Interill</i>
20-22 / Marzo / 2011	31,4	159,6	P1	22	6	22	89,18	1,12	<i>Interill</i>
20-22 / Marzo / 2011	31,4	159,6	P2	22	6	22	146,05	11,86	<i>Interill</i>

20-22 / Marzo / 2011	31,4	159,6	P3	22	6	26	297,67	9,91	Interill
20-22 / Marzo / 2011	31,4	159,6	P4	22	6	26	237,34	6,44	Interill
15-16 / Aprile / 2011	26,4	95,1	P1	22	6	22	4,53	-	Interill
15-16 / Aprile / 2011	26,4	95,1	P2	22	6	22	5,12	-	Interill
15-16 / Aprile / 2011	26,4	95,1	P3	22	6	26	51,76	-	Interill
15-16 / Aprile / 2011	26,4	95,1	P4	22	6	26	33,34	-	Interill
3 Ottobre 2011	15,2	114,0	P1	22	6	22	191,4	1,60	Interill
3 Ottobre 2011	15,2	114,0	P2	22	6	22	649,3	3,69	Interill
3 Ottobre 2011	15,2	114,0	P3	22	6	26	108,3	1,71	Interill
3 Ottobre 2011	15,2	114,0	P4	22	6	26	508,8	2,56	Interill
(22-23) - Novembre - 2011	18,2	65,4	P1	22	6	22	127,5	3,0	Interill
(22-23) - Novembre - 2011	18,2	65,4	P2	22	6	22	230,1	5,5	Interill
(22-23) - Novembre - 2011	18,2	65,4	P3	22	6	26	323,5	5,6	Interill
(22-23) - Novembre - 2011	18,2	65,4	P4	22	6	26	542,1	4,7	Interill
21/12/2011 + 3 Gen/12+6 Gen/12	49,2	94,7	P1	22	6	22	46,9	3,7	Interill
21/12/2011 + 3 Gen/12+6 Gen/12	49,2	94,7	P2	22	6	22	169,9	12,3	Interill
21/12/2011 + 3 Gen/12+6 Gen/12	49,2	94,7	P3	22	6	26	287,5	12,0	Interill
21/12/2011 + 3 Gen/12+6 Gen/12	49,2	94,7	P4	22	6	26	179,0	12,3	Interill
(30 Gen-1Feb)+(3 Feb)+(10- 11Feb)/2012	84,6	92,4	P1	22	6	22	56,1	13,3	Interill
(30 Gen-1Feb)+(3 Feb)+(10- 11Feb)/2012	84,6	92,4	P2	22	6	22	160,8	13,8	Interill
(30 Gen-1Feb)+(3 Feb)+(10- 11Feb)/2012	84,6	92,4	P3	22	6	26	346,3	13,3	Interill
(30 Gen-1Feb)+(3 Feb)+(10- 11Feb)/2012	84,6	92,4	P4	22	6	26	188,2	13,7	Interill
(20-21) - Feb - 2012	27,2	29,2	P1	22	6	22	98,3	13,2	Interill
(20-21) - Feb - 2012	27,2	29,2	P2	22	6	22	265,3	10,8	Interill
(20-21) - Feb - 2012	27,2	29,2	P3	22	6	26	614,0	12,5	Interill
(20-21) - Feb - 2012	27,2	29,2	P4	22	6	26	299,3	13,4	Interill
7 - Mar - 2012	16,0	13,6	P1	22	6	22	12,7	13,4	Interill
7 - Mar - 2012	16,0	13,6	P2	22	6	22	84,6	14,0	Interill
7 - Mar - 2012	16,0	13,6	P3	22	6	26	87,3	14,0	Interill
7 - Mar - 2012	16,0	13,6	P4	22	6	26	10,7	14,2	Interill
6-Marzo-2013	36,8	154,41	P1	22	6	22	23,1	12,24	Interill
6-Marzo-2013	36,8	154,41	P3	22	6	26	22,6	12,82	Interill

Tab. 3.2 - Caratteristiche degli eventi erosivi verificatisi nell'area di "Sparacia", sito "Bacino"

Infine nelle successive Tab. 3.3 e Tab. 3.4 si riportano, rispettivamente per il sito "Parcelle" e "Bacino", le caratteristiche degli eventi erosivi verificatisi a Sparacia, con riferimento all'area delle microparcelle. Vengono riportate, per ciascun evento, la data, il totale di precipitazione P_e (mm), l'indice di aggressività della precipitazione del singolo evento R_e (MJ mm/ha h) calcolato secondo la procedura prevista dalla USLE, (Wischmeier, 1959), la lunghezza libera λ (m) e la larghezza (m) delle microparcelle considerate, il numero delle microparcelle prese in esame e la perdita di suolo media in kg.

Sito "Parcelle"						
	Pe	Re	λ	larghezza	n	Perdita di suolo media
Data	[mm]	[MJ mm ha⁻¹ h⁻¹]	[m]	[m]		[kg]
18-28 / Febbraio / 2011	65,40	107,41	0,4	0,4	19	0,018
18-28 / Febbraio / 2011	65,40	107,41	0,25	0,25	20	0,017
18-28 / Febbraio / 2011	65,40	107,41	1	1	3	0,258
18-28 / Febbraio / 2011	65,40	107,41	5	1	1	0,349
18-28 / Febbraio / 2011	65,40	107,41	2	1	3	0,541
21/12/2011 + 3 Gen/12+6 Gen/12	49,2	94,7	0,4	0,4	20	0,066
21/12/2011 + 3 Gen/12+6 Gen/12	49,2	94,7	0,25	0,25	20	0,036
6-Marzo-2013	36,8	154,4	1	1	2	0,12
6-Marzo-2013	36,8	154,4	5	1	2	0,13
6-Marzo-2013	36,8	154,4	2	1	2	0,05

Tab. 3.3 – Caratteristiche degli eventi erosivi, rilevate dalle microparcelle, sito "Parcelle"

Sito "Bacino"						
	Pe	Re	λ	larghezza	n	Perdita di suolo media
Data	[mm]	[MJ mm ha⁻¹ h⁻¹]	[m]	[m]		[kg]
18-28 / Febbraio / 2011	91,0	208,42	0,25	0,25	20	0,032
20-22 / Marzo / 2011	31,4	159,61	0,25	0,25	20	0,033
15-16 / Aprile / 2011	26,4	95,08	0,25	0,25	20	0,028
3 Ottobre 2011	15,2	114,0	0,25	0,25	20	0,068
(22-23) - Novembre - 2011	18,2	65,4	0,25	0,25	20	0,039
21/12/2011 + 3 Gen/12+6 Gen/12	49,2	94,7	0,25	0,25	20	0,056
6-Marzo-2013	36,8	154,41	0,25	0,25	19	0,027

Tab. 3.4 - Caratteristiche degli eventi erosivi, rilevate dalle microparcelle, sito "Bacino"

4. Monitoraggio dei processi di erosione idrica a scala parcellare

4.1. Procedura di campionamento della perdita di suolo a scala parcellare

La misura dell'erosione *rill* ed *interrill* viene effettuata in campo su parcelle attrezzate, ossia su una porzione di superficie, di forma in genere rettangolare e con il lato maggiore orientato lungo la direzione di massima pendenza, delimitata idraulicamente dall'area circostante. Il sistema di misura della perdita di suolo a valle delle parcelle prevede che i deflussi torbidi prodotti in seguito ad un evento erosivo vengano convogliati, mediante l'ausilio di una grondaia posta a valle di ciascuna parcella (Fig. 4.1), all'interno di vasche di accumulo della capacità di circa 1 m³ (Fig. 4.2).



Fig. 4.1 - Vista della canaletta di raccolta

Per le parcelle P₂₂ denominate dalla A alla F (Fig. 3.2) e per le parcelle P₃₃ e P₄₄ sono previste tre vasche di raccolta disposte in serie e caratterizzate da una differenza altimetrica di circa 20 cm; per le quattro parcelle di lunghezza 11 m è prevista una sola vasca di raccolta mentre a valle delle restanti parcelle P_{2x22} (incluse le due nuove parcelle del tipo *di riferimento di Wischmeier*) e quelle P_{6x22} del sito “Bacino” sono presenti due vasche di accumulo. I deflussi che pervengono nelle prime vasche possono, in caso di riempimento di queste, passare nelle vasche immediatamente successive attraverso stramazzi triangolari Thomson (Fig. 4.2), realizzati in ottone, posizionati su una delle pareti delle stesse vasche. Il deflusso intercettato nelle vasche, viene campionato alla fine dell'evento per la determinazione sia del deflusso sia della perdita di suolo complessivi (Bagarello, Ferro, 1998), (Bagarello et al., 1996b), (Bagarello et al., 2004b).



Fig. 4.2 - Sistema di accumulo dei deflussi liquidi e solidi

La misura del volume liquido defluito durante l'evento presuppone il rilievo del livello raggiunto dalla sospensione all'interno della vasca e la determinazione del carico solido trasportato.

Misurato il livello, infatti, ed essendo nota la geometria della vasca, si ricava agevolmente il volume complessivo (liquido + solido) accumulato. Il volume della fase liquida viene ovviamente ricavato sottraendo dal volume complessivo quello occupato dalla fase solida. A tal fine, quest'ultimo si ottiene a partire dal peso delle particelle di suolo depositate nella vasca, in mancanza di determinazioni dirette, assumendo una densità della fase solida pari a $2,65 \text{ g cm}^{-3}$.

Nel caso di eventi poco rilevanti, è possibile raccogliere l'intera sospensione prodotta ed essiccarla quindi in stufa per la determinazione del suo carico solido. Nel caso di eventi rilevanti, tenuto conto del numero elevato di parcelle sperimentali e, quindi, del numero di vasche di accumulo dei deflussi, questa procedura non risulta applicabile a causa dei notevoli volumi prodotti. In questi casi, è allora necessario effettuare un campionamento della sospensione in modo da determinare la concentrazione di particelle di suolo e risalire quindi alla perdita di suolo parcellare.

L'approccio più semplice consiste nell'agitazione della sospensione (Fig. 4.3) per un breve periodo di tempo e nel prelievo di uno o più campioni di volume noto che vengono essiccati in stufa per la determinazione della concentrazione di particelle solide. La Fig. 4.4 mostra schematicamente la modalità di agitazione, che può essere effettuata con un palettone metallico munito di una lunga impugnatura. Il prodotto tra la concentrazione misurata e il volume complessivo della sospensione dovrebbe fornire il peso complessivo di particelle solide presenti in vasca. In effetti, sia Lang (1992) che Bagarello e Ferro

(1998) hanno riconosciuto che la suddetta procedura determina una sottostima del peso di particelle solide.



Fig. 4.3 - Agitazione della sospensione durante le operazioni di campionamento in campo

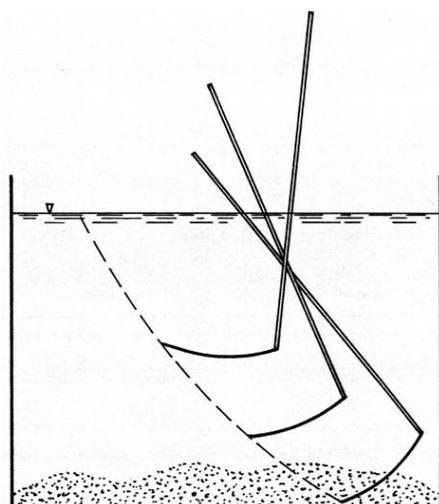


Fig. 4.4 - Modalità di agitazione della sospensione

La ragione della suddetta sottostima risiede nel fatto che la procedura esposta è applicabile soltanto nella condizione ideale di completo mescolamento a cui corrisponde una concentrazione della sospensione costante in tutti i punti e pari a quella effettiva (Bagarello, Ferro, 1998).

La condizione di completo mescolamento è, di fatto, soltanto teorica, tenuto conto sia della capacità dell'operatore di effettuare il rimescolamento della sospensione che dei processi di sedimentazione che si verificano durante lo stesso rimescolamento e il successivo campionamento.

A causa del mescolamento incompleto e dei processi di sedimentazione, infatti, la

concentrazione dei sedimenti presenti in vasca aumenta dall'alto (cioè, in prossimità del bordo della vasca) verso il basso (fondo della vasca) e il profilo di concentrazione assume quindi una forma simile a quella di Fig. 4.5 (incomplete mixing). Pertanto, il valore medio della concentrazione della sospensione presente in vasca deve essere determinato effettuando un campionamento a diverse quote prefissate, in modo da ricostruire il profilo di concentrazione. La Fig. 4.6 mostra tre vasche di accumulo ciascuna della capacità di 1 m³ munite, su una verticale in asse ad una parete, di dieci rubinetti di prelievo della sospensione, a interdistanza decrescente dalla superficie verso il fondo (Bagarello et al., 1996b).

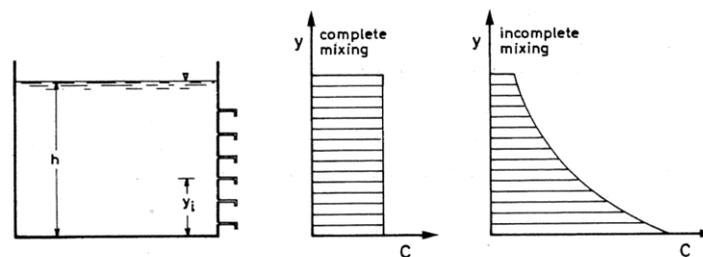


Fig. 4.5 - Schema di vasca di accumulo dei deflussi parcellari e profili di concentrazione tipici



Fig. 4.6 - Sequenza di vasche di accumulo

La concentrazione media C_m , espressa generalmente in g l⁻¹, si ricava per integrazione del profilo di concentrazione. A tal fine, si riportano in grafico le coppie dei valori sperimentali concentrazione puntuale - quota misurata dal fondo della vasca (Fig. 4.7). L'area delimitata dall'asse delle ordinate, dal profilo di concentrazione sperimentale, e dalle parallele all'asse delle ascisse passanti per le quote dei punti estremi di campionamento viene rapportata alla distanza tra i due punti suddetti per ricavare C_m (Bagarello, Ferro, 1998), (Bagarello et al., 2003). Considerato che il campionamento viene effettuato a quote prestabilite, la determinazione di C_m necessita la scelta della forma del

profilo di concentrazione, non essendo nota a priori la legge di variazione della concentrazione puntuale tra due quote successive. A tal proposito, Bagarello e Ferro (1998) hanno riconosciuto che l'ipotesi di un profilo linearmente variabile tra due quote successive di prelievo fornisce stime attendibili della concentrazione C_m .

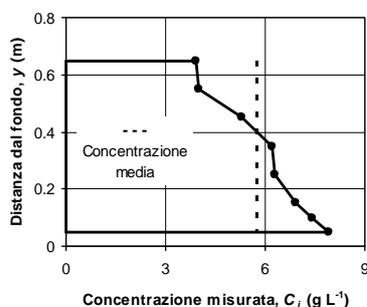


Fig. 4.7 - Esempio di profilo di concentrazione

Bagarello e Ferro (1998) e Bagarello et al. (2003) hanno dedotto, sia mediante un approccio teorico sia sperimentalmente, la relazione che lega la concentrazione media misurata, C_m , alla concentrazione di particelle solide effettivamente presenti in vasca, C (g L^{-1}). In particolare, l'applicazione del II-teorema dell'analisi dimensionale (Barenblatt, 1979, 1987), (Ferro, 1997) ha consentito la deduzione della seguente relazione lineare tra le due grandezze, denominata curva di calibrazione della vasca:

$$C = b C_m \quad (4.1)$$

in cui b è un coefficiente maggiore dell'unità da determinare sperimentalmente.

L'applicabilità dell'eq.(4.1) è stata riconosciuta sperimentalmente per diverse tipologie di suolo (Fig. 4.8) (Bagarello, Ferro, 1998). In genere, il coefficiente b diminuisce nel passaggio dai suoli grossolani a quelli fini in quanto le particelle più piccole vengono risospese agevolmente, potendo rimanere in sospensione per tempi relativamente lunghi. In altri termini, al crescere della dimensione e , quindi, del peso delle particelle, cresce l'aliquota del sedimento che, depositandosi rapidamente, sfugge al campionamento. Per fissata concentrazione in ingresso, allora, la concentrazione misurata risulta maggiore nel caso di sedimenti fini che in quello di sedimenti grossolani.

Il profilo di concentrazione e, quindi, il coefficiente b della (4.1) variano con la direzione di campionamento. In particolare, con riferimento a un suolo argilloso, Bagarello e Ferro

(1998) hanno riconosciuto che il profilo dedotto con un campionamento che inizia dal rubinetto più alto (up-down sampling) mostra gradienti di concentrazione minori rispetto a quello ricavato con un campionamento che parte dal rubinetto più prossimo al fondo della vasca (down-up sampling).

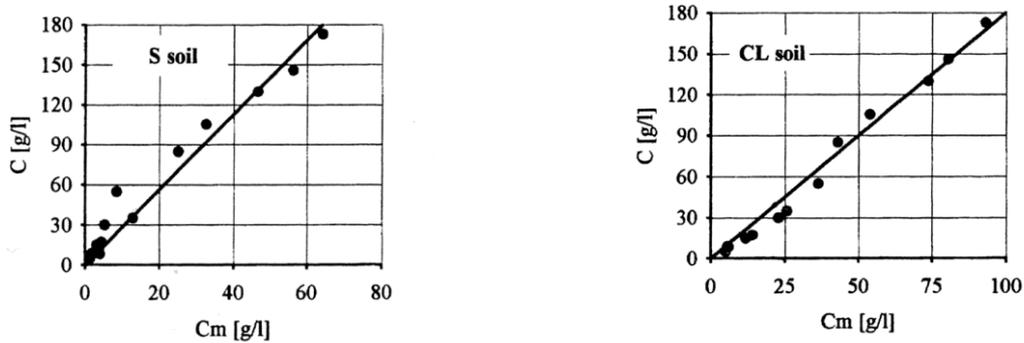


Fig. 4.8 - Curve di calibrazione delle vasche per un suolo sabbioso (S) e per uno argilloso (CL)

La curva di calibrazione della vasca dipende anche dal volume di sospensione prelevato da ciascun rubinetto. In particolare, per un suolo franco sabbioso e uno argilloso, Bagarello e Ferro (1998) hanno riconosciuto che l'utilizzazione di volumi di campionamento $V = 1,5$ litri ha determinato la stima di valori di b da 1,7 a 1,9 volte più elevati di quelli ricavati con $V = 0,5$ litri. Questo risultato trova motivazione nel fatto che al crescere di V cresce la durata del campionamento e, quindi, la quantità di sedimenti che si deposita sul fondo.

Un altro fattore che influenza la curva di calibrazione della vasca è la durata dell'agitazione della sospensione prima del campionamento. Con riferimento a un suolo argilloso, ad esempio, una agitazione di 5 min ha condotto alla stima di un valore di b significativamente più elevato di quello dedotto con una agitazione di 10 e di 15 min e le curve di calibrazione ricavate con riferimento a queste ultime due durate non hanno mostrato differenze statisticamente significative (Bagarello, Ferro, 1998). Questo risultato può essere spiegato considerando che, al crescere della durata dell'agitazione, aumenta l'efficienza del mescolamento ma, per durate relativamente elevate, l'incremento di efficienza è compensato dai processi di sedimentazione delle particelle sospese che si verificano durante il mescolamento. Un altro aspetto che va tenuto in conto nella determinazione della curva di calibrazione della vasca è quello del ritardo temporale con cui si effettua il campionamento rispetto alla conclusione dell'evento erosivo. Soprattutto nel caso di sedimenti ricchi di particelle fini, un campionamento effettuato subito dopo l'evento può produrre, a parità di tutti gli altri fattori, un valore di C_m diverso da quello

ricavato campionando molto tempo (ore, giorni) dopo l'evento in quanto, in quest'ultimo caso, i processi di sedimentazione sono più rilevanti. In altri termini, l'efficienza dell'agitazione è maggiore per un campionamento effettuato subito dopo l'evento che per uno effettuato molto tempo dopo perché le condizioni iniziali della sospensione da campionare sono differenti. Con riferimento a un suolo argilloso, Bagarello e Ferro (1998) hanno riconosciuto che la concentrazione misurata varia con il ritardo del campionamento, R_c , ma risulta praticamente costante per $1 < R_c < 48$ h.

Ovviamente, la curva di calibrazione della vasca ottenuta misurando, per alcune prestabilite concentrazioni effettive C , i corrispondenti valori di C_m deve essere rappresentativa. In altri termini, lo stesso operatore o operatori differenti che ripetono più volte la determinazione del coefficiente b della (4.1), a parità di condizioni sperimentali, dovrebbero ottenere lo stesso risultato.

Con riferimento allo stesso tipo di suolo, Bagarello et al. (2004b) hanno ripetuto per 20 volte la determinazione di C_m per valori della concentrazione effettiva pari a 5 e 25 g l⁻¹. Per fissata concentrazione effettiva, il coefficiente di variazione delle misure si è mantenuto modesto, risultando inferiore o, al più, pari a 0,18. Infine, con riferimento a un suolo argilloso, quattro diversi operatori hanno determinato le curve di taratura della vasca corrispondenti a cinque valori del livello idrico in vasca raggiunto dalla sospensione e hanno ottenuto valori medi di b non significativamente differenti e compresi tra 3,8 e 4,3 (Bagarello et al., 2004b).

4.2. Un nuovo campionatore per la misura della perdita di suolo in parcelle attrezzate

4.2.1. Generalità

La procedura attualmente utilizzata per la misura della perdita di suolo determina un rilevante onere sperimentale a causa del rilevante numero di parcelle attrezzate, sia per la laboriosità della fase di prelievo sia per i lunghi tempi necessari all'essiccazione dei campioni prelevati.

Inoltre, i lunghi tempi necessari all'essiccazione rendono possibile il verificarsi di sovrapposizioni di eventi erosivi determinando ulteriori problemi gestionali di laboratorio. Queste circostanze hanno reso necessaria la ricerca di una nuova metodologia per la misura della perdita di suolo, che renda più speditive le operazioni di campionamento e quelle

successive di essiccazione dei campioni e che dia una misura altrettanto attendibile. A tal fine è stato realizzato un nuovo campionatore (Fig. 4.9) che consente l'estrazione di un'intera colonna di fango, dalla superficie libera al fondo della vasca. Mediante la misura del volume prelevato e del relativo peso del materiale solido, lo strumento consente di determinare direttamente la concentrazione media nella verticale di prelievo.

Il campionatore, che consiste essenzialmente in un cilindro dotato di valvola di chiusura nella sezione terminale, permette inoltre di effettuare più prelievi nella sezione trasversale della vasca e quindi, a differenza della metodologia di campionamento attuale, consente di indagare anche la distribuzione spaziale del materiale solido in vasca. L'attuale procedura, infatti, pur consentendo la determinazione del profilo di concentrazione, ha un'area di indagine limitata alle verticali prossime a quella di allocazione dei rubinetti di prelievo.

È stata pertanto condotta un'indagine di laboratorio finalizzata alla verifica di funzionalità dello strumento alla determinazione della migliore procedura di campionamento, ossia il ricorso o meno al preventivo rimescolamento della sospensione in vasca, il numero di verticali di prelievo da adottare e la loro dislocazione sulla sezione trasversale, che possa essere un giusto compromesso tra affidabilità ed onere sperimentale.



Fig. 4.9 – Viste del campionatore per la misura della perdita di suolo

Il campionatore è costituito da un cilindro di ottone alto 120 cm ed avente diametro interno di 4,75 cm. Esso è dotato di una valvola di chiusura a ghigliottina munita di guarnizione di tenuta. La valvola è comandata dall'alto mediante apposita manopola solidale ad un perno di trasmissione. Il principio di funzionamento del campionatore è molto semplice: una volta infisso nel volume raccolto e dopo la chiusura della valvola, lo strumento consente l'estrazione di una colonna rappresentativa della miscela torbida.

4.2.2. Prove di verifica

Al fine di validare il campionatore ed individuare la metodologia di campionamento sono state condotte, presso il laboratorio di Idrologia del Dipartimento di Scienze Agrarie e Forestali dell'Università di Palermo, due serie distinte di misure. La prima serie di prove è consistita in 56 prelievi su quattro recipienti cilindrici in PVC aventi diametro interno di 19,2 cm ed altezza 50 cm, ossia in condizioni monodimensionali di laboratorio (Fig. 4.10).



Figura 4.10 – Cilindri utilizzati per la prima serie di prove

Per ciascun prelievo sono stati misurati il volume raccolto mediante recipiente graduato appositamente tarato ed il peso del materiale solido, ottenuto per essiccazione della sospensione a 105°C, misurato mediante una bilancia con precisione di lettura di 0,01g. Sono stati esplorati due valori di livello idrico ($h = 20$ e 40 cm) e 7 valori di concentrazione dei solidi ($C_{eff} = 5, 15, 50, 80, 120, 200, 400$ g/l). I prelievi sono stati effettuati nella verticale in asse al cilindro ed in quella per cui il campionatore risultava in aderenza al bordo del cilindro stesso.

La seconda serie di misure è stata condotta in condizioni tridimensionali analoghe a quelle di campo, riscontrabili a Sparacia, utilizzando una vasca in fibrocemento di forma cubica e capacità pari ad 1 m^3 (Fig. 4.11). Sono state indagate configurazioni relative a quattro valori di concentrazioni di solidi ($C_{eff} = 15, 50, 120$ e 400 g/l) e a tre valori di livello idrico pari a 53, 65 e 83 cm. Per ciascuna configurazione, i prelievi sono stati effettuati in nove verticali secondo lo schema rappresentato in Fig. 4.11. Per ciascun prelievo sono stati misurati il volume ed il peso del materiale solido estratti seguendo la stessa procedura descritta per la prima serie di misure.

La miscela torbida è stata realizzata utilizzando un suolo prelevato a Sparacia del tipo Vertic Haploxerept (Soil Survey Staff, 2006) a tessitura argillosa (argilla 62%, limo 33% , sabbia 5%). Ad esclusione di due prove della serie 2, caratterizzate da una concentrazione

di 50 g/l ed un livello idrico di 65 cm e finalizzate a verificare lo strumento in assenza di mescolamento, per entrambe le serie di prove la miscela torbida è stata posta in agitazione mediante mescolamento manuale ponendo attenzione a non innescare effetti centrifughi.

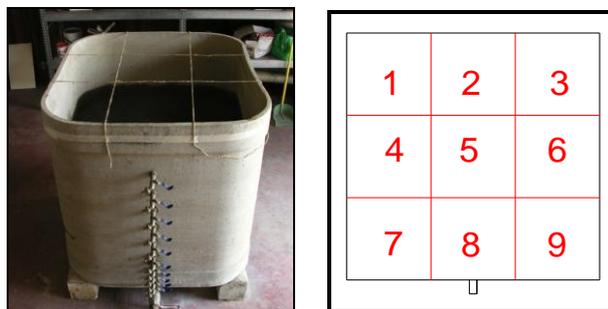


Fig. 4.11 - Vasca utilizzata nella seconda serie di prove e dislocazione delle verticali di prelievo

4.2.3. Risultati

Nella seguente Tabella 4.1 viene mostrato il riepilogo generale delle 28 prove della prima serie di misure. Vengono riportati, per ciascuna configurazione di prelievo (concentrazione e livello idrico) e per ciascuna verticale di prelievo saggiata (centrale, laterale, campione composito) i valori relativi al volume di sospensione estratto dal campionatore, il peso secco misurato dopo essiccazione in stufa a 105°C, il peso secco effettivo, la concentrazione misurata riferita alla configurazione di prelievo (prendendo in considerazione la ripetizione di ciascuna prova ad ogni data configurazione) e l'errore sulla concentrazione effettiva ossia la differenza tra la concentrazione media misurata (per data configurazione di prelievo) e la concentrazione effettiva.

Configurazione di prelievo	Campione	Volume sospensione campionato	Peso secco misurato	Peso secco effettivo	$C_{effettiva}$	$C_{misurata}$	$C_{media\ mis}$	Errore su C
		[ml]	[g]	[g]				
5 g/l - 20 cm	composito	748,93	2,64	3,77	5,00	3,53	3,07	-0,39
	centrale	387,65	1,51	1,94	5,00	3,90		
	laterale	361,28	1,13	1,83	5,07	3,13		
5 g/l - 20 cm	composito	745,62	1,97	3,78	5,00	2,64		
	centrale	387,35	1,08	1,94	5,00	2,79		
	laterale	358,27	0,89	1,84	5,14	2,48		
5 g/l - 40 cm	composito	1467,98	5,96	7,39	5,00	4,06	4,08	-0,18
	centrale	766,25	3,04	3,83	5,00	3,97		
	laterale	701,73	2,92	3,56	5,07	4,16		
5 g/l - 40 cm	composito	1470,94	6,03	7,38	5,00	4,10		
	centrale	755,77	3,34	3,78	5,00	4,42		
	laterale	715,17	2,69	3,60	5,04	3,76		
15 g/l - 20 cm	composito	749,58	4,84	11,46	15,00	6,46	5,90	-0,61

	centrale	395,72	2,28	5,94	15,00	5,76		
	laterale	353,86	2,56	5,53	15,62	7,23		
15 g/ l - 20 cm	composito	850,40	4,42	13,07	15,00	5,20		
	centrale	491,32	2,25	7,37	15,00	4,58		
	laterale	359,09	2,17	5,70	15,88	6,04		
15 g/ l - 40 cm	composito	1506,53	11,47	22,99	15,00	7,61	9,04	-0,40
	centrale	774,55	5,21	11,62	15,00	6,73		
	laterale	731,98	6,26	11,37	15,54	8,55		
15 g/ l - 40 cm	composito	1505,57	15,89	22,66	15,00	10,55		
	centrale	783,12	10,46	11,75	15,00	13,36		
	laterale	722,45	5,43	10,91	15,11	7,52		
50 g/ l - 20 cm	composito	753,09	25,45	38,13	50,00	33,79	37,15	-0,26
	centrale	395,47	11,82	19,77	50,00	29,89		
	laterale	357,62	13,63	18,35	51,32	38,11		
50 g/ l - 20 cm	composito	758,76	30,92	37,67	50,00	40,75		
	centrale	387,56	23,68	19,38	50,00	61,10		
	laterale	371,20	7,24	18,30	49,29	19,50		
50 g/ l - 40 cm	composito	1535,67	53,85	77,27	50,00	35,07	36,30	-0,27
	centrale	795,22	31,86	39,76	50,00	40,06		
	laterale	740,45	21,99	37,51	50,66	29,70		
50 g/ l - 40 cm	composito	1442,67	54,41	72,55	50,00	37,71		
	centrale	721,97	29,01	36,10	50,00	40,18		
	laterale	720,70	25,4	36,46	50,58	35,24		
80 g/ l - 20 cm	composito	786,80	65,74	62,69	80,00	83,55	76,35	-0,05
	centrale	416,76	37,54	33,34	80,00	90,08		
	laterale	370,04	28,2	29,35	79,31	76,21		
80 g/ l - 20 cm	composito	790,25	54,94	61,23	77,18	69,52		
	centrale	402,27	27,32	31,05	77,18	67,91		
	laterale	387,98	27,62	30,18	77,79	71,19		
80 g/ l - 40 cm	composito	1589,18	112,57	127,37	80,00	70,84	70,07	-0,12
	centrale	824,41	62,18	65,95	80,00	75,42		
	laterale	764,77	50,39	61,42	80,31	65,89		
80 g/ l - 40 cm	composito	1566,52	109,22	125,59	80,00	69,72		
	centrale	818,77	61,13	65,50	80,00	74,66		
	laterale	747,75	48,09	60,09	80,36	64,31		
120 g/ l - 20 cm	composito	770,56	79,19	92,39	120,00	102,77	110,11	-0,08
	centrale	399,36	49,27	47,92	120,00	123,37		
	laterale	371,20	29,92	44,46	119,78	80,60		
120 g/ l - 20 cm	composito	799,36	94,46	96,02	120,00	118,17		
	centrale	412,88	47,99	49,55	120,00	116,23		
	laterale	386,48	46,47	46,48	120,25	120,24		
120 g/ l - 40 cm	composito	1574,46	185,21	188,68	120,00	117,63	113,04	-0,06
	centrale	834,01	104,28	100,08	120,00	125,03		
	laterale	740,45	80,93	88,60	119,66	109,30		
120 g/ l - 40 cm	composito	1535,16	167,17	184,78	120,00	108,89		

	centrale	789,88	85,5	94,79	120,00	108,24		
	laterale	745,29	81,67	89,99	120,75	109,58		
200 g/l - 20 cm	composito	848,85	181,74	223,39	193,45	185,85	192,26	-0,01
	centrale	461,42	121,16	148,93	193,45	210,61		
	laterale	387,43	60,58	74,46	192,20	156,36		
200 g/l - 20 cm	composito	861,92	173,38	173,30	200,00	201,16		
	centrale	429,46	72,35	85,89	200,00	168,47		
	laterale	432,46	101,03	87,41	202,12	233,62		
200 g/l - 40 cm	composito	1683,19	328,63	336,88	200,00	195,24	192,20	-0,04
	centrale	877,99	171,82	175,60	200,00	195,70		
	laterale	805,20	156,81	161,28	200,30	194,75		
200 g/l - 40 cm	composito	1637,29	309,74	328,02	200,00	189,18		
	centrale	867,76	164,22	173,55	200,00	189,24		
	laterale	769,53	145,52	154,47	200,73	189,10		
400 g/l - 20 cm	composito	935,26	380,25	373,60	400,00	406,57	408,83	0,02
	centrale	494,94	205,88	197,97	400,00	415,97		
	laterale	440,32	174,37	175,63	398,86	396,01		
400 g/l - 20 cm	composito	958,28	395,53	382,37	400,00	412,75		
	centrale	509,56	218,39	203,82	400,00	428,58		
	laterale	448,72	177,14	178,54	397,89	394,77		
400 g/l - 40 cm	composito	1799,99	768,96	718,11	400,00	427,20	429,56	0,07
	centrale	962,67	416,38	385,07	400,00	432,53		
	laterale	837,32	352,58	333,04	397,74	421,08		
400 g/l - 40 cm	composito	1751,78	757,23	698,27	400,00	432,26		
	centrale	872,53	387,8	349,01	400,00	444,46		
	laterale	879,25	369,43	349,26	397,22	420,17		

Tab. 4.1 - Riepilogo generale della prima serie di misure

Il campionatore ha dimostrato una buona affidabilità, soprattutto per i valori di concentrazione maggiori di 50 g/l. La concentrazione misurata, infatti, è risultata sempre prossima alla concentrazione effettiva (Fig. 4.12) e non dipendente né dalla verticale di prelievo (centrale – laterale) né dal livello idrico (20 cm – 40 cm).

In Fig. 4.13 sono riportati le differenze percentuali tra i valori della concentrazione misurata e quella effettiva.

Dall'analisi della Fig. 4.13 emerge che, soprattutto per i valori di C_{eff} più contenuti, il misuratore è affetto da un margine di errore non trascurabile e sembra condurre (per $C_{eff} \leq 15$ g/l) ad una sottostima del peso di materiale solido presente. Per $C_{eff} > 50$ g/l, invece, il misuratore si dimostra più affidabile e soltanto in due casi comporta errori di poco superiori al 20%.

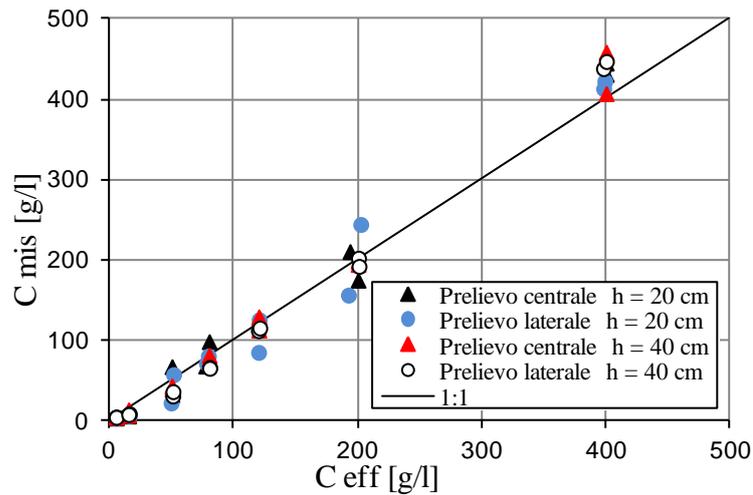


Fig. 4.12 – Confronto tra concentrazioni misurate e quelle effettive

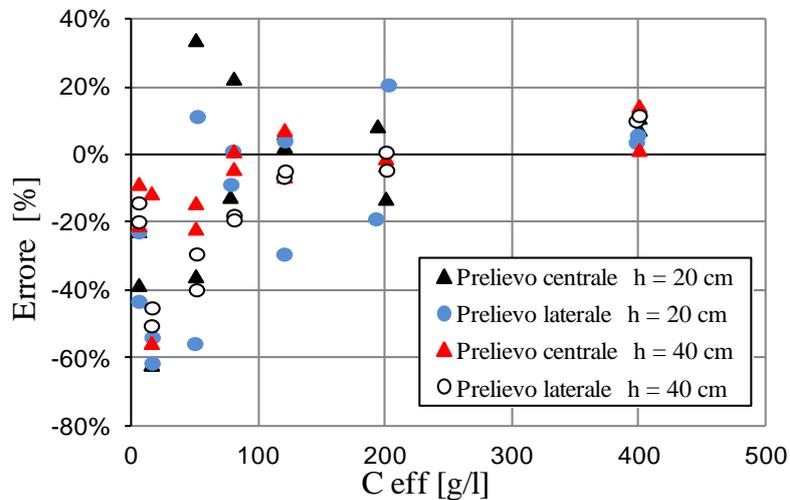


Fig. 4.13 – Differenza percentuale tra la concentrazione misurata e quella effettiva in funzione della concentrazione effettiva

La seguente Tabella 4.2 riporta il riepilogo generale delle 21 prove relative alla seconda serie di misure. Vengono elencate, per ciascuna configurazione di prelievo (concentrazione, livello idrico, rimescolamento preventivo o meno della sospensione torbida), la concentrazione effettiva della sospensione torbida in vasca, la concentrazione del campione composto costituito dai 9 prelievi effettuati secondo lo schema mostrato in Fig. 4.11, l'errore % ossia la differenza percentuale tra la concentrazione del campione composto e la concentrazione effettiva, la deviazione standard σ e il coefficiente di variazione CV della grandezza adimensionale C/C_{eff} , il contenuto di solidi estratti dal campionatore nel corso della prova, il volume di sospensione torbida complessivamente estratto e il contenuto di solidi sfuggiti o prelevati in eccesso in relazione al volume prelevato e alla concentrazione effettiva.

<i>C</i>	<i>h</i>	<i>Rimesc sospensione</i>	<i>C eff</i>	<i>C camp composito</i>	Err %	σ	<i>CV</i>	Solidi prelevati con la prova	V tot camp	Solidi sfuggiti o prelevati "in eccesso"
[g l ⁻¹]	[cm]		[g l ⁻¹]	[g l ⁻¹]	[%]			[g]	[l]	[g]
15	53	Si	15	12,96	-13,6%	0,61	0,71	107,83	8,32	-17,01
15	53	Si	15	20,79	38,6%	1,10	0,78	174,88	8,41	48,68
50	53	Si	50	34,03	-31,9%	0,35	0,51	284,11	8,35	-133,35
50	53	Si	50	63,72	27,4%	0,68	0,54	559,08	8,77	120,39
120	53	Si	120	141,06	17,6%	0,21	0,17	1241,28	8,80	185,35
120	53	Si	120	124,51	3,8%	0,32	0,31	1068,24	8,58	38,70
120	53	Si	120	157,41	31,2%	0,23	0,18	1393,93	8,86	331,31
400	53	Si	400	423,56	5,9%	0,08	0,08	3584,48	8,46	199,39
400	53	Si	399,59	426,08	6,6%	0,11	0,10	3650,63	8,57	226,93
15	83	Si	15	19,48	29,8%	1,31	1,01	261,46	13,43	60,08
15	83	Si	14,67	12,71	-13,4%	0,63	0,73	170,00	13,37	-26,22
50	83	Si	50	54,12	8,2%	0,41	0,38	740,49	13,68	56,35
50	83	Si	49,93	72,30	44,8%	0,50	0,35	965,26	13,35	298,68
120	83	Si	120	136,93	14,1%	0,28	0,25	1884,06	13,76	232,96
120	83	Si	117,64	110,75	-5,9%	0,19	0,20	1481,76	13,38	-92,26
400	83	Si	400	409,02	2,3%	0,07	0,06	5245,80	12,83	115,64
400	83	Si	393,44	369,74	-6,0%	0,07	0,07	4669,02	12,63	-299,24
50	65	Si	52,42	55,41	5,7%	0,71	0,69	589,16	10,63	31,77
50	65	Si	51,47	65,72	27,7%	0,63	0,49	694,86	10,57	150,69
50	65	No	50,26	50,42	0,3%	0,46	0,46	520,54	10,33	1,65
50	65	No	49,27	43,51	-11,7%	0,43	0,49	447,71	10,29	-59,24

Tab. 4.2 - Riepilogo generale della seconda serie di misure

Con riferimento alla seconda serie di prove, le misure effettuate hanno messo in evidenza come l'uso del campionatore consente di stimare in modo adeguato il peso dei solidi presenti in vasca. La Figura 4.14 (a) mostra, per ciascuna configurazione, il confronto tra i valori di concentrazione misurata del campione composito relativo alle 9 verticali di prelievo e la concentrazione effettiva. Come per la prima serie di prove (Fig. 4.12), anche in questo caso i punti rappresentati si addensano attorno alla retta di perfetta identità.

Le Figure 4.14 (b) e (c) mostrano un analogo confronto ma con una aggregazione di dati per ripetizione e per ripetizione e livello.

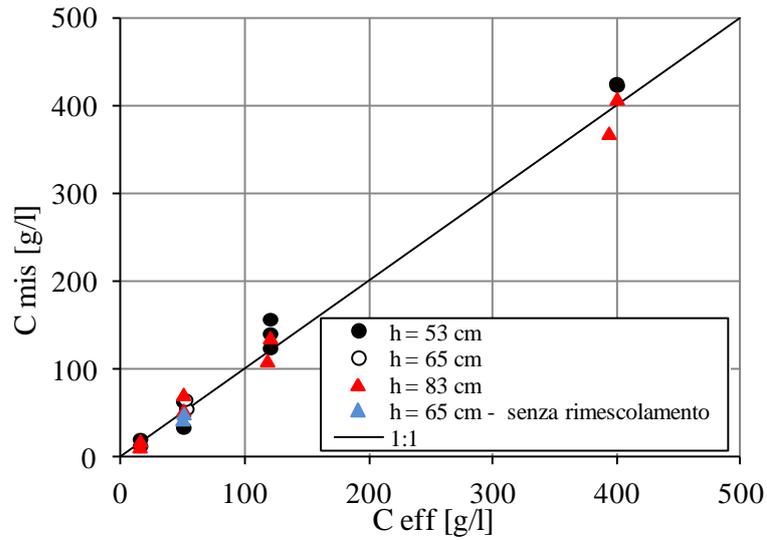


Fig. 4.14 (a) - Confronto tra la concentrazione media e quella effettiva per la seconda serie di prove

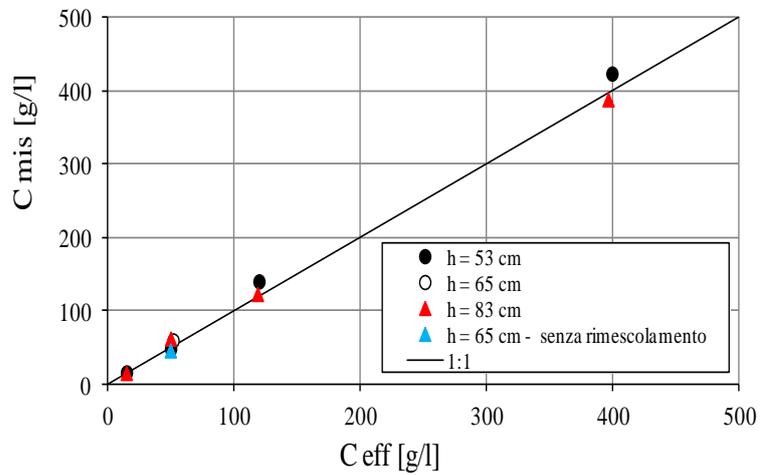


Fig. 4.14 (b) - Confronto tra la concentrazione media e quella effettiva per la seconda serie di prove (dati aggregati per ripetizione)

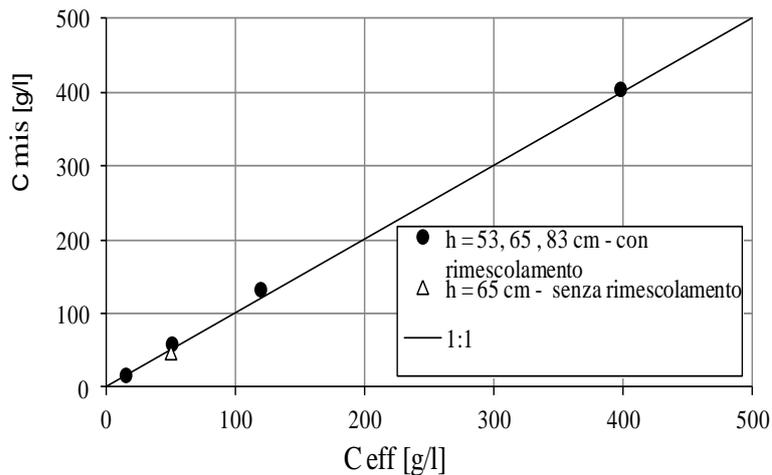


Fig. 4.14 (c) - Confronto tra la concentrazione media e quella effettiva per la seconda serie di prove (dati aggregati per ripetizione e per livello idrico)

La Figura 4.15 (a) riporta le differenze percentuali tra la concentrazione misurata e quella effettiva in funzione di quest'ultima. Anche per le misure in vasca si rileva, per le

concentrazioni più basse, un apprezzabile margine di incertezza. A differenza delle misure sui cilindri, invece, non si rileva alcuna sottostima della concentrazione.

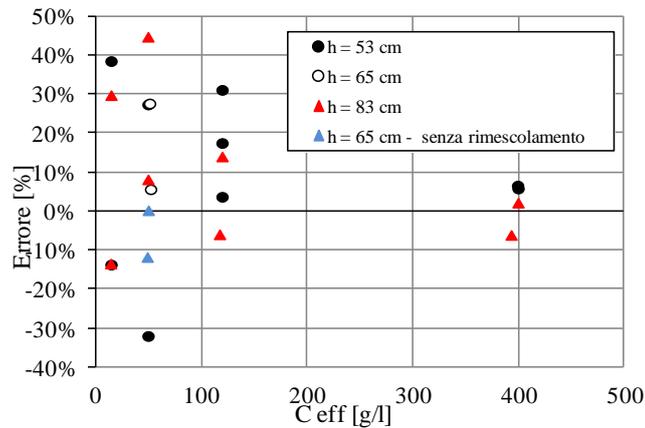


Fig. 4.15 (a) – Differenza percentuale tra la concentrazione misurata e quella effettiva in funzione della concentrazione effettiva

Nelle Fig. 4.15 (b) e (c) questo stesso confronto è stato operato in modo analogo operando con dati aggregati per ripetizione, Fig. 4.15(b), e per ripetizione e livello, Fig. 4.15(c), giungendo alle medesime conclusioni.

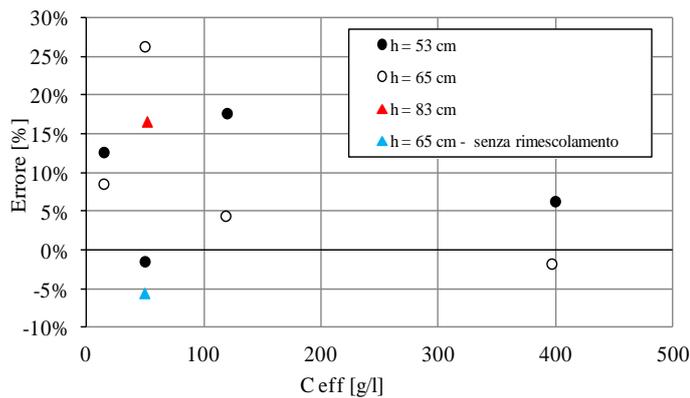


Fig. 4.15 (b) – Differenza percentuale tra la concentrazione misurata e quella effettiva in funzione della concentrazione effettiva (dati aggregati per ripetizione)

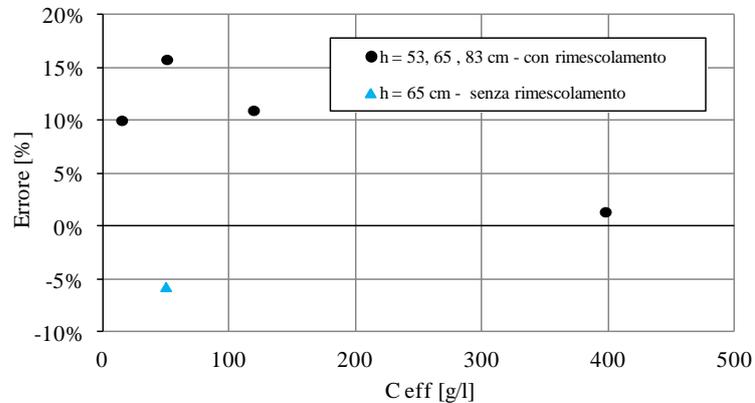


Fig. 4.15 (c) – Differenza percentuale tra la concentrazione misurata e quella effettiva in funzione della concentrazione effettiva (dati aggregati per ripetizione e per livello)

Dall'analisi delle Fig. 4.15 (a), (b) e (c) appare inoltre evidente come le prove condotte senza rimescolamento hanno fornito un errore percentuale della misura abbastanza contenuto rispetto alle medesime prove condotte con rimescolamento suggerendo che, per il suo funzionamento, il campionatore non necessiterebbe di una preventiva risospensione delle particelle solide accumulate in vasca. Va detto però che nelle prove sperimentali l'apporto delle particelle solide è stato eseguito distribuendo uniformemente le stesse sulla sezione trasversale della vasca. Pertanto, considerata l'alimentazione unidirezionale delle vasche presenti a Sparacia, la preventiva risospensione dei sedimenti terrosi andrebbe comunque eseguita al fine di uniformare la loro distribuzione spaziale.

Le elaborazioni di seguito descritte sono state condotte con riferimento alla variabile adimensionale C/C_{eff} , rapporto tra la concentrazione misurata in ciascuna verticale e la concentrazione effettiva dei solidi presenti in vasca.

In Fig. 4.16 sono riportati per ciascuna prova, i valori del coefficiente di variazione di C/C_{eff} in funzione della concentrazione effettiva. Appare evidente come le misure sono affette da una variabilità nella sezione trasversale che si riduce progressivamente con il crescere della concentrazione effettiva. Questa circostanza spiega in parte la riduzione del margine di errore al crescere della concentrazione mostrato in Fig. 4.15 (a). Le misure di C infatti, al crescere della concentrazione, tendono ad assumere valori pressoché costanti e prossimi a C_{eff} .

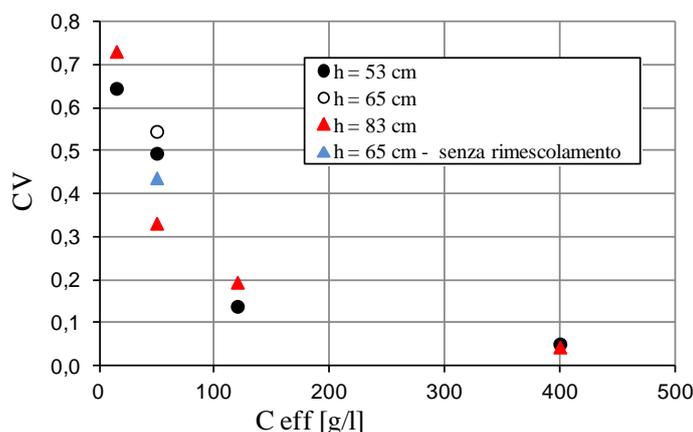


Fig. 4.16 – Coefficiente di variazione di C/C_{eff} in funzione della concentrazione effettiva (dati aggregati per ripetizione)

Con riferimento alle prove senza mescolamento, anche l'analisi della figura 4.16 pone in evidenza che l'assenza di agitazione non sembra produrre particolari conseguenze nell'estrazione dei campioni. Sia in termini di valori medi sia l'analisi della variabilità

nella sezione trasversale, infatti, non evidenziano significative particolarità nelle prove senza mescolamento.

4.2.4. Analisi statistiche

Le successive indagini, condotte sulla seconda serie di prove, sono consistite in una analisi statistica volta a verificare ulteriormente l'affidabilità dello strumento e chiarire le modalità operative da adottare in campo. Occorre infatti individuare il numero e la dislocazione delle verticali di prelievo per ottenere una stima affidabile del peso dei solidi presenti in vasca ed al contempo capace di garantire una contenuta onerosità del campionamento.

Preliminarmente si è voluto accertare se, per fissati concentrazione e livello idrico, i campioni prelevati appartengono ad una popolazione distribuita secondo una legge normale. A tal fine è stato utilizzato il test di Lilliefors i cui risultati sono mostrati in Tabella 4.3 (Lilliefors, 1967).

Per 9 configurazioni, l'ipotesi di distribuzione normale non è rigettabile con un livello di significatività del 5%. In un caso invece (C_{eff} 15 g/l, h 83 cm) è necessario ridurre il livello di significatività all'1% per non rigettare l'ipotesi suddetta.

C_{eff} (g/l)	h (cm)	n	Media	sqm	Dmax	Dcritico	Risultato test significatività
15	53	18	1,13	0,96	0,182	0,2	5%
50	53	18	0,97	0,64	0,102	0,2	5%
120	53	27	1,18	0,29	0,108	0,17	5%
400	53	18	1,06	0,1	0,146	0,2	5%
15	83	18	1,08	1,08	0,227	0,239	1%
50	83	18	1,26	0,51	0,094	0,2	5%
120	83	18	1,04	0,27	0,083	0,2	5%
400	83	18	0,98	0,08	0,139	0,2	5%
50	65	18	1,16	0,7	0,098	0,2	5%
*50	65	18	0,93	0,46	0,079	0,2	5%

*prova eseguita senza rimescolamento

Tabella 4.3 - Test di Lilliefors per fissata C_{eff} e livello h

La figura 4.17 mostra, a titolo di esempio per le concentrazioni 50 e 120 g/l, il positivo confronto tra la curva di frequenza empirica e di distribuzione normale.

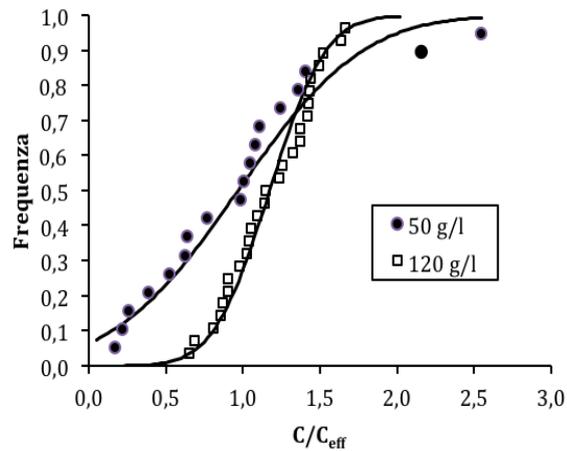


Fig. 4.17 – Confronto tra le frequenze empiriche e le distribuzioni normali per C_{eff} 50 e 120 g/l

Il test statistico successivo è stato condotto al fine di verificare se la media di C/C_{eff} , per fissata concentrazione e livello, sia da ritenere statisticamente non differente dall'unità. In altre parole, è stato verificato se il valore atteso della concentrazione misurata in ciascuna verticale sia da ritenere coincidente o meno con la concentrazione effettiva. Il test statistico adottato (Tabella 4.4), in questo caso, è quello che fa ricorso alla distribuzione t di Student.

C_{eff}	h	media	sqm	n	t	t critico	Risultato test significatività
15	53	1,13	0,96	18	0,58	2,11	5%
50	53	0,97	0,64	18	0,18	2,11	5%
120	53	1,18	0,29	27	3,18	3,71	1%
400	53	1,06	0,10	18	2,64	2,90	1%
15	83	1,08	1,08	18	0,31	2,11	5%
50	83	1,26	0,51	18	2,21	2,90	1%
120	83	1,04	0,27	18	0,60	2,11	5%
400	83	0,98	0,08	18	0,97	2,11	5%
50	65	1,16	0,70	18	0,94	2,11	5%
*50	65	0,93	0,46	18	0,66	2,11	5%

*prova eseguita senza rimescolamento

Tabella 4.4 – Risultato del test t di Student per verificare che la media di C/C_{eff} sia unitaria

Il test ha messo in evidenza che per 7 configurazioni non è rigettabile l'ipotesi che la media di C/C_{eff} sia unitaria con un livello di significatività del 5%. In tre casi il test richiede, per non rigettare la suddetta ipotesi, un livello di significatività dello 1%.

Un'ulteriore indagine ha riguardato l'influenza del livello idrico h sulla misura del campionario, ossia, se i campioni prelevati a una data concentrazione ma a livelli idrici h differenti appartengano o meno alla stessa popolazione. A tal fine, dal momento che la media delle due popolazioni (distribuite normalmente) è identica e pari ad 1, è sufficiente verificare se le loro varianze sono statisticamente non differenti.

Allo scopo è stato utilizzato il test della F di Fisher (Tabella 4.5), secondo cui la variabile F , definita come rapporto tra le varianze campionarie, va confrontata con il valore critico ad un apposito livello di significatività.

Per tutti i confronti eseguiti, il test ha evidenziato come ad un livello di significatività del 5%, non è possibile rigettare l'ipotesi di coincidenza delle popolazioni da cui sono estratti i due campioni. In altre parole, per fissata concentrazione, le prove effettuate a differente livello non sono risultate statisticamente differenti.

C_{eff}	h		g.l. numerat.	g.l. denomin.	F	Fcritico	Risultato test significatività
	h1	h2					
15	53	83	17	17	0,78	2,27	5%
50	53	65	17	17	0,82	2,27	5%
50	53	83	17	17	1,57	2,27	5%
50	65	83	17	17	1,92	2,27	5%
120	53	83	26	17	1,16	2,17	5%
400	53	83	17	17	1,48	2,27	5%

Tabella 4.5 – Risultato del test F di Fisher

Un'ulteriore analisi statistica è stata finalizzata ad indagare l'influenza o meno della verticale di prelievo sulla misura della concentrazione. A tal fine è stato verificato mediante il test della t di Student (Tabella 4.6) se, per fissata verticale, la media di C/C_{eff} è da considerare statisticamente non differente dall'unità.

Verticale	media	sqm	gl	t	t critico	Risultato test significatività
1	1,16	0,38	20	1,89	2,09	5%
2	1,08	0,52	20	0,71	2,09	5%
3	1,23	0,61	20	1,75	2,09	5%
4	0,95	0,38	20	-0,62	2,09	5%
5	0,98	0,84	20	-0,13	2,09	5%
6	1,09	0,38	20	1,12	2,09	5%
7	1,05	0,67	20	0,37	2,09	5%
8	1,18	0,86	20	0,98	2,09	5%
9	1,03	0,39	20	0,30	2,09	5%

Tabella 4.6 - Risultato del test t di Student per verificare la non influenza della verticale di prelievo

Il test ci consente di concludere che, ad un livello di significatività del 5%, non è rigettabile l'ipotesi di coincidenza tra il valore medio di C/C_{eff} e l'unità. In altre parole, il valore atteso della concentrazione della sospensione prelevata in ciascuna verticale, indipendentemente dal livello e dalla concentrazione, è pari alla concentrazione effettiva presente in vasca.

Questa circostanza porta a concludere, pertanto, che la posizione della verticale di misura non è influente nella determinazione della concentrazione effettiva.

L'ultimo aspetto indagato ha riguardato la determinazione del margine di errore d nella stima della concentrazione che, per un prefissato un livello di significatività, corrisponde ad un numero n di prelievi.

Il margine di errore d associato ad una data dimensione campionaria n dipende, oltre che da questa grandezza, dalla variabile di Gauss normalizzata z (funzione del livello di significatività) e dalla deviazione standard della variabile C/C_{eff} secondo la seguente relazione:

$$d = z \cdot \frac{\sigma}{\sqrt{N}} \quad (4.2)$$

La Fig.4.18 mostra i valori di d relativi ad un livello di significatività pari al 5% in funzione della concentrazione effettiva e per $n = 1, 3, 5$ e 9 .

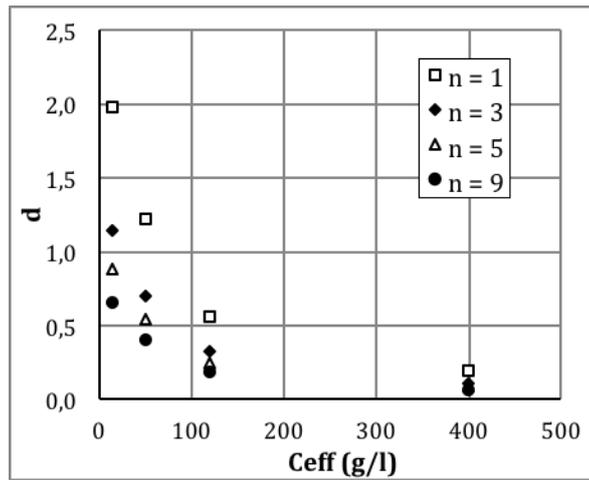


Fig. 4.18 - Margine di errore nella stima del valore medio di C/C_{eff} in funzione della concentrazione, per differenti valori del numero di prelievi e per un livello di significatività pari a 0,05

La figura 4.18 conduce alle seguenti conclusioni:

- 1) Per fissato numero di prelievi, il margine di incertezza si riduce progressivamente al crescere della concentrazione, diretta conseguenza del fatto che la variabilità nella sezione trasversale si riduce progressivamente con l'aumentare della concentrazione (Fig. 4.16);
- 2) anche per un numero elevato di prelievi ($n = 9$), a basse concentrazioni corrispondono margini di errore particolarmente elevati;
- 3) Per le concentrazioni più elevate, il margine di incertezza si riduce, ed a 120 g/l per $n = 5$ risulta pari al 25%.

Tenuto conto che gli eventi significativi ai fini erosivi sono caratterizzati da valori di concentrazione superiori ai 100 g/l, e che il numero massimo di prelievi al di sopra del quale l'onerosità del campionamento diventa non più sostenibile è pari a 5, si ritiene $n = 5$ un giusto compromesso tra accuratezza della misura ed onerosità sperimentale.

4.3. Monitoraggio dell'erosione rill

Il monitoraggio dell'erosione *rill* riveste una sua rilevanza sia nella messa a punto, per l'area di studio, di modelli finalizzati alla quantificazione di tale tipologia di erosione sia ai fini di una completa comprensione del meccanismo di formazione e sviluppo dei solchi.

Per effettuare le misure dirette dei *rill* (Bruno e Ferro, 2006) sulle parcelle si predispongono dei transect in modo che ogni solco venga suddiviso in tratti di cui vengono misurate, oltre alle lunghezze dei singoli tratti, L_r , anche le sezioni trasversali in ogni punto di intersezione dei *rill* con i transect. Il rilievo dei solchi presuppone la misura della lunghezza del percorso (Fig.4.19), l'individuazione ed il rilievo della geometria di alcune sezioni trasversali e la misura della quota di fondo, in asse al solco, per il calcolo delle pendenze.



Fig. 4.19 – Formazione di solchi in una parcella sperimentale per la misura dell'erosione

La lunghezza del percorso può essere determinata direttamente in campo utilizzando semplicemente una rullina metrica. La misura della sezione trasversale può essere effettuata utilizzando il *rillometro*, che è uno strumento che consente di rilevare il profilo della sezione trasversale (Fig.4.20, a). Il *rillometro* utilizzato per il rilievo diretto dell'erosione *rill* a Sparacia è costituito da una serie di 10 di bacchette in alluminio, di 4 mm di diametro, posizionate con interasse che viene prefissato in modo che il numero dei punti di rilievo sia commisurato alla larghezza della sezione. Le bacchette sono solidali ad un'asta trasversale che le collega e che ne permette l'abbassamento in maniera che la punta della bacchetta tocchi un punto del perimetro della sezione. La quota del punto di rilievo

viene pertanto stabilita mediante l'abbassamento, rispetto all'asta trasversale, della bacchetta che visualizza il punto di campionamento.

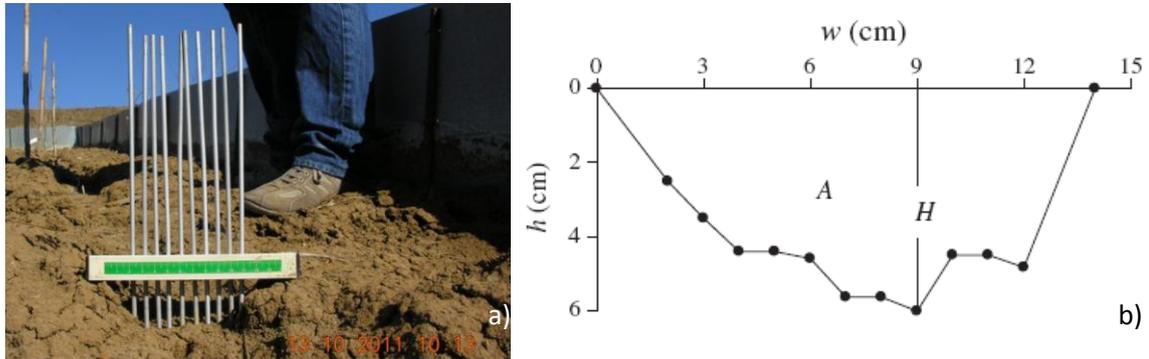


Fig. 4.20 – Vista del rillometro impiegato nelle sperimentazioni (a) e ricostruzione del profilo di una sezione trasversale (b)

Le elaborazioni delle misure così effettuate consentono di risalire alle caratteristiche geometriche delle sezioni (area, contorno bagnato, raggio idraulico) (Fig. 4.20, b) e quindi al volume dei singoli tratti che costituiscono l'intero *rill*. Per ciascuna sezione trasversale vengono misurate infatti la larghezza w , misurata alla sommità della sezione trasversale, la massima profondità rilevata H , l'area della sezione trasversale e il contorno bagnato C .

I valori di A , C , w , e H di ogni tratto di *rill* vengono stabiliti pari alla media dei valori misurati in corrispondenza alla sezione trasversale di monte (n) e valle ($n+1$) del tratto di *rill*. Il volume del tratto di *rill* $V_{r,s}$ viene calcolato utilizzando la seguente relazione:

$$V_{r,s} = 0,5 \cdot (A_n + A_{n+1}) \cdot L_{r,s} \quad (4.3)$$

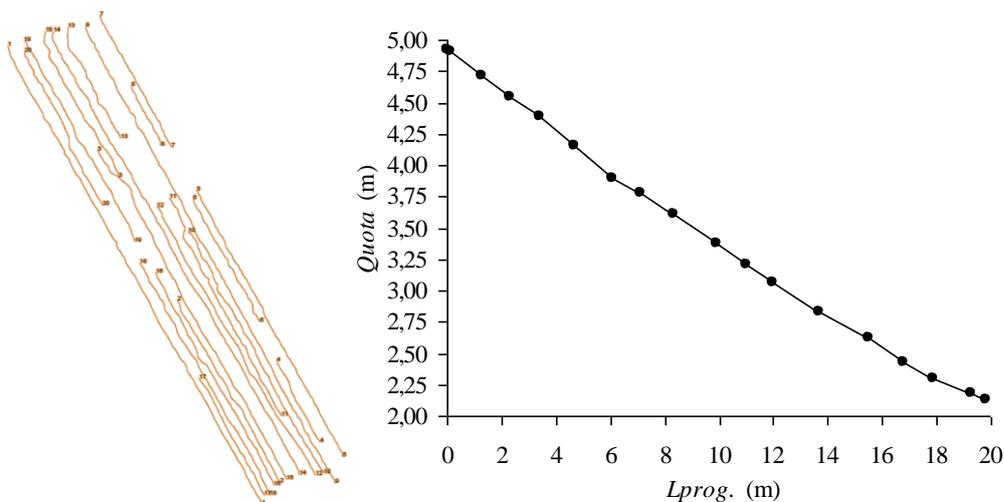


Fig. 4.21 - Rilievo planimetrico di dettaglio di una parcella interessata da *rill* e profilo longitudinale di un *rill*

Il volume complessivo del *rill* V (m^3) viene calcolato sommando i volumi $V_{r,s}$ (m^3) di tutti i segmenti nei quali il *rill* è stato diviso.

Tutte le sezioni vengono inoltre rilevate, con l'ausilio di uno strumento topografico, per stabilirne la posizione plano-altimetrica rispetto ad un piano di riferimento (Fig. 4.21).

L'esigenza di convertire in termini ponderali il volume di suolo eroso richiede, poi, la determinazione, alla data dell'evento erosivo, della densità apparente del suolo che viene effettuata attraverso l'uso di campionatori cilindrici. Ciascuno dei campioni prelevati, di volume noto, viene successivamente portato in laboratorio in modo da determinarne il peso secco e, dunque, la densità apparente.

Il rilievo descritto, effettuato mediante rillometro e strumenti celerimetrici comporta un notevole dispendio di tempo di esecuzione; inoltre, si rileva particolarmente oneroso nell'uso del rillometro e presuppone che l'operatore si introduca all'interno della parcella con conseguenti alterazioni della superficie della parcella stessa. Il rilievo plano-altimetrico mediante un volo aereo di bassa quota si presenta, invece, come un metodo di rilievo "remoto" e quindi non invasivo, realizzabile immediatamente a valle di un evento e si presta ad una estrazione automatica delle grandezze caratteristiche dei *rill*.

In occasione di un evento erosivo verificatosi nell'area sperimentale di Sparacia nell'Ottobre 2011 è stato realizzato un rilievo plano altimetrico mediante un volo aereo a bassa quota che ha consentito la realizzazione del modello digitale delle elevazioni per le parcelle interessate dalla formazione dei solchi. Le riprese fotografiche aeree sono state realizzate utilizzando una fotocamera Pentax Optio A40 montata a bordo di un quadrirotore radio controllato Microdrones md4-200 (Fig. 4.22).



Fig. 4.22 – Drone utilizzato a Sparacia per il rilievo aereo a bassa quota

Questo vettore, di peso e dimensioni estremamente contenute (1,2 kg a pieno carico, 70 cm di ingombro), è in grado di eseguire in modo automatico voli che vengono precedentemente pianificati in ambiente cartografico. In fase di pianificazione sono stati programmati 17 voli automatici ad una quota relativa di 20 m. In Figura 4.23 è mostrato un esempio di piano di volo con indicazione della rotta seguita.

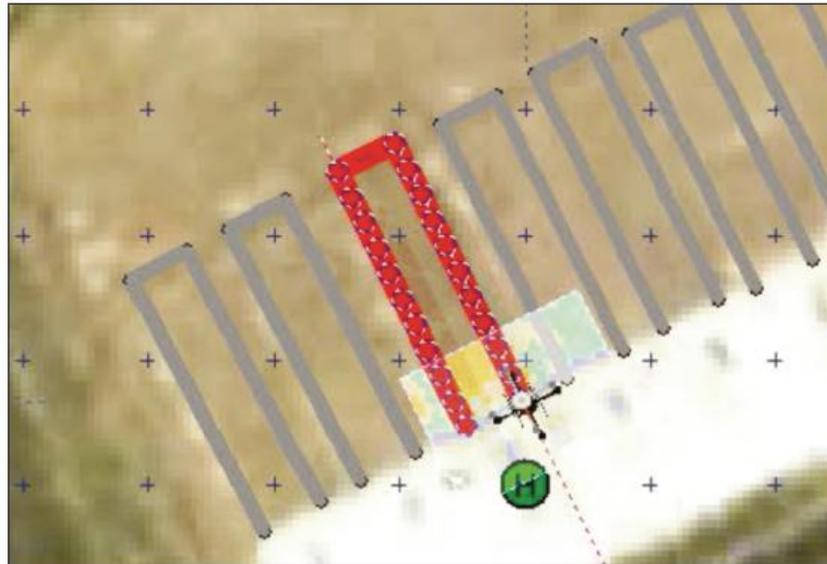


Fig. 4.23 – Piano di volo

Tutte le immagini sono state acquisite due volte. I piani di volo hanno seguito il classico andamento delle strisciate fotogrammetriche con una sovrapposizione frontale (overlap) dell'80% ed una laterale (sidelap) del 60%.

I DEM ottenuti sono caratterizzati da una mesh size pari a 1 cm e da una risoluzione altimetrica pari a 2 mm.

5. Modellazione della perdita di suolo a scala parcellare

5.1. Determinazione del contributo rill ed interrill del processo erosivo

Nell'area sperimentale di Sparacia, oltre il monitoraggio diretto dell'erosione *rill* determinata a seguito di eventi erosivi intensi, viene utilizzata una procedura indiretta per la determinazione in campo della perdita di suolo corrispondente all'erosione per solchi provocata da uno specifico evento erosivo utilizzando le misure di erosione totale e di erosione *interrill* (Bagarello et al., 2008a). Per gli eventi in cui sono disponibili misure contemporanee di deflusso e di perdita di suolo da microparcelle e da parcelle tipo Wischmeier è stato possibile effettuare un confronto fra le differenti fenomenologie erosive che si verificano. In relazione alle loro contenute dimensioni longitudinali, le microparcelle permettono di rilevare la sola componente erosiva *interrill*, pertanto il confronto fra le misure di perdita di suolo relative a tutte le parcelle sperimentali, oltre a fornire indicazioni dell'incidenza sulla perdita di suolo complessiva dell'erosione *rill*, può permettere di individuare la lunghezza di ruscellamento critica, superata la quale inizia a manifestarsi il contributo erosivo di tipo *rill*.

L'analisi è stata condotta riportando in un grafico a scale logaritmiche le coppie valore medio della perdita di suolo (g m^{-2}) $\mu(SLe)$ – superficie della parcella S_p (m^2) (Fig. 5.1). La scelta di rappresentare la perdita di suolo in funzione della superficie della parcella deriva dalla necessità di dovere rappresentare misure relative a parcelle di differente lunghezza ma anche, specie nel caso delle microparcelle, di differente larghezza.

Nella maggioranza dei casi le rette ottenute interpolando i punti rappresentativi delle microparcelle forniscono, per i valori dell'ascissa corrispondenti alle parcelle tipo Wischmeier, valori della perdita di suolo più contenuti di quelli misurati in quest'ultima tipologia di parcelle.

Con riferimento alle microparcelle di dimensioni $1 \times 5 \text{ m}^2$ si sono osservati sia casi in cui i punti sperimentali si allineano con i dati relativi alle altre microparcelle (es. evento 17 e 22, Tab. 5.1) sia casi in cui i punti si dispongono in un'area del piano cartesiano intermedia tra la retta *interrill* e i punti delle parcelle Wischmeier (es. evento 9 e 23, Tab. 5.1). Infine soltanto per quattro eventi (evento 8, 14, 20 e 25, Tab. 5.1) i punti rappresentativi delle misure effettuate sulle parcelle si allineano con quelli relativi alle microparcelle cioè, in altri termini, la fenomenologia erosiva è soltanto di tipo *interrill*.

La Tab. 5.1, per le parcelle di lunghezza 22 e 33 m, la Tab. 5.2, per le parcelle di 11 m, la Tab. 5.3, per le parcelle di 44 m e la Tab. 5.4, per le parcelle di dimensioni $2 \times 22 \text{ m}^2$,

riportano in dettaglio, per tutti gli eventi disponibili, i valori di perdita di suolo di tipo *interrill*, *SI*, e di tipo *rill*, *SR*, valutati rispettivamente dall'ordinata della retta *interrill*, per una ascissa corrispondente alla superficie della parcella, e dalla distanza del punto sperimentale, rappresentativo della misura di erosione totale, dalla retta *interrill* stessa.

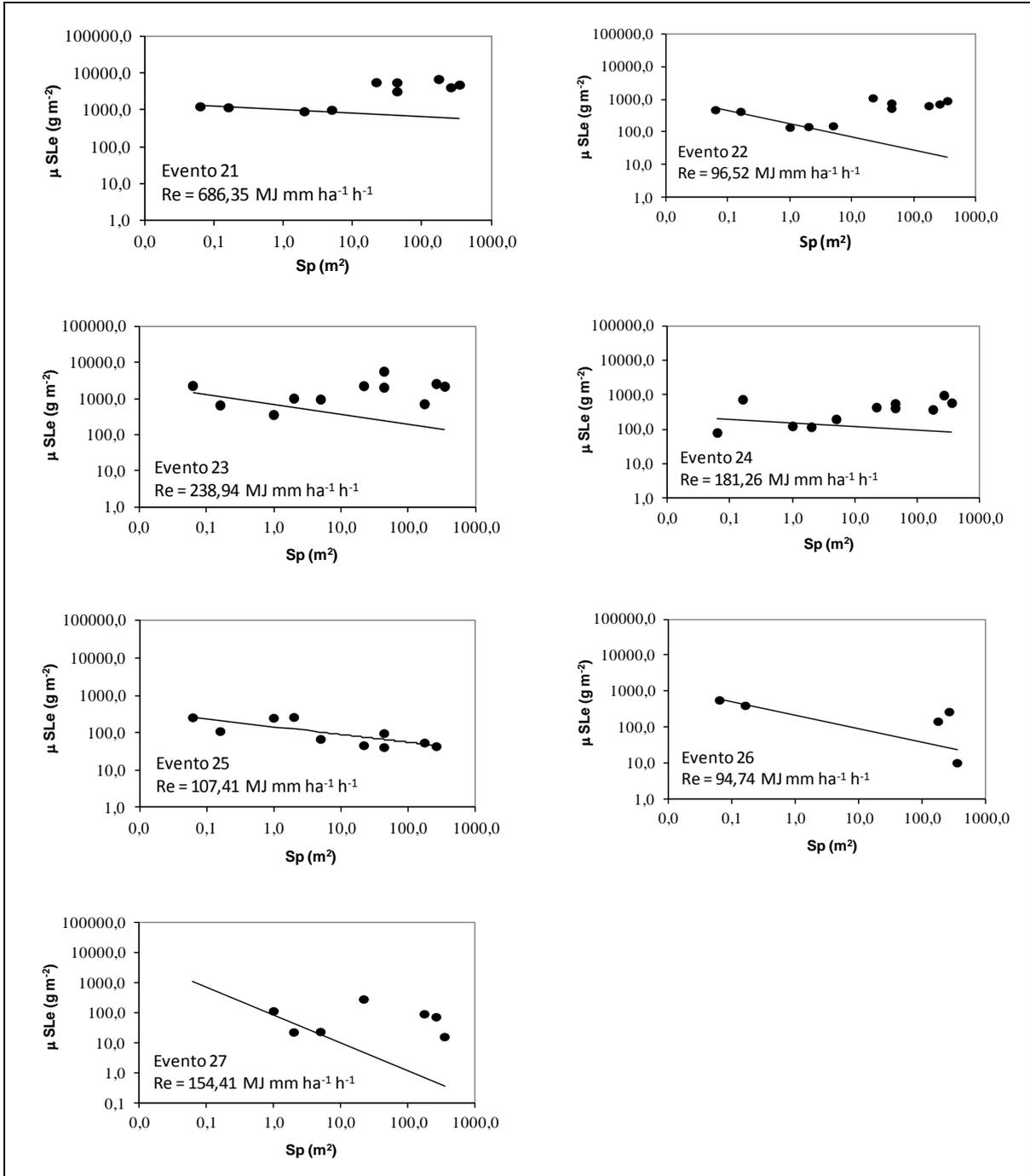


Fig. 5.1 - Confronto, a titolo esemplificativo, per gli ultimi sette eventi verificatisi a Sparacia, della perdita di suolo misurata a differenti scale

Per le parcelle di 11 m, 33 m e 44 m il contributo erosivo *rill* relativo all'evento del 13/10/04 è stato posto pari a zero. Infatti per questo evento è stato riscontrato per tutte le installazioni sperimentali soltanto una fenomenologia erosiva di tipo *interrill* dal momento che i punti corrispondenti alle parcelle di 2x11 m², 4x11 m², 8x22 m², 8x33 m² si dispongono lungo lo stesso allineamento relativo alle quattro microparcelle o addirittura al di sotto nel caso delle parcelle 8x44 m².

Per lo stesso motivo in corrispondenza degli eventi dell'11-12/04/2005 (per le parcelle P_{4x11} e P₄₄), del 25-27/09/2007 (per le parcelle P₄₄, P_{2x11} e P_{2x22}), del 18-28/02/2011 (per le parcelle P₁₁, P₂₂ e P₃₃) e dell'evento n. 26, Tab. 5.3 (per le parcelle P₄₄) il contributo erosivo *rill* è stato posto pari a zero.

Tipo di parcella		Parcelle 8x22 m ²			Parcelle 8x33 m ²				
Evento	Data	P _e ⁽¹⁾ (mm)	R _e (MJ mm h ⁻¹ ha ⁻¹)	Rill SR (g/m ²)	Interrill SI (g/m ²)	R _r ⁽²⁾	Rill SR (g/m ²)	Interrill SI (g/m ²)	R _r ⁽²⁾
1	11-12/04/00	25,60	57,00	1,60	0,12	92,76			
2	17-19/11/00	50,20	192,00	456,71	1,94	99,58			
3	25-29/12/00	69,70	346,90	754,35	0,41	99,95			
4	04/04/2002	23,20	47,80	3,38	0,07	97,96	1,33	0,05	96,43
5	07/05/2002	27,20	63,60	2,34	1,52	60,56	1,04	1,19	46,58
6	06/09/2002	28,40	68,80	3197,43	2,40	99,92	2483,99	1,76	99,93
7	10-12/10/02	46,60	208,10	2872,20	195,83	93,62	3680,28	180,27	95,33
8	27/11/2002	29,00	100,20	0,00	20,15	0,00	0,00	17,24	0,00
9	12/01/2003	19,00	42,70	118,50	1,23	98,97	9,58	0,99	90,62
10	04/04/2003	30,60	57,40	25,80	0,47	98,22	3,87	0,35	91,66
11	09-10/06/03	32,20	272,00	2426,76	41,18	98,33	474,79	34,58	93,21
12	18/06/2003	21,00	180,40	3289,87	110,21	96,76	1371,04	99,47	93,24
13	14-15/10/03	36,60	253,00	432,50	142,05	75,28	301,03	127,98	70,17
14	13/10/2004	27,00	323,20	0,00	16,58	0,00	0,00	11,29	0,00
15	02-04/11/04	49,40	122,20	1611,55	66,62	96,03	1112,76	56,81	95,14
16	16/11/2004	53,80	341,60	283,21	37,91	88,19	461,32	33,74	93,18
17	09-12/12/04	36,00	183,80	198,93	7,45	96,39	293,78	6,40	97,87
18	16-20/12/04	77,00	127,10	374,95	49,38	88,36	295,91	44,15	87,02
19	11-12/04/05	48,40	103,90	74,58	5,13	93,56	50,94	4,36	92,12
20	25-27/09/07	41,60	163,08	0,00	20,21	0,00	0,00	14,92	0,00
21	28/06/08 - 02/07/08	52,60	686,35	6576,35	637,15	91,17	3681,24	614,10	85,70
22	18/10/2008	15,80	96,52	645,53	13,35	97,97	729,08	11,03	98,51
23	10 -18/12/2008	76,80	238,94	721,46	12,83	98,25	2665,00	9,96	99,63
24	11-14 + 20-21/01/09	104,20	181,26	360,98	2,85	99,22	943,85	2,08	99,78
25	(18-28)-Febbraio-2011	65,40	107,41	0,00	55,76	0,00	0,00	44,69	0,00
26	21/12/2011 + 3 Gen/12+6 Gen/12	49,20	94,74	118,27	30,64	79,42	249,45	26,36	90,44
27	06/03/2013	36,80	154,41	97,94	0,70	99,29	78,18	0,48	99,39

(1) Altezza di pioggia complessiva dell'evento erosivo

(2) Rapporto, espresso in % tra l'erosione rill e quella totale (rill+ interrill)

Tab. 5.1 – Perdita di suolo imputabile all'erosione di tipo rill ed interrill per le parcelle di 22 e 33 m

Tipo di parcella				Parcelle 2x11 m ²			Parcelle 4x11 m ²		
Evento	Data	P _e ⁽¹⁾ (mm)	R _e (MJ mm h ⁻¹ ha ⁻¹)	Rill SR (g/m ²)	Interrill SI (g/m ²)	R _T ⁽²⁾	Rill SR (g/m ²)	Interrill SI (g/m ²)	R _T ⁽²⁾
14	13/10/2004	27,00	323,20	0,00	42,72	0,00	0,00	30,67	0,00
15	02-04/11/04	49,40	122,20	3654,61	150,76	96,04	1028,80	114,83	89,96
16	16/11/2004	53,80	341,60	930,41	68,88	93,11	452,28	56,45	88,90
17	09-12/12/04	36,00	183,80	146,59	16,19	90,05	216,22	12,50	94,53
18	16-20/12/04	77,00	127,10	1100,60	87,68	92,62	520,96	72,41	87,80
19	11-12/04/05	48,40	103,90	50,32	11,83	80,96	0,00	8,95	0,00
20	25-27/09/07	41,60	163,08	0,00	35,95	0,00	0,00	29,98	0,00
21	28/06/08 - 02/07/08	52,60	686,35	5140,63	769,64	86,98	5105,60	722,67	87,60
22	18/10/2008	15,80	96,52	1106,70	35,54	96,89	520,37	25,64	95,30
23	10 -18/12/2008	76,80	238,94	2282,36	46,91	97,99	2083,42	30,45	98,56
24	11-14 + 20-21/01/09	104,20	181,26	408,75	14,38	96,60	534,56	8,39	98,46
25	(18-28)-Febbraio-2011	65,40	107,41	0,00	47,40	0,00	0,00	99,83	0,00
26	21/12/2011 + 3 Gen/12+6 Gen/12	49,20	94,74						
27	06/03/2013	36,80	154,41	301,84	4,85	98,42			

(1) Altezza di pioggia complessiva dell'evento erosivo
(2) Rapporto, espresso in % tra l'erosione rill e quella totale (rill+ interrill)

Tab. 5.2 – Perdita di suolo imputabile all'erosione di tipo rill ed interrill per le parcelle di 11 m

Tipo di parcella				Parcelle 8x44 m ²		
Evento	Data	P _e ⁽¹⁾ (mm)	R _e (MJ mm h ⁻¹ ha ⁻¹)	Rill SR (g/m ²)	Interrill SI (g/m ²)	R _T ⁽²⁾
14	13/10/2004	27,00	323,20	0,00	11,36	0,00
15	02-04/11/04	49,40	122,20	512,28	50,74	90,99
16	16/11/2004	53,80	341,60	694,51	31,07	95,72
17	09-12/12/04	36,00	183,80	184,33	5,75	96,97
18	16-20/12/04	77,00	127,10	267,21	40,78	86,76
19	11-12/04/05	48,40	103,90	0,00	3,88	0,00
20	25-27/09/07	41,60	163,08	0,00	8,67	0,00
21	28/06/08 - 02/07/08	52,60	686,35	4473,66	598,26	88,20
22	18/10/2008	15,80	96,52	923,31	9,63	98,97
23	10 -18/12/2008	76,80	238,94	2240,91	8,33	99,63
24	11-14 + 20-21/01/09	104,20	181,26	567,78	1,66	99,71
25	(18-28)-Febbraio-2011	65,40	107,41			
26	21/12/2011 + 3 Gen/12+6 Gen/12	49,20	94,74	0,00	10,41	0,00
27	06/03/2013	36,80	154,41	16,75	0,36	97,87

(1) Altezza di pioggia complessiva dell'evento erosivo
(2) Rapporto, espresso in % tra l'erosione rill e quella totale (rill+ interrill)

Tab. 5.3 - Perdita di suolo imputabile all'erosione di tipo rill ed interrill per le parcelle di 44 m

Tipo di parcella				Parcelle 2x22 m ²		
Evento	Data	P _e ⁽¹⁾ (mm)	R _e (MJ mm h ⁻¹ ha ⁻¹)	Rill SR (g/m ²)	Interrill SI (g/m ²)	R _T ⁽²⁾
20	25-27/09/07	41,60	163,08	0,00	13,70	0,00
21	28/06/08 - 02/07/08	52,60	686,35	2608,19	722,67	78,30
22	18/10/2008	15,80	96,52	764,64	25,64	96,76
23	10 -18/12/2008	76,80	238,94	5845,77	30,45	99,48
24	11-14 + 20-21/01/09	104,20	181,26	392,43	8,39	97,91
25	(18-28)-Febbraio-2011	65,40	107,41	0,00	42,24	0,00
26	21/12/2011 + 3 Gen/12+6 Gen/12	49,20	94,74			
27	06/03/2013	36,80	154,41			

(1) Altezza di pioggia complessiva dell'evento erosivo
(2) Rapporto, espresso in % tra l'erosione rill e quella totale (rill+ interrill)

Tab. 5.4 - Perdita di suolo imputabile all'erosione di tipo rill ed interrill per le parcelle di 2x22 m²

Nella maggioranza dei casi, tuttavia, la perdita di suolo per erosione *rill* è l'aliquota preponderante dell'erosione complessiva. In particolare, ad eccezione di soli cinque eventi, l'erosione *rill* ha assunto valori compresi fra il 75 ed il 99 % dell'erosione totale per le

parcelle di 22 m e fra il 70 ed il 99% per le parcelle di 33 m. Relativamente alle parcelle di dimensioni $2 \times 11 \text{ m}^2$, ad esclusione di tre eventi, la percentuale di erosione *rill* ha assunto valori compresi fra l'81 ed il 98% dell'erosione totale, mentre, infine, per le $P_{4 \times 11}$ e P_{44} , ad esclusione di quattro eventi, la percentuale *rill* ha assunto valori compresi, rispettivamente, fra l'88 ed il 98% e fra l'87 ed il 99% della perdita di suolo complessiva. Per le parcelle $P_{2 \times 22}$, di recente realizzazione, le informazioni disponibili indicano che, tranne per gli eventi del 25-27/09/2007 e del 18-28/02/2011 la percentuale di erosione *rill* ha assunto valori compresi tra il 78 e il 99% dell'erosione totale. I valori percentuali dell'erosione *rill* risultano pertanto sempre piuttosto elevati e indipendenti dall'indice di aggressività della pioggia caratterizzato da valori compresi fra $42,7 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$ (12/01/03) e $686,35 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$ (28/06/2008 – 02/07/2008).

I risultati riportati nei grafici di Fig. 5.1 non subiscono significative variazioni se la perdita di suolo specifica viene rappresentata in funzione della lunghezza longitudinale, piuttosto che della superficie *Sp*, della parcella.

Anche per i deflussi associati a ogni evento erosivo, si continua ad osservare un comportamento differente fra i valori della grandezza misurati dalle microparcelle rispetto agli analoghi misurati dalle parcelle tipo Wischmeier. A titolo di esempio la Fig. 5.2 riporta per due eventi erosivi i deflussi liquidi *V*, espressi in mm, in funzione dell'area della parcella *Sp*. Anche in questo caso è possibile individuare una retta ideale rappresentativa delle microparcelle più piccole che passa, per i corrispondenti valori di ascissa, al di sotto dei punti rappresentativi delle parcelle tipo Wischmeier (Fig. 5.2a). Gli unici eventi in cui si osserva invece un allineamento unico dei punti relativi alle parcelle e alle microparcelle risultano quelli del 27/11/2002, del 13/10/2004 (Fig. 5.2b) e del 25-27/09/2007. I punti sperimentali relativi alle microparcelle di lunghezza 5 m si allineano invece, a differenza delle misure di erosione, sempre lungo la stessa retta ideale *interrill* individuata mediante le misure relative alle altre tre tipologie di microparcelle. Il deflusso per unità di superficie misurato dalle microparcelle più grandi risulta sempre più contenuto del deflusso relativo alle altre microparcelle ma evidentemente, trattandosi di deflusso parzialmente canalizzato, risulta anche più efficiente nel trasporto dei sedimenti determinando in alcuni casi, come sopra osservato, uno scostamento verso l'alto delle corrispondenti misure di erosione dalla retta ideale *interrill* (evento n. 23 del 10-18/12/2008, Fig. 5.1).

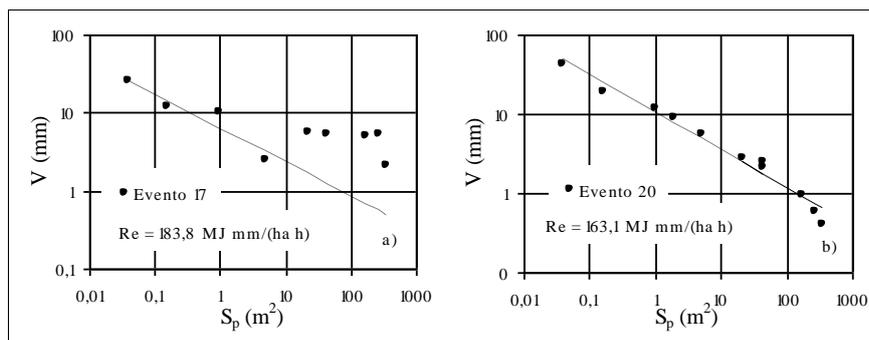


Fig. 5.2 – Confronto del deflusso misurato da parcelle di dimensioni differenti

Gli andamenti complessivamente simili ottenuti per il deflusso e per la perdita di suolo hanno suggerito di correlare, per ogni evento erosivo e per tutte le tipologie di parcelle e microparcelle la perdita di suolo SLe (g/m^2) con il deflusso torbido complessivo Vt (mm). Riportando le grandezze, con le unità di misura indicate, in un piano cartesiano la pendenza della retta di regressione passante per l'origine del sistema di riferimento fornisce il valore medio della concentrazione della sospensione erosa espresso in g/l.

L'osservazione dei dati sperimentali ha evidenziato sia casi in cui si ottengono valori elevati del coefficiente di determinazione (evento del 25-27/09/07, Fig. 5.3a), ed è quindi possibile individuare un unico valore medio di concentrazione della sospensione erosa per tutte le tipologie di parcelle e microparcelle sperimentali, sia casi in cui non è possibile individuare una relazione di questo tipo (evento del 16/11/04, Fig. 5.3b). Nel primo caso il processo di erosione è limitato dalla capacità di trasporto della corrente per cui anche all'aumentare della dimensione della parcella la concentrazione del carico solido che la corrente riesce a trasportare non varia. In altri termini, l'effetto di scala dipende dal fatto che al crescere della dimensione della parcella si riduce il deflusso prodotto per unità di superficie. Nel secondo caso invece il fenomeno erosivo è principalmente controllato dalla capacità erosiva della precipitazione e della corrente canalizzata nei *rill*.

In figura 5.3b i punti rappresentativi delle misure a scala parcellare evidenziano che anche nel caso di valori contenuti del volume di deflusso il trasferimento di quest'ultimo in forma canalizzata incrementa il trasporto solido.

Prendendo in considerazione le misure relative alle microparcelle, con tre sole eccezioni (su un totale di 17 eventi) determinate comunque dai punti sperimentali relativi alle microparcelle più grandi ($1 \times 5 m^2$), i valori dei coefficienti di determinazione delle rette interpolanti risultano sempre elevati e compresi tra 0,79 e 0,99.

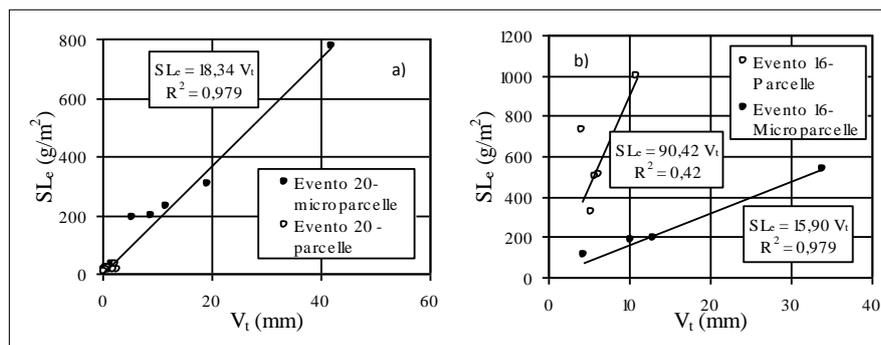


Fig. 5.3 – Relazione fra la perdita di suolo e il deflusso torbido nelle diverse tipologie di parcelle e microparcelle

Allo stesso modo, considerando gli eventi in cui si è avuto il funzionamento contemporaneo delle differenti parcelle Wischmeier, lo stesso tipo di analisi permette di individuare, ad eccezione di tre casi su un totale di tredici, un valore di concentrazione comune a tutte le tipologie di parcelle (valori dei coefficienti di determinazione compresi tra 0,43 e 0,97). In altri termini è possibile individuare un unico valore di concentrazione nel caso in cui il fenomeno erosivo che si innesca è solo di tipo *interrill* ovvero, anche se in maniera meno netta, nel caso di eventi con erosione *rill* ed *interrill*. Inoltre per gli eventi in cui si ha la contemporaneità delle misure da parcelle e microparcelle come nel caso di Fig. 5.3b, il valore di concentrazione media, dato dal coefficiente angolare della retta interpolante, relativo alle parcelle Wischmeier risulta sempre maggiore del corrispondente valore relativo alle microparcelle.

Pur con le incertezze legate ai numerosi parametri che intervengono nella definizione della risposta erosiva delle singole parcelle possono essere tratte alcune conclusioni. L'erosione *interrill* è una forma erosiva tipica delle microparcelle di dimensioni fino a $1 \times 1 \text{ m}^2$ dal momento che i punti rappresentativi delle perdite di suolo corrispondenti si dispongono sulla stessa retta delle microparcelle più piccole.

Per quanto riguarda invece le microparcelle di dimensioni $1 \times 5 \text{ m}^2$ si sono osservati sia casi in cui la fenomenologia erosiva risulta soltanto di tipo *interrill* sia casi in cui, invece, i punti corrispondenti alle perdite di suolo si dispongono in un'area del piano cartesiano posta al di sopra della retta rappresentativa dell'erosione *interrill*. In effetti in occasione di campionamenti effettuati immediatamente dopo un evento erosivo si è osservato visivamente, anche in parcelle di dimensioni longitudinali di 5 m, l'incisione di canali di deflusso assimilabili a veri e propri *rill*.

Dal momento che, generalmente, il rapporto fra la perdita di suolo media misurata per le parcelle tipo Wischmeier e quella stimata, in corrispondenza dei valori di superficie corrispondenti alle parcelle utilizzando la retta ideale *interrill* risulta elevato, il contributo della sola erosione *interrill* può essere considerato un'aliquota trascurabile dell'erosione complessiva (*rill+interrill*).

5.2. Misure di erodibilità del suolo a scala di parcella

La definizione e la misura dell'erodibilità del suolo sono aspetti complessi delle indagini sull'erosione idrica in quanto la suscettibilità del suolo ad essere eroso dipende da numerose proprietà fisiche, meccaniche, idrauliche e chimiche del mezzo poroso.

L'erodibilità, pur dovendo esprimere una proprietà intrinseca del suolo (attitudine del mezzo poroso ad essere eroso), viene valutata con riferimento a un prestabilito modello di previsione del fenomeno erosivo. I modelli a fondamento fisico fanno ricorso a parametri differenti per descrivere, in termini quantitativi, la suscettibilità del suolo all'erosione. Ad esempio, il modello WEPP discrimina tra la suscettibilità del suolo all'erosione *interrill* e quella all'erosione *rill* (Flanagan e Nearing, 1995). D'altra parte, la USLE (Wischmeier e Smith, 1978) e la RUSLE (Renard et al., 1997), che sono tuttora largamente utilizzate nelle applicazioni pratiche nonostante la loro natura empirica (Hann e Morgan, 2006), fanno ricorso a un singolo fattore, *K*, denominato di erodibilità del suolo. Il suddetto fattore è definito con riferimento a una condizione standard che è quella di una parcella lunga 22,1 m, inclinata del 9%, priva di vegetazione e lavorata periodicamente a rittochino per il controllo delle infestanti e della crosta superficiale (Foster et al., 2003). L'interesse applicativo della USLE è legato anche alla disponibilità di una semplice procedura per la stima del fattore *K*, che fa ricorso al noto abaco di Wischmeier et al. (1971). L'applicabilità della USLE nel territorio siciliano è stata valutata, con esiti incoraggianti, usando le misure sperimentali acquisite nelle parcelle lunghe 22 m della stazione sperimentale Sparacia della Facoltà di Agraria di Palermo (Bagarello et al., 2012a).

La determinazione del fattore di erodibilità per i suoli argillosi presuppone specifici approfondimenti sperimentali in quanto questa tipologia di suoli non è stata largamente rappresentata nel database usato da Wischmeier et al. (1971) per la costruzione dell'abaco. La disponibilità di un periodo di osservazione prolungato consente la deduzione di un valore medio annuo rappresentativo per il suolo campionato e rende possibile anche un

approfondimento delle conoscenze per quanto riguarda la variabilità temporale del suddetto fattore. È noto infatti che l'erosività del suolo varia nel corso dell'anno (Mutchler e Carter, 1983; Zanchi, 1988; Torri et al., 2006), pur se i fattori che determinano questo tipo di variabilità non sono stati definitivamente chiariti. Secondo Salvador Sanchis et al. (2008), la stabilità degli aggregati è probabilmente il principale parametro da cui dipende l'andamento stagionale dell'erosività del suolo. In particolare, gli aggregati sono più stabili in condizioni di bagnamento mentre temperature dell'aria elevate e l'assenza di pioggia influenzano negativamente la stabilità degli aggregati. D'altra parte, le misure di Mutchler e Carter (1983) negli USA e quelle di Zanchi (1988) e di Torri et al. (2006) in Italia suggeriscono una maggiore erosività nei mesi invernali che in quelli estivi.

Un altro aspetto di notevole interesse pratico è quello della possibile dipendenza del fattore di erosività dalla lunghezza della parcella sperimentale. Infatti, la definizione di K stabilisce che la misura del suddetto fattore debba essere effettuata proprio sulla parcella di riferimento (Wischmeier e Smith, 1978). Ciononostante, il ricorso a parcelle diverse da quella di riferimento non è inconsueto negli studi sull'erosione idrica e questa circostanza introduce incertezze nella determinazione di K tenuto conto, ad esempio, che Rejman et al. (1999) hanno osservato, per un suolo limoso, una dipendenza della misura del fattore di erosività dalla lunghezza della parcella usata per l'esperimento. Tuttavia, la determinazione dell'effetto della lunghezza parcellare sulla misura di K non costituisce un tema sufficientemente approfondito nella letteratura scientifica, nonostante l'evidente interesse della suddetta problematica, legato in particolare alla possibilità di formare database di misure di rilevante dimensione campionaria considerando simultaneamente rilievi effettuati con schemi sperimentali non omogenei (Salvador Sanchis et al., 2008).

Al fine di determinare sperimentalmente il fattore di erosività del suolo argilloso nell'area di Sparacia è stata condotta un'indagine i cui obiettivi specifici sono stati: i) determinare il valore medio annuo di K ; ii) valutare la variabilità temporale del suddetto fattore, e iii) approfondire lo studio della relazione tra le misure di erosività e la lunghezza della parcella sperimentale.

La Tabella 5.5 riporta, per ciascuna tipologia di parcella, il numero di eventi erosivi misurati.

Per ciascun evento, sono stati determinati l'indice di aggressività della pioggia di Wischmeier e Smith (1978), EI_{30} ($\text{MJ mm h}^{-1} \text{ ha}^{-1}$), e la perdita di suolo di ciascuna parcella. Per una fissata tipologia di parcella (cioè, per fissate larghezza e lunghezza), è

stato quindi calcolato un valore rappresentativo della perdita di suolo, A_e ($t\ ha^{-1}$), mediando le misure ottenute nelle singole parcelle. Tenuto conto che nella USLE le caratteristiche geometriche della parcella sono rappresentate soltanto in termini di lunghezza libera della pendice, λ , sono stati quindi compilati quattro diversi database, uno per ciascuna lunghezza parcellare ($\lambda = 11, 22, 33$ e 44 m). Con riferimento alle parcelle di $2 \times 11\ m^2$ e $4 \times 11\ m^2$, i due set di misure disponibili sono stati unificati (dimensione campionaria, $N = 48$) senza però mediare le misure relative alle due tipologie parcellari. La medesima operazione è stata ripetuta per le parcelle di $2 \times 22\ m^2$ e $8 \times 22\ m^2$ ($N = 72$).

Tipologia di parcella	Numero di eventi
$2 \times 11\ m^2$	25
$4 \times 11\ m^2$	24
$2 \times 22\ m^2$	12
$8 \times 22\ m^2$	51
$8 \times 33\ m^2$	43
$8 \times 44\ m^2$	26

Tab. 5.5 - Numero di eventi erosivi per ciascuna tipologia di parcella

In questo modo, è stato ricavato un singolo set di dati per fissato valore di λ , mantenendo però differenziata l'informazione acquisita su parcelle di differente larghezza.

Per ciascuna parcella, i fattori topografici L e S (Wischmeier e Smith, 1978) sono stati calcolati mediante le seguenti relazioni (Nearing, 1997; Renard et al., 1997):

$$L = \left(\frac{\lambda}{22.1} \right)^m \quad (5.1)$$

$$m = \frac{\beta}{1 + \beta} \quad (5.2)$$

$$\beta = \frac{\sin \theta / 0.0896}{3.0(\sin \theta)^{0.8} + 0.56} \quad (5.3)$$

$$S = -1.5 + \frac{17}{1 + \exp(2.3 - 6.1 \sin \theta)} \quad (5.4)$$

in cui λ (m) è la lunghezza della parcella, m è un esponente, β esprime il rapporto tra l'erosione *rill* e quella *interrill*, e θ (°) è l'angolo formato dalla pendice con un piano orizzontale. I valori di LS sono risultati compresi tra 1,24 ($\lambda = 11$ m) e 2,76 ($\lambda = 44$ m).

Per ciascun evento, la perdita di suolo misurata, A_e (t ha⁻¹), è stata normalizzata mediante la relazione:

$$A_{e,UP} = \frac{A_e}{LS} \quad (5.5)$$

in cui $A_{e,UP}$ (t ha⁻¹) è la perdita di suolo della parcella di riferimento e LS è il fattore topografico che varia, in questa indagine, soltanto con λ . Per una fissata tipologia parcellare, il calcolo del valore medio annuo del fattore di erodibilità, K , può essere effettuato facendo ricorso alla seguente relazione (Foster et al., 1981):

$$K = \frac{\sum_{j=1}^N A_{e,UP,j}}{\sum_{j=1}^N EI_{30,j}} \quad (5.6)$$

in cui N è il numero di eventi erosivi. La (5.6) è stata anche utilizzata per il calcolo dei valori annui (K_a) e di quelli stagionali (stagione umida, K_w , e stagione secca, K_d) del fattore di erodibilità. Per il calcolo di K_a , N nell'eq. (5.6) coincide con il numero di eventi erosivi, N_a , nell'anno considerato. Per il primo e per l'ultimo anno del periodo di osservazione, il calcolo può risultare incompleto in quanto il monitoraggio ha avuto inizio talora in una fase avanzata dell'anno solare e non si è concluso alla fine dell'anno. Tuttavia, gli anni estremi non sono stati esclusi dal database, al fine di utilizzare tutta l'informazione sperimentale disponibile. Per il calcolo di K_w e K_d , N è pari al numero di eventi erosivi complessivamente verificatisi, nel corso dell'intero periodo di osservazione, nei mesi invernali (N_w , da Novembre ad Aprile) e in quelli estivi (N_d , da Maggio a Ottobre). La suddivisione dell'intero anno in due soli periodi è motivata dal fatto che la numerosità campionaria disponibile non è in atto sufficiente per un'indagine di maggior dettaglio (es., valori mensili del fattore di erodibilità).

Il valore medio annuo del fattore di erodibilità K misurato nella parcella di riferimento,

lunga cioè 22 m, è risultato pari a $0,0369 \text{ t ha h ha}^{-1}\text{MJ}^{-1}\text{mm}^{-1}$. In una precedente indagine condotta con riferimento ad un database ridotto, Bagarello et al. (2010a, 2012a) hanno determinato sperimentalmente $K = 0,0389 \text{ t ha h ha}^{-1}\text{MJ}^{-1}\text{mm}^{-1}$. Pertanto, l'inclusione nel database di ulteriori eventi erosivi non ha modificato sostanzialmente la misura di K che, quindi, può essere ritenuta ragionevolmente rappresentativa per le condizioni sperimentali considerate. Dal confronto tra la misura di K e il corrispondente valore, K_{AB} , stimato per il suolo in esame da Bagarello et al. (2008b) usando l'abaco di Wischmeier et al. (1971) ($K_{AB} = 0,021 \text{ t ha h ha}^{-1}\text{MJ}^{-1}\text{mm}^{-1}$) si evince che la stima del fattore di erodibilità è del 44% inferiore rispetto alla misura effettuata nella parcella di riferimento. La difformità tra il valore misurato di K e quello stimato potrebbe dipendere sia da una inadeguatezza dell'abaco a rappresentare la suscettibilità dei suoli argillosi all'erosione sia dalla circostanza che, nell'area di Sparacia, le parcelle presentano in effetti un'inclinazione maggiore di quella di riferimento e che questa particolarità è ininfluente solo nel caso, in cui l'effetto della pendenza sulla perdita di suolo sia perfettamente espresso dall'eq. (5.4). La difformità tra il valore di K misurato e quello stimato può comunque considerarsi accettabile e consente di affermare che la USLE risulta idonea a stimare l'ordine di grandezza della perdita di suolo media annua della parcella lunga 22 m (Bagarello et al., 2012a).

Il valore medio annuo del fattore di erodibilità calcolato con riferimento alle diverse lunghezze parcellari è risultato compreso tra $0,0571$ e $0,0163 \text{ t ha h ha}^{-1}\text{MJ}^{-1}\text{mm}^{-1}$, mostrando un andamento decrescente all'aumentare di λ (Fig. 5.4).

L'effetto di scala rilevato dipende almeno in parte dalla circostanza che la USLE nella sua formulazione originaria non è in realtà pienamente idonea a descrivere il fenomeno erosivo a Sparacia. Il modello infatti prevede una perdita di suolo per unità di superficie crescente con la lunghezza parcellare ma questa relazione non ha trovato conferma nell'indagine di Bagarello e Ferro (2010). I suddetti autori, in particolare, hanno riconosciuto che, alla scansione del singolo evento erosivo, la perdita di suolo per unità di superficie non varia con λ oppure diminuisce sulle parcelle più lunghe. I risultati ottenuti alla scala dell'evento sono ovviamente validi anche a scale temporali maggiori, come quella media annua di originaria deduzione del modello. La perdita di suolo media annua è infatti pari alla somma dei valori di perdita di suolo per ciascun evento erosivo divisa per il numero di anni di osservazione.

La difformità tra lo schema USLE e i rilievi sperimentali di Bagarello e Ferro (2010) è legata alla circostanza che il modello di Wischmeier e Smith (1978) si fonda sull'ipotesi che il deflusso per unità di superficie non varia con la lunghezza parcellare, il che, invece, non avviene a Sparacia. Bagarello et al. (in stampa, 2012b) hanno infatti rilevato una relazione inversa tra il coefficiente di deflusso e la lunghezza parcellare. Un coefficiente di deflusso che diminuisce con la lunghezza della parcella campionata è stato rilevato anche in altre indagini, come ad esempio quelle di Joel et al. (2002) e Parsons et al. (2006). Dal punto di vista concettuale questo risultato spiega che la lunghezza parcellare λ influenza, ma solo apparentemente, il fattore di erodibilità K della USLE, essendo in realtà l'effetto di scala imputabile al deflusso.

La Tabella 5.6, che sintetizza i valori annui, K_a , del fattore di erodibilità per ciascuna tipologia parcellare, evidenzia in primo luogo che l'effetto di scala si rileva anche con riferimento al valore massimo, max, e a quello minimo, min, determinati per ciascuna parcella, che diminuiscono al crescere di λ .

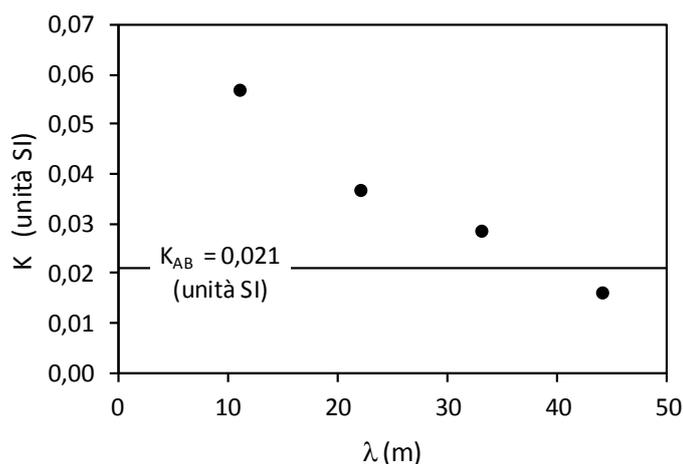


Fig. 5.4 - Valore medio annuo del fattore di erodibilità del suolo, K , per differenti lunghezze parcellari, λ

La variabilità dei valori annui del fattore di erodibilità è risultata sempre accentuata. In particolare, il coefficiente di variazione, CV , di K_a ha assunto valori compresi in un range relativamente ristretto ($85\% \leq CV \leq 136\%$, a seconda di λ) e non è risultato legato a λ da una relazione monotona. Al contrario, il rapporto max/min di K_a è risultato chiaramente crescente con λ , assumendo valori compresi tra 82 ($\lambda = 11$ m) e 364 ($\lambda = 44$ m).

λ (m)	min	max	media	CV (%)	max/min
11	0,0011	0,0889	0,0358	89,8	82,5
22	0,0006	0,0754	0,0264	98,5	130,7
33	0,0004	0,0519	0,0217	85,3	132,7
44	0,0001	0,0432	0,0107	136,3	364,0

Tab. 5.6 - Sintesi dei valori annui del fattore di erodibilità, K_a ($t\ ha\ h\ ha^{-1}MJ^{-1}mm^{-1}$), calcolati per le parcelle di differente lunghezza, λ

La Figura 5.5 mostra i valori di K_w e K_d ottenuti per ciascuna lunghezza λ . Per tutte le parcelle, l'erosività è maggiore nella stagione secca e calda che in quella umida e fredda di un fattore compreso tra un minimo di 2,1 ($\lambda = 11\ m$) e un massimo di 4,5 ($\lambda = 22\ m$). D'altra parte, altre indagini hanno evidenziato valori di erodibilità più elevati nella stagione umida che in quella secca (Mutchler e Carter, 1983; Zanchi, 1988; Torri et al., 2006). Conformemente all'analisi di Salvador Sanchis et al. (2008), la maggiore erodibilità del suolo di Sparacia nel periodo secco potrebbe essere dovuta a una ridotta stabilità degli aggregati. L'elevata variabilità di K_a e il rilievo di differenze tra K_w e K_d per una fissata tipologia di parcella dimostra che la determinazione del fattore di erodibilità deve essere rappresentativa della scala temporale di interesse. In altri termini, il valore medio annuo di K non può essere usato per uno specifico anno o un particolare periodo dell'anno (Bagarello et al., 2008b, 2010a).

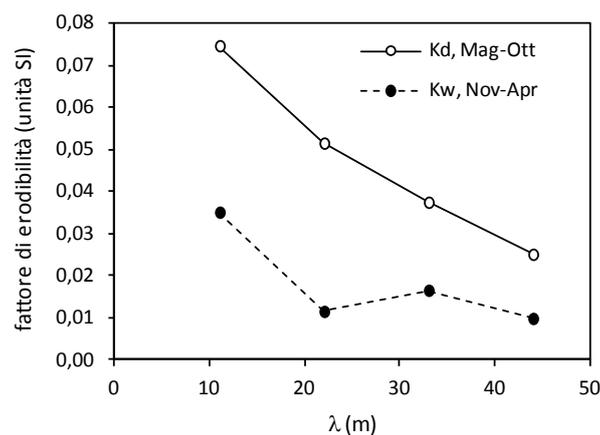


Fig. 5.5 - Valori medi stagionali del fattore di erodibilità per differenti lunghezze parcellari, λ

6. Modellazione dell'erosione da solchi e della geometria idraulica dei rill

Le incertezze insite nell'applicazione di modelli di erosione a base fisica, che spesso richiedono parametri non disponibili (come ad esempio la costante di erodibilità) o difficilmente valutabili (forma e dimensioni delle sezioni trasversali), hanno indotto numerosi autori a mettere a punto modelli di calcolo di tipo empirico che consentono la stima dei volumi di suolo eroso attraverso l'applicazione di equazioni semplici in cui figurano grandezze facilmente misurabili (Bagarello e Ferro, 2006). Rejman e Brodowski (2005) hanno condotto alcuni rilievi su *rill* in parcelle di differenti lunghezze individuando una relazione lineare tra il volume complessivo dei *rill* monitorati in ciascuna parcella e la lunghezza della parcella. De Santisteban et al. (2005) hanno stabilito che la stima del volume eroso dipende da fattori topografici, come quelli suggeriti da Casalí et al. (1999), che tengono conto dell'area drenante, della lunghezza e della pendenza dell'ephemeral gully.

Nachtergaele et al. (2001) e Capra et al. (2005), relativamente all'erosione da ephemeral gully, ipotizzano che la misura della sola lunghezza possa essere considerata sufficiente per prevederne il volume di suolo asportato secondo una relazione del tipo:

$$V = a_s L^{b_s} \quad (6.1)$$

in cui V è il volume del gully in m^3 , L la sua lunghezza in m ed a_s e b_s due coefficienti.

Sulla base dei dati di letteratura al momento disponibili (Casalí et al., 1999), (Nachtergaele et al., 2001), (Capra et al., 2005), (Di Stefano e Ferro, 2011), (Di Stefano et al., 2013) la relazione (6.1) può essere applicata utilizzando un esponente $b_s = 1.1$ ed un fattore di scala differente per i *rill* ($a_s = 0.0036$), per gli ephemeral gully ($a_s = 0.0984$) e per i gully ($a_s = 35.8$) (Fig.6.1).

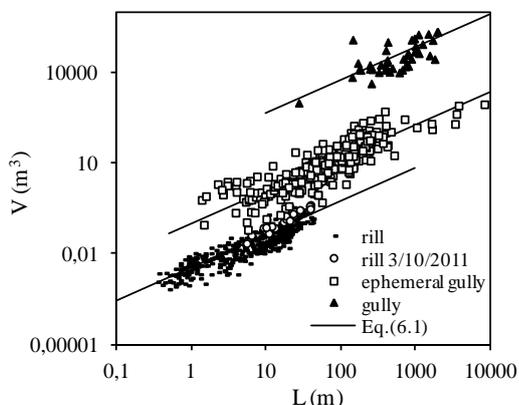


Fig. 6.1 – Confronto fra le coppie (L, V) relative ai *rill*, ephemeral gully e gully e l'eq.(6.1)

Il processo erosivo, operato da una precipitazione di intensità i su un suolo che ha densità apparente ρ_s e diametro delle particelle d_{50} , che origina un tratto r,s di *rill* di lunghezza $L_{r,s}$, volume $V_{r,s}$, larghezza w e profondità massima H , può essere espresso dal seguente legame funzionale:

$$F(V_{r,s}, L_{r,s}, \rho_s, w, H, d_{50}, i) = 0 \quad (6.2)$$

Facendo ricorso al Teorema di Riabucinski-Buckingham lo stesso legame funzionale può essere espresso, scelte come grandezze dimensionalmente indipendenti $L_{r,s}$, ρ_s e i , mediante quattro raggruppamenti adimensionali (Bruno et al., 2008):

$$\phi\left(\frac{V_{r,s}}{L_{r,s}^3}, \frac{w}{L_{r,s}}, \frac{H}{L_{r,s}}, \frac{d_{50}}{L_{r,s}}\right) = 0 \quad (6.3)$$

Nell'ipotesi che il diametro d_{50} , per un dato suolo, possa essere ritenuto costante, il processo erosivo può essere espresso dalla seguente equazione:

$$\frac{V_{r,s}}{L_{r,s}^3} = F(\Pi_2 \cdot \Pi_3) = F\left(\frac{wH}{L_{r,s}^2}\right) \quad (6.4)$$

in cui F è un simbolo funzionale.

La determinazione dell'esatta relazione funzionale della (6.4) si può ottenere applicando la teoria dell'autosimilitudine incompleta. Tenendo conto, infatti, che sia quando $w \rightarrow 0$ che quando $H \rightarrow 0$ anche $V_{r,s} \rightarrow 0$, la (6.4) ha la seguente forma analitica (Bruno et al., 2008):

$$\frac{V_{r,s}}{L_{r,s}^3} = a_r \left(\frac{wH}{L_{r,s}^2}\right)^{n_r} \quad (6.5)$$

dove a_r e b_r sono due coefficienti.

Sulla base delle misure dirette di *rills* effettuate per nove eventi erosivi verificatisi a Sparacia nel periodo Settembre 2004 – Marzo 2010 (Tabella 6.1) e sulla base di ulteriori misure su ephemeral gully e permanent gully, Di Stefano e Ferro (2011) hanno calibrato l'eq. (6.5), mostrando, inoltre, la positiva applicazione di una sola equazione (Eq. 6.5 con $a_r = 0.5341$ and $b_r = 0.9379$) indifferentemente per *rills*, ephemeral gully e permanent gully (Fig. 6.2).

Per ogni evento e per ciascuna parcella monitorata, la Tab. 6.1 elenca la precipitazione totale, P_e (mm), l'indice di aggressività della pioggia relativa all'evento, R_e (MJ mm ha⁻¹ h⁻¹), la densità apparente, ρ_s (kg m⁻³), la perdita di suolo complessiva, A (t ha⁻¹), l'entità della perdita di suolo dovuta ad erosione interrill, ILSe (t ha⁻¹), e alla componente *rill*, RLSe (t ha⁻¹), e le percentuali, Interrill (%) e Rill (%), della perdita di suolo complessiva.

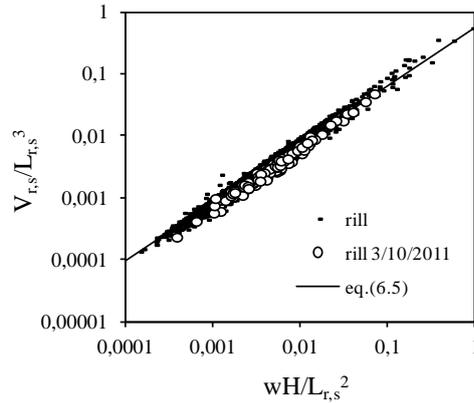


Fig. 6.2 – Confronto fra le coppie $(V_{r,s}/L_{r,s}^3, wH/L_{r,s}^2)$ relative ai *rill* e l'eq.(6.5)

La disponibilità di ulteriori misure dirette di solchi effettuate a Sparacia in occasione dell'evento del 3.10.2011 su una parcella inclinata del 15%, su cui sono stati rilevati 19 *rill* e 231 sezioni trasversali, ha permesso di testare le relazioni determinate.

In particolare, per quanto attiene la relazione tra il volume totale eroso V e la lunghezza L del canale, in Figura 6.1 sono riportate le coppie L - V relative ai *rill* rilevati nelle parcelle sperimentali dell'installazione di Sparacia (475 dati), alle misure sugli ephemeral gully reperite in letteratura (327 dati) (Capra et al., 2005; Cheng et al., 2006; Zhang et al., 2007; Capra et al., 2009) ed ai rilievi sui gully (44 dati) condotti da Ichim et al. (1990), da Daba et al. (2003) e da Moges e Holden (2008).

La Figura 6.1 mostra che, in accordo a Di Stefano e Ferro (2011), l'equazione potenziale 6.1 può essere applicata per *rill*, ephemeral gully and gully utilizzando lo stesso esponente b_s , pari a 1.1, e un differente fattore di scala ($a_s = 0.0036$ per *rills*, $a_s = 0.0984$ per ephemeral gully e $a_s = 35.8$ per gullies) che rappresenta l'influenza della profondità e della larghezza del canale.

Il grafico di Figura 6.1 dimostra che la relazione V - L di equazione (6.1), con b_s pari a 1.1 e a_s pari a 0.0036 può essere applicata anche ai *rill* rilevati nell'ultimo evento erosivo del 3.10.2011.

Il grafico di Fig. 6.2 riporta il confronto tra la relazione (6.5), con $a_r = 0.5341$ e $n_r = 0.9379$, calibrata sulla base delle misure eseguite nei primi nove eventi monitorati, e i rilievi relativi all'ultimo evento. Il suddetto confronto mostra chiaramente che la relazione calibrata con le misure effettuate nei primi nove eventi si adatta bene anche ai dati relativi all'evento del 3.10.2011.

In conclusione il confronto delle nuove misure con la relazione lunghezza-volume e con

quella dedotta teoricamente sulla base dell'analisi dimensionale, entrambe calibrate con i dati rilevati in precedenti eventi, ha confermato l'applicabilità delle suddette espressioni.

Evento	Parcella	P _e	R _e	ρ _s	A	ILSe	RLSe	Interrill	Rill
		[mm]	[MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹]	[kg m ⁻³]	[t ha ⁻¹]	[t ha ⁻¹]	[t ha ⁻¹]	[%]	[%]
05.11.04	P1	49,4	122,2	1577	17,2	1	16,2	5,7	94,3
16.11.04	P1	53,8	341,6	1577	10,0	4,2	5,8	42,4	57,6
21.12.04	P1	57	102,9	1577	5	3,8	1,2	76,5	23,5
01.09.05	P1	65	988,8	1221	155,5	47,9	107,6	30,8	69,2
01.09.05	M	64,2	962,9	1290	272,9	187	85,9	68,5	31,5
01.09.05	C	64,2	962,9	1290	156,7	66	90,7	42,1	57,9
01.09.05	G	64,2	962,9	1290	127,18	16,3	110,9	12,8	87,2
13.12.05	P1	97,8	334	1221	15,2	2,6	12,6	17,3	82,7
28.06÷02.07.08	A	52,6	686,4	979	47,5	19,1	28,5	40,2	59,8
28.06÷02.07.08	C	52,6	686,4	979	84,2	40,7	43,5	48,3	51,7
28.06÷02.07.08	D	52,6	686,4	979	58,3	12,2	46,1	20,9	79,1
28.06÷02.07.08	E	52,6	686,4	979	98,5	14,4	84,1	14,6	85,4
28.06÷02.07.08	G	52,6	686,4	979	66,8	23,2	43,6	34,7	65,3
28.06÷02.07.08	H	52,6	686,4	979	19,1	–	47,8	–	–
28.06÷02.07.08	I	52,6	686,4	979	46	–	64,4	–	–
28.06÷02.07.08	L	52,6	686,4	979	55,4	–	65,1	–	–
28.06÷02.07.08	M	52,6	686,4	979	72,8	13,8	58,9	19	81
28.06÷02.07.08	O	52,6	686,4	979	5,1	–	23	–	–
28.06÷02.07.08	P	52,6	686,4	979	113,1	83,4	29,7	73,7	26,3
28.06÷02.07.08	Q	52,6	686,4	979	32,4	2,5	29,9	7,8	92,2
28.06÷02.07.08	R	52,6	686,4	979	34,2	–	51,2	–	–
28.06÷02.07.08	P1	51,8	673,8	1221	34,8	–	51,3	–	–
28.06÷02.07.08	P2	51,8	673,8	1221	32,8	3,8	28	11,7	88,3
18.10.08	E	15,8	96,5	1058,5	14,5	–	24,1	–	–
18.10.08+28÷30.10.08	A	30,6	154,4	1058,5	6,2	–	18,5	–	–
18.10.08+28÷30.10.08	C	30,6	154,4	1058,5	3,7	–	11,1	–	–
18.10.08+28÷30.10.08	D	30,6	154,4	1058,5	16,2	–	20,3	–	–
18.10.08+28÷30.10.08	G	30,6	154,4	1058,5	31,2	–	31,2	–	–
18.10.08+28÷30.10.08	H	30,6	154,4	1058,5	9,9	–	13,7	–	–
18.10.08+28÷30.10.08	I	30,6	154,4	1058,5	28,7	–	35,5	–	–
18.10.08+28÷30.10.08	L	30,6	154,4	1058,5	19,5	3,6	15,9	18,6	81,4
18.10.08+28÷30.10.08	M	30,6	154,4	1058,5	8,9	–	9,7	–	–
18.10.08+28÷30.10.08	N	30,6	154,4	1058,5	9,9	–	18,3	–	–
18.10.08+28÷30.10.08	O	30,6	154,4	1058,5	12,4	–	17,2	–	–
18.10.08+28÷30.10.08	P	30,6	154,4	1058,5	17,7	–	19,2	–	–
18.10.08+28÷30.10.08	Q	30,6	154,4	1058,5	6,2	–	25,8	–	–

18.10.08+28÷30.10.08	R	30,6	154,4	1058,5	17,2	-	22,3	-	-
18.10.08+28÷30.10.08	P1	30,6	154,4	1203	57,8	25,6	32,2	44,3	55,7
18.10.08+28÷30.10.08	P2	30,6	154,4	1203	88,3	59,6	28,7	67,5	32,5
28.11÷02.12.08+10÷18.12.08	P3	116,2	393,8	1288	113,3	77,5	35,8	68,4	31,6
28.11÷02.12.08+10÷18.12.08	P4	116,2	393,8	1288	126,4	82,7	43,7	65,4	34,6
03.10.2011	L	28	402,2	1002,8	54,41	-	83,97	-	-

Tab. 6.1 – Dati caratteristici dei nove eventi erosivi verificatisi a Sparacia e utilizzati per la calibrazione delle relazioni geometriche dimensionale e adimensionale citate. In grassetto vengono riportati i dati rilevati in occasione dell'ultimo evento erosivo

Un'ultima analisi è stata effettuata sulla geometria idraulica dei solchi che, secondo diversi studi (Meyer *et al.*, 1975; Foster *et al.*, 1984; Govers, 1992; Abrahams *et al.*, 1996; Ferro, 1999), può essere definita da tre equazioni potenziali che legano, per ciascun tratto di solco, la velocità media u , la larghezza w e il tirante h alla portata Q :

$$u = kQ^m \quad (6.6)$$

$$w = aQ^b \quad (6.7)$$

$$h = cQ^e \quad (6.8)$$

in cui k , m , a , b , c , e sono delle costanti che rispettano le condizioni $ack = 1$ e $b+e+m=1$.

In particolare, per quanto riguarda la (6.6), le misure di Meyer *et al.* (1975) prima ($m = 0.32$) e quelle di Govers (1992) poi ($k = 3.52$ e $m = 0.294$) hanno stabilito la tendenza dell'esponente m ad assumere valori pari circa a 0.3. Le differenze rilevate nelle indagini di Abrahams *et al.* (1996) ($k = 2.22$ $m = 0.334$) sono, invece, riconducibili ad una diversa concentrazione degli elementi in ghiaia posti sul fondo dei *rill* (Ferro, 1999). Anche per l'esponente b della (6.7) gli studi effettuati (Meyer *et al.*, 1975; Gilley *et al.*, 1990; Abrahams *et al.*, 1996) concordano sul valore di 0.3. Assumendo, pertanto, $m = b = 0.3$ dalla condizione $b+e+m = 1$ ne deriva $e = 0.4$.

Utilizzando i valori di pendenza relativi ai tratti in cui è stato suddiviso ciascun solco e la geometria delle sezioni trasversali rilevate, la portata è stata calcolata nell'ipotesi di moto uniforme utilizzando l'equazione di Chezy e assumendo per il coefficiente di Strickler il valore di $33 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$. Al fine di studiare la geometria idraulica dei *rill*, per tutti gli eventi considerati nell'indagine, i valori di portata utilizzati sono quelli massimi, ossia corrispondenti al deflusso in condizione di sezione idrica massima. La velocità media u è

calcolata sulla base del rapporto tra la portata Q e l'area della sezione idrica trasversale.

Nel grafico di Fig. 6.3 sono riportate le coppie (Q, u) relative ai dieci eventi monitorati insieme all'eq.(6.6), con $k = 4.332$ e $m = 0.2634$ ($R^2 = 0.80$), che interpola tutti i dati relativi ai primi nove eventi.

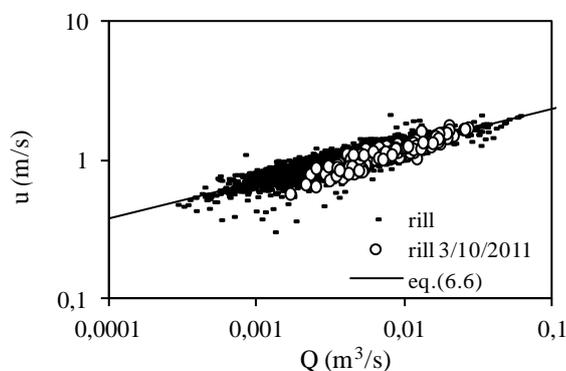


Fig. 6.3 – Confronto fra le coppie (Q, u) e l'eq.(6.6)

La Fig. 6.4 riporta il complesso delle misure (Q, w) insieme all'equazione (6.7) calibrata utilizzando i dati dei primi nove eventi ($a = 0.8079$, $b = 0.3585$, $R^2 = 0.57$). La suddetta figura mostra una leggera sovrastima dei valori della larghezza w relativi all'evento del 3.10.211 rispetto all'eq.(6.7).

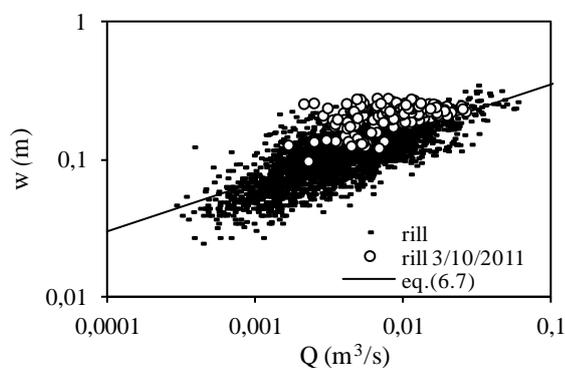


Fig. 6.4 – Confronto fra le coppie (Q, w) e l'eq.(6.7)

Interpolando, infine, le coppie (Q, h) relative ai primi nove eventi, adoperando come tirante h l'altezza h_{media} del rettangolo di base pari a w che ha area equivalente a quella della sezione idrica effettiva, sono stati precedentemente determinati (Fig. 6.5) i valori delle costanti c ed e della (6.8) pari, rispettivamente, a 0.281 e 0.3757 ($R^2 = 0.71$).

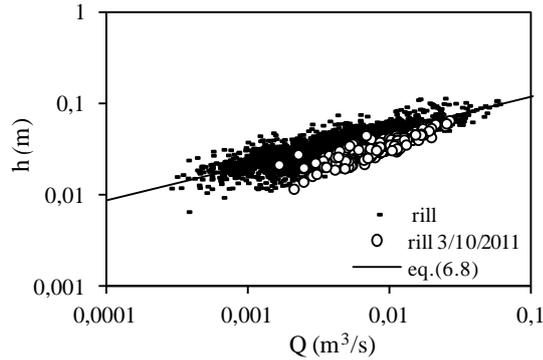


Fig. 6.5 – Confronto fra le coppie (Q, h) e l'eq.(6.8)

Dall'esame delle Figure 6.4 e 6.5 è possibile dedurre che i *rill* rilevati nell'evento del 3.10.2011 sono caratterizzati, a parità di portata e nel confronto con quelli misurati nei precedenti eventi, da sezioni più larghe e meno profonde.

Foster et al. (1984) hanno condotto una sperimentazione di laboratorio utilizzando tre *rill* a fondo fisso con valori della pendenza media i_m pari al 3%, 6% e 9%, ottenendo che la velocità u (m s^{-1}) dipende sia dalla portata Q ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) sia dalla pendenza del *rill*, in accordo alla seguente equazione

$$u = 16 Q^{0.28} i_m^{0.48} \quad (6.9)$$

Gimenez e Govers (2001) hanno evidenziato che per i *rill* con fondo mobile, per i quali la corrente incanalata può variarne la morfologia, all'aumentare della pendenza del fondo la scabrezza del fondo aumenta controbilanciando l'effetto di un incremento di velocità. In definitiva la velocità risulta indipendente dalla pendenza. Per i *rill* non erodibili, cioè a fondo fisso, gli stessi autori hanno invece dimostrato che u è dipendente sia dalla portata sia dalla pendenza del *rill*.

Sia la pendenza i di ciascun tratto, sia le sezioni trasversali rilevate sono il risultato finale del modellamento del solco durante l'evento erosivo e pertanto sono da considerare relative ad un canale non suscettibile di variazioni morfologiche, cioè a fondo fisso. In tale condizione, i risultati riscontrati in letteratura (Gimenez e Govers, 2001) (Foster et al., 1984) indicano una dipendenza della velocità dalla pendenza, come mostrato, per esempio, dall'eq. (6.9).

La regressione lineare multipla condotta utilizzando $\log u$ (m/s) come variabile dipendente e $\log Q$ (m^3/s) e $\log i$ (-) come variabili indipendenti, ha condotto alla seguente relazione

$$u = 8.493 Q^{0.261} i^{0.373} \quad (6.10)$$

che è caratterizzata da $R^2 = 0.97$. La Fig. 6.6 mostra nel confronto tra le velocità calcolate con la (6.10) e quelle misurate che i punti ricadono all'interno della fascia di errore del $\pm 30\%$ (solo 5 punti su 212 cadono al di fuori della fascia).

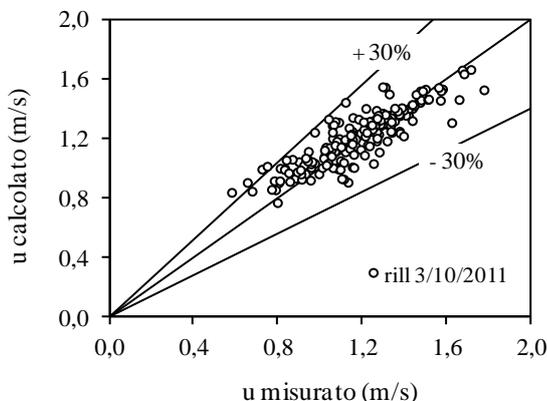


Fig. 6.6 – Confronto fra i valori di u misurati e quelli calcolati con l'eq.(6.10)

Le misure (Q , w) suddivise per fissata pendenza parcellare s (Fig. 6.7a), mostrano che, per fissata portata, w decresce al crescere di s e che la seguente equazione è applicabile a ciascuna serie utilizzando un differente fattore di scala dipendente da s :

$$w = 0.169 s^{-0.8371} Q^{0.3515} \quad (6.11)$$

che è caratterizzata da $R^2 = 0.70$.

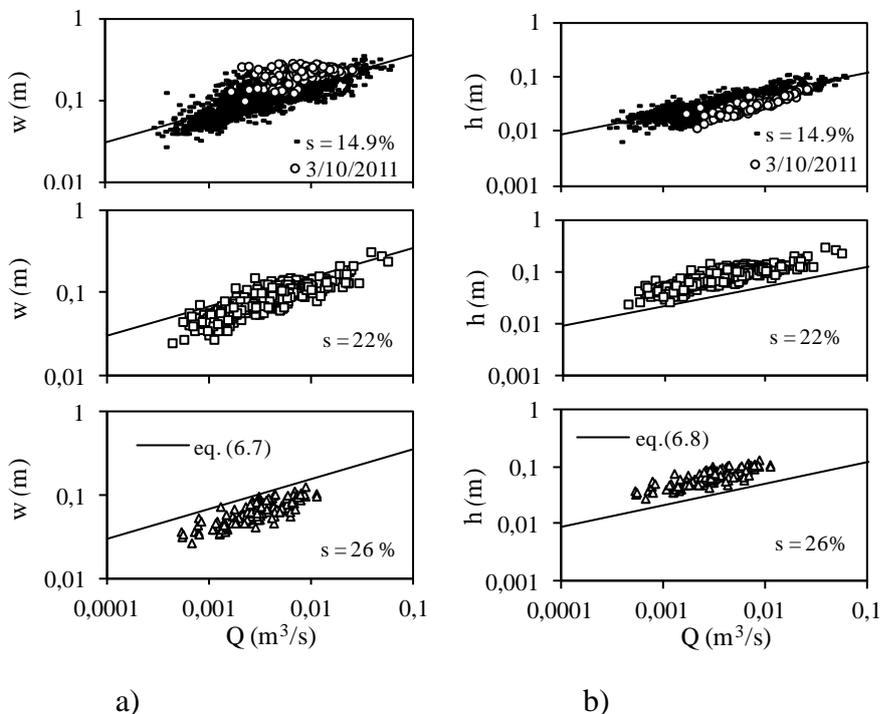


Fig. 6.7 – Effetto della pendenza parcellare sulla larghezza w (a) e sulla profondità h (b)

In definitiva, come si evince dal confronto fra i coefficienti di determinazione della (6.7) e della (6.11), la pendenza s condiziona apprezzabilmente l'accuratezza conseguibile nella stima di w . La Fig.6.7a mostra che le coppie (Q, w) relative all'evento del 3.10.2011 ricadono all'interno del range di misura corrispondente ai precedenti eventi anche se hanno la tendenza a disporsi al di sopra della curva rappresentativa dell'eq. (6.11).

Anche le coppie misurate (Q, h) sono state suddivise per fissata pendenza parcellare s (Fig. 6.7b) ed è stato verificato che, per fissata portata, h cresce al crescere di s con un andamento che può essere descritto dalla seguente relazione

$$h = 0.648 s^{0.4472} Q^{0.3794} \quad (6.12)$$

che è caratterizzata da $R^2 = 0.75$. La Fig. 6.7b mostra che anche le coppie (Q, h) relative all'evento del 3.10.2011 ricadono all'interno del range di misura corrispondente ai precedenti eventi anche se hanno la tendenza a disporsi al di sotto della curva rappresentativa dell'eq. (6.12).

In conclusione, per quanto attiene la relazione tra il volume complessivo di un *rill* e la relativa lunghezza le misure hanno confermato che quest'ultima variabile, come per l'erosione da ephemeral gully e per quella imputabile ai gully, si può considerare un buon indicatore anche per l'erosione *rill* e può essere, pertanto, efficacemente utilizzata per la determinazione del volume di suolo asportato.

Con riferimento alle misure di volume e di lunghezza di un tratto di solco, i dati rilevati hanno consentito di calibrare una relazione determinata applicando l'analisi dimensionale e la teoria dell'autosimilarità incompleta e verificarla utilizzando i rilievi effettuati nell'evento del 3.10.2011.

Utilizzando ancora le misure relative agli eventi per i quali è disponibile l'informazione altimetrica è stato, infine, studiato il comportamento idraulico dei *rill*.

Le nuove misure sono state utilizzate per controllare l'applicabilità di tre relazioni, riguardanti la geometria idraulica dei *rill* rilevati a Sparacia, in cui la velocità media viene espressa in funzione della pendenza del tratto e della portata, mentre il tirante e la larghezza sono espresse in funzione della pendenza parcellare e della portata. Le suddette relazioni sono risultate maggiormente rispondenti ai dati sperimentali rispetto alle note equazioni potenziali utilizzate per la caratterizzazione idraulica dei *rill*.

Recentemente nell'area sperimentale di Sparacia, in occasione dell'evento erosivo dell'ottobre 2011 è stato realizzato un rilievo piano altimetrico mediante quadricottero

Microdrones md4-200 che ha consentito la realizzazione del modello digitale delle elevazioni per le parcelle interessate dalla formazione dei solchi.

Per la parcella L dell'area sperimentale, lunga 44 m e larga 8 m, sono stati eseguiti sia i rilievi dei solchi con il metodo tradizionale (celerimetrico e rillometrico) sia la generazione, con una apposita routine di calcolo, di una copertura vettoriale di transetti ortogonali rispetto all'asse del *rill*, ad una interdistanza pari a 0,10 m e lunghi ciascuno 0,40 m. L'intersezione del DEM con i transetti ha permesso di estrarre in maniera automatica le sezioni trasversali attraverso una apposita routine di calcolo, consentendo così l'individuazione delle grandezze morfologiche fondamentali dei *rill*, quali larghezza in superficie (w), profondità (H) ed area della sezione (A) (Fig. 6.8).

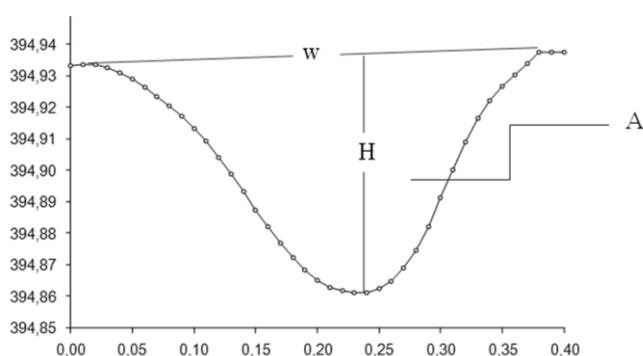


Fig. 6.8 – Esempio di sezione trasversale ricostruita da DEM

Le sezioni trasversali così dedotte sono state confrontate con quelle rilevate secondo la metodologia “tradizionale”. In particolare, il confronto tra le grandezze morfologiche fondamentali dei *rill* (larghezza in superficie, profondità ed area della sezione) rilevate con i due metodi ha evidenziato che il rilievo con gli strumenti celerimetrici e il rillometro è caratterizzato, rispetto a quello ottenuto a partire dal DEM, da una sovrastima della profondità e da una sottostima della larghezza in superficie (Fig. 6.10).

In particolare la figura 6.9 mostra come i valori di profondità H misurati con il rillometro siano sempre più elevati rispetto a quelli determinati dal DEM e ciò è imputabile alla possibile infissione delle aste metalliche che costituiscono il rillometro sul fondo del *rill* oggetto di misure. La sottostima della larghezza in superficie evidenziata dalla figura 6.10 è, invece, probabilmente da imputare alle dimensioni stesse del rillometro. La figura 6.11 che mostra il confronto tra l'area della sezione rilevata con i due metodi, rillometro e DEM, evidenzia una sostanziale invarianza dell'area.

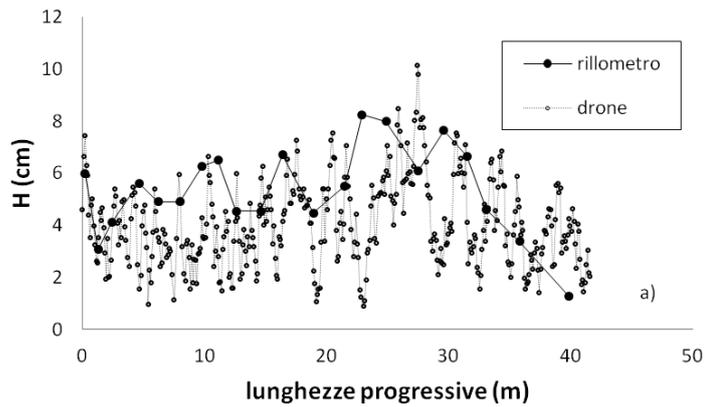


Fig. 6.9 - Valori di profondità H rilevati con i due metodi

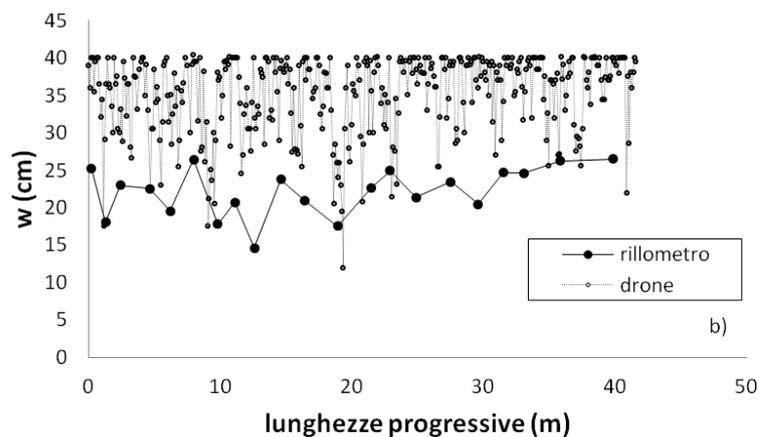


Fig. 6.10 - Valori di larghezza in superficie w rilevati con i due metodi

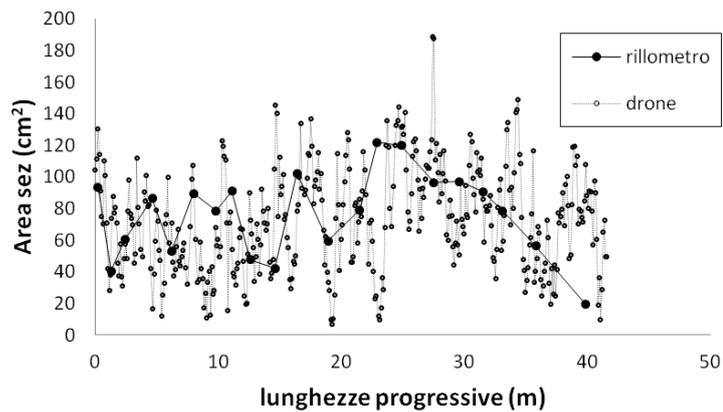


Fig. 6.11 - Valori di area della sezione rilevati con i due metodi

La sostanziale invarianza dell'area della sezione trasversale del solco misurata con i due metodi, fa sì che la relazione lunghezza progressiva del solco – volume progressivo del solco ottenuta nei due casi sia generalmente coincidente (Fig. 6.12). Nel confronto fra le

coppie ($L-V$) determinate con entrambi i metodi, le misure effettuate ricorrendo al rilievo a bassa quota rappresentano una validazione dei risultati pregressi ottenuti con l'uso del rillometro e del rilievo celerimetrico (Fig. 6.13).

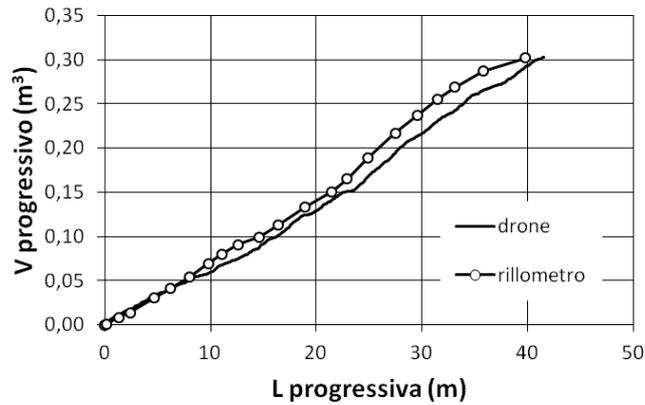


Fig. 6.12 - Esempio di relazione lunghezza complessiva – volume complessivo del solco ottenuta con i due metodi

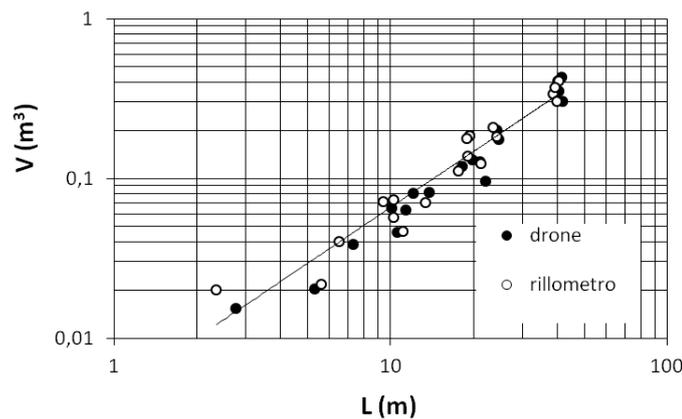


Fig. 6.13 - Confronto tra le coppie $L-V$ determinate con i due metodi

Il confronto fra le nuove misure, sia quelle effettuate con il metodo tradizionale (rillometro) sia quelle ottenute da rilievo plano-altimetrico con drone, relative all'evento del 3/10/2011 e l'eq. (6.5) calibrata con le misure effettuate in precedenza ha confermato l'applicabilità di tale espressione (Di Stefano et al., 2013).

La verifica della (6.5) con i dati derivanti dai due tipi di rilievo rappresenta anche una validazione dei risultati pregressi, ottenuti con il metodo tradizionale, riguardanti la modellazione delle caratteristiche geometriche dei rill monitorati a Sparacia (Fig. 6.14).

I punti di Fig.6.14 si sovrappongono alla curva di eq. (6.5) anche se si posizionano su porzioni di piano differenti dal momento che fanno riferimento ad interdistanze tra le

sezioni trasversali differenti; in particolare l'interdistanza tra le sezioni trasversali misurata con il nastro metrico è pari a circa 1,5 m mentre quella misurata a partire dalle misure da drone è di soli 10 cm.

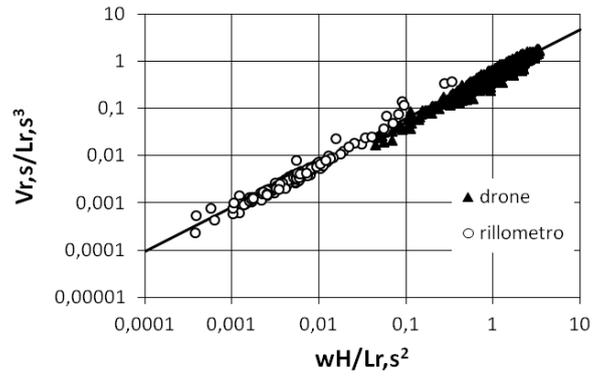


Fig. 6.14 - Confronto fra le coppie $(wH/Lr,s^2, Vr,s/Lr,s^3)$ determinate con entrambi i metodi

7. Considerazioni riassuntive e conclusive

L'equazione universale per il calcolo della perdita di suolo viene considerata uno dei più significativi sviluppi del ventesimo secolo in tema di conservazione del suolo. Questa tecnologia, anche se dal semplice aspetto analitico, è il risultato del lavoro di molte persone che è durato nel tempo e che viene continuamente aggiornato con lo sviluppo di versioni riviste (RUSLE). Pur essendo un approccio empirico al problema della quantificazione della perdita di suolo da una superficie destinata sia all'uso agricolo che a quello forestale, la USLE è stata applicata in differenti aree del pianeta interessate da problemi di erosione idrica.

La USLE, pur avendo, così come definito dallo stesso Wischmeier, le caratteristiche di una equazione di validità generale, libera cioè di limitazioni di tipo geografico, necessita di numerose informazioni di base e di strumenti applicativi che la rendano utilizzabile in territori differenti da quello della sua originaria deduzione.

Proprio la necessità di fornire gli strumenti applicativi propri della USLE (stima del fattore di erosività e della sua distribuzione temporale, stima del fattore di erodibilità, etc.) ha stimolato sia una intensa attività di ricerca sperimentale e modellistica finalizzata al suo impiego in ambiente siciliano sia la necessità di individuare delle linee guida di applicazione.

La suddivisione del processo di erosione idrica nelle sue componenti *interrill* e canalizzata è ampiamente riconosciuta. In particolare, la componente canalizzata (*rill*, *ephemeral gully* e *permanent gully*) è dovuta al trasporto dei sedimenti distaccati sia dalle aree *interrill* sia dal contorno bagnato del canale. La formazione dei *rill* e il loro sviluppo incrementa l'efficienza del trasporto dei sedimenti. Infatti, i sedimenti erosi sono trasportati dalla corrente *overland* nei *rill* dove muove una corrente lineare, più veloce, che ha una maggiore efficienza del trasporto dei sedimenti. Indagini di campo già condotte hanno stabilito che per gli eventi erosivi nei quali interviene la componente *rill*, il suo contributo all'erosione totale è dominante. Nonostante l'importanza della perdita di suolo dovuta ai *rill* e ai *gully*, in un modello che tenga conto delle differenti forme di erosione, la ricerca sull'erosione dovuta alla componente canalizzata è ancora limitata in confronto a quella inerente l'erosione *interrill*. Molte osservazioni di campo sono condotte su parcelle di limitata lunghezza e solo la precipitazione totale e i sedimenti raccolti nel sistema di

accumulo vengono misurati, mentre viene trascurato il contributo relativo ai singoli processi erosivi.

Da oltre quindici anni nell'area di Sparacia, in Sicilia, è attiva una installazione sperimentale finalizzata al monitoraggio dell'erosione totale a scala di parcella e al monitoraggio diretto dell'erosione *rill* che si determina a seguito di eventi meteorici intensi.

L'installazione sperimentale per la misura della perdita di suolo dell'area di Sparacia presenta 20 parcelle di tipo "Wischmeier" con larghezza variabile fra 2 e 8 m, lunghezza compresa fra 11 e 44 m e pendenza pari a 15%, 22% e 26%.

Oltre alle citate installazioni, di recente, nell'autunno del 2012, sono state realizzate due nuove parcelle, denominate W_1 e W_2 , aventi le caratteristiche tipo delle parcelle di riferimento di Wischmeier, ossia pendenza del 9%, larghezza di 2 m e lunghezza di 22 m, e che costituiscono una condizione di base rispetto alla quale valutare i fattori topografico, culturale e di pratica antierosiva.

Tutte le parcelle sono mantenute prive di vegetazione ed arate a rittochino.

Nell'azienda di Sparacia sono presenti inoltre delle parcelle di superficie contenuta e compresa tra 0,06 e 5 m² e lunghezza compresa tra 0,25 e 5 m, denominate microparcelle. Date le dimensioni longitudinali contenute delle microparcelle, su di esse viene impedita la formazione di piccoli canali di deflusso, tipici dell'erosione *rill*, pertanto tali tipologie di parcelle consentono esclusivamente la misura della componente erosiva di tipo *interrill*.

Nella presente tesi sono stati riportati, innanzitutto, i risultati, di una indagine sperimentale che ha avuto come obiettivo la verifica di funzionamento di un campionatore per la misura della perdita di suolo in parcelle appositamente attrezzate. L'attuale procedura utilizzata consente la determinazione del contenuto dei sedimenti erosi da una data parcella, a seguito di un evento erosivo, attraverso la misura della concentrazione media della sospensione torbida presente in vasca e del volume di sospensione accumulato in vasca. A causa del rilevante numero di parcelle attrezzate, tale procedura determina un rilevante onere sperimentale sia per la laboriosità della fase di prelievo sia per i lunghi tempi necessari all'essiccazione dei campioni prelevati.

Inoltre, i lunghi tempi di essiccazione possono determinare la sovrapposizione di eventi erosivi e conseguenti problemi gestionali di laboratorio.

Queste circostanze hanno reso necessaria la ricerca di una nuova metodologia per la misura della perdita di suolo. A tal fine è stato realizzato un nuovo campionatore che consente

l'estrazione di un'intera colonna di fango, dalla superficie libera al fondo della vasca. Mediante la misura del volume prelevato e del relativo peso del materiale solido, lo strumento consente di determinare direttamente la concentrazione media nella verticale di prelievo. Il campionatore permette inoltre di effettuare più prelievi nella sezione trasversale della vasca e quindi, a differenza della metodologia di campionamento attuale, consente di indagare anche la distribuzione spaziale del materiale solido in vasca.

La verifica di funzionamento del campionatore è stata condotta effettuando due distinte serie di prove finalizzate, rispettivamente, a verificare l'affidabilità del campionatore e ad individuare una procedura di campionamento. La prima serie di prove, effettuata su cilindri, ha dimostrato una buona affidabilità dello strumento nella riproduzione della concentrazione effettiva della sospensione. La seconda serie di prove, condotta su una vasca identica a quelle installate nell'area sperimentale di Sparacia, ha evidenziato una apprezzabile variabilità spaziale delle concentrazioni misurate nelle diverse verticali, anche se il valore medio approssima in maniera adeguata la concentrazione effettiva della sospensione presente in vasca. Si è riscontrata tuttavia, soprattutto per bassi valori di concentrazione, una notevole variabilità trasversale nel contenuto dei solidi prelevati.

Questo fenomeno comunque si riduce drasticamente al crescere della concentrazione fino a diventare irrilevante per i valori di concentrazione più elevati (maggiori di 50 g/l).

Sono state inoltre condotte delle analisi statistiche che hanno permesso di concludere che, mediante l'uso del campionatore, il valore atteso della concentrazione misurata è sempre pari alla concentrazione effettiva, che il livello idrico presente in vasca non influenza la misura e che quest'ultima non è legata alla dislocazione della verticale di prelievo.

Infine allo scopo di valutare le modalità operative da adottare in campo, è stato determinato il margine di errore nella stima della concentrazione media in relazione al numero di prelievi effettuati. L'analisi ha permesso di fissare in 5 il numero minimo di prelievi che, al contempo, assicura un margine di errore contenuto e limita l'onerosità del campionamento.

Un altro aspetto esaminato nella presente Tesi è quello relativo alla valutazione sperimentale del fattore di erodibilità del suolo della USLE nel suolo argilloso di Sparacia. Nei modelli USLE e RUSLE il fattore di erodibilità viene definito con riferimento a una condizione standard che è quella di una parcella lunga 22,1 m, inclinata del 9%, priva di vegetazione e lavorata periodicamente a rittochino. La stima del fattore di erodibilità può, inoltre, essere condotta utilizzando il noto abaco di *Wischmeier et al.* (1971).

Differenti indagini sperimentali hanno evidenziato che l'erosività del suolo varia nel corso dell'anno, anche se i fattori che determinano questo tipo di variabilità non sono stati definitivamente chiariti. Un altro aspetto di notevole interesse pratico è quello della possibile dipendenza del fattore di erosività dalla lunghezza della parcella sperimentale; l'approfondimento del suddetto tema consente, per esempio, di valutare se la misura diretta del fattore di erosività effettuata sulla parcella di riferimento risulta idonea per la deduzione di valori sufficientemente accurati della perdita di suolo su parcelle di diversa lunghezza.

Per il territorio siciliano è disponibile un database costituito da misure sperimentali del fattore di erosività condotte per il suolo argilloso di Sparacia su parcelle di lunghezza, variabile fra 11 e 44 m, in un periodo di osservazione pluriennale.

L'indagine condotta ha consentito di determinare il fattore di erosività per l'area sperimentale di Sparacia, ed in particolare, il valore medio annuo del fattore di erosività e la sua variabilità temporale e l'approfondimento dello studio della relazione tra le misure di erosività e la lunghezza della parcella sperimentale.

Il valore medio annuo del fattore di erosività è risultato decrescente con la lunghezza della parcella, confermando quanto riscontrato in una precedente indagine condotta con riferimento ad un database ridotto. La stima indiretta del fattore di erosività, ottenuta con l'utilizzo dell'abaco di *Wischmeier et al.*, è risultata inferiore del 44% rispetto alla misura effettuata nella parcella di riferimento, lunga cioè 22 m, e si è attestata su un valore intermedio tra le misure del fattore di erosività ottenute nelle parcelle di 33 e 44 m. Un simile effetto di scala è stato riconosciuto anche con riferimento ai valori annui e a quelli stagionali del fattore di erosività. Per tutte le parcelle, l'erosività è risultata maggiore nella stagione secca che in quella umida. Infine, tenuto conto che il rapporto fra il valore della perdita di suolo stimato con la USLE e quello misurato è risultato compreso fra 0,99 e 2,27, l'indagine ha indotto a concludere che la USLE può essere utilizzata per stimare l'ordine di grandezza della perdita di suolo media annua, che può essere considerato sufficiente per alcune finalità pratiche.

Un'ulteriore tematica affrontata nella Tesi ha riguardato lo studio della fenomenologia erosiva a scala di versante con particolare riferimento all'influenza della dimensione longitudinale della parcella sui valori di erosione misurati.

Le misure di deflusso e materiale eroso sono effettuate su parcelle tipo *Wischmeier* e microparcelle localizzate su uno stesso versante con pendenza pari a 14,9%. Tenuto conto

che le microparcelle, caratterizzate da valori contenuti della superficie compresa tra 0,06 e 5 m², permettono di rilevare la sola componente erosiva *interrill*, la contemporanea disponibilità per gli stessi eventi erosivi di misure da parcelle Wischmeier, di dimensioni longitudinali comprese tra 11 e 44 m, ha permesso di valutare l'incidenza dell'erosione *rill* sulla perdita di suolo totale. In particolare, indipendentemente dalla tipologia di parcella e dal valore assunto dall'indice di aggressività della pioggia, la percentuale di erosione *rill*, rispetto all'erosione complessiva, è risultata generalmente elevata e compresa tra il 70 e il 99%. Inoltre esaminando i valori di perdita di suolo misurati dalle microparcelle di lunghezza pari a 5 m sono stati osservati sia casi in cui la fenomenologia erosiva è soltanto di tipo *interrill* sia casi di erosione *rill* ed *interrill*.

Anche per i deflussi liquidi prodotti in seguito ad ogni evento erosivo è stato possibile individuare un comportamento differente fra i valori misurati da tutte le tipologie di micro parcelle rispetto a quelli misurati dalle parcelle tipo Wischmeier.

Il risultato di tali indagini mostra come, nella maggior parte degli eventi erosivi, il contributo dell'erosione *interrill* può essere considerato un'aliquota trascurabile dell'erosione complessiva e che, necessariamente, negli approcci modellistici deve essere data maggiore importanza alla stima della componente canalizzata del processo erosivo.

A tale scopo, per la stima dell'erosione canalizzata è stato proposto l'uso di relazioni empiriche che prevedono semplici variabili di ingresso. L'attività di monitoraggio diretto dei *rill*, condotta a Sparacia, nel corso degli ultimi dieci eventi di pioggia erosivi caratterizzati dalla formazione di *rill*, mediante rilievo plano-altimetrico dell'asse dei solchi e mediante il rilievo delle caratteristiche geometriche delle sezioni trasversali dei *rill* in corrispondenza a prefissati transects, ha consentito di calibrare e testare una serie di semplici relazioni geometriche.

Per quanto attiene la relazione tra il volume complessivo di un *rill* e la relativa lunghezza le misure hanno confermato che, come per l'erosione da ephemeral gully e per quella imputabile ai gully, la lunghezza del solco si può considerare un buon indicatore del fenomeno erosivo e può essere, pertanto, efficacemente utilizzata per la determinazione del volume di suolo asportato.

Con riferimento alle misure di volume e di lunghezza di un tratto di solco, i dati rilevati hanno consentito di calibrare una relazione determinata applicando l'analisi dimensionale e la teoria dell'autosimilarità incompleta e verificarla utilizzando i rilievi effettuati nell'evento del 3.10.2011.

Utilizzando ancora le misure relative agli eventi per i quali è disponibile l'informazione altimetrica è stato, infine, studiato il comportamento idraulico dei *rill*.

Le nuove misure sono state utilizzate per controllare l'applicabilità di tre relazioni, riguardanti la geometria idraulica dei *rill* rilevati a Sparacia, in cui la velocità media viene espressa in funzione della pendenza del tratto e della portata, mentre il tirante e la larghezza sono espresse in funzione della pendenza parcellare e della portata. Le suddette relazioni sono risultate maggiormente rispondenti ai dati sperimentali rispetto alle note equazioni potenziali utilizzate per la caratterizzazione idraulica dei *rill*.

Infine viene presentato un confronto tra due metodi di rilievo dei *rill*: quello plano-altimetrico mediante un volo aereo di bassa quota e il metodo tradizionale che fa ricorso a strumenti celerimetrici e al *rillometro*.

Il primo presenta il vantaggio di non essere invasivo, di consentire un rilievo caratterizzato da un notevole dettaglio e speditivo, e di potere effettuare il rilievo immediatamente dopo la fine dell'evento erosivo.

In occasione dell'evento erosivo dell'ottobre 2011, in particolare, è stato realizzato un rilievo piano altimetrico mediante quadricottero Microdrones md4-200 che ha consentito la realizzazione del modello digitale delle elevazioni per le parcelle interessate dalla formazione dei solchi. Per una parcella dell'area sperimentale sono stati eseguiti anche i rilievi dei solchi con il metodo tradizionale (celerimetrico e *rillometro*).

Il ricorso alle misure remote ha richiesto una apposita routine di calcolo per passare dalla informazione fornita dal DEM (quote dei singoli pixel) ai profili delle sezioni trasversali. Il rilievo con il *rillometro*, rispetto a quello ottenuto dal DEM, è caratterizzato da una sovrastima della profondità, da una sottostima della larghezza in superficie e da una sostanziale invarianza dell'area. L'analisi ha dimostrato che il rilievo mediante drone rappresenta una validazione dei risultati pregressi, ottenuti con il metodo tradizionale, riguardanti la modellazione delle caratteristiche geometriche dei *rill* monitorati a Sparacia. Inoltre, la procedura di monitoraggio dell'erosione *rill* mediante rilievi remoti può essere automatizzata provvedendo anche all'estrazione automatica del *rill* a partire dalle informazioni fornite dal DEM.

BIBLIOGRAFIA

1. Abbott M.B., Bathurst J.C., Cunge J.A., O'Connell P.E., Rasmussen J. (1986), *An introduction to the European Hydrological System – Système Hydrologique Européen, "SHE", I. History and philosophy of a physically-based distributed modeling system*. Journal of Hydrology, 87, 45-59.
2. Abrahams A.D., Gang L.I., Parsons A.J. (1996). *Rill hydraulics on a semiarid hillslope, southern Arizona*, Earth Surface Processes and Landforms, 1996, 21, 35-47.
3. Bagarello, V., Baiamonte, G., Ferro, V., Giordano, G. (1996a). *Contributo alla valutazione dei fattori elementari dell'erosione negli studi a scala di bacino*. Quaderni di Idronomia Montana, 15, 47-82.
4. Bagarello V., Ferro V., Giordano G., Minacapilli M. (1996b). *Indagini sperimentali sui deflussi e sull'erosione idrica nei piccoli bacini*, Proceedings Regional Workshop "POP Sicilia – Cartografia Tematica, Morfologia delle Coste, Erosione del Suolo e Gestione dei Sedimenti", Mègier J., Falving S., Baracchini M.L. Eds., Palermo, Italy: Space Applications Institute, Environmental Mapping and Modelling Unit, Centro Comune di Ricerca di ISPRA della Commissione Europea.
5. Bagarello V., Ferro V. (1998). *Calibrating storage tanks for soil erosion measurement from plot*, Earth Surface Processes and Landforms, 23, 1151-1170.
6. Bagarello V., Ferro V., Giordano G. (2003). *Misure di perdita di suolo a scala parcellare nell'area sperimentale di Sparacia*, Quaderni di Idronomia Montana, 21/1, 301-312.
7. Bagarello, V., Di Piazza G.V., Ferro, V. (2004a). *Monitoraggio della perdita di suolo a differenti scale spaziali nell'area di Sparacia*, Rivista di Ingegneria Agraria, 1, 51-64.
8. Bagarello, V., Di Piazza G.V., Ferro, V. (2004b). *Manual sampling and tank size effects on the calibration curve of plot sediment storage tanks*, Transactions of the ASAE, 47(4), 1105-1112.
9. Bagarello, V., Di Piazza G.V., Ferro, V. (2005). *Confronto della perdita di suolo da parcelle di differente lunghezza nell'area di Sparacia*. Atti del Convegno AIIA 2005, "L'ingegneria agraria per lo sviluppo sostenibile dell'area mediterranea", Catania, 27-30 Giugno.
10. Bagarello, V., Ferro, V. (2006). *Erosione e conservazione del suolo*. Ed. Mc-Graw-Hill, Milano, 540 pp.
11. Bagarello V., Birtone M., Di Piazza G.V., Ferro V., Giordano G., Pampalone V., Pomilla S. (2008a). *Verifiche sperimentali della USLE a scala di parcella in Sicilia*, Quaderni di Idronomia Montana, 28/1, 113-141.
12. Bagarello V., Di Piazza G.V., Ferro V., Giordano G. (2008b). *Predicting unit plot soil loss in Sicily, south Italy*, *Hydrological Processes*, 22, 586-595.

13. Bagarello V., Ferro V. (2010). Analysis of soil loss data from plots of different length for the Sparacia experimental area, Sicily, Italy. *Biosystems Engineering*, 105, 411–422.
14. Bagarello V., Ferro V., Giordano G. (2010a). *Misura dell'erosibilità del suolo nelle parcelle sperimentali di Sparacia, in Sicilia*, Atti del XXXII Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, Palermo, 14-17 Settembre 2010. ISBN 978-88-903895-2-8.
15. Bagarello V., Di Stefano C., Ferro V., Giordano G., Iovino M., Pampalone V. (2012a), Estimating the USLE soil erodibility factor in Sicily, South Italy, *Applied Engineering in Agriculture*, American Society of Agricultural and Biological Engineers (ASABE), 28 (2), 199 – 206.
16. Bagarello V., Ferro V., Pampalone V. (2012b), A new expression of the slope length factor to apply USLE-MM at Sparacia experimental area (Southern Italy), in stampa su *Catena*, doi:10.1016/j.catena.2011.06.008. ISSN 0341-8162.
17. Barenblatt G.I. (1979). *Similarity, self-similarity and intermediate asymptotics*, Consultant Bureau, New York.
18. Barenblatt G.I. (1987). *Dimensional analysis*, Gordon & Breach, Amsterdam, The Netherlands.
19. Bazzoffi P. (2007). *Erosione del suolo e Sviluppo Rurale – Fondamenti e Manualistica per la Valutazione Agroambientale*. Edagricole, Bologna, 249 pp.
20. Beven K. (1989). *Changing ideas in hydrology – The case of physically-based models*. *Journal of Hydrology*, Vol.105, 157-172.
21. Bruno C., Ferro V. (2006). *Indagine sperimentale di pieno campo sulla formazione dei rill*, *Rivista di Ingegneria Agraria*, 4, 23-33.
22. Bruno C., Di Stefano C., Ferro V. (2008). *Field investigation on rilling in the experimental Sparacia area, South Italy*, *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, 263-279.
23. Capra A., Ferro V., Scicolone B. (2005). *Erosione da ephemeral gully in un piccolo bacino siciliano*, *Quaderni di Idronomia Montana*, 24, 455-478.
24. Capra A., Di Stefano C., Ferro V., Scicolone B. (2009). *Similarity between morphological characteristics of rills and ephemeral gullies in Sicily, Italy*. *Hydrological Processes*, 23, 3334-3341.
25. Cheng H., Wu Y., Zou X., Si H., Zhao Y., Liu D., Yue X. (2006). *Study of ephemeral gully erosion in a small upland catchment on the Inner-Mongolian plateau*. *Soil & Tillage Research*, 90, 184-193.
26. Casali, J., López, J.J., Giráldez, J.V. (1999). *Ephemeral gully erosion in southern Navarra (Spain)*. *Catena* 36, 65–84.

27. Daba S., Rieger W., Strauss P. (2003). *Assessment of gully erosion in eastern Ethiopia using photogrammetric techniques*, Catena, 50, 273-291.
28. De Santisteban, L.M., Casali, J., Lòpez, J.J., Giràldez, J.V., Poesen, J., Nachtergaele, J. (2005). *Exploring the role of topography in small channel erosion*. Earth Surface Processes and Landforms 30, 591–599.
29. Di Stefano C., Ferro V., (2011). *Measurements of rill and gully erosion in Sicily*, Hydrological Processes 25 (14), 221-2227.
30. Di Stefano C., Ferro V., Pampalone V., Sanzone F. (2013). *Field investigation of rill and ephemeral gully erosion in the Sparacia experimental area, South Italy*, Catena 101, 226–234.
31. Ferro V. (1997). *Applying hypothesis of self-similarity for flow-resistance law of small diameter plastic pipes*, Journal of the Irrigation and Drainage Engineering, 123, 3, 175-179.
32. Ferro V. (1999). *Problematiche inerenti la modellazione e la misura dell'erosione e della produzione di sedimenti*, Atti del seminario AIIA “Monitoraggio e Modellazione dei Processi Idrologici”, Palermo, 1-80.
33. Ferro V. (2010). *Deducing the USLE mathematical structure by dimensional analysis and self-similarity theory*. Biosystems engineering, 106, 216-220.
34. Flanagan D.C., Nearing M.A. (eds.) (1995). *USDA-Water Erosion Prediction project: Hillslope profile and watershed model documentation*, NSERL Report No. 10. USDA-ARS National Soil Erosion Research Laboratory, West Lafayette, IN 47097-1196.
35. Foster G.R., Wischmeier W.H. (1974). *Evaluating irregular slope for soil loss prediction*, Transactions of the ASAE, 305-309.
36. Foster, G.R., McCool, D.K., Renard, K.G., Moldenhauer W.C. (1981). *Conversion of the universal soil loss equation to SI metric units*, Journal of Soil and Water Conservation, November-December, 355-359.
37. Foster G.R., Huggins L.F., Meyer L.D. (1984). *A laboratory study of rill hydraulics: I. Velocity relationships*, Transactions of the ASAE, 27, 790-796.
38. Foster G.R., Yoder D.C., Weesies G.A., McCool D.K., McGregor K.C., Bingner R.L. (2003) *User's Guide, Revised Universal Soil Loss Equation, Version 2, RUSLE2*, USDA-Agricultural Research Service, Washington, D.C.
39. Gilley J.E., Kottwitz E.R., Simanton J.R. (1990). *Hydraulics characteristics of rills*, Transactions of the ASAE, 27, 797-804.
40. Giménez R., Govers G. (2001). *Interaction between bed roughness and flow hydraulics in eroding rills*, Water Resource research, 37 (3), 791 – 799.

41. Giordani C., Zanchi C. (1995). *Elementi di Conservazione del Suolo*. Patron Editore, Bologna, 260 pp..
42. Govers, G. (1992). *Relationship between discharge, velocity and flow area for rills eroding loose, non layered materials*, *Earth Surface Processes and Landforms*, 17, 515-528.
43. Hann, M.J., R.P.C. Morgan. (2006). Evaluating erosion control measures for biorestorement between the time of soil reinstatement and vegetation establishment. *Earth Surf. Proc. Land*. 31(5): 589-597.
44. Ichim I., Mihaiu G., Surdeanu V., Radoane M., Radoane N. (1990). *Gully erosion on agricultural lands in Romania*, *Soil erosion on agricultural land*, Boardman, J. Foster, D.L., Dearing, J.A. Eds., Wiley, 55-67.
45. Joel, A., Messing, I., Seguel, O., Casanova, M., (2002). *Measurement of surface water runoff from plots of two different sizes*, *Hydrological Processes*, 16, 1467-1478.
46. Lang R.D. (1992). *Accuracy of two sampling methods used to estimate sediment concentration in run off from soil-loss plots*, *Earth Surface Processes and Landforms*, 17, 841-844.
47. Lilliefors, H.W. (1967). *On the Kolmogorov-Smirnov test for normality with mean and variance unknown*, *Journal of the American Statistical Association* 62 (318), 399-402.
48. Liu B.Y., Nearing, M.A. Risse L.M. (1994). *Slope gradient effects on soil loss for steep slopes*. *Transactions of the ASAE*, 37, 1835-1840.
49. McCool D.K., Brown L.C., Foster G.R., Mutchler C.K., Meyer L.D. (1987). *Revised slope steepness factor for the Universal Soil Loss Equation*. *Transactions of the ASAE*, 30(5), 1387-1396.
50. McCool D.K., Foster G.R., Mutchler C.K., Meyer L.D. (1989). *Revised slope length factor for the Universal Soil Loss Equation*. *Transactions of the ASAE*, Vol.32, 1571-1576.
51. Meyer I.D., Foster G.R., Romkens M.J.M. (1975). *Source of soil eroded by water from unpland slopes, in Present and Prospective Technology for Predicting Sediment Yields and Sources*. *Agricultural Research Service Report, ARS-S-40*, 177-189.
52. Moges A., Holden H.M. (2008). *Estimating the rate and consequences of gully development, a case study of Umbulo Catchment in southern Ethiopia*, *Land degradation & Development*, 19, 574-586.
53. Moore I.D., Wilson J.P. (1992). *Length-slope factors for the Revised Universal Soil Loss equation*. *Journal of Soil and Water Conservation*, Vol.47, 423-428.
54. Mutchler C.K., Carter C.E. (1983). *Soil erodibility variation during the year*, *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 26(4), 1102-1104.

55. Nachtergaele, J., Poesen, J., Steegen, A., Takken, I., Beuselinck, L., Vandekerckhove, L., Govers, G. (2001). The value of a physically based model versus an empirical approach in the prediction of ephemeral gully erosion for loess-derived soils. *Geomorphology* 40, 237–252.
56. Nearing M.A., Foster, G.R., Lane, L.J., Finkler, S.C., (1989). *A process-based soil erosion model for USDA-Wate Erosion Prediction Project technology*, Transactions of the ASAE, 32, 1587-1593.
57. Nearing, M.A., Lane, L.J., Alberts, E.E., Laflen, J.M. (1990). *Prediction technology for soil erosion by water: status and research needs*. Soil Science Society America Journal, 54, 1702-1711.
58. Nearing M.A. (1997). *A single continuous function for slope steepness influence on soil loss*. Soil Science Society of America Journal, 61, 917-919.
59. Parsons, A.J., Brazier, R.E., Wainwright, J., Powell, D.M. (2006). *Scale relationships in hillslope runoff and erosion*, Earth Surface Processes and Landforms, 31, 1384-1393.
60. Rejman, J., Usowicz, B., Dębicki, R. (1999). *Source of errors in predicting soil erodibility with USLE*, Polish Journal of Soil Science, 32(1), 13-22.
61. Rejman, J., Brodowski, R., (2005). *Rill characteristics and sediment transport as a function of slope length during a storm event on loess soil*. Earth Surface Processes and Landforms 30, 231–239.
62. Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies. G.A., Porter J.P. (1991). *RUSLE*. Revised universal soil loss equation. Journal of Soil and Water Conservation, Vol.46, 30-33
63. 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 Agriculture Handbook No.703.
64. Salvador Sanchis M.P., Torri D., Borselli L., Poesen J. (2008). *Climate effects on soil erodibility*, Earth Surface Processes and Landforms, 33, 1082-1097, doi: 10.1002/esp.1604.
65. Sheridan G.J., So H.B., Loch R.J. (2003). *Improved slope adjustment functions for soil erosion prediction*. Australian Journal of Soil Research, 41, 1489-1508.
66. Soil Survey Staff (2006). *Keys to Soil Taxonomy*, 10th Edn, USDA-Natural Resources Conservation Service, Washington, DC, USA.
67. Torri, D., Borselli, L., Guzzetti, F., Calzolari, C., Bazzoffi, P., Ungaro, F., Bartolini, D., Salvador Sanchis, M.P. (2006). *Soil erosion in Italy: an overview*. In Soil Erosion in Europe, Boardman J., Poesen J. (eds.), Wiley, New York, 245-261.

68. Williams, J.R., Berndt, H.D. (1972). *Sediment yield computed with universal equation*, Journal of the Hydraulic Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers, 98, HY12, 2087-2098.
69. Wischmeier W.H., (1959). *A rainfall erosion index for a Universal Soil Loss Equation*. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 23(3), 246-249.
70. Wischmeier W.H., Smith, D.D. (1965). *Predicting rainfall-erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains – Guide for selection of practices for soil and water conservation*. U.S. Dept. of Agric., Agr. Handbook no. 282.
71. Wischmeier W.H., Johnson C.B., Cross B.V. (1971). *Soil erodibility nomograph for farmland and construction sites*. Journal of Soil and Water Conservation, 26, 189-193.
72. Wischmeier W.H., Smith, D.D. (1978). *Predicting rainfall-erosion losses – A guide to conservation farming*. U.S. Dept. of Agric., Agr. Handbook no. 537.
73. Zanchi C. (1988). Soil loss and seasonal variation of erodibility in two soils with different texture in the Mugello valley in Central Italy, Catena Supplement, 12(1), 167-174.
74. Zhang Y., Wu Y., Liu B., Zheng Q., Yin J. (2007). Characteristics and factors controlling the development of ephemeral gullies in cultivated catchments of black soil region, Northeast China, Soil & Tillage Research, 96, 28-41.

RINGRAZIAMENTI

Ringrazio il mio tutor, l'ing. Di Stefano, e il prof. Ferro, per la disponibilità che hanno sempre mostrato, per l'interesse e l'entusiasmo nei confronti della ricerca scientifica che mi hanno trasmesso.

Ringrazio tutti i miei colleghi, a cui mi lega una sincera amicizia, e in particolare Giuseppe Carollo e Vincenzo Pampalone che nel corso di questi tre anni sono stati una insostituibile "guida" nell'attività di ricerca.

Un sentito ringraziamento va alla mia famiglia e in particolare ai miei genitori, ai quali va una notevole parte del merito per il raggiungimento dei risultati che finora ho conseguito e a mia moglie Liliana, insostituibile faro illuminante della mia vita.

Infine rivolgo un sentito grazie agli operai agricoli del laboratorio di Idrologia agraria ed in particolare al sign. Michele Fruscione, per il notevole contributo datomi in occasione delle sperimentazioni di laboratorio e di campo descritte nella tesi.