

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI NAPOLI FEDERICO II



Dottorato di Ricerca in Valorizzazione e Gestione delle Risorse Agro-Forestali

XXIV CICLO

Tesi per il conseguimento del titolo

Dipartimento di Ingegneria Agraria ed Agronomia del Territorio

Approcci innovativi per l'identificazione del degrado per erosione idrica in ambienti agro-forestali mediterranei

Coordinatore

Chiar.^{mo} Prof. Guido D'Urso

Candidata

Dott.ssa Melania De Falco

Tutor

Chiar.^{mo} Prof. Nunzio Romano

Co-Tutor

Chiar.^{mo} Ing. Giovanni Battista Chirico

Chiar.^{mo} Prof. Antonio Santo

Novembre 2011

Indice	Pag. » I
Riassunto	» IV
CAPITOLO I – Introduzione	» 1
1. Motivazioni del lavoro	» 1
1.1 Obiettivi specifici e struttura della Tesi	» 2
Bibliografia	» 5
CAPITOLO II – Processi fisici e modelli di valutazione dell’erosione idrica del suolo	» 7
1. Erosione: definizioni	» 7
2. Processi e forme di erosione	» 8
2.1 Erosione interrill	» 9
2.1.1 Erosione da impatto (rainsplash erosion)	» 9
2.1.2 Deflusso superficiale (overland flow o surface runoff)	» 11
2.2 Erosione per solchi (rill erosion)	» 13
2.3 Erosione per fossi (gully erosion)	» 14
3. Fattori di erosione	» 16
3.1 Clima	» 16
3.2 Erodibilità del suolo	» 17
3.3 Morfologia	» 18
3.4 Uso Suolo	» 19
4. Modelli per la valutazione dell’erosione idrica	» 20
4.1 Introduzione	» 20
4.2 Modelli empirici	» 21
4.2.1 Modello USLE	» 22
4.2.2 Modifiche al modello USLE	» 29
4.3 Modelli concettuali	» 31
4.4 Modelli fisicamente basati	» 32
4.5 Il concetto di scala nei modelli di erosione	» 35
4.5.1 Modelli di calibrazione	» 36
4.5.2 Modelli multiscala	» 36
4.5.3 Modelli concentrati	» 37
4.6 Scala temporale nei modelli di erosione	» 37
5. Valutazione del rischio erosione su scala mondiale, internazionale e nazionale	» 38
6. Definizione del degrado ambientale per fenomeni di erosione idrica del suolo	» 40
6.1 Fattori di pericolosità e di vulnerabilità	» 40
7. Inquadramento dell’area di studio	» 44
7.1 Inquadramento geologico-geomorfologico	» 44
7.2 Inquadramento climatico	» 46
7.3 Inquadramento vegetazionale	» 47
Bibliografia	» 50
CAPITOLO III – Valutazione dell’indice di erosività in Campania	» 61
1. Erosività della pioggia	» 61
2. Indici di erosività della pioggia	» 62
2.1 Indice di erosività R	» 64

2.2	Procedure semplificate per la stima dell'indice di erosività	Pag. » 65
3.	Valutazione dell'indice di erosività mensile R_m in Campania	» 69
3.1	Pluviometri e dati pluviometrici	» 69
3.1.1	Dati pluviometrici delle stazioni automatiche	» 70
3.1.2	Dati pluviometrici delle stazioni meccaniche	» 75
3.2	Stima dell'indice R mensile e stagionale dai dati pluviometrici a scala sub-oraria	» 78
3.3	Sviluppo del modello semplificato per la stima di R da dati pluviometrici giornalieri e mensili	» 81
3.3.1	Analisi dei dati e costruzione di un modello di regressione	» 82
3.3.2	Calibrazione del modello	» 86
3.3.3	Prestazione e validazione del modello	» 92
	Bibliografia	» 97
CAPITOLO IV – Spazializzazione dell'indice R		» 103
1.	Introduzione	» 103
2.	Teoria delle variabili regionalizzate	» 103
3.	Analisi della dipendenza spaziale	» 105
4.	Modelli di variogramma	» 107
5.	Modelli anisotropi	» 108
6.	Interpolazione mediante Kriging	» 110
6.1	Il Kriging puntuale	» 110
6.2	Proprietà del Kriging	» 112
6.3	Co-Kriging	» 112
6.4	Varianti del Kriging	» 113
6.5	Cross validation	» 114
7.	Spazializzazione dell'indice R in Campania	» 115
7.1	Database dei dati pluviometrici	» 115
7.2	Analisi spaziale dei dati disponibili	» 123
7.3	Modellizzazione della struttura spaziale dell'erosività	» 127
7.4	Cross validazione	» 131
7.5	Mappe di erosività	» 133
7.6	Mappe di errore	» 135
8.	Mappe di probabilità: Indicator Kriging	» 136
8.1	Rainfall Erosivity Density	» 138
8.2	Definizione del valore soglia di erosivity density e creazione delle mappe	» 144
	Bibliografia	» 147
CAPITOLO V – Il fattore topografico		» 148
1.	Metodi di stima del fattore topografico	» 148
2.	Calcolo del fattore topografico in Campania	» 151
	Bibliografia	» 156
CAPITOLO VI – Erodibilità all'erosione idrica dei suoli in Campania		» 159
1.	Introduzione	» 159
2.	Metodi di valutazione dell'erodibilità del suolo	» 161
3.	I suoli in Campania: I Sistemi di Terre della Campania	» 165

4. Stima del fattore K in Campania	Pag. » 169
4.1 Confronto tra metodi e limiti applicativi del fattore K	» 176
4.2 Approccio probabilistico per la scelta dell' indice di erodibilità	» 181
Bibliografia	» 187
CAPITOLO VII – Fattore di copertura del suolo	» 190
1. L'ambiente forestale della Campania	»
190 Metodi di valutazione del fattore di copertura vegetale	»
192 Stima del fattore di C in Campania	»
193 Gli indici di vegetazione	» 193
3.2 Utilizzo dell'NDVI per la definizione del fattore di copertura	» 195
3.3 Mappe stagionali del fattore di copertura in Campania	» 196
Bibliografia	» 207
CAPITOLO VIII – Altri fattori di vulnerabilità all'erosione idrica dei suoli	» 210
1. Introduzione	» 210
2. Caratterizzazione del substrato geologico	» 211
3. Valutazione degli spessori dei suoli	» 215
3.1 Spessori delle coperture piroclastiche della Campania	» 216
Bibliografia	» 221
CAPITOLO IX – Scenari di degrado da erosione idrica in Campania	» 224
1. Valutazione della pericolosità	» 224
2. Valutazione della vulnerabilità	» 225
3. Valutazione del degrado	» 229
4. Validazione del metodo	» 231
Bibliografia	» 235
CONCLUSIONI	» 236
Ringraziamenti	» 238
Allegato 1	» 239
Allegato 2	» 250
Allegato 3	» 269
Allegato 4	» 277

Riassunto

Il territorio è soggetto a continue sollecitazioni per effetto di agenti naturali e attività antropiche e quando l'intensità di queste sollecitazioni supera una certa intensità, il territorio può evolvere verso nuove condizioni di equilibrio attraverso processi di degrado ovvero processi regressivi della produttività o della funzionalità dell'ambiente.

Molte delle dinamiche di degrado registrate negli ultimi decenni nei paesi occidentali sono anche il risultato delle evoluzioni socio-economiche del dopoguerra, che hanno comportato un rapido cambiamento dell'uso del suolo in conseguenza dell'abbandono delle attività primarie in aree agro-forestali a favore delle attività manifatturiere e del terziario concentrate in aree di intensa urbanizzazione.

I territori del bacino del mediterraneo, in particolare, sono ancor più esposti a questi fenomeni di degrado, a causa della notevole vulnerabilità dei contesti ambientali che hanno raggiunto una particolare condizione di equilibrio, al fine di adattarsi all'alternanza di stagioni climatiche umide e secche. L'erosione del suolo è certamente uno dei processi di degrado più significativi. Le cause principali di questi processi erosivi intensi sono spesso da ascrivere a particolari condizioni morfologiche del territorio, eventi meteorici estremi e pratiche di gestione del territorio non sempre corrette.

L'obiettivo generale del progetto di Tesi di Dottorato è stato identificare i caratteri principali di scenari di degrado per fenomeni da erosione idrica in ambienti collinari e montani della Regione Campania. Si propone l'impiego di un approccio basato sull'identificazione dei fattori di pericolosità e di vulnerabilità, evidenziando per alcuni di questi i caratteri di stagionalità tipici delle zone a clima mediterraneo. Inoltre, la rappresentazione degli scenari di degrado è stata effettuata considerando un orizzonte temporale di medio-lungo termine, che tiene conto del fatto che il danno subito dal suolo può essere mitigato nel tempo, grazie alle caratteristiche di resilienza del sistema.

In particolare, per la definizione della pericolosità sono stati considerati l'aggressività della precipitazione e l'orografia del territorio; invece, per identificare i caratteri di vulnerabilità del sistema sono stati considerati l'erodibilità dei suoli, la copertura vegetale, lo spessore dei suoli e la tipologia del substrato geologico.

L'indice di erosività della pioggia è stato stimato mettendo a punto un modello di regressione che considera i valori medi mensili delle massime piogge giornaliere ed i valori cumulati mensili; il modello tiene anche conto di una funzione periodica a due parametri che rappresenta la diversa occorrenza delle piogge intense e di breve durata nel corso dell'anno. Mediante un'analisi geostatistica è stata poi effettuata una distribuzione spaziale dello stesso indice. Il fattore topografico è stato stimato considerando il concetto di indice topografico LS (pendenza e lunghezza libera di ruscellamento del versante) introdotto nel modello empirico USLE ed utilizzando l'area contribuente specifica per la stima della lunghezza delle aree di versante.

Il grado di vulnerabilità dei suoli all'erosione idrica è stato definito mediante una procedura semi-probabilistica a partire dalle informazioni presenti nei Sistemi di Terra della Campania, mentre il fattore di copertura della vegetazione è stato valutato a partire dalle immagini dell'indice di vegetazione NDVI e considerando la dinamica stagionale della stessa. L'insieme poi delle informazioni presenti sui Sistemi delle Terre della Campania e analisi condotta da interpretazione di aerofoto ha permesso la stima degli spessori dei vari sistemi di suolo e delle coperture piroclastiche presenti sui massicci carbonatici della Campania che, insieme alla descrizione della natura

geolitologica dei terreni presenti e del loro grado di pedogenizzazione ha permesso di integrare ulteriormente la vulnerabilità considerando anche la resilienza del sistema.

Analizzati e stimati i vari fattori, tramite l'impiego di un GIS, sono state elaborate le mappe di pericolosità e vulnerabilità ed è stata quindi redatta una mappa del degrado da erosione idrica del suolo per la Regione Campania mediante prodotto tra pericolosità e vulnerabilità.

Il metodo applicato è stato poi validato mostrando come aree diverse tra loro da un punto di vista geologico/geomorfologico, se soggette ad un evento perturbativo (incendio o un'erosione profonda) riescano, nel tempo, a reagire o meno all'evento perturbativo ritornando in uno stato di equilibrio.

Dall'analisi delle mappe di pericolosità, risulta che i valori più elevati si raggiungono nella stagione autunnale, periodo in cui le piogge sono più aggressive e per questo conferiscono una intensità maggiore ai processi di erosione e di trasporto al suolo. Dall'analisi spaziale del grado di pericolosità, inoltre, si evidenzia come la maggiore criticità sia distribuita soprattutto sui principali rilievi montuosi della Regione.

L'analisi delle mappe di vulnerabilità, elaborate considerando due orizzonti temporali di riferimento (medio-lungo termine e lunghissimo termine), evidenzia in generale una criticità maggiore nella stagione invernale, in cui il suolo presenta un grado di copertura vegetale inferiore rispetto agli altri periodi dell'anno. Nel medio-lungo termine le aree più vulnerabili sono quelle caratterizzate da suoli maggiormente erodibili o con spessori sottili. Analizzando, invece, l'orizzonte temporale a lunghissimo termine, risulta che la vulnerabilità maggiore si riscontra per le aree in cui i suoli sono poco spessi e presentano un substrato geologico con grado di pedogenizzazione molto basso (massicci carbonatici), mentre una vulnerabilità bassa si riscontra per suoli che pur essendo molto erodibili presentano un substrato molto pedogenizzabile (quello argilloso). Quest'ultimo risultato rileva, infatti, l'importanza della resilienza del sistema.

Tale risultato è confermato anche dalle mappe di degrado, che presentano una bassa criticità per le aree in cui i suoli hanno spessori notevoli o un elevato grado di pedogenizzazione del substrato. Di contro, le aree più critiche risultano quelle dei principali massicci carbonatici con presenza di suoli poco spessi.

Capitolo I – Introduzione

1. Motivazioni

In questa tesi di dottorato per territorio si considera, con un'accezione un po' ampia, quel particolare ambiente fisico che comprende anche il clima, l'idrologia, la morfologia, i suoli, la vegetazione, nella misura in cui queste caratteristiche ne influenzano le potenzialità di una ottimale utilizzazione (concetto dinamico-funzionale).

Il territorio è soggetto a continue sollecitazioni per effetto di agenti naturali e attività antropiche. Quando l'intensità di queste sollecitazioni supera una certa intensità, il territorio può evolvere verso nuove condizioni di equilibrio attraverso processi di degrado ovvero processi regressivi della produttività o della funzionalità dell'ambiente (Lal, 1994).

Molte delle dinamiche di degrado registrate negli ultimi decenni nei paesi occidentali sono anche il risultato delle evoluzioni socio-economiche del dopoguerra, che hanno comportato un rapido cambiamento dell'uso del suolo in conseguenza dell'abbandono delle attività primarie in aree agro-forestali a favore delle attività manifatturiere e del terziario concentrate in aree di intensa urbanizzazione. Ampie zone dell'area del Mediterraneo sono interessate dal problema dell'abbandono delle zone agricole marginali (Sanroque, 1987; Rubio, 1995). Dal 2000 si è avuto un abbandono dei suoli destinati alle attività agricole dell'8% - 15%.

I territori del bacino del mediterraneo sono ancor più esposti a questi fenomeni di degrado, a causa della notevole vulnerabilità di contesti ambientali che hanno raggiunto una particolare condizione di equilibrio, al fine di adattarsi all'alternanza di stagioni climatiche umide e secche.

L'erosione del suolo è certamente uno dei processi di degrado più significativi. Sia l'UNEP, sia la Comunità Europea che l'OCSE hanno sempre considerato l'erosione come uno dei fenomeni che principalmente influenza il degrado dell'ambiente; degrado inteso non solo come perdita delle caratteristiche fisiche e biochimiche, ma anche della redditività economica. Pertanto, il riconoscimento e il controllo dei fenomeni di erosione dei suoli è di fondamentale importanza per la corretta gestione del territorio agro-forestale, nonché per la salvaguardia delle infrastrutture contermini. Attualmente, a livello mondiale, 12 milioni di ettari vengono distrutti e abbandonati ogni anno perché non più produttivi. In molte regioni tale perdita di suolo è la maggior causa di carenza di cibo e di denutrizione (Morgan, 1992).

Oltre alla perdita di suolo, l'erosione crea notevoli problemi ambientali. I fertilizzanti e i pesticidi, utilizzati in modo massiccio, vengono asportati con le particelle del suolo creando un danno economico, di inquinamento e di distruzione degli habitat naturali. Le cause principali di questi processi erosivi intensi sono spesso da ascrivere a particolari condizioni morfologiche del territorio, eventi meteorici estremi e pratiche di gestione del territorio non sempre corrette. Il fenomeno dell'erosione idrica, infatti, è spesso aggravato da una serie di caratteristiche tipiche delle aree mediterranee, tra cui:

- presenza di pendii ripidi

Territori morfologicamente complessi come quelli della Regione Campania, in cui predominano gli ambienti collinari e montani con versanti a pendenze elevate, sono maggiormente esposti ai processi erosivi.

- precipitazioni intense a carattere temporalesco

Nelle aree con clima mediterraneo si verificano, soprattutto durante la stagione autunnale, delle precipitazioni con forte intensità e breve durata che hanno una energia erosiva molto elevata. Queste precipitazioni erosive si verificano soprattutto nelle stagioni di riposo vegetativo, quando la vegetazione offre un grado di protezione inferiore.

- alterazione della copertura vegetale di protezione del suolo

L'impiego di tecniche colturali non sostenibili su terreni in pendenza, senza adeguati interventi preventivi anti-erosivi, determinano un incremento di intensità dell'erosione.

In aree collinari e montane, gli incendi forestali sono i principali processi degenerativi della copertura del suolo. Gli incendi incrementano l'erosione in seguito alla distruzione della copertura vegetale, riducendo l'effetto di intercettazione delle gocce di pioggia; inoltre creano una pellicola superficiale idrorepellente che favorisce i processi di ruscellamento. Un incendio incrementa i processi di erosione di diversi ordini di grandezza quando sono seguiti da un periodo di intense piogge.

Negli ultimi decenni sono stati sviluppati e utilizzati diversi approcci (empirici, concettuali e fisicamente basati) per la stima dell'erosione idrica dei suoli. Gli approcci empirici hanno avuto il pregio di individuare i principali fattori fisici che influenzano il fenomeno dell'erosione, grazie alla possibilità di utilizzare un gran numero di dati osservati anche in zone diverse del pianeta.

Con specifico riferimento all'ambito europeo, sono stati proposti diversi modelli per la valutazione dell'erosione idrica dei suoli (Gobin et al., 2002). Per il territorio italiano, invece, a scala regionale sono stati proposti diversi studi, soprattutto nelle regioni meridionali, mentre in ambito campano sono stati effettuati solo studi di dettaglio a scala locale e non è stato mai trattato il tema dell'erosione idrica dei suoli su scala regionale.

Inoltre i vari modelli utilizzati, in genere, stimano la perdita di suolo senza tener conto dell'effettivo danno subito dal sistema in funzione sia dell'intensità del fenomeno sia delle caratteristiche del sistema stesso. In pratica se due aree sono caratterizzate dalla stessa quantità di perdita di suolo, potrebbero subire danni completamente diversi a secondo di quanto il sistema sia più o meno vulnerabile.

E' sulla base di queste ultime considerazioni che si fonda l'obiettivo primario del presente progetto di Tesi di Dottorato: sviluppare strumenti per la valutazione di scenari di degrado da erosione idrica superficiale del suolo, con specifico riferimento all'ambiente collinare-montano della Regione Campania tenendo conto dei fattori di pericolosità e di vulnerabilità.

1.1 Obiettivi specifici e struttura della Tesi

Secondo la definizione data dalla UNISDR (2009), il termine "environmental degradation" si riferisce a "*the reduction of the capacity of the environment to meet social and ecological objectives and needs*". Questa riduzione di capacità dell'ambiente può essere il risultato sia di una eccessiva pericolosità degli eventi calamitosi (ovvero della loro frequenza e intensità) sia di una eccessiva vulnerabilità dei beni esposti. La vulnerabilità è influenzata da quelle caratteristiche del sistema esposto che lo rende suscettibile a subire un danno in occasione di un evento calamitoso. Sempre secondo le prescrizioni UNISDR (2009), la resilienza è l'abilità del sistema esposta ad un

fenomeno calamitoso, di assorbire, rimediare e recuperare al danno subito in un modo più o meno rapido, ripristinando la sua struttura e le sue funzioni essenziali.

Nel caso specifico degli scenari di erosione idrica dei suoli in ambito collinare e montano, sono stati identificati i seguenti fattori di pericolosità:

- l'energia erosiva delle precipitazioni;
- le caratteristiche morfologiche che indirettamente condizionano l'intensità del ruscellamento e, quindi, la capacità di trasporto del suolo;

Sono stati inoltre identificati i seguenti fattori di vulnerabilità:

- l'erodibilità del suolo, ovvero la sua caratteristica intrinseca che lo rende più o meno soggetto a processi di distacco delle particelle e al trasporto superficiale;
- lo spessore del suolo;
- la possibilità del substrato di essere pedogenizzato;
- la dinamica della vegetazione

L'identificazione e la stima dei vari fattori di pericolosità e vulnerabilità sono state effettuate considerando come unità di riferimento spaziale il versante, mentre la scala di rappresentazione utilizzata è quella regionale.

Per quanto concerne la scala temporale, la rappresentazione degli scenari di degrado è stata effettuata considerando un orizzonte di medio-lungo termine, che tiene conto del fatto che il danno subito dal suolo può essere mitigato nel tempo, grazie alle caratteristiche di resilienza del sistema (spessore dei suoli e velocità di pedogenizzazione del substrato). Inoltre considerato il carattere stagionale di alcuni dei fattori in esame, come le piogge e la vegetazione, i dati sono stati aggregati alla scala stagionale.

L'intero progetto di Tesi è articolato su due fasi principali: una prima fase prevede la stima dei vari fattori di pericolosità e di vulnerabilità ed una fase successiva in cui i vari fattori vengono indicizzati per la stima del degrado all'erosione idrica definito come prodotto tra la pericolosità dell'evento e la vulnerabilità del sistema.

Nello specifico, il secondo capitolo tratta ampiamente i processi fisici e le principali forme di erosione. Inoltre sono descritti i principali modelli empirici, concettuali e su base fisica per la valutazione dell'erosione idrica e viene presentato il modello proposto per il seguente studio. Infine si descrivono brevemente le principali caratteristiche (geologiche, climatiche e vegetazionali) dell'area di studio.

Il terzo capitolo è dedicato alla stima dell'indice di erosività della pioggia in Campania mediante l'utilizzo di un modello di regressione a quattro parametri sulla base dei valori medi mensili delle massime piogge giornaliere e dei cumulati mensili. In particolare, data la difficoltà di stimare l'erosività a scala regionale da dati di pioggia con risoluzione temporale sub-oraria, viene calibrato e validato un modello semplificato di stima dell'erosività a partire da dati di pioggia giornaliera. Il modello proposto ha una struttura lineare in scala logaritmica, con una intercetta variabile di mese in mese secondo una funzione periodica a due parametri, che rappresenta la diversa occorrenza delle piogge intense di breve durata nel corso dell'anno (stagionalità tipica delle aree a clima mediterraneo) rispetto ai massimi mensili di pioggia a scala giornaliera e che può essere interpretata come una legge di scala mensile tra i valori medi della pioggia massima giornaliera ed oraria.

Il quarto capitolo descrive la spazializzazione dell'indice di erosività mediante analisi geostatistica. In particolare la prima parte descrive alcuni concetti teorici della geostatistica e delle principali tecniche di interpolazione; nella seconda parte, invece,

si presenta l'applicazione del kriging per la modellazione spaziale dell'erosività in Campania e l'elaborazione di mappe a scala stagionale.

Il quinto capitolo esamina il fattore topografico per la descrizione delle caratteristiche morfologiche che influenzano i processi di ruscellamento superficiale. Tale indice è calcolato mediante la relazione di Moore & Burch (1986) che, sulla base del concetto di indice topografico LS (pendenza e lunghezza libera di ruscellamento del versante) introdotto nel modello empirico USLE di Wischmeier & Smith (1978), utilizza l'area contribuente specifica per la stima della lunghezza delle aree di versante.

Il sesto capitolo è dedicato alla valutazione del fattore di erodibilità del suolo. In particolare sulla base dei dati presenti nei Sistemi di Terre della Campania (Di Gennaro, 2002) si calcola il fattore di erodibilità grazie all'applicazione dei tre metodi alternativi selezionati tra quelli maggiormente utilizzati (Wischmeier et al., 1971; Torri et al., 1997; Borselli et al., 2009). Successivamente, si propone una procedura semi-probabilistica per la stima del grado di vulnerabilità relativa dei suoli per effetto della loro erodibilità, in ambito regionale.

Il settimo capitolo è incentrato sulla stima del fattore di copertura vegetale a partire dall'indice di vegetazione NDVI. Nel dettaglio, dalle mappe di NDVI relativi agli anni 2003 e 2009 e mediante le mappe di uso del suolo della Campania classificate secondo la legenda Corine Land Cover del 2006 si definisce un indice di NDVI per ogni classe di uso del suolo e dalla relazione di Van der Knijff (1999) si valuta il fattore di copertura. Considerata l'importanza della variabilità stagionale della vegetazione il fattore di copertura viene rappresentato mediante elaborazione di mappe a scala stagionale.

L'ottavo capitolo è dedicato ad altri due fattori che influiscono sulla vulnerabilità del sistema: lo spessore dei suoli e la velocità di pedogenizzazione del substrato geologico. Lo spessore dei suoli è valutato integrando le informazioni presenti sul Sistema di Terre della Campania e la stima degli spessori delle coperture piroclastiche che mantellano i principali massicci carbonatici della regione in seguito alle varie eruzioni vulcaniche avvenute negli ultimi 17.000 anni. La velocità di pedogenizzazione si valuta considerando i processi di pedogenesi dei principali complessi litologici presenti sul territorio. Bisogna sottolineare che quest'ultimo fattore viene utilizzato per definire gli scenari di degrado ad una scala temporale di lunghissimo termine, considerato i tempi relativamente lunghi dei processi di pedogenesi, ma da cui non si può prescindere quando si considerano le caratteristiche di resilienza del sistema.

Il nono capitolo, infine, descrive i risultati dell'intero studio, mediante l'elaborazione delle mappe di degrado stagionale attraverso la valutazione della pericolosità e della vulnerabilità. In particolare la pericolosità viene stimata mediante prodotto dei due fattori (erosività delle piogge e fattore topografico) per ottenere l'intensità dei processi di erosione e trasporto; la vulnerabilità, che per definizione assume valori compresi tra 0 e 1, è calcolata mediante media geometrica dei fattori. Il degrado è, invece, calcolato come prodotto tra pericolosità e vulnerabilità.

BIBLIORAFIA

- Borselli I., Cassi P., Salvador Sanchis P. (2009).** Soil Erodibility Assessment for Applications at Watershed Scale. In “Manual of Methods for Soil and Land Evaluation”, Edoardo A.C. Costantini Eds., Science Publisher Inc.,. ISBN 978-1-57808-571-2/November 2009. pp.600.
- Di Gennaro A. (2002).** I sistemi di terre della Campania. Carta 1:250.000 e Legenda. Selca, Firenze
- Gobin A., Gover G., Jones R. J. A., Kirkby M. J., Kosmas C. (2002).** Assessment and reporting on soil erosion: background and workshop report. Copenhagen. EEA Technical Report 84. pp 131.
- Lal R. (1994).** Tillage effects on soil degradation, soil resilience, soil quality and sustainability. Soil Tillage Res. 27: 1-8.
- Moore I. D., Burch G. J. (1986).** Modeling erosion and deposition: Topographics effects. Transaction ASAE. 29:1624-1640.
- Morgan R. P. C. (1992).** Soil Erosion in the Northern Countries of the European Community. EIW Workshop. Elaboration of a Framework of a Code of Good Agricultural Practices, Brussels, 21-22 May, 1992.
- Rubio J. L. (1995).** Soil erosion effects on burned areas. In: R. Fantechi, D. Peter, P. Balabanis and J.L. Rubio Eds., Desertification in a European context: Physical and socio-economic aspects. Commission of the European Communities, ECSC-EC-EAEC, Brussels, Belgium.
- Sanroque P. (1987).** La erosión del suelo. In El Medio Ambiente en la Comunidad Valenciana. Ed: Generalitat Valenciana. Valencia, Spain.
- Torri D., Poesen J., Borselli L. (1997).** Predictability and uncertainty of the soil erodibility factor using a global dataset. ELSEVIER, CATENA 31:1-22.
- UNISDR (2009).** On Disaster Risk Reduction. Published by the United Nations International Strategy for Disaster Reduction (UNISDR) Geneva, Switzerland, May 2009.
- Van der Knijff J. M., Jones R. J. A., Montanarella L. (1999).** Soil erosion risk assessment in Italy. European Soil Bureau. EUR 19044 EN. pp.52.
- Wischmeier W. H., Johnson C. B., Cross B. V. (1971).** A soil erodibility nomograph for farmland and construction sites. Journal of Soil and Water Conservation 26:189-193.

Wischmeier W. H., Smith D. D. (1978). Predicting rainfall erosion losses: A guide to conservation planning. U.S. Department of Agriculture, Washington, DC, USA. Agriculture Handbook 537.

CAPITOLO II - PROCESSI FISICI E MODELLI DI VALUTAZIONE DELL'EROSIONE IDRICA DEL SUOLO.

1. Erosione: definizioni

Il termine erosione del suolo, introdotto per la prima volta nel XX secolo ed utilizzato con maggiore frequenza dal 1930 descrive il processo che porta all'asportazione del materiale che caratterizza la parte superficiale del terreno ad opera di agenti atmosferici, quali l'acqua, il ghiaccio ed il vento. Si parla rispettivamente di erosione idrica, erosione glaciale ed erosione eolica.

Tale fenomeno prevede diverse fasi: l'asportazione delle particelle di suolo (*detachment*), il loro trasferimento dalla superficie del suolo alla corrente di trasporto (*entrainment*), il trasporto da parte degli agenti erosivi (*transport*) e, quando l'energia necessaria al trasporto non è più disponibile, il deposito delle particelle (*deposition*).

Una importante differenza fu introdotta da Bennet nel 1939, il quale distinse un'erosione "normale" detta anche "erosione geologica" da un "erosione accelerata", quest'ultima suddivisa a sua volta in "erosione accelerata naturale" ed "erosione accelerata antropica".

In condizioni normali, infatti, esiste un equilibrio tra le varie fasi, per cui il distacco delle particelle, sufficientemente lento, è bilanciato dalla loro deposizione ed il suolo mantiene uno spessore pressoché inalterato. Quando, invece, il fenomeno è accelerato, a causa di attività antropiche (coltivazione, pascolo, costruzione di infrastrutture) o per fenomeni naturali estremi, l'intero spessore del suolo può essere asportato, determinando così:

- la perdita di elementi nutritivi per le piante;
- la riduzione dello spessore coltivabile;
- la riduzione del trasporto solido dei corsi d'acqua, con conseguente rischio di inondazioni;
- l'innescò di dissesti che possono alterare fortemente il paesaggio e, nei casi più gravi, produrre danni a uomini e cose.

L'erosione idrica del suolo può essere definita come il processo di distacco, trasporto e deposizione delle particelle di suolo ad opera delle gocce di piogge e delle acque di ruscellamento. Il processo erosivo, quindi, si sviluppa grazie alle forze esercitate dalle gocce di pioggia e dalla corrente superficiale che agiscono sulla superficie terrestre. Esso, infatti, è legato alle suddette forze ed alla resistenza del suolo al distacco, e dipende dalla capacità di trasporto dell'acqua e dall'attitudine al trasporto delle particelle. L'attitudine al trasporto delle particelle di suolo, definite anche sedimenti, dipende dalle loro dimensioni e dal peso specifico. La quantità di sedimento eroso che raggiunge una stabilita area definisce la resa solida (*sediment delivery*). La capacità di trasporto (*transport capacity*) dell'acqua, invece, è definita come la massima quantità di sedimento che una specifica corrente può trasportare senza che avvenga deposizione e dipende dalle caratteristiche idrauliche del mezzo.

Quando la capacità di trasporto dell'acqua è più bassa rispetto alla quantità di particelle trasportate, si verificano fenomeni di deposizione.

L'attitudine dell'acqua a produrre erosione e distacco dei sedimenti viene definita erosività, mentre quella del suolo ad essere erosi viene definita erodibilità. Questi, a loro volta, possono essere accentuate o inibite da altri fattori, quali la morfologia dell'area, la vegetazione e le pratiche di gestione del territorio.

2. Processi e forme di erosione

L'erosione idrica può essere prodotta dall'acqua sia per effetto di fenomeni naturali (pioggia, neve) che artificiali (irrigazione). Quando per effetto della pioggia l'acqua raggiunge il suolo in modo diretto, per l'assenza di vegetazione (precipitazione diretta) o gocciolando dalle foglie o scorrendo lungo i fusti, parte di essa si infiltra con tempi e modalità che dipendono dall'intensità della pioggia e dalle caratteristiche idrauliche del suolo, parte viene intercettata dalla vegetazione che la restituisce mediante evapotraspirazione e parte muove sulla superficie del suolo mediante un meccanismo definito di runoff o ruscellamento superficiale.

La pioggia che cade direttamente al suolo produce un fenomeno erosivo denominato *rainsplash* in cui si verifica il distacco delle particelle di suolo nel momento in cui la goccia cade al suolo e vince le forze di coesione. Questa acqua può raccogliersi in piccole depressioni del terreno oppure infiltrarsi raggiungendo le porzioni più profonde. L'entità di questo processo dipende dall'intensità della pioggia e dalla capacità di infiltrazione del suolo che, a sua volta, è funzione delle caratteristiche idrauliche del suolo (porosità, permeabilità, conducibilità idraulica, contenuto d'acqua iniziale). In generale, la capacità di infiltrazione del suolo è maggiore negli stadi iniziali del processo, soprattutto se il suolo ha un contenuto d'acqua iniziale basso. Poi man mano che l'acqua si infiltra, essa comincia a diminuire fino a raggiungere un valore costante (capacità di infiltrazione finale).

Questo decremento graduale dipende da vari fattori, quali il deterioramento del profilo di suolo, lo spostamento di particelle nei pori e l'introduzione di bolle d'aria, ma la principale causa della diminuzione della capacità di infiltrazione è legata alla riduzione della suzione matriciale, man mano che l'infiltrazione prosegue, ed al contenuto d'acqua limite. Quando, infatti, il contenuto d'acqua presente è inferiore a tale valore, la pressione dell'acqua nel suolo è minore della pressione atmosferica e l'acqua, per capillarità muove verso il basso. Quando, invece, il suolo arriva a saturazione, per cui la pressione dell'acqua uguaglia la pressione atmosferica ed il potenziale dell'acqua si annulla, l'acqua stagna sulla superficie. L'acqua in eccesso, invece, che non riesce ad infiltrarsi comincia a ristagnare sulla superficie e, raggiunta una determinata altezza, fluisce in direzione di massima pendenza, generando il cosiddetto ruscellamento superficiale (*runoff*).

L'agente di distacco più importante è la pioggia che impattando sulla superficie determina la disgregazione delle particelle. Il suolo però può essere disgregato anche da altri fattori, sia meccanici, come l'alternanza del gelo e disgelo e quella di suolo secco e suolo umido, sia biochimici, sia antropici.

Anche gli agenti di trasporto, in questo caso l'acqua, produce distacco delle particelle di suolo, quindi contribuisce alla perdita di sedimenti. Il trasporto, invece, può avvenire sia da parte di agenti che agiscono sulla superficie, mediante fenomeni di rainsplash e deflusso superficiale (*overland flow*), sia da parte di quelli che concentrano la loro azione in canali in cui l'acqua si muove (rills, gullies e incisioni fluviali).

La capacità di distacco e di trasporto sono le due variabili principali in un processo erosivo e possono essere dei fattori limitanti. Si può avere, infatti un processo erosivo *detachment-limited*, cioè controllato dalla quantità di sedimenti prodotti oppure *transport-limited*, cioè limitato dalla capacità di trasporto dell'agente erosivo. Se la capacità di distacco del suolo è significativamente inferiore alla capacità di trasporto (ad esempio, per i suoli argillosi, dove le forze intraparticellari sono

elevate e resistono al distacco), allora l'erosione del suolo è limitata dalla capacità di distacco (Van Rompaey et al., 2003). In questo caso la quantità di sedimenti disponibili al trasporto è inferiore alla capacità di trasporto della corrente che viene definita "corrente sottosatura". Se, invece, la capacità di distacco è significativamente superiore alla capacità di trasporto (ad esempio, per i terreni sabbiosi o limosi che possono essere facilmente distaccati), l'erosione del suolo è limitata dalla capacità di trasporto dei sedimenti (Harmon & Doe, 2001). In questo caso se la corrente presenterà una quantità di sedimenti pari alla capacità di trasporto, allora sarà definita "corrente satura", se la quantità di sedimenti è maggiore rispetto alla capacità di trasporto, la corrente è definita "sovrassatura" e si verificheranno fenomeni di deposito (Fig. 2.1).

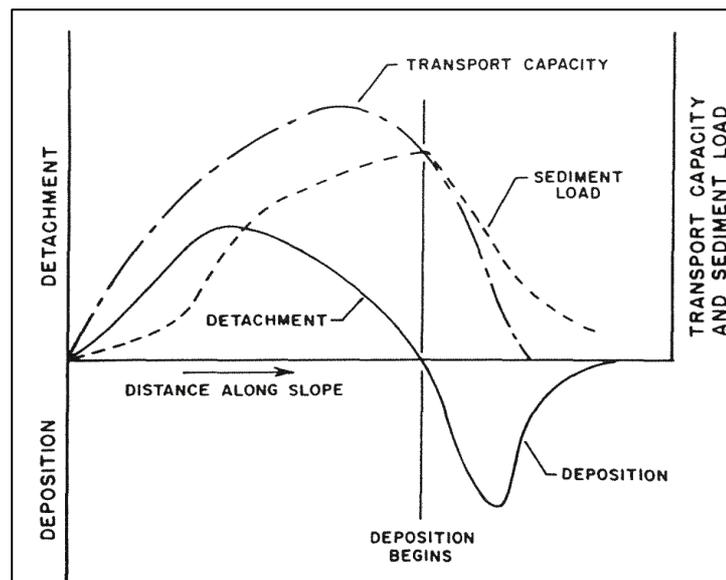


Fig. 2.1 Processi di distacco, trasporto e deposizione lungo un versante concavo che poi appiattisce fino a produrre deposizione (da Foster & Meyer, 1975)

I processi erosivi vengono suddivisi sulla base del contesto spaziale in cui muove l'acqua, cioè sulla superficie (*interrill*) in cui la corrente prende il nome di corrente overland, nei solchi (*rills*), nei fossi (*gullies*) e nella rete idrografica.

Per cui l'erosione che avviene nei solchi prende il nome di erosione rill, quella che avviene tra un solco e l'altro prende il nome di erosione interrill, quella che avviene nei fossi è definita erosione gullies.

2.1 Erosione interrill

Erosione interrill avviene nelle aree comprese tra due rills e nella zona di testata di un rill (Foster & Meyer, 1977).

Il processo di erosione che avviene in questa area comprende: distacco delle particelle da parte delle gocce di pioggia (*rainsplash erosion*), il trasporto delle particelle distaccate, da parte delle stesse gocce di pioggia e della corrente superficiale (overland flow) e il deposito delle particelle.

2.1.1 Erosione da impatto (*rainsplash erosion*)

L'erosione da impatto o *splash erosion* è causata dalla caduta delle gocce di pioggia sul suolo (Fig. 2.2). L'azione battente delle gocce di pioggia sulle particelle solide è facilmente spiegabile prendendo in considerazione la quantità di moto di una singola goccia su di una superficie inclinata. La componente della quantità di moto

parallela alla superficie viene integralmente trasferita al suolo; la componente normale viene invece quasi totalmente riflessa.

Una goccia che impatta sulla superficie di suolo produce contemporaneamente due effetti: la compattazione generata dalle forze di consolidamento conferite dalla goccia al suolo e l'allontanamento di alcune particelle di suolo all'interno di gocce più piccole, formate a loro volta dalla disgregazione della goccia iniziale.

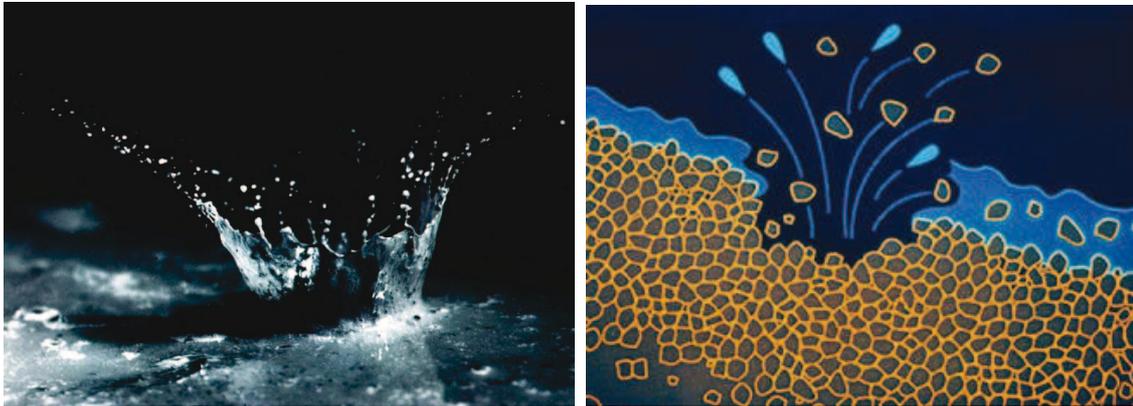


Fig. 2.2 Impatto della goccia di pioggia al suolo

La quantità di particelle prodotte dall'impatto della goccia dipende se il processo è limitato dalla capacità di distacco o da quella di trasporto. Secondo Toy et al. (2002) poiché la capacità di distacco del suolo da un'area interrill, non varia molto con la pendenza, (a differenza della capacità di trasporto), per valori bassi di pendenza il fattore limitante della produzione di sedimenti è la capacità di trasporto, mentre per valori elevati di pendenza è la capacità di distacco (Fig. 2.3).

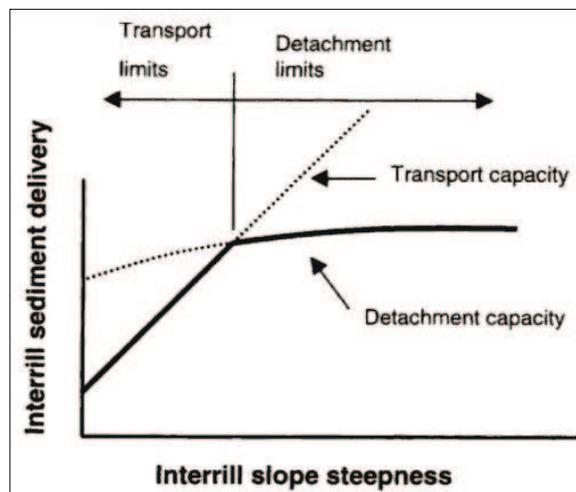


Fig. 2.3 Relazione tra produzione di sedimenti e pendenza nell'area interrill (Toy et al., 2002)

L'effetto di compattazione si evidenzia con la formazione di una crosta superficiale (*soil crusting*), usualmente di pochi millimetri di spessore, che si genera per la occlusione dei pori del suolo (*soil sealing*). Young (1972) ha suggerito che questo meccanismo sia associato alla dispersione nei pori del suolo delle particelle più fini degli aggregati. Alcuni studi condotti con simulatore di pioggia hanno mostrato che le croste sono costituite da una pellicola esterna, dello spessore di circa 0,1 mm, molto densa per la presenza di colloidii ben orientati. Al di sotto di tale pellicola vi è uno strato, di spessore da 1 a 3 mm, in cui i pori di maggiori dimensioni sono riempiti dal materiale più fine dilavato (Tackett & Pearson, 1965). Hillel (1960) ha spiegato la

formazione della crosta con il collasso degli aggregati di suolo alla saturazione; secondo Farres (1978) essa è diretta conseguenza dell'azione battente della pioggia. Il più importante effetto della formazione di una crosta superficiale è costituito dalla riduzione della capacità di infiltrazione del suolo e quindi dai maggiori deflussi.

Il modo in cui un suolo reagisce all'azione di una pioggia dipende da numerosi fattori, quali: l'intensità e la durata della pioggia, l'energia cinetica della pioggia (quindi le dimensioni delle gocce e l'altezza di caduta delle stesse), la struttura del suolo ed il contenuto d'acqua iniziale.

Secondo Le Bissonnais (1990) a seconda di come tali fattori sono combinati si possono verificare diversi casi. Se infatti il suolo è inizialmente secco e l'intensità di pioggia è elevata, allora la disaggregazione e l'allontanamento delle particelle di suolo è veloce. Inoltre la capacità di infiltrazione si riduce rapidamente ed il runoff si genera anche dopo pochi millimetri di pioggia caduta. Se, invece, il suolo è inizialmente umido e l'intensità della pioggia non è elevata, allora non si verifica una dispersione forte di particelle, perché l'acqua già presente tende a difendere il suolo dall'impatto e l'infiltrazione resta alta. Se il suolo, poi, è già saturo, allora l'infiltrazione sarà solo funzione della conducibilità idraulica del suolo.

Alcuni studi (Palmer, 1964; Mutchler & Larson, 1971) hanno dimostrato che l'aumento dello spessore di acqua sul suolo tende ad aumentare anche l'effetto dello splash erosion, probabilmente per la turbolenza creata dall'acqua al momento dell'impatto. Tali incrementi del distacco di suolo da parte dell'impatto della pioggia si notano fino a una soglia di profondità del flusso pari al diametro delle particelle di pioggia stessa (Palmer, 1964), 1/5 (Torri & Sfalanga, 1986) ed 1/3 (Mutchler & Young, 1975; Moss et al., 1982; Kinnell, 1990) del diametro.

Le gocce che impattano sulla superficie hanno un effetto diverso a seconda che il suolo sia coesivo o no. Mentre nel primo caso, infatti, le forze agenti tra le particelle tendono ad ostacolare la forza impressa dalla goccia, nel secondo si ha la formazione del cosiddetto "cratere" (Ghadiri, 2004). In un suolo non coesivo, inoltre, l'energia viene dissipata per i processi di entertainment e di trasporto, mentre per un suolo coesivo, la maggior parte dell'energia viene dissipata nel processo di distacco. Questo vuol dire che il trasporto delle particelle di suolo è transport-limited in un suolo non coesivo e detachment-limited in un suolo coesivo (Toy et al., 2002).

Lo splash erosion non costituisce in se un fenomeno erosivo di grande importanza, in quanto le particelle distaccate non percorrono distanze molto elevate, ma diviene un processo importante per la successiva fase di trasporto da parte delle correnti superficiali, perché incide sulla quantità di materiale che viene trasportato.

2.1.2 Deflusso superficiale (overland flow o surface runoff)

Il deflusso superficiale si forma quando parte di acqua meteorica non si infiltra nel terreno, ma scorre lungo la superficie terrestre per azione della gravità. Esso si forma essenzialmente per due motivi:

- se la pioggia arriva con un'intensità troppo alta per potersi infiltrare, il risultato della saturazione dall'alto viene definito come il deflusso da infiltrazione in eccesso, o deflusso Hortoniano.
- se il terreno ha già assorbito tutta l'acqua che può contenere (perché è completamente saturo, o se il terreno è gelato), il deflusso superficiale che si forma in queste condizioni prende il nome di deflusso superficiale da saturazione.

Quando il suolo non riesce ad incamerare più acqua, cominciano a formarsi delle lamine d'acqua che scorrono sulla superficie, determinando un'erosione laminare diffusa (*sheet erosion*) e, man mano che procede l'evento piovoso, l'acqua acquista velocità e si arricchisce di particelle con dimensioni sempre maggiori. L'azione combinata dei due, più altri fattori quali la pendenza, può portare alla formazione di piccoli canali (rigagnoli) preferenziali nei quali l'acqua si incanala. Si passa quindi dall'erosione laminare all'erosione per solchi (*rill erosion*).

Se il fenomeno prosegue con intensità crescente, l'azione erosiva dell'acqua diventa più incisiva ed i solchi si approfondiscono a formare dei veri e propri fossi (*gully erosion*) (Fig. 2.4).

Il fattore importante in questo tipo di processo è sicuramente la velocità del flusso. A causa della resistenza del suolo, la velocità deve raggiungere un valore soglia prima che l'erosione abbia inizio. In linea generale, il distacco di una singola particella di suolo dalla massa di suolo si verifica quando le forze esercitate dal flusso superano le forze che trattengono la particella stessa.

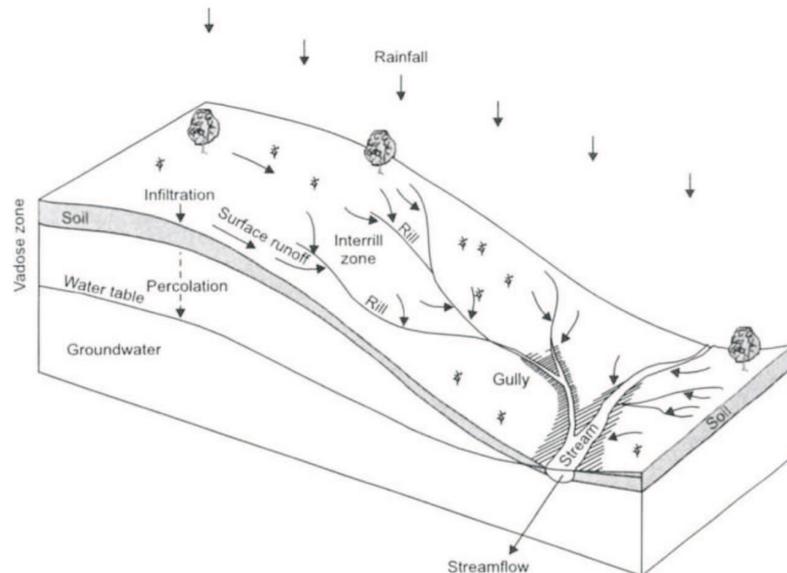


Fig. 2.4 Schematizzazione dei principali processi erosivi (da Hillel, 1998)

Studi condotti da Shields (1936) hanno cercato di mettere in evidenza le relazioni che descrivono tutte le forze in gioco per definire le condizioni per il distacco delle particelle di suolo su un terreno a bassa pendenza. Altri autori (Govers, 1987; Guy & Dickinson, 1990; Torri & Borselli, 1991) hanno poi dimostrato, come le relazioni di Shields non fossero sempre valide, visto che il movimento delle particelle nel flusso d'acqua non dipendono solo dagli sforzi di taglio dell'acqua, ma anche da altri fattori, quali: l'impatto sul flusso delle gocce di pioggia, l'angolo di riposo della particella sul suolo, la pendenza, la coesione del suolo, le variazioni della densità del fluido e l'abrasione tra le particelle che si muovono nel flusso ed al di sotto del suolo. Quando le particelle distaccate entrano nella corrente, vengono trasportate dalla stessa fino a quando si ha dissipazione di energia con conseguente deposizione.

Anche per il trasporto sono stati condotti diversi studi per descriverne il processo, che dipende dalla resistenza del terreno, del diametro delle gocce di pioggia e dall'altezza e velocità del flusso. In generale l'energia necessaria per il distacco delle particelle è maggiore rispetto a quella necessaria al trasporto. Le particelle più piccole e più leggere sono in genere, quelle che vengono trasportate per prima e quando la velocità della corrente aumenta, anche le particelle più grossolane entrano nel flusso.

La velocità con cui inizia il movimento delle particelle è spesso funzione del diametro medio delle stesse, come evidenziato dal diagramma di Hjulström (Fig. 2.5).

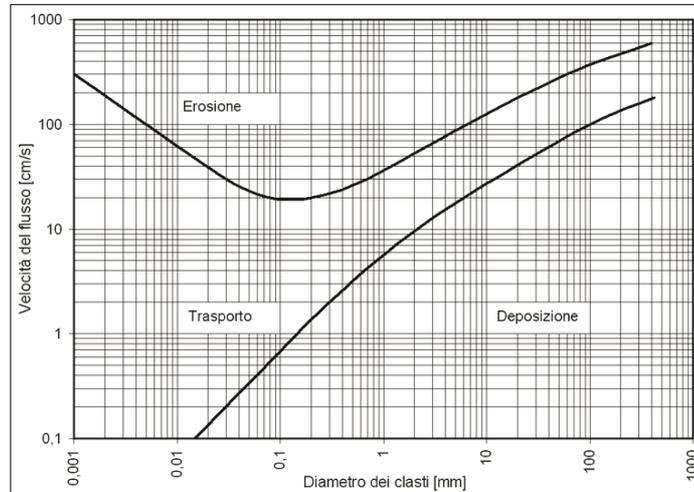


Fig. 2.5 Diagramma di Hjulström (da Hjulström, 1935)

Per particelle di dimensioni superiori a 0,5 mm, la velocità critica di trascinamento aumenta progressivamente con l'aumentare della granulometria media. Tuttavia, per i grani più piccoli di 0,05 mm, la velocità di trascinamento sembra aumentare con il diminuire delle dimensioni delle particelle. Questo apparentemente anomalo comportamento delle particelle più piccole è evidentemente dovuto alla crescente coesione che caratterizza i sedimenti più fini (limo e argilla) e che rende più difficile l'erosione rispetto alle particelle più grosse non coese.

La presenza eventuale di copertura vegetale al suolo e l'apparato aereo della stessa riduce la capacità di trasporto dei sedimenti, in quanto si verificano rispettivamente una riduzione della velocità della corrente superficiale e l'attenuazione dell'impatto delle gocce di pioggia sulla corrente stessa.

2.2 Erosione per solchi (rill erosion)

I sedimenti prodotti nelle aree di interrilli ed il deflusso superficiale convergono e diventano più concentrati, tali da incrementare il loro potere erosivo e creare dei solchi definiti "rills", in cui avvengono fenomeni erosivi legati principalmente alla corrente incanalata (Fig. 2.6).



Fig. 2.6 Rill erosion

Il passaggio dal deflusso superficiale (*overland flow*) ai rills avviene attraverso 4 fasi principali: formazione del deflusso superficiale uniformemente distribuito, formazione di vie preferenziali di deflusso, formazione di piccoli canali non interessati da erosione regressiva, formazione di canali sede di processi di erosione regressiva (Merritt, 1984).

I processi erosivi che avvengono nei rills possono essere detachment-limited, quando non si hanno importanti fenomeni di deposito, quindi il processo è controllato essenzialmente dai distacchi delle particelle. Nel caso in cui, invece, nelle aree di interrill la produzione di sedimenti è maggiore rispetto alla capacità di trasporto, oppure c'è una diminuzione delle pendenze, allora si verificano fenomeni di deposito ed il processo risulta del tipo transport-limited.

La formazione dei solchi avviene o per arretramento delle sponde, per risalita verso monte della testata o per approfondimento dell'incisione. In genere nei suoli più coesivi, dove i legami tra particelle sono più forti, si creano dei solchi con sponde sub-verticali. La testata del solco, in cui avvengono intensi fenomeni erosivi, può avere una pendenza elevata, assumendo la conformazione tipica di un salto, oppure quella del piano inclinato, con pendenze minori. La conformazione dei solchi è alquanto variabile durante un evento di pioggia ed alcuni studi condotti in Kenya da Dunne e Aubry (1986) hanno messo in evidenza che durante un evento di pioggia di bassa intensità, poiché la produzione dei sedimenti nelle aree di interrill è maggiore rispetto alla capacità di trasporto della corrente, si sviluppano fenomeni di deposito e le sezioni tendono a ridursi. Durante eventi di pioggia molto intensi, invece, la capacità di trasporto della corrente è maggiore rispetto alla produzione dei sedimenti, per cui si sviluppano fenomeni erosivi che tendono ad allargare i solchi.

Data la notevole capacità erosiva e di trasporto del ruscellamento concentrato, l'erosione per solchi può costituire la principale fonte di sedimenti provenienti da un versante. Una percentuale rilevante dei sedimenti trasportati, infatti, non viene erosa dal letto dei solchi, ma viene in essi raccolta dalle zone circostanti. Foster e Meyer (1975) hanno stimato che tale percentuale può raggiungere l'87%. Gabriels et al. (1977) hanno trovato che circa la metà delle particelle rimosse dai solchi per effetto del potere erosivo della corrente viene convogliata al loro interno.

La deposizione dei sedimenti è un processo legato principalmente alla capacità di trasporto della corrente ed alla velocità di sedimentazione delle particelle (Foster, 1982). Essendo un processo selettivo, se il carico solido è formato da particelle più grossolane, il deposito avviene velocemente ed altrettanto velocemente si raggiunge il nuovo equilibrio tra carico solido e capacità di trasporto. Se poi le particelle trasportate sono più fini, allora la condizione di equilibrio si raggiungerà in una zona più distante da quella in cui hanno inizio i fenomeni di deposito.

2.3 Erosione per fossi (gully erosion)

Forme di erosione dovute allo scorrimento delle acque superficiali lungo vie preferenziali con effetti notevolmente più vistosi di quelli prodotti dai rills si sviluppano in situazioni particolari determinate dalla concomitanza di più fattori, quali la scarsa resistenza all'erosione anche degli strati di suolo più profondi, l'elevata intensità della precipitazione, il basso grado di copertura vegetale, la forte acclività del versante o particolari tipi di intervento antropico (deforestazione, eccessivi pascoli, ecc.). Tali forme sono generalmente etichettate come fossi (*gullies*), e come erosione per fossi (*gully erosion*) il processo che le genera e ne influenza l'evoluzione (Fig. 2.7).



Fig. 2.7 Gully erosion

I fossi possono essere considerati come dei piccoli corsi d'acqua a carattere torrentizio, capaci di trasportare ingenti quantità di materiale solido. Essi sono caratterizzati da un profilo longitudinale a salti, sezioni trasversali più profonde che larghe e pareti quasi verticali.

Generalmente la formazione dei fossi ha inizio quando la velocità della corrente o la forza di trazione da essa esercitata sulle particelle solide supera un certo valore soglia (Graf, 1979). In alcuni casi il processo di formazione dei fossi può essere invece principalmente collegato a fenomeni locali di instabilità dei versanti dovuti alla saturazione del terreno (Piest et al., 1975).

Secondo Hudson (1981) la causa dell'evoluzione del processo erosivo in una qualsiasi sede di deflusso preconstituita (naturale o artificiale) è l'alterazione di uno stato di equilibrio metastabile condizionato da due parametri: la geometria del fosso (dimensioni, forma, pendenza, scabrezza) e la quantità di acqua che esso può convogliare. Tale equilibrio può essere alterato o da un incremento dei deflussi o per una diminuzione della capacità di trasporto del fosso. L'aumento del ruscellamento superficiale in brevi intervalli di tempo sembra poter essere legato soprattutto ai cambiamenti nell'uso del suolo; ad esempio la deforestazione di una porzione di versante per l'impianto di una coltura può determinare una significativa diminuzione dei volumi infiltrati e quindi un rilevante aumento dei deflussi superficiali. In tali casi si può innescare un processo erosivo che tende a far assumere ai fossi dimensioni adeguate al trasporto di maggiori volumi idrici. Effetti analoghi si possono verificare, ad esempio, quando senza che il regime dei deflussi si modifichi sostanzialmente, per un tratto più o meno lungo del fosso, si verifica una diminuzione dell'area delle sezioni trasversali a causa della deposizione di materiale solido o del franamento delle sponde o di restringimenti artificiali.

Generalmente si differenziano i fossi effimeri dai fossi permanenti.

I primi sono definiti come fossi del primo ordine che si formano per concentrazione delle correnti idriche provenienti dai rills. Il meccanismo evolutivo dei fossi effimeri è legato molto dalle lavorazioni che provocano una stratificazione del suolo. Poiché lo strato superficiale è più erodibile di quello sottostante, una volta che la corrente ha eroso la parte superficiale più erodibile, tende ad erodere le sponde, portando ad un allargamento del fosso (Toy et al., 2002). Inoltre spesso l'erosione di un fosso effimero durante un evento di pioggia dipende anche dalla quantità di materiale eroso precedentemente all'evento. In particolare se l'evento di pioggia avviene dopo che il fosso è stato ricolmato con lavorazioni colturali, l'erosione è molto più spinta rispetto a quella che si avrebbe nel caso di più eventi erosivi successivi su un terreno non lavorato.

Il fosso permanente, invece, è caratterizzato dalla presenza di un salto in corrispondenza della testata, che tende ad avanzare verso monte. Essi sono caratterizzati da un arretramento ciclico delle sponde verticali che si verifica, perché in seguito all'erosione avvenuta alla base dei fossi, la parete diviene instabile e per questo soggetta a crolli. In più il crollo determina una maggiore quantità di sedimenti disponibile che viene erosa facilmente dalla corrente, aumentando localmente il fenomeno erosivo. Quando il materiale alla base della sponda è stato allontanato, ha inizio un nuovo ciclo di erosione che si esaurisce solo quando il fosso è abbastanza largo per cui la corrente non riesce più ad erodere le sponde, che invece permettono lo sviluppo di una copertura vegetale.

3. Fattori di erosione

I fattori che caratterizzano l'erosione idrica del suolo sono: clima, suolo, topografia e uso del suolo e possono agire sia separatamente, sia congiuntamente.

3.1 Clima

Le caratteristiche climatiche di una zona sono fondamentali nei processi erosivi, in quanto hanno effetti sia diretti che indiretti. Tra i vari fattori climatici, quali pioggia, neve, temperatura e vento, la pioggia è quello che incide maggiormente sull'erosione perché esercita il suo effetto sia mediante l'impatto delle gocce di piogge sul suolo, sia mediante il ruscellamento superficiale.

Una precipitazione a carattere nevoso, infatti, produce effetti sull'erosione molto più blandi rispetto alla pioggia, perché non c'è l'effetto impattante delle gocce, ma solo il runoff. D'altra parte, però, l'effetto della pioggia su un suolo ghiacciato produce molto runoff, ma non erosione.

L'attitudine della pioggia a produrre erosione viene definita *erosività* e dipende da diversi fattori, quali intensità, durata, frequenza, altezza di caduta (Foster, 1982; Wischmeier, 1959). Tra questi quelli più importanti sono altezza e intensità di pioggia ed esprimono la loro influenza non solo per l'impatto delle gocce, ma anche per l'azione del deflusso superficiale, essendo legate anche al volume ad alla portata dell'acqua di deflusso. Nonostante l'importanza di queste due variabili nella descrizione dell'erosività della pioggia, è necessario considerare anche la dimensione delle gocce; al crescere di queste e della loro velocità si registra un aumento della sollecitazione prodotta al suolo. Si è visto che l'aumento della velocità di una goccia di pioggia con una dimensione prefissata aumenta con l'altezza di caduta fino ad un valore di 20 metri; dopo la velocità si mantiene costante e viene definita velocità terminale.

Un'altra variabile fondamentale nella descrizione dell'erosività della pioggia è l'energia cinetica, che a sua volta dipende dalla velocità di impatto e dalla massa della goccia. Poiché un evento di pioggia è caratterizzato dall'insieme di più gocce, l'energia cinetica totale è data dalla somma delle singole energie cinetiche e per questo, nella stima, risulta fondamentale conoscere la distribuzione dimensionale delle gocce (Marchall & Palmer, 1948; Leone & Pica, 1993).

Laws e Parsons (1943) hanno mostrato che la dimensione delle gocce varia con l'intensità della pioggia e con il diametro medio delle gocce stesse. Però considerata la variabilità esistente sia della dimensione delle gocce che della loro distribuzione dimensionale per eventi di pioggia con la stessa intensità ma origini diverse, (Mason & Andrews, 1960; Carter et al., 1974; Kinnel, 1981; McIsaac, 1990) si pensò di utilizzare delle relazioni tra energia cinetica ed intensità della pioggia.

Il clima produce effetti anche indiretti sull'erosività mediante la sua interazione con altri fattori. In particolare le variabili climatiche (precipitazione, temperatura, evapotraspirazione) condizionano la variazione del contenuto idrico del suolo, la produzione di biomassa ed i fenomeni di decomposizione del materiale vegetale. La vegetazione ed i residui che si accumulano sulla superficie attenuano l'azione erosiva delle gocce di pioggia e del deflusso. Inoltre la presenza nel suolo delle radici delle piante, della sostanza organica e della decomposizione riduce l'erodibilità.

3.2 Erodibilità del suolo

L'*erodibilità* del suolo è definita come la suscettibilità del suolo al distacco ed al trasporto. Anche se essa dipende da numerosi fattori, quali la posizione topografica, l'acclività, eventuali pratiche colturali, i fattori più significativi sono quelli relativi alla proprietà del suolo: tessitura, aggregazione, capacità di infiltrazione, resistenza agli sforzi tangenziali.

L'erodibilità del suolo può essere differenziata in base all'attitudine al distacco ed alla suscettività al trasporto ed è quindi definita dalla combinazione dei due. Ci sono particelle di suolo resistenti al trasporto per la grande energia necessaria al processo di "*entrainment*", cioè il passaggio dal suolo alla corrente di trasporto, e particelle fini che difficilmente riescono ad essere distaccate a causa della coesione elevata. Le particelle meno resistenti sono i silt e le sabbie fini. Secondo Evans (1980), la maggiore o minore erodibilità è legata al contenuto in argilla, per cui i suoli con un contenuto in argilla compreso tra 9% e 30% sono quelli più erodibili.

Anche l'umidità del suolo contribuisce ad un aumento dell'erodibilità, perché con l'aumentare del contenuto idrico, alcuni legami che agiscono negli aggregati, come quelli che determinano la coesione tra le particelle di argilla, si indeboliscono e di conseguenza la resistenza dell'aggregato diminuisce.

La resistenza agli sforzi tangenziali dipende dalla coesività del suolo, dovuta ai legami tra le singole particelle, e dall'angolo di attrito interno legato, a sua volta, alla resistenza sviluppata durante il movimento relativo di un suolo lungo una superficie di scorrimento. Anche in questo caso, il contenuto d'acqua gioca un ruolo importante, infatti un incremento di questi tende a ridurre la resistenza del suolo agli sforzi tangenziali.

La capacità di infiltrazione è influenzata dalla dimensione dei pori e dal tipo di profilo di suolo. L'erodibilità varia nel corso dell'anno ed è maggiore quando il contenuto idrico è elevato. Poiché il contenuto idrico del suolo è più elevato quando piove e le temperature sono basse, l'erodibilità del suolo è maggiore nei periodi

invernali rispetto a quelli estivi. Inoltre i cicli di gelo e disgelo tendono ad aumentare l'erosibilità, soprattutto durante la fase di disgelo (Van Klaveren & McCool, 1998).

Anche lungo un versante le caratteristiche di un suolo variano, in termini di erodibilità. Nelle porzioni sommitali, infatti le caratteristiche del suolo dipendono direttamente dal materiale da cui si è formato il suolo; al piede del versante, invece, le caratteristiche variano a causa dei continui processi di deposito.

3.3 Morfologia

Gli effetti della morfologia sull'erosione si riferiscono alla lunghezza ed alla pendenza dell'area considerata (parcella, versante), alla geometria del profilo longitudinale ed a quella planimetrica della superficie.

In linea generale, per una superficie planare con pendenza costante, maggiore è la lunghezza e la pendenza della superficie, maggiore sarà l'erosione muovendosi da un punto più alto ad uno più basso (Fig. 2.8). In particolare l'erosione tende ad aumentare linearmente con la pendenza ed il processo erosivo si riferisce soprattutto al deflusso superficiale, che in questo caso incide molto di più rispetto all'impatto delle gocce di pioggia sul suolo (Foster, 1982). Inoltre l'erosione in una specifica zona della superficie aumenta con la distanza che separa questa con l'area in cui ha inizio il deflusso superficiale e con la pendenza. Se, infatti, l'area in questione si trova lontano dal punto in cui ha origine il runoff, allora l'erosione sarà più alta. Inoltre, per una data area, l'erosione è proporzionale alla pendenza, qualunque sia la forma del versante (Toy et al., 2002).

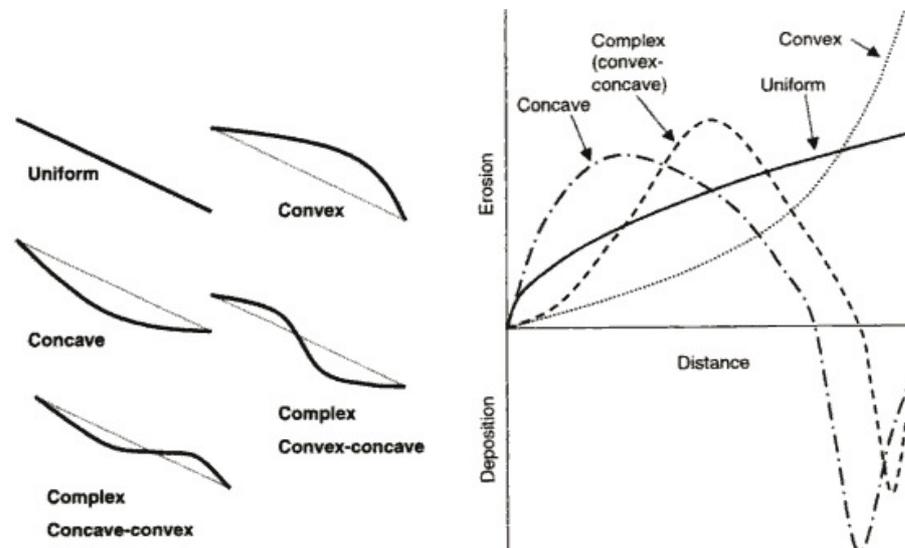


Fig. 2.8 Tipologie di profili longitudinali (a), erosione e deposizione in relazione ai profili topografici (b) da Toy et al. 2002

Nel caso di un profilo convesso dove la pendenza tende a crescere nel verso del moto, l'erosione massima risulta maggiore rispetto all'erosione massima che si ha in un profilo uniforme e la quantità di sedimenti prodotti alla base del versante convesso è maggiore rispetto a quella che si ottiene per un profilo uniforme (Fig. 2.8). Nel caso, invece, di un profilo concavo dove il runoff è minore dove è massima la pendenza, l'erosione massima è leggermente inferiore rispetto a quella di un profilo regolare e la resa solida è inferiore. Questo perché l'area in cui il processo erosivo è più attivo, cioè la parte più alta del versante, non è molto ampia. Nella zona posta alla base si verificano o fenomeni di trasporto o quelli di deposito a secondo della concavità della superficie (Fig. 2.8).

Per quanto concerne l'aspetto planimetrico della superficie, si possono avere tre tipologie principali: una planare, in cui le linee di deflusso si mantengono parallele e la portata della corrente di deflusso per unità di larghezza non varia lungo il versante; un'altra in cui le linee di deflusso divergono e per questo la portata per unità di larghezza tende a diminuire da monte verso valle e la terza, dove le linee di deflusso convergono e la portata del deflusso aumenta da monte verso valle.

Anche la morfologia produce un effetto indiretto sull'erosione, influenzando lo sviluppo della vegetazione. In genere, il contenuto idrico del suolo è più elevato a valle di un versante, rispetto alla zona di monte. Questo comporta uno sviluppo di vegetazione, produzione di biomassa e sostanza organica maggiore nelle aree vallive rispetto a quelle montane. Tale aspetto contribuisce anche ad accrescere la variabilità spaziale del processo erosivo lungo un versante.

3.4 Uso del suolo

Con il termine uso del suolo si fa riferimento sia alla presenza di copertura vegetale presente su una data area, sia alle pratiche di gestione utilizzate. L'uso del suolo produce delle ripercussioni, sia per quanto concerne l'azione degli agenti erosivi, sia sulla resistenza opposta dal suolo all'azione degli stessi.

Il tipo di vegetazione presente è legato soprattutto alle condizioni climatiche e pedologiche presenti nell'area, mentre le pratiche colturali influenzano lo sviluppo della vegetazione e di conseguenza alterano l'erodibilità del suolo. L'azione della vegetazione si esplica sia per la presenza dell'apparato aereo, che per quello a diretto contatto con la superficie del suolo.

L'apparato aereo intercetta le gocce di pioggia, dissipandone l'energia e diminuendo la velocità del runoff. Il numero delle gocce intercettate dipende dalla densità dell'apparato aereo presente. Quando le gocce vengono intercettate, si generano delle altre gocce che cadono al suolo dalle foglie o dai rami. Queste hanno un'energia molto più bassa rispetto a quella posseduta dalle gocce non intercettate, se l'altezza di caduta non è eccessiva, ma se l'altezza è elevata, allora l'erosione prodotta dall'impatto è praticamente paragonabile a quella delle gocce non intercettate. La presenza di vegetazione a diretto contatto con la superficie, invece, è molto più efficiente nell'azione di riduzione dell'erosione. I fusti ed i tronchi, ad esempio, rallentano la corrente ruscellante e riducono le azioni di distacco e trasporto in modo molto più efficace quanto più fitta è la copertura vegetale.

L'erodibilità del suolo, come visto nel paragrafo 3.2 è legata essenzialmente alle caratteristiche intrinseche del suolo, ma può dipendere anche dalle lavorazioni. Se, infatti, si lavora un terreno rendendolo scabro, la scabrezza tende a ridurre la velocità della corrente di deflusso ed inoltre, la presenza di piccoli avvallamenti riduce anche l'impatto, quindi l'erosività della pioggia, favorendo così processi di deposito.

Un'attenuazione del fenomeno erosivo si ottiene anche mediante lavorazione secondo le curve di livello, che tende a diminuire l'azione erosiva della corrente e, se la pendenza del solco non è eccessiva, i sedimenti prodotti dall'impatto delle gocce di pioggia vengono raccolte al suo interno, diminuendo la quantità di sedimenti prodotti. Le lavorazioni, però possono anche favorire l'erosione, come avviene quando si prepara il terreno per la semina.

4. Modelli per la valutazione dell'erosione idrica.

4.1 Introduzione

L'erosione idrica del suolo è un processo molto complesso, influenzato da numerosi fattori correlati tra loro che variano apprezzabilmente nel tempo e nello spazio. Tale variabilità crea difficoltà ed incertezza per la stima dei vari parametri. Questo porta necessariamente ad una semplificazione nella descrizione (fisica o concettuale) dei processi mediante l'utilizzo di modelli. La scelta di un modello più o meno complesso deve poi essere fatta sulla base degli obiettivi che ci si propone ed è importante stabilire se la previsione viene fatta nell'arco di un anno, un mese, per un singolo evento piovoso o per un breve periodo dell'evento ed a quale scala spaziale ci si riferisce (parcella, versante, bacino). Ovviamente una descrizione più dettagliata dei processi avviene quando si ha a che fare con eventi di breve durata; molti più parametri sono richiesti per l'applicazione di un modello a scala di bacino, rispetto a quelli necessari per descrivere un singolo versante o il semplice impatto di una goccia di pioggia. Un modello deve, inoltre, descrivere in modo quanto più realistico possibile i processi ed in più essere quanto più semplificato possibile. Un modo, ad esempio potrebbe essere quello di identificare i processi che hanno una maggiore influenza sull'output.

Una volta identificati i principali processi è necessario descriverli matematicamente, utilizzando semplici equazioni, spesso frutto di elaborazioni statistiche, espressioni complesse legate alla fisica o alla meccanica dei processi. In generale non esiste il modello migliore per descrivere dei processi ma è ampiamente riconosciuto che un buon modello deve soddisfare i seguenti requisiti: affidabilità, applicabilità universale, facilità d'uso con un minimo di dati, completezza in termini di fattori e processi di erosione.

La scelta del modello più appropriato viene fatta sulla base di una serie di considerazioni:

- I dati richiesti dal modello tra cui la variazione temporale e spaziale dei dati di input ed output;
- l'accuratezza e la validità del modello comprese le sue ipotesi di base;
- le componenti del modello, che riflettono le capacità del modello;
- gli obiettivi dell' utilizzatore del modello, compresa la facilità di utilizzo, la scala e la forma di output richieste;
- i requisiti hardware del modello.

In generale, i modelli si dividono in tre categorie principali, sulla base dei processi fisici simulati dal modello, degli algoritmi del modello che descrivono questi processi e della dipendenza dei dati del modello: modelli empirici, modelli concettuali e modelli fisicamente basati (Merrit et al., 2003). L'attribuzione di un modello ad una categoria non è sempre così netta, anche perché spesso essi sono costituiti da un insieme di moduli appartenenti a diverse categorie (Tab. 2.1).

Tab. 2.1 Principali modelli empirici, concettuali e fisicamente basati (da Merrit et al., 2003)

MODELLO	TIPO	SCALA SPAZIALE	SCALA TEMPORALE	INPUT	OUTPUTS
AGNPS	Conceptual	Small catchment	Event/ continuous	High	Runoff, peak rate, erosion, sediment yield
ANSWERS	Physical	Small catchment	Event/ continuous	High	Runoff, peak rate, erosion, sediment, sediment yield
CREAMS	Physical	Plot/field	Event/ continuous	High	Erosion, deposition

MODELLO	TIPO	SCALA SPAZIALE	SCALA TEMPORALE	INPUT	OUTPUTS
EMSS	Conceptual	Catchment	Continuous	Low	Runoff, sediment loads
HSPF	Conceptual	Catchment	Continuous	High	Runoff, flow rate, sediment load
IHACRES-WQ	Empirical/conceptual	Catchment	Continuous	Low	Runoff, sediment
IQQM	Conceptual	Catchment	Continuous	Moderate	Sediment, sediment load
LASCAM	Conceptual	Catchment/ basin	Continuous	High	Runoff, sediments
SWAT	Conceptual	Catchment/ basin	Continuous	High	Runoff, peak rate, erosion, sediment yield
AGWA	Conceptual/ physical	Catchment/ basin	Continuous	High	Runoff, peak rate, erosion, sediment yield
GUEST	Physical	Plot/field	Continuous	High	Runoff, sediment concentration
KINEROS2	Physical	Hillslope/ small catchment	Event	High	Runoff, peak rate, erosion, sediment
LISEM	Physical	Small catchment	Event	High	Runoff, sediment
EUROSEM	Physical	Small catchment	Event	High	Runoff, erosion, sediment
PERFECT	Physical	Plot/field	Continuous	High	Runoff, erosion
SEDNET	Conceptual/ empirical	Catchment/ basin	Annual/ Continuous	High	Suspended sediment, relative contribution from overland flow, gully, bank erosion processes
TOPOG	Physical	Hillslope		High	Erosion hazard
USLE	Empirical	Hillslope	Annual	High	Erosion
RUSLE	Empirical	Hillslope	Annual	High	Erosion
RUSLE-3D	Empirical/conceptual	Catchment	Annual	Moderate	Erosion
USPED	Empirical/conceptual	Catchment	Event/ Annual	Moderate	Erosion/deposition
EROSION-3D	Physical	Catchment	Event	High	Runoff, erosion, sediment
MMMMF	Empirical/conceptual	Hillslope/ catchment	Annual	Moderate	Runoff, erosion
THORNES	Conceptual/ empirical	Hillslope/ catchment	Annual	Moderate	Runoff, erosion
EPIC	Physical	Hillslope/ catchment	Continuous	High	Erosion
WATEM	Conceptual	Catchment	Annual	Moderate	Erosion
WEPP	Physical	Hillslope/ catchment	Continuous	High	Runoff, sediment yield, soil loss
MIKE-11	Physical	Catchment	Continuous	High	Sediment yield, runoff
SHETRAN	Physical	Catchment	Event	High	Runoff, peak rate, sediment yield, sediment
SEAGIS	Empirical/conceptual	Catchment	Annual	High	Erosion, sediment yield
PESERA	Physical	Hillslope/ regional	Continuous	High	Runoff, erosion, sediments
SPL	Empirical/conceptual	Catchment/ river	Annual	Moderate	Fluvial erosion, river incision

4.2 Modelli empirici

I modelli empirici sono generalmente i più semplici dei tre. Essi si basano principalmente sull'analisi di esperimenti di campo e cercano di caratterizzare la risposta dei terreni all'erosione mediante inferenza statistica. I dati e le elaborazioni necessarie per tali modelli sono di solito meno che per quelli concettuali e fisicamente basati (Zhang et al.,1996) e si basano sull'analisi dei processi di erosione utilizzando tecniche statistiche. Tuttavia, i modelli empirici sono spesso criticati per l'impiego di ipotesi poco realistiche nella descrizione della fisica del sistema idrografico, perché ignorano l'eterogeneità di alcuni parametri caratteristici, come la pioggia e la tipologia del terreno, e perché non tengono conto della non linearità di un sistema idrografico. Tali modelli, inoltre, sono generalmente basati sul concetto di stazionarietà, che presuppone che le condizioni di base rimangano invariati per tutta la durata del periodo di studio. Questa ipotesi limita il potenziale di modelli empirici per la previsione degli effetti della variabilità che caratterizza un bacino idrografico.

Ciononostante, i modelli empirici sono frequentemente utilizzati rispetto ai modelli più complessi perché basati su pochi dati di input, e perché sono particolarmente utili come un primo passo per individuare le cause e le fonti dell'erosione.

I più semplici modelli empirici per la previsione dell'erosione idrica superficiale stabiliscono legami tra la perdita di suolo e le precipitazioni o i deflussi. Una tipica relazione di tipo empirico ha la seguente forma:

$$Q_s = aQ_w^b \quad (2.1)$$

dove Q_s e Q_w rappresentano rispettivamente la portata solida e liquida, a (indice della severità del processo erosivo) e b sono dei coefficienti il cui valore varia da caso a caso. La relazione tra portata solida e liquida può variare con il volume di deflusso e quindi può essere influenzata dai cambiamenti stagionali.

Le relazioni cui si è fatto cenno sono generalmente sviluppate per essere applicate a scala di bacino. Uno dei primi tentativi di mettere a punto una relazione valida a scala di versante o di parcella fu fatto da Zingg (1940), il quale, utilizzando dati raccolti in cinque stazioni sperimentali statunitensi del Soil Conservation Service, ha trovato che il legame esistente tra la portata solida (Q_s), la pendenza (espressa mediante l'angolo di inclinazione (ϑ) e la lunghezza (L) di un versante era del tipo:

$$Q_s \propto (\tan \vartheta)^m L^n \quad (2.2)$$

Ulteriori studi hanno portato a prendere in considerazione ulteriori fattori (Musgrave, 1947; Smith, 1958), conducendo alla elaborazione della ben nota equazione universale (USLE).

4.2.1 Modello USLE

La Universal Soil Loss Equation (USLE) si può considerare il primo moderno modello di erosione superficiale; nasce negli anni 70 (Wischmeier & Smith, 1978) dallo sviluppo di precedenti modelli e dal modello precedente di Smith e Whitt (1947); questa equazione è ancora largamente usata oggi, suscitando tuttavia discussione in ambito scientifico sulla affidabilità delle sue stime (Kinnell, 2005). Quest'equazione è stata elaborata per valutare l'erosione da rill ed interrill su parcelle di dimensione ridotta (un centesimo di acro, 40.44 m²) a diverse pendenze. Si basa su un gran numero di dati sperimentali raccolti negli USA, ma è stata utilizzata in tutto il mondo (Pilesjo, 1992; Mellerowicz et al., 1994; Kinnell & Risse, 1998; Bartsch et al., 2002) perché capace di soddisfare le esigenze applicative meglio di qualsiasi altro strumento a disposizione (Summer et al., 1998). La forma dell'equazione è:

$$A = RKLSCP \quad (2.3)$$

dove A è la perdita di suolo media annua (t ha⁻¹ anno⁻¹), R stima l'erosività della pioggia (MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ anno⁻¹), K l'erodibilità del terreno (t ha h ha⁻¹ MJ⁻¹ mm⁻¹), L la lunghezza del versante, S la pendenza del versante, C l'influenza dell'uso del suolo sulla suscettività del terreno agli agenti erosivi e P rappresenta l'effetto conservativo dato da eventuali pratiche di regimazione o di coltivazione.

La USLE (*Universal Soil Loss Equation*) ha avuto, negli ultimi decenni, una diffusione ampia dovuta alla generalità che gli è stata riconosciuta per essere stata messa a punto sulla base di una ingente mole di dati raccolti in stazioni sperimentali degli Stati Uniti. Tale equazione è stata utilizzata come tecnica standardizzata nella maggior parte degli interventi nel settore della difesa del suolo dall'erosione (FAO, 1965; Hudson, 1981). Ad esempio essa consente di determinare la lunghezza del

versante necessaria a mantenere la perdita di suolo al di sotto di una prefissata soglia, di individuare le colture più idonee alla protezione del suolo.

Sebbene la USLE sia stata soprannominata come *'universale'* va tenuto presente che la sua messa a punto è stata condotta quasi esclusivamente sulla base di dati raccolti nelle Montagne Rocciose; inoltre le parcelle sperimentali utilizzate sono state predisposte su pendenze che consentivano la coltivazione (generalmente da 0° a 7°) e su terreni con basso contenuto di montmorillonite. Ciò ha indotto i ricercatori a fare numerosi tentativi di estendere i limiti di applicabilità dell'equazione. Ad esempio Hudson (1965) ha apportato delle modifiche all'equazione per poterla applicare in Zimbabwe, mentre Roose (1975) ha indagato la sua applicabilità alla Costa d'Avorio pervenendo ad integrazioni della tabella dei valori del fattore C di copertura vegetale.

Oltre alle suddette limitazioni di tipo applicativo la USLE presenta alcuni problemi di natura teorica. Vi è infatti una certa interdipendenza tra le variabili prese in considerazione nell'equazione. Ad esempio la pioggia influenza i fattori R e C, mentre gli effetti del terrazzamento del terreno vengono tenuti in conto sia con il fattore L che con il fattore P. Alcune interazioni tra i vari fattori, come ad esempio la maggiore influenza della pendenza del terreno nelle regioni con piogge intense, vengono ignorate. Un importante fattore strettamente legato alla perdita di suolo, quale il deflusso superficiale, non compare nell'equazione.

- Fattore di erosività della pioggia R

Il valore numerico di R è determinato attraverso la valutazione diretta dell'indice di erosione della pioggia (EI_{30}) (Wischmeier, 1959), dato per ciascun evento piovoso dal prodotto dell'energia totale (E) per l'intensità massima della pioggia registrata in 30 minuti (I_{30}). La sommatoria degli R dei vari eventi piovosi consente di quantificare il valore del fattore pioggia (R) su base annuale. Vengono considerati distinti eventi di pioggia separati da periodi non piovosi di durata maggiore o uguale a 6 ore. Gli eventi di pioggia sono considerati erosivi se contraddistinti da un'altezza di pioggia h_e superiore o uguale a 13 mm. Sono erosivi anche gli eventi con almeno 6 mm di pioggia in 15 minuti.

Per ciascun evento erosivo, l'indice di aggressività R_e (MJha^{-1}), per l'intensità della massima altezza di pioggia di durata 30 minuti, I_{30} (mmh^{-1}):

$$R_e = EI_{30} \quad (2.4)$$

Per valutare i due fattori della 2.4 è necessario disporre dei cartellini pluviografici sui quali viene registrato l'andamento temporale delle precipitazioni. Sul tracciato è possibile suddividere l'intero evento di pioggia in n tratti di piogge elementari con intensità costante. Per ognuna delle piogge elementari si calcolano l'altezza h_i (mm), la durata t_i (ore) e l'intensità $I_i = h_i/t_i$ (mm h^{-1}). Per ciascuna pioggia elementare si valuta l'energia specifica (per unità di superficie) e unitaria (per unità di altezza di precipitazione), e'_i ($\text{MJ ha}^{-1} \text{mm}$), mediante l'espressione:

$$e'_i = 0.119 + 0.0873 \log I_i \quad (2.5)$$

Moltiplicando il valore di e'_i per h_i (mm) della i -esima pioggia elementare, si ottiene l'energia specifica:

$$e_i = e'_i \cdot h_i \quad (2.6)$$

L'energia specifica totale dell'evento erosivo, E (MJha^{-1}), viene calcolata sommando i valori di e_i relativi alle n piogge elementari ad intensità costante in cui è stato suddiviso l'evento:

$$E = \sum_{i=1}^n e_i \quad (2.7)$$

Considerando che l'energia specifica unitaria non cresce in maniera indefinita con l'intensità della pioggia, Wischmeier e Smith (1978) hanno imposto un limite superiore di 76 mmh^{-1} all'intensità di pioggia. Inoltre è stato imposto un limite superiore di 63.5 mmh^{-1} nella determinazione di I_{30} .

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

$$R_{aj} = \sum_{i=1}^{N_{e,j}} R_{e,i} \quad (2.8)$$

Per il calcolo della perdita di suolo media annua si considera un valore medio di R su un ciclo pluriennale (almeno 20 anni) dei valori annui R_{aj} :

$$R = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N R_{aj} \quad (2.9)$$

- Fattore di erodibilità del suolo K

L'erodibilità del suolo, cioè la sua suscettibilità all'erosione, è valutata nella USLE mediante il fattore K . È un fattore quantitativo che indica le perdite di suolo, determinate sperimentalmente in parcelle standard, per ciascuna unità del fattore R . La parcella ha una lunghezza di 22.13 m, una pendenza costante del 9%, è mantenuta continuativamente a maggese nudo ed è lavorata nel senso della massima pendenza (a rittochino). La parcella standard deve essere lavorata e mantenuta priva di vegetazione (maggese nudo) per almeno due anni prima di effettuare le misure di perdite di suolo. Successivamente, durante la fase sperimentale, la parcella viene annualmente arata, sistemata (preparazione del letto di semina) come se dovesse essere seminata e soggetta a lavori complementari per impedire la crescita della vegetazione spontanea e per rompere l'eventuale crosta superficiale.

In tali condizioni il valore dei fattori lunghezza, pendenza, colture e pratiche antierosive (L, S, C, P) è uguale ad 1 e pertanto il valore di K è determinato dal rapporto tra le perdite di suolo misurate e l'erosività della pioggia ($K = A/R$). Il valore K dell'erodibilità dipende in una tale situazione soltanto dalle caratteristiche del suolo che ne influenzano la suscettibilità all'erosione.

Anche in questo caso detto valore deve essere considerato medio di un periodo sufficientemente lungo in modo da essere rappresentativo delle diverse caratteristiche pluviometriche, delle variabili condizioni fisiche e chimiche del suolo nei vari periodi stagionali e delle differenti condizioni di umidità del nel momento in cui si verificano gli eventi piovosi erosivi.

La misura diretta, su parcelle a maggese nudo sottoposte a pioggia naturale, richiede per le ragioni sopra indicate molto tempo ed è inoltre costosa. Per ovviare a tale inconveniente Wischmeier e Mannering (1969) presero in esame 15 caratteristiche del suolo maggiormente correlate con l'erosione e ne derivarono

un'equazione che proprio per il numero dei termini che la componevano risultò di scarso valore applicativo. Tali considerazioni consentirono successivamente (Wischmeier et al., 1971, Wischmeier e Smith, 1978) di mettere a punto un monogramma, facilmente utilizzabile, per la valutazione dell'erodibilità. L'utilizzo di un monogramma richiede infatti soltanto la conoscenza delle seguenti caratteristiche del terreno:

- % di limo (0.002 – 0.05 mm)+ % di sabbia molto fine (0.05 – 0.10 mm)
- % di sabbia (0.1 – 2 mm)
- % di sostanza organica
- struttura del suolo
- permeabilità del suolo

Le classi di tessitura sono quelle della classificazione americana (USDA) con l'inclusione della sabbia molto fine (0.05 -0.10 mm) nel limo. I dati granulometrici sono valutati dal parametro M che deriva dal prodotto della percentuale del limo (0.1 -0.002 mm) per la differenza tra 100 e la percentuale di argilla.

La struttura del suolo è codificata secondo la seguente classificazione:

- granulare molto fine;
- granulare fine;
- granulare media o grossolana;
- a blocchi, lamellare o massiva.
- La permeabilità è codificata secondo la seguente classificazione:
- rapida (> 12.7 cm/h)
- da moderata a rapida (> 6.4 - < 12.7 cm/h)
- moderata (> 2.0 - < 6.4 cm/h)
- da lenta a moderata (> 0.5 - < 2.0 cm/h)
- molto lenta (< 0.1 cm/h)

Il valore del K può essere ricavato per via grafica (Fig. 2.9) entrando nel monogramma col l'appropriata percentuale del limo più la sabbia molto fine e procedendo orizzontalmente verso destra fino ad incontrare la curva corrispondente alla percentuale della sabbia. Si procede quindi verticalmente fino ad incontrare la curva della percentuale di sostanza organica e da questa, muovendosi orizzontalmente verso destra, fino ad incontrare la curva corrispondente al codice di struttura. Sul bordo destro del primo settore del grafico si può leggere un valore approssimativo del K. Dal punto di incrocio con una delle curve della struttura si traccia una retta verticale, verso il basso, fino ad incontrare una delle curve della permeabilità e da questo punto si procede orizzontalmente verso sinistra fino ad incontrare l'ordinata posta sulla sinistra del secondo settore del grafico dove si legge il valore dell'erodibilità.

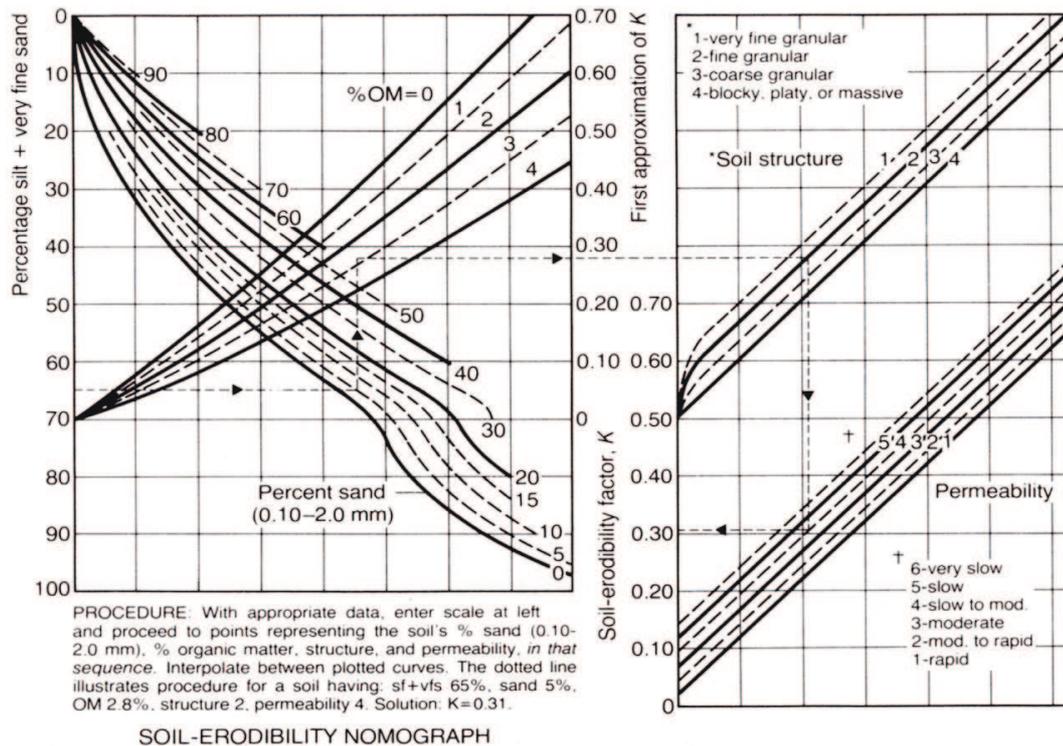


Fig. 2.9 Abaco per la determinazione del fattore di erodibilità del suolo (Wischmeier et al, 1971)

- Fattore Morfologico LS

Il fattore morfologico tiene conto degli effetti della lunghezza della parcella (fattore lunghezza, L) e della pendenza (fattore pendenza S) sull'entità dell'erosione. Nella USLE i due fattori sono indicati singolarmente, anche se in pratica vengono valutati congiuntamente. Il fattore morfologico, LS, rappresenta il rapporto esistente, a parità degli fattori, tra le perdite di suolo di una parcella di data pendenza e lunghezza rispetto a quelle di una parcella «standard» di 22.13 m di lunghezza e con il 9% di pendenza. Il valore di detto rapporto per le diverse combinazioni lunghezza-pendenza può essere ricavato direttamente utilizzando un apposito grafico (Wischmeier & Smith, 1978) nel quale si entra con un appropriato valore della lunghezza dell'appezzamento e si procede verticalmente fino ad incontrare la curva corrispondente alla pendenza. Dal punto di intersezione si procede orizzontalmente fino ad incontrare l'asse delle ordinate dove è indicato il valore del fattore S. Il valore del fattore LS può anche essere calcolato anche con le seguenti espressioni:

$$LS = \left(\frac{\lambda}{22.13} \right)^m \cdot (0.065 + 0.045s + 0.0065s^2) \quad \text{pendenza in \%} \quad (2.10)$$

$$LS = \left(\frac{\lambda}{22.13} \right)^m \cdot (65.41\sin^2\alpha + 4.56\sin\alpha + 0.0065) \quad \text{pendenza in gradi} \quad (2.11)$$

dove:

λ = lunghezza della parcella, in m;

α = angolo della pendenza, in gradi;

s = pendenza, in %;

m = esponente pari a 0.5 con pendenze del 5% o superiore; 0.4 con pendenze comprese tra il 3% ed il 5%; 0.3 con pendenze tra 1% e 3%; 0.2 con pendenze inferiori a 1%.

Poiché tali espressioni derivano da dati sperimentali ricavati su pendenze comprese tra il 3% ed il 18% e su lunghezze oscillanti tra 9 e 90 m. i valori del fattore LS relativi a pendenze e lunghezze al di fuori di tali limiti sono estrapolati e quindi, non essendo verificati sperimentalmente, non se ne conosce l'attendibilità.

Per una migliore comprensione degli effetti delle caratteristiche morfologiche è necessario analizzare singolarmente il fattore lunghezza (L) ed il fattore pendenza (S).

- Fattore lunghezza L

Per lunghezza del versante si intende la distanza compresa tra il punto in cui si origina lo scorrimento superficiale delle acque e il punto in cui queste si riversano nella rete idraulica (scoline canali ecc.), oppure fino al punto in cui, per una diminuzione della pendenza, si ha deposizione del materiale trasportato. I dati sperimentali indicano che le perdite di suolo per unità di area aumentano proporzionalmente con l'aumentare della lunghezza elevata ad un esponente « m » i cui valori, precedentemente indicati, variano in funzione della pendenza. Su pendenze accentuate soggette ad intensi fenomeni di ruscellamento incanalato (rill), il valore dell'esponente « m » può anche essere sensibilmente superiore a 0.5.

Il fattore L che rappresenta il rapporto tra le perdite di suolo relative ad una parcella di data lunghezza rispetto a quella standard di 22.13 m può essere valutato con la seguente espressione:

$$L = \left(\frac{\lambda}{22.13} \right)^m \quad (2.12)$$

dove i simboli sono gli stessi utilizzati nelle espressioni sopra riportate per il fattore LS.

- Fattore pendenza S

Le perdite di suolo aumentano sensibilmente con l'aumentare della pendenza, ciò è facilmente comprensibile considerando l'accentuato movimento delle particelle a seguito dell'azione di distacco operato dalle gocce di pioggia e soprattutto della crescente velocità delle acque di scorrimento superficiale. Il fattore S viene valutato con le seguenti espressioni:

$$S = (0.065 + 0.045s + 0.0065s^2) \quad \text{pendenza in \%} \quad (2.13)$$

$$S = (65.41\sin^2\alpha + 4.56\sin\alpha + 0.0065) \quad \text{pendenza in gradi} \quad (2.14)$$

Il fattore S viene valutato come una funzione del seno dell'angolo di pendenza. Ciò in considerazione non solo del fatto che sia le forze di impatto delle gocce sulla superficie del terreno che lo sforzo di taglio dell'azione fluente delle acque, siano funzioni del seno dell'angolo della pendenza, ma anche perché la valutazione di S , su pendenze superiori al 18%, risulta più attendibile.

- Fattore di coperture vegetale C

Questo fattore tiene conto degli effetti della copertura del suolo, della successione delle colture, del loro livello produttivo, della durata delle varie fasi vegetative, delle pratiche colturali, della gestione dei residui colturali e della distribuzione dell'erosività della pioggia.

Il valore del fattore C nella USLE rappresenta il rapporto tra le perdite di suolo in determinate condizioni colturali o di copertura e quelle relative alla parcella

standard (maggese nudo) nelle stesse condizioni di aggressività climatica, di suolo e di morfologia. La valutazione di questo fattore non è sempre semplice per la variabilità, anche nello stesso ambiente, delle colture, delle successioni colturali, delle lavorazioni e tecniche colturali, del modo con cui vengono gestiti i residui delle colture (interrati con la lavorazione, lasciati sulla superficie del terreno o asportati dal campo) e della quantità degli stessi residui. Inoltre la copertura del suolo varia sia durante le varie fasi vegetative, sia in funzione della densità di investimento e della fertilità del suolo e la sua efficacia dal punto di vista conservativo, dipende oltre che dal tipo di copertura (aerea o a stretto contatto con il terreno), anche dal periodo nel quale si manifestano le piogge più erosive. Queste infatti produrranno una erosione molto più intensa se si verificano durante le fasi vegetative nelle quali la coltura non offre un sufficiente grado di copertura del suolo. Il valore del fattore C per una data coltura o sistema colturale può quindi essere differente da località a località a seconda della distribuzione dell'erosività della pioggia nei vari mesi dell' anno. Da quanto sopra detto seppure in forma schematica, risulta evidente che la scelta oculata delle colture e del modo con cui queste vengono gestite influenza sensibilmente l'entità dell'erosione. Essa rappresenta, in definitiva, uno dei mezzi più efficaci per contrastare il fenomeno erosivo. Per la difficoltà di gestire su larga scala tutti questi fattori che influenzano il parametro C si è preferibile ricorrere a valori medi reperiti in letteratura.

- Fattore pratiche conservative P

Nella USLE il fattore P rappresenta il rapporto tra le perdite di suolo in appezzamenti con una determinata pratica conservativa e quelle relative ad appezzamenti coltivati secondo le linee di massima pendenza. Le pratiche conservative considerate in questo fattore sono la lavorazione e coltivazione secondo le curve di livello (contouring), l'alternanza, nel senso della pendenza, di fasce di differenti colture con andamento parallelo alle curve di livello (contour stripcropping) ed i canali terrazze (terracing). Da un punto di vista conservativo sono molto efficaci e facilmente applicabili anche altre tecniche agronomiche quali le lavorazioni conservative (lavorazione minima o minimum tillage, semina sul suolo o soil seeding, ecc.), il mantenimento dei residui delle precedenti colture sulla superficie del terreno, la scelta di colture che per la loro densità offrono una elevata copertura del suolo e l'adozione di rotazioni che prevedano un'alta percentuale di colture protettive e miglioratrici della fertilità. Gli effetti conservativi di queste pratiche agronomiche non sono però considerati in questo fattore in quanto vengono valutati nel fattore C.

L'efficacia della lavorazione e coltivazione secondo le curve di livello (contouring) è massima su pendenze comprese tra il 3 e l'8% e diminuisce progressivamente al di sotto e al di sopra di detti valori di pendenza.

I canali-terrazza, sono più efficaci nel controllo dell'erosione delle altre pratiche conservative sopra elencate. Essi dividono la lunghezza della pendice in segmenti di lunghezza corrispondente alla interdistanza tra due successivi canali-terrazza. Con questo sistema pertanto tale interdistanza rappresenta la lunghezza dell'appezzamento che con le altre pratiche conservative è invece l'intera lunghezza della pendice. Ciò comporta una riduzione delle perdite di suolo per unità di area pari alla radice quadrata del numero di fasce, di uguale lunghezza, in cui è stata suddivisa la pendice. Le perdite di suolo unitarie, su pendenze uguali o maggiori del 5%, sono infatti proporzionali alla radice quadrata della lunghezza dell'appezzamento. Questo effetto non viene però valutato dal fattore P della USLE, ma determina una riduzione del fattore lunghezza (L).

I valori del fattore P da utilizzare quando si voglia mantenere l'erosione, nella zona compresa tra due canali-terrazza limitrofi, entro limiti accettabili sono quelli indicati per la lavorazione e coltivazione secondo le curve di livello. Nel caso in cui la USLE venga utilizzata per la valutazione della parte dell'erosione totale di un bacino (gross erosion) imputabile alle aree sistemate a canali-terrazza, i valori del fattore P sono notevolmente più bassi. Tale riduzione deriva dal fatto che gran parte dei materiali erosi nella zona compresa tra due canali-terrazza contigui si depositano (circa i 4/5) nel canale e non escono dall'area sistemata e di conseguenza non contribuiscono all'erosione totale del bacino.

4.2.2 Modifiche al modello USLE

Con l'aumento delle capacità computazionali degli elaboratori e con l'introduzione dei Sistemi Informativi Geografici (GIS), i singoli fattori della USLE sono stati modificati per poter applicare il modello a versanti o bacini estesi e così la discussione sull'ammissibilità della USLE si è estesa ad altri modelli derivati da procedure di miglioramento della stessa USLE: Revised USLE "*RUSLE*" (Renard et al., 1997), Modified USLE "*MUSLE*" (Williams, 1975) e USLE-Modified "*USLE-M*" (Kinnell & Risse, 1998), "*RUSLE-3D*" (Mitasova et al., 1996a; Mitas & Mitasova, 1998; Mitasova, 2000).

La *RUSLE* si propone di rendere più moderna la USLE modificando i parametri R, K e C e aggregando i coefficienti L ed S in un unico fattore LS che prende in considerazione la convergenza dei flussi adattandoli a simulazioni a scala di bacino, prendendo così atto della sempre più comune applicazione della USLE a scala di bacino. La *RUSLE* è stata soggetta a numerose versioni modificate per poterla adattare a varie esigenze applicative o alle disponibilità di dati; il parametro che più ha subito adattamento è quello che regola la pendenza e la lunghezza del versante LS di cui si esistono varie espressioni (es. Van Remortel et al., 2001; Desmet & Govers, 1996; Millward & Mersey, 1999; Mitasova et al., 1996a): queste differenze sono dovute soprattutto alla diffusione dei GIS e di modelli digitali del terreno (DEM) a maglia sempre più piccola che permettono il calcolo in automatico di questi fattori su ogni versante di bacino.

Il modello *USLE-M* (Kinnell & Risse, 1998), si propone di rappresentare la complessa interazione del rainsplash, della formazione del deflusso e l'erosione da deflusso superficiale, tutto attraverso una modifica del parametro R. Kinnell (1997) ha proposto un indice di erosività basato sul prodotto tra R_e (indice di erosività del singolo evento erosivo) ed il coefficiente di deflusso dell'evento Q_R , pari al rapporto tra il deflusso associato all'evento di pioggia (Q_e) e l'altezza di pioggia corrispondente (h_e):

$$R_{e,m} = Q_R R_e = \frac{Q_e}{h_e} R_e \quad (2.15)$$

La maggiore accuratezza della *USLE-M* rispetto alla *USLE* per la previsione della perdita di suolo a scala temporale dell'evento è legata principalmente al fatto che l'utilizzo di un indice di erosività in cui compare un termine legato al deflusso consente di esprimere bene l'effetto erosivo di eventi di pioggia caratterizzati da intensità o altezze di pioggia rilevanti, ma anche da modeste produzioni di deflusso. L'utilizzo dell'indice proposto da Kinnell ha portato successivamente anche ad una modifica degli altri fattori della *USLE*.

Il modello *MUSLE* (Williams, 1975) rappresenta una modifica dei parametri *USLE*, con l'aggiunta di un coefficiente per permetter l'applicazione della *USLE* a scala

di evento. La USLE considera l'erosione media annuale come una funzione dell'energia della precipitazione. Nella MUSLE, invece, il fattore "energia della precipitazione" viene sostituito con un fattore di deflusso. Questo migliora la previsione della produzione di sedimenti, elimina la necessità di inserire rapporti di distribuzione, e rende possibile l'applicazione a singoli eventi meteorici. La previsione della produzione di sedimenti è migliorata poiché il deflusso è una funzione delle precedenti condizioni di umidità, così come l'energia della precipitazione. Per l'utilizzo della USLE sono richiesti i rapporti di distribuzione (ossia la produzione di sedimenti in una sezione lungo la rete idrografica, rapportata alla fonte di erosione a monte del punto specificato), poiché il fattore di pioggia rappresenta l'energia utilizzata solo nella fase di distacco. I rapporti di distribuzione non sono richiesti per l'uso della MUSLE, dal momento che il fattore di deflusso rappresenta l'energia utilizzata nella fase di distacco e di trasporto del sedimento.

La Modified Universal Soil Loss Equation proposta da Williams nel 1975 è espressa dalla relazione:

$$A = 11.80(V_Q \cdot Q_P)^{0.56} KLSCP \quad (2.16)$$

Dove V_q è il volume del ruscellamento superficiale (m^3), Q_p è la portata di picco di deflusso (m^3/s), mentre K , LS , C e P sono i fattori della USLE.

Tutti questi modelli, valutano l'erosione considerando solo i processi di distacco e trasporto, ma non di deposito.

Un miglioramento in tal senso è stato ottenuto con la formulazione del modello **USPED** (*Unit Stream Power Erosion Deposition Model*). Il modello USPED è un semplice modello che predice la distribuzione spaziale dell'erosione e deposizione nelle ipotesi di flusso stazionario con pioggia effettiva uniformemente distribuita e in condizioni di capacità di trasporto limitato. Il modello è basato sulla teoria inizialmente sviluppata da Moore e Burch (1986) integrato da numerosi e successivi miglioramenti. Moore e Burch avevano proposto di valutare l'erosione e deposizione del suolo come conseguenza delle variazioni locali della capacità di trasporto di sedimenti. L'idea innovativa, proposta da questi studiosi, è sostanzialmente che il tasso di erosione o deposito non dipende dal valore in sé della capacità di trasporto quanto, piuttosto, dall'entità della variazione, da un punto all'altro, della stessa. L'erosione, cioè, si verifica laddove c'è un incremento della capacità di trasporto dell'acqua e, viceversa, dove c'è una diminuzione della capacità di trasporto l'acqua rilascia i sedimenti che sta trasportando, provocando deposizione. L'equazione per il calcolo del trasporto dei sedimenti ha una forma del tipo:

$$q_s = K_t q^m (\sin b)^n \quad (2.17)$$

dove q_s è il flusso di sedimenti ($Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$), q è il flusso dell'acqua per unità di area ($m^3\ m^{-1}\ s^{-1}$), b è la pendenza (gradi), K_t è il coefficiente di trasportabilità del flusso idrico (che dipende dal tipo e uso del suolo), i coefficienti m e n sono costanti, il cui valore è legato al tipo di suolo ed al tipo di flusso. Queste costanti sono grossolanamente impostate, nel caso di deflusso superficiale, rispettivamente a 1.6 e 1.3 (Foster et al., 1993). In condizioni di "capacità di trasporto limitato" si assume che la capacità di trasporto T sia uguale a q_s (flusso di sedimenti).

Moore e Burch hanno proposto di misurare la potenziale erosione e deposizione di sedimenti valutando il cambiamento della capacità di trasporto solido (lungo la direzione del flusso) tramite una derivata direzionale nella direzione di massima pendenza.

$$D(r) = \frac{dT}{ds} = K_t \{ [\text{grad}(h) \cdot s] \cdot \sin(b) - h \cdot K_p \} \quad (2.18)$$

dove s è il vettore unitario nella direzione di massima pendenza, h è la profondità della lama d'acqua stimata, K_p è la curvatura del profilo (la curvatura del terreno nella direzione di massima pendenza), K_t è il coefficiente di trasportabilità del flusso idrico e D è il tasso di erosione/deposizione netta.

Una formulazione 2-D è stata poi proposta in Mitsova et al. (1996b) e da Mitsova et al. (1996a), considerando il flusso di sedimenti e il flusso idrico $q_s = q_s(x; y)$ e $q = q(x; y)$ come vettori a due dimensioni (forma bivariata) e ottenendo l'erosione/deposizione espressa come:

$$D = \text{div}(q_s) = K_t \{ [\text{grad}(h) \cdot s] \sin(b) - h \cdot [K_t + K_p] \} \quad (2.19)$$

dove s è il vettore unitario nella direzione di massima pendenza, h (m) è la profondità della lama d'acqua, stimata dall' area a monte A , k_p è la curvatura del terreno (nella direzione della massima pendenza), k_t è la curvatura tangenziale, cioè la curvatura nella direzione tangenziale alla linea di contorno proiettata nel piano normale (Mitsova et al., 1998). La forma bivariata dimostra come la distribuzione spaziale dell'erosione e deposizione sia controllata dalla profondità del flusso superficiale (primo termine) e dalla locale geometria del terreno (secondo termine). Il confronto tra le due teorie mostra come il metodo proposto da Moore e Burch (1-D) fallisce rispetto a quello 2-D di Mitsova, nel predire zone di deposizione in aree dove la curvatura del terreno è vicina a zero ma presenta elevata concavità tangenziale (Mitsova et al., 1995). In pratica nelle zone a bassa curvatura del terreno k_p il modello 1-D predice deposizione indistintamente, mentre il modello 2-D può prendere in considerazione una eventuale curvatura tangenziale k_t che, quando è concava, fa diminuire la deposizione, con una migliore rispondenza alla realtà (Mitsova et al. 1998).

4.3 Modelli concettuali

I modelli concettuali descrivono i processi fisici che regolano il sistema, descrivendoli con relazioni empiriche. Sono caratterizzati dalla rappresentazione di un bacino attraverso serbatoi interni (Sivapalan et al., 2002): ogni serbatoio rappresenta un processo idrologico, permettendo la riproduzione del comportamento dinamico del bacino senza la necessità di informazioni di input di dettaglio. Questo permette a tali modelli di fornire una indicazione degli effetti qualitativi e quantitativi dei cambiamenti dell'uso del suolo, senza bisogno di grandi quantità di dati input spazialmente e temporalmente distribuiti.

Le stime dei parametri dei modelli concettuali sono spesso ottenuti mediante calibrazione con i dati osservati come le misure di portata dei flussi o delle concentrazioni di sedimenti. Questo determina dei problemi legati alla valutazione della stima dei parametri, ma nonostante questo, i modelli concettuali rappresentano un ottimo compromesso tra i modelli empirici ed i modelli fisicamente basati, essendo comunque in grado di interpretare i processi fondamentali con un utilizzo limitato di risorse.

Tra i modelli concettuali, quelli maggiormente utilizzati sono:

- AGNPS

Il modello *Agricultural Nonpoint Source Pollution* "AGNPS" (Young et al., 1987; 1989) è stato sviluppato per ottenere una stima uniforme ed accurata della qualità del deflusso, con particolare interesse per i nutrienti e i sedimenti, e per confrontare gli effetti delle varie alternative di tutela che possono essere annesse alla gestione del bacino idrografico.

I dati di input necessari a tale modello sono classificati in due categorie: dati riguardanti il bacino idrografico (*watershed data*), che comprendono informazioni applicabili all'intero bacino ed i dati collegati alle singole celle (*cell data*), che si basano sulle pratiche di gestione del territorio e sulle tipologie di suoli, in ogni cella della griglia di calcolo.

È ben noto dalla letteratura che l'AGNPS è un modello popolare tra i ricercatori ed è stato spesso utilizzato insieme ad altri modelli e con alcuni GIS, quali: *Arc/Info*, *Grass*, *Idrisi* (Needham & Vieux, 1989; Lee & Terstriep, 1991; Panusca et al., 1991; He et al., 1993; Klagofer et al., 1993).

- SWAT

Il *Soil Water and Assessment Tool* "SWAT" (Arnold et al., 1993), sviluppato originariamente come estensione dell' SWRRB è un modello di bacino continuo e spazialmente semidistribuito, che opera su spazi di tempo giornalieri. Esso simula il movimento del deflusso, dei sedimenti, dei nutrienti e dei pesticidi attraverso un bacino idrografico e consente di valutare le risorse idriche e l'inquinamento da fonti diffuse in grandi bacini.

4.4 Modelli fisicamente basati

I modelli fisicamente basati si fondano sulla comprensione della fisica dei processi di erosione e di trasporto dei sedimenti e sulla descrizione del sistema utilizzando equazioni che governano il trasferimento di massa, il moto e l'energia (Doe et al., 1999; Kandel et al., 2004). Essi utilizzano, quindi, parametri fisicamente riconoscibili che nella realtà sono numerosi e difficilmente misurabili; quand'anche lo fossero, spesso la scala spaziale di misura e di simulazione non coincidono, per cui devono essere calibrati rispetto ai dati osservati.

La tecnologia fisicamente basata calcola l'erosione con una rappresentazione matematica dei principali processi idrologici e di erosione, quali: distacco da impatto della goccia di pioggia, il distacco di particelle flusso superficiale, il trasporto dei sedimenti dalle gocce di pioggia, e il trasporto e deposizione del flusso superficiale.

I modelli fisicamente basati nascono dall'esigenza di valutare la distribuzione spaziale del runoff e dei sedimenti sulla superficie durante eventi singoli in aggiunta alla definizione della perdita di suolo e del runoff totale, elementi difficilmente valutabili dai metodi empirici. Quest'ultimi, infatti, non permettono la simulazione del movimento dell'acqua e dei sedimenti sulla superficie e non possono essere applicati a scala piccola come la singola parcella o piccoli bacini.

La maggior parte dei modelli fisicamente basati utilizza il ben noto principio di continuità espresso con un'equazione in forma differenziale (Bennett, 1974; Kirkby, 1980). Tale equazione viene applicata ad un tratto di versante tenendo in conto i sedimenti provenienti dalle zone a monte del tratto ed i sedimenti prodotti all'interno del tratto stesso. La quantità totale di sedimenti che attraversano la sezione di chiusura del tratto di versante in questione viene valutata riproducendo i processi di

distacco e trasporto di particelle solide per effetto dell'azione battente della pioggia e del deflusso. In particolare, nella generica sezione trasversale la concentrazione di sedimenti nel deflusso è determinata istante per istante effettuando un bilancio tra la quantità di materiale solido proveniente da monte, la quantità di materiale distaccato in corrispondenza della sezione stessa e la capacità di trasporto della corrente. Laddove quest'ultima risulta insufficiente a tenere in moto tutto il materiale solido disponibile si verifica deposito.

Meyer e Wischmeier (1969) sono stati tra i primi ad utilizzare tale approccio per mettere a punto un modello matematico per la simulazione del processo erosivo. Detto modello include quattro equazioni che valutano la quantità di materiale solido distaccato per effetto dell'azione battente della pioggia e del deflusso, nonché la capacità di trasporto delle particelle solide da parte delle gocce di pioggia e del deflusso. Successive applicazioni del modello ai diversi tratti in cui viene suddiviso un intero versante consentono di valutare la perdita di suolo complessiva. A causa della sua semplicità il modello ha però evidenziato dei limiti significativi. Ad esempio intensità di pioggia, velocità di infiltrazione e portata defluente vengono considerati costanti nel tempo, il terreno è supposto privo di copertura vegetale e non si tiene conto dei possibili trattamenti cui può essere sottoposto, l'invaso dell'acqua nelle depressioni superficiali del terreno viene trascurato.

I modelli fisicamente basati sono stati introdotti dopo il 1970, con lo sviluppo della tecnologia informatica. Esempi di primi modelli fisicamente basati sono: Aerial Non Point Source Watershed Environment Response Simulation "ANSWERS" (Beasley et al., 1980), Chemicals, Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems "CREAMS" (Knisel, 1980) the Water Erosion Prediction Project "WEPP" (Nearing et al., 1989), ed i più recenti European Distributed Basin Flow and Transport Modelling System "SHETRAN" (Ewen, 1995). Le equazioni sono formulate per l'utilizzo di dati spaziali e temporali continui, ma i dati utilizzati nella pratica sono spesso dati puntuali per rappresentare, ad esempio, tutta una zona all'interno di un bacino imbrifero.

Vengono di seguito riportate alcune delle metodologie più usate nella letteratura scientifica.

- CREAMS

Il CREAMS (Chemicals, Runoff and Erosion from Agricultural Management System) (Knisel, 1980; Foster et al. 1980) è un modello operante a scala di parcella o di vasta area per la stima di deflussi, infiltrazione, erosione e trasporto chimico per i sistemi di gestione agricola, può operare sia sul singolo evento di pioggia che su un periodo mediato più o meno lungo, dai due ai cinquant'anni. Il modello non richiede calibrazione per ogni singola applicazione, è semplice e di facile intuizione con pochi parametri che descrivono nel modo più relativamente accurato possibile il sistema fisico, stima i deflussi, l'infiltrazione, l'erosione nonché la quantità di nutrienti vegetali ed inquinanti assorbiti e dissolti.

Le maggiori limitazioni del modello riguardano nella sua ridotta capacità di gestione ed elaborazione dei dati e la non buona possibilità di simulare i processi di accumulo e scioglimento della neve e l'impatto idrologico del terreno ghiacciato (Knisel et al., 1983).

- SWRRB

L'SWRRB (*Simulator for Water Resources in Rural Basins*) è un modello sviluppato per simulare la qualità delle acque in bacini rurali (Williams et al., 1985). Il

modello SWRRB opera su un lasso di tempo giornaliero e simula le condizioni meteorologiche, idrologiche, crescita delle colture, sedimentazione, avanzamento e regressione della piena, movimento dei nutrienti e dei pesticidi. E' stato sviluppato come una versione modificata del CREAMS, reso applicabile a bacini rurali più estesi e complessi. Da esso deriva il modello SWAT.

- EUROSEM

EuroSEM (*European Soil Erosion Model*) (Morgan et al., 1998) è un modello per la previsione dell'erosione relativa a ciascun evento piovoso in appezzamenti agricoli e piccoli bacini. L'entità delle perdite di suolo derivano dal confronto tra la capacità di trasporto del flusso e la quantità di sedimenti distaccati. Le equazioni che descrivono i processi erosivi sono collegate con il modello KINEROS, specificatamente adattato per essere riutilizzato. Fra gli obiettivi di EuroSEM vi è il consentire di valutare i rischi dell'erosione, la possibilità applicarlo a piccoli appezzamenti di terra, di operare sulla base di eventi, di essere un valido strumento per scegliere misure per la protezione del suolo. Il modello EuroSEM ha permesso di trattare nuove casistiche, specialmente nella modellazione di terreni terrazzati, che in alcune zone sono uno dei sistemi più utilizzati per l'agricoltura. Il progetto non è ancora del tutto finito infatti la collaborazione andrà avanti per includere nel calcolo del deflusso e dell'erosione molte più informazioni derivanti dalla vegetazione, dalla capacità di invaso e dalla sedimentazione che ancora non sono del tutto dettagliate.

- KINEROS 2

Il modello KINEROS 2 (*Kinematic Runoff and Erosion Model v2*) (Woolhiser et al., 1990) è stato ideato a partire dal modello KINEROS per un bacino sperimentale vicino Tombstone in Arizona. Il modello, fisicamente basato ed orientato all'evento, descrive i processi di intercettazione, infiltrazione, deflusso superficiale ed erosione in piccoli bacini agricoli ed urbani. Il modello rappresenta un bacino attraverso una sequenza di tre reti di piani e canali e risolve le equazioni differenziali alle derivate parziali attraverso un tecnica alle differenze finite. La variazione spaziale di intercettazione, infiltrazione, deflusso superficiale, erosione e trasporto di sedimenti può essere trascurata.

- RILLGROW

Il modello RillGrow implementato da Favis e Mortlock (1996; 1998) tenta di stimare i canali (rill) che si formano in natura ad opera dell'erosione superficiale. Il modello sviluppa una rete di canali ed un versante rappresentativi di quelli naturali attraverso la simulazione stocastica di pacchetti rappresentativi dei singoli eventi di modellamento erosivo e della distribuzione delle altezze a partire dal controllo di rilievi laser scanner effettuati sul territorio.

- TCRP

La metodologia *Tillage-Controlled Runoff Pattern model* proposta da Takken et al. nel 2001, crea il percorso del deflusso per arrivare alla mappa della direzione del flusso combinando il percorso dei deflussi associato alla topografia con quella associata alla lavorazione controllata del terreno. Per la creazione di tali strumenti è necessario avvalersi di un DEM. Per la creazione della seconda mappa è necessario

assumere che l'acqua scorre sempre nella direzione delle coltivazione nei campi coltivati.

- WEPP

L'obiettivo del *Water Erosion Prediction Project* (Nearing et al., 1989) è quello di sviluppare una tecnologia per la predizione dell'erosione che sia utilizzabile nei diversi settori d'applicazione. Il modello è uno strumento tecnologico sia per le stime temporali che spaziali di erosione e deposito nel bacino, considerandolo come una sequenza di versanti e canali che possono essere sia semplici ed uniformi che articolati e complessi. Il WEPP è un modello a parametri distribuiti ed a simulazione continua per la stima dell'erosione. Il modello tiene in conto le piogge e le intensità di pioggia, la tessitura qualitativa del suolo, i parametri relativi alla crescita vegetale, la sostanza organica, gli effetti delle lavorazioni sulle caratteristiche del suolo e sui depositi di suolo, la pendenza, la ripidezza, l'orientazione del versante e i parametri di erodibilità del suolo. Il computo simula un certo numero di anni in continuo dove per ogni giorno sono previsti dati climatici differenti.

4.5 Il concetto di scala nei modelli di erosione

I processi idrologici ed erosivi variano sia nello spazio che nel tempo, per cui nella stima dell'erosione, uno dei primi problemi da porsi è definire la scala spaziale e la scala temporale.

Negli ultimi anni, infatti, con l'introduzione dei GIS, una delle sfide principali affrontate nella modellazione dell'erosione del suolo, è la non corrispondenza presente tra la piccola scala, spaziale e temporale necessaria nella fase di raccolta dei dati e di concettualizzazione del modello, e la larga scala spaziale e temporale che caratterizza la maggior parte dei modelli (Renschler e Flanagan, 2002). I processi idrologici ed erosivi (considerando la variabilità spaziale ed i fenomeni fisici, chimici e biologici) avvengono su un ampio range di scale spaziali e temporali (Fig. 2.10).

Le tipiche scale dei modelli sono quella locale (1 m^2), di versante (100 m^2), di bacino idrografico (100 km^2) e regionali ($> 10.000 \text{ km}^2$) per quella spaziale, e l'evento (~ 1 giorno), stagionale (~ 1 anno) e lungo termine (~ 100 anni) per quella temporale.

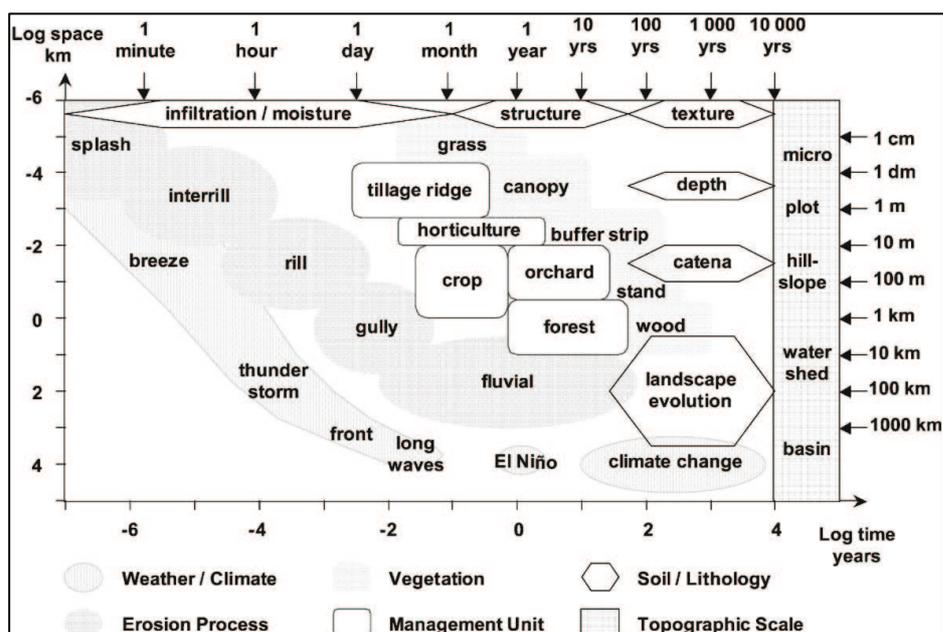


Fig. 2.10 Principali processi erosivi a differenti scale spaziali e temporali (da Renschler & Harbor, 2002)

Mannaerts (1993), Kirkby et al. (1998) e Zhang et al. (2004) evidenziano che i modelli previsionali di erosione del suolo sono molto sensibili ai cambiamenti di scala, sia spaziali che temporali. Gli errori principali provengono dalle incompatibilità presenti tra la scala del modello, la scala dei parametri di input, e la scala di output del modello prevista.

Un problema comune è che i parametri misurati in una scala o in più scale diverse, vengono poi utilizzati in un modello costruito su un'altra scala (Xia e Clarke, 1997; Vigiak et al., 2005). Anche se risulta di notevole difficoltà scalare un insieme complesso di parametri e creare una corrispondenza tra i vari processi, è possibile identificare alcuni parametri scalabili all'interno di complessi processi di erosione per ridurre l'incertezza della scala di modellazione (Pecknold et al., 1997).

L'"*upscaling*" ed il "*downscaling*" descrivono la direzione del cambiamento della dimensione e richiedono metodi di interpolazione ed estrapolazione o aggregazione e disgregazione. Qualsiasi metodo che diminuisce gli effetti di scala potrebbe apportare un notevole miglioramento nei risultati di modellazione dal momento che sembra impossibile eliminare completamente l'effetto della scala nei modelli di erosione. Ci sono diversi metodi disponibili che permettono la trasformazione di modelli di erosione in tutte le scale spaziali.

4.5.1 Modelli di calibrazione.

L'approccio di calibrazione viene utilizzato per adattare un modello applicabile a piccola scala per la sua applicazione a grande scala, utilizzando dei valori di calibrazione. La tecnica di calibrazione consiste nella creazione di una relazione empiricamente calibrata tra i dati a piccola e quelli a grande scala, per cui è necessario che siano disponibili sia i dati raccolti su piccola scala che quelli su grande scala. Il modello può essere validato solo entro i valori di input e output dei dati utilizzati per la taratura e, inoltre, l'introduzione di nuove variabili richiede una ricalibrazione delle relazioni (Xiong & O'Connor, 2000). Nella pratica, è difficile effettuare misurazioni per la calibrazione a varie scale, in particolare su scala molto grande. Inoltre, a causa della non linearità dei processi coinvolti e dell'eterogeneità del sistema naturale, non è possibile pensare che l'uso dei valori di taratura possano descrivere i processi reali esattamente, tuttavia, esso fornisce comunque una rappresentazione piuttosto vicino alla realtà (Cabelguenne et al., 1990).

4.5.2 Modelli multiscala.

Poiché i processi di erosione variano con la scala, è necessario utilizzare diversi modelli e dati per varie scale, come ad esempio una parcella di terreno, un singolo versante, il bacino idrografico, la scala regionale e la scala globale (Brazier et al., 2001; Veldkamp et al., 2001). Metodi separati di "*scalatura*" potrebbero essere sviluppati per ogni singolo processo e le norme per la trasformazione tra questi potrebbero essere utilizzati per sintetizzare ogni singolo metodo in un unico metodo di scala, che mette insieme il comportamento di ognuno di essi. La scala di parcella potrebbe rappresentare i processi fisici in dettaglio, mentre un modello applicato su larga scala può fornire un valore concentrato come l'erosione potenziale cumulata a scala di bacino, regionale o mondiale (Wickenkamp et al., 2000). In tal modo, gli effetti della scala sono inclusi in ogni singolo modello e il processo di erosione potrebbe essere descritto accuratamente. I parametri ottenuti da dati stimati in modo molto dettagliato possono essere utilizzati per l'applicazione dei modelli fisicamente basati,

però è ormai riconosciuta la notevole difficoltà nella reperibilità degli stessi, soprattutto quando si opera su larga scala.

4.5.3 Modelli concentrati

Poiché i modelli di erosione erano calibrati e validati sulla base di misure puntuali, senza tener conto della variabilità spaziale e temporale, i modelli concentrati sono stati introdotti per considerare l'eterogeneità dei parametri ambientali (Picouet et al., 2001). Le variabili predette vengono espresse come valori medi (ad esempio la perdita di suolo media su tutto il bacino), per cui il modo più comune per trattare un sistema di parametri concentrati è considerare la media spaziale delle proprietà e calcolare i valori medi dei parametri dei modelli. Alternativamente, un modo più efficace per l'elaborazione di un modello a parametri concentrati è quello di scegliere i parametri aggregati rappresentativi che tengono conto dell'eterogeneità.

4.6 Scala temporale nei modelli di erosione

Da quanto detto sopra, è evidente che la variabilità e la non linearità dei processi di erosione e deposizione su varie scale influenza in modo significativo i meccanismi di generazione di deflusso superficiale ed erosione del suolo. In particolare, la dinamica temporale delle precipitazioni e le caratteristiche della superficie (come ad esempio la copertura vegetale), che variano anche nello spazio, hanno una forte influenza sulla generazione del deflusso superficiale e la conseguente erosione del suolo, a causa soprattutto della natura non lineare dei processi di infiltrazione, distacco delle particelle di suolo e trasporto. Poiché questi fenomeni sono istantanei, la loro modellazione richiederebbe dei dati ad alta risoluzione temporale, inoltre poichè la disponibilità dei dati è spesso limitata al tempo su scala annuale spesso gli studi si basano su una stima annuale, e solo raramente su una stima giornaliera. Pertanto, un fattore chiave nella scelta di un modello adeguato di erosione/deposizione è la scala temporale in cui i processi di erosione saranno previsti (Veldkamp et al., 2001).

L'erosione del suolo da scorrimento superficiale porta alla creazione di forme specifiche del paesaggio sia durante un breve intervallo temporale, sia lungo (Kandel et al., 2004). In alcuni casi, infatti, il paesaggio può essere drasticamente modificato in poche ore a causa di un evento di pioggia estremo (Renschler et al., 1999). Per cui, i tassi di erosione del suolo in genere mostrano grande variabilità sia all'interno del singolo evento che tra un evento e l'altro.

I modelli basati sulla scala d'evento sono stati sviluppati per valutare la risposta della superficie per il singolo evento di pioggia. Per ogni evento, la scala temporale è dell'ordine di minuti e dell'ora. Gli algoritmi del modello sono stati spesso sviluppati per l'applicazione su piccole parcelle o celle di una griglia in un bacino idrografico.

In alternativa, una risoluzione temporale più grande viene utilizzata nei modelli che valutano le tendenze generali nel corso del tempo rispetto alle variazioni delle precipitazioni, della vegetazione o della gestione del territorio (Renschler e Flanagan, 2002).

Un terzo approccio è quello di utilizzare un passo temporale continuo, di solito quotidiano, che è sensibile, per esempio, alla variazione delle zone sature o altri processi che possono essere osservati in questo passo di tempo, ma non permettono di valutare la risposta della superficie per eventi di alta intensità e di breve durata (Wainwright et al., 2003).

5. Valutazione del rischio erosione su scala mondiale, internazionale e nazionale

Nel corso degli anni sono stati formulati molti progetti per la stima del rischio di degrado o erosione del suolo su scala mondiale, nazionale e internazionale. Molti, sono stati anche i tentativi di valutazione in ambito europeo.

In ambito mondiale l'International Soil Reference and Information Centre (ISRIC) su richiesta dell'UNEP (United Nations Environment Programme) ha sviluppato il progetto GLASOD (Oldeman et al, 1991) (Global Assessment of Soil Degradation) per la stima del degrado del suolo che si poneva come obiettivo quello di rafforzare la consapevolezza sui rischi derivanti da una cattiva gestione del territorio.

Nel 1988, l'ISRIC ha coordinato a livello mondiale un programma in cooperazione con un grande numero di ricercatori in tutto il suolo mondo per produrre nel più breve tempo possibile una valutazione globale e scientificamente credibile dello stato di degrado del suolo. Bisogna riconoscere che il progetto GLASOD è stato l'unico tentativo di stima su scala mondiale, ma poiché si basa sulla compilazione di un questionario da parte dei rappresentanti di ogni Nazione coinvolta, si basa troppo sul giudizio esperto e per questo manca di oggettività.

Nel 2005 il progetto EROAHI (soil and water conservation in the East African highlands) ha sviluppato nuovi metodi per la riduzione della perdita di produttività del suolo ad opera dell'erosione fornendo un'analisi di costi/benefici e simulando una pianificazione a scala di bacino.

Attraverso l'interazione di degli agricoltori e dei ricercatori. Questi ultimi, infatti hanno effettuato indagini di campo per la valutazione del grado di erosione, considerando gli indicatori di erosione definiti dagli agricoltori sulla base della loro esperienza.

Nel 2000, in Cina è stato presentato un progetto chiamato EROCHINA (soil conservation on the Chinese Loess Plateau) per sviluppare un metodo di pianificazione partecipativa, mediante la modellazione dell'erosione del suolo, per trovare strategie di conservazione accettabili sia per la classe politica che per le famiglie contadine, nel rispetto delle condizioni socio-economiche. Anche in questo caso c'è l'interazione tra ricercatori ed agricoltori, infatti, inizialmente il progetto prevede l'applicazione del modello LISEM per la stima della perdita di suolo e la successiva fase di definizione delle misure di conservazione vengono formulate e discusse insieme alle autorità locali ed alle famiglie degli agricoltori.

Nel 1998 (Montier et al., 1998) uno studio è stato pubblicato dall'INRA (Institut National de la Recherche Agronomique, France) e dal IFEN (Institut Français de l'Environnement): "L'érosion hydrique des sols en France" con l'obiettivo di valutare il rischio di erosione nelle aree agricole della Francia. Il modello utilizzato stima l'erosione, senza considerare i fenomeni di trasporto e deposito, su base stagionale e mettendo in relazione i fattori climatici con l'uso del suolo. In dettaglio il modello si sviluppa in tre fasi: una prima fase valuta la suscettibilità potenziale del suolo all'erosione, mediante l'incrocio di dati sui suoli, di uso del suolo e di pendenza; una seconda fase valuta il rischio di erosione stagionale per unità spaziale (che può essere un bacino idrografico, un'area agricola, o un unità di dimensione più piccola), incrociando la suscettibilità potenziale con le precipitazioni medie stagionali; una terza fase prevede l'identificazione dei diversi tipi di erosione per poi valutarne il rischio in funzione del tipo di erosione.

Nel 1999 il progetto Europeo MEDALUS (Mediterranean Desertification And Land Use) ha sviluppato il sistema a indicatori in chiave ESA (Environmental Sensitive Areas) per la valutazione della vulnerabilità ambientale ai processi di desertificazione. Il modello ESA definisce un concetto di qualità ambientale rappresentata da diverse componenti: suolo, clima, vegetazione e gestione del territorio. Per ogni componente vengono identificati un certo numero di fattori ritenuti significativi per spiegare i processi di desertificazione. Ad esempio, per quanto riguarda la qualità climatica le variabili considerate sono: precipitazioni, aridità, esposizione dei versanti. I valori riscontrati per queste variabili vengono utilizzati per calcolare l'indice di qualità climatica (CQI). L'insieme degli indici tematici viene sintetizzato per ottenere un indice complessivo detto ESAI. Questo indice esprime il livello di rischio di desertificazione per le aree considerate.

Nel 1999, è stato sviluppato il progetto PESERA (Pan-European Soil Erosion Risk Assessment) che utilizza un modello del tipo "process-based" e spazialmente distribuito per quantificare l'erosione idrica del suolo e valutarne il rischio in tutta Europa. In particolare il progetto si articola in tre fasi principali. Una prima fase si concentra sullo sviluppo del modello per quantificare l'erosione calibrando e validando le informazioni già esistenti sulle misure del tasso di erosione del suolo prelevati da piccoli bacini di tutta l'Europa. La seconda fase prevede la validazione ed il confronto con il rischio stimato in Europa con altri metodi di valutazione. L'ultima fase prevede l'applicazione del modello e l'utilizzo di un'interfaccia user-friendly con la creazione di gruppi di utenti sia a livello nazionale che internazionale che in collaborazione con i gruppi di esperti per testare il modello e valutare i risultati del progetto.

A livello nazionale, l'European Soil Bureau Network (ESBN) del Centro Comune di Ricerca Ispra (VA) ha elaborato la carta di valutazione del rischio di erosione del suolo in Italia. Lo studio è basato sulla determinazione del rischio di erosione potenziale (potential soil erosion risk) ed effettivo (actual soil erosion risk) in base ai principi e ai parametri definiti dalla Universal Soil Loss Equation (USLE). La formula, però, è stata opportunamente modificata per poterla adattare alle condizioni dell'Italia (climatiche, pedologiche, ecc.), ai metodi colturali specifici ed alla diversa scala di applicazione.

Con riferimento al territorio italiano, uno dei primi studi sull'erosione è stato effettuato da Gazzolo & Bassi (1961) con la proposta di una classificazione dei terreni in base al grado di erodibilità, la quale, insieme ai dati di 70 stazioni torbidimetriche, ha prodotto una mappa ad isolinee dell'erosione media. Successivamente gli stessi Autori (1964) hanno considerato i rapporti fra il trasporto torbido e le condizioni fisiografiche maggiormente influenti sui processi erosivi (precipitazioni, pendenza dell'asta fluviale, copertura boschiva, fattori geologici e grado di erodibilità).

Il metodo maggiormente utilizzato per la stima del trasporto torbido di bacini idrografici, anche in assenza di stazioni torbidimetriche, è quello proposto da Ciccacci et al. (1980) e che è stato successivamente applicato, insieme alla metodologia RUSLE al bacino del fiume Tusciano in Campania (Zampoli M., 2007).

Un esempio a scala regionale è stato realizzato in Toscana meridionale, dove dall'incrocio della "Carta dell'erosione del suolo in atto", preliminarmente redatta su base aerofotointerpretativa controllata a terra, con la "Carta delle pendenze", secondo i criteri indicati da Bergsma (1986), è stata derivata la "Carta del rischio potenziale di erosione del suolo" (Rossi et al., 1997).

Sempre a scala regionale, è stata prodotta la carta del rischio di erosione dei suoli della Provincia dell'Aquila, utilizzando una metodologia che combina la logica della USLE con i criteri proposti dalla FAO e ripresi anche dall'ITC (International

Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences di Enschede - Olanda) e dall'ICONA (Istituto Nacional para la Conservación de la Naturaleza di Madrid - Spagna). L'indice di rischio di erosione viene così espresso come il prodotto di sette fattori (erosività delle piogge, litologia, acclività, profondità e tessitura media del suolo, uso del suolo, movimenti di massa) parametrizzati e classificati su base cartografica, mediante la suddivisione del territorio in unità omogenee, e con l'attribuzione di "pesi" alle varie classi, proporzionalmente all' influenza esercitata sui processi di perdita di suolo (Lorè & Magaldi, 1995).

Cartografia tematica ed immagini da satellite NOAA-AVHRR e Landsat TM sono state adoperate per lo studio dell'impatto delle agro tecnologie sui sistemi agricoli nei bacini idrografici del Po, del Tevere e dell'Isonzo - Tagliamento (Gomasca, 1995).

Molte altre applicazioni dei metodi di stima dell'erosione idrica sono state effettuate, soprattutto a scala di bacino (Aronica et al., 2002; Ferro et al., 2003; Candela et al., 2006) o regionale (Giordano et al., 2004) in varie regioni italiane, ma non si hanno al momento valutazioni a scala regionale in Campania.

6. Definizione del degrado ambientale per fenomeni di erosione idrica del suolo

Tra le innumerevoli metodologie presenti in letteratura per la stima dell'erosione idrica, quella maggiormente applicata a scala di versante, di bacino o regionale è sicuramente la USLE/RUSLE, che è stata formulata per la predizione dell'erosione su scala annuale per aree specifiche ed in particolari condizioni di precipitazione e di sistemi agricoli e gestionali, ma che nel corso degli anni è stata modificata ed utilizzata sia per una valutazione quantitativa che qualitativa dell'erosione idrica a diverse scale spaziali e temporali.

Questo modello, però come tanti altri stima la perdita di suolo senza tener conto dell'effettivo danno subito dal sistema in funzione sia dell'intensità del fenomeno sia delle caratteristiche del sistema stesso. In pratica se due aree sono caratterizzate dalla stessa quantità di perdita di suolo, potrebbero subire danni completamente diversi a secondo di quanto il sistema sia più o meno vulnerabile.

Inoltre secondo la definizione data dalla UNISDR (2009), il termine *"environmental degradation"* si riferisce a: *"the reduction of the capacity of the environment to meet social and ecological objectives and needs"*.

Questa riduzione di capacità dell'ambiente può essere il risultato sia di una eccessiva pericolosità degli eventi calamitosi (ovvero della loro frequenza e intensità) sia di una eccessiva vulnerabilità dei beni esposti.

Per questo motivo l'analisi del degrado in Campania è stata effettuata mediante valutazione del danno subito dal sistema tenendo conto sia dei caratteri di pericolosità del fenomeno sia dei caratteri di vulnerabilità del sistema esposto.

In prima analisi sono stati individuati ed analizzati i fattori di pericolosità e di vulnerabilità che concorrono alla definizione del degrado e successivamente è stato valutato il degrado come prodotto tra la pericolosità e la vulnerabilità.

6.1 Fattori di pericolosità e di vulnerabilità

Per le definizioni di rischio, pericolosità e vulnerabilità (a cui si aggiungono altri termini, quali sensibilità, resilienza, capacità adattiva, capacità di reazione ecc...) esiste una vasta letteratura, perché in genere esse sono legate al contesto in cui vengono impiegate e spesso si rischia di utilizzarle in modo errato o ambiguo.

Oltre alla definizione di degrado ambientale e prima di definire rischio, pericolosità e vulnerabilità, è importante chiarire anche il concetto di disastro naturale, caratterizzato anch'esso da svariate definizioni utilizzate per cercare di raggiungere un consenso generale.

Secondo la definizione dell'UNISDR (2009):

DISASTRI NATURALI

“A serious disruption of the functioning of a community or a society involving widespread human, material, economic or environmental losses and impacts, which exceeds the ability of the affected community or society to cope using its own resources”.

I disastri sono definiti come il risultato della combinazione di più elementi: l'esposizione ad un pericolo, la presenza di condizioni di vulnerabilità, l'insufficiente capacità di ridurre il danno con potenziali conseguenze negative. Come conseguenza di un disastro si possono avere perdita di vite umane, effetti negativi al benessere sociale, fisico e mentale degli uomini, danni alle proprietà, distruzione delle risorse e degrado ambientale.

Tutti i processi naturali (per es.: precipitazioni, piene, frane) sono elementi fondamentali nel mantenimento delle risorse naturali di cui un ambiente sociale si serve, ma quando l'intensità di un processo o di un evento supera determinate soglie, esso diventa un fattore di pericolosità in grado di innescare un disastro naturale.

Ad esempio nel caso delle piogge (Fig. 2.11) un innalzamento o un abbassamento del livello di soglia nel tempo può diventare un evento pericoloso, rispettivamente un'inondazione o una siccità.

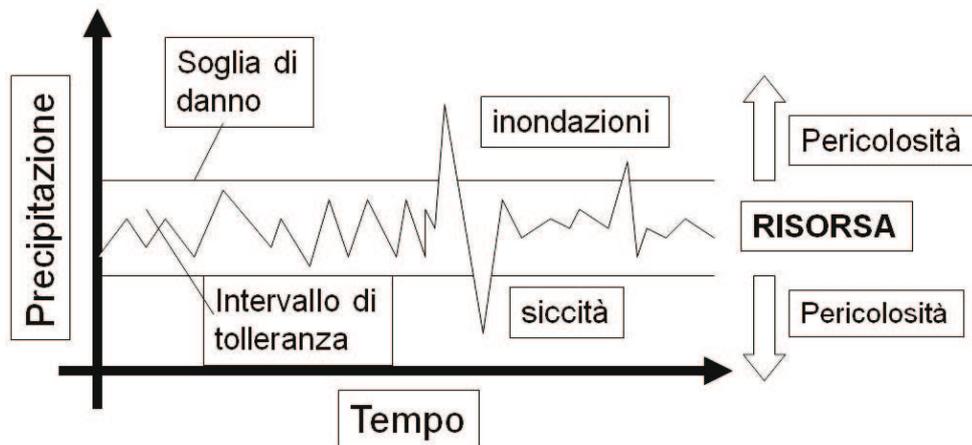


Fig. 2.11 Potenziale trasformazione di una risorsa naturale in evento pericoloso.

Secondo l'analisi effettuata da David J. Varnes in un rapporto dell'UNESCO del 1984 il rischio totale relativo al dissesto idrogeologico può essere espresso dalla relazione:

$$R_t = R_s \times E = H \times V \times E \tag{2.20}$$

Dove:

RISCHIO TOTALE (R_t)

“numero atteso di danni relativi ad un evento catastrofico in termini di vite umane, persone ferite, danni alle proprietà ed alle attività economiche”

ELEMENTI A RISCHIO (E)

“la popolazione, le proprietà e le attività economiche potenzialmente in pericolo con riferimento a un dato fenomeno catastrofico”

RISCHIO SPECIFICO (R_s)

“grado atteso di perdite legato ad un particolare fenomeno naturale ed è espresso dal prodotto di H per V”

PERICOLOSITÀ NATURALE (H)

“probabilità che un dato evento naturale possa verificarsi con una certa intensità, in una data area ed in un certo periodo di tempo”

VULNERABILITÀ (V)

“grado di danno atteso nei confronti di un elemento o di un insieme di elementi, espresso con una scala da 0 (nessun danno) a 1 (distruzione totale)”

Non bisogna però confondere il “rischio” con il “disastro”, in quanto il rischio è (almeno teoricamente) una probabilità calcolabile di perdita di un certo elemento, dove il “pericolo” di causare conseguenze negative è solo potenziale (se e in che misura queste conseguenze diventeranno realtà dipende dalla ‘vulnerabilità’ dell'elemento a rischio). Al contrario un “disastro” significa che le conseguenze potenzialmente negative sono diventate realtà grazie alla verificarsi di un pericolo. Una situazione di rischio inaccettabile si verifica o a causa di un eccessivo livello di vulnerabilità oppure da un eccessivo livello di pericolosità. Di contro, la mitigazione del rischio si attua operando su questi due termini, ossia mitigando la pericolosità e/o la vulnerabilità (Fig. 2.12).

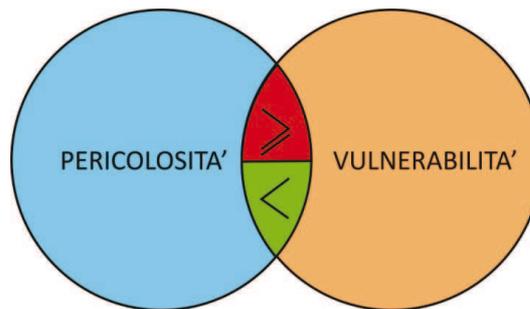


Fig. 2.12 Relazione tra rischio pericolosità e vulnerabilità

La pericolosità è funzione della probabilità di accadimento, ma anche della magnitudo di un fenomeno naturale, quindi dipende dalla sua intensità, come sottolineato da Fell nel 1994 che definisce la pericolosità come il prodotto tra la probabilità per la magnitudo.

La vulnerabilità è funzione sia del tipo di elemento considerato sia del tipo di processo e della sua intensità, in quanto è il risultato dell'interazione tra l'energia liberata dall'impatto dell'evento sull'elemento a rischio e la capacità di quest'ultimo di resistere all'impatto stesso.

Inoltre esistono diversi aspetti legati alla vulnerabilità che derivano da fattori fisici, sociali, economici ed ambientali ed è per questo motivo che è possibile distinguere quattro categorie di vulnerabilità (fisica, economica, sociale ed ambientale) come sottolineato anche nel progetto europeo IMIRILAND (Amatruda et al. ,2004).

Secondo gli autori per la definizione della vulnerabilità ambientale è necessario considerare:

- l'intensità del fenomeno (in relazione agli effetti negativi che produce direttamente o indirettamente sui beni ambientali),
- la funzione del bene ambientale (specie floro-faunistiche ed elementi antropici),
- grado di resistenza delle strutture antropiche (quali villaggi storici alpini) o capacità di ripopolamento delle specie naturali.

Quindi, proprio in relazione ai beni ambientali come il suolo, la vulnerabilità è funzione, oltre dell’intensità del fenomeno, soprattutto della tipologia del bene ed della capacità di risposta dello stesso, che viene definita “resilienza”.

Sempre secondo le prescrizioni UNISDR (2009), la resilienza è l’abilità del sistema esposto ad un fenomeno calamitoso, di assorbire, rimediare e recuperare al danno subito in un modo più o meno rapido, ripristinando la sua struttura e le sue funzioni essenziali.

In riferimento al degrado per fenomeni da erosione idrica dei suoli sono stati identificati diversi fattori di pericolosità e di vulnerabilità. In particolare i fattori di pericolosità sono:

- l’energia erosiva delle precipitazioni (indicato con la sigla “R”);
- e caratteristiche morfologiche che indirettamente condizionano l’intensità del ruscellamento e, quindi, la capacità di trasporto del suolo (indicato con la sigla “LS”);

I fattori di vulnerabilità sono:

- l’erodibilità del suolo, ovvero la sua caratteristica intrinseca che lo rende più o meno soggetto a processi di distacco delle particelle e al trasporto superficiale (indicato con la sigla “K”);
- lo spessore del suolo (indicato con la sigla “T”);
- la possibilità del substrato di essere pedogenizzato (indicato con la sigla “B”);
- la dinamica della vegetazione (indicato con la sigla “C”)

In seguito all’individuazione dei vari fattori di pericolosità e di vulnerabilità, si è proceduto alla valutazione quantitativa degli stessi ed in particolare alcuni di questi (quali l’aggressività della pioggia, l’erodibilità ed il fattore topografico) sono stati ottenuti ricorrendo ad alcuni parametri del modello empirico USLE/RUSLE.

Definendo quindi il degrado come prodotto tra la pericolosità e la vulnerabilità si ha (Fig. 2.13):

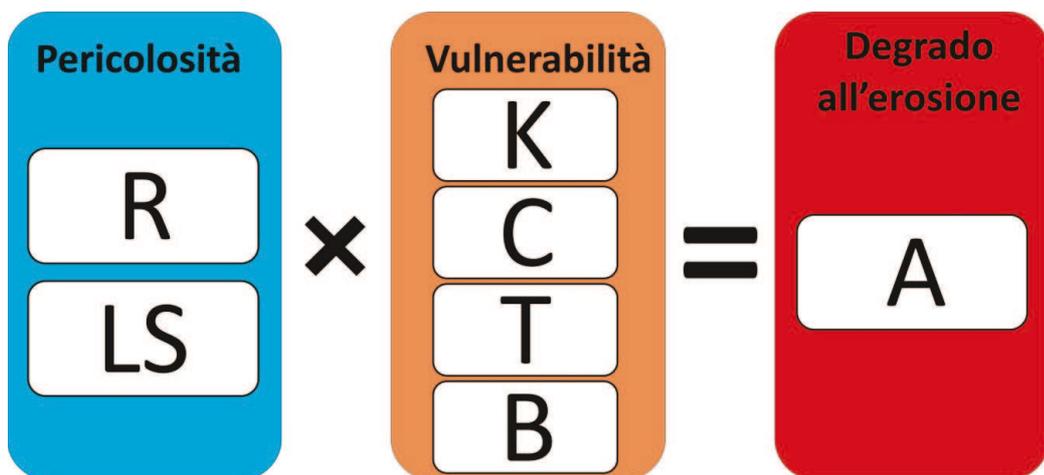


Fig. 2.13 Relazione tra i fattori di pericolosità e vulnerabilità per la definizione del degrado all’erosione idrica

Sulla base delle considerazioni fatte in precedenza sui concetti di vulnerabilità e resilienza è importante nella definizione degli scenari di degrado all’erosione idrica dei suoli considerare, oltre all’erodibilità ed alla copertura vegetale, anche altri fattori legati alle proprietà del suolo ed alla sua capacità di rigenerarsi, quali lo spessore dei suoli e la natura del substrato geologico. Questo deriva dalla considerazione che a

parità di erodibilità e copertura vegetale, un suolo più sottile e che si è formato su un substrato poco pedogenizzabile è sicuramente più vulnerabile rispetto ad un suolo più profondo e che deriva da un substrato facilmente pedogenizzabile.

7. Inquadramento dell'area di studio

7.1 Inquadramento geologico - geomorfologico

Le caratteristiche geologiche e geomorfologiche dei molteplici ambienti naturali esistenti in Campania sono la conseguenza di complessi eventi geologici che hanno generato il quadro strutturale della penisola italiana, e che ne condizionano fortemente gli ambienti più significativi, quali i massicci carbonatici mesozoici, i rilievi vulcanici quaternari, le piane fluviali recenti. Infatti in Campania è possibile distinguere un settore interno geomorfologicamente montuoso occupato dalla catena dell'Appennino Meridionale, ed un settore costiero tirrenico caratterizzato dalla presenza di ampie depressioni strutturali occupate attualmente da piane alluvionali quali la Piana campana e la Piana del Sele; lungo tale settore esterno si sono individuati nel Quaternario gli importanti centri vulcanici del Roccamonfina, al confine tra Lazio e Campania, la caldera dei Campi Flegrei, il complesso vulcanico dell'isola di Ischia, ed il complesso del Somma-Vesuvio.

All'interno della penisola italiana, la Campania comprende un piccolo settore della catena appenninica (Fig. 2.14). Quest'ultima presenta una complessa struttura a falde di ricoprimento derivanti dallo scollamento e dall'accorciamento delle coperture sedimentarie dei domini paleogeografici del margine settentrionale della placca africano-adriatica e trasportati verso l'avampaese padano-adriatico-ionico a partire dall'Oligocene superiore.

L'evoluzione tettonica dell'Appennino fino al Miocene medio viene infatti messa in relazione alla convergenza tra la placca europea e quella africano-adriatica; l'Appennino Meridionale rappresenta una porzione della catena appenninica, costituita da coltri di ricoprimento a convergenza adriatica, e dai depositi di riempimento di bacini che si sono poi impostati sulle coltri di ricoprimento in avanzamento.

Dal Tortoniano superiore, poi, mentre il fronte della catena continua ad essere sottoposto ad una tettonica di tipo compressivo l'area tirrenica e la parte più occidentale della catena sono interessate da una tettonica distensiva legata all'apertura del bacino tirrenico. Tra il Pliocene superiore e il Pleistocene inferiore-medio il margine tirrenico della catena appenninica viene interessato da intense fasi tettoniche distensive che hanno portato al sollevamento regionale della catena con lo smembramento del suo margine occidentale che viene disseccato da un sistema di faglie dirette ad andamento appenninico (NW-SE) ed antiappenninico (NE-SW); tali faglie hanno prodotto dislocazioni verticali delle parti interne della catena verso il Tirreno, con formazione di ampie pianure, profonde alcune migliaia di metri (Piana campana e Piana del Sele), di piccoli bacini intermontani di estensione minore quali il Vallo di Diano e la Valle del Tanagro, e di piccole pianure alluvionali nel Cilento.

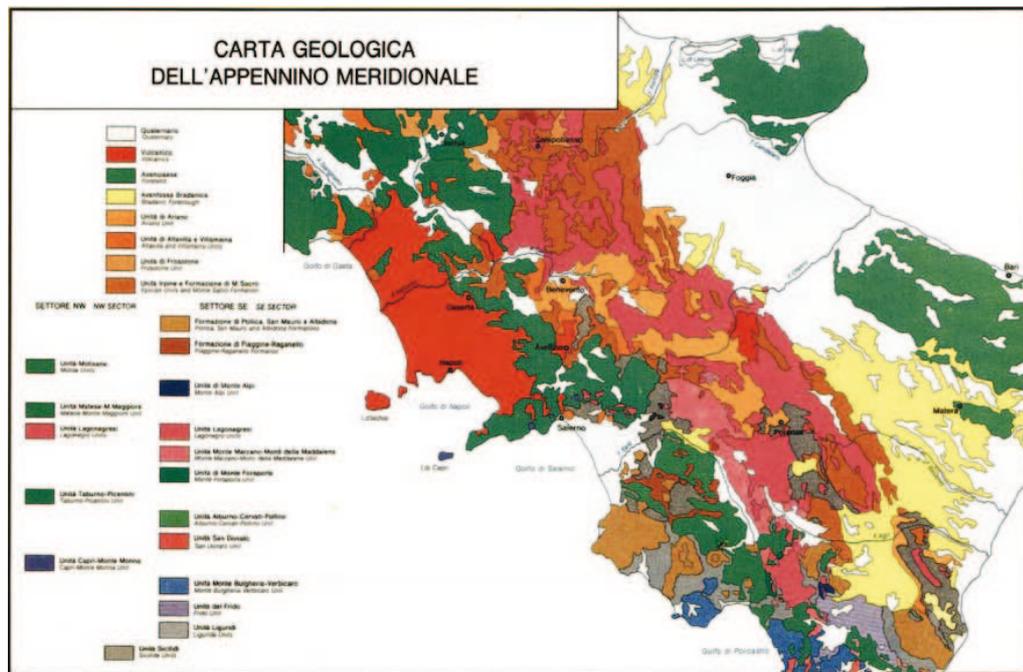


Fig. 2.14 Carta geologica dell'Appennino Meridionale (AA.VV., Congresso S.G.I., Sorrento 1988).

Il territorio campano è costituito per l'81% da rilievi montuosi e da zone collinari e il restante 19% da pianure; l'estensione totale è di circa 13.600 km².

La zona montuosa è formata da massicci per lo più calcarei, che da nord verso sud comprendono: il Matese con la cima di M.te Miletto di 2.050 m (massima altitudine della regione); i Monti del Sannio (M.te Taburno 1.394 m, M.te Camposauro 1.390 m); i Monti di Avella (1.598 m); i Monti Picentini (M.te Cervialto 1.809 m); Monte Marzano (1.530 m); i Monti Lattari (M.te S. Angelo 1.443 m) che si allungano verso lo sperone della Penisola Sorrentina-Isola di Capri; i Monti degli Alburni (1.742 m); il Monte Motola (1.700 m); il Monte Cervati (1.898 m), marginato sul fianco orientale dalla lunga e profonda depressione del Vallo di Diano che separa i rilievi del Cilento da quelli dell'Appennino Lucano; il Monte Sacro (1.705 m) e il Monte Bulgheria (1.225 m). Ad est dell'allineamento Matese-Picentini l'ampia fascia a morfologia collinare e alto collinare, con altitudini comprese mediamente tra 500 e 1.000 metri, forma buona parte del territorio del Sannio e dell'Irpinia. In quest'area si colloca anche lo spartiacque idrografico appenninico che viene, quindi, a non coincidere con la linea delle massime vette che si colloca più ad ovest, in corrispondenza della zona montuosa.

Nella fascia litoranea del territorio campano è allocato il paesaggio vulcanico più importante dell'Europa continentale. L'attività vulcanica ha avuto influenze dirette estremamente significative sul contesto naturale ed antropico di questa regione: ha creato rilievi in aree di basso strutturale; ha provocato subsidenze lungo le fasce costiere, solo in parte compensate dalle aggradazioni delle pianure dovute ai rifornimenti piroclastici; ha fertilizzato le pianure e ricoperto i rilievi con coltri di ceneri e lapilli.

Il territorio da un punto di vista geografico complessivo presenta aspetti caratteristici di una fisiografia morfologicamente articolata, ove coesistono ambienti naturali di varia estensione ed importanza paesaggistica, costituiti da gruppi montuosi, aree di pianura ed apparati vulcanici; grande importanza, in questo senso, riveste la fascia costiera, che per svariati chilometri, alterna ripetutamente, tratti di costa bassa, a prevalente costituzione sabbiosa, con un alto tasso di antropizzazione, e tratti di

costa alta, con falesie rocciose, molto spesso, direttamente esposte agli agenti meteomarinari.

L'attuale configurazione geomorfologica del territorio campano, con particolare riferimento all'assetto litostratigrafico e geometrico-strutturale, quale aspetto principalmente condizionante il modellamento del rilievo, è il risultato delle complesse vicissitudini attraversate durante la sua storia geologica, caratterizzata da fasi deformative che, interessando diversi domini paleogeografici mesozoici e terziari, hanno portato alla costruzione della catena appenninica campano-lucana.

La tettonica recente, quindi, con i sollevamenti e smembramenti indotti, ha definito, e talvolta esaltato, l'architettura del rilievo e del suo sottosuolo, con l'accostamento e/o sovrapposizione di unità geologiche a differenti caratteristiche "geologico-tecniche".

Si distinguono in primo luogo, unità geolitologiche del substrato pre-quadernario e le cosiddette "coperture" che grande importanza rivestono nell'ambito delle problematiche riguardanti l'assetto idrogeologico del territorio campano, costituendo il "layer" geologico che più direttamente interferisce con tutti i processi antropici.

Il substrato pre-quadernario, rappresentato dalle Unità Stratigrafico-Strutturali dell'Appennino Campano, è riconducibile, sostanzialmente a livello regionale, a successioni carbonatiche e/o silico-carbonatiche, e terrigene (silicoclastiche e calcareo-clastiche), le cui caratteristiche litostratigrafiche generali, consentono di distinguere una serie di "complessi" geolitologici con caratteristiche litotecniche e reologiche differenti (caratteristiche geotecniche e/o geomeccaniche).

7.2 Inquadramento climatico

Il clima della Campania risulta diverso da zona a zona, per l'influenza esercitata dalle alture sulle piogge, sulle temperature e sugli altri elementi del clima; per la direzione dei rilievi; per la distanza dal mare; per la presenza di ampie e profonde valli, che dalle pianure litoranee si incuneano fra le montagne, facilitando la penetrazione degli influssi di origine marittima. Tuttavia condizioni di semicontinentalità, caratterizzate soprattutto da inverni più rigidi, sono proprie di quelle zone, come l'Irpinia, nelle quali i rilievi agiscono da barriera climatica.

Le medie invernali sono, a Napoli e in genere sulla costa, di oltre 10 °C (ma non mancano minimi eccezionali sottozero), di 3 °C ad Ariano Irpino, posto a 778 m di quota; le medie estive, nelle medesime località, sono di 26 °C (con valori massimi anche di 39 °C) e di 21 °C. Più della temperatura, però varia la piovosità, irregolarmente distribuita nel corso dell'anno e tra zona e zona. I valori, che nelle pianure costiere si aggirano sugli 800 mm annui, decrescono però nelle conche più infossate, con minimi anche di 600 mm, ma raggiungono facilmente i 1.000 mm sui rilievi. I massimi, sui 1.800-2.000 mm, si registrano in alcune limitate sezioni del Matese e dei monti Picentini. D'inverno sui monti si verificano non di rado precipitazioni di carattere nevoso: a volte si imbianca persino la sommità del Vesuvio. Le precipitazioni sono piuttosto irregolari: si concentrano tra novembre e gennaio mentre sono quasi inesistenti d'estate, quando assumono molto facilmente carattere di devastanti temporali.

In particolare, l'assetto geomorfologico dell'area, caratterizzato dall'influenza del mare e dell'Appennino, influenza molto l'andamento dei flussi d'aria.

Le abbondanti piogge sulla regione sono generalmente caratterizzate da flussi d'aria provenienti da nord-ovest o ovest e da depressioni cicloniche invernali con

movimento verso est. In estate, periodi di siccità intensa possono essere associati ad circolazione emisferica meridionale (cioè anticiclone subtropicale), spesso interrotto da instabilità atmosferica con rovesci e temporali.

7.3 Inquadramento vegetazionale

La diversità delle caratteristiche geomorfologiche, geologiche, idrografiche, pedologiche e climatiche della Campania e la secolare storia associata alla coltura dei terreni ed all'allevamento del bestiame sono alla base della notevole varietà di ambienti naturali e seminaturali che contraddistingue il territorio regionale.

In particolare, i territori montuosi si estendono su una superficie di circa 400.000 ettari, pari al 30% del territorio regionale (Di Gennaro & Innamorato, 2005). Qui il paesaggio si contraddistingue per la presenza di foreste intervallate da cespuglieti radi e praterie. La maggior parte delle aree con vegetazione naturale e semi-naturale della regione (circa i due terzi) è collocata in corrispondenza dei rilievi montuosi. In tali territori prevalgono gli usi forestali, pascolativi e foraggero-zootecnici e il livello di urbanizzazione ed infrastrutturazione è molto basso.

L'evoluzione dei paesaggi campani montani rivela dinamiche diversificate: da un lato il ristagno delle economie agro-silvo-pastorali, un tempo fiorenti, ha contribuito a determinare fenomeni di spopolamento con la riduzione del presidio dei territori e il deterioramento dei paesaggi rurali di montagna. D'altra parte, le fasce pedemontane sono ampiamente interessate da processi di intensificazione dell'agricoltura, con l'affermazione di un paesaggio agrario dominato da vigneti, oliveti ed orti arborati che, dal punto di vista estetico-percettivo risulta scarsamente articolato, sebbene esso si arricchisca di molteplici colori al mutare delle stagioni.

I territori collinari si estendono per 540.000 ettari, corrispondenti a circa il 40% della superficie regionale (Di Gennaro & Innamorato, 2005). Nei paesaggi di collina sono distinguibili due grandi sistemi: quello della collina interna e quello della collina costiera. I paesaggi che li caratterizzano sono estremamente diversificati, con una prevalenza di destinazione agricola del suolo, con residui elementi naturali. L'aspetto delle aree della collina interna è fortemente influenzato dalla conduzione agro-silvo-pastorale del territorio che ha determinato le condizioni per mantenere pressoché inalterata la percezione del paesaggio (intimamente connesso alla conduzione agraria tradizionale).

Nelle aree della collina costiera si è, invece, verificata una significativa tendenza allo spopolamento e all'abbandono della terra che ha determinato un sensibile peggioramento della qualità del paesaggio ed ha accelerato le dinamiche di dissesto del suolo. Tali aree sono, inoltre, segnate da imponenti flussi turistici nei periodi estivi, il che rappresenta una minaccia per la conservazione dei paesaggi tradizionali, che risultano spesso compromessi da fenomeni di frammentazione e omologazione insediativi.

Le aree di pianura, che occupano una superficie di circa 344.000 ettari, pari al 25% del territorio regionale (Di Gennaro & Innamorato, 2005), sono le più popolate della regione e in esse si concentrano le principali attività economiche. Tali aree sono caratterizzate da una grande varietà di paesaggi influenzati da processi connessi all'agricoltura, alle attività produttive e allo sviluppo dei sistemi urbani e delle infrastrutture. In generale, nelle aree di pianura, il livello di naturalità è molto basso, con una notevole frammentazione ecosistemica e con habitat spesso degradati in particolar modo lungo le aste fluviali.

Per quanto concerne le modalità di utilizzazione del suolo (Tab. 2.3), a fronte di una relativamente ridotta superficie urbanizzata, pari al 7% di quella regionale, si evidenzia una significativa estensione di aree destinate a seminativi (28.34%) e di zone forestali (27.67%).

Tab. 2.3 Utilizzazione del suolo

	ettari	% superficie regionale
seminativi	385127.29	28.34
boschi	375994.45	27.67
colture permanenti	230654.54	16.97
copertura arbustiva ed erbacea	100794.35	7.42
zone agricole eterogenee	75476.49	5.55
foraggi permanenti	47431.10	3.49
vegetazione rada o assente	37916.56	2.79
serre	6322.78	0.47
urbano	92988.47	6.84
acque	6420.74	0.47
zone umide	96.41	0.01

Fonte: Regione Campania, Carta dell'Utilizzazione Agricola del Suolo (CUAS)

La superficie forestale rilevata in Campania, dall'ISTAT, è pari a 289.890 ha e rappresenta il 4% del totale nazionale; dall'esame del dato storico si evidenzia un trend positivo negli ultimi 50 anni (269.797 ha censiti nel 1948), sebbene il ritmo di crescita della superficie regionale sia più lento rispetto a quello nazionale. L'indice di boscosità risulta di poco inferiore alla media nazionale (21,3 % contro 22,8 %). La tabella seguente (Tab. 2.4) illustra il coefficiente di boscosità per singola provincia e pone in evidenza le marcate differenze per ambito territoriale.

Tab. 2.4 Coefficiente di boscosità per provincia

PROVINCIA	Coefficiente di boscosità per provincia
Avellino	24.4
Benevento	14.0
Caserta	21.6
Napoli	19.7
Salerno	30.8
In merito alla distribuzione per zone altimetriche	

In merito alla distribuzione per zone altimetriche, dei 289.000 ha di superficie forestale censita, 136.475 ha di bosco si collocano in zone di montagna, 142.268 ha in collina; in termini percentuali quindi circa il 50% del patrimonio forestale si sviluppa nella zona altimetrica collinare, in controtendenza con il dato nazionale, circa il 35%. Nella tabella 2.5 è riportata la superficie forestale per zona altimetrica censita dall'ISTAT.

Tab. 2.5 Superficie forestale per fasce altimetriche (migliaia di ettari)

	Montagna	Collina	Pianura	Totale
Campania	136.475	142.268	10.411	289.154
Nord	2324.650	533.549	167.725	3025.924
Centro	684.686	935.830	77.910	1689.426
Sud	1066.076	963.107	101.683	2.130.866
Italia	4075.412	2432.486	347.318	2130.866

Nell’ultimo cinquantennio la composizione floristica è cambiata notevolmente: la fustaia di conifera ha subito in positivo la maggiore variazione, pari al 594% mentre il ceduo composto ha ceduto il posto al ceduo semplice. Attualmente la forma di allevamento maggiormente diffusa è il ceduo (181.779 ha), per il 60% di proprietà privata mentre le fustaie, che occupano una superficie di 101.175 ha, sono maggiormente rappresentate nelle proprietà pubbliche (Tab. 2.6).

Tab. 2.6 Superficie forestale per forma di governo

Forme di governo	Ha	%
Fustaie di con. e lat. cons.	6.240	2,16
Fustaie di conifere	15.308	5,3
Fustaie di latifoglie	79.627	27,5
Cedui semplici	173.019	59,85
Cedui composti	8.760	3,04
Macchia mediterranea	6.201	2,15
Totale	289.154	

Il dato a livello provinciale evidenzia un’alta concentrazione di fustaie nelle province di Avellino e Salerno mentre negli ambiti territoriali di Caserta e Napoli prevalgono nettamente i governi a ceduo, rappresentando rispettivamente il 68% ed il 76% del totale della superficie boscata per singola provincia.

BIBLIORAFIA

- AA.VV. (1988).** Atti del 74° Congresso della Società Geologica Italiana: "L'Appennino Campano-Lucano nel quadro geologico dell'Italia Meridionale". Sorrento, 13-17 Settembre 1988.
- Amatruda G., Bonnard CH., Castelli M., Forlati F., Giacomelli L., Morelli M., Paro L., Piana F., Pirulli M., Polino R., Prat P., Ramasco M., Scavia C., Bellardone G., Campus S., Durville J. L., Poisel R., Preh A., Roth W., Tentschert E. H. (2004).** A key approach: the IMIRILAND project method. In: Identification and Mitigation of Large Landslides in Europe: Advances in Risk assessment. Bonnard CH.; Forlati F.; Scavia C.; Eds., Balkema. pp.13-44.
- Arnold J. G., Allen P. M., Bernhardt G. (1993).** A comprehensive surface groundwater flow model. *J. Hydrol.* 142:47-69.
- Aronica G., Gabriele S., Gaudio R., (2002).** Stima dell'erosione idrica in bacini di fiume calabre. In: Atti del 28° Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, Potenza.
- Bartsch K. P., Van Miegroet H., Boettinger J., Dobrowolski, J. P. (2002).** Using empirical erosion models and GIS to determine erosion risk at Camp Williams. Utah. *Journal of Soil and Water Conservation.* 57(1):29-36.
- Beasley D. B., Huggins L. F., Monke E. J. (1980).** ANSWERS: a model for watershed planning. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* 23:938-944.
- Bennet, H. H. (1939).** Elements of Soil Conservation. 2nd edition. Mac Graw-Hill, New York.
- Bennett J. P. (1974).** Concepts of mathematical modelling of sediment yield. *Water Resources Research.* 10:485-492.
- Bergsma E. (1986).** Development of soil erodibility evaluation by simple tests. In: Chisci, G. and R. P. C. Morgan Eds. Soil erosion in the European Community, impact of changing agriculture, Proceedings of a seminar on land degradation due to hydrological phenomena in hilly areas. Cesena-Firenze 1985. Balkema. 1986. pp.213-223.
- Brazier R. E., Rowan J. S., Anthony S. G., Quinn P. F. (2001).** MIRSED: towards an MIR approach to modelling hillslope soil erosion at the national scale. *Catena.* 42(1):59-79.
- Cabelguenne M., Jones C. A., Marty J. R., Dyke P. T., Williams J. R. (1990).** Calibration and validation of EPIC for crop rotations in southern France. *Agricultural Systems.* 33(2):153-171.

- Candela A., Ciruolo G., Noto L.V., Santoro M. (2006).** Stima dell'erosione idrica in due bacini siciliani mediante tecniche GIS. In: Atti del XXX Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche. Roma, Settembre 2006. pp.1-12.
- Carter C. E., Greer J. D., Braud H. J., Floyd J. M. (1974).** Raindrop characteristics in south central United States. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers. 17:1033-1037.
- Ciccacci S., Fredi P., Lupia Palmieri E. (1980).** Contributo dell'analisi geomorfica quantitativa alla valutazione dell'entità dell'erosione nei bacini fluviali. Boll. Soc. Geol. It. 99:455-516.
- Desmet P., Govers G. (1996).** A gis procedure for automatically calculating the usle ls factor on topographically complex landscape units. Journal of Soil and Water Conservation. 51(5):427-433.
- Di Gennaro A., Innamorato F. P. (2005).** Verso l'identificazione dei paesaggi della Campania. Cartografia 1:250.000. Regione Campania, Assessorato al Governo del Territorio. Selca, Firenze
- Doe W. W., Jones D. S., Warren S. D. (1999).** The Soil Erosion Model Guide for the Military Land Managers: Analysis of Erosion Models for Natural and Cultural Resources Applications. Center for Ecological Management of Military Lands. Colorado State University, Colorado, USA.
- Dunne T., Aubry B. F. (1986).** Evaluation of Horton's theory of sheetwash and rill erosion on the basis of field experiments. In: A.D. Abrahams Eds. Allen and Unwin, Boston. pp.31-53.
- Evans R. (1980).** Mechanics of water erosion and their spatial and temporal controls: an empirical viewpoint. In Kirkby, M. J. and Morgan, R. P. C. Eds. Soil erosion. Wiley, Chichester. pp.109-128.
- Ewen J. (1995).** "Contaminant transport component of the catchment modelling system SHETRAN." Solute modelling in catchment systems. S. T. Trudgill, Eds. Wiley, London, pp.417-441.
- FAO (1965).** Soil erosion by water. FAO, Rome.
- Farres P. (1978).** The role of time and aggregate size in the crusting process. Earth Surface Processes. 3:243-254.
- Favis-Mortlock D. T. (1996).** An evolutionary approach to the simulation of rill initiation and development. In Abrahart, R. J. Eds., Proceedings of the First International Conference on GeoComputation, School of Geography, University of Leeds. 1:248-281.

- Favis-Mortlock D. T. (1998).** A self-organising dynamic systems approach to the simulation of rill initiation and development on hillslopes. *Computers and Geosciences*. 24(4):353-372.
- Fell, R. (1994).** Landslide risk assessment and acceptable risk. *Canadian Geotechnical Journal*. 31:261-272.
- Ferro V., Di Stefano C., Minacapilli M., Santoro M. (2003).** Calibrating SEDD model for Sicilian ungauged basins. *Erosion Prediction in Ungauged Basins: Integrating Methods and Techniques*. IAHS Publication. 279:151-161.
- Foster G. R., Meyer L. D. (1975).** Mathematical simulation of upland erosion by fundamental erosion mechanics. In *Present and Prospective Technology for Predicting Sediment Yields and Sciences*, ARS-S-40. Washington DC. USDA-Science and Education Administration. pp.190-207.
- Foster G. R., Meyer L. D. (1977).** "Soil erosion and sedimentation by water - an overview." *Procs. National Symposium on Soil Erosion and Sedimentation by Water*. Am. Soc. Of Agric. Eng., St. Joseph, Michigan. pp.1-13.
- Foster G. R., Lane L. J., Nowlin J. D., Laflen J. M., Young R. A. (1980).** A model to estimate sediment yield from field-sized areas: development of model. Chapter 3 in: *CREAMS, A Field Scale Model for Chemicals, Runoff, and Erosion From Agricultural Management Systems*. Eds. by W. G. Knisel, US Dept Agriculture, Conservation Research Report. 26:36-64.
- Foster G.R. (1982).** Modeling the erosion process. In Haan, C. T., Johnson, H. P. and Brakensiek, D. L. Eds. *Hydrologic modeling of small watersheds*. American Society of Agricultural Engineers Monograph. 5:297-380.
- Foster G. R., Renard K. G., Yoder D. C., McCool D. K., Weesies G. A. (1993).** *RUSLE Users Guide - Revised Universal Soil Loss Equation*. Soil and Water Conservation Society. Ankeny, IA.
- Gabriels D., Maene L., Lenvain J., De Boodt M. (1977).** Possibilities of using soil conditioners for soil erosion control. In Greenland, D. J. and Lal, R. Eds. *Soil conservation and management in the humid tropics*. Wiley, London. pp.99-108.
- Gazzolo T., Bassi G. (1961).** Contributo allo studio del grado di erodibilità dei terreni costituenti i bacini montani dei corsi d'acqua italiani. XII Assemblea Generale dell'unione geodetica e geofisica Internazionale, Helsinki, 1960. pp.9-19.
- Gazzolo T., Bassi G. (1964).** Le transport solide en suspension dans les bassins versants des cours d'eau italiens. *Assemblée Générale de Berkeley de l'Uggi*. Pubbl. 65:203-230.

- Ghadiri H. (2004).** Crater formation in soils by raindrop impact. *Earth Surf. Proc. and Landforms.* 29:77-89.
- Giordano G., Ferro V., Bagarello V., Di Stefano C., Iovino M., Minacapilli M. (2004).** Studi applicativi per la realizzazione della carta dell'erosione potenziale del territorio siciliano e del relativo sistema informativo territoriale. Edizioni Anteprema s.r.l., Palermo.
- Gomasasca M. A. (1995).** Valutazioni ambientali con tecniche di telerilevamento e GIS. *Genio Rurale.* 5:65-71.
- Govers G. (1987).** Initiation of motion in overland flow. *Sedimentology.* 34:1157-1164.
- Graf W. L. (1979).** The development of montane arroyos and gullies. *Earth Surface Processes* 4(1):1-14.
- Guy B. T., Dickinson W. T. (1990).** Inception of sediment transport in shallow overland flow. *Catena Supplement.* 17:91-109.
- Harmon R. S., Doe W. W. (2001).** *Landscape Erosion and Evolution Modelling.* Kluwer Academic Plenum Publishers, New York, USA. pp. 540.
- He C., Riggs J. F., Kang Y. T. (1993).** Integration of geographic information systems and a computer model to evaluate impacts of agricultural runoff on water quality. *Geographic information systems and water resources.* In: *Proceedings of Mobile, Alabama, Symposium March, AWRA 1993.*
- Hillel D. (1960).** Crust formation in loessial soils. In: *"Trans. 7th Int. Congr. Soil Sci."*, Madison, WI. 1:330-339.
- Hillel D. (1998).** *Environmental soil Physics.* Academic Press, New York. pp. 771.
- Hjulström F. (1935).** Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris. *Bulletin of the Geological Institution of Upsala.* Almqvist & Wiksell Eds. 25. pp.307.
- Hudson N. W. (1981).** *Soil conservation.* 2nd Eds. Batsford, London.
- Hudson N. W. (1965).** The influence of rainfall on the mechanics of soil erosion with particular reference to Southern Rhodesia. MSc Thesis, University of Cape Town.
- Kandel D. D., Western A. W., Grayson R. B., Turrall H. N. (2004).** Process parameterization and temporal scaling in surface runoff and erosion modelling. *Hydrological Processes.* 18:1423-1446.
- Klaghofer E., Birnbaum W., Summer W. (1993).** Linking sediment and nutrient export models with a geographic information system. *HydroGIS 93.* Application of

- Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources. In: Proceedings of the Vienna Conference, April, 1993, IAHS. Publ. 221:501-506.
- Kinnell P. I. A. (2005).** Why the universal soil loss equation and the revised version of it do not predict event erosion well. *Hydrological Processes*. 19:851-854.
- Kinnell P. I. A. (1997).** Runoff ratio as a factor in the empirical modelling of soil erosion by individual rainstorms. *Aust. J. Soil Res.* 35:1-13.
- Kinnell P. I. A. (1990).** The mechanics of raindrop-induced flow transport. *Australian Journal of Soil Research*. 28:497-516.
- Kinnell P. I. A. (1981).** Rainfall intensity-kinetic energy relationships for soil loss prediction. *Soil Science Society of America Journal*. 45:153-155.
- Kinnell P. I. A., Risse L. M. (1998).** USLE-M: empirical modelling rainfall erosion through runoff and sediment concentration. *Soil Science Society of America Journal*. 62(6):1667-1672.
- Kirkby M. J. (1980).** Modelling water erosion processes. In Kirkby, M. J. and Morgan, R. P. C. Eds. *Soil erosion*. Wiley, Chichester. pp.183-216.
- Kirkby M. J., Abrahart R. J., McMahon M. D., Shao J., Thornes J. B. (1998).** MEDALUS soil erosion models for global change. *Geomorphology*. 24:35-49.
- Knisel W. G. (1980).** CREAMS: a field scale model for chemicals, runoff and erosion from agricultural management systems. *USDA Conservation Research Report* 26.
- Knisel W. G., Foster G. R and Leonard R. A. (1983).** CREAMS (Chemical, Runoff, and Erosion from Agricultural Management Systems): A system for evaluating management practices. In: *Agricultural management and water quality*. F. W. Schaller and G.W. Bailey Eds. Iowa State, University Press. Ames, Iowa. pp.178-199.
- Kosmas C., Kirkby M., Geeson N. (1999).** Manual on key indicators of desertification and mapping environmentally sensitive areas to desertification. In: *the MEDALUS project - Mediterranean desertification and land use*. European Commission, Brussels.
- Laws J. O., Parsons D. A. (1943).** The relationship of raindrop size to intensity. *Transactions of the American Geophysical Union*. 24:452-460.
- Le Bissonnais Y. (1990).** Experimental study and modelling of soil surface crusting processes. *Catena Supplement*. 17:13-28.
- Lee M. T., Terstriep M. L. (1991).** GIS databases and water quality modeling in agricultural and urban watersheds. In: *International Symposium of Computer*

- Application for Water Resources Proceedings of the Taipei Conference. July, 1991 Taiwan. pp.597-602.
- Leone A., Pica M. (1993).** Caratteristiche dinamiche e simulazione delle piogge. Parte prima: Fondamenti teorici. *Rivista di Ingegneria Agraria*. 3:167-175.
- Lorè A., Magaldi D. (1995).** Valutazione del rischio di erosione del suolo: un esempio in Provincia dell'Aquila. *Quaderni di Scienza del Suolo*. 4:5-18.
- Mannaerts C. M. (1993).** Assessment of the Transferability of Laboratory Rainfall - Runoff and Rainfall - Soil Loss Relationships to Field and Catchment Scales: A Study in the Cape Verde Islands. PhD Dissertation. University of Gent, Gent, Belgium. pp. 150.
- Marshall J. S., Palmer W. M. (1948).** Relation of rain drop size to intensity. *Journal of Meteorology*. 5:165-166.
- Mason B. J., Andrews J. B. (1960).** Drop size distributions from various types of rain. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 86:346-353.
- Mclsaac G. F. (1990).** Apparent geographic and atmospheric influences on raindrop sizes and rainfall kinetic energy. *Journal of Soil and Water Conservation*. 45:663-666.
- Mellerowicz K. T., Rees H. W., Chow T. L., Ghanem I. (1994).** Soil conservation planning at watershed level using the Universal Soil Loss Equation with GIS and microcomputer technologies: a case study. *Journal of Soil and Water Conservation*. 33(3):839-849.
- Merritt E. (1984).** The identification of four stages during microrill development. *Earth Surface Processes and Landforms*. 9:493-496.
- Merrit W. S., Letcher R. A., Jakeman A. J. (2003).** A review of erosion and sediment transport models. *Environmental Modelling & Software*. 18:761-799.
- Meyer L. D., Wischmeier W. H. (1969).** Mathematical simulation of the process of soil erosion by water. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*. 12(6):754-758.
- Millward A., Mersey J. (1999).** Adapting the rusle to model soil erosion potential in a mountainous tropical watershed. *CATENA*. 38(2):109-129.
- Mitas L., Mitasova H. (1998).** Distributed soil erosion simulation for effective erosion prevention. *Water Resource Research*. 34:505-516.
- Mitasova H. (2000).** Terrain Modelling and Soil Erosion Simulation. Final Report, Geographic Modelling and Systems Laboratory, University of Illinois, IL.

- Mitasova H., Brown W. M., Jonston D., Saghafian B., Mitas L., Astley M. (1995).** GIS tools for Erosion/Deposition Modeling and multidimensional visualization. In Part 1: Interpolation, rainfall-runoff, visualization. Report for U.S. Army Construction Engineering Research Laboratory, University of Illinois, Urbana-Champaign, IL.
- Mitasova H., Hofierka J., Zlocha M., Iverson L. R. (1996a).** Modeling topographic potential for erosion and deposition using GIS. *International Journal of Geographical Information Science*. 10(5):629-641.
- Mitasova H., Mitas L., Brown W. M. (1996b).** GIS tool for erosion/deposition modeling and multidimensional visualization. PART 2: Unit Stream Power-Based Erosion/Deposition Modeling and Enhanced Dynamic Visualization. Report for USA CERL. University of Illinois, Urbana-Champaign, IL.
- Mitasova H., Mitas L., Brown W. M., Johnson D. (1998).** Multidimensional Soil Erosion/Deposition Modeling and visualization using GIS. Final Report for USA CERL. University of Illinois, Urbana-Champaign, IL.
- Moore I. D., Burch G. J. (1986).** Modeling erosion and deposition: Topographic effects. *Transaction ASAE*. 29:1624-1640.
- Montier C., Daroussin J., King D. & Le Bissonnais Y. (1998).** Cartographie vde l’aléa “Erosion des Sols” en France. INRA, Orléans.
- Morgan R. P. C., Quinton J. N., Smith R. E., Govers G., Poesen J. W. A., Auerswald K., Chischi G., Torri D., Styczen M. E. (1998).** The European Soil Erosion Model (EUROSEM): a dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments. *Earth Surface Processes and Landforms*. 23:527-544.
- Moss A. J., Green P., Hutka J. (1982).** Small channels: their formation, nature and significance. *Earth Surface Processes and Landforms*. 7:401-415.
- Musgrave G. W. (1947).** The quantitative evaluation of factors in water erosion: a first approximation. *Journal of Soil and Water Conservation*. 2:133–138.
- Mutchler. C. K., Larson C. L. (1971).** Splash amounts from water-drop impact on a smooth surface. *Water Resour. Res.* 7:195-200.
- Mutchler C. K., Young R. A. (1975).** Soil detachment by raindrops. In: Present and prospective technology for predicting sediment yields and sources. USDA-ARS Publication ARS-S. 40:113-117.
- Nearing M. A., Deer-Ascough L., Chaves H. M. L. (1989).** WEPP model sensitivity analysis. In: Lane, L. J. and Nearing, M. A. Eds. USDA Water Erosion Prediction Project: hillslope model documentation. USDA-ARS NSERL Report 2.

- Needham S., Vieux B. (1989).** A GIS for AGNPS parameter input and mapping output. In: ASAE Paper No. 89-2673, American Association of Agriculture Engineers, St. Joseph, MI.
- Oldeman L.R., Hakkeling R.T.A., Sombroek W.G. (1991).** GLASOD World Map of the Status of Human-induced Soil Degradation. ISRIC, Wageningen UNEP, Nairobi.
- Palmer R. S. (1964).** The influence of a thin water layer on water-drop impact forces. International Association of Scientific Hydrology Publication, 65: 141-148.
- Panuska J. C., Moore I. D., Kramer L. A. (1991).** Terrain analysis: integration into the Agricultural Non-Point Source (AGNPS) pollution model. Journal of Soil Water Conservation 46:59-64.
- Pecknold S., Lovejoy S., Schertzer D., Hooge C. (1997).** Multifractals and resolution dependence of the remotely sensed data: GSI to GIS. In: Scale in Remote Sensing and GIS. D.A. Quattrochi and M.F. Goodchild Eds. pp.361-394.
- Picouet C., Hingray B., Olivry J. C. (2001).** Empirical and conceptual modelling of the suspended sediment dynamics in a large tropical African river: the Upper Niger river basin. Journal of Hydrology. 250:19-39.
- Piest R. F., Bradford J. M., Wyatt G. M. (1975).** Soil *erosion* and sediment transport from gullies. J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civil Eng. 101:65-80.
- Pilesjo P. (1992).** GIS and Remote Sensing for Soil Erosion Studies in Semi-arid Environments, PhD thesis, Institutioner, Avhandlingar CXIV. Meddelanden fran Lunds Universitets Geografiska, Lunds, Sweeden. pp. 203.
- Renard K. G., Foster G. R., Weesies G. A., McColl D. K., Yoder D. C. (1997).** Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the revised universal soil loss equation (RUSLE). United States Department of Agriculture (USDA). Research Services. Agriculture Handbook. N. 703.
- Renschler C. S., Mannaerts C., Dieckrüger B. (1999).** Evaluating spatial and temporal variability in soil erosion risk-rainfall erosivity and soil loss ratios in Andalucia, Spain. Catena. 34:209-225.
- Renschler C. S., Harbor J. (2002).** Soil erosion assessment tools from point to regional scales: the role of geomorphologists in land management research and implementation. Geomorphology. 47:189-209.
- Renschler C. S., Flanagan D. C. (2002).** Implementing a process-based decision-support tool for natural resource management the GeoWEPP example. In: Rizzoli, A.E., and A.J. Jakeman Eds. Integrated Assessment and Decision Support. International Environmental Modeling Software Society (iEMSs). University of Lugano, Lugano, Switzerland. 3:187-192.

- Roose E. J. (1975).** Erosion et ruissellement en Afrique de l'ouest: vingt années de mesures en petites parcelles expérimentales. ORSTOM, Adiopodoumé, Ivory Coast.
- Rossi R., Bellucci R., Conedera C., Nafissi P. (1997).** Le carte dell'erosione del suolo e della capacità d'uso agricolo-forestale: strumenti di base per la pianificazione di bacino. Documenti del Territorio. 34:35-43.
- Shields A. (1936).** Anwendung der Ähnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung. Mitteilungen der Preussischen Anstalt Wasserbau and Schiffbau. N. 26.
- Sivapalan M., Jothityangkoon C., Jothityangkoon C. (2002).** Linearity and nonlinearity of basin response as a function of scale: Discussion of alternative definitions. Water Resources Research. 38(2):1012-1017.
- Smith D. D. (1958).** Factors affecting rainfall erosion and their evaluation. International Association of Scientific Hydrology Publication. 43:97-107.
- Smith D. D., Whitt D. M. (1947).** Estimating soil losses from field area of claypan soil. Soil Science Society Proceedings. 12:485-490.
- Summer W., Klaghofer E., Zhang W (1998).** Modelling Soil Erosion, Sediment Transport and Closely Related Hydrological Process. IAHS-AISH Publication N.249, pp.453.
- Tackett J. L., Pearson R. W. (1965).** Some characteristics of soil crusts formed by simulated rainfall. Soil Sci. 99:407-413.
- Takken I, Govers G, Steegen A, Nachtergaele J, Guerif J. (2001).** The prediction of runoff flow directions of tilled fields. Journal of Hydrology. 248:1-13.
- Torri D., Sfalanga M. (1986).** Some problems on soil erosion modelling. In Giorgini, A. and Zingales, F. Eds. Agricultural nonpoint source pollution: model selection and applications. Elsevier, Amsterdam. pp.161-171.
- Torri D., Borselli L. (1991).** Overland flow and soil erosion: some processes and their interactions. Catena Supplement. 19:129-137.
- Toy T. J., Foster G. R., Renard K. G., (2002).** Soil Erosion: Process, Prediction, Measure and Control. John Wiley and Sons, Inc. New York. pp.338.
- UNISDR (2009).** On Disaster Risk Reduction. Published by the United Nations International Strategy for Disaster Reduction (UNISDR) Geneva, Switzerland, May 2009.
- Van Klaveren R. W., McCool D. K. (1998).** Erodibility and critical shear of a previously frozen soil. Transactions of the ASAE. 41(5):1315-1321

- Van Remortel R., Hamilton M., Hickey R. (2001).** Estimating the ls factor for rusle through iterative slope length processing of digital elevation data. *Cartography*. 30(1):27-35.
- Van Rompaey A. J. J., Krasa J., Dostal T., Govers G. (2003).** Modelling sediment supply to rivers and reservoirs in Eastern Europe during and after collectivization period. *Hydrobiologia*. 494:169-176.
- Varnes D.J. (1984).** Landslide hazard zonation: a review of principles and practice. *Natural Hazards*, vol.3, Paris, France. UNESCO. pp.63.
- Veldkamp A., Kok K., De Koning G. H. J., Schoorl J. M., Sonneveld M. P. W., Verburg P. H. (2001).** Multi-scale system approaches in agronomic research at the landscape level. *Soil and Tillage Research*. 58(3-4):129-140.
- Vigiak O., Okoba B. O., Sterk G., Groenenberg S. (2005).** Modelling catchment-scale erosion patterns in the East African Highlands. *Earth Surface Processes and Landforms*. 30(2):183-196.
- Xia A., Clarke K. C. (1997).** Approaches to scaling of geo-spatial data. In: D.A. Quattrochi and M.F. Goodchild Eds. *Scale in Remote Sensing and GIS*. CRC Lewis, Boca Raton, Florida, USA. pp.309-360.
- Xiong L., O'Connor K. M. (2000).** Analysis of the response surface of the objective function by the optimum parameter curve: how good can the optimum parameter values be? *Journal of Hydrology*. 234(3-4):187-207.
- Young A. (1972).** *Slopes*. Oliver and Boyd, Edinburgh. pp. 288.
- Young R. A., Onstad C. A., Bosch D. D., Anderson W. P. (1987).** Agnps, agricultural nonpoint source pollution models. A large watershed analysis tool. Agricultural Research Service, U.S. Department of Agriculture, Washington, D.C. Conservation Research Report 35.
- Young R. A., Onstad C. A., Bosch D. D., Anderson W. P. (1989).** AGNPS: a nonpoint-source pollution model for evaluating agricultural watersheds. *Journal of Soil and Water Conservation*. 44(2):168-173.
- Wainwright J., Parsons A. J., Michaelides K., Powell D. M., Brazier R. (Editors) (2003).** Linking short and long term soil erosion modelling. In: *Long Term Hillslope and Fluvial System Modelling. Concepts and Case Studies from the Rhine River Catchment*. Springer-Verlag, Bonn, Germany.
- Wickenkamp V., Duttmann R., Mosimann T. (2000).** A multiscale approach to predicting soil erosion on cropland using empirical and physically based soil erosion models in a geographic information system. In: J. Schmidt Eds. *Soil*

- Erosion: Application of Physically-based Models. Springer, Berlin, Germany. pp.109-133.
- Williams J. R. (1975).** Sediment Yield Prediction with Universal Equation Using Runoff Energy Factor, U.S. Department of Agriculture.
- Williams J. R., Nicks A. D., Arnold J. G. (1985).** Simulator for Water Resources in Rural Basins. ASCE J. Hydraulic Engineering. 111:970-986.
- Wischmeier W. H. (1959).** A rainfall erosion index for a universal soil loss equation. Soil Science Society of American Journal Procedures. 23:246-249.
- Wischmeier W. H., Johnson C. B., Cross B. V. (1971).** A soil erodibility nomograph for farmland and construction sites. Journal of Soil and Water Conservation. 26:189-193.
- Wischmeier W. H., Mannering J. V. (1969).** Relation of soil properties to its erodibility. Soil Science Society of America Proceedings. 33:131-137
- Wischmeier W. H., Smith D. D. (1978).** Predicting rainfall erosion losses: A guide to conservation planning. U.S. Department of Agriculture, Washington, DC, USA. Agriculture Handbook 537.
- Wollhisser D., Smith R., Goodrich D. (1990).** Kinos: A kinematic runoff and erosion model: documentation and user manual. Tech. Rep. ARS-77, USDA Agricultural Research Service.
- Zampoli M. (2007).** Analisi dei processi di erosione del suolo nel bacino del fiume Tusciano. Tesi di dottorato. pp. 181.
- Zhang L., O'Neill A. L., Lacey S. (1996).** Modelling approaches to the prediction of soil erosion in catchments. Environmental Software. 11(1-3):123-133.
- Zhang X., Drake N. A., Wainwright J. (2004).** Scaling issues in environmental modelling. In: J. Wainwright and Mulligan M. Eds. Environmental Modeling: Finding Simplicity in Complexity, John Wiley and Sons, Chichester, UK. pp.319-334.
- Zingg A. W. (1940).** Degree and length of land slope as it affects soil loss in runoff. Agricultural Engineering. 21:59-64.

CAPITOLO III – VALUTAZIONE DELL'INDICE DI EROSIVITA' IN CAMPANIA

1. Erosività della pioggia

Tra i fattori naturali che influenzano la variabilità spaziale e temporale della perdita di suolo, l'erosività delle piogge è sicuramente uno dei più importanti e in un contesto di cambiamenti climatici, lo studio delle piogge e della sua variabilità risulta di notevole importanza in ambito di difesa del suolo.

La perdita di suolo è strettamente legata all'aggressività della pioggia, sia per l'azione di distacco delle particelle di suolo operata dalle gocce d'acqua sia per l'effetto del ruscellamento superficiale.

L'erosività viene in genere definita come l'azione meccanica della pioggia sul suolo o la capacità della pioggia a causare erosione (Roose, 1980; Hudson, 1982) ed è funzione delle sue caratteristiche fisiche. Fournier (1960) ha affermato che il potere erosivo della pioggia dipende essenzialmente dalla combinazione delle seguenti variabili: *quantità, intensità e frequenza*.

La quantità di pioggia caduta in un punto si può analizzare almeno in tre modi distinti: in relazione alla sua media annuale, in relazione alla sua distribuzione durante l'anno, oppure distinguendo gli eventi erosivi da quelli non erosivi.

I valori annuali di pioggia non permettono di definire se in un luogo piove molto o poco, ma è possibile differenziare i periodi umidi da quelli secchi. Hudson (1982) ritiene che una pioggia annuale non abbondante genera poca erosione e viceversa, ma questo non è molto rappresentativo se non si considerano altri elementi climatici, oppure se i dati derivano da periodi di osservazione brevi, soprattutto se si considerano anche la variabilità di cui sono affette le piogge e il grado di incertezza legati ai metodi di misura. La distribuzione delle piogge, invece, fornisce informazioni sul suo regime, che può essere uniforme ed è tipico dei climi temperati, unimodale o bimodale, tipico dei climi tropicali.

Per quanto riguarda, invece, il concetto di periodo erosivo, secondo Wischmeier e Smith (1958) un evento si definisce erosivo se è caratterizzato da un'altezza di pioggia superiore o uguale a 12,7 mm. Atri Autori hanno individuato valori di soglia differenti per definire un evento erosivo, ma non bisogna dimenticare che la stessa quantità di pioggia può causare erosione differente; inoltre i valori soglia vengono stabiliti anche sulla base del ruscellamento che trasporta le particelle di suolo distaccate, condizione che a sua volta dipende dal tipo di suolo e dalla sua capacità di infiltrazione.

L'intensità di pioggia è definita come la quantità di pioggia caduta in un punto e in un assegnato intervallo di tempo ed molto correlato all'erosione idrica. Rispetto all'entità dell'erosione idrica, l'intensità di pioggia opera essenzialmente su due aspetti:

- La disgregazione della struttura del suolo;
- La saturazione del suolo.

Il primo mette in evidenza l'influenza della massima intensità di pioggia, in cui l'energia cinetica è molto elevata. Barnett (1958) ha evidenziato che le piogge di elevata intensità contengono la più alta percentuale di gocce di grandi dimensioni e, di conseguenza è la principale fonte di energia nel processo di erosione.

Il secondo aspetto evidenzia il contributo di grandi quantità di pioggia su periodi di tempo alquanto estesi. E' importante anche sottolineare l'influenza esercitata dall'umidità del suolo e che l'erosione avviene sia su suolo secco, quando si

verificano piogge di elevata intensità e breve durata, sia su un suolo umido quando riceve grandi quantità di pioggia con elevata intensità.

Gli eventi di pioggia si possono differenziare in due tipi, rispetto all'intensità: quelle di breve durata ed elevata intensità che caratterizzano le piogge tropicali, che sono anche le più erosive e le piogge con bassa intensità e lunga durata, tipiche dei climi temperati. In relazione a questo aspetto, Hudson (1982) ha valutato che l'intensità della pioggia nelle zone temperate è mediamente minore di 75 mm/h, mentre nelle zone tropicali varia tra 75 e 150 mm/h.

L'energia cinetica (intesa come prodotto tra la massa e la velocità di caduta delle gocce di pioggia) è stata considerata come l'indicatore principale dell'erosività. Rose (1960) ha evidenziato quanto il momento della pioggia (inteso come la pressione esercitata dalla pioggia sul suolo) sia meglio legato al distacco delle particelle di suolo rispetto all'energia cinetica; Hudson (1971), invece, ha dimostrato che per le piogge naturali il momento e l'energia cinetica della pioggia mostrano una relazione simile con l'intensità.

2. Indici di erosività della pioggia

Nel corso degli anni sono stati sviluppati diversi indici di erosività della pioggia. Inizialmente essi contemplavano l'utilizzo della sola energia cinetica, tendendo però a sovrastimare l'erosività delle piogge di modesta intensità. Per correggere tale aspetto si è considerata la possibilità di utilizzare un valore di soglia dell'intensità di pioggia (Hudson, 1961; Morgan, 1977) oppure l'ipotesi di moltiplicare l'energia cinetica per il valore della grandezza delle gocce (Govers, 1991).

Altro tentativo è stato quello di moltiplicare l'energia cinetica con l'intensità massima di pioggia (Wischmeier & Smith, 1958, 1978; Lal, 1976; Brown & Foster, 1987), spesso utilizzando un valore di soglia dell'altezza di pioggia (Renard et al., 1997), sebbene questi ultimi indici di erosività siano legati ad una erosione intensa e considerino sia il processo di distacco che di trasporto.

Tutte queste successive correzioni apportate nella stima degli indici di erosività derivano essenzialmente da due considerazioni principali: le gocce di pioggia più piccole, che sono quelle dominanti dei fenomeni pluviometrici meno intensi, sono meno efficaci nel processo di distacco del suolo; inoltre fenomeni di saturazione del suolo in seguito ad eventi di pioggia più intensi possono incrementare il processo di distacco (Sloneker et al., 1976; Torri et al., 1987). In ogni caso, l'energia cinetica rappresenta l'energia totale disponibile per i fenomeni di distacco e trasporto da rainsplash delle particelle di suolo. Quindi la conoscenza della relazione tra energia cinetica ed intensità di pioggia è di notevole importanza per la valutazione della pericolosità da erosione idrica.

La velocità terminale delle gocce di pioggia, così come l'energia cinetica e l'erosività sono influenzate dalla dimensione delle gocce (Laws, 1941). Wiesner (1895) è stato tra i primi a studiare la distribuzione delle dimensioni delle gocce delle piogge naturali utilizzando un pezzo di carta assorbente cosparso con colorante idrosolubile. Dopo Wiesner, altri studiosi utilizzarono questo tipo di carta-filtro o la tecnica delle "macchie" sviluppata da Hall (1970). Successivamente molti altri metodi, basati su varie tecniche, sono stati sviluppati per la stima delle dimensioni delle gocce: tecnica delle "flour pellet" (Laws & Parsons, 1943); l'uso di disdometri meccanici (Joss & Waldvogel, 1967), di macchine fotografiche (Kinnel, 1980; McIsaac, 1990) e più recentemente di pluviospettrometri ottici (Wang et al., 1979; Illinworth & Stevens, 1987; Lavergnant & Golè, 1998; Salles & Poesen, 1999). Quando però si mettono a

confronto i risultati ottenuti da studi differenti sulla dimensione delle gocce di pioggia, sembra esserci una notevole variabilità, sia per quanto riguarda i range dei valori delle dimensioni, sia per la loro distribuzione temporale e spaziale. Queste differenze derivano dalla diverse metodologie applicate e, di conseguenza, dalle diverse misure e stime effettuate, ma anche dall'esiguo numero di dati di intensità che si ha a disposizione e dalle differenza tra le varie aree geografiche e sistemi climatici (Kinnel, 1980; McIsaac, 1990).

La ben nota ampia variabilità che caratterizza il fenomeno della precipitazione da una zona ad un'altra del territorio ha indotto diversi studiosi ad elaborare un gran numero di relazioni empiriche per la stima dell'energia cinetica in varie parti del mondo (fig. 3.1) che utilizzano principalmente modelli logaritmici ed esponenziali.

Reported relationships between time-specific kinetic energy (KE_{time}) and intensities (I) of rains. The expression of KE_{min} not reported in this table can easily be obtained by the relation (see Eq. (3)) $KE_{time} (J m^{-2} mm^{-1}) = KE_{min} (J m^{-2} h^{-1})/I$ (DSD, drop-size distribution; n.a., not available)

Reference	$KE_{time} (J m^{-2} h^{-1}) - I (mm h^{-1})$ relation	Location	Range of $I (mm h^{-1})$
Bollinne et al., 1984	$12.32I + 0.56I^2$	Belgium	0.27–38.6
Brandt, 1990	$I (8.95 + 8.44 \log_{10} I)$	USA, DSD from Marshall and Palmer (1948)	n.a.
Brown and Foster, 1987	$29I (1 - 0.72e^{-0.05I})$	USA	0–250
Carter et al., 1974	$11.32I + 0.5546I^2 - 0.5009 \times 10^{-2}I^3 + 0.126 \times 10^{-4}I^4$	South Central USA	1–250
Cerro et al., 1998	$38.4I (1 - 0.538e^{-0.029I})$	Barcelona, Spain	n.a.
Coutinho and Tomás, 1995	$35.9I (1 - 0.559e^{-0.034I})$	Portugal	0–120
Hudson, 1965	$29.86I (-4.29)$	Zimbabwe	n.a.
Jayawardena and Rezaur, 2000b	$36.8I (1 - 0.691e^{-0.038I})$	Hong Kong	0–150
Kinnell, 1981	$I(17.124 + 5.229 \log_{10} I)$	Miami, Florida	1.89–309
	$30.132I (-5.484)$		
	$29.31I (1 - 0.281e^{-0.018I})$		
Kinnell, 1981	$I (9.705 + 9.258 \log_{10} I)$	Rhodesia (from Hudson (1961))	18.5–228.6
	$29.863I (-4.287)$		
	$29.22I (1 - 0.894e^{-0.0477I})$		
McGregor and Murchler, 1976	$I (27.3 + 21.68e^{-0.048I} - 41.26e^{-0.072I})$		
Onaga et al., 1988	$I (9.81 + 10.61 \log_{10} I)$	Mississippi, USA	n.a.
Park et al., 1980	$21.1069I^{1.56}$	Okinaawa, Japan	n.a.
Renard et al., 1992	$29I (1 - 0.72e^{-0.05I})$	USA	n.a.
Rosewell, 1986	$29I (1 - 0.596e^{-0.0404I})$	USA	n.a.
Rosewell, 1986	$26.35I (1 - 0.669e^{-0.0349I})$	Gunnedah, Australia	1–145.9
Rosewell, 1986	$24.48 (I - 1.253)$	Brisbane, Australia	1–161.2
	$24.80 (I - 1.292)$	Melbourne, Australia	n.a.
	$34I - 190$	Cowra, Australia	n.a.
Sempere-Torres et al., 1992	$13I^{1.21}$	Cévennes, France	20–100
Smith and De Veaux, 1992	$11I^{1.23}$	Oregon, USA	n.a.
Smith and De Veaux, 1992	$18I^{1.24}$	Alaska, USA	n.a.
Smith and De Veaux, 1992	$11I^{1.17}$	Arizona, USA	n.a.
Smith and De Veaux, 1992	$10I^{1.18}$	New Jersey, USA	n.a.
Smith and De Veaux, 1992	$11I^{1.14}$	North Carolina, USA	n.a.
Steiner and Smith, 2000	$11I^{1.25}$	Florida, USA	n.a.
Tracy et al., 1984	$210Ie^{-0.0766I^{0.18}} - 211.8$ if $I < 76$ mm h ⁻¹	Northern Mississippi, USA	n.a.
Uijenhoet and Stricker, 1999a	$7.20I^{1.32}$	Arizona	n.a.
	$8.53I^{1.29}$	Based on Marshall and Palmer parameterisation	n.a.
	$8.46I^{1.17}$		
	$8.89I^{1.28}$		
	$10.8I^{1.06}$		
	$7.74I^{1.35}$		
Usón and Ramos, 2001	$23.4I - 18$	NE Spain	< 20
Wischnmeier and Smith, 1958	$I (11.87 + 8.75 \log_{10} I)$	Washington, USA; DSD from Laws and Parsons (1943)	n.a.
Zanchi and Torri, 1980	$I (9.81 + 11.25 \log_{10} I)$	Italy	n.a.

Fig. 3.1 Relazioni empiriche per la stima dell'energia cinetica sviluppate in diverse località

2.1 Indice di erosività R

Affinché un indice di erosività sia espressione di una erosione potenziale è necessario che esso sia altamente correlato alla perdita di suolo.

Wischmeier e Smith (1958) utilizzarono le misure di piogge e di perdita di suolo da parcelle nude per definire un indice pluviometrico per la valutazione dell'erosione idrica. Nello studio furono testati indici che utilizzavano l'altezza di pioggia, l'energia cinetica dell'evento, l'intensità massima di una pioggia di durata 15 minuti o 30 minuti e combinazioni diverse di queste variabili. Sulla base dei dati sperimentali osservarono come la perdita di suolo fosse correlato ad un indice R, detto "*Erosivity Index*" che è dato dal prodotto tra l'energia cinetica (E) e dall'intensità della massima altezza di pioggia caduta in 30 minuti (I_{30}).

$$R = EI_{30} \quad (3.1)$$

Anche studi successivi effettuati in altre località hanno messo in evidenza lo stretto legame tra R e la perdita di suolo (Stocking & Elwell, 1973; Wischmeier & Smith, 1978; Wischmeier, 1959; Bergsma, 1980; Bolinne et al., 1980; Lo et al., 1985; Hussein, 1986; Ferro et al., 1991; Renard & Freimund, 1994; Yu & Rosewell, 1996a, b; Aronica & Ferro, 1997; Mikhailova et al., 1997; Van der Knijff et al., 2000; Diodato, 2004; Shi et al., 2004; Hoyos et al., 2005; Curse et al., 2006; Onori et al., 2006; Domínguez-Romero et al., 2007).

L'indice di erosività R è sicuramente quello maggiormente applicato in diverse aree del mondo, ma anche esso non è esente da critiche, perché l'energia cinetica stimata non sembra essere valida per le piogge tropicali caratterizzate da intensità elevate, nonché per le zone poste ad alte quote oppure per le aree oceaniche caratterizzate da modeste energie della precipitazione.

In secondo luogo, si è riscontrato che l'erosione si può verificare anche in corrispondenza di piogge con modesta intensità, mentre Hudson (1965) ha dimostrato che l'erosione è quasi interamente causata dalla pioggia caduta con intensità maggiore di 25 mmh^{-1} .

In realtà, non vi è una spiegazione robusta del fatto che l'intensità massima di pioggia in 30 minuti rappresenti il parametro più adeguato per stimare l'indice di erosività. Stocking ed Elwell (1973) hanno suggerito l'uso dell' I_{30} solo per le condizioni di suolo nudo; infatti, in presenza di coperture, la migliore correlazione con la perdita di suolo si ottiene utilizzando intensità di pioggia minori (all'incirca di durata 5-15 minuti).

Successivamente, l'impiego di pluviometri automatici, che registrano i dati pluviometrici con risoluzione temporale a 5, 10, 15 minuti, ha consentito non solo di migliorare la stima dell' EI_{30} , ma ha permesso anche di utilizzare intervalli temporali diversi per la stima dello stesso indice.

Weiss (1964) ha ottenuto un fattore di conversione tra I_{30} calcolato secondo il metodo standard (mediante la lettura dei tracciati dei pluviografi) e I_{30} stimato utilizzando intervalli temporali fissati. Con l'applicazione di un metodo probabilistico, supponendo che la presenza di un picco di intensità di pioggia è statisticamente indipendente dagli intervalli di tempo; il fattore di conversione ottenuto era di 1.0667. Istok et al. (1986) hanno ottenuto una correlazione lineare significativa tra EI_{30} e EI_{15} in tre località situate in un piccolo bacino dell'Oregon, ottenendo un fattore di conversione variabile tra 1.193 e 1.378. Uno studio condotto da Renard et al. (1997) su 713 stazioni pluviometriche ha consentito di formulare un modello di regressione tra

El₁₅ e El₆₀ con un coefficiente di regressione variabile tra 1.08 e 3.16 tra le diverse zone climatiche ed un coefficiente di determinazione di 0.8. Anche Williams e Sheridan (1991) hanno elaborato un modello di regressione lineare, i cui coefficienti di regressione mostrano delle notevoli differenze in funzione dell'area climatica. Uno studio condotto in Cina (Yin et al., 2007) ha permesso di stimare l'accuratezza delle stime dell'El₃₀ utilizzando intervalli fissi (compresi tra 5 e 60 minuti) in confronto alle stesse stime calcolate mediante l'utilizzo del pluviografo. Tale studio ha evidenziato una generale diminuzione del valore El₃₀ con l'utilizzo di intervalli di tempo fissati, rispetto al metodo classico ed un incremento dello stesso passando da risoluzioni temporali di 60 minuti a 5 minuti. Inoltre sulla base dei risultati ottenuti per le aree studiate, (R² varia da 0.83 a 0.99 per la stima di El₃₀ da intervalli di 60 minuti e da 0.97 a 0.99 per intervalli di 30 minuti), secondo gli Autori, anche se si verifica un miglioramento nelle previsioni fatte passando da una risoluzione di 60 ad una di 30 minuti, comunque l'intervallo temporale di 60 minuti può essere preso in considerazione per la stima dell'indice di erosività quando non si hanno a disposizione dati pluviometrici con buona risoluzione temporale.

Uno studio simile svolto da Agnese et al. (2006) in Sicilia ha messo in evidenza l'effetto della risoluzione temporale dei dati pluviometrici tra 5 e 60 minuti sulla stima dell'erosività. Anche in questo caso, utilizzando metodo di intervalli fissati, i valori di E, I₃₀ ed El₃₀ tendono a crescere passando da una risoluzione temporale da 60 a 5 minuti. Passando da una risoluzione di 15 minuti ad una a 5 minuti si evidenzia un incremento di EI di circa 1.10, mentre l'incremento dell'intervallo da 15 minuti a 60 minuti determina un decremento di EI di circa 2, come confermato da studi precedenti di Istok et al. (1986). Secondo Istok et al., però, utilizzando dei valori di pioggia con intervalli inferiori a 15 minuti, si ha inevitabilmente un incremento nei valori di EI, perché 15 minuti è un intervallo troppo grande per ritenere le piogge costanti. Agnese et al. (2006) dimostrano, invece, che non risultano delle sostanziali differenze tra l'intervallo di 5 minuti e 15 minuti, per cui quest'ultimo può essere considerato abbastanza piccolo da ritenere costante l'intensità della pioggia.

2.2 Procedure semplificate per la stima dell'indice di erosività

Sebbene l'indice di erosività R sia molto correlato con la perdita di suolo, nel corso degli anni, diversi studiosi hanno formulato altri indici ugualmente correlati alla perdita di suolo in diverse località.

Tra quelli più significativi è utile citare l'indice I_F introdotto da Fournier (1960), definito come:

$$I_F = \frac{P_m^2}{P} \quad (3.2)$$

in cui P_m (mm) è la massima altezza di pioggia mensile nell'anno e P (mm) è la precipitazione annua. Tale indice permette di effettuare delle stime di erosività richiedendo minori informazioni sulle caratteristiche climatiche del sito in esame, ma è in grado di tenere conto della distribuzione delle piogge mensili nell'anno e, pertanto, non cresce all'aumentare del numero di piogge erosive che avvengono durante l'anno. Per superare tale limitazione, Arnoldus (1977) ha proposto l'indice modificato di Fournier:

$$F = \sum_{i=1}^{12} \frac{p_i^2}{P} \quad (3.3)$$

in cui per un assegnato periodo di osservazione di N anni p_i (mm) è il valore medio annuo dell'altezza di precipitazione mensile del generico mese i e P (mm) è l'altezza di precipitazione media annua. Gli studi condotti da Arnoldus hanno dimostrato che nelle aree in cui non si dispone di dati pluviografici, l'indice F rappresenta una buona approssimazione di R , al quale è correlato da relazioni di tipo lineare, dopo aver suddiviso i dati a disposizione in base alle condizioni climatiche e sviluppando una regressione per ogni zona. Questo però implica l'utilizzo dell'indice F per regioni climatiche omogenee.

Ulteriori applicazioni e sviluppi dell'indice F sono stati effettuati in varie parti d'Italia (Ferro et al., 1991; Bagarello, 1996; Aronica & Ferro, 1997; Ferro et al., 1999), e del mondo (Stoking & Elwell, 1976; Bergsma, 1980; Bolinne et al., 1980; Chaves & Diniz, 1981; Lo et al., 1985; Gabriels et al., 1986; Morgan, 1986; Lal, 1990; Cooley, 1991) con la creazione di mappe isoerodenti per facilitare l'applicazione dell'indice alle diverse regioni climatiche.

Hudson (1971), in base a una serie di esperimenti condotti in Rhodesia, ha sviluppato un indice di erosività $KE > 25$ (dove KE è l'energia cinetica) evidenziando che l'energia cinetica accumulata in un evento di pioggia con intensità superiore a 25 mm/h è meglio correlata alla perdita di suolo rispetto all' EI_{30} . Inoltre sempre sulla base dei suoi esperimenti ha evidenziato come eventi con intensità inferiore a quella indicata non siano erosivi.

Lal (1976) avendo riscontrato delle correlazioni modeste tra EI_{30} e la perdita di suolo nelle regioni tropicali, ha invece sviluppato l'indice di erosività Alm :

$$Alm = \sum_{i=1}^{12} \sum_{m=1}^n a i_m \quad (3.4)$$

dove a (in cm) indica la pioggia totale di un qualsiasi evento temporalesco; i_m la massima intensità dell'evento (in cm/h); n il numero di giorni piovosi nel mese.

Onchev (1985) ha proposto un indice universale di erosività basato sui valori critici della quantità di pioggia erosiva (9.5 mm) e di intensità erosiva (0.180 mm/min oppure 10.8 mm/h) che determinano il ruscellamento:

$$R = \frac{P}{\sqrt{t}} \quad (3.5)$$

dove R è l'indice universale; P la quantità di pioggia ≥ 9.5 mm con intensità ≥ 0.180 mm/min; t la durata di pioggia con intensità ≥ 0.180 mm/min.

Secondo Onchev, tale indice è superiore rispetto agli altri, in termini di rappresentatività dell'erosività di pioggia, perché esso non considera quelle piogge che sono incapaci di produrre erosione (cioè $P < 9.5$ mm, intensità < 180 mm/min).

Per quanto concerne, invece, la stima dell'indice di erosività R è importante ricordare che risulta necessario disporre di piogge con risoluzione temporale sub oraria per un periodo di tempo abbastanza lungo, almeno 20 anni (Wischmeier & Smith, 1978). Attualmente però tali dati non sono disponibili per periodi così lunghi oppure sono distribuiti sul territorio in modo scarso. E' per questo motivo che diversi autori hanno sviluppato una serie di modelli per la stima dell'indice di erosività, mensile ed

annuale, sulla base di dati pluviometrici alla scala giornaliera, mensile ed annuale, avvalendosi sia di dati di pioggia (cumulate mensili, annuali) derivati da intere serie giornaliere, che di indici statistici mensili ed annuali (medie dei valori massimi, periodi di ritorno), mediante lo sviluppo di *modelli di erosività semplificati alla scala annuale, mensile e giornaliera*.

- Modelli di erosività semplificati alla scala annuale

Secondo Wischmeier (1962), R può essere stimato mediante la relazione:

$$R = aPI_{1,2}I_{24,2} + b \quad (3.6)$$

in cui P (mm) è la precipitazione annua, $I_{1,2}$ e $I_{24,2}$ (mm/h) sono rispettivamente le intensità di pioggia di durata 1 e 24 ore e tempo di ritorno 2 anni; a e b sono costanti numeriche che assumono valori diversi per ciascuna regione studiata.

Wischmeier e Smith (1978) hanno sviluppato successivamente una relazione tra l'indice di erosività R e l'altezza di pioggia h (mm) di durata 6 ore e tempo di ritorno 2 anni:

$$R = bh_{6,2}^c \quad (3.7)$$

con b e c due coefficienti pari rispettivamente a 0.0240 e 2.17.

D'Asaro e Santoro (1983) hanno proposto la seguente relazione per stimare R in aree con la presenza di pluviometri non registratori:

$$R = 0.21q^{-0.0962}P^{2.3}NGP^{-2} \quad (3.8)$$

in cui q (m s.l.m.) è la quota della stazione, P (mm) sono le piogge medie annue e NGP è il numero medio annuo di giorni piovosi.

Ferro et al. (1991) per il territorio siciliano hanno proposto una relazione in cui R è correlato linearmente con il prodotto delle intensità di pioggia I (mm/h) di durata 1, 6 e 24 ore:

$$R = 183.8 + 1.396 \cdot I_{1,2} \cdot I_{6,2} \cdot I_{24,2} \quad (3.9)$$

Roose (1977) ha sviluppato in Africa occidentale una relazione tra l'erosività media annuale e la pioggia media annuale P (in mm) su un periodo di 5-10 anni, secondo la relazione:

$$R = [(0.5 + 0.05)P] \quad (3.10)$$

Reinard e Freimund (1994) hanno sviluppato una relazione tra la pioggia media annuale P (mm) e l'indice di erosività R ($\text{MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$):

$$R = 0.04830P^{1.610} \quad (3.11)$$

Torri et al. (2006) hanno mostrato come per l'Italia l'indice R si correla alle piogge annuali mediante la relazione:

$$R = 3.08 \cdot P - 944 \quad (3.12)$$

L'utilizzo di valori dell'altezza di pioggia su scala annuale non consente di tenere conto dei caratteri di variabilità (in genere bimodali) della pioggia all'interno dell'anno nonché della stagionalità regionale (Bhuyan et al., 2002). Per introdurre l'effetto della stagionalità Mati et al. (2000) hanno sviluppato due differenti modelli di regressione per il fattore R con i dati di piovosità annua dopo aver separato i dati in due gruppi in base alla posizione delle stazioni in una particolare zona agro-climatica. Più di recente, utilizzando i dati pluviografici delle Ande Colombiane (1987-1997), Natalia (2005) ha

sviluppato altri due modelli di regressione, uno per la stagione umida e l'altro per la stagione secca.

Recentemente Diodato (2004) ha stimato l'erosività media annuale per l'area Mediterranea secondo la relazione:

$$EI_{30-annual} = 12.142(abc)^{0.6446} \quad (3.13)$$

in cui a , b e c (in cm) sono rispettivamente la pioggia annuale, il massimo annuale di pioggia giornaliera ed il massimo annuale di pioggia oraria.

Successivamente, sulla base di tale relazione è stato sviluppato un altro modello (Diodato & Bellocchi, 2007):

$$R_{MedREM} = b_0 \cdot P \cdot \sqrt{d} \cdot (\alpha + b_1 \cdot L) \quad (3.14)$$

dove b_0 ($MJ \ ha^{-1}h^{-1}$), b_1 ($d^{0.5} \ mm^{-0.5-1}$) ed α ($d^{0.5} \ mm^{-0.5}$) sono dei coefficienti, L ($^\circ$) è la longitudine del area, d è il massimo annuale di pioggia giornaliera ($mm \ d^{-1}$) mediato su un periodo di tempo decennale.

- Modelli erosività semplificati alla scala mensile

Loureiro e Coutinho (2001) analizzando dati pluviometrici di 17 stazioni distribuite in Portogallo, hanno sviluppato una relazione tra EI_{30} e due parametri pluviometrici, cioè la pioggia mensile con altezza giornaliera >10 mm ($rain_{10}$; mm) e il numero di giorni al mese con piogge >10 mm ($days_{10}$; n):

$$EI_{30month} = 7.05rain_{10} - 88.92days_{10} \quad (3.15)$$

- Modelli erosività semplificati alla scala giornaliera

Lombardi (1979) e Richardson et al. (1983) stimano l'erosività mediante una relazione esponenziale con le piogge giornaliere P (mm):

$$EI = \alpha P^\beta \quad (3.16)$$

α e β sono due parametri empirici. Tale modello è stato successivamente applicato negli USA (Haith & Merril, 1987); in Australia (McFarlane et al., 1986; Yu, 1995); in Canada (Bullok et al., 1989); in Finlandia (Posch & Reholainem, 1993) e in Italia (Bagarello & D'Asaro, 1994). Poiché i parametri di tale relazione sono soggetti a variazioni stagionali e regionali, successivamente per tener conto della variazione intra-annuale delle piogge, si è considerata la seguente espressione:

$$EI = \alpha_m P^{\beta_m} \quad m = \{1, \dots, 12\} \quad (3.17)$$

dove m rappresenta il mese.

Il modello di Richardson et al. (1983) tende a sottostimare i valori dell'indice R e secondo alcuni autori (Richardson et al., 1983; Elsenbeer et al., 1993; Posch & Rekolainen, 1993, Yu & Rosewell, 1996a) questo è attribuito alla trasformazione logaritmica dei dati giornalieri che crea degli errori nel momento in cui i valori stimati vengono riconvertiti alla scala originale.

Successivamente per considerare la variabilità stagionale delle piogge senza effettuare una regressione per ogni mese, con l'utilizzo di un gran numero di parametri, Yu & Roswell (1996a) hanno proposto una equazione alternativa, basata sempre su quella di Richardson et al. (1983), in cui la variazione stagionale del parametro α è stato sostituito da una funzione periodica:

$$EI = \alpha \left[1 + \eta \cos \left(2\pi \frac{1}{12} m - \omega \right) \right] P^\beta \quad \nabla P > P_0 \quad (3.18)$$

dove η definisce l'ampiezza e ω la fase della variazione intra-annuale di α .

Angulo-Martínez et al.(2009), in uno studio sul confronto dei metodi di stima dell'erosività da dati giornalieri, utilizzando l'espressione (3.18) hanno proposto un modello con la variazione periodica del parametro β , mantenendo costante α ed un modello in cui la variazione intra-annuale sia presente sia per α che per β .

3. Valutazione dell'indice di erosività mensile R_m in Campania

3.1 Pluviometri e dati pluviometrici

Per valutare l'indice di erosività secondo le formulazioni più utilizzate (USLE/RUSLE) è necessario disporre di dati pluviometrici con una risoluzione temporale sub-oraria.

Sul territorio Campano, le stazioni pluviografiche che acquisiscono i dati con tale risoluzione temporale sono in numero insufficiente e distribuite in modo non omogeneo sull'intero territorio. Per effettuare una buona modellazione spaziale dei dati, soprattutto nel caso delle piogge, estremamente variabili sia spazialmente che temporalmente, è importante avere una buona distribuzione dei dati pluviometrici. Per ovviare, quindi, alla mancanza di stazioni in alcune zone della regione, è stata considerata la possibilità di utilizzare anche le stazioni pluviografiche meccaniche dalla rete dell'ex Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale (SIMN) utilizzando i dati giornalieri e mensili pubblicati negli Annali idrologici.

In particolare, per la valutazione dell'indice di erosività rappresentativo per l'intero territorio della Campania, è stato messo a punto un modello semplificato che utilizza variabili pluviometriche facilmente disponibili, come le piogge giornaliere e le piogge mensili. Il modello di erosività regionale è stato, quindi, calibrato e validato mediante l'utilizzo dei dati pluviometrici a scala sub-oraria registrati dalle stazioni automatiche e poi utilizzato per la stima dell'erosività delle stazioni meccaniche.

La rete di monitoraggio tradizionale, con strumentazione meccanica, dell'Ufficio Compartimentale di Napoli del Servizio Idrografico è stata realizzata a partire da un nucleo storico di stazioni, gestite da vari Enti e Osservatori, che nel 1915 era costituito da 80 pluviometri; i dati registrati fino ad allora furono raccolti negli anni successivi e pubblicati in tabelle contenenti le precipitazioni totali mensili e annuali (Eredia, 1919). Successivamente, la rete fu ampliata e, in seguito alla installazione di gran parte delle stazioni della rete idrometrica avvenuta nel decennio compreso tra il 1920 ed il 1930, i dati idrologici furono pubblicati in due volumi (Annali Idrologici, Parte 1a e Parte 2a). La rete pluviometrica ha mantenuto un numero pressoché costante di stazioni dal 1925 al 1998, con un progressivo incremento dei pluviografi in sostituzione dei pluviometri semplici ed alcuni spostamenti dei siti, non sempre segnalati negli Annali idrologici pubblicati.

L'avvento dell'elettronica, ed in particolare dei sistemi a microprocessore, ha consentito una fondamentale svolta nelle metodologie di acquisizione ed elaborazione dei dati; alla misura effettuata con apparecchi tradizionali è stato possibile sostituire sistemi in grado di misurare, visualizzare, registrare e trasmettere i dati direttamente in forma digitale. I vantaggi più evidenti di tale tipo di trattamento dei dati sono legati alla possibilità di effettuare un trattamento completo dei dati stessi, dal sistema di rilevamento alle elaborazioni più complesse, in maniera completamente automatica,

eliminando così gran parte degli errori e delle imprecisioni dovute all'intervento degli operatori. Così, dal 1993 ha avuto inizio l'installazione di una rete di stazioni idrometriche e pluviometriche in teletrasmissione per il monitoraggio dei principali bacini del Compartimento di Napoli del Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale (Tranfaglia, 1994). Poiché lo scopo principale della rete era quello di effettuare il monitoraggio in tempo reale delle piene soltanto su tre bacini del territorio compartimentale, essa risultava non omogeneamente distribuita e sbilanciata nel rapporto tra sensori idrometrici e pluviometrici (Onorati & Tranfaglia, 1996). Successivamente tra il 1997 ed il 1998, anche in seguito agli eventi franosi di Sarno furono installate altre stazioni, per cui alla fine del 1998, la rete idrometeorologica di monitoraggio in tempo reale dell'Ufficio Compartimentale di Napoli del SIMN risultava così costituita da 36 stazioni, dotate di strumentazione elettronica con trasmissione continua dei dati a mezzo ponte radio, da 4 ripetitori e dalla centrale di acquisizione ed elaborazione dati, installata presso la sede dell'Ufficio. Negli anni 1999 e 2000, la consistenza numerica della rete è aumentata, grazie ad alcuni interventi di potenziamento oggetto di altri progetti realizzati dall'Ufficio Compartimentale SIMN di Napoli. All'atto del trasferimento dell'ex Ufficio Compartimentale SIMN di Napoli alla Regione Campania, la configurazione del sistema di monitoraggio meteoidropluviometrico in tempo reale era, quindi, costituita da 136 stazioni periferiche di monitoraggio, dotate di complessivi 269 sensori di misura, fra cui 112 sensori pluviometrici, 50 idrometrici e 54 termometrici. Ogni stazione periferica è dotata di centralina elettronica locale per la gestione dei dati rilevati e di apparati radio di telecomunicazione che trasmettono i dati via etere alla Centrale di acquisizione ed elaborazione di Napoli, attraverso un sistema di ripetitori (dieci) che operano in ponte radio UHF. I dati vengono acquisiti con cadenza temporale di 10 minuti dal front-end della centrale operativa.

I dati rilevati dalle stazioni periferiche e trasmessi in centrale dai ripetitori vengono elaborati da un software installato su un server, connesso via LAN al front-end della centrale, che, nel caso di attivazione del presidio h24 da parte del Dipartimento della Protezione Civile, ne confronta i valori con quelli delle soglie pluviometriche di preallarme e di allarme al fine di definire lo stato del sistema. I valori delle soglie, che sono riferiti a valori di precipitazione di diversa durata (24, 48 e 72 ore), sono stati elaborati dal G.N.D.C.I. e codificati nell'ambito delle procedure di pianificazione dell'emergenza adottate del Dipartimento della Protezione Civile (Biafore et al, 2001; Tranfaglia et al., 2002).

3.1.1 Dati pluviometrici delle stazioni automatiche

I dati pluviometrici utilizzati per la calibrazione e la validazione del modello sono stati acquisiti utilizzando 106 stazioni automatiche della rete di monitoraggio "in tempo reale" gestita dal Centro Funzionale per la Previsione Meteorologica e il Monitoraggio Meteo-Idro-Pluviometrico e delle Frane della Regione Campania.

Le stazioni pluviometriche sono distribuite sull'intero territorio campano in modo alquanto irregolare, con una maggiore concentrazione nel settore centrale, in particolare nelle zone dei Monti Lattari e Monti di Sarno (perché storicamente colpite da eventi alluvionali estremi) ed una distribuzione meno fitta nei settori meridionale e nord orientale della Regione (Fig.3.2).

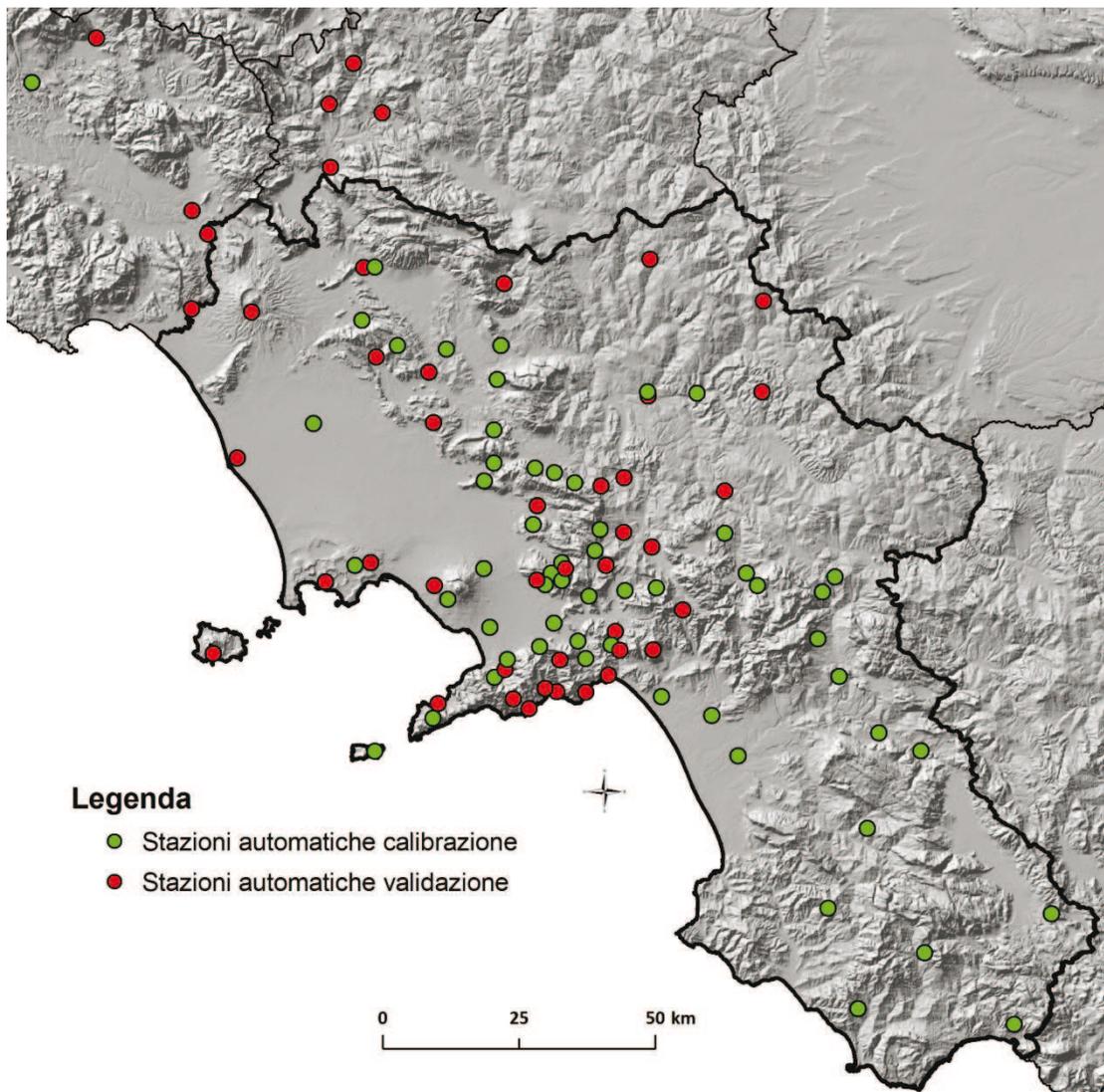


Fig.3.2 Localizzazione delle stazioni di Calibrazione (pallini verdi) e di Validazione (pallini rossi)

Ogni stazione acquisisce in automatico i dati pluviometrici, e li restituisce con una scala temporale a 10 minuti.

Per la descrizione dei dati pluviometrici e per lo sviluppo del modello semplificato per la valutazione dell'erosività media mensile i dati raccolti sono stati aggregati con una risoluzione temporale di 30 minuti, 1 ora, e 24 ore (calcolate sia dalle 00.00 alle 24.00 che dalle 9.00 alle 9.00).

In particolare i dati disponibili hanno consentito di calcolare (tab.3.1):

- pioggia massima caduta in un intervallo di 1 ora (mm)
- l'intensità massima di pioggia caduta in 30 minuti (mm/h)
- la pioggia massima caduta in un giorno (mm)
- la pioggia cumulata in un mese (mm)

Tab. 3.1 Pioggia massima oraria calcolata tra gli anni 1994-2008 per la stazione di Grazzanise

STAZIONE DI GRAZZANISE												
Pioggia massima caduta nell'intervallo di 1 ora (mm)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
1994	-	-	-	-	11	7.8	5.8	5.8	45	34.2	11.6	5.8
1995	10.6	4.6	14.4	8.2	24.6	4.2	10.4	18.8	7.8	12.2	18.8	11.2
1996	2.8	20.2	12	5	8.4	6.6	6.4	35	46.8	10.6	6	22.2
1997	13.4	19.2	19.8	11.8	6.6	0.8	5.2	7.4	8	10.4	19	7.4
1998	8.4	8.4	6	7.4	7	1.2	0.4	10.2	13.8	15	7.2	5.2
1999	7.4	7.6	7.2	29	17.6	17	18	19.2	14.2	31	13.6	6
2000	1.8	17	26.8	11.4	16.6	10.4	8.2	3.6	4.2	15.4	17.4	16.2
2001	12.2	4.6	2.4	3.2	16.4	1	5.6	14.4	11	1	19	4.8
2002	10.8	4.4	2	6.4	8.6	14.4	14	21	26.2	16.4	12.4	23.8
2003	21.6	6.6	4	15	12	4.6	0.8	6.8	27.8	11.8	9.4	6
2004	22.6	9.8	6.8	8.6	13.6	4.2	5	4.4	15.2	7.8	17	7.4
2005	6.4	5.8	21.6	0	0	8.2	0	8.2	11.4	46.2	7	8.2
2006	4.8	11.8	7.4	3.6	15.4	19.8	2.6	5.4	45.8	7	10.8	6.6
2007	3.8	6.8	10.8	29.6	30.6	3	0	0.2	13.4	18.8	5.2	7.2
2008	9.2	2	9.8	6.2	9	22	0.2	0	16.4	8.8	15	11.4

Poi, per ogni stazione ed utilizzando i seguenti dati aggregati sono stati calcolati i valori medi mensili di tutte le variabili pluviometriche suddette (Allegato 1). Tutte le elaborazioni sono state effettuate in automatico mediante l'utilizzo di un opportuno algoritmo sviluppato con il software Matlab. Mediante tale algoritmo è stato, inoltre, possibile definire anche la discontinuità di acquisizione dei dati di ogni singola stazione causata da un non funzionamento della stessa. In tabella 3.2 l'esempio per la stazione di Grazzanise in cui per ogni mese sono stati evidenziati il numero dei giorni in cui si è verificato un non funzionamento della stazione.

Tab. 3.2 Indicazione dei giorni di non funzionamento della stazione

Stazione di Grazzanise												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
1994	31	28	31	30	4	0	0	0	0	0	0	0
1995	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1996	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1997	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1998	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1999	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1.74	0	0
2000	0	0	0	0	0	0	0.01	0	0	0	0	0
2001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2002	0	0	0	0	0	0	0	0.47	0	0	0	0
2003	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.03	0.11	0.98
2004	2.06	0.25	0	0	7.31	0.22	0	0	0	0	0	0
2005	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.72
2006	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0	0	0
2007	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2008	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

I dati medi mensili, definiti per le 106 stazioni sono stati quindi suddivisi in due distinti dataset, uno costituito dai dati provenienti da 61 stazioni utilizzate per la calibrazione del modello semplificato e l'altro caratterizzato da dati delle restanti 45 stazioni utili per la sua validazione (tab.3.3). L'intervallo di tempo di funzionamento di ogni stazione varia da un minimo di 3 anni per la stazione di Lagonegro (PZ) ad una massimo di 20 anni per la stazione di Benevento MetEROBS.

Le stazioni per la calibrazione sono distribuite sul territorio Campano (Fig. 3.2) su quote che variano tra i 14 ed i 1270 m s.l.m. Le stazioni utilizzate, invece, per la fase di validazione comprendono anche alcune ricadenti all'esterno dei limiti Campani e si distribuiscono su quote comprese tra 9 e 950 m s.l.m.

Tab 3.3. Anni di funzionamento, coordinate e quota (s.l.m.) delle stazioni utilizzate per la calibrazione e la validazione del modello

Stazioni pluviometriche automatiche utilizzate per la calibrazione							
Codice	Stazione	Comune	Provincia	X	Y	Quota (m s.l.m.)	Anni oss.
s.c.	Lagonegro	Lagonegro	PZ	565015	4441466	700	3
s.c.	Pontecagnano (RAN)	Pontecagnano	SA	487992	4498472	40	10
s.c.	Montevergine	Montevergine	AV	468337	4529278	1270	5
s.c.	Benevento - MetEROBS	Benevento	BN	488587	4554530	180	20
12243	Grazzanise	Grazzanise	CE	424949	4549610	14	15
12247	Persano S	Persano	SA	502830	4488365	22	15
12255	Montella	Montella	AV	504309	4522056	590	15
12259	Apice Ufita	Apice	BE	495318	4555217	166	9
12263	Paduli	Benevento	BE	486217	4555445	147	15
12267	Auletta	Auletta	SA	536336	4489267	198	15
12270	Boville E	Boville E	FR	373315	4612483	490	15
12273	Castelluccio	Castelluccio	SA	528667	4492582	438	15
12276	Montemarano	Montemarano	AV	500377	4529425	445	15
12286	Senerchia	Senerchia	AV	517441	4509948	578	14
12290	S. Pietro	Montoro Inf.	AV	482107	4518802	215	12
12294	S. Mauro	Nocera Inf.	SA	469047	4512829	36	12
12298	Ponte Cammarelle	Nocera Sup.	SA	473457	4509500	96	12
12309	Bellosguardo	Bellosguardo	SA	526496	4474989	150	12
15276	Sarno	Sarno	SA	467452	4519940	150	11
15279	Cetronico	Bracigliano	SA	475451	4517788	405	11
15280	Piani di Prato	Sarno	SA	470457	4520668	825	11
15282	Quindici	Quindici	AV	470482	4523983	254	11
15285	Torriello	Quindici	AV	468552	4522057	210	11
17255	Contursi Meteo	Contursi	SA	521363	4503008	183	9
17259	Alvignano	Ruviano	CE	449343	4563352	677	9
17262	Boiara	Caposele	AV	520552	4521368	718	9
17266	Pompei	Pompei	NA	457257	4512061	16	9
17272	S. Angelo d'Alife	S. Angelo	CE	436188	4578447	210	9
17399	Melizzano	Melizzano	BN	458610	4557740	125	8
17411	Battipaglia	Battipaglia	SA	498003	4495787	59	9
18385	Alife	Alife	CE	444321	4576814	111	9
18393	Sorgenti Grassano	S. Salvatore	BN	459300	4564024	56	9
18398	Bagnoli Irpino	Bagnoli Irpino	AV	506352	4519779	583	9
18408	Caposele	Caposele	AV	518285	4518541	319	9
18770	S. Felice a Cancellò	S. Felice a Cancellò	CE	456242	4539041	203	9
18887	Pietramelara	Pietramelara	CE	433838	4568645	133	9
18889	Liberi	Liberi	CE	440397	4563994	520	9
18891	Napoli Camaldoli	Napoli	NA	432544	4523476	325	9
18893	Rotondi	Rotondi	AV	465582	4541387	495	9
18895	Arienzo	Arienzo	CE	458018	4542373	135	8
18897	Cervinara	Cervinara	AV	469180	4540615	375	9
18899	S. Agata	S. Agata	BN	458044	4548485	144	9
18901	Ottaviano	Ottaviano	NA	456167	4522888	218	9

Stazioni pluviometriche automatiche utilizzate per la calibrazione							
Codice	Stazione	Comune	Provincia	X	Y	Quota (m s.l.m.)	Anni oss.
18903	Visciano	Visciano	NA	465276	4530981	354	9
18905	S. Martino v. Caudina	S. Martino	AV	472871	4538726	755	9
18917	Cava dei Tirreni	Cava Dei Tirreni	SA	474929	4506313	250	9
18919	Capri	Capri	NA	436250	4489185	116	9
18921	Massa Lubrense	Massa Lubrense	NA	446920	4495300	200	9
18923	Corbara - S.Egidio	Corbara - S.Egidio	SA	466395	4508471	290	9
18925	Pellezzano	Pellezzano	SA	479507	4508839	225	9
18927	Lettere	Lettere	NA	460536	4506128	333	9
18929	Torre del Greco	Torre Del Greco	NA	449570	4517265	492	8
18931	Monteforte irpino	Monteforte irpino	AV	476564	4526212	494	9
18933	Solofra	Solofra	AV	487854	4519358	575	9
18935	Pimonte	Pimonte	NA	458149	4502808	375	8
18937	Mercogliano	Mercogliano	AV	477498	4530104	550	9
38528	Rofrano	Rofrano	SA	537034	4452035	450	7
38533	Gioi Cilento	Gioi Cilento	SA	519299	4460300	128	8
38542	Montesano Terme	Montesano	SA	560309	4459295	811	8
38545	San Mauro la bruca	San Mauro	SA	524796	4441726	244	8
38548	Torraca	Torraca	SA	553416	4438893	270	6

Stazioni pluviometriche automatiche utilizzate per la validazione							
Codice	Stazione	Comune	Provincia	X	Y	Quota (m s.l.m.)	Anni oss.
18939	Forino	Forino	AV	478642	4523449	401	9
18945	Caserta Vecchia	Caserta	CE	447012	4549799	369	9
18947	Caiazzo	Caiazzo	CE	446157	4559101	167	9
18949	Napoli Capodimonte	Napoli	NA	435422	4524015	218	9
18953	Pozzuoli	Pozzuoli	NA	427189	4520409	56	9
18955	Ischia - M.Epomeo	Serrara Fontana	NA	406565	4507211	350	9
18957	Salerno Genio Civile	Salerno	SA	479043	4503222	21	9
18964	Giffoni Vallepiana	Giffoni Vallepiana	SA	492657	4515281	950	7
20881	Castel Volturno	Castel Volturno	CE	410974	4543246	9	7
20885	S. Ambrogio	S. Ambrogio	FR	405581	4584546	25	7
20889	Avellino-Genio Civile	Avellino	AV	481810	4529574	351	7
20893	Cusano Mutri	Cusano Mutri	BN	459947	4575437	495	7
20897	Colle Sannita	Colle Sannita	BN	486635	4579903	733	8
20901	Luogosano	Luogosano	AV	500334	4537162	404	7
20905	Pietrastornina	Pietrastornina	AV	477726	4538164	600	8
20909	Avella	Avella	AV	466003	4534520	197	8
20912	Ponte Valentino	Benevento	BN	486304	4554743	147	8
20922	S. Angelo Theodice	Cassino	FR	402724	4588865	25	7
21364	Ponte 25 archi	Monteroduni	IS	428129	4596883	220	8
21436	Forlì del Sannio	Forlì del Sannio	IS	432297	4616083	720	7
21440	Fornelli	Fornelli	IS	427874	4608489	501	7
21448	Isernia	Isernia	IS	437620	4606927	469	7
21452	Quattroventi	Pietravairano	CE	434211	4578440	107	8
21519	Sora	Sora	FR	385233	4620678	280	8
21520	S. Castrese	Sessa Aurunca	CE	402616	4570748	12	7
21521	Cologna	Pellezzano	SA	481135	4507808	100	7
21735	Tramonti	Maiori	SA	470181	4506022	308	7
21739	Sorrento	Sorrento	NA	447840	4498054	91	7

Stazioni pluviometriche automatiche utilizzate per la validazione							
Codice	Stazione	Comune	Provincia	X	Y	Quota (m s.l.m.)	Anni oss.
21742	Altavilla irpina	Altavilla	AV	481910	4539673	335	7
21746	Serino	Serino	AV	487029	4526898	445	7
21750	Maiori	Maiori	SA	469577	4500221	100	7
21753	Amalfi	Amalfi	SA	464518	4497098	125	7
21756	Ravello	Ravello	SA	467417	4500804	350	7
21760	Ercolano	Ercolano	NA	447142	4519743	122	7
21764	Cetara	Cetara	SA	474929	4500149	125	7
21767	Agerola	Agerola	NA	461590	4498889	582	7
21770	Ariano Irpino	Ariano Irpino	AV	507235	4555436	705	7
21774	Baronissi	Baronissi	SA	480321	4511301	275	7
21778	Castig. dei Genovesi	Castiglione	SA	487261	4507878	620	7
21781	Pontelatone	Pontelatone	CE	436509	4561892	105	7
21785	Castelfr. in miscano	Castelfr. in miscano	BN	507458	4572200	837	7
21789	Gragnano	Gragnano	NA	460052	4504256	125	7
21792	Roccamonfina	Roccamonfina	CE	413659	4570211	640	7
38445	Sarno ex	Sarno	SA	465940	4520740	150	8
38485	Quindici	Quindici	AV	471197	4522913	350	8

3.1.2 Dati pluviometrici delle stazioni meccaniche

Il database pluviometrico utilizzato per l'applicazione del modello e per la successiva fase di spazializzazione dell'indice di erosività deriva dalla ex rete del Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale, che include le registrazioni di 300 pluviometri distribuiti sulla la regione Campania e su diversi bacini circostanti (Fig.3.3).

Tali stazioni, decisamente più numerose di quelle automatiche, risultano anche più omogeneamente distribuite sul territorio con quote che variano tra 1 e 1370 m s.l.m.

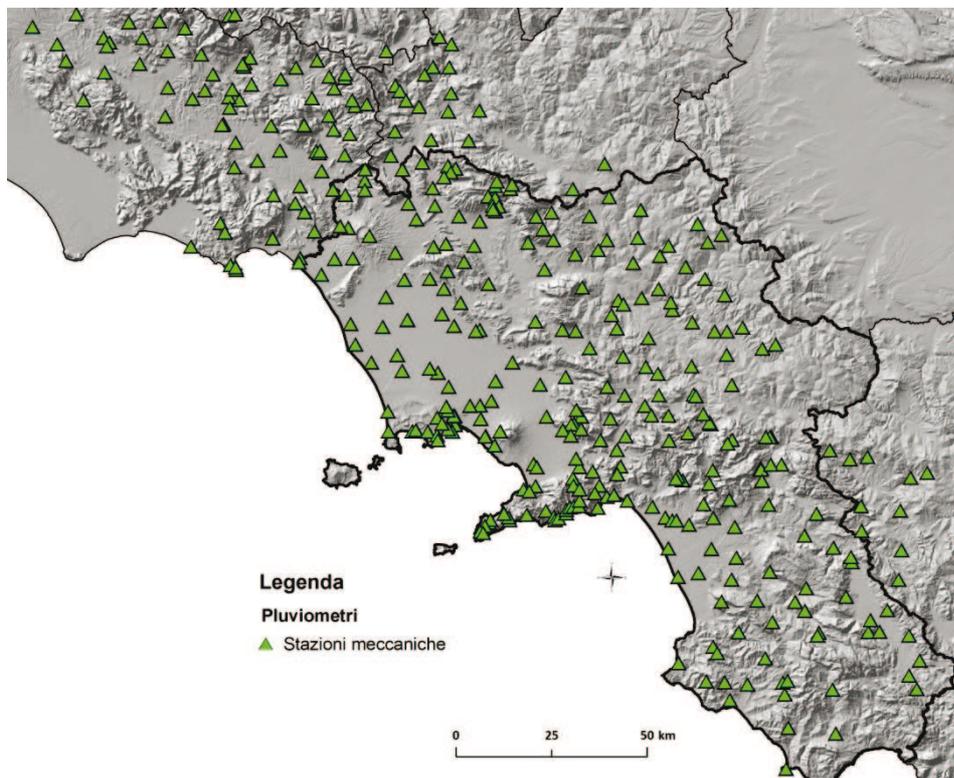


Fig.3.3 Localizzazione delle stazioni meccaniche

Tutti i dati giornalieri, relativi ai 300 pluviometri e pubblicati sugli Annali, sono stati trascritti in un foglio elettronico per la stima delle piogge cumulate mensili e delle piogge massime giornaliere. Inoltre, come per le stazioni automatiche, anche in questo caso sono stati stimati i valori medi mensili delle due grandezze ed è stato valutato il numero di anni di funzionamento delle stazioni (Tab. 3.4).

Tab. 3.4 Pioggia cumulata mensile, massimi giornalieri e numero anni di funzionamento per la stazione di Itri

STAZIONE DI ITRI			
Mese	Anni funz.	Cum. Mens.	Max. Gior
Gennaio	47	117.87	35.72
Febbraio	47	105.24	34.75
Marzo	46	94.55	28.43
Aprile	46	83.06	25.97
Maggio	47	53.23	22.66
Giugno	47	32.49	15.00
Luglio	47	19.45	10.41
Agosto	47	32.99	17.23
Settembre	47	80.80	37.11
Ottobre	47	141.90	46.84
Novembre	47	167.68	48.83
Dicembre	47	149.18	41.30

Da una prima analisi effettuata sui dati medi mensili si evidenzia come, sia per le piogge cumulate che per i massimi giornalieri, i valori siano più elevati durante la stagione invernale, con massimi nei mesi compresi tra ottobre e dicembre (fig.3.4 a,b).

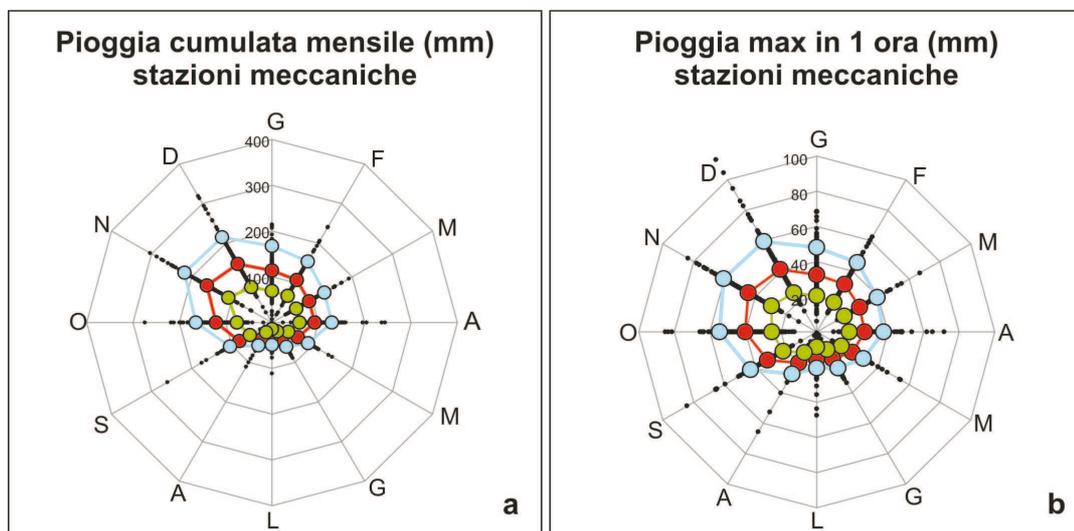


Fig. 3.4 Diagrammi polari: cumulate mensili (a), massimo giornaliero (b). La linea rossa indica il valore medio, la verde e la blu indicano rispettivamente il percentile al 10% ed al 90%.

Un'altra analisi è stata poi effettuata sui valori massimi annuali delle piogge di assegnata durata (1, 3, 6, 12 e 24 ore), pubblicati sempre sugli Annali insieme alla data corrispondente.

In particolare, per ciascuna stazione è stata calcolata la frequenza relativa con cui il massimo annuale dell'altezza di pioggia in 1 ora e 24 ore si verifica in ciascun mese dell'anno. Per ciascuna stazione j , la frequenza temporale (Fx_j) del massimo

annuale della variabile x (altezza di pioggia in 1 ora o 24 ore) per il generico mese i dell'anno è stata calcolata come segue:

$$Fx_{ij} = \frac{n_{ij}}{N} \quad (3.19)$$

dove n_{ij} è il numero di anni in cui il massimo annuale della variabile x si è verificato nel mese i ed N è il numero totale di anni per i quali si dispone di dati pluviometrici della stazione j .

Tale analisi ha consentito di evidenziare in quali mesi si concentrano maggiormente i massimi annuali. Per i massimi annuali in 1 ora, le frequenze più elevate si concentrano tra i mesi di agosto ed ottobre (fig. 3.5), mentre per i massimi annuali in 24 ore le frequenze maggiori si riscontrano nei mesi compresi tra ottobre e dicembre (fig. 3.6).

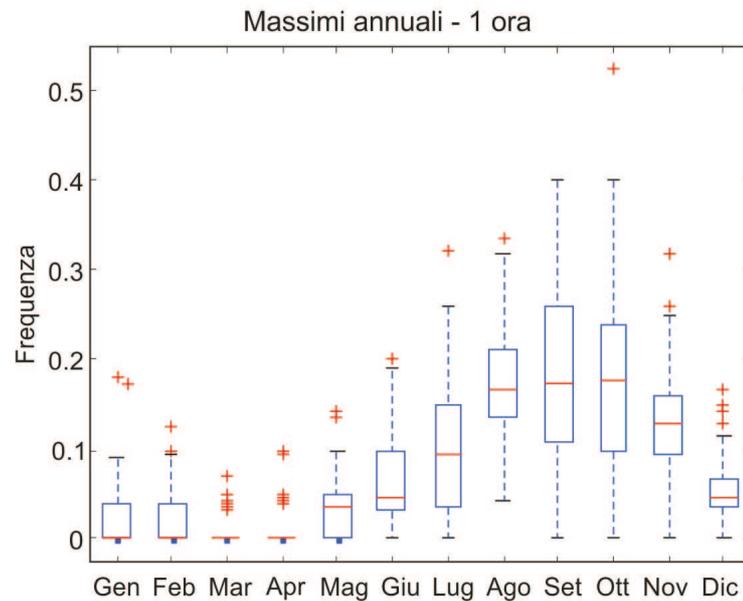


Fig.3.5 Box-plot delle frequenze relative con cui i massimi annuali in 1 ora si verificano in ciascun mese dell'anno (stazioni meccaniche).

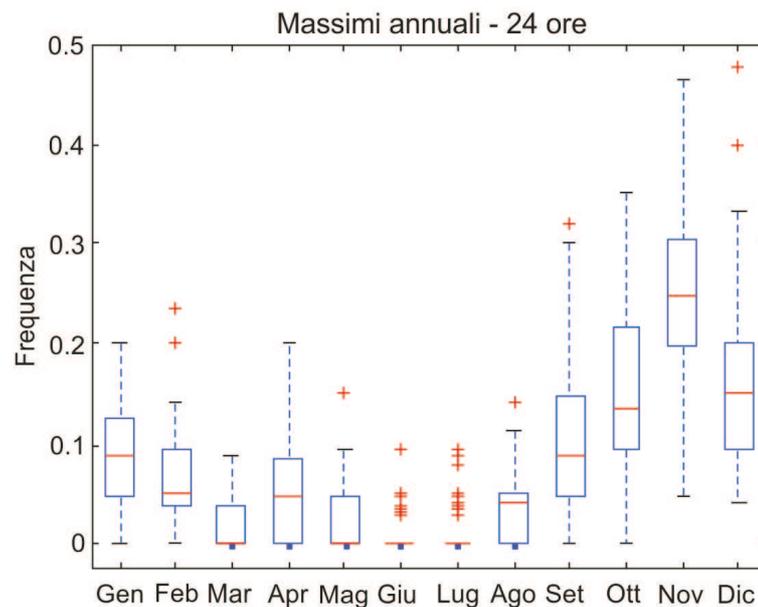


Fig.3.6 Box-plot delle frequenze relative con cui i massimi annuali in 24 ore si verificano in ciascun mese dell'anno (stazioni meccaniche).

Questi risultati evidenziano che le piogge di più breve durata, quindi quelle a cui si attribuisce in genere una maggiore capacità erosiva, si concentrino essenzialmente dopo la stagione estiva, ma anche che le piogge di più lunga durata siano distribuite maggiormente tra l'autunno e l'inverno.

Un altro aspetto interessante delle elaborazioni svolte è stato quello di confrontare i valori medi dei massimi annuali in 1 ora e 24 ore sia per le stazioni meccaniche che per quelle automatiche (fig.3.7).

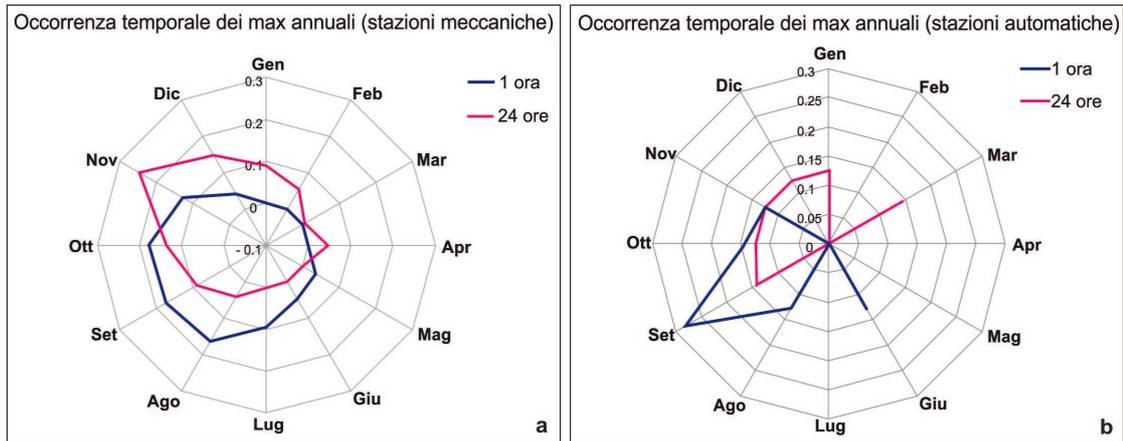


Fig.3.7 Frequenze relative dei massimi annuali in 1 ora e 24 ore in ciascun mese dell'anno, calcolate con i dati delle stazioni meccaniche (a) ed automatiche (b).

Mentre per le stazioni meccaniche le frequenze dei massimi annuali in 1 ora sono concentrate in tre mesi (agosto, settembre e novembre), per le stazioni automatiche si osserva un picco molto elevato a settembre. Per quanto riguarda, invece, le frequenze dei massimi annuali in 24 ore, per le stazioni automatiche si osserva un andamento distribuito più uniformemente tra i mesi di settembre e gennaio.

Le differenze esistenti tra le stazioni automatiche e quelle meccaniche, soprattutto rispetto alle frequenze dei massimi annuali in 1 ora, potrebbe essere dovuta sia al fatto che per le automatiche si ha un numero di anni di osservazione più piccolo (8 anni) rispetto alle meccaniche (37 anni), quindi statisticamente meno significativi, ma potrebbe anche essere indice di una variazione climatica dell'ultimo decennio rispetto al passato, che ha condizionato la distribuzione degli eventi intensi nel corso dell'anno. Tuttavia il numero di anni di osservazione è troppo breve per poter trarre conclusioni in tal senso.

3.2 Stima dell'indice R mensile e stagionale dai dati pluviometrici a scala sub-oraria.

L'erosività è uno dei principali fattori che determinano l'erosione del suolo (Toy et al., 2002) e l'indice di erosività, esprime il potere erosivo delle piogge. Una delle espressioni dell'erosività della pioggia più importante e maggiormente utilizzata nei modelli di valutazione dell'erosione è quella descritta da Weschmeier e Smith (1978) che hanno proposto di valutare, per ciascun evento erosivo, l'indice R come somma di tutti i valori mensili di EI_{30} . EI_{30} è definito dal prodotto tra l'energia cinetica (E) e l'intensità massima di pioggia in 30 minuti (I_{30}).

Inoltre un evento è definito erosivo se caratterizzato da un'altezza di pioggia maggiore o uguale a 13 mm in un intervallo di non pioggia di 6 ore tra un evento e l'altro o di 6 mm in un tempo di 15 minuti.

Nel corso degli anni sono state utilizzate numerose relazioni empiriche per il calcolo di E, applicate a varie località del mondo (§ 2), ma in questo studio si è utilizzata l'espressione di Foster (2004) secondo cui:

$$E = \sum_{K=1}^v 0.29 \cdot P_K \left[1 - 0.72 \cdot \exp\left(-0.082 \frac{P_K}{\Delta_t}\right) \right] \quad (3.20)$$

dove P_k è la pioggia espressa in mm e Δt è l'intervallo di tempo in cui è suddiviso ogni evento di pioggia.

L'indice di erosività media R_m ($\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$) secondo la RUSLE è valutato come:

$$R_{mj}(RUSLE) = \frac{1}{n} \sum_{y=1}^n \sum_{\Omega=1}^s (EI_{30})_{\Omega_{yj}} \quad (3.21)$$

dove Ω_{yj} è il numero di eventi verificatesi nel mese j dell'anno y , mentre n indica il numero di anni rispetto ai quali è calcolato il valore medio.

Come per le altre variabili, anche in questo caso, per ogni stazione i valori di erosività mensile (Allegato 2) e di erosività media mensile $R_m(RUSLE)$ (Tab.3.5) sono stati calcolati in automatico, mediante l'ausilio del software *Matlab*.

Tab. 3.5 Valori dell'erosività media mensile calcolata per le 106 stazioni mediante RUSLE

Erosività media ($\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$) mediante metodo RUSLE														
Codice	Stazione	Cal/Val	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
s.c.	Lagonegro (2001-2003)	C	159	-	57	204	51	29	531	-	459	-	543	261
s.c.	Pontecagnano (RAN)	C	194	58	140	-	93	113	164	59	472	247	188	183
s.c.	Montevergine	C	175	176	142	277	240	91	101	320	753	295	455	402
s.c.	Benevento - MetEROBS	C	70	-	-	80	375	195	102	333	203	146	246	-
12243	Grazzanis	C	169	110	189	159	186	78	41	171	492	346	298	192
12247	Persano S	C	118	86	77	88	119	85	22	133	512	244	264	106
12251	Benevento	C	32	31	41	39	53	35	84	50	92	75	142	70
12255	Montella	C	236	259	275	278	228	169	336	193	778	827	642	651
12259	Apice Ufita	C	39	33	43	72	94	313	198	96	69	150	146	65
12263	Paduli	C	41	31	93	88	96	150	155	80	144	103	168	68
12267	Auletta	C	94	121	101	114	111	122	172	178	298	224	240	216
12270	Boville E	C	155	115	140	184	230	259	166	238	870	483	345	283
12273	Castelluccio	C	65	67	69	89	188	231	234	145	282	257	211	166
12276	Montemarano	C	73	81	101	130	245	271	370	285	432	209	250	199
12286	Senerchia	C	254	235	254	199	252	119	490	327	1297	403	602	514
12290	S. Pietro	C	223	208	315	212	210	187	79	464	652	462	516	465
12294	S. Mauro	C	189	94	157	149	143	214	120	163	558	428	321	336
12298	Ponte Cammarelle	C	284	188	316	247	282	84	240	148	1006	657	587	765
12309	Bellosgua	C	83	90	81	93	250	94	43	108	472	284	175	199
15276	Sarno	C	170	73	136	163	206	186	165	225	597	242	215	234
15279	Cetronico	C	215	86	195	215	163	173	156	186	566	413	290	375
15280	Piani di Prato	C	318	94	188	265	264	213	205	326	664	306	420	415
15282	Quindici	C	342	178	249	232	279	281	312	254	683	346	363	406
15285	Torriello	C	308	126	171	273	393	316	198	352	818	295	400	404
17255	Contursi Meteo	C	233	150	198	110	240	130	48	161	896	868	695	266

Erosività media (MJ·mm·ha ⁻¹ ·h ⁻¹) mediante metodo RUSLE														
Codice	Stazione	Cal/Val	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
17259	Alvignano	C	101	65	189	110	197	274	294	161	324	154	256	243
17262	Boiara	C	38	28	96	76	127	90	155	188	243	124	179	116
17266	Pompei	C	114	67	165	69	130	80	101	203	350	338	375	161
17272	S. Angelo d'Alife	C	91	86	148	114	130	102	43	237	861	405	319	176
17399	Melizzano	C	73	121	272	146	127	266	78	172	241	294	305	211
17411	Battipaglia	C	149	85	203	113	201	133	234	210	768	429	631	231
18385	Alife	C	124	80	120	118	259	129	13	181	546	414	366	164
18393	Sorgenti Grassano	C	95	57	218	67	134	177	172	372	580	220	250	168
18398	Bagnoli Irpino	C	185	131	186	200	224	125	169	146	526	350	640	409
18408	Caposele	C	124	98	214	111	210	165	340	250	534	247	388	287
18770	S. Felice a Cancellò	C	125	87	224	106	153	203	192	1153	448	256	201	218
18887	Pietramelara	C	262	125	214	158	150	192	272	230	378	702	428	293
18889	Liberi	C	300	185	277	234	235	217	132	221	728	389	707	567
18891	Napoli Camaldoli	C	118	113	108	189	185	307	183	283	1276	254	261	175
18893	Rotondi	C	395	215	399	232	246	271	671	343	723	430	851	572
18895	Arienzo	C	88	145	676	136	201	225	218	308	492	206	335	278
18897	Cervinara	C	386	193	348	193	232	228	541	382	506	354	979	472
18899	S. Agata	C	245	170	334	89	260	248	168	135	564	499	345	384
18901	Ottaviano	C	238	96	231	127	199	98	271	333	647	351	513	271
18903	Visciano	C	110	75	107	159	307	220	765	239	450	268	305	187
18905	S. Martino valle Caudina	C	523	334	413	262	368	245	303	294	543	443	986	780
18917	Cava dei Tirreni	C	453	237	639	214	126	149	213	191	1159	698	611	582
18919	Capri	C	161	110	184	81	148	87	332	337	541	349	520	198
18921	Massa Lub	C	188	220	196	94	410	84	105	343	699	575	632	266
18923	Corbara S. Egidio	C	250	177	404	158	355	319	136	232	805	402	432	575
18925	Pellezzano	C	281	163	387	125	168	118	163	157	1808	650	533	328
18927	Lettere	C	372	162	340	119	323	97	107	194	971	864	486	476
18929	Torre del Greco	C	162	73	186	156	165	97	86	367	577	584	389	285
18931	Monteforte irpino	C	440	181	377	168	432	167	261	192	981	403	440	552
18933	Solofra	C	428	383	497	183	324	205	178	297	1197	671	754	841
18935	Pimonte	C	595	250	577	232	437	232	124	319	978	732	773	520
18937	Mercogliano	C	482	256	323	246	459	114	270	163	1179	534	427	634
38528	Rofrano	C	147	223	185	167	158	329	176	77	348	288	430	313
38533	Gioi Cilento	C	146	140	154	98	172	156	182	329	639	434	413	239
38542	Montesano Terme	C	64	118	153	90	223	89	165	214	284	199	265	184
38545	San Mauro la bruca	C	81	35	69	24	34	34	194	136	237	203	308	282
38548	Torraca	C	137	220	353	132	483	194	153	574	529	467	263	471
18939	Forino	V	449	153	509	256	425	140	414	165	1033	371	503	741
18945	Caserta Vecchia	V	164	88	251	122	197	163	218	161	728	195	362	191
18947	Caiazzo	V	141	98	185	117	136	138	86	149	345	140	297	184
18949	Napoli Capodimonte	V	182	150	194	211	160	172	106	207	1864	309	539	257
18953	Pozzuoli	V	205	87	283	103	92	149	89	96	1453	250	430	175
18955	Ischia-Monte Epomeo	V	87	95	130	116	67	102	68	287	960	459	317	300
18957	Salerno Genio Civile	V	329	110	219	171	168	130	68	392	975	863	524	360
18964	Giffoni V	V	216	214	225	196	331	254	165	240	1371	959	362	257
20881	Castel Volturno	V	91	74	120	91	95	14	32	157	561	397	430	124
20885	S. Ambrogio	V	146	115	179	127	213	102	338	249	1038	684	343	124
20889	Avellino - Genio Civile	V	166	81	163	107	173	165	193	235	489	330	223	369
20893	Cusano Mutri	V	285	153	276	109	312	167	253	270	634	661	455	417
20897	Colle Sannita	V	112	40	82	67	129	126	275	98	200	193	101	105
20901	Luogosano	V	44	31	71	55	79	283	640	93	195	178	79	61
20905	Pietrastornina	V	367	320	339	126	180	184	121	140	665	547	371	630

Erosività media (MJ·mm·ha ⁻¹ ·h ⁻¹) mediante metodo RUSLE														
Codice	Stazione	Cal/Val	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
20909	Avella	V	168	116	118	238	268	217	463	382	383	307	225	251
20912	Ponte Valentino	V	40	30	77	38	39	117	116	96	170	77	78	83
20922	S. Angelo Theodice	V	98	166	165	142	152	50	251	93	576	536	478	157
21364	Ponte 25 archi	V	138	90	105	114	122	272	153	236	1088	569	299	203
21436	Forlì del Sannio	V	169	110	116	81	69	83	21	326	402	364	315	179
21440	Fornelli	V	173	101	128	89	101	173	145	65	393	548	665	229
21448	Isernia	V	119	90	120	83	124	283	245	217	322	298	206	140
21452	Quattroventi	V	230	89	209	101	113	107	121	159	925	344	243	174
21519	Sora	V	112	103	119	147	413	203	273	104	319	352	201	248
21520	S. Castrese	V	133	127	121	124	90	79	56	136	386	543	454	149
21521	Cologna	V	325	237	422	120	132	109	116	225	2007	1111	424	291
21735	Tramonti	V	362	220	536	175	189	124	340	306	1398	878	596	588
21739	Sorrento	V	143	173	189	148	132	72	87	352	842	784	508	275
21742	Altavilla irpina	V	141	153	121	74	227	117	54	138	563	260	166	300
21746	Serino	V	240	133	271	105	252	260	145	288	390	899	249	324
21750	Maiori	V	268	201	276	123	113	99	77	337	779	868	606	303
21753	Amalfi	V	190	175	302	190	105	151	157	312	767	749	712	325
21756	Ravello	V	247	236	474	197	162	82	91	370	834	1151	750	377
21760	Ercolano	V	113	79	160	110	149	166	73	307	457	576	276	210
21764	Cetara	V	182	121	275	113	172	141	26	435	699	772	553	292
21767	Agerola	V	452	288	492	218	311	223	72	436	928	1111	1087	728
21770	Ariano Irpino	V	49	37	68	82	101	302	159	408	312	98	93	61
21774	Baronissi	V	330	343	509	181	394	120	136	202	1714	955	611	329
21778	Castiglione del Genovesi	V	459	194	413	183	227	579	138	239	903	1077	425	394
21781	Pontelatone	V	177	148	244	191	217	177	267	246	425	708	370	183
21785	Castelfranco in Miscano	V	109	41	73	73	82	162	333	103	248	85	145	87
21789	Gragnano	V	459	249	691	154	265	117	180	283	831	842	526	645
21792	Roccamonfina	V	234	110	437	222	241	99	57	303	651	557	549	293
38445	Sarno ex	V	100	61	89	118	282	180	135	587	552	172	207	100
38485	Quindici	V	185	138	244	115	253	183	185	266	581	202	313	353

3.3 Sviluppo del modello semplificato per la stima di R da dati pluviometrici giornalieri e mensili.

Uno degli svantaggi maggiori che caratterizza la relazione (3.21) per il calcolo dell'indice di erosività secondo la RUSLE è quello di dover disporre di una serie di dati continui con risoluzione temporale sub-oraria. Ma tali informazioni, non sono oggi sufficientemente disponibili per quel che riguarda la loro distribuzione sia spaziale sia temporale (Diodato & Bellocchi, 2007). Per questo motivo, nel corso degli anni ed in diverse parti del mondo sono state formulate diverse relazioni empiriche per la valutazione dell'erosività utilizzando le piogge medie annuali, le piogge mensili o le piogge orarie (§ 3.2).

In particolare, per il territorio Italiano è stato applicato con buoni risultati un modello non lineare in cui l'erosività è funzione della pioggia media mensile, giornaliera ed oraria (Diodato, 2005). Tuttavia, poiché per molte stazioni risulta ancora difficile la disponibilità su periodi di tempo lunghi delle piogge orarie, in questo caso si è utilizzato un modello in cui l'erosività mensile è funzione delle piogge medie giornaliere e delle piogge medie mensili. Un modello semplificato sarà quindi utilizzato per stimare l'erosività della pioggia della Regione Campania per diverse scale temporali: scala mensile, annuale e stagionale.

3.3.1 Analisi dei dati e costruzione di un modello di regressione

Primo passo essenziale per la definizione del modello è stato quello di analizzare i dati relativi sia al dataset di calibrazione che di validazione. Quindi tutti i valori medi mensili delle piogge (giornaliere, orarie e mensili) e dell'erosività sono stati osservati ed organizzati graficamente e, quando opportuno effettuati test statistici.

Osservazioni importati possono essere fatte dai diagrammi polari in cui sono stati rappresentati i valori medi delle variabili calcolate (fig.3.8).

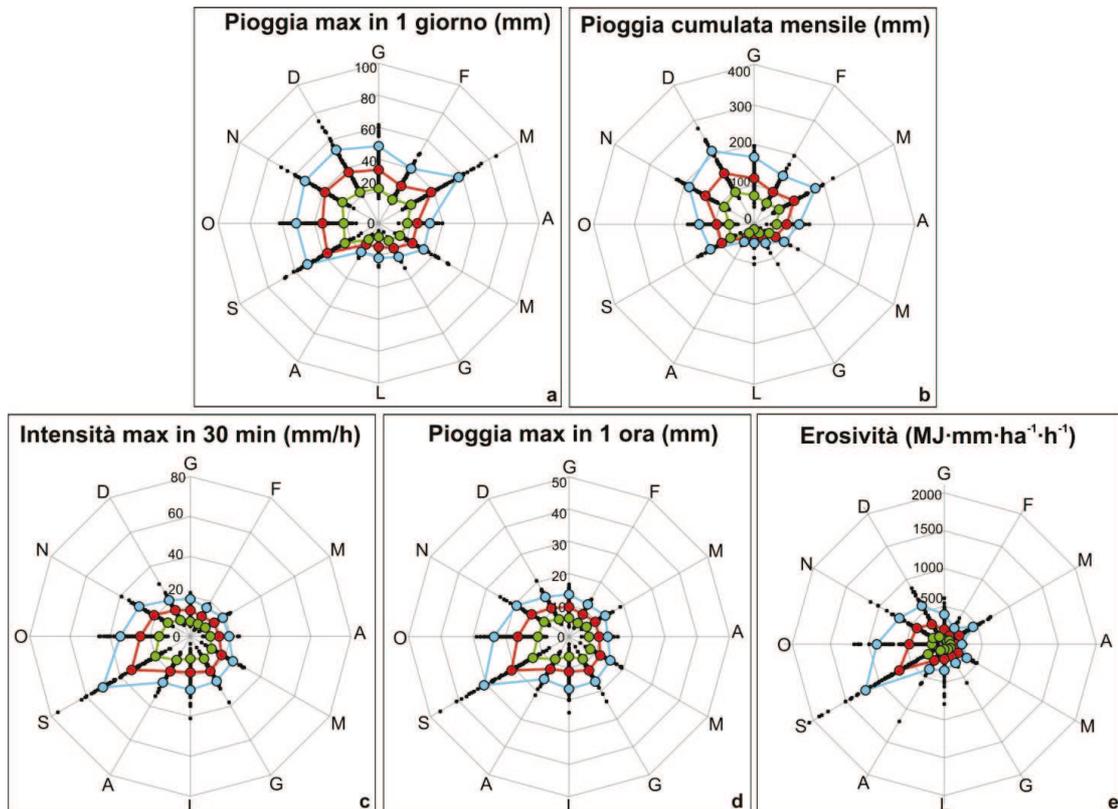


Fig.3.8 Diagrammi polari: massimo giornaliero (a), cumulate mensili (b), intensità massima in 30 minuti (c), massimi orari (d), erosività mensile (e). La linea rossa indica il valore medio, la verde e la blu indicano rispettivamente il percentile al 10% ed al 90%.

Si osserva innanzi tutto che le piogge massime giornaliere e le piogge cumulate mensili hanno un andamento simile e senza picchi particolari; si riscontra solo una differenza tra le stagioni primavera-estate (dove i valori stimati sono più bassi) e autunno-inverno (dove i valori stimati sono più elevati). Invece, per quanto riguarda l'andamento dell'intensità di pioggia a 30 minuti (30) e delle piogge massime orarie, si osserva una buona concordanza con quello dell'erosività mensile. In particolare si evidenziano dei valori elevati nei mesi autunnali ed invernali, ed in particolar modo un picco elevato nel mese di settembre.

Questi andamenti confermano quanto in territori con clima mediterraneo il potere erosivo delle piogge sia imputabile principalmente a quelle di breve durata, ed evidenziano come l'erosività potrebbe essere ampiamente descritta utilizzando le sole piogge orarie.

Le distribuzioni di frequenza dei dati di calibrazione e di validazione mostrano una asimmetria positiva sia per quanto riguarda i valori medi delle cumulate mensili ed i massimi giornalieri di pioggia, che per quanto concerne i valori medi di erosività (fig. 3.9).

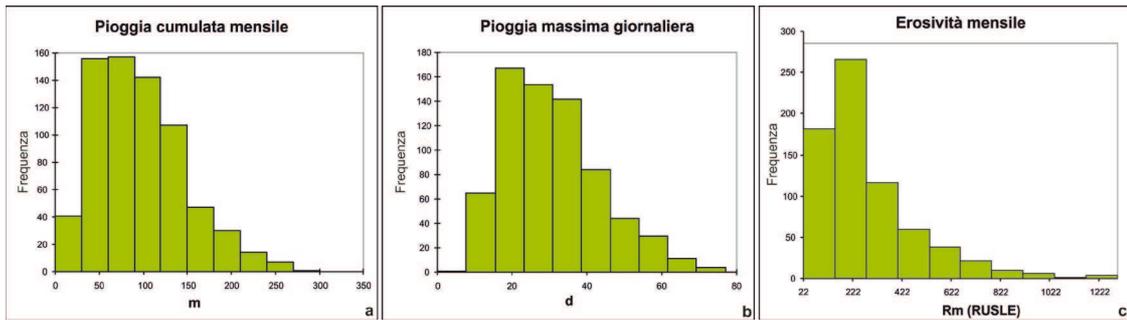


Fig. 3.9 Distribuzioni di frequenze delle cumulate mensili (a), dei massimi giornalieri (b) e dell'erosività media mensile (c).

Tale asimmetria risulta molto amplificata soprattutto per l'erosività media relativa ai dati di validazione, con la presenza di numerosi outliers (Fig.3.10).

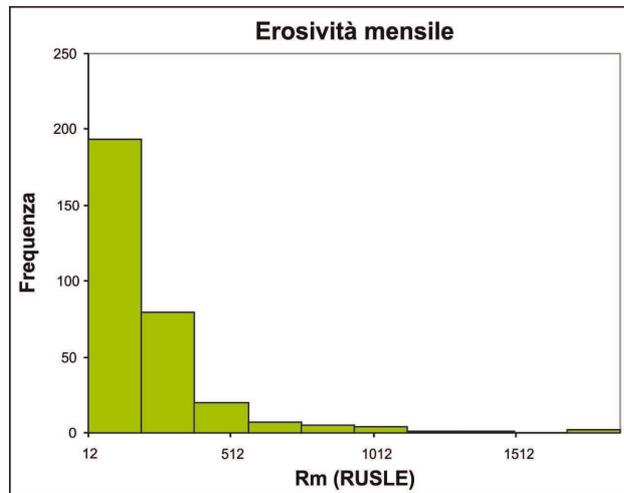


Fig. 3.10 Distribuzione di frequenza dell'erosività media mensile relativa alle stazioni di validazione

Successivamente alla trasformazione logaritmica dei dati di calibrazione, l'asimmetria diminuisce ed i dati si distribuiscono secondo un andamento prossimo alla normalità (Fig.3.11). In particolare per l'erosività media la normalità è stata verificata anche mediante diversi test statistici.

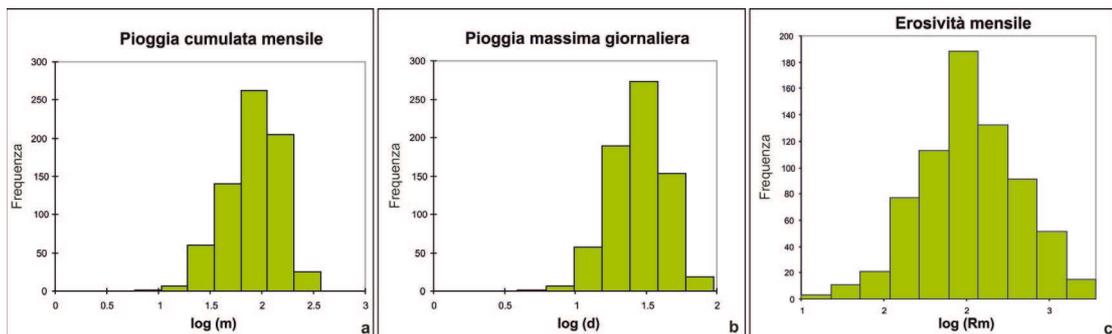


Fig. 3.11 Distribuzioni di frequenze dei logaritmi delle cumulate mensili (a), dei massimi giornalieri (b) e dell'erosività media mensile (c).

In particolare i test di normalità (Fig. 3.12) effettuati sono quelli di Shapiro-Wilk (1965), Jarque-Bera (1980), Anderson-Darling (1952) e Lilliefors (1967) e tutti accettano l'ipotesi di distribuzione normale con livello di significatività di 0.05.

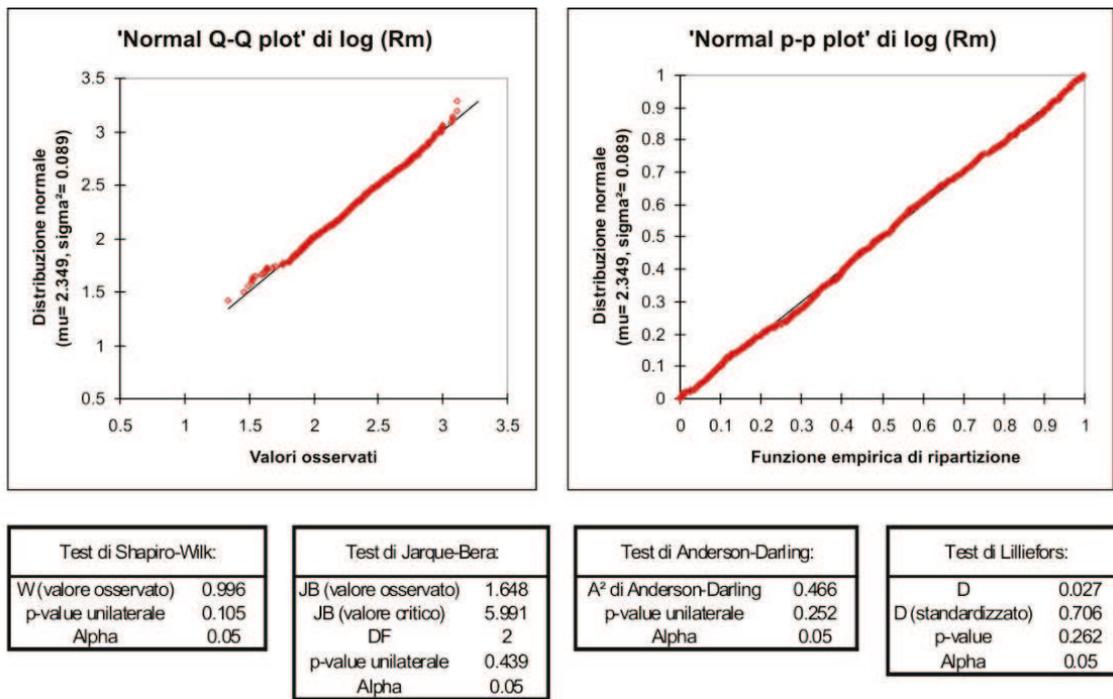


Fig. 3.12 Test di Normalità per i valori trasformati dell'erosività media mensile

Interessanti risultati sono altresì emersi dall'analisi di correlazione, effettuata sui dati trasformati sia con il metodo di Pearson che stabilisce una correlazione lineare tra le variabili, sia con quello non parametrico di Spearman, che definisce una correlazione anche se le variabili non sono legate da una relazione lineare. Tale analisi ha confermato i risultati osservati dai grafici polari ed ha evidenziato due aspetti interessanti (Tab. 3.6):

Tab. 3.6 Coefficienti di correlazione

Pearson	log(m)	log(d)	log(h)	log(R _m)	Spearman	log(m)	log(d)	log(h)	log(R _m)
log(m)	1	0.912	0.306	0.493	log(m)	1	0.911	0.280	0.505
log(d)	0.912	1	0.529	0.680	log(d)	0.911	1	0.494	0.668
log(h)	0.306	0.529	1	0.907	log(h)	0.280	0.494	1	0.888
log(R _m)	0.493	0.680	0.907	1	log(R _m)	0.505	0.668	0.888	1

- una correlazione lineare molto elevata (0.9) tra la pioggia oraria (h) e l'erosività delle piogge (R_m), che permette di confermare quanto la pioggia oraria spieghi in pieno il processo di erosività. In pratica avendo a disposizione dati orari ben distribuiti sia spazialmente che temporalmente non si avrebbe la necessità di creare un modello con altre variabili surrogate.
- una correlazione altrettanto significativa (0.9), tra le piogge cumulate mensili (m) ed i massimi giornalieri (d) che rappresentano le variabili considerate per la formulazione del modello semplificato.

Dall'analisi dei dati di pioggia delle 106 stazioni, quindi si è messo in evidenza come le piogge orarie siano molto correlate all'erosività, ed, in misura minore, alle piogge mensili e giornaliere (fig.3.8; tab.3.6).

La mancanza di disponibilità, sia spaziale che temporale, dei dati di pioggia oraria ci induce così alla formulazione di un modello che utilizzi le piogge cumulate mensili e le piogge giornaliere.

In seguito alle osservazioni fatte dall'analisi di correlazione, sono state effettuate le regressioni lineari considerando come variabile dipendente inizialmente solo le piogge medie orarie (h), in un secondo momento la regressione è stata effettuata utilizzando le piogge medie orarie (h) con le piogge medie giornaliere (d) ed infine, una terza regressione è stata eseguita considerando le piogge medie orarie (h), le piogge giornaliere (d) e le piogge medie mensili (m).

Come si può osservare dai grafici in fig.3.13 (a e b) e dal valore dell' R^2 (Fig.3.13 g) il modello di regressione lineare con il solo parametro h risulta un buon modello di previsione dell'erosività, così come già sottolineato in precedenza osservando l'analisi di correlazione. La sola pioggia oraria riesce a spiegare più dell'80% della variabilità dell'erosività.

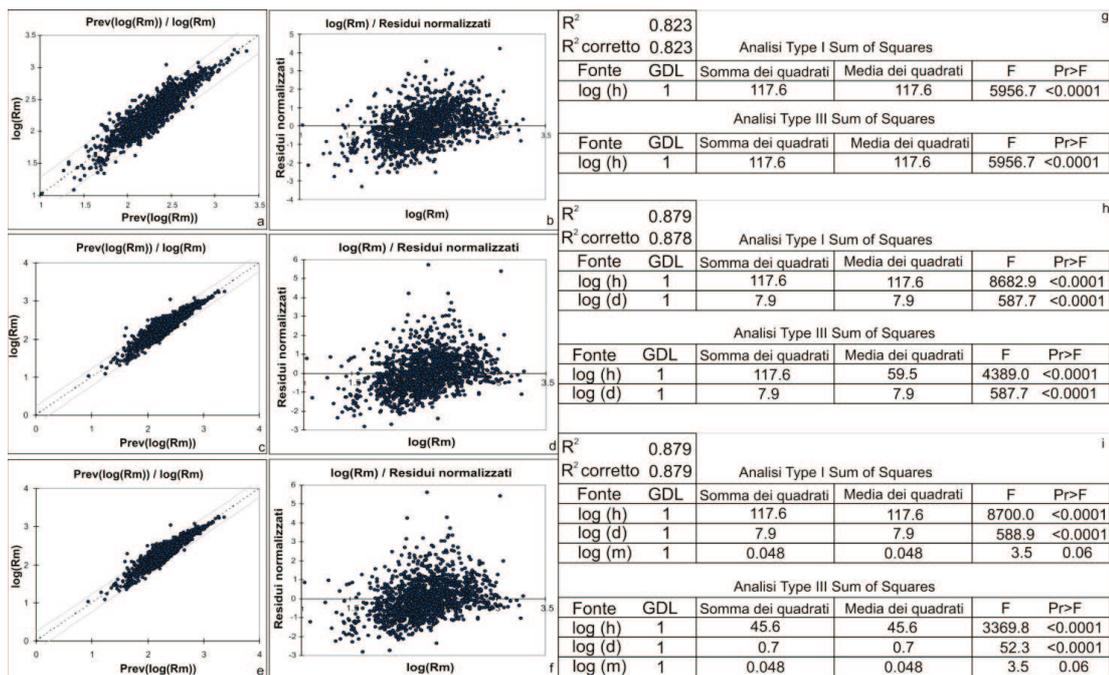


Fig. 3.13 Risultati della regressione lineare e della verifica del criterio parziale del test F effettuato con la sola pioggia oraria (a, b, g), con pioggia oraria e pioggia giornaliera (c, d, h) e pioggia oraria, pioggia giornaliera e pioggia mensile (e, f, i)

L'aggiunta del parametro d migliora il modello di regressione (fig.3.13 c, d, h), aumentando il valore dell' R^2 a 0.87, così come l'aggiunta successiva del parametro m (fig.3.13 e, f, i), anche se con un contributo minimo.

Sulle variabili h , d ed m sono stati effettuati anche delle valutazioni di significatività sia singola che congiunta per evidenziare la quantità di informazione apportata da ogni singola variabile per spiegare l'erosività (mediante l'analisi della varianza), ma anche per valutare l'impatto sulla qualità del modello dell'aggiunta (mediante l'Analisi Type I Sum of Squares) o dell'eliminazione (mediante Analisi Type III Sum of Squares) delle stesse.

Effettuando una regressione lineare con la sola pioggia oraria h , il test della varianza mostra che la variabile è utile al modello (probabilità di F piccola e valore di F elevato); lo stesso si può dire con una regressione lineare della sola pioggia giornaliera d , anche se in questo caso il valore di F è più basso. Se invece si effettua una regressione sia con h che con d , la probabilità di F è sempre piccola, ad indicare che le due variabili sono utili al modello, ma il valore di F diminuisce e questo significa che le informazioni apportate al modello con l'aggiunta della seconda variabile sono minime (tab. 3.7).

Tab. 3.7 Verifica della significatività dei coefficienti di regressione

ANALISI DELLA VARIANZA (h):					
Fonte	GDL	Somma dei quadrati	Media dei quadrati	F	Pr > F
Modello	1	117.634	117.634	5956.675	< 0.0001
Errore	1282	25.317	0.020		
Totale corretto	1283	142.951			
ANALISI DELLA VARIANZA (d):					
Fonte	GDL	Somma dei quadrati	Media dei quadrati	F	Pr > F
Modello	1	66.134	66.134	1103.726	< 0.0001
Errore	1282	76.816	0.060		
Totale corretto	1283	142.951			
ANALISI DELLA VARIANZA (h,d):					
Fonte	GDL	Somma dei quadrati	Media dei quadrati	F	Pr > F
Modello	2	125.596	62.798	4635.311	< 0.0001
Errore	1281	17.355	0.014		
Totale corretto	1283	142.951			
<i>Calcolato contro il modello Y=Media(Y)</i>					

Per verificare poi l'influenza dell'aggiunta o dell'eliminazione di ogni variabile al modello è stato utilizzato il criterio parziale del test F (fig.3.13 g, h, i)

In particolare, dal test F (fig.3.13 h) si evince come l'aggiunta della variabile *d* al modello, insieme ad *h*, abbia un buon impatto sullo stesso (Pr>F pari a 0.0001), anche se con un contributo piccolo rispetto ad *h*.

Utilizzando, invece, i tre parametri, *h*, *d* ed *m* l'aggiunta o l'eliminazione di quest'ultimo non apporta nessuna modifica al modello (Pr>F pari a 0.060); dando tra l'altro un contributo ancora più piccolo rispetto ad *h* e a *d* (fig.3.13 i).

Tutte queste considerazioni e verifiche ci permettono di affermare che l'erosività può essere ben espressa come funzione delle tre variabili (*h*, *d*, *m*):

$$R_m = f(m) \cdot f(h) \cdot f(d) \tag{3.22}$$

3.3.2 Calibrazione del modello

La mancanza a tutt'oggi di dati orari su periodi di osservazione lunghi, richiede che il modello di regressione sia formulato utilizzando valori delle piogge mensili (*m*), insieme con quelli delle piogge giornaliere (*d*). Questo determina inevitabilmente una perdita di informazione, soprattutto per quanto riguarda i fenomeni intensi di breve durata, per cui sarà necessario considerare nel modello anche un fattore di scala che evidenzia una variazione mensile dell'erosività. A parità di pioggia mensile e pioggia giornaliera (distribuiti in maniera più uniforme nell'anno), si ha, infatti, una maggiore erosività nei mesi autunnali (in particolare a settembre), andamento imputabile proprio agli eventi intensi di breve durata (fig.3.8).

Per verificare la possibilità di stimare *R_m* dalle sole grandezze *d* ed *m*, è stata preliminarmente svolta un'analisi di regressione lineare, senza distinguere i mesi oggetto di analisi

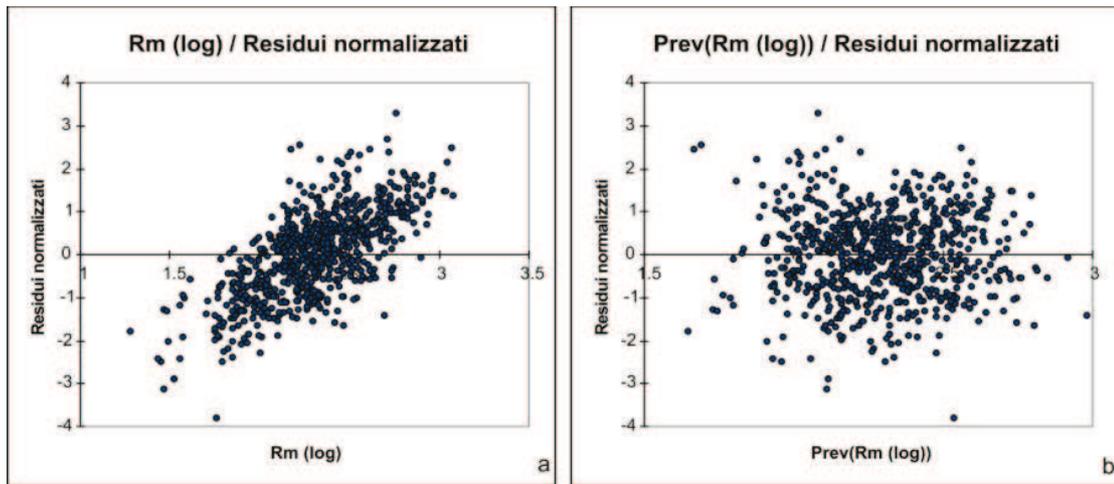
Inoltre, come visto dall'analisi della distribuzione dei dati, per assicurare una maggiore normalità agli stessi è preferibile lavorare con i dati trasformati in scala logaritmica.

Il modello lineare che utilizza le variabili m e d in scala logaritmica utilizzato è il seguente:

$$\log(\hat{R}_m) = c + a \log(m) + b \log(d) + \varepsilon \quad (3.23)$$

dove \hat{R}_m è l'erosività media mensile stimata ($\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$), m è la pioggia media mensile (mm), d è la pioggia media giornaliera (mm), ε è l'errore di stima del modello.

In questo caso il modello di regressione ha un valore di R^2 di 0.5 ed i residui normalizzati hanno un andamento lineare crescente (fig.3.14). Inoltre il test F mostra che l'aggiunta del parametro m apporta un miglioramento al modello, anche se il suo apporto è minore rispetto a quello di d .



Analisi Type I Sum of Squares:

Fonte	GDL	Somma dei quadrati	Media dei quadrati	F	Pr > F
m (log)	1	15.590	15.590	364.866	< 0.0001
d (log)	1	18.312	18.312	428.566	< 0.0001

Analisi Type III Sum of Squares:

Fonte	GDL	Somma dei quadrati	Media dei quadrati	F	Pr > F
m (log)	1	5.700	5.700	133.403	< 0.0001
d (log)	1	18.312	18.312	428.566	< 0.0001

R^2	0.532
R^2 corretto	0.530

Fig. 3.14 Distribuzione dei residui normalizzati del modello di regressione (a) utilizzando m e d e verifica del criterio parziale del Test F

Un aspetto importante da considerare è la distribuzione mensile dei residui calcolati dal modello (fig. 3.15):

$$\varepsilon = \log(R_m) - \log(\hat{R}_m) \quad (3.24)$$

Si può chiaramente osservare come la loro distribuzione abbia un andamento sinusoidale e sia variabile nel corso dei mesi.

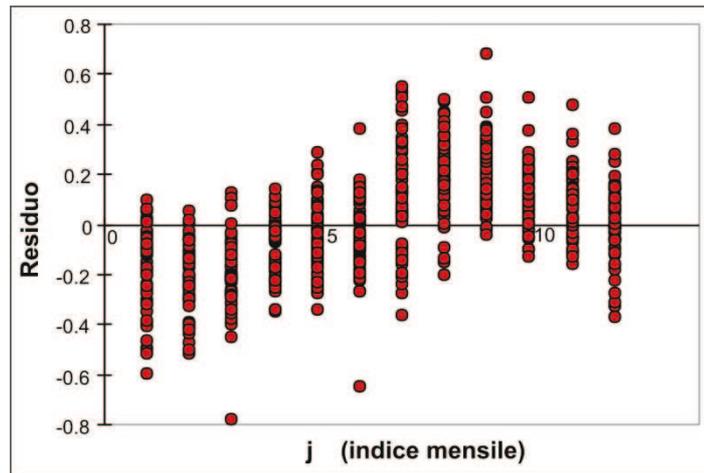


Fig. 3.15 Distribuzione mensile dei residui

Tale aspetto evidenzia la modesta capacità delle variabili d ed m di spiegare la variabilità stagionale dell'erosività mensile R_m . Quest'ultima grandezza è fortemente condizionata dall'occorrenza di eventi di forte intensità e breve durata, che non si verificano nei periodi più piovosi dell'anno (fig. 3.8).

Questo mostra quindi che l'intercetta della retta di regressione non può essere costante, ma variare con i mesi. Stesso risultato può essere messo in evidenza anche effettuando una regressione lineare per ogni mese, utilizzando sempre le variabili m e d e verificando l'andamento dei coefficienti di regressione a_i, b_i, c_i :

$$\log(R_m)_i = a_i + b_i \log(d) + c_i \log(m) \quad (3.25)$$

dove $i = 1, 2, \dots, 12$

Si vede come i coefficienti b_i e c_i non varino sensibilmente con il variare del mese, soprattutto tra i mesi di giugno ed ottobre per il coefficiente c_i e nel periodo marzo-agosto per il coefficiente b_i . Il coefficiente a_i , invece, varia nei mesi con un andamento sinusoidale (fig. 3.16).

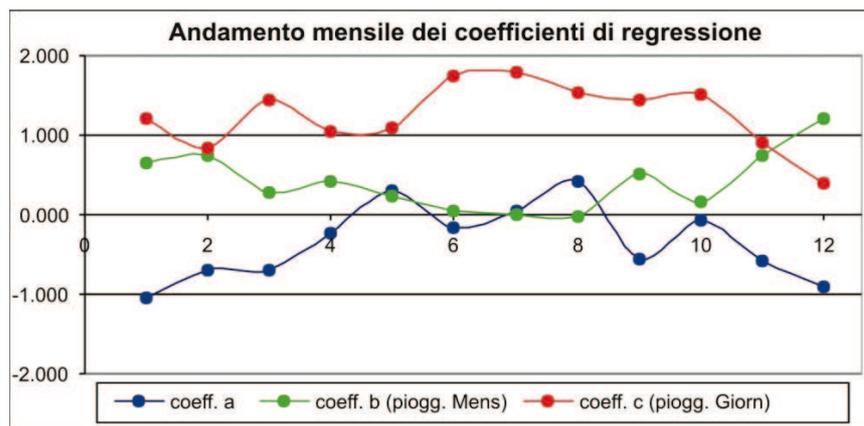


Fig. 3.16 Variazione mensile dei tre coefficienti di regressione

Poiché non è conveniente utilizzare un modello di regressione per ogni mese (Posch & Rekolainen, 1993) o per ogni stagione (Richardson et al., 1983) con l'utilizzo di un numero elevato di parametri, risulta più appropriato formulando l'ipotesi che l'intercetta del modello di regressione sia composta dal parametro c e da una funzione sinusoidale (f_j) (Yu & Rosewell, 1996a) caratterizzata da soli due parametri, cioè l'ampiezza (α) e la fase (β) (fig.3.17).

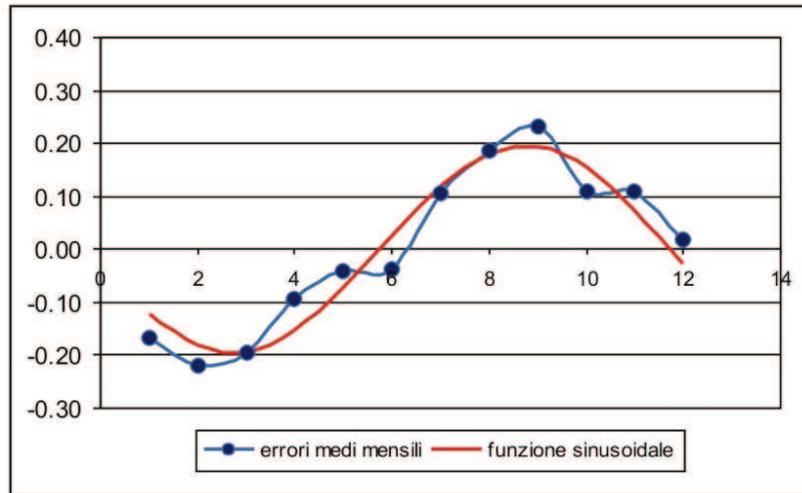


Fig. 3.17 Funzione sinusoidale

In questo modo l'equazione di regressione assume la seguente forma:

$$\log(\widehat{R}_{m,j}) = c + f_j + a \log(m) + b \log(d) \quad (3.26)$$

dove:

$$f(j_m) = \alpha \sin \left[(j_m - \beta) \frac{2\pi}{12} \right] \quad j_m = 1, \dots, 12 \quad (3.27)$$

Quindi il modello semplificato per la stima dell'erosività media della pioggia, che è funzione della pioggia media cumulata e della pioggia media giornaliera assume la seguente forma:

$$R_m = 10^{f(j_m)} m^a d^b \quad (3.28)$$

dove R_m è l'erosività media mensile ($\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$), m è la pioggia media mensile (mm), e d è la pioggia media giornaliera (mm). La funzione $f(j_m)$ è un fattore ciclico di scala temporale (Davison et al., 2005) che varia al variare dei mesi ($j_m = 1, \dots, 12$).

Inoltre a , b , α , β sono i parametri del modello; in particolare α e β sono stati definiti minimizzando gli errori quadratici con il codice di ottimizzazione non lineare Generalized Reduced Gradient sviluppato da Lasdon et al. (1978), mentre a e b mediante massimizzazione dell'indice di efficienza di Nash-Sutcliffe (Nash & Sutcliffe, 1970).

In tabella 3.8 sono mostrati i valori ottenuti per i vari parametri.

Tab. 3.8 Parametri del modello

Parametri	a	b	α	β
Valori	0.277	1.261	-0.304	-1.163

Il modello utilizza 4 parametri e non 5, perché durante la fase di ottimizzazione del modello è stato eliminato il valore dell'intercetta per due motivi principali:

- ammettendo un valore non nullo del coefficiente, si avrebbe erosività di pioggia anche quando m e d sono nulli, cioè quando non si ha pioggia;
- il valore del coefficiente assume un valore molto prossimo a zero (0.03), quindi è possibile considerarlo un valore trascurabile.

Inoltre come spesso avviene, l'aggiunta di un parametro in più può migliorare la prestazione del modello (con valori più elevati dell'indice di Nash-Sutcliffe), ma senza

dare sostanziale miglioramento all'applicazione dello stesso (Angulo-Martinez et al., 2009).

Nel caso particolare del modello considerato, come si evince dalla tabella 3.9, non ci sono grosse differenze tra il modello a 4 e quello a 5 parametri, soprattutto per la fase di calibrazione mentre, nella fase di validazione del modello in primavera ed estate si ottiene un miglioramento nelle prestazioni del modello a 4 parametri rispetto a quello a 5 parametri.

Tab. 3.9 Indici di Nash – Sutcliffe del modello a 4 ed a 5 parametri

INDICE NASH-SUTCLIFFE	VALORI MODELLO 4 PARAMETRI		VALORI MODELLO 5 PARAMETRI	
	CALIBRAZIONE	VALIDAZIONE	CALIBRAZIONE	VALIDAZIONE
MENSILE	0.85	0.89	0.85	0.89
ANNUALE	0.83	0.81	0.83	0.81
AUTUNNO	0.77	0.82	0.77	0.83
INVERNO	0.83	0.71	0.82	0.71
PRIMAVERA	0.77	0.95	0.76	0.88
ESTATE	0.73	0.71	0.72	0.69

La funzione di scala temporale $f(j_m)$ assume un ruolo molto importante quando non si hanno a disposizione dati di pioggia oraria, anche perché quest'ultima rappresenta una delle fonti più importanti di informazione nella previsione dell'erosività. Sebbene, però la funzione periodica non possa svolgere pienamente il ruolo svolto dalle piogge massime orarie, essa riesce comunque a ben rappresentare la variabilità mensile ad esse legata (fig.3.18).

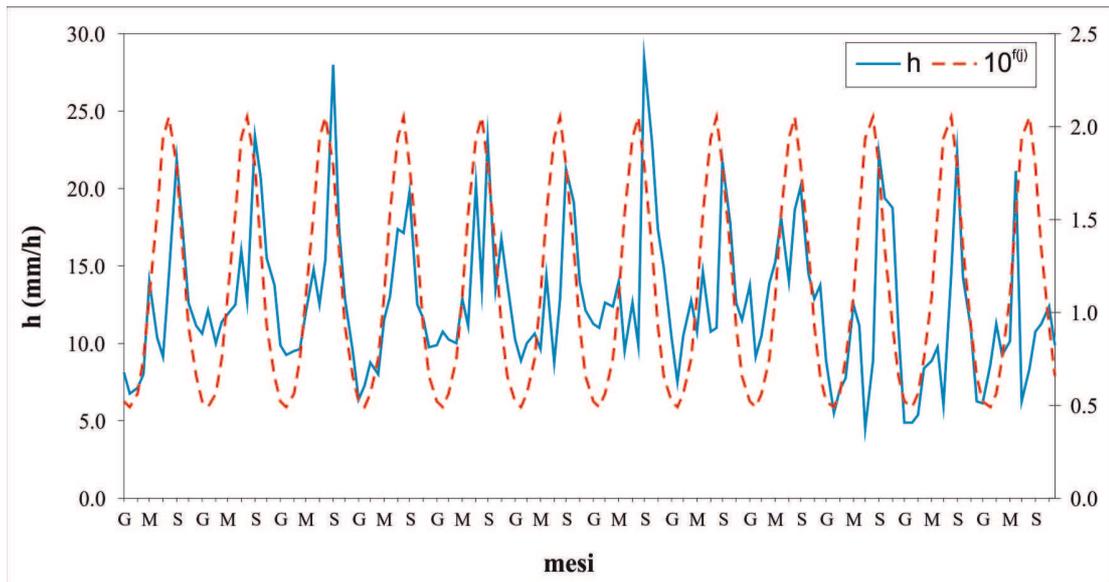


Fig. 3.18 Andamento temporale della pioggia massima oraria (h) e della funzione di scala temporale $f(j_m)$ per alcune stazioni utilizzate per la calibrazione del modello.

In particolare, poiché l'erosività è molto correlata alle piogge orarie e giornaliere, ma, seppure in misura minore, anche alle piogge mensili (tab. 3.6) ed essendo possibile una descrizione del fenomeno utilizzando le sole piogge orarie e giornaliere, l'effetto della variabilità temporale può essere descritta come $f(j_m) \cdot d$ (fig.3.19). In pratica la funzione $f(j_m)$ può essere interpretata come una funzione di *scaling* fra la pioggia massima giornaliera e la pioggia massima oraria di ciascun mese.

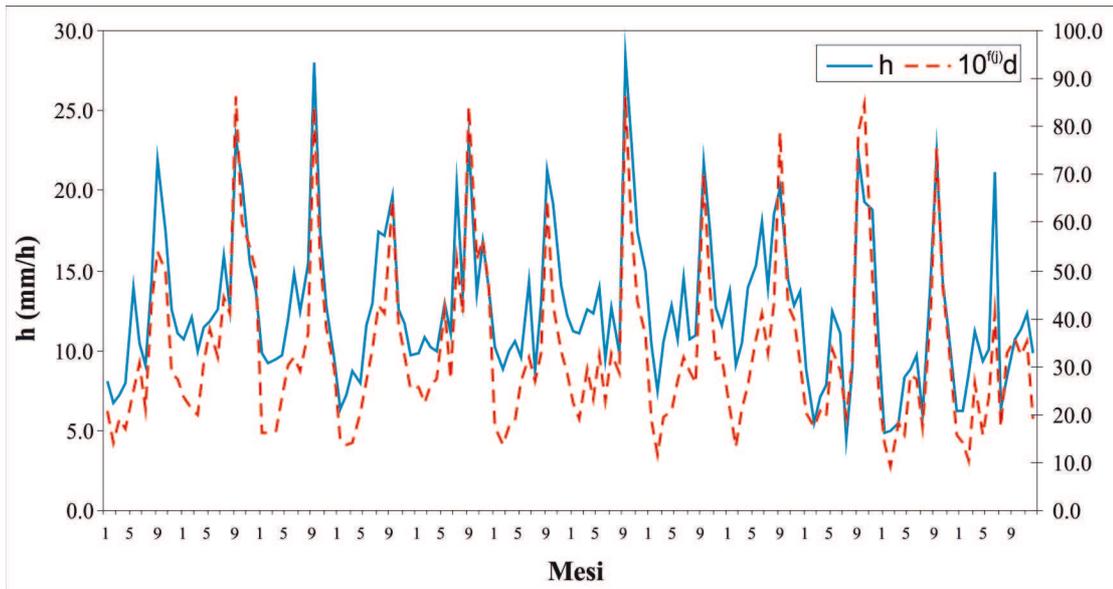


Fig. 3.19 Andamento temporale della pioggia massima oraria (h) e della funzione di scala temporale $f(j_m) \cdot d$ per alcune stazioni utilizzate per la calibrazione del modello.

In questo caso si vede chiaramente come l'andamento delle piogge orarie (h) sia molto simile a quello del fattore di scala $f(j_m) \cdot d$ soprattutto nei picchi massimi relativi al mese di settembre.

Altro aspetto interessante è confrontare il regime stagionale del fattore di scala con l'evoluzione meteorologica tipica della Regione Campania (fig. 3.20).

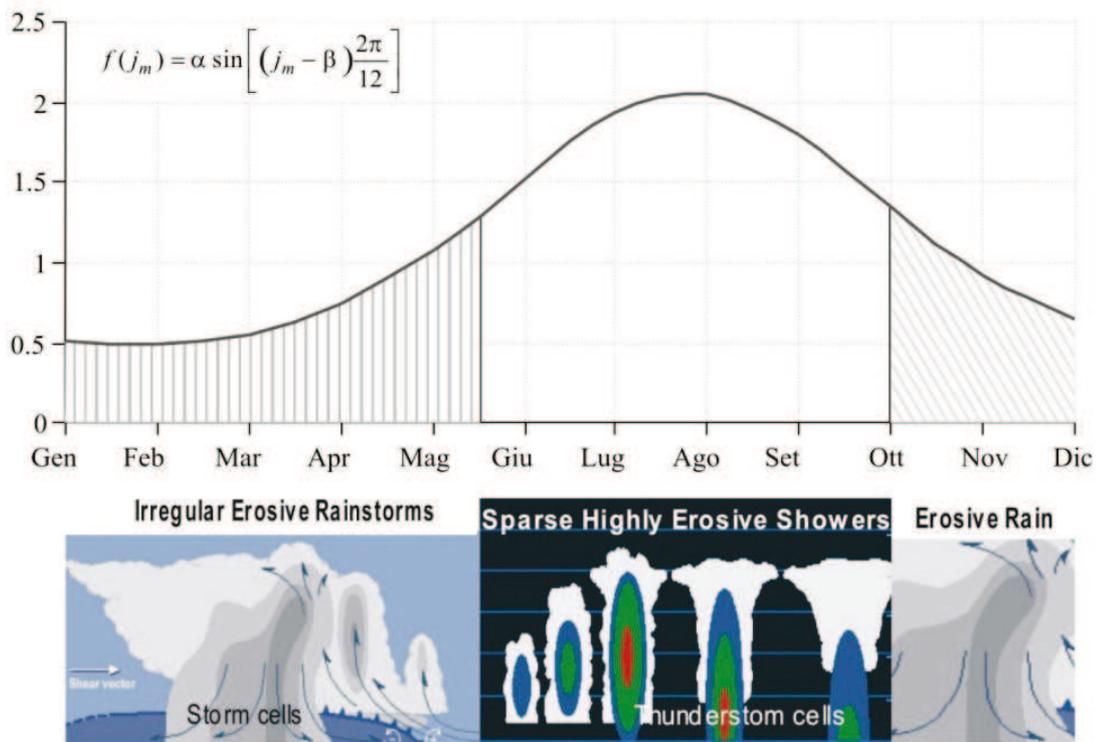


Fig. 3.20 Valori assunti dal fattore di scala nei mesi dell'anno, associato alle condizioni meteorologiche che influenzano l'erosività della regione campania.

Nella figura si evidenzia come la funzione assuma valori man mano crescenti passando dai mesi primaverili a quelli estivi, per poi diminuire nuovamente nei mesi autunnali ed invernali, raggiungendo un picco massimo ad agosto ed uno minimo a febbraio.

Inoltre associando la funzione all'andamento meteorologico che caratterizza tutto l'anno, si può osservare come le nuvole da cumuli si accrescano a celle temporalesche durante l'estate, rimanendo attive fino all'inizio della stagione autunnale. Durante questo periodo, i cumulonembi possono essere accompagnati da piogge molto intense con grosse gocce di piogge che liberano elevate quantità di energia in tempi molto brevi. Tra i mesi di Settembre e Novembre le piogge erosive si possono verificare sotto forma di piogge cicloniche o convettive determinando fenomeni di erosività e ruscellamento in seguito a perturbazioni provenienti dai settori occidentali (Diodato & Bellocchi, 2008). Nei mesi successivi, invece, le piogge diventano più uniformi, per cui i fenomeni di ruscellamento superano quelli di erosività. Durante la stagione primaverile, invece, i fenomeni sono più irregolari sia nel tempo che nello spazio ed i temporali convettivi possono avvenire nuovamente sotto forma di temporale multicellulare.

3.3.3 Prestazione e validazione del modello.

La verifica di prestazione del modello a 4 parametri è stata effettuata mediante l'utilizzo dell'indice di efficienza di Nash-Sutcliffe, ma anche di altri due indici statistici, il BIAS e l'MRAE (tab 3.10) sui dati di erosività media calcolata su scala mensile, annuale e stagionale.

$$ME = \frac{1}{12s} \sum_{i=1}^s \sum_{j=1}^{12} (\hat{R}_{mij} - R_{mij}) \quad (3.29)$$

$$MRAE = \frac{1}{12s} \sum_{i=1}^s \sum_{j=1}^{12} \frac{|\hat{R}_{mij} - R_{mij}|}{R_{mij}} \quad (3.30)$$

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^s \sum_{j=1}^{12} (\hat{R}_{mij} - R_{mij})^2}{\sum_{i=1}^s \sum_{j=1}^{12} (R_{mij} - \bar{R}_m)^2} \quad (3.31)$$

dove s è il numero di stazioni utilizzate, pari a 61 per la fase di calibrazione e a 45 per la fase di validazione.

In generale, il modello proposto offre stime sufficientemente accurate sia in fase di calibrazione sia in fase di validazione

Il BIAS o ME (mean error) mostra che, nella fase di calibrazione, il modello utilizzato tende a sovrastimare l'erosività calcolata mediante RUSLE (eq. 3.21) in autunno ed in primavera, su scala mensile ed annuale ed a sottostimarla in inverno ed estate. Nel caso della validazione, invece, il modello sovrastima solo in primavera. Considerando l'indice MRAE (relative mean absolute error) si osserva come l'errore commesso nell'utilizzo del modello non sia eccessivo, con valori che variano tra il 13% (anno) ed il 27% (inverno) per la calibrazione ed il 14% (anno) ed il 26% (mensile) per la validazione (tab.3.10).

Tab. 3.10 Valori degli indici BIAS e MRAE relativi al modello a 4 parametri

	BIAS/ME		MRAE		NS	
	(MJ·mm·ha ⁻¹ ·h ⁻¹)		-		-	
	Calibr	Valid	Calibr	Valid	Calibr	Valid
MENSILE	-1	11	23%	26%	0.85	0.89
ANNO	-10	131	13%	14%	0.83	0.81
AUTUNNO	-51	25	18%	22%	0.77	0.82
INVERNO	32	90	27%	23%	0.83	0.71
PRIMAVERA	-14	-22	16%	17%	0.77	0.95
ESTATE	5	37	16%	15%	0.73	0.71

Come si può vedere dalla tabella 3.10 i valori dell'indice di Nash-Sutcliffe per i dati di calibrazione sono simili per l'erosività valutata su scala mensile (0.85), annuale (0.83) e per la stagione invernale (0.83). Una diminuzione dell'indice si ottiene per i mesi più caldi in particolare per quelli relativi alla stagione estiva (0.73).

Nel caso della validazione il valore più elevato dell'indice di Nash-Sutcliffe si ha per la stagione primaverile (0.95), mentre quello più basso si ha, anche in questo caso per le stagioni estiva ed invernale (0.71).

Inoltre, sempre per i dati utilizzati nella fase di validazione, gli indici relativi alla scala mensile e delle stagioni autunnale e primaverile, presentano dei valori maggiori rispetto agli indici ottenuti dai dati di calibrazione, sottolineando così una buona applicabilità del modello sul territorio Campano.

Questo andamento è chiaramente visibile anche dagli scatter plots tra i valori di erosività media calcolata e quella stimata con il modello (Fig. 3.21 e 3.22).

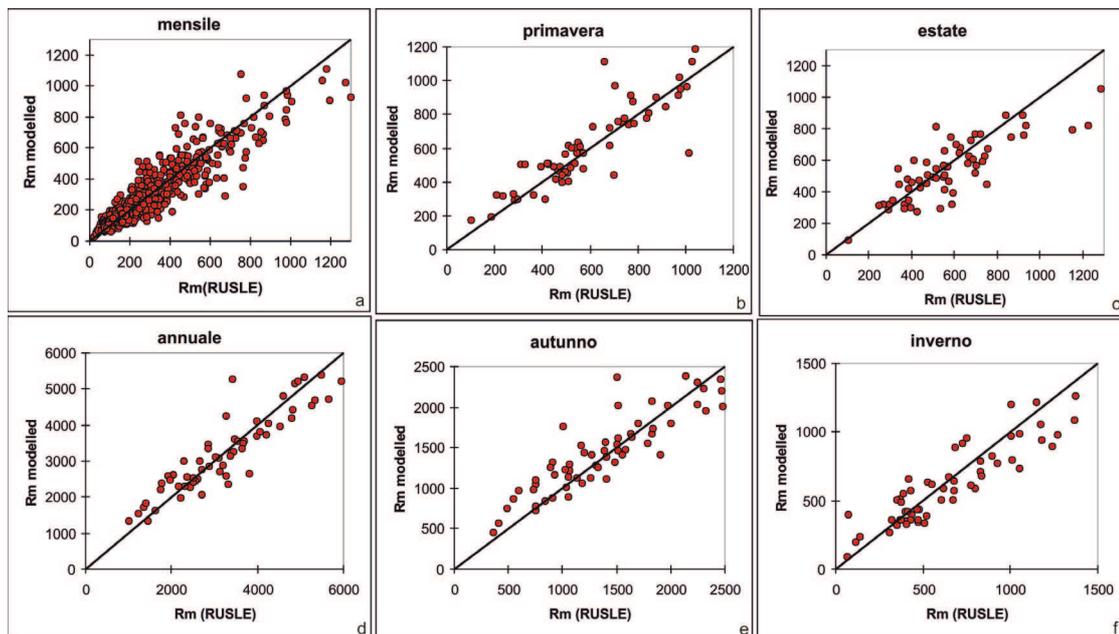


Fig. 3.21 Scatter plot tra erosività osservata e stimata dei dati di calibrazione a scala mensile (a), stagionale (b, c, e, f) ed annuale (d)

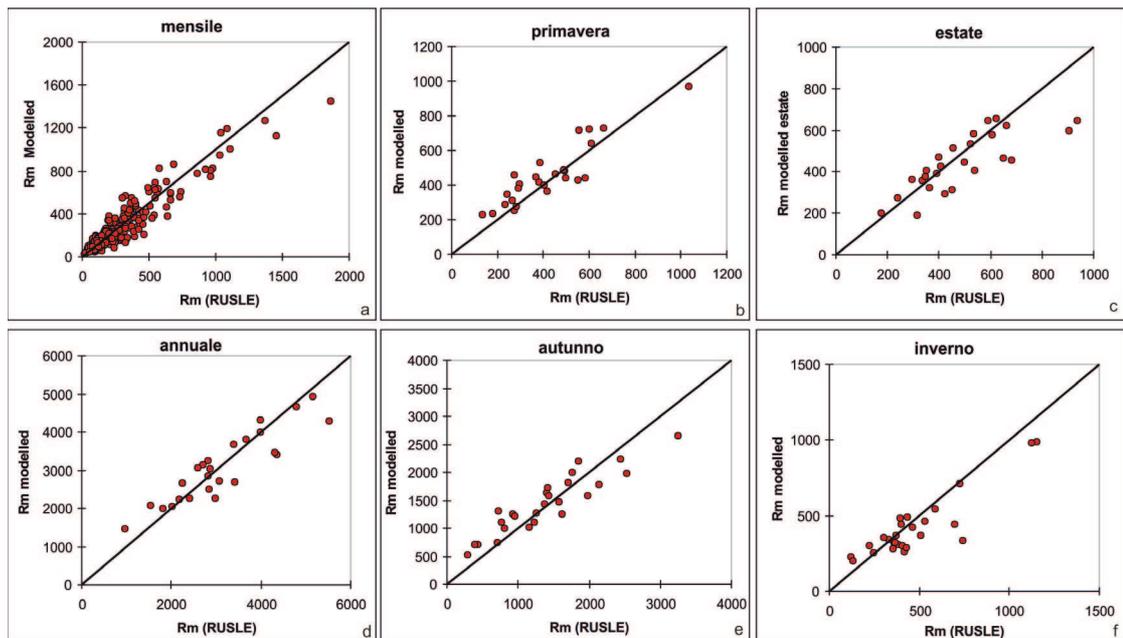


Fig. 3.22 Scatter plot tra erosività osservata e stimata dei dati di validazione a scala mensile (a), stagionale (b, c, e, f) ed annuale (d)

Confrontando poi i valori di erosività media calcolata con la RUSLE e con il modello semplificato (eq. 3.28) si può notare come per molte stazioni il valore dell'erosività media in estate sia maggiore rispetto a quella calcolata in primavera (Allegato 3).

Tale andamento si verifica anche per il fattore di scala temporale (fig. 3.20), per cui si ha un aumento graduale dei valori della funzione passando dai mesi primaverili a quelli estivi, raggiungendo un picco massimo tra agosto e settembre.

I risultati conseguiti mostrano come il modello offra risultati soddisfacenti, specie considerandone la semplicità e parsimonia dal punto di vista della parametrizzazione, con livelli di precisione ed accuratezza delle stime molto simili nei diversi periodi dell'anno.

Il modello è stato calibrato e validato con serie storiche di precipitazione ad elevata risoluzione temporale, ma di lunghezza limitata (generalmente 7-8 anni); un aspetto questo che può rappresentare una fonte di incertezza nella stima dei parametri.

Tenuto conto della distribuzione spaziale delle stazioni automatiche esaminate, una inevitabile ipotesi semplificativa nella costruzione del modello è che l'intero territorio esplorato possa considerarsi omogeneo rispetto all'occorrenza delle precipitazioni con carattere erosivo.

Gran parte delle stazioni sono localizzate in prossimità della fascia costiera della Regione Campania, mentre le aree interne sono poco rappresentate. Questa situazione si riflette anche nella distribuzione spaziale dell'errore di stima del modello (Fig. 3.23) calcolato come:

$$Errore = Rm_{mod} - Rm_{RUSLE} \quad (3.32)$$

Dove Rm_{mod} è l'erosività media stimata con il modello, Rm_{RUSLE} è l'erosività calcolata secondo la relazione (3.21).

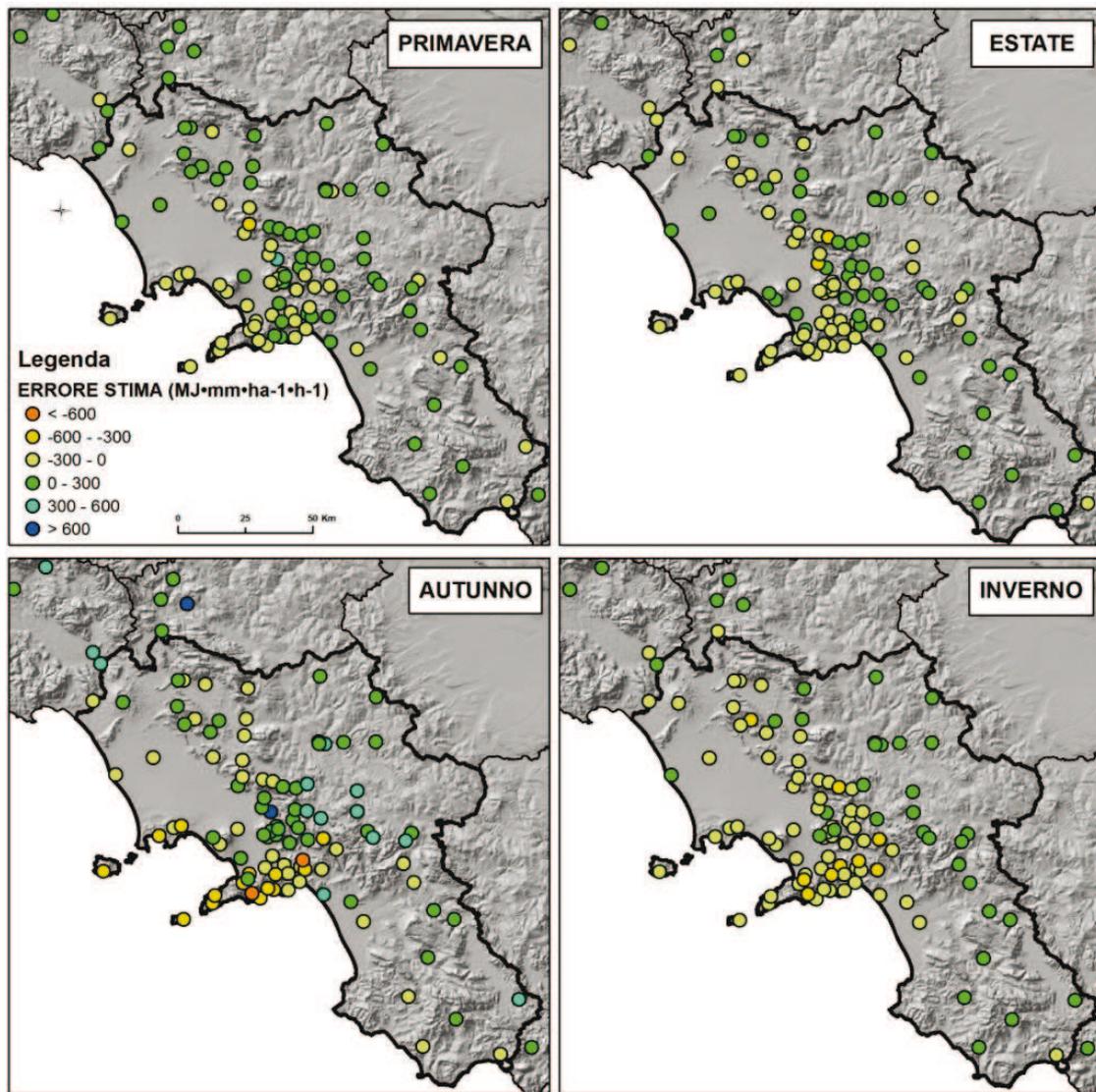


Fig. 3.23 distribuzione spaziale dell'errore di stima del modello

In base alle poche stazioni automatiche disponibili, si è riscontrato che l'indice di erosività mensile tende ad essere sovrastimato in tutte le stagioni nelle zone del Sannio e dell'Irpinia, dove la precipitazione è generalmente più debole e discontinua e nelle aree del Cilento dove le stazioni sono meno concentrate. L'erosività è sottostimata nelle aree costiere, in particolare lungo le coste della penisola e quelle napoletane e vesuviane.

Il modello così definito (eq. 3.28) è stato quindi utilizzato per stimare l'erosività mensile registrata presso le stazioni dell'ex SIMN (Allegato 4).

Un confronto effettuato tra i dati di erosività calcolati per le stazioni automatiche e quelli stimati per le stazioni meccaniche (fig. 3.24) mostra come per quest'ultime i valori più elevati si registrino durante la stagione autunnale con un leggero picco nel mese di ottobre, mentre per gli altri mesi l'erosività assume un andamento piuttosto omogeneo.

Nel caso delle stazioni automatiche, invece, l'erosività presenta comunque valori più elevati durante i mesi autunnali, ma con un picco molto alto nel mese di settembre. Per gli altri mesi, inoltre, i valori sono un più variabili rispetto a quelli delle stazioni meccaniche.

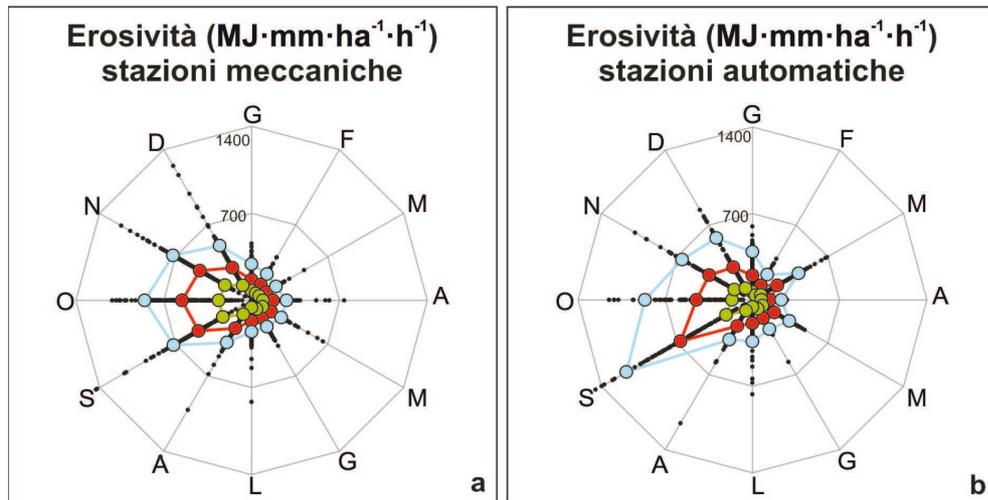


Fig. 3.24 Diagrammi polari: erosività calcolata dal modello per le stazioni meccaniche (a) e stimata mediante relazione di Foster (2004) per le stazioni automatiche (b). La linea rossa indica il valore medio, la verde e la blu indicano rispettivamente il percentile al 10% ed al 90%.

Anche in questo caso, le differenze evidenziate tra le stazioni automatiche e quelle meccaniche possono essere attribuite o al diverso numero di dati a disposizione (numero stazioni automatiche molto inferiore rispetto a quelle meccaniche) oppure ad un cambiamento generale del clima nell'ultimo decennio.

Ma sicuramente il dato più importante da considerare è, a conferma di quanto già detto precedentemente, che i mesi più erosivi sono quelli relativi alla stagione autunnale, periodo in cui si effettuano le lavorazioni del suolo che, di conseguenza, risulta più vulnerabile all'erosione.

BIBLIOGRAFIA.

- Agnese C., Bagarello V., Corrado C., D'Agostino L., D'Asaro F., (2006).** Influence of the rainfall measurement interval on the erosivity determinations in the Mediterranean area. *J. Hydrol.* 329:39-48.
- Anderson T. W., Darling D. A. (1952).** Asymptotic theory of certain "goodness-of-fit" criteria based on stochastic processes. *Annals of Mathematical Statistics* 23:193–212.
- Angulo-Martínez M., Lopez-Vicente M., Vicente-Serrano S. M., Begueria S., (2009).** Mapping rainfall erosivity at a regional scale: a comparison of interpolation methods in the Ebro Basin (NE Spain). *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 13:1907-1920.
- Arnoldus H. M. J. (1977).** Methodology used to determine the Maximum Potential Average Annual Soil Loss due to Sheet and Rill Erosion in Marocco. FAO, Rome, FAO Soils Bulletin 34. pp.83.
- Aronica G., Ferro V. (1997).** Rainfall erosivity over the Calabrian region. *Hydrological Sciences Journal.* 42:35-48.
- Bagarello V. (1996).** Procedure semplificate per la stima del fattore climatico della USLE nell'ambiente molisano. *Quaderni di Idronomia Montana.* 15:1-13.
- Bagarello V., D'Asaro F. (1994).** Estimating single storm erosion index. *Transactions American Society of Agricultural Engineers.* 37:785-791.
- Barnett A. P. (1958).** How intense rainfall affects runoff and soil erosion. *Agric. Eng.* November. 1958. 39(11):703-707, 711.
- Bergsma E. (1980).** Provisional rain-erosivity map of the Netherlands. In: *Assessment of Erosion*, Eds. M. De Boodt and D. Gabriels. Wiley, UK.
- Bhuyan S. J., Prasanta K. K., Janssen K. A., Barnes P. L. (2002).** Soil loss predictions with three erosion simulation models. *Environmental Modelling & Software.* 17:137-146.
- Biafore M., Braca G., De Blasio A., Martone M., Onorati G., Tranfaglia G. (2001).** Il monitoraggio ambientale dei territori campani a rischio di frane e di alluvioni: Lo sviluppo della rete idropluviometrica del Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale. *Proc. Conf. "Il dissesto idrogeologico: inventario e prospettive"* Accademia Nazionale dei Lincei, Roma. pp. 135-143.
- Bolinne A., Laurant A., Rosseau P. (1980).** Provisional rainerosivity map of Belgium. In: *Assessment of Erosion*, Eds. M. De Boodt and D. Gabriels. Wiley, UK.
- Brown L. C., Foster G. R. (1987).** Storm erosivity using idealized intensity distributions. *Transaction of the American Society of Agricultural Engineers.* 30:379-386.
- Bullock P. R., de Jong E., Kiss J. J. (1989).** An assessment of rainfall erosion potential in southern Saskatchewan from daily rainfall records. *Canadian Agricultural Engineering.* 32:17-24.
- Chaves I. B., Diniz E. J. (1981).** Erosividade das chuvas no Estado da Paraíba. In: *Encontro Nacional De Pesquisa Sobre Conservação do Solo*, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Recife. pp.136-147.

- Cooley K. R., Hanson C. L., Jensen D. T. (1991).** Erosion potential of Pacific Basin precipitation. In: W.E Ritter Editor, Proc. Irrigation and Drainage Division, National Conf., Honolulu, HI, ASCE, pp. 539-545.
- Curse R., Flanagan J., Frankenberger B., Gelder D., Herzmann D., James D., Krajenski W., Kraszewski M., Laflen J., Opsomer J., Todey D. (2006).** Daily estimates of rainfall, water runoff and soil erosion in Iowa. *Journal of Soil and Water Conservation*. 61(4):191-199.
- D'Asaro F., Santoro M. (1983).** Aggressività della pioggia nello studio dell'erosione idrica del territorio siciliano. C.N.R. Progetto finalizzato "Conservazione del Suolo", Sottoprogetto "Dinamica dei Versanti". Pubblicazione N. 130.
- Davison P., Hutchins M. G., Anthony S. G., Betson M., Johnson M., Lord E. I. (2005).** The relationship between potentially erosive storm energy and daily rainfall quantity in England and Wales. *Science of the Total Environment*. 344:15-25.
- Diodato N. (2005).** Predicting RUSLE (Revised Universal Soil Loss Equation) monthly erosivity index from readily available rainfall data in Mediterranean area. *The Environmentalist*. 25:63-70.
- Diodato N. (2004).** Estimating RUSLE's rainfall factor in the part of Italy with a Mediterranean rainfall regime. *Hydrology and Earth System Sciences*. 8(1):103-107.
- Diodato N., Bellocchi G. (2007).** Estimating monthly (R)USLE climate input in a Mediterranean region using limited data. *Journal of Hydrology*. 345:224-236.
- Diodato N., Ceccarelli M., Bellocchi G. (2008).** Decadal and century-long changes in the reconstruction of erosive rainfall anomalies at a Mediterranean fluvial basin. *Earth Surface Processes and Landforms*. 33:2078-2093.
- Domínguez-Romero L., Ayuso Muñoz J. L., García Marín A. P. (2007).** Annual distribution of rainfall erosivity in western Andalusia, southern Spain. *Journal of Soil and Water Conservation*. 62(6):390-401.
- Elsenbeer H., Cassel D. K., Tinner W. (1993).** A daily rainfall erosivity model for Western Amazonia. *Journal of Soil and Water Conservation*. 48:439-444.
- Eredia F., (1919).** Osservazioni pluviometriche raccolte a tutto l'anno 1915. Ministero dei Lavori Pubblici, Consiglio Superiore delle Acque, Ispettorato del Servizio Idrografico. Tipografia Nazionale Bertero (Roma, 1919).
- Ferro V., Giordano G., Iovino M. (1991).** La carta delle isoerodenti e del rischio erosivo nello studio dell'erosione idrica del territorio siciliano. *Idrotecnica*. (4):283-296.
- Ferro V., Porto P., Yu B. (1999).** A comparative study of rainfall erosivity estimation for southern Italy and southeastern Australia. *Hydrological Sciences Journal*. 44:3-24.
- Foster G. R. (2004).** User's reference guide. Revised Universal Soil Loss Equation, Version2. National Sedimentation laboratory. USDA-Agricultural Research Service Oxford, Mississippi.
- Fournier F. (1960).** Climat et erosion. Press Universitaires de France. Paris.
- Free G. R. (1960).** Erosion characteristics of rainfall. *Agricultural Engineering*. 41(1):447-449, 445.

- Gabriels D., Cadron W., De Mey P. (1986).** Provisional rain erosivity maps of some EC countries. In: Proc. Workshop on Erosion assessment and modeling. Brussels, Belgium.
- Govers G. (1991).** Spatial and temporal variations in splash detachment: a field study. *Catena Suppl.* 20:15-24.
- Haith D. A., Merrill D. E. (1987).** Evaluation of a daily rainfall erosivity model. *Transactions American Society of Agricultural Engineers.* 30:90-93.
- Hall M. J. (1970).** Use of the stain method in determining the drop size distribution of coarse liquid sprays. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers.* 13:33-37, 41.
- Hoyos N., Waylen P. R., Jaramillo A. (2005).** Seasonal and spatial patterns of erosivity in a tropical watershed of the Colombian Andes. *Journal of Hydrology.* 314:177-191.
- Hudson N. W. (1982).** *Conservación del Suelo.* Editorial Reverté S.A. España. pp.335
- Hudson N. W. (1971).** *Soil Conservation.* Cornell University Press, Ithaca. New York.
- Hudson N. W. (1965).** The influence of rainfall on the mechanics of soil erosion with particular reference to Southern Rhodesia. MSc Thesis, University of Cape Town.
- Hudson N. W. (1961).** An introduction to the mechanics of soil erosion under conditions of subtropical rainfall. *Proceedings of the Rhodesian Scientists Association.* 49:15-25.
- Hussein M. H. (1986).** Rainfall erosivity in Iraq. *J. Soil and Water Cons.* 41(5):336-341.
- Jarque C. M., Bera A. K. (1980).** Efficient tests for normality, homoscedasticity and serial independence of regression residuals. *Economics Letters* 6(3):255–259.
- Joss J., Waldvogel A. (1967).** Ein Spectrograph für Niederschlagsstropfe mit automatischer Auswertung. *Pure and Applied Geophysics.* 68:240-246.
- Kinnell P. I. A. (1980).** Rainfall intensity-kinetic energy relationships for soil loss prediction. *Soil Science Society of America Proceedings.* 45:153-155.
- Illingworth A. J., Stevens C. J. (1987).** An optical disdrometer for the measurement of raindrop size spectra in windy conditions. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology.* 4:411-421.
- Istok J. D., McCool D. K., King L. G., Boersma L. (1986).** Effect of rainfall measurement interval on EI calculation. *Trans. ASAE* 29(3):730-734.
- Lal R. (1990).** *Soil Erosion in the Tropics: Principles and Management.* McGraw-Hill, Inc., New York.
- Lal R. (1976).** Soil erosion on alfisols in Western Nigeria. III .Effects of rainfall characteristics. *Geoderma.* 16:389-401.
- Lasdon L. S., Waren A. D., Jain A., Ratner M. (1978).** Design and Testing of a Generalized Reduced Gradient Code for Nonlinear Programming, *ACM Transactions on Mathematical Software.* 4:34-50.
- Lavergnat J., Goleé P. (1998).** A stochastic raindrop time distribution model. *Journal of Applied Meteorology.* 37:805-818.

- Laws J. O. (1941).** Measurements of fall-velocity of water-drops and raindrops. Transactions of the American Geophysical Union. 22:709-721.
- Laws J. O., Parsons D. A. (1943).** The relation of raindrop size to intensity. Transactions of the American Geophysical Union. 24:452-459.
- Lilliefors H. (1967).** On the Kolmogorov–Smirnov test for normality with mean and variance unknown. Journal of the American Statistical Association. 62:399–402.
- Lo A., El-Swaify S. A., Dangler E. W., Shinshiro L. (1985).** Effectiveness of EI_{30} as an erosivity index in Hawaii. In: El-Swaify, S.A., Moldenhauer, W.C., Lo A. Eds. Soil Conservation Society of America, Ankeny. pp.384-392.
- Lombardi F. (1979).** Universal soil loss equation, runoff erosivity factor, slope length exponent, and slope steepness exponent for individual storms. Ph.D. thesis, Purdue University, West Lafayette, Ind.
- Loureiro N. D. S., Coutinho M. D. A. (2001).** A new procedure to estimate the RUSLE EI_{30} index, based on monthly rainfall data and applied to the Algarve region, Portugal. Journal of Hydrology. 250:12-18.
- Mati B. M., Morgan R. P. C., Gichuki F. N., Quinton J. N., Brewer T. R., Liniger H. P. (2000).** Assessment of erosion hazard with the USLE and GIS: a case study of the Upper Ewaso Ng'iro North basin of Kenya. JAG. 2(1):1-9.
- Mclsaac G. F. (1990).** Apparent geographic and atmospheric influences on raindrop sizes and rainfall kinetic energy. Journal of Soil and Water Conservation. 45:663-666.
- McFarlane D. J., Davies R. J., Westcott T. (1986).** Rainfall erosivity in Western Australia. Hydrology and Water Resources Symposium. Institution of Engineers, Australia, National Conference Publication. 13:350-354.
- Mihara Y. (1951).** Raindrops and soil erosion. Bulletin of the National Institute of Agricultural Science, Japan. Series A1:48-51.
- Mikhailova E. A., Bryant R. B., Schwager S. J., Smith S. D. (1997).** Predicting rainfall erosivity in Honduras. Soil Sci. Soc. Am. J. 61:273-279.
- Morgan R. P. C (1986).** Soil Erosion and Conservation. Longman Group.
- Morgan R. P. C. (1977).** Soil erosion in the United Kingdom: field studies in the Silsoe area, 1973-75. National College of Agricultural Engineering Silsoe. Occasional Paper 4.
- Nash J. E., Sutcliffe J. V. (1970).** River flow forecasting through conceptual models part I-A discussion of principles. Journal of Hydrology. 10:282-290.
- Natalia H. (2005).** Spatial modeling of soil erosion potential in a tropical watershed of the Colombian Andes. Catena. 63(1):85-108.
- Onchev N. G. (1985).** Universal index for calculating rainfall erosivity. In: S.A. El-Swaify, W.C Moldenhauer and A. Lo Eds. Soil Conservation Society of America, Ankeny. pp.384-392.
- Onorati G., Tranfaglia G. (1996).** La rete di telemisura del bacino idrografico del fiume Sele: esperienze di monitoraggio delle piene. Atti del Convegno Internazionale

sulla Prevenzione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della ricerca scientifica (Alba, 5-7 Novembre 1996). pp. 469-479.

- Onori F., De Bonis P., Grauso S. (2006).** Soil erosion prediction at the basin scale using the revised universal soil loss equation (RUSLE) in a catchment of Sicily (southern Italy). *Environmental Geology*. 50:1129-1140.
- Posch M., Rekolainen S. (1993).** Erosivity factor in the universal soil loss equation estimated from Finnish rainfall data. *Agricultural Science in Finland*. 2:271-279.
- Renard K. G., Freimund J. R. (1994).** Using monthly precipitation data to estimate the R factor in the revised USLE. *J. Hydrol.* 157:287-306.
- Renard K. G., Foster G. R., Weesies G. A., McCool D. K., Yoder D. C. (1997).** Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). USDA Agricultural Handbook N. 703. pp.404.
- Richardson C. W., Foster G. R., Wright D. A. (1983).** Estimation of erosion index from daily rainfall amount. *Trans. ASAE* 26(1):153-156.
- Rose C. W. (1960).** Soil detachment caused by rainfall. *Soil Science*. 89:28-35.
- Roose, E. J. (1980).** Approach to the definition of rain erosivity and soil erodibility in West Africa. In: Assessment of erosion. De Boodt and Gabriels Eds. Wiley and Sons. N.Y.
- Roose E. J. (1977).** Erosion et Ruissellement en Afrique de l'ouest-vingt années de mesures en petites parcelles expérimentales. *Travaux et Documents de l'ORSTOM*. N.78. ORSTOM, Paris.
- Salles C., Poesen J. (1999).** Performance of an optical spectro pluviometer in measuring basic rain erosivity characteristics. *Journal of Hydrology*. 218:142-156.
- Shapiro S. S., Wilk M. B. (1965).** An analysis of variance test for normality. *Biometrika*. 52(3-4):591-611.
- Shi Z. H., Cai C. F., Ding S. W., Wang T. W., Chow T. L. (2004).** Soil conservation planning at the small watershed level using RUSLE with GIS. *Catena*. 55:33-48.
- Sloneker L. L., Olson T. C., Moldenhauer W. C. (1976).** Effect of pore water pressure on sand splash. *Soil Science Society of America Journal*. 40:948-951.
- Stocking M. A., Elwell H. A. (1976).** Rainfall erosivity over Rhodesia. *Transactions of the Institute of British Geographers New Series*. 1:231-245.
- Stocking M. A., Elwell H. A. (1973).** Prediction of subtropical storm soil losses from field plot studies. *Agricultural Meteorology*. 12:193-201.
- Torri D., Sfalanga M., Del Sette M. (1987).** Splash detachment: runoff depth and soil cohesion. *Catena*. 14:149-155.
- Torri D., Borselli L., Guzzetti F., Calzolari M. C., Bazzoffi P., Ungaro F., Bartolini D., Salvador Sanchis M. P. (2006).** Italy. In: Boardman J., Poesen, J. Eds., *Soil erosion in Europe*. John Wiley and Sons Ltd., Chichester, United Kingdom. pp. 245-261.
- Toy T. J., Foster G. R., Renard K. G. (2002).** *Soil Erosion: Process, Prediction, Measure and Control*. John Wiley and Sons, Inc. New York. pp.338.

- Tranfaglia G. (1994).** Realizzazione di una rete idrometeorologica in teletrasmissione nei bacini del Liri-Garigliano e del Volturno. Atti Conv. "Atmospheric Physics and Dynamics in the analysis and prognosis of precipitation fields" (Rome 15-17 November 1994).
- Tranfaglia G., Biafore M., Braca G. (2002).** Real time monitoring for diagnosis and prevention of extreme rainfall events. EGS XXVII General Assembly, Nice, France, 21-26 April 2002.
- Van der Knijff J. M., Jones R. J. A., Montanarella L. (2000).** Soil Erosion Risk Assessment in Italy. European Commission-European Soil Bureau. pp. 52.
- Wang T., Earnshaw K. B., Lawrence R. S. (1979).** Path averaged measurements of rain rate and raindrop size distribution using a fast-response optical sensor. *Journal of Applied Meteorology*. 18:654-660.
- Weiss L. L. (1964).** Ratio of true to fixed-interval maximum rainfall. *J. Hydraul. Div. Proc. ASCE*. 90(1):77-82.
- Wiesner J. (1895).** Beitrage zur Kenntniss der Grosze des tropischen Regens. Akademie der Wissenschaften, Mathematika-Naturwissenschaften Klasse, Sitz Berlin Verlag. 104:1397-1434.
- Williams R. G., Sheridan J. M. (1991).** Effect of measurement time and depth resolution on EI calculation. *Trans. ASAE*. 34(2):402-405.
- Wischmeier W. H. (1962).** Rainfall erosion potential. *Agricultural Engine*.
- Wischmeier W. H. (1959).** A rainfall erosion index for a universal soil loss equation. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 23(3):246-249.
- Wischmeier W. H., Smith D. D. (1978).** Predicting Rainfall Erosion Losses, *Agricultural Handbook 537*. Science and Education Administration, USDA, Washington, DC. pp.58.
- Wischmeier W. H., Smith D. D. (1958).** Rainfall energy and its relation to soil loss. *Transactions of the American Geophysical Union*. 39:285-291.
- Yin S., Xie Y., Nearing M. A., Wang C. (2007).** Estimation of rainfall erosivity using 5- to 60-minute fixed-interval rainfall data from China. *Catena*. 70:306-312.
- Yu B. (1995).** Contribution of heavy rainfall to rainfall erosivity, runoff and sediment transport in the wet tropics of Australia. In: *Natural and Anthropogenic Influences in Fluvial Geomorphology*. Eds J. E. Costa et al. *Geophysical Monograph*. 89:113-123.
- Yu B., Rosewell C. J. (1996a).** An assessment of daily rainfall erosivity model for New South Wales. *Australian Journal of Soil Research*. 34:139-152.
- Yu B., Rosewell C. J. (1996b).** A robust estimator of the R factor for the universal soil loss equation. *Transactions of the ASAE*. 39:559-561.

CAPITOLO IV – SPAZIALIZZAZIONE DELL'INDICE R

1. Introduzione

La precipitazione è un processo estremamente variabile sia nel tempo sia nello spazio e, poiché si conosce la pioggia solo in corrispondenza delle stazioni di misura, c'è un interesse sempre più crescente nella creazione di mappe affidabili di distribuzione dei suoi valori. Si pone quindi il problema di scegliere un idoneo metodo di interpolazione dei dati disponibili.

Tra i metodi classici di interpolazione di dati distribuiti nello spazio vale la pena ricordare quello dei poligoni di Thiessen (1911), il vicino più prossimo (Clark & Evans, 1954), la media mobile, la media mobile pesata (che utilizza come peso la funzione inversa della distanza o del suo quadrato), le splines (Myers, 1994), l'analisi di trend mediante funzioni superficiali di risposta (Agterberg, 1984). I metodi classici d'interpolazione purtroppo non forniscono alcuna valutazione dell'errore di stima.

Una valida alternativa ai metodi classici è l'impiego di approcci stocastici. In particolare, i metodi geostatistici considerano la generica variabile, la precipitazione nel nostro caso, come una funzione casuale regionalizzata in base alla teoria formulata da Matheron (1970). La teoria delle variabili regionalizzate è la dipendenza spaziale secondo la quale i valori dell'attributo oggetto di studio non sono distribuiti casualmente, ma correlati spazialmente (Castrignanò & Buttafuoco, 2004). La letteratura fornisce numerosi esempi di impiego di metodi geostatistici per l'interpolazione spaziale di dati di precipitazione e dei loro vantaggi rispetto ai metodi classici (Atkinson & Lloyd, 1998; Pardo-Igúzquiza, 1998; Phillips et al., 1992; Goovaerts, 2000; Kyriakidis et al., 2001).

Tuttavia, c'è altresì interesse verso studi di variabilità temporale delle precipitazioni. La differenza media standardizzata proposta da Vachaud et al. (1985) per lo studio della persistenza temporale del contenuto d'acqua nel suolo, può essere adattata alle precipitazioni in modo da valutare la variabilità delle precipitazioni nel tempo attraverso la quantificazione della persistenza temporale dei valori medi di precipitazione e la produzione di una mappa delle zone relativamente asciutte o umide.

2. Teoria delle variabili regionalizzate

Un concetto centrale della teoria delle variabili regionalizzate è quello della dipendenza spaziale secondo la quale si assume che i valori dell'attributo oggetto di studio non siano distribuiti casualmente, bensì risultino più o meno correlati (Castrignanò e Buttafuoco, 2004). In tal caso, non sono più a rigore applicabili i classici metodi dell'inferenza statistica e si rende necessario ricorrere ad ipotesi alternative. La teoria delle variabili regionalizzate si è dimostrato uno strumento molto versatile e se pur inizialmente sviluppato nelle discipline prettamente geologiche ha poi trovato fertile applicazione anche in molte altre discipline come quelle ambientali o, più recentemente, quelle biomediche.

I concetti fondamentali su cui si basa la geostatistica sono: le funzioni casuali, le variabili regionalizzate e la stazionarietà.

Per variabile casuale si intende una qualsiasi proprietà che si suppone vari secondo una determinata legge di distribuzione delle probabilità. Tale variabile risulta pertanto determinata dai parametri caratteristici di detta distribuzione, quali, per esempio, la media e la varianza nel caso di distribuzione normale.

Il valore medio di una variabile casuale è detto valore atteso e viene indicato come $E[z]=\mu$. In generale, se z è una variabile casuale discreta che assume i valori z_1, z_2, \dots con probabilità $P(z_1), P(z_2), \dots$ il suo valore atteso è dato da:

$$E[z] = \sum_{i=1}^n z_i P(z_i) \quad (4.1)$$

Se z è una variabile casuale continua, con funzione di densità di probabilità $f(z)$, l'espressione del valore atteso diventa:

$$E[z] = \int_{-\infty}^{+\infty} z_i P(z_i) dz \quad (4.2)$$

Analogamente, la varianza di una variabile casuale è definita da:

$$Var(z) = E\{[z - E(z)]^2\} = s^2 \quad (4.3)$$

Una variabile regionalizzata $z(x)$ (rappresentata da una lettera minuscola) è una variabile casuale, definita nello spazio. Ne segue, pertanto, che una variabile regionalizzata può essere considerata una particolare manifestazione o "realizzazione" di una variabile casuale, per ogni fissata posizione x all'interno della regione di spazio considerata. Le variabili regionalizzate non sono indipendenti le une dalle altre e rappresentano i campioni reali, mentre la variabile casuale è un modello matematico statistico.

Secondo la teoria delle variabili regionalizzate, la variabile spaziale Z nel punto x_i può essere espressa come la somma di 3 componenti principali:

$$Z(x_i) = m(x_i) + \varepsilon'(x_i) + \varepsilon'' \quad (4.4)$$

dove $m(x_i)$ è una funzione deterministica che descrive la componente strutturale, relativa ad un valore medio costante o ad una variazione graduale a lungo raggio, generalmente descritta da un polinomio (trend); $\varepsilon'(x_i)$ rappresenta il residuo di $m(x_i)$, di natura stocastica, variabile localmente e dipendente spazialmente, e l'errore residuo ε'' (*white noise*) indipendente dalla posizione spaziale, con media zero e varianza σ^2 .

Se si considerano tutti i possibili valori che la $z(x)$ può assumere in tutti i punti dello spazio, si ha che essa diventa un membro di una serie infinita di variabili casuali a cui si dà il nome di funzione casuale, $Z(x)$ (rappresentata da una lettera maiuscola).

Tutte le variabili casuali che compongono tale serie godono della proprietà di essere caratterizzate dalla stessa funzione di probabilità cumulata, $F(z)$, indipendente dalla posizione x .

Per poter fare inferenza statistica è necessario che le variabili regionalizzate soddisfino una qualche ipotesi di "stazionarietà", ovvero di omogeneità statistica applicata ai momenti statistici di un determinato ordine. Esistono diversi tipi di stazionarietà.

- Una funzione casuale, $Z(x)$, si dice stazionaria di primo ordine se, per ogni punto x , si verifica che:

$$E[Z(x)] = m \quad (4.5)$$

$$E[Z(x) - Z(x+h)] = 0 \quad (4.6)$$

dove m rappresenta la media nella statistica classica; h è il vettore distanza fra due punti di campionamento e $[Z(x) - Z(x+h)]$ è detto residuo.

- Verificata la stazionarietà del primo ordine, si ha una stazionarietà del secondo ordine quando la covarianza spaziale $C(\mathbf{h})$ di ogni coppia di valori $z(\mathbf{x})$ e $z(\mathbf{x}+\mathbf{h})$ è indipendente da x e funzione unicamente del vettore distanza h , ovvero:

$$C(h) = E[(Z(x) - m) - (Z(x + h) - m)] \quad (4.7)$$

Dalla stazionarietà della covarianza segue, facilmente, la stazionarietà della varianza campionaria s^2 . Infatti, ponendo nella precedente relazione $\mathbf{h} = 0$, si ottiene:

$$C(0) = E[(E(z) - m)^2] = s^2 \quad (4.8)$$

La stazionarietà del secondo ordine non si applica nei casi in cui varianza e covarianza non siano finite, come nei fenomeni in cui sia presente un trend, nel qual caso si assume un'ipotesi più debole, detta ipotesi intrinseca, che richiede che, per tutti i vettori h , la varianza del residuo $Z(x) - Z(x+h)$ sia finita ed indipendente dalla posizione x , ovvero:

$$Var[Z(x) - Z(x + h)] = E[Z(x) - Z(x + h)]^2 = 2\gamma(h) \quad (4.9)$$

Dividendo detta varianza per 2, si ottiene la statistica $\gamma(h)$, detta *semivarianza* o *semivariogramma*.

3. Analisi della dipendenza spaziale

I concetti di variabile regionalizzata e di stazionarietà forniscono i presupposti teorici per l'analisi della dipendenza spaziale, utilizzando l'autocorrelazione o i semivariogrammi.

La funzione di autocorrelazione esprime la correlazione lineare tra una serie spaziale e la stessa serie posta ad una certa distanza. Nel caso di stazionarietà di secondo ordine, l'autocorrelazione è espressa come:

$$\rho(h) = \frac{C(h)}{s^2} \quad (4.10)$$

dove $\rho(h)$ indica l'autocorrelazione tra i campioni posti a distanza h . La rappresentazione dei valori di autocorrelazione $\rho(h)$ rispetto alla distanza h (detta anche *lag*) è chiamata *autocorrelogramma*. Il massimo valore di $\rho(h)$ è 1 e si verifica ad una distanza $h=0$. $\rho(h)$ diminuisce all'aumentare della distanza. La distanza alla quale $\rho(h)$ non decresce più definisce il *range* oltre il quale i campioni sono spazialmente dipendenti.

La semivarianza, $\gamma(h)$, già precedentemente definita, rappresenta la componente, dipendente spazialmente, della funzione casuale Z ed è pari a metà del valore atteso della differenza al quadrato fra due valori campionati, separati da un dato vettore h , ovvero:

$$2\gamma(h) = E[Z(x) - Z(x + h)]^2 \quad (4.11)$$

L'applicazione della teoria delle variabili regionalizzate assume, nell'ipotesi di stazionarietà intrinseca, che la semivarianza fra due punti dipenda, unicamente, dal modulo e dalla direzione del vettore distanza fra i punti considerati (h), ma non dalle posizioni geografiche assolute.

La semivarianza, per un dato h , può essere stimata dalla media delle differenze al quadrato fra le osservazioni separate dallo stesso *lag*:

$$\gamma(h) = \frac{1}{N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [z(x_i) - z(x_i + h)]^2 \quad i=1, \dots, N(h) \quad (4.12)$$

in cui $N(h)$ rappresenta il numero di coppie separate dallo stesso *lag*.

Nel caso in cui sia valida una stazionarietà del secondo ordine, è possibile esprimere la semivarianza - $\gamma(h)$ - in termini di covarianza spaziale - $C(h)$ - e di varianza spaziale - $C(0)$ - di una variabile regionalizzata $z(x)$, secondo la relazione:

$$\gamma(h) = C(0) - C(h) \quad (4.13)$$

Quindi $\gamma(h)$ rappresenta quella parte della varianza totale che non è effettivamente condivisa da più punti campionati (misura di dissimilarità), mentre $C(h)$ è una misura della "ridondanza" o similarità fra i dati.

Per ogni direzione prescelta, la semivarianza viene generalmente rappresentata mediante un grafico di $\gamma(h)$ in funzione di h , a cui si dà il nome di semivariogramma.

Il semivariogramma sperimentale può assumere diverse forme, dipendenti dalla particolare serie di dati e dall'intervallo di campionamento usati. Idealmente, la semivarianza dovrebbe aumentare con la distanza fra i punti, fino a raggiungere un valore più o meno costante (*sill*) ad una data distanza di separazione (*range*) (Fig. 4.1).

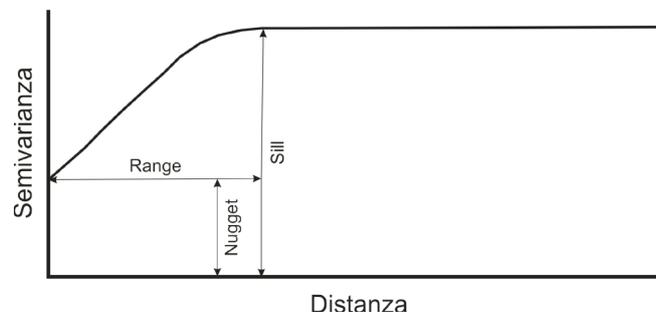


Fig. 4.1 Rappresentazione schematica di un semivariogramma teorico

In teoria, il semivariogramma sperimentale dovrebbe passare per l'origine, quando la separazione fra i campioni tende a zero. Molte proprietà del suolo, tuttavia, presentano una semivarianza non nulla quando h tende a zero (Fig. 4.1); questa discontinuità nell'origine, chiamata *effetto nugget*, è dovuta alla variabilità ad una scala più piccola di quella prescelta per il campionamento e/o ad errori di misura. Si dirà che il semivariogramma sperimentale presenta un puro effetto nugget, quando $\gamma(h)$ uguaglia il *sill* a tutti i valori di h . Ciò si verifica quando è presente una notevole variazione da punto a punto, anche a brevi distanze di separazione e indica assenza di correlazione spaziale, almeno alla scala di campionamento usata.

Maggiore è l'effetto nugget relativo (espresso in percentuale del *sill* totale), più ristretta è la zona di correlazione spaziale fra i campioni e quindi meno efficace risulterà la successiva interpolazione con il kriging. In pratica, per valori relativi di nugget superiori al 70-80 % del *sill* totale, non si ha alcun vantaggio ad utilizzare il kriging, per cui si può ricorrere ai metodi statistici classici. Il nugget relativo può essere interpretato come una misura della mancanza di conoscenza della variabilità su piccola scala. Raramente un alto valore di nugget relativo sta ad indicare mancanza di correlazione spaziale: intensificando, infatti, il campionamento e migliorando la precisione delle misure spesso si riesce ad evidenziare una qualche struttura spaziale in fenomeni apparentemente totalmente casuali.

Nel variogramma sperimentale la zona nell'intorno dell'origine è quella che riveste maggiore importanza poiché nel processo di stima i campioni più vicini al punto da interpolare ricevono i pesi maggiori.

4. Modelli di variogramma

Il variogramma si può considerare come la pietra miliare della geostatistica. Il variogramma sperimentale calcolato dai valori campionati è costituito da una serie di punti (Fig.4.2) e nella successiva fase d'interpolazione abbiamo bisogno di una funzione continua per avere il valore di semivarianza per qualunque distanza all'interno del range. A questo scopo è necessario adattare un qualche modello matematico ai punti sperimentali (Fig. 4.2).

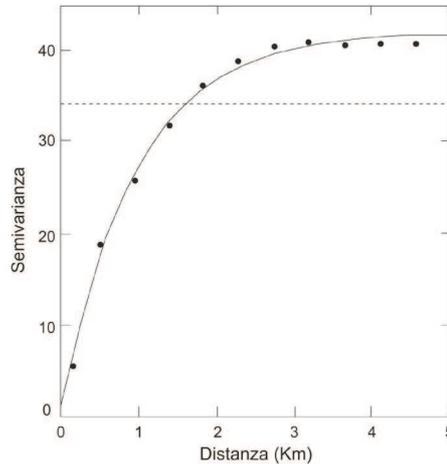


Fig. 4.2 Esempio di variogramma sperimentale con modello teorico adattato

La scelta del modello teorico non è illimitata poiché un modello di variogramma deve soddisfare la condizione fondamentale secondo cui nessuna combinazione lineare delle variabili può presentare varianza negativa. Funzioni di questo tipo sono dette "condizionalmente semidefinite negative" e di esse ne esistono solo alcuni modelli. I più comuni, sono:

$$\gamma(h) = C_0 + C \cdot h \quad \text{modello lineare} \quad \text{per } 0 < h \leq a \quad (4.14)$$

$$\begin{cases} \gamma(h) = C_0 + C \left[\frac{3h}{2a} - \frac{1}{2} \left(\frac{h}{a} \right)^3 \right] & \text{modello sferico} \quad \text{per } 0 < h \leq a \\ \gamma(h) = C_0 + C & \text{per } h > a \end{cases} \quad (4.15)$$

$$\gamma(h) = C_0 + [1 - \exp(-h^2/a^2)] \quad \text{modello gaussiano} \quad (4.16)$$

$$\gamma(h) = C_0 + C[1 - \exp(-h/a)] \quad \text{modello esponenziale} \quad (4.17)$$

$$\gamma(h) = C_0 + C \cdot h^a \quad (0 < a < 2) \quad \text{modello di potenza} \quad (4.18)$$

dove C_0 è il *nugget*, C_0+C il *sill* ed a il *range*.

Tutti questi modelli sono isotropici, nel senso che non dipendono dalla direzione di h , per cui solo il modulo del vettore lag compare negli argomenti delle funzioni.

Il modello lineare non è un modello valido nel caso di *sill* finito, tuttavia può essere utilizzato per adattarlo ai punti sperimentali all'interno del range. I modelli sferico, gaussiano ed esponenziale sono limitati superiormente. Il *sill* è raggiunto ad una distanza finita di *lag*, $h=a$ nel modello sferico, mentre negli altri due casi è raggiunto ad una distanza h infinita. In questi casi a è chiamato range pratico ed è definito come la distanza alla quale il variogramma raggiunge il 95 % del sill. Il modello

potenza risulta non limitato superiormente e per esso non vale la condizione di stazionarietà del secondo ordine.

I modelli matematici di variogramma visti mostrano un comportamento nettamente differenziato nell'intorno dell'origine (Fig. 4.2) e non è indifferente, anche da un punto di vista concettuale, usare un modello sferico o uno esponenziale o uno gaussiano. Quest'ultimo appare generalmente non realistico e conduce ad instabilità nei sistemi di kriging, producendo degli artefatti nelle mappe delle stime (Wackernagel, 2003); alternativamente si preferisce usare un modello nested con strutture sferiche e/o esponenziali. È dunque di estrema importanza scegliere opportunamente il modello matematico da adattare al semivariogramma sperimentale, in quanto ciascun tipo di equazione produce valori diversi per la varianza di nugget e range e quindi condiziona la successiva fase di interpolazione (kriging). Il modo di scegliere il numero e il tipo dei modelli matematici autorizzati e di stimare i loro parametri (sill, range) rimane ancora piuttosto controverso (Goovaerts, 1997). Sono stati proposti diversi metodi, che spaziano dalle procedure completamente a "scatola nera", consistenti in una scelta automatica delegata al computer, a quelli in cui l'adattamento è essenzialmente visivo. Un approccio intermedio consiste nella scelta da parte dell'utente del numero e del tipo dei modelli da utilizzare, mentre la stima dei loro parametri procede in modo automatico, obbedendo a qualche principio di ottimizzazione. Quest'ultimo generalmente mira a minimizzare le differenze tra il valore del variogramma sperimentale e quello corrispondente del modello a parità di lag, attribuendo pesi opportuni ai vari lag secondo regole diverse. Fra queste quella comunemente preferita, in quanto si dimostra la più conveniente nella maggior parte delle situazioni reali, assegna secondo le diverse direzioni a ciascun lag un peso direttamente proporzionale al numero di coppie ricadenti in esso e inversamente proporzionale alla loro distanza media.

Le procedure a completa scatola nera dovrebbero essere in linea di massima evitate, in quanto non consentono di utilizzare vantaggiosamente tutta quella informazione ausiliaria, di importanza fondamentale soprattutto quando si abbia a che fare con un campionamento rado o effettuato solo secondo alcune direzioni preferenziali. La differenza essenziale fra un adattamento semi-automatico (approccio intermedio) ed uno esclusivamente visivo risiede nel criterio usato per valutarne la bontà. Chiaramente l'utente si sente più confortato se la scelta di un particolare modello può essere giustificata sulla base di qualche criterio statistico, quale per esempio la somma degli scarti al quadrato fra i valori del variogramma sperimentale e il modello. Tuttavia, anche un tale criterio può apparire piuttosto semplicistico, poiché rischia di ridurre l'operazione di modellizzazione del variogramma ad un semplice esercizio di adattamento (*fitting*) di una curva matematica ai dati sperimentali.

L'obiettivo dell'analisi strutturale in realtà va ben oltre un tale esercizio, in quanto cerca di costruirsi un modello teorico (inferenza statistica), in grado di catturare la maggiore informazione disponibile riguardo al fenomeno in studio e sebbene in questa fase il ruolo fondamentale sia giocato dal semivariogramma sperimentale anche l'informazione ausiliaria derivante da una conoscenza dell'area e dei processi in atto può risultare di fondamentale importanza nella definizione del modello di variogramma e nell'interpretazione dei fenomeni.

5. Modelli anisotropi

Nei modelli considerati precedentemente la distanza (*lag*) h è trattata come una grandezza scalare. Questo implica che la correlazione spaziale fra il processo che

ha luogo in due punti P_1 e P_2 dipende unicamente dal modulo della loro distanza, ma non dalla direzione.

Un processo che goda di tale proprietà è detto isotropico e tali sono considerati anche la covarianza e il semivariogramma associati. In realtà i fenomeni spaziali presentano molto spesso evidenti effetti direzionali; in alcune applicazioni geologiche, per esempio, le misure possono apparire altamente correlate in una determinata direzione e poco o affatto in quella ortogonale. In tal caso i fenomeni si dicono anisotropi (Journel & Huijbregts, 1978). Vi sono due tipi di anisotropia: quella più semplice si verifica quando lo stesso modello di variogramma e lo stesso sill sono comuni a tutte le direzioni, mentre cambia solamente il *range*. In queste situazioni si ha un unico *sill* che viene raggiunto dal semivariogramma a distanze diverse (*range*). In particolare si avrà una determinata direzione in cui il *range* risulta massimo (a_{max}), mentre in quella ortogonale risulta minimo (a_{min}).

Questo tipo di anisotropia è detta geometrica e il rapporto fra il range minimo e quello massimo è noto come rapporto di anisotropia:

$$R = r_{min}/r_{max} \quad (4.19)$$

La terminologia usata in questo caso è quella relativa ad una ellisse espressa in coordinate polari. Sia $Z(\mathbf{h})$ un processo con anisotropia geometrica e si supponga di disporre di un numero sufficiente di punti sperimentali per poter calcolare il variogramma sperimentale secondo diverse classi di angolo $\theta \in \{\theta, \delta\theta, 2\delta\theta, \dots, 180^\circ\}$. Per ciascuno di questi angoli, il semivariogramma corrispondente mostra un range effettivo a_θ .

Un diagramma in coordinate polari (a_θ, θ) sarà rappresentato da un'ellisse con l'asse maggiore nella direzione di a_θ massimo e l'asse minore in direzione ortogonale. Una opportuna rotazione produrrà un nuovo sistema di assi coordinati allineati con quelli principali dell'ellisse: a questo punto sarà necessario un cambiamento di scala (*rescaling*) per l'asse minore in modo da riportarlo alla stessa lunghezza di quello maggiore. Se si indica con θ l'angolo dell'asse maggiore dell'ellisse (misurato in senso antiorario a partire dall'asse delle x), la matrice di trasformazione corrispondente alla rotazione ed espressa in termini dell'angolo θ e del rapporto di anisotropia R è data da:

$$H(\theta) = \begin{pmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\frac{\sin \theta}{R} & \frac{\cos \theta}{R} \end{pmatrix} \quad (4.20)$$

Per una coppia di punti P_1P_2 con coordinate (x_1, y_1) e (x_2, y_2) nel sistema originario, la loro distanza nel sistema ruotato si otterrà dapprima trasformando le componenti $\delta x = x_1 - x_2$ e $\delta y = y_1 - y_2$, mediante la matrice H :

$$\begin{pmatrix} \delta x' \\ \delta y' \end{pmatrix} = H \begin{pmatrix} \delta x \\ \delta y \end{pmatrix} \quad (4.21)$$

Per cui la distanza trasformata è data da:

$$h' = \sqrt{(\delta x')^2 + (\delta y')^2} \quad (4.22)$$

Quindi il semivariogramma originario, espresso in funzione di h e θ verrà trasformato in una funzione della sola distanza h' :

$$\gamma(h') = \gamma(h, \theta) \quad (4.23)$$

Questo è l'unico variogramma che sarà impiegato nei calcoli successivi del kriging.

Agli assi principali dell'ellisse di anisotropia geometrica si può dare la seguente interpretazione: la direzione dell'asse maggiore corrisponde a quella lungo la quale il processo spaziale appare più continuo e quindi più fortemente correlato mentre l'opposto vale per la direzione ortogonale. In alcuni casi tali direzioni sono note a priori, per esempio quando si conosce la geologia di una data regione, mentre quando non si sa nulla circa l'esistenza di possibili anisotropie è necessario calcolare il variogramma sperimentale in 4-6 direzioni per rilevare eventuali differenze anisotropiche. L'unica condizione per la ricerca di eventuali anisotropie è la disponibilità di un numero adeguato di campioni. Quando il tipo di struttura spaziale o il *sill* o entrambi variano in funzione della direzione si ha l'anisotropia zonale.

Questo tipo di variazioni spaziali sono comunemente incontrate negli studi geopedologici. In questo caso non è possibile trasformare il semivariogramma originario in un altro equivalente isotropico e per trattare questo tipo di anisotropia si usa un modello *nested* congiuntamente all'approccio seguito per l'anisotropia geometrica. In pratica il processo di calcolo procede adattando un modello di semivariogramma con più strutture spaziali e per tutte o alcune di esse si trascura il contributo di uno degli assi ruotati ponendo ad infinito il *range* corrispondente.

6. Interpolazione mediante Kriging

Il kriging è una tecnica che permette di ottenere stime ottimali e non distorte della variabile regionalizzata in punti non campionati, utilizzando i risultati dell'analisi strutturale, precedentemente descritta, e la serie dei dati sperimentali.

Una proprietà molto utile del kriging è che per ogni valore stimato viene calcolato anche un termine di errore (varianza dell'errore di stima o di kriging), fornendo pertanto una misura dell'affidabilità dell'interpolazione.

Le forme più semplici di kriging consentono la stima di valori puntuali (*kriging puntuale*) o areali (*kriging a blocchi*) e presuppongono stazionarietà nei dati (Castrignanò e Buttafuoco, 2004).

6.1 Kriging puntuale

Un altro importante utilizzo del semivariogramma, oltre che nell'analisi strutturale, è nel processo di interpolazione, chiamato kriging che, tenendo conto della correlazione esistente fra campioni vicini, permette di stimare con la minima varianza in un punto non campionato, il valore non distorto di un generico attributo z . Sotto queste ipotesi si dice che lo stimatore di kriging è BLUE (*Best Linear Unbiased Estimator*).

Il kriging consiste essenzialmente in una media mobile pesata per la stima di un punto non campionato $z(x_0)$ dai punti vicini $z(x_i)$. Nel caso di funzione casuale strettamente stazionaria, con media globale m , lo stimatore lineare di kriging, detto kriging semplice, assume la forma:

$$z_{SK}^*(x_0) = \sum_{i=1}^N \lambda_i z(x_i) + \left[1 - \sum_{i=1}^N \lambda_i \right] m \quad (4.24)$$

dove il simbolo * sta ad indicare il valore calcolato; N è il numero dei valori misurati $z(x_i)$ che intervengono nella stima del valore interpolato, λ_i sono i pesi ed m la media globale supposta nota e costante su tutta l'area in esame.

La forma più comunemente usata di kriging è quello ordinario, che tiene conto delle fluttuazioni locali della media limitando la condizione di stazionarietà ad un intorno del punto x_0 . A differenza del kriging semplice, la media non è supposta nota e l'algoritmo di interpolazione assume la seguente forma:

$$z^*(x_0) = \sum_{i=1}^N \lambda_i z(x_i) \quad (4.25)$$

Il problema della stima si riduce, pertanto alla determinazione di tali pesi in modo che siano soddisfatte le seguenti due condizioni:

1. la condizione di mancanza di distorsione dell'estimatore:

$$E[Z^*(x_0) - Z(x_0)] = 0 \quad (4.26)$$

dove $z^*(x_0)$ e $z(x_0)$ sono rispettivamente, il valore stimato e quello misurato della variabile considerata nel punto interpolato x_0 , che produce la seguente relazione:

$$\sum \lambda_i = 1 \quad (4.27)$$

da cui discende la proprietà di correttezza dello stimatore, nel senso che nei punticampionati il kriging restituisce il valore misurato.

2. La condizione di minima varianza, che comporta la minimizzazione della varianza di stima soggetta alla condizione che i pesi relativi ai punti dell'intorno di interpolazione sommino ad 1.

Applicando il metodo Lagrangiano, si ottiene il seguente sistema di kriging:

$$\begin{cases} \sum_{j=1}^N \lambda_j \gamma(x_i, x_j) + \mu = \gamma(x_i, x_0) & i = 1, \dots, N \\ \sum_{j=1}^N \lambda_j = 1 \end{cases} \quad (4.28)$$

dove $\gamma(x_i, x_j)$ rappresenta il semivariogramma relativo ad ogni coppia di punti campionati (x_i, x_j) , mentre $\gamma(x_i, x_0)$ è relativo alla coppia formata da ciascun punto campionato x_i ed il punto interpolato x_0 ; μ è un moltiplicatore di Lagrange.

Il predetto sistema è costituito da $N+1$ equazioni in $N+1$ incognite, la cui soluzione fornisce gli N pesi λ_i e il moltiplicatore (μ), consentendo la stima di $z^*(x_0)$ e della sua varianza (σ^2), quest'ultima secondo la seguente relazione:

$$\sigma^2(x_0) = \mu + \sum_{i=1}^N \lambda_i \gamma(x_i, x_0) \quad (4.29)$$

La precisione della stima $z^*(x_0)$ può essere descritta dalla varianza di kriging o dalla sua radice quadrata σ_2 è determinata su tutto il dominio di stima ed è possibile tracciare le mappe dell'errore per rilevare le aree con valori elevati di varianza e per le quali sarebbe auspicabile intensificare il campionamento.

Un'interessante ed utile proprietà delle mappe dell'errore è che esse dipendono unicamente dal modello di semivariogramma adottato e dalla disposizione

relativa dei punti campionati, ma non dai valori assoluti rilevati nei suddetti punti (Castrignanò e Buttafuoco, 2004).

6.2 Proprietà del Kriging

Le principali proprietà del kriging che lo fanno preferire ad altre procedure lineari di interpolazione possono essere riassunte nella seguente modo:

1. L'esistenza e l'unicità della soluzione è assicurata se la matrice di covarianza spaziale $C(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_j)$ è semi-definita positiva e se non esiste alcuna coppia di punti completamente ridondanti, ovvero ad una distanza inferiore al livello di risoluzione prescelto.
2. La varianza associata allo stimatore è la più piccola possibile. Il minimo della varianza dell'errore non significa che la stima di kriging $z^*(\mathbf{x}_0)$ sia necessariamente più vicina al valore vero $z(\mathbf{x})$ di quella fornita da qualsiasi altro interpolatore lineare. Questa proprietà deve intendersi valida solo in "media" sull'area di interpolazione A , a condizione che il modello strutturale prescelto (di covarianza spaziale o semivariogramma) sia effettivamente rappresentativo dell'intera area A e non soltanto dei dati disponibili su A .
3. Lo stimatore è non distorto. La condizione (2) assicura la mancanza di distorsione dello stimatore $z^*(\mathbf{x}_0)$, ovvero che $E[z^*(\mathbf{x}) - z(\mathbf{x})] = 0$ il che significa che, in media sull'area A l'errore di kriging è nullo.
4. Lo stimatore è un interpolatore esatto, nel senso che in ogni punto campionato il valore stimato eguaglia quello misurato.
5. Il kriging utilizza tutta l'informazione derivante dalla precedente analisi strutturale.

Esso, infatti, tiene conto:

- della configurazione globale dei dati attraverso $\gamma(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_0)$;
- delle caratteristiche strutturali, ovvero di continuità del mezzo; tramite l'esatta inferenza del modello di variogramma $\gamma(h)$.

In sintesi, il kriging rappresenta un miglioramento rispetto agli interpolatori lineari tradizionali, poiché prende in considerazione la struttura spaziale e tiene conto della effettiva ridondanza dei dati. Tuttavia, esso non fornisce una misura locale dell'errore, a meno che la varianza dell'errore $[z^*(\mathbf{x}) - z(\mathbf{x})]$ non sia assunta indipendente dagli effettivi valori dei dati e dipendente soltanto dalla loro configurazione spaziale. Quest'ultima ipotesi è in realtà estremamente forte e risulta verificata solo nel caso di distribuzione normale della variabile casuale $z(\mathbf{x})$. Questo spiega la tendenza diffusa, non sempre giustificata, a preferire il modello gaussiano ad altri tipi di distribuzione (Castrignanò & Buttafuoco, 2004).

6.3 Co-Kriging

La distribuzione spaziale di una proprietà può essere spesso collegata ad altre proprietà caratterizzate dagli stessi processi spaziali. Alcune proprietà, infatti, sono dette coregionalizzate e sono spazialmente dipendenti da altre.

Quando una o più variabili sono stimate come combinazione lineare, sfruttando sia la dipendenza spaziale che quella fra le variabili, la tecnica prende il nome di *Co-Kriging*.

Per il Co-Kriging è importante separare il caso isotropico, in cui tutte le variabili sono misurate alle stesse locazioni, da quello eterotopico, in cui in alcuni punti sono misurate solo alcune variabili. Il caso eterotopico, in cui la variabile di interesse è sotto campionata è stato analizzato ampiamente in letteratura e numerosi esempi mostrano

i vantaggi derivanti dal prendere in considerazione l'informazione fornita dalle variabili ausiliarie correlate con la variabile di interesse (primaria). In ogni caso, comunque, l'obiettivo del Co-Kriging è quello di ridurre la varianza del kriging.

I principali concetti del Co-Kriging descritti di seguito si riferiscono ad una sola covariabile, ma le equazioni possono essere estese anche ad altre covariabili (Journel & Huijbregts, 1978).

Una misura della variabilità congiunta fra due variabili z_1 e z_2 è rappresentata dal semivariogramma incrociato:

$$\gamma_{12}(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^n [z_1(x_i) - z_1(x_i + h)][z_2(x_i) - z_2(x_i + h)] \quad (4.30)$$

dove $N(h)$ è il numero della coppia di valori separati dal vettore h ; le variabili z_1 e z_2 non necessariamente hanno bisogno di avere lo stesso numero di campioni, ma il semivariogramma incrociato viene calcolato utilizzando solo le posizioni dove entrambe le variabili sono misurate. La dipendenza spaziale delle proprietà correlogrammate possono essere determinate utilizzando un correlogramma incrociato (McBratney & Webster, 1983).

Il valore della variabile sottocampionata \hat{z}_2 è stimato come media pesata dei valori osservati delle covariabili z_1 e z_2 . Il valore della variabile \hat{z}_2 è dato da:

$$\hat{z}_2(x_0) = \sum_{i=1}^{n_1} \lambda_{1i} z_1(x_{1i}) + \sum_{j=1}^{n_2} \lambda_{2j} z_2(x_{2j}) \quad (4.31)$$

dove λ_{1i} e λ_{2j} sono i pesi associati a z_1 e z_2 , rispettivamente, mentre n_1 e n_2 indicano il numero dei vicini a z_1 e z_2 coinvolti nella stima di \hat{z}_2 in ogni posizione.

6.4 Varianti del kriging

Sia il kriging puntuale che quello a blocchi presuppongono una ipotesi di stazionarietà. Quando questa assunzione non è più verificata, è necessario ricorrere ad altre procedure di stima più complesse. Se i dati presentano una forma debole di non stazionarietà, la variabile in studio $Z(x)$ può essere scritta nella forma:

$$Z(x) = m(x) + r(x) \quad (4.32)$$

In questo caso la variabile casuale $Z(x)$ è la somma di una componente di tipo casuale $r(x)$, più un trend $m(x)$ di tipo lineare o espresso da una qualsiasi funzione deterministica.

Poiché la funzione risultante non è più stazionaria, per la sua stima si possono seguire le seguenti procedure:

1. Stimare separatamente il trend; sottrarlo ai valori campionati (*residui*) e calcolare mediante il kriging i residui stazionari; sommare i due termini (*trend e residuo*) per ottenere la stima della variabile originaria.
2. Considerare per la variabile da stimare il modello trend più residuo, dove il trend viene modellato come la somma di $L+1$ funzioni $f_l(x)$ ed il residuo come una variabile casuale la cui correlazione spaziale è descritta dalla covarianza spaziale o dal semivariogramma. Pertanto il trend $m(x)$ può essere espresso come:

$$m(x) = \sum_{l=0}^L a_l f_l(x) \quad (4.33)$$

dove f_l sono funzioni note linearmente indipendenti, a_l coefficienti non noti.

Mentre la conoscenza di questi coefficienti è necessaria per la stima del variogramma non lo è per il kriging. Lo stimatore di kriging assume sempre la forma (eq. 4.25), ma le equazioni del sistema devono essere opportunamente modificate:

$$\sum_{i=1}^N \lambda_i \gamma(x_i, x_j) + \sum_{l=0}^L \mu_l f_l(x_j) = \gamma(x_0, x_j) \quad (4.34)$$

dove il semivariogramma γ è sostituito dal semivariogramma dei residui e gli N pesi λ_i soddisfano un set di $L+1$ condizioni lineari:

$$\sum_{i=1}^N \lambda_i f_l(x_i) = f_l(x_0) \quad l = 0, 1, \dots, L \quad (4.35)$$

La scelta più semplice per le funzioni f_l è rappresentata da polinomi, per cui nel caso unidimensionale si ha: $f_0(x)=1, f_1(x)=x, f_2(x)=x^2, \dots$

La varianza di kriging è data da:

$$\sigma_{UK}^2(x_0) = \sum_{i=1}^N \lambda_i \gamma(x_i, x_0) + \sum_{l=0}^L \mu_l f_l(x_0) \quad (4.36)$$

Questo approccio viene chiamato kriging universale o kriging non stazionario di ordine L . È importante precisare la necessità di definire una sub-regione di A in cui sia valida l'ipotesi di stazionarietà per poter calcolare la covarianza spaziale o il semivariogramma dei residui.

3. Alternativamente si può ricorrere a metodi avanzati basati sul concetto di funzione casuale intrinseca, che non richiede una stima della deriva, ma solo una scelta del tipo di funzione matematica usata per il modello di covarianza generalizzata.

6.5 Cross validation

Abbiamo visto che l'approccio geostatistico differisce da altri metodi di mappatura poiché le stime nei punti non campionati dipendono dal modello di continuità spaziale scelto e che esso cambia con l'area e con la variabile studiata. Noi assumiamo che per una data area il modello di variogramma adattato ai valori del variogramma sperimentale sia il vero variogramma per la suddetta area. La qualità del kriging puntuale per un determinato modello di variogramma scelto può essere valutata effettuando una validazione incrociata (cross validation) (Davis, 1987). Essa consiste nel rimuovere un campione $z(x_i)$ dai dati misurati e nello stimare il suo valore $z^*(x_i)$ utilizzando i restanti dati ed il modello di variogramma scelto. Questa procedura è poi ripetuta per tutti gli altri campioni.

La differenza fra la stima e il valore sperimentale rappresenta l'errore sperimentale: un criterio generalmente usato per valutare la bontà del kriging consiste nel calcolare la media e la varianza dell'errore standardizzato.

Entrambe le statistiche dovrebbero essere il più vicino possibile a zero. Lo scostamento significativo della media dal valore nullo potrebbe suggerire l'impiego di

un modello non stazionario. La varianza dell'errore dovrebbe, inoltre, essere quanto più vicina possibile alla varianza di stima o di kriging (σ) per cui il rapporto fra i due tipi di varianza dovrebbe approssimare l'unità. Comunque si tratta di due test semi-empirici per la difficoltà a definire i gradi di libertà, per cui l'ipotesi "nulla" non può pertanto venire oggettivamente accettata o rifiutata ad un dato livello di probabilità.

Tuttavia è da notare che la cross-validation non rappresenta la validazione propriamente detta, consistente nel confronto fra le stime e i corrispondenti valori misurati in punti tratti da un insieme di dati indipendente da quello utilizzato per il processo di stima.

7. Spazializzazione dell'indice R in Campania

7.1 Database dei dati pluviometrici

Per effettuare la modellazione spaziale ed individuare i diversi periodi erosivi in relazione alle variazioni temporali nelle caratteristiche delle precipitazioni a scala regionale è stato costituito un database di stazioni pluviometriche contenente i valori di erosività mensile, stagionale ed annuale.

Come anche riferito nel capitolo III, le stazioni che registrano in automatico i dati pluviometrici sono in numero non adeguato e distribuite in modo non omogeneo sul territorio. Pertanto, è stato messo a punto un modello (cap. III § 3.3.2) di stima dell'erosività da variabili facilmente disponibili per circa 300 stazioni pluviometriche, derivanti dalla ex rete del Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale e distribuite sul territorio campano e su alcuni bacini circostanti.

E' importante ricordare che il modello è stato calibrato mediante l'utilizzo di dati di pioggia attuali, (acquisiti da stazioni automatiche con dati registrati tra il 1994 ed il 2008) per stimare l'erosività con dati storici (acquisiti da stazioni meccaniche con tempo di registrazione compreso tra il 1953 ed il 1999). Inoltre per sfruttare il più possibile i dati a disposizione ed effettuare una modellazione con un numero elevato di informazioni, è stata verificata l'opportunità di potere utilizzare anche alcune stazioni automatiche per completare il database per la definizione dell'erosività stagionale.

Per questi due motivi si è verificato che gli errori legati ad un eventuale variazione climatica nel tempo o ad una diversa modalità di acquisizione dei dati, possano essere inferiori o comunque comparabili all'errore di stima del modello.

Questa verifica è stata effettuata sia confrontando le statistiche utilizzate per la definizione del modello (piogge cumulate mensili ed i massimi giornalieri), sia confrontando l'erosività stimata e calcolata per 52 stazioni (26 stazioni automatiche e 26 stazioni meccaniche). La selezione delle stazioni è stata effettuata considerando quelle vicine entro una distanza di circa 1 km (Tab.4.1).

Tab.4.1 Stazioni automatiche e meccaniche selezionate

STAZIONI AUTOMATICHE		STAZIONI MECCANICHE		DISTANZA (m)
Nome	Codice staz.	Nome	Codice staz.	
Grazzanis	12243	Grazzanise	1770	539
Montella	12255	Montella	1304	1084
Castelluccio	12273	Sicignano (Castelluccio Cosentino)	2670	1044
Montemarano	12276	Montemarano	1310	1160
Senerchia	12286	Senerchia	2480	1277
Bellosgua	12309	Bellosguardo	2730	885
S. Angelo d'Alife	17272	S. Angelo d'alife	1130	2652
Battipaglia	17411	Battipaglia	2440	1471

STAZIONI AUTOMATICHE		STAZIONI MECCANICHE		DISTANZA (m)
Caposele	18408	Caposele/(acquedotto pugliese)	2460	1385
Liberi	18889	Merangeli di Liberi	1750	1483
Napoli Camaldoli	18891	Napoli (camaldoli)	1910	1141
S. Agata	18899	S. Agata dei goti	1730	1669
Cava dei Tirreni	18917	Cava de' tirreni (ente prov tur)	2300	1080
Capri	18919	Capri (aeronautica militare)	3040	609
Massa Lub	18921	Massalubrense (frazione Turro)	2140	873
Pellezzano	18925	Pellezzano	2340	1224
Lettere	18927	Gragnano	2070	1215
Forino	18939	Forino	2010	806
Caiazzo	18947	Caiazzo	1740	689
Pozzuoli	18953	Pozzuoli/pozzuoli (solfatarata)	1885	810
Salerno (Genio Civile)	18957	Salerno	2350	1066
Colle Sannita	20897	Colle sannita	1530	476
Avella	20909	Avella	1800	1265
Sarno ex	38445	Sarno/sarno (s.maria la foce)	2040	553
Avigliano	38525	Avigliano	2600	1287
Gioi Cilento	38533	Gioi cilento	2840	530

Una prima verifica è stata effettuata considerando le differenze relative (D_r) su scala mensile tra i valori mediани delle piogge cumulate mensili (Fig. 4.3a) e tra i valori mediани delle piogge massime giornaliere (Fig. 4.3b) calcolati per le stazioni automatiche (Me_{aut}) e per le stazioni meccaniche (Me_{mec}):

$$D_r = \frac{(Me_{aut} - Me_{mec})}{Me_{aut}} \quad (4.37)$$

Rappresentando graficamente i valori delle differenze relative (Fig. 4.3) per entrambe le variabili e confrontandole, si osserva un andamento mensile alquanto paragonabile, con la presenza di valori molto elevati nel mese di agosto, in cui D_r medio è di oltre -50%. Negli altri mesi, invece, le differenze si mantengono entro un range di $\pm 50\%$.

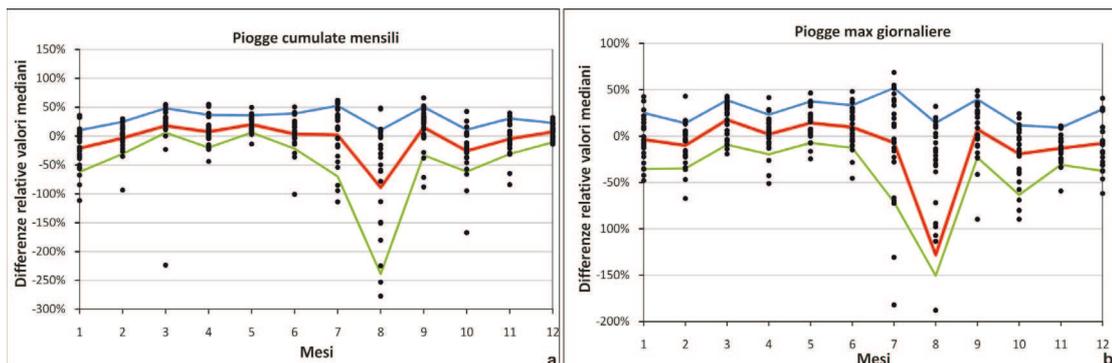


Fig.4.3 Differenze relative tra i valori mediани delle piogge cumulate mensili (a) e delle piogge max giornaliere (b) calcolati per le stazioni automatiche e meccaniche. Le linee rossa, verde e blu indicano rispettivamente la media, il 10° ed il 90° percentile.

Una verifica simile è stata effettuata esaminando anche i valori medi di erosività e valutando prima le differenze relative (D_r) tra l'erosività stimata col modello (R_{mod}) e quella calcolata direttamente (R_{cal}) per le stazioni automatiche (Fig. 4.4a):

$$D'_r = \frac{(R_{mod} - R_{cal})}{R_{mod}} \quad (4.38)$$

e successivamente la differenza relativa (D_r'') tra l'erosività stimata col modello per le stazioni automatiche ($R_{(aut)_{mod}}$) e le meccaniche ($R_{(mec)_{mod}}$) (Fig. 4.4b):

$$D_r'' = \frac{(R_{(aut)_{mod}} - R_{(mec)_{mod}})}{R_{(aut)_{mod}}} \quad (4.39)$$

Il grafico della figura 4.4a dà evidenza dell'errore di stima del modello, mentre il grafico della figura 4.4b mostra soprattutto gli errori che si commettono prendendo in considerazione i dati acquisiti da pluviometri differenti (errori dovuti al diverso metodo di acquisizione del dato, alla diversa posizione spaziale dei pluviometri appartenenti ad una stessa località, agli eventuali cambiamenti nelle condizioni climatiche). Anche in questo caso dai grafici si osserva un andamento paragonabile dei valori.

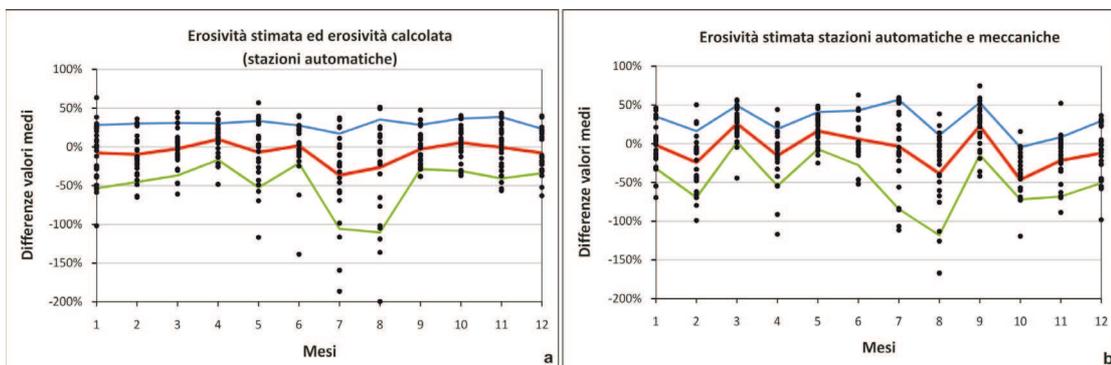


Fig. 4.4 Differenze relative dei valori medi di erosività stimata e calcolata per le stazioni automatiche (a) e di erosività stimata tra le stazioni automatiche e meccaniche (b). Le linee rossa, verde e blu indicano rispettivamente la media, il 10° ed il 90° percentile.

Un'ulteriore verifica è stata svolta calcolando alcuni indici statistici (Tab.4.2) , quali l'indice di efficienza di Nash-Sutcliffe (1970), il BIAS e l'MRAE (cap. III § 3.3.3) dalle differenze relative ottenute tra l'erosività calcolata delle stazioni automatiche e quella delle stazioni meccaniche (eq. 4.39) e confrontandoli con quelli ottenuti in fase di calibrazione e validazione del modello (cap. III § 3.4.2; Tab. 3.9).

Tab.4.2 Indici statistici relativi all'erosività stimata con il modello per le stazioni automatiche e meccaniche

	BIAS (MJ·mm·ha ⁻¹ ·h ⁻¹)	MRAE	NS
	ero.aut.- ero.mec.	ero.aut.- ero.mec.	ero.aut.- ero.mec.
MENSILE	8	31%	0.83
ANNO	91	13%	0.98
AUTUNNO	-2	18%	0.96
INVERNO	6	19%	0.95
PRIMAVERA	87	16%	0.95
ESTATE	0	28%	0.93

Dal confronto degli indici delle due tabelle si nota come i valori siano paragonabili. Questa verifica, insieme alle due precedenti mostrano che, ammesso che sia stato un cambiamento del clima nel tempo, l'errore del modello risulta paragonabile a quello commesso nel valutare l'erosività storica (erosività dei dati pluviometrici delle stazioni meccaniche) da dati di pioggia attuali (dati dei pluviometri automatici).

Una volta stabilita la possibilità di utilizzare anche le stazioni automatiche si è proceduto alla costruzione del database, considerando alcuni criteri di selezione delle stazioni. Per le automatiche non sono state considerate quelle con anni di funzionamento inferiore a 10 in aggiunta alle 26 stazioni in comune con le meccaniche. Tra le stazioni meccaniche, invece, sono state scartate tutte quelle con anni di funzionamento inferiore a 20.

Dopo questa fase si è costruito il database delle stazioni utilizzate per la modellazione dell'indice di erosività della Campania, costituito da 231 stazioni (Tab.4.3) con il corrispettivo riferimento del codice, della quota, della tipologia (meccanica o automatica) e dei valori di erosività mensile, stagionale ed annuale.

Tab.4.3 Database delle stazioni per la definizione delle mappe di erosività

COD.	TIPO	R1	R2	R3	R4	R5	R6	R7	R8	R9	R10	R11	R12	R anno	R prim.	R est.	R aut.	R inv.
30	mecc	181	159	135	154	163	119	82	192	571	679	524	292	3251	452	393	1775	632
40	mecc	126	123	111	96	135	73	98	169	380	616	351	197	2475	342	340	1347	446
670	mecc	191	174	138	157	173	170	148	246	599	606	512	304	3417	468	563	1717	669
680	mecc	279	232	181	205	200	178	124	318	586	825	894	483	4506	587	621	2305	993
760	mecc	133	128	114	120	131	213	223	311	543	732	711	274	3633	365	747	1986	535
780	mecc	167	189	101	112	150	127	180	163	692	660	624	267	3431	363	469	1976	624
790	mecc	175	133	141	196	172	186	215	309	670	622	763	263	3844	508	711	2055	571
800	mecc	129	143	109	142	166	187	212	232	541	688	645	241	3435	417	631	1874	513
837	mecc	107	112	95	174	209	187	182	231	580	569	456	226	3126	477	599	1604	445
840	mecc	160	195	155	140	189	150	143	193	616	771	599	318	3630	485	485	1986	673
850	mecc	153	118	122	116	139	133	103	147	410	493	453	205	2593	377	383	1357	476
890	mecc	211	185	190	210	279	240	154	279	586	871	703	506	4414	679	673	2161	902
900	mecc	156	147	126	151	177	148	111	208	432	516	427	253	2853	454	467	1374	557
910	mecc	177	131	122	141	167	221	140	246	594	643	507	252	3340	430	607	1743	560
912	mecc	88	81	92	109	136	118	120	158	418	411	338	156	2223	337	395	1167	324
920	mecc	106	95	93	111	109	112	83	195	507	473	406	166	2457	313	391	1386	368
930	mecc	165	127	131	143	190	128	80	427	726	724	587	275	3703	463	635	2037	568
990	mecc	103	123	94	135	174	174	244	255	404	472	385	198	2759	402	673	1260	424
1000	mecc	101	104	98	115	138	146	221	174	450	391	408	204	2551	351	541	1249	409
1030	mecc	125	120	107	133	160	177	178	242	437	496	576	202	2953	400	597	1509	447
1044	mecc	89	194	109	182	312	222	141	276	745	787	568	307	3932	602	639	2101	590
1047	mecc	181	236	149	288	330	292	212	440	921	551	669	413	4681	767	943	2142	829
1050	mecc	149	167	131	160	178	177	146	215	659	686	523	288	3478	469	538	1868	604
1070	mecc	157	166	159	141	188	186	139	279	623	621	608	318	3585	489	603	1853	641
1090	mecc	197	219	185	222	273	311	219	356	691	770	690	387	4520	680	886	2151	802
1110	mecc	167	201	159	188	232	239	198	398	801	797	718	388	4484	579	834	2316	755
1120	mecc	181	188	130	131	215	165	125	421	714	642	596	247	3756	476	712	1953	616
1130	mecc	128	117	114	125	114	184	137	263	298	485	415	198	2577	353	584	1198	443
1150	mecc	342	337	283	387	409	359	261	468	972	1011	1198	699	6724	1079	1088	3181	1378
1160	mecc	457	400	347	343	325	304	192	361	816	1109	1051	774	6479	1015	856	2976	1631
1170	mecc	254	253	229	311	344	336	309	423	679	753	835	537	5263	884	1068	2267	1044
1190	mecc	143	187	133	175	199	221	136	322	473	450	496	243	3177	507	678	1419	573
1210	mecc	206	169	191	188	221	215	273	437	711	672	584	356	4225	600	926	1967	732
1250	mecc	399	305	297	352	327	423	360	473	659	996	721	594	5906	976	1256	2376	1298

COD.	TIPO	R1	R2	R3	R4	R5	R6	R7	R8	R9	R10	R11	R12	R anno	R prim.	R est.	R aut.	R inv.
1270	mecc	163	146	139	175	230	294	364	348	635	561	418	278	3751	543	1007	1614	587
1280	mecc	147	155	122	140	173	222	210	310	561	453	387	238	3118	436	741	1401	540
1304	mecc	263	301	224	365	283	141	179	304	809	868	821	509	5066	871	624	2498	1073
1310	mecc	109	86	102	169	153	124	121	260	400	526	375	260	2685	424	506	1300	455
1320	mecc	226	238	181	240	171	149	152	258	694	745	657	561	4273	592	559	2097	1025
1330	mecc	132	103	91	116	145	150	141	231	430	374	334	184	2431	352	522	1138	419
1340	mecc	136	83	97	124	151	151	139	204	273	446	299	234	2339	372	494	1019	454
1350	mecc	118	118	92	145	145	154	171	227	408	354	385	202	2519	381	552	1147	439
1360	mecc	82	64	66	85	102	153	144	163	222	238	236	123	1676	253	460	695	268
1370	mecc	110	73	91	116	215	163	155	226	330	328	303	168	2276	422	544	961	351
1380	mecc	111	90	82	144	153	128	178	201	319	283	259	159	2108	379	508	861	360
1390	mecc	107	98	82	137	143	139	214	208	321	346	242	161	2200	361	562	909	367
1400	mecc	81	72	79	103	142	178	173	244	269	287	216	165	2010	324	595	773	319
1420	mecc	64	56	52	95	107	122	212	221	216	239	167	115	1666	254	555	622	235
1430	mecc	77	59	53	86	122	127	184	230	290	280	199	125	1830	261	540	769	261
1440	mecc	94	84	79	119	140	185	194	274	336	248	251	139	2143	339	652	835	316
1450	mecc	48	50	54	67	95	96	165	157	212	194	186	98	1423	216	418	592	196
1460	mecc	94	71	77	100	111	146	100	176	300	405	280	139	2000	287	423	985	304
1470	mecc	57	62	68	80	104	147	124	230	233	231	264	125	1727	252	501	728	245
1490	mecc	266	258	190	233	226	196	184	330	476	570	724	439	4091	648	710	1770	963
1500	mecc	183	173	152	208	158	183	156	345	317	440	438	381	3135	518	685	1195	738
1510	mecc	96	86	76	104	129	181	141	185	300	343	273	181	2096	309	507	917	363
1520	mecc	99	92	92	106	162	186	211	187	292	341	258	197	2224	360	583	891	388
1530	mecc	101	94	100	125	146	161	160	204	328	331	299	202	2251	371	525	958	396
1540	mecc	105	76	72	95	115	139	104	155	315	307	237	148	1868	282	398	859	329
1550	mecc	87	79	77	100	109	146	148	200	309	338	271	141	2004	286	494	918	306
1560	mecc	80	74	68	87	102	110	113	138	270	299	252	127	1720	257	361	822	280
1562	mecc	52	60	63	82	95	95	115	195	226	206	221	105	1515	240	404	653	217
1570	mecc	82	64	65	95	123	135	146	161	250	264	246	137	1767	284	442	759	283
1580	mecc	85	65	73	94	123	130	110	210	264	302	265	163	1884	290	450	831	313
1600	mecc	243	210	217	240	217	162	114	243	569	758	607	505	4085	674	519	1935	958
1602	mecc	344	261	300	312	326	171	124	391	717	1080	786	454	5264	938	686	2582	1059
1610	mecc	185	161	152	198	193	177	106	187	401	435	499	303	2998	544	471	1335	649
1620	mecc	335	294	303	319	520	335	261	440	902	846	998	575	6129	1142	1036	2746	1204
1640	mecc	219	172	179	236	194	129	162	223	476	531	676	368	3566	609	514	1684	759
1650	mecc	119	87	95	133	142	179	185	239	373	404	353	197	2507	371	602	1130	404
1660	mecc	142	118	122	154	150	143	139	243	418	452	404	224	2710	426	525	1274	484
1670	mecc	264	214	185	252	232	165	137	267	468	462	679	510	3834	669	569	1609	987
1680	mecc	172	149	130	173	187	177	142	264	401	365	285	313	2758	491	583	1051	634
1690	mecc	105	101	99	144	169	229	143	253	539	491	367	191	2830	411	625	1397	397
1700	mecc	149	128	108	152	171	225	240	326	550	460	371	276	3158	431	791	1382	553
1710	mecc	225	168	159	206	237	205	183	273	591	646	522	367	3781	602	661	1759	759
1720	mecc	118	141	132	157	190	156	218	273	417	391	317	238	2746	479	647	1125	496
1730	mecc	147	123	149	183	174	175	214	204	475	638	345	255	3083	506	594	1458	525
1740	mecc	152	122	96	139	152	150	94	202	510	528	347	197	2688	387	445	1385	471

COD.	TIPO	R1	R2	R3	R4	R5	R6	R7	R8	R9	R10	R11	R12	R anno	R prim.	R est.	R aut.	R inv.
1750	mecc	226	165	180	243	288	218	129	449	478	584	548	375	3882	711	795	1611	765
1758	mecc	80	76	79	122	118	113	85	173	380	369	284	142	2021	318	372	1033	298
1760	mecc	94	92	88	104	141	119	101	169	509	493	313	173	2395	333	388	1315	359
1770	mecc	142	111	124	133	148	151	117	179	527	610	470	227	2937	405	447	1606	480
1775	mecc	97	103	67	93	115	80	56	297	449	394	330	149	2230	275	434	1172	349
1780	mecc	157	135	150	193	233	225	217	252	468	469	522	247	3268	575	694	1459	539
1790	mecc	139	92	92	120	167	143	128	204	490	406	384	236	2601	379	475	1279	467
1800	mecc	153	111	137	170	197	193	198	235	528	399	361	246	2929	504	627	1288	510
1820	mecc	101	77	94	115	132	104	80	207	542	499	348	185	2485	341	391	1390	363
1830	mecc	104	78	90	93	126	86	86	203	428	471	347	171	2283	309	375	1246	353
1835	mecc	104	81	97	131	135	80	57	169	478	550	463	201	2547	364	306	1490	387
1840	mecc	120	68	96	104	182	138	139	153	532	573	382	203	2690	382	430	1487	390
1850	mecc	120	92	87	122	142	124	101	209	499	456	363	163	2478	351	434	1318	374
1852	mecc	139	94	113	145	160	146	152	179	405	517	358	253	2660	418	477	1280	486
1855	mecc	107	64	95	88	101	60	54	174	464	467	335	190	2199	284	288	1266	362
1870	mecc	104	72	73	86	84	66	57	200	295	508	329	149	2024	243	324	1133	325
1885	mecc	85	70	86	95	105	95	47	320	286	587	308	213	2296	286	461	1181	368
1910	mecc	144	68	92	84	111	71	86	217	414	408	341	197	2231	287	373	1162	408
1920	mecc	143	92	113	151	131	133	139	218	563	564	397	206	2851	394	490	1525	441
1930	mecc	121	83	80	93	120	91	99	177	448	458	369	207	2346	293	368	1275	411
1940	mecc	131	84	91	114	125	124	89	198	458	524	393	199	2530	330	410	1374	415
1970	mecc	125	72	95	87	101	110	134	169	469	400	321	197	2281	283	414	1191	393
1980	mecc	92	83	107	125	152	97	55	251	398	501	448	258	2567	385	403	1347	433
2000	mecc	132	84	99	135	161	109	80	208	433	396	377	203	2418	395	398	1207	419
2010	mecc	227	190	204	181	223	152	116	274	462	657	542	387	3615	608	543	1660	804
2022	mecc	234	165	165	194	208	206	77	297	928	634	722	403	4233	567	580	2285	802
2030	mecc	228	177	183	187	207	158	149	243	717	706	697	379	4032	578	550	2120	784
2040	mecc	142	95	114	138	128	128	123	176	393	449	415	228	2530	380	427	1257	465
2050	mecc	128	81	82	109	124	110	104	235	432	426	352	212	2395	315	449	1210	421
2070	mecc	363	279	263	290	218	136	122	233	625	721	703	512	4465	771	490	2049	1154
2080	mecc	248	127	158	165	170	95	90	218	537	500	514	334	3156	494	403	1551	709
2100	mecc	163	86	115	124	127	107	90	202	360	435	452	250	2512	366	399	1248	500
2110	mecc	174	115	124	127	148	106	85	245	558	519	510	283	2995	399	437	1587	572
2120	mecc	203	134	152	139	117	97	78	188	482	424	519	298	2830	408	362	1425	635
2140	mecc	196	113	134	126	115	81	87	315	510	529	431	358	2996	375	484	1470	667
2160	mecc	126	97	117	148	143	86	91	266	369	577	385	225	2631	409	444	1331	448
2170	mecc	197	162	165	185	203	142	109	282	624	643	628	333	3674	554	533	1895	693
2180	mecc	220	227	209	234	158	165	201	158	730	780	470	474	4026	601	524	1981	920
2190	mecc	156	125	145	121	132	95	93	120	339	474	343	227	2371	398	309	1157	507
2200	mecc	372	255	274	241	175	207	176	303	804	945	539	518	4811	690	687	2289	1145
2210	mecc	249	163	232	189	200	171	167	256	656	1054	531	476	4343	620	594	2241	888
2230	mecc	145	140	116	121	155	81	46	136	493	616	394	247	2689	392	263	1503	531
2250	mecc	297	259	287	211	198	147	113	383	803	976	697	459	4828	696	642	2476	1015
2260	mecc	236	175	179	125	171	81	73	217	452	599	440	328	3077	475	371	1491	740
2270	mecc	440	313	321	376	322	256	167	329	993	1188	1146	812	6664	1020	752	3327	1565

COD.	TIPO	R1	R2	R3	R4	R5	R6	R7	R8	R9	R10	R11	R12	R anno	R prim.	R est.	R aut.	R inv.
2280	mecc	399	320	237	221	238	217	111	272	947	1055	896	573	5488	696	601	2898	1292
2300	mecc	288	252	271	314	180	135	102	250	597	1137	949	519	4992	764	486	2683	1059
2310	mecc	376	388	298	317	278	204	87	306	842	1524	830	498	5947	892	597	3196	1261
2330	mecc	201	148	164	201	174	222	139	350	860	1077	592	342	4471	539	711	2529	692
2340	mecc	190	234	197	176	156	147	113	231	845	1099	718	402	4508	530	491	2662	825
2350	mecc	190	161	168	171	173	158	140	212	835	1023	477	320	4028	512	510	2334	672
2360	mecc	221	158	158	169	172	184	134	265	745	739	459	339	3743	499	584	1943	717
2385	mecc	217	206	211	249	214	205	176	296	768	860	636	474	4512	673	678	2263	897
2390	mecc	182	144	125	93	118	96	105	130	365	551	433	250	2592	336	331	1348	576
2400	mecc	153	117	115	123	82	108	101	346	537	665	448	284	3079	320	556	1650	554
2410	mecc	346	324	294	360	379	293	152	301	896	904	824	628	5702	1033	746	2625	1298
2422	mecc	322	239	194	336	274	501	204	368	657	941	795	501	5333	804	1073	2394	1062
2440	mecc	132	138	119	114	124	111	70	187	415	581	410	223	2624	357	367	1406	493
2450	mecc	141	94	85	107	157	176	111	403	302	404	339	182	2502	350	690	1045	417
2460	mecc	195	190	168	238	190	168	135	270	427	487	482	328	3278	596	573	1397	712
2480	mecc	284	280	226	298	216	182	186	250	606	625	720	501	4374	739	618	1952	1065
2510	mecc	164	148	152	182	206	149	165	241	373	448	363	325	2916	540	555	1184	637
2520	mecc	346	297	211	303	288	192	120	316	487	698	791	514	4562	802	627	1976	1156
2530	mecc	181	144	120	152	152	148	194	254	306	502	384	244	2782	425	596	1192	569
2550	mecc	118	100	91	111	110	141	130	179	243	320	301	207	2051	312	450	864	425
2560	mecc	255	196	183	265	216	159	199	302	463	497	445	455	3635	665	659	1405	906
2580	mecc	145	136	116	157	172	128	143	283	333	389	405	248	2656	445	554	1127	529
2590	mecc	84	91	66	89	105	117	97	117	272	241	221	127	1629	261	331	734	302
2600	mecc	111	85	91	129	148	149	193	214	277	289	258	150	2095	368	557	824	346
2620	mecc	125	104	86	114	106	135	109	203	225	279	304	166	1956	307	447	808	395
2640	mecc	81	98	78	122	119	100	141	155	303	327	265	174	1961	318	396	895	352
2650	mecc	180	149	112	163	182	144	146	309	300	320	402	250	2657	457	599	1022	579
2660	mecc	100	121	94	146	148	120	170	186	296	353	286	150	2173	389	476	935	372
2670	mecc	145	126	100	183	157	160	137	181	312	363	346	194	2405	440	478	1021	466
2680	mecc	353	267	284	249	299	221	183	318	639	636	645	440	4534	832	722	1921	1060
2690	mecc	160	145	154	157	195	126	74	307	548	583	427	290	3165	505	507	1558	594
2702	mecc	163	167	141	140	189	182	195	194	346	466	428	309	2921	470	572	1240	639
2710	mecc	247	208	189	226	218	128	89	319	568	496	419	332	3439	633	536	1483	787
2720	mecc	208	146	133	209	255	173	117	304	575	535	441	320	3416	597	594	1551	674
2750	mecc	245	210	202	202	192	118	86	198	404	504	527	374	3261	595	403	1435	829
2760	mecc	173	127	120	117	185	162	129	288	386	448	365	243	2745	423	580	1199	543
2770	mecc	149	109	113	135	138	139	103	207	402	509	366	240	2609	386	448	1277	497
2780	mecc	128	101	110	196	132	109	77	182	415	410	371	296	2528	438	368	1197	526
2790	mecc	111	92	72	97	90	84	68	153	390	332	271	174	1934	259	305	993	378
2800	mecc	174	148	147	198	245	191	94	291	475	555	520	290	3330	591	576	1550	612
2810	mecc	157	98	137	120	145	103	59	234	427	438	327	198	2443	402	396	1192	452
2820	mecc	172	129	134	160	171	148	83	253	496	512	415	231	2903	464	485	1423	532
2830	mecc	155	95	127	154	163	119	118	137	573	520	379	244	2785	444	374	1472	494
2840	mecc	164	129	132	180	172	178	132	280	605	471	369	215	3026	483	590	1445	508
2850	mecc	144	102	105	134	137	90	107	182	457	477	325	203	2463	376	379	1259	449

COD.	TIPO	R1	R2	R3	R4	R5	R6	R7	R8	R9	R10	R11	R12	R anno	R prim.	R est.	R aut.	R inv.
2860	mecc	242	167	148	205	249	210	140	503	543	528	602	341	3879	601	853	1673	751
2870	mecc	99	74	69	107	112	73	51	108	313	380	239	149	1774	288	232	932	322
2895	mecc	310	259	205	240	213	174	165	233	519	604	737	450	4111	658	572	1861	1020
2900	mecc	207	208	158	192	200	182	146	252	540	733	523	362	3703	550	579	1796	777
2920	mecc	290	268	271	295	268	200	169	422	673	697	629	425	4606	835	791	1998	983
2930	mecc	357	310	250	272	198	182	122	250	464	773	855	590	4623	720	554	2092	1258
2940	mecc	323	288	237	306	274	193	201	428	718	1042	787	558	5355	817	822	2547	1169
2950	mecc	482	322	321	316	271	198	196	404	673	1061	870	664	5777	908	798	2604	1468
2960	mecc	283	226	180	243	195	203	186	308	577	852	723	436	4413	618	697	2153	945
2970	mecc	304	238	214	266	207	224	153	308	620	882	666	396	4479	688	685	2168	938
2990	mecc	127	102	100	114	141	63	55	178	322	296	292	198	1987	355	296	909	427
3000	mecc	128	93	100	114	96	45	38	234	401	380	372	239	2240	309	317	1154	459
3040	mecc	58	40	57	64	61	46	47	163	224	276	181	134	1353	182	256	682	232
3969	mecc	69	47	67	119	131	128	186	231	283	263	241	109	1874	317	545	787	225
3974	mecc	115	91	95	148	117	311	193	243	271	296	305	162	2348	360	748	872	369
3976	mecc	71	56	83	163	146	137	129	162	221	284	194	97	1744	392	428	699	225
3965	mecc	119	108	118	182	222	131	120	207	449	540	483	261	2941	523	459	1472	488
3970	mecc	121	80	106	190	177	153	155	276	455	442	393	201	2748	473	584	1290	401
3967	mecc	95	70	75	142	150	117	160	266	353	378	317	176	2299	367	543	1048	341
3968	mecc	96	126	139	212	191	176	190	196	392	428	411	222	2779	542	563	1232	443
2730	mecc	151	132	115	177	174	141	85	261	504	500	373	275	2888	465	487	1378	557
38542	autom	64	118	153	90	223	89	165	214	284	199	265	184	2048	466	468	748	366
38545	autom	81	35	69	24	34	34	194	136	237	203	308	282	1637	127	364	748	398
s.c.	autom	194	58	140	78	93	113	164	59	472	247	188	183	1989	311	336	907	435
12247	autom	118	86	77	88	119	85	22	133	512	244	264	106	1854	284	240	1020	310
12263	autom	41	31	93	88	96	150	155	80	144	103	168	68	1217	277	385	415	140
12267	autom	94	121	101	114	111	122	172	178	298	224	240	216	1991	326	472	762	431
12290	autom	223	208	315	212	210	187	79	464	652	462	516	465	3993	737	730	1630	896
12294	autom	189	94	157	149	143	214	120	163	558	428	321	336	2872	449	497	1307	619
12307	autom	40	45	57	44	58	129	73	191	184	126	120	52	1119	159	393	430	137
15279	autom	215	86	195	215	163	173	156	186	566	413	290	375	3033	573	515	1269	676
15280	autom	318	94	188	265	264	213	205	326	664	306	420	415	3678	717	744	1390	827
15282	autom	342	178	249	232	279	281	312	254	683	346	363	406	3925	760	847	1392	926
15285	autom	308	126	171	273	393	316	198	352	818	295	400	404	4054	837	866	1513	838
17259	autom	101	65	189	110	197	274	294	161	324	154	256	243	2368	496	729	734	409
17262	autom	38	28	96	76	127	90	155	188	243	124	179	116	1460	299	433	546	182
17266	autom	114	67	165	69	130	80	101	203	350	338	375	161	2153	364	384	1063	342
17399	autom	73	121	272	146	127	266	78	172	241	294	305	211	2306	545	516	840	405
18385	autom	124	80	120	118	259	129	13	181	546	414	366	164	2514	497	323	1326	368
18393	autom	95	57	218	67	134	177	172	372	580	220	250	168	2510	419	721	1050	320
18398	autom	185	131	186	200	224	125	169	146	526	350	640	409	3291	610	440	1516	725
18770	autom	125	87	224	106	153	203	192	1153	448	256	201	218	3366	483	1548	905	430
18887	autom	262	125	214	158	150	192	272	230	378	702	428	293	3404	522	694	1508	680
18893	autom	395	215	399	232	246	271	671	343	723	430	851	572	5348	877	1285	2004	1182
18895	autom	88	145	676	136	201	225	218	308	492	206	335	278	3308	1013	751	1033	511

COD.	TIPO	R1	R2	R3	R4	R5	R6	R7	R8	R9	R10	R11	R12	R anno	R prim.	R est.	R aut.	R inv.
18897	autom	386	193	348	193	232	228	541	382	506	354	979	472	4814	773	1151	1839	1051
18901	autom	238	96	231	127	199	98	271	333	647	351	513	271	3375	557	702	1511	605
18903	autom	110	75	107	159	307	220	765	239	450	268	305	187	3192	573	1224	1023	372
18905	autom	523	334	413	262	368	245	303	294	543	443	986	780	5494	1043	842	1972	1637
18923	autom	250	177	404	158	355	319	136	232	805	402	432	575	4245	917	687	1639	1002
18929	autom	162	73	186	156	165	97	86	367	577	584	389	285	3127	507	550	1550	520
18931	autom	440	181	377	168	432	167	261	192	981	403	440	552	4594	977	620	1824	1173
18935	autom	595	250	577	232	437	232	124	319	978	732	773	520	5769	1246	675	2483	1365
18945	autom	164	88	251	122	197	163	218	161	728	195	362	191	2840	570	542	1285	443
20905	autom	367	320	339	126	180	184	121	140	665	547	371	630	3990	645	445	1583	1317
20912	autom	40	30	77	38	39	117	116	96	170	77	78	83	961	154	329	325	153
38485	autom	185	138	244	115	253	183	185	266	581	202	313	353	3018	612	634	1096	676
3757	mecc	233	149	214	248	256	480	208	389	553	700	478	268	4176	718	1077	1731	650
3595	mecc	129	82	97	138	146	179	147	201	288	344	281	172	2204	381	527	913	383
3589	mecc	154	89	110	158	107	166	156	194	239	368	292	161	2192	375	516	899	403
3588	mecc	107	92	85	122	113	159	153	195	283	308	267	172	2054	320	506	857	370
s.c.	autom	70	41	48	80	375	195	102	333	203	146	246	88	1927	503	630	595	199

7.2 Analisi spaziale dei dati disponibili

La modellazione dell'erosività su scala stagionale è stata effettuata mediante l'ausilio del modulo Geostatistical Analyst, implementato nel software Arcgis 9.x (ESRI), per cui l'analisi dei dati (ESDA - *Exploratory Spatial Data Analysis*) è stata eseguita utilizzando una delle sue applicazioni.

L'analisi del set di dati a disposizione è importante per ottenere una migliore comprensione del fenomeno in esame ed evidenziare alcuni suoi aspetti caratteristici. Una prima analisi è stata condotta per visualizzare la distribuzione di frequenza dei valori di erosività relativi alle quattro stagioni, come ad esempio in figura 4.5., dove gli istogrammi, per classi di erosività, permettono di evidenziare una non-normalità dei dati.

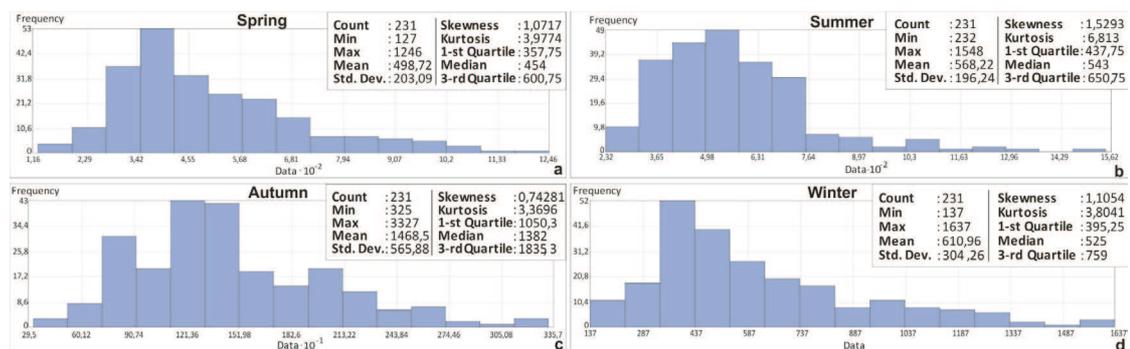


Fig. 4.5 Istogrammi dell'erosività media di lungo termine per la primavera(a), l'estate (b), l'autunno (c), e l'inverno (d).

Allorquando i dati non sono distribuiti secondo una legge Normale del caso, è in genere consigliabile effettuare una trasformazione logaritmica dei valori. Tuttavia, l'Ordinary Kriging è piuttosto robusto e quindi la sua applicazione rimane invariata anche in caso di pseudo-normalità. Inoltre poiché durante il processo preliminare con la *cross-validation* non si sono appurati dei miglioramenti delle prestazioni con la trasformazione dei dati si è deciso di utilizzare i dati non trasformati.

Altro elemento importante da valutare nell'analisi dei dati è la presenza o meno di un "trend", che è legato alla componente deterministica. Il software utilizzato consente di identificare la presenza di un trend nell'insieme dei dati (Fig.4.6).

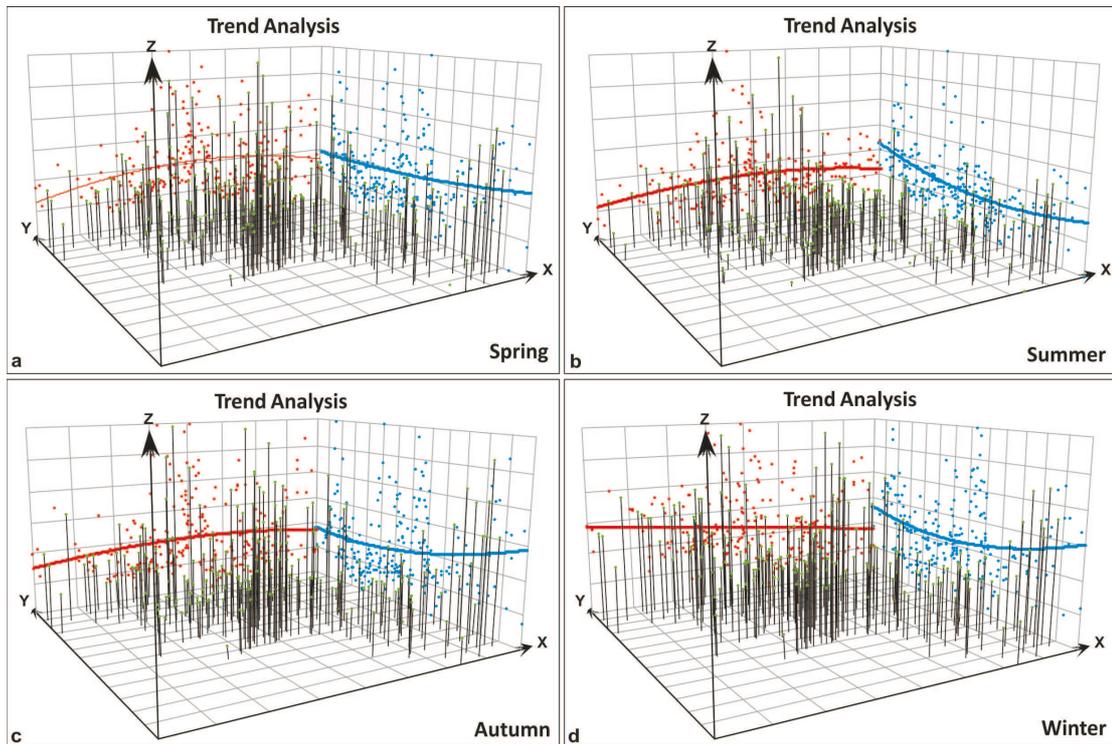


Fig.4.6 Analisi 3D del trend di erosività in Primavera (a), Estate (b), Autunno (c), e Inverno (c)

Ogni barra verticale nel diagramma di analisi della tendenza rappresenta la posizione ed il valore (altezza) di ogni punto. Nel nostro caso il valore è l'erosività. I punti (di colore verde) sono proiettati su piani perpendicolari, come i piani Est-Ovest e Nord-Sud. Una linea di regressione (polinomiale) viene disegnata attraverso i punti, in modo da modellare la tendenza in direzioni specifiche. Se la linea fosse piatta, significherebbe che non c'è tendenza nei dati.

Dalle figure (a, b, c, d) si evidenzia la presenza di un trend di secondo ordine sia in direzione Est-Ovest che in direzione Nord-Sud.

La presenza del trend di ordine superiore al primo, che quindi non presenta caratteristiche lineari può essere spiegato dalle proprietà geografiche e geomorfologiche della regione Campania e di conseguenza attribuibile a più fattori: la differenza di quota tra le stazioni, la presenza di una catena montuosa nella porzione centrale del territorio e la presenza del mare.

Uno dei fattori a cui la pioggia, soprattutto nel caso di eventi estremi, è maggiormente correlato è la quota. Questo si verifica in quanto il fenomeno temporalesco varia nel momento in cui incontra delle variazioni morfologiche e la correlazione si riscontra soprattutto nell'ambito di una stessa area omogenea.

Se però l'area in considerazione è vasta, come nel caso di una scala regionale, allora la correlazione tende a diminuire (Fig.4.7, Tab.4.4). Questo lo si può verificare effettuando delle analisi di correlazione tra l'erosività della pioggia e la quota sia a scala regionale che su aree più ristrette (considerando la suddivisione effettuata dai metodi VAPI).

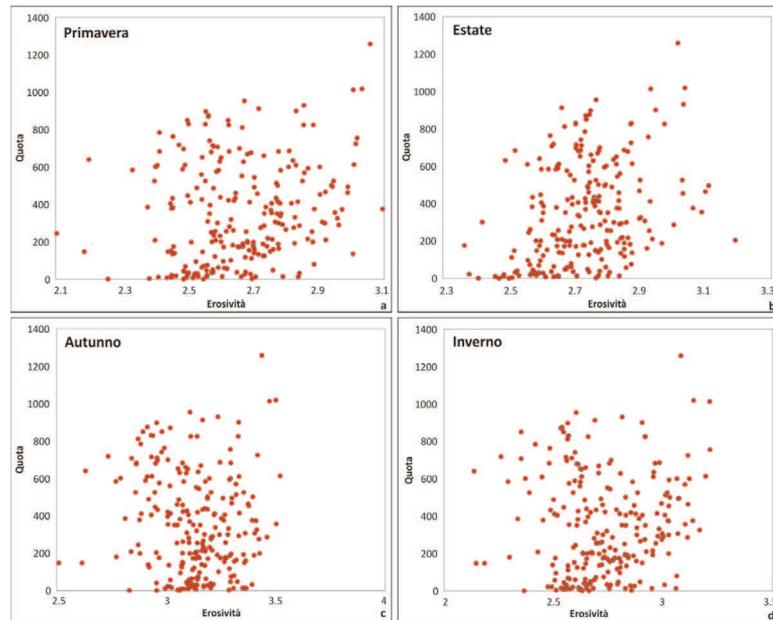


Fig.4.7 Scatter plot tra erosività della pioggia, in scala logaritmica, e quote in primavera (a), estate (b), autunno (c) ed inverno (d).

Come si può vedere in figura 8 e dai coefficienti di correlazione di Pearson (Tab. 4.4), tra i valori di erosività, trasformati in logaritmo, e le quote c'è una pessima correlazione, soprattutto in autunno ed inverno con valori rispettivamente di -0.086 e 0.076 . La correlazione più alta si ha per l'estate (0.33).

Tab.4.4 Coefficienti di correlazione di Pearson

Pearson	R Prim.	R Est.	R Aut.	R Inv.
Z	0.203	0.331	-0.086	0.076

La procedura *VAPI*, assume che in determinate aree omogenee, denominate sottozona pluviometriche, ci sia una legge di correlazione tra piogge e quote. La regione Campania è suddivisa in 6 aree omogenee (da A1 ad A6), quindi è possibile verificare come in queste aree sia correlata l'erosività con la quota (Fig.4.7, Tab. 4.5).

Tab.4.5 Coefficienti di correlazione di Pearson per le stazioni comprese nelle rispettive aree VAPI

Sottozona VAPI	R Prim.	R Est.	R Aut.	R Inv.
A1	0.606	0.519	0.471	0.653
A2	0.250	0.063	0.092	0.187
A3	0.240	0.124	0.234	0.215
A5	0.423	0.070	0.493	0.449
A6	0.622	0.523	0.101	0.489

Come si può vedere dalla tabella dei coefficienti di correlazione, generalmente i valori sono aumentati. In primavera i coefficienti variano tra 0.24 della sottozona A3 e 0.60 della sottozona A1. In estate i coefficienti variano tra 0.07 della sottozona A5 e 0.52 della sottozona A6. In autunno i valori variano tra 0.09 della sottozona A2 e 0.49 della A5. In inverno variano tra 0.18 della sottozona A2 e 0.65 della sottozona A1.

I valori più elevati sono relativi alla sottozona A1 che è anche la più vasta, quindi comprende un numero di stazioni più elevate e per questo statisticamente più attendibile. Per questo motivo, nelle elaborazioni non si è tenuto conto della sottozona A4, in quanto caratterizzata da un numero di stazioni troppo piccolo.

Lo stesso risultato è stato rappresentato anche mediante degli scatterplot relativi alle varie sottozone pluviometriche. (Fig.4.8)

Questo evidenzia come quote e piogge siano legate tra loro e, probabilmente, sarebbe più opportuno in un'analisi spaziale effettuare delle modellazioni per ogni sottozona omogenea. Questo però comporterebbe una serie di altre problematiche, come la valutazione dell'erosività nelle zone di confine tra un'area e l'altra, che ci spinge a fare una modellazione unica sul tutto il territorio.

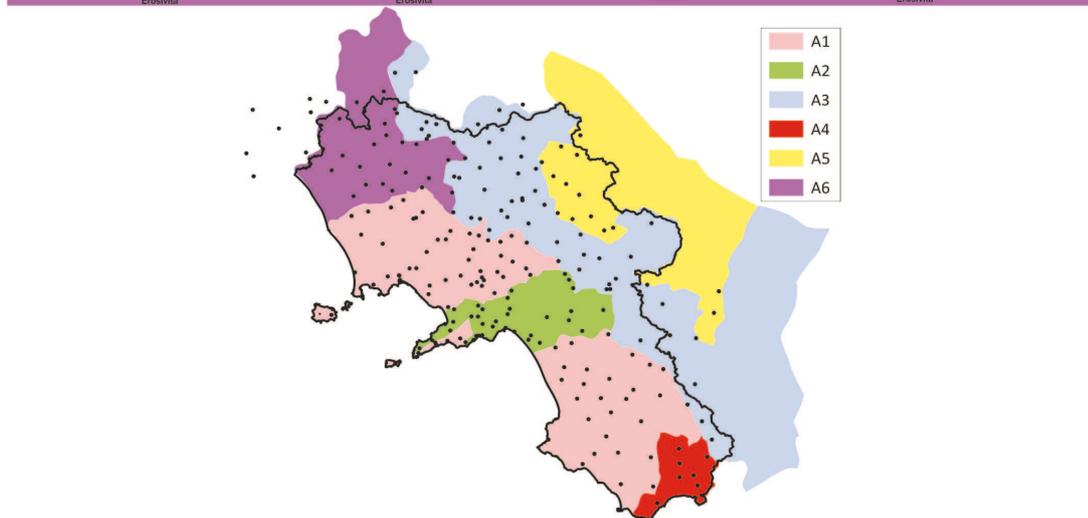
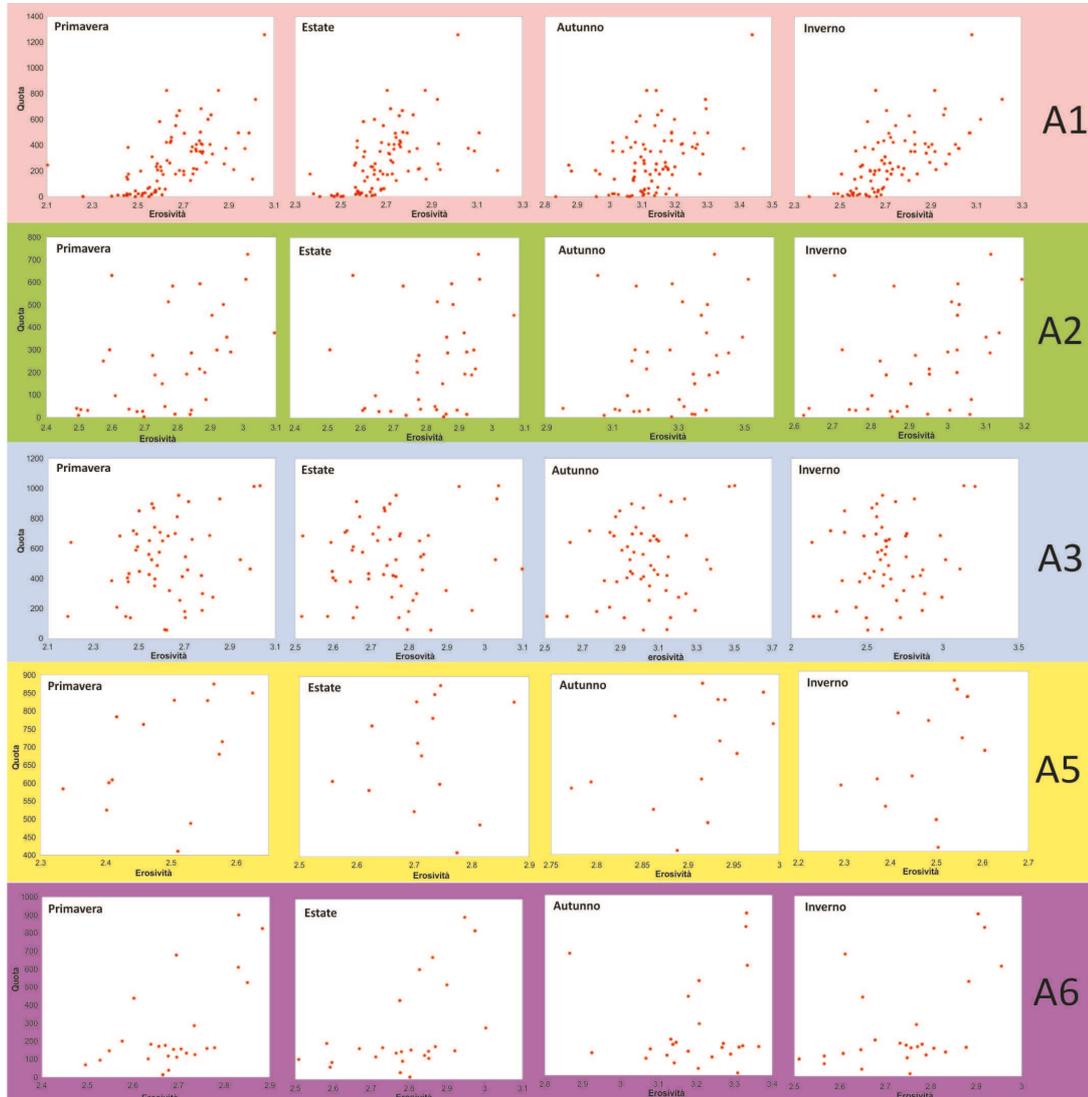


Fig.4.8 Scatter plot tra erosività della pioggia, in scala logaritmica, e quote per le varie sottozone pluviometriche.

Il trend può essere visualizzato anche mediante la rappresentazione spaziale dei dati. Dalla figura 10 è evidente come i valori di erosività abbiano, da Est verso Ovest, valori bassi lungo la costa tirrenica (erosività compresa tra 900 e 1300 $\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$) per poi innalzarsi in prossimità della catena Appenninica (erosività $>2000 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$) e successivamente diminuire fino a raggiungere i valori minimi nell'entroterra (erosività $< 900 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$). Questa variazione dell'erosività che si osserva soprattutto in direzione Est-Ovest è dovuta come detto precedentemente, alla particolare morfologia del territorio campano costituito da una catena montuosa (Appennini) posta in posizione centrale e con andamento nord-ovest sud-est, la quale presenta lateralmente due estese pianure (ad ovest), che a loro volta degradano a mare, e un sistema collinare (ad est) con quote relativamente più basse rispetto alla catena appenninica. Com'è noto nelle aree pianeggianti le precipitazioni non sono intense, in più c'è l'azione mitigatrice del mare, per cui in queste aree l'erosività assume dei valori più bassi. Procedendo verso est, al passaggio tra la pianura e la catena montuosa, si assiste ad un brusco cambiamento dei livelli di quota, quindi della pendenza, che determinano una variazione anche dell'aggressività della pioggia, con il raggiungimento dei valori più elevati. Sempre procedendo verso est, si passa dai rilievi montuosi a quelli collinari dell'entroterra che, per i valori di quota relativamente più bassi, conferiscono alla pioggia un carattere meno erosivo.

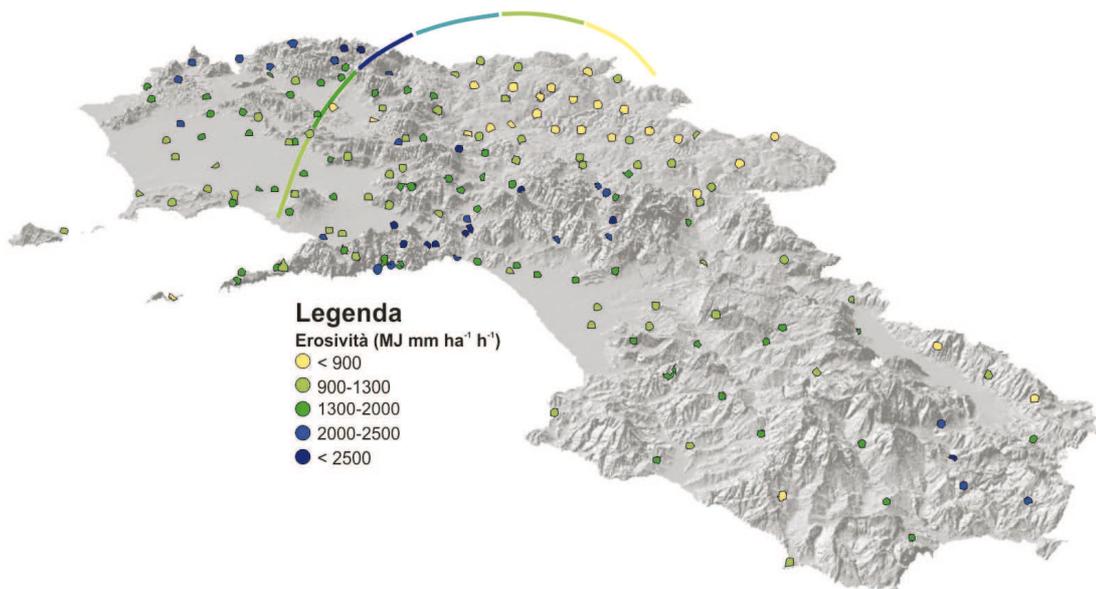


Fig.4.9 Variazione dei valori di erosività in direzione Est-Ovest della regione Campania.

Come evidenziato nella figura 4.6 i dati sono caratterizzati dalla presenza di un trend di secondo ordine, quindi per una migliore interpretazione della componente casuale della variabilità spaziale è necessario effettuare un *detrend* di secondo ordine prima di effettuare la modellazione spaziale.

7.3 Modellizzazione della struttura spaziale dell'erosività

Per la definizione della struttura spaziale dell'erosività è stato sviluppato un modello di regionalizzazione utilizzando la procedura iterativa in due fasi proposta da Johnston et al. (2001). Nella prima fase si assume un modello isotropico di varianza/covarianza, che esegue una prima esplorazione della struttura sperimentale.

Nella seconda fase, per valutare la misura del grado di similarità fra i punti sperimentali $z(s_0)$, si scelgono funzioni di varianza/covarianza per l'identificazione della

struttura spaziale, Successivamente, ogni parametro, come il *lag*, la dimensione h del *lag*, il *range* a (ovvero la distanza oltre la quale non possono essere ricercate ulteriori informazioni ai fini della regionalizzazione del modello), ed altri parametri del modello di varianza/covarianza sono calibrati interattivamente per raffinare il modello iniziale.

Tale calibrazione interattiva viene fatta verificando di volta in volta i risultati della cross-validation, in modo da poter scegliere la combinazione migliore dei vari parametri.

Per ogni stagione si è scelto di visualizzare i dati mediante la funzione di covarianza, con numero di *lag* pari a 7 (valore di default) e dimensione h del *lag* di 6 km.

Poiché l'ampiezza del *lag* (dimensione della classe di distanze entro la quale una coppia di posizioni viene raggruppata, in modo da ridurre il numero di combinazioni possibili) è importante nella definizione del covariogramma/semivariogramma, è necessario scegliere una dimensione tale da evidenziare le variazioni a scala locale. Riducendo, infatti, la dimensione, il modello riesce a catturare l'autocorrelazione spaziale a distanze brevi. La scelta della dimensione può essere effettuata in diversi modi, uno dei quali è quello di considerare la distanza minima media tra i punti campione. In questo caso la media è di 5300 m, quindi si è scelto di utilizzare una dimensione di *lag* pari a 6 km per tutte le modellazioni.

Per cui i rispettivi modelli di regionalizzazione sono esplicitati con i seguenti sistemi di equazioni:

Primavera:

$$C_R(h) = \begin{cases} 8114.1 & h = 0 \\ 26000 \cdot \left\{ 1 - \left[\frac{3}{2} \left(\frac{|h|}{a_1} \right) - \frac{1}{2} \left(\frac{|h|}{a_1} \right)^3 \right] \right\} + 8114.1 & 0 < h \leq a_1 \\ 0 & h > a_1 \end{cases} \quad (4.40)$$

Estate:

$$C_R(h) = \begin{cases} 13661 & h = 0 \\ 17087 \cdot \left\{ 1 - \left[\frac{3}{2} \left(\frac{|h|}{a_1} \right) - \frac{1}{2} \left(\frac{|h|}{a_1} \right)^3 \right] \right\} + 13661 & 0 < h \leq a_1 \\ 0 & h > a_1 \end{cases} \quad (4.41)$$

Autunno:

$$C_R(h_x, h_y, \vartheta) = \begin{cases} 64607 & h = 0 \\ 175110 \cdot \left\{ 1 - \left[\frac{3}{2} \left(\frac{|h_x, h_y|}{a_1, a_2} \right) - \frac{1}{2} \left(\frac{|h_x, h_y|}{a_1, a_2} \right)^3 \right] \right\} + 64607 & 0 < h \leq a_1, a_2 \\ 0 & h > a_1 \end{cases} \quad (4.42)$$

Inverno:

$$C_R(h) = \begin{cases} 13892 & h = 0 \\ 62000 \cdot \left\{ 1 - \left[\frac{3}{2} \left(\frac{|h|}{a_1} \right) - \frac{1}{2} \left(\frac{|h|}{a_1} \right)^3 \right] \right\} + 13892 & 0 < h \leq a_1 \\ 0 & h > a_1 \end{cases} \quad (4.43)$$

In particolare la primavera, l'estate e l'inverno vengono rappresentati mediante una funzione sferica in condizioni di isotropia, mentre l'autunno da una funzione sferica in condizioni di anisotropia. Inoltre a_1 e a_2 indicano i valori del range e θ l'angolo di anisotropia espresso in gradi rispetto alla direzione nord-sud. Per l'autunno l'angolo di anisotropia è di $\sim 78^\circ$.

La struttura spaziale dei residui (in seguito alla eliminazione del trend che sarà poi aggiunto alla fine), calcolata sui 231 dati di erosività, è stata rappresentata mediante la funzione di covarianza (Fig. 4.10). In particolare, in figura sono rappresentati i residui (punti rossi), il modello sferico di regionalizzazione (curve blu) e le rispettive superfici di covarianza per le quattro stagioni.

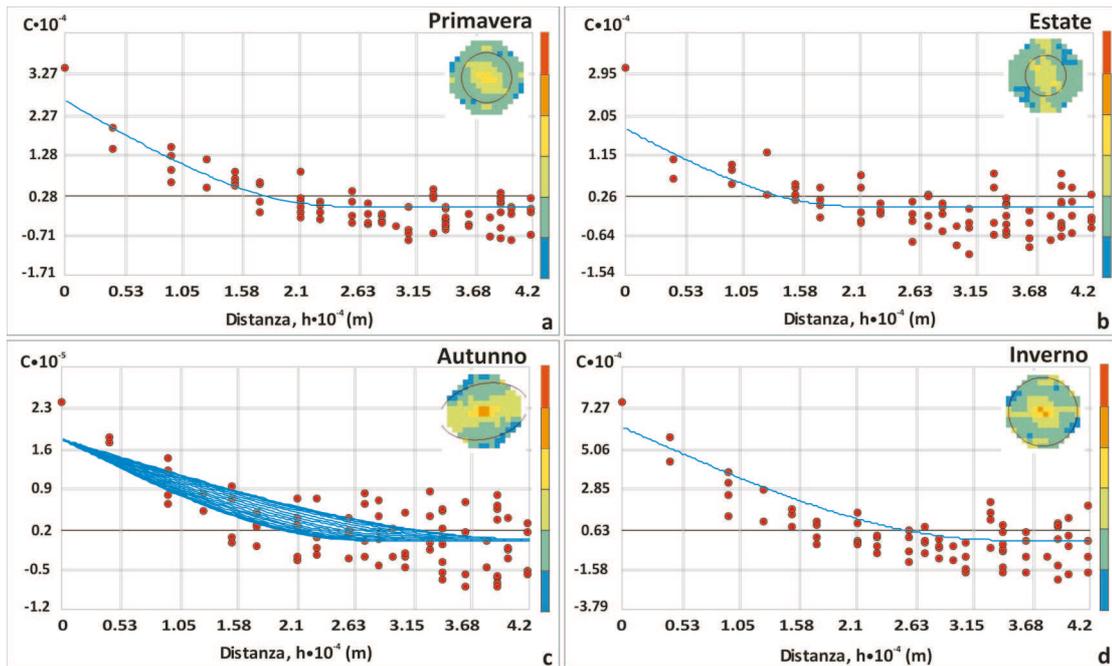


Fig. 4.10 – Funzioni di covarianza sperimentale (punti) per la primavera (a), l'estate (b), l'autunno (c), e l'inverno (d) e dei modelli di regionalizzazione (curve continue) con le rispettive superfici di covarianza (nell'angolo in alto).

La modellazione strutturale raggiunge una distanza massima (*range*) di 24 km, per la primavera, 20 km, per l'estate, e 34 km, per l'inverno (in condizioni di isotropia), mentre di 22 e 42 km, per l'autunno (in condizioni di anisotropia), prima di raggiungere il valore *sill* costante (funzione che si tiene parallela agli assi x delle *distanze*).

In questo modo, le funzioni di covarianza sono composte da due strutture: l'*effetto nugget* e il *modello sferico*. Il *nugget*, che rappresenta gli errori di misura o le variazioni ad una scala spaziale troppo piccola per essere rilevate, è presente in tutte le stagioni, mentre il rapporto *nugget/sill-totale* varia tra il 30% per l'inverno ed il 50% per l'autunno, il che indica una buona autocorrelazione spaziale.

Il *range* tende ad aumentare passando dalle stagioni calde a quelle fredde, fino a raggiungere un valore massimo in inverno (34 Km), periodo dell'anno in cui le precipitazioni erosive insorgono a seguito di fenomeni con scale spaziali intorno ai 30 km. Il range con il valore più piccolo si riscontra in estate, ma la reale variabilità spaziale del fenomeno erosivo a scala locale non è nota nel periodo caldo dell'anno, perché ci sono poche coppie di stazioni al di sotto dei 6 km e per questo difficilmente rilevabile. Tale componente locale può essere spiegata dalla presenza, nei mesi estivi, di temporali brevi ed intensi, generati in seguito all'aumento al suolo delle

temperature, in seguito all'incontro delle masse di aria calda che si sollevano con le correnti fredde.

Per quanto concerne l'anisotropia, essa si riscontra per le due stagioni più fredde (inverno ed autunno), anche se è per la stagione autunnale che essa è spiccatamente evidente, con una componente in direzione quasi Est-Ovest. Tale condizione può essere spiegata dall'andamento delle perturbazioni in questo periodo dell'anno e dall'influenza dell'orografia su di esse.

Generalmente, infatti, nei periodi successivi all'estate, in particolare nei mesi di settembre-ottobre le perturbazioni provengono da est o, in misura minore da sud-est. Nel momento in cui, poi, incontrano la prima discontinuità, al passaggio tra mare e terra, tali perturbazioni tendono ad invortinarsi. Una volta raggiunte le coste, poiché la prima catena montuosa intercettata ha orientazione SW-NE (Monti Lattari), la perturbazione subisce nuovamente un'influenza. Quindi l'andamento Est-Ovest dell'anisotropia può essere spiegata sia dall'andamento delle perturbazioni a contatto con le coste campane, sia dall'influenza dell'orografia.

Nei mesi invernali, invece, le perturbazioni possono avere provenienze diverse, quindi anche se è sempre presente una componente anisotropica dovuta essenzialmente all'orografia, essa è meno evidente rispetto alla stagione autunnale.

La modellizzazione della struttura spaziale dell'erosività è stata effettuata anche per il mese di settembre, che come abbiamo visto risulta essere quello più critico per quanto riguarda il fenomeno in oggetto e per l'anno intero.

In particolare i rispettivi modelli di regionalizzazione presentano i seguenti sistemi di equazioni:

Settembre:

$$C_R(h_x, h_y, \vartheta) = \begin{cases} 9044 & h = 0 \\ 14200 \cdot \left\{ 1 - \left[\frac{3}{2} \left(\frac{|h_x, h_y|}{a_1, a_2} \right) - \frac{1}{2} \left(\frac{|h_x, h_y|}{a_1, a_2} \right)^3 \right] \right\} + 9044 & 0 < h \leq a_1, a_2 \\ 0 & h > a_1 \end{cases} \quad (4.44)$$

Anno:

$$C_R(h) = \begin{cases} 150000 & h = 0 \\ 865000 \cdot \left\{ 1 - \left[\frac{3}{2} \left(\frac{|h|}{a_1} \right) - \frac{1}{2} \left(\frac{|h|}{a_1} \right)^3 \right] \right\} + 150000 & 0 < h \leq a_1 \\ 0 & h > a_1 \end{cases} \quad (4.45)$$

Anche in questo caso si è utilizzata una funzione sferica ed il mese di settembre mostra un carattere anisotropico, con angolo di ~80°.

Il range massimo è di 25 Km per l'anno e di 22 e 42 Km per il mese di settembre (Fig. 12 e 13), esattamente come per la stagione autunnale, mentre il rapporto nugget/sill è di ~50%.

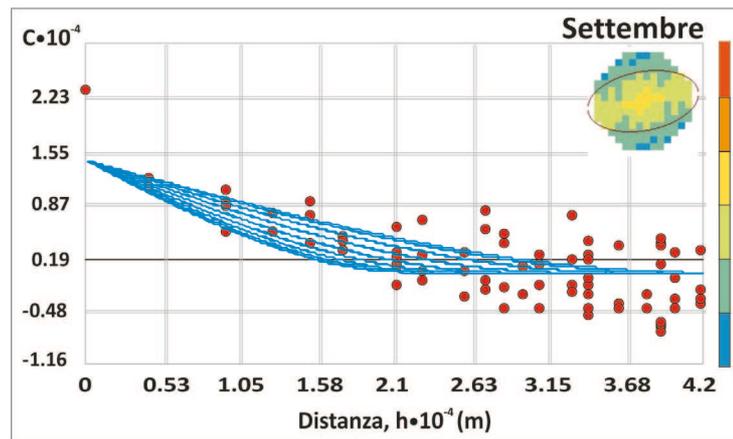


Fig.4.11 – Funzione di covarianza sperimentale (punti) per il mese di settembre, modello di regionalizzazione (curve continue) e superficie di covarianza (nell'angolo in alto).

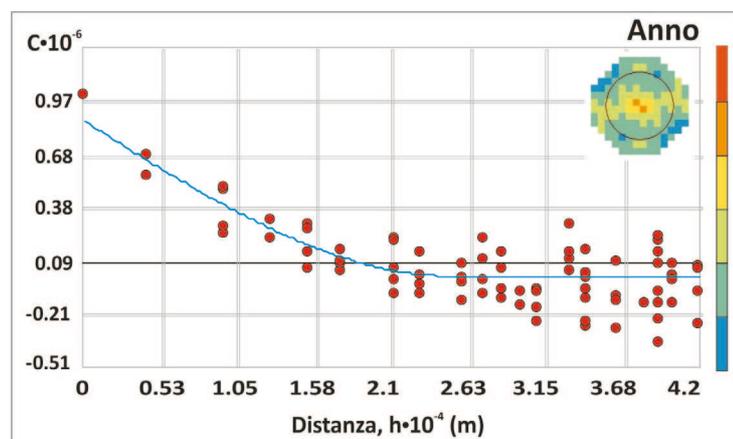


Fig. 4.12 – Funzione di covarianza sperimentale (punti) per l'anno, modello di regionalizzazione (curve continue) e superficie di covarianza (nell'angolo in alto).

7.4 Cross validazione

La cross-validazione è uno strumento importante per evidenziare quanto bene il modello predica i valori incogniti.

Per tutti i punti, la cross-validazione omette sequenzialmente un punto, predicendo il suo valore usando il resto dei dati e confrontando i valori predetti con quelli misurati. Le statistiche calcolate servono come diagnostica per indicare se il modello è adatto alla realizzazione della mappa.

La bontà del modello può essere visualizzata sia mediante un diagramma in cui vengono rappresentati i punti campione, la linea di regressione del modello e la linea 1:1, sia attraverso un certo numero di statistiche per controllare le prestazioni del modello. L'obiettivo della cross-validazione è quello di fornire uno strumento per decidere quale modello fornisce la predizione più accurata. Secondo le statistiche fornite dall'applicazione del programma, un modello che fornisca delle predizioni accurate, dovrebbe avere l'errore medio vicino a 0; l'errore quadratico medio e l'errore medio standard dovrebbero essere i più piccoli possibile (o comunque paragonabili); l'errore standard quadratico medio vicino ad 1. In particolare le statistiche calcolate dall'applicazione utilizzano le seguenti relazioni:

Mean prediction error

$$\frac{\sum_{i=1}^n (\hat{Z}(s_i) - z(s_i))}{n} \quad (4.46)$$

Root mean-square prediction errors

$$\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\hat{Z}(s_i) - z(s_i))^2}{n}} \quad (4.47)$$

Average Kriging standard error

$$\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \hat{\sigma}(s_i)}{n}} \quad (4.48)$$

Mean standardized prediction errors

$$\frac{\sum_{i=1}^n (\hat{Z}(s_i) - z(s_i)) / \hat{\sigma}(s_i)}{n} \quad (4.49)$$

Root-mean-square standardized prediction errors

$$\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n [(\hat{Z}(s_i) - z(s_i)) / \hat{\sigma}(s_i)]^2}{n}} \quad (4.50)$$

I risultati della cross-validazione sono riportati nella tabella 4.6, dove sono rappresentati gli errori di stima su 231 dati.

Tab. 4.6 - Previsione degli errori di kriging.

Prediction error	PRIMAVERA	ESTATE	AUTUNNO	INVERNO	SETTEMBRE	ANNO
Mean	0.001144	-0.02484	0.4429	0.05279	0.01753	4.1
Root-Mean-Square	142.8	159.8	340.7	187.7	123.7	715
Average Standard Error	142.2	158	357	185.1	124.2	714.7
Mean Standardized	0.001018	-0.00138	-0.0007501	-0.0008304	-0.001254	0.003682
Root-Mean-Square Standardized	1.063	1.037	0.9921	1.073	1.029	1.084

In particolare, il risultato della varianza del kriging dà una corretta modellizzazione perché il Root-Mean-Square-Standardized error è prossimo all'unità.

Inoltre la Root-Mean-Square e l'Average Standard Error sono intorno a 140 MJ mm ha⁻¹h⁻¹, per la primavera, 160 MJ mm ha⁻¹h⁻¹ per la stagione estiva, circa 180 MJ mm ha⁻¹h⁻¹, per la stagione invernale, e 340 MJ mm ha⁻¹h⁻¹, per la stagione Autunnale.

Per quanto riguarda gli errori medi, i valori variano fra -0.001 e +0.44. Solo per l'anno il valore di errore medio è maggiore di zero. Sono stati rappresentati anche gli scatterplots con i relativi QQ-plots (Fig. 4.13), che permettono di avere una visione immediata di quanto gli errori si discostano dalla bisettrice (1:1 linee in tratteggio). Anche da questa rappresentazione è possibile scorgere un moderato errore per i valori più alti di erosività (Fig. 4.13), anche se mostrano, tuttavia, una sostanziale robustezza del modello di kriging per tutte le stagioni.

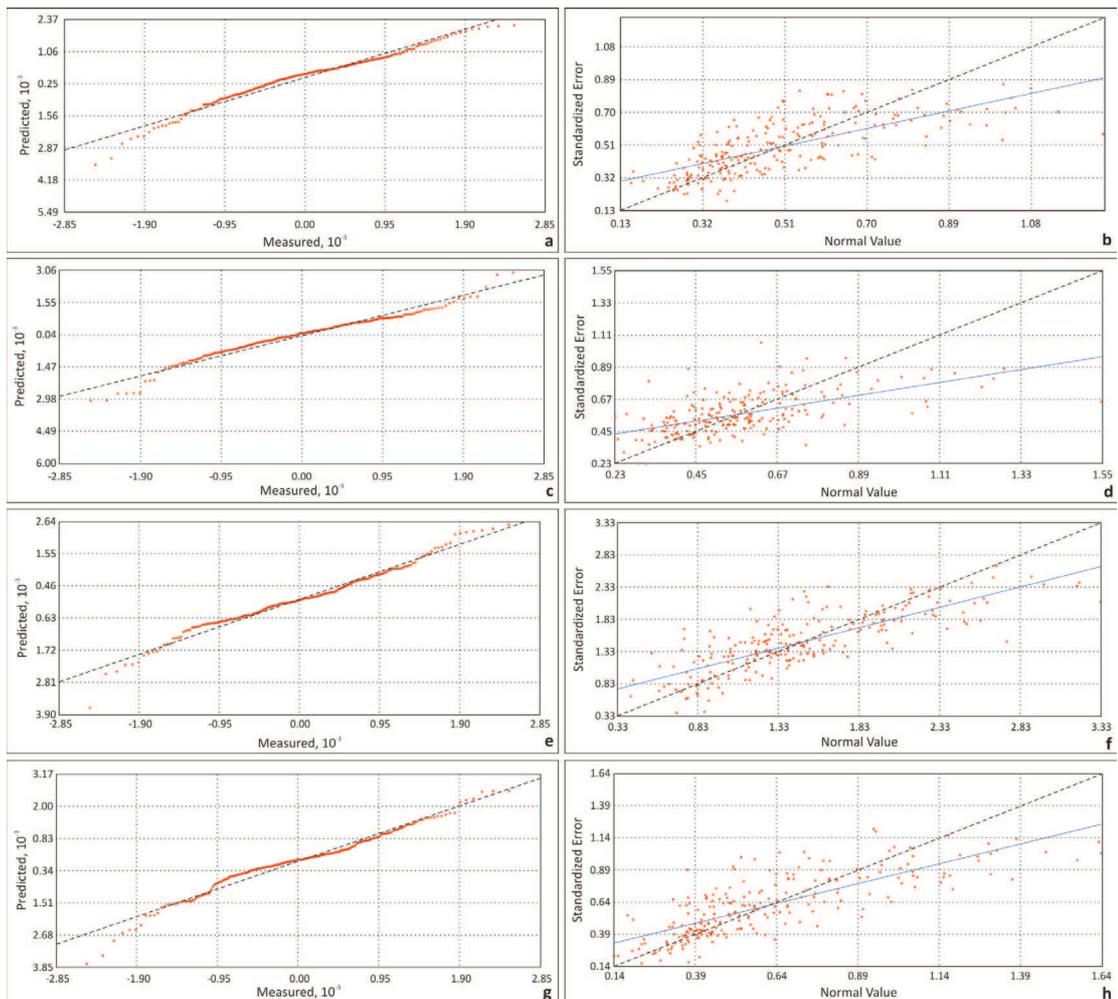


Fig. 4.13 - Scatterplots tra i valori predetti e osservati di erosività con i rispettivi QQ-plots in Primavera (a,b), Estate (c,d), Autunno (e,f), e Inverno (g,h).

7.5 Mappe di erosività

Il territorio campano è caratterizzato da precipitazioni con una variabilità sia spaziale che temporale, per cui le piogge con una forte componente erosiva tendono a concentrarsi in particolari aree della regione. Questo dipende dalla variabilità dei fenomeni atmosferici alla mesoscala (fenomeni che si trovano in una scala spaziale compresa tra i 10 e 1000 km), che sono caratterizzati da precipitazioni con variabilità interannuale (Diodato, 2006). Tale variabilità può essere messa in evidenza dalle mappe di erosività che mostrano l'evoluzione spazio-temporale delle piogge erosive stagionali sulla Regione Campania (Fig. 4.14). In particolare i valori di erosività, raggiungono valori minimi in primavera ($300-800 \text{ MJ mm ha}^{-1}\text{h}^{-1}$), e massimi in autunno ($300-3000 \text{ MJ mm ha}^{-1}\text{h}^{-1}$).

Durante la primavera (Fig. 4.14a), il contrasto di correnti polari sul Mar Mediterraneo innescano piogge e rovesci di moderata intensità, che si concentrano soprattutto lungo le aree montuose.

Durante l'estate (Fig. 4.14b), le condizioni termodinamiche convettive sono predominanti e si formano temporali sparsi, che tendono a concentrarsi soprattutto lungo i versanti montuosi, sulla Valle Caudina e sulla Valle Telesina. Questi temporali sono caratterizzati da piogge erosive, con valori che raggiungono i $500 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ nelle aree interne, lungo la direzione NW-SE. I valori più elevati di erosività sono

limitate alla catena del Matese, del Partenio e dei Monti Picentini ($\sim 1000 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$).

Durante l'autunno, la presenza di perturbazioni provenienti da ovest e da sud ovest, incontrando i rilievi dei Monti Lattari generando precipitazioni brevi ed intense, che quindi sono caratterizzate da forte erosività, con valori compresi tra 1000-2000 $\text{MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$, (Fig. 4.14c).

Nel periodo invernale (Fig. 4.14d), i valori di erosività sono paragonabili a quelli primaverili ($\sim 400 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$), e l'erosività maggiore si distribuisce intorno alle principali zone montuose (1000-1400 $\text{MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$), per la presenza di perturbazioni provenienti principalmente da est.

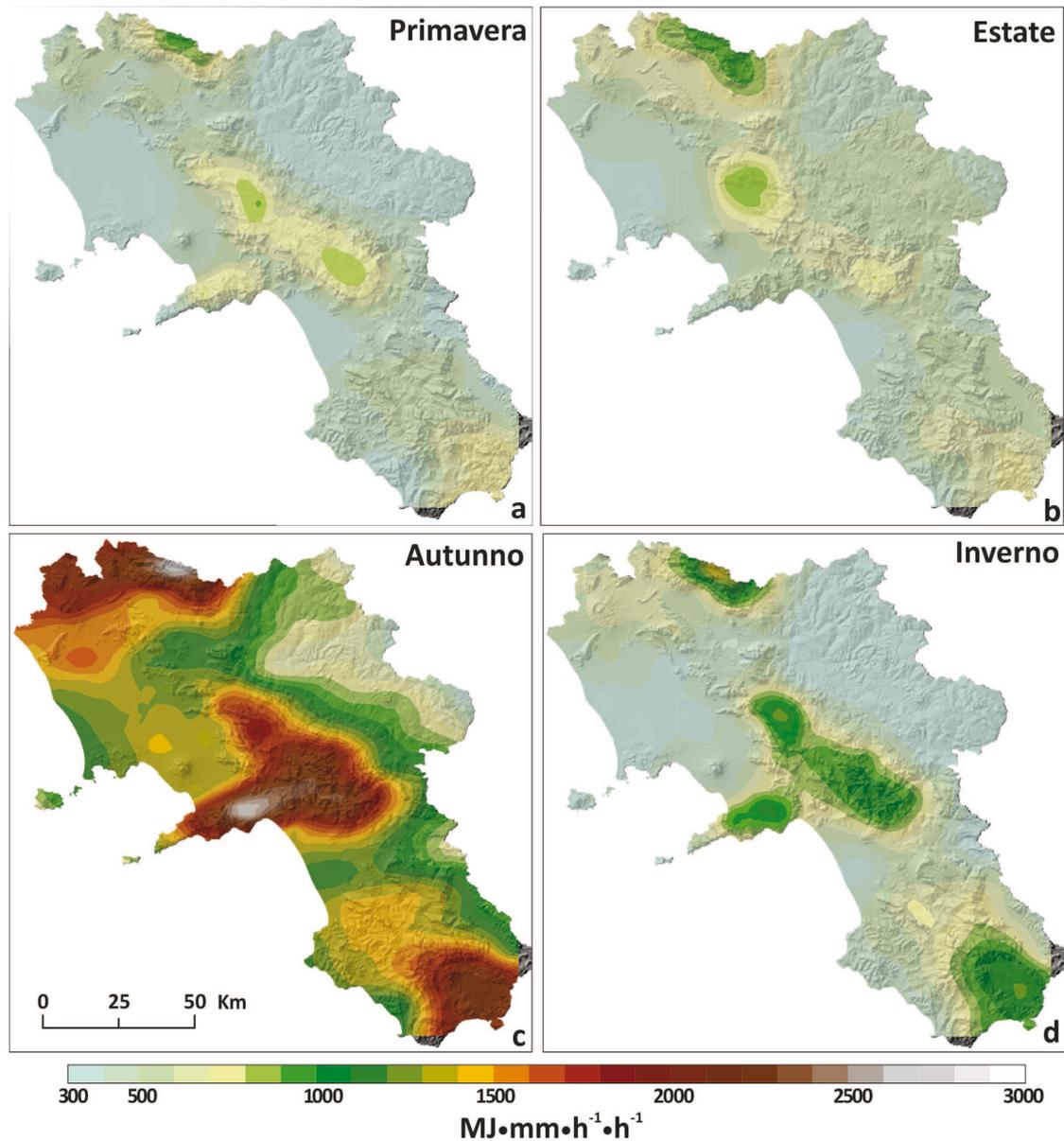


Fig. 4.14 -Mappe di erosività media calcolata per la primavera (a), l'estate (b), l'autunno (c) e l'inverno (d)

Nonostante la mancanza di co-variabili ausiliarie, le mappe mostrano bene l'effetto dell'orografia sulla distribuzione dell'erosività.

Pioggie giornaliere caratterizzate da notevole intensità e breve durata possono avere un range di intensità che varia dai 30 mm h^{-1} , per i fenomeni temporaleschi alla mesoscala, fino a 100 mm h^{-1} per i temporali estivi a carattere più locale. Al contrario, i

temporali frontali (generati dal sollevamento di masse d'aria lungo le superfici frontali) sono spazialmente più estesi ed omogenei. Tali considerazioni ci inducono a pensare che su simili territori complessi, la stima dell'erosività su scale spaziali relativamente piccole (< 10 km) può essere affetta da errori perché legata ai fenomeni locali. Questi ultimi si verificano principalmente in estate e nel mese di settembre, quando le piogge erosive derivano dalla formazione di locali cellule termoconvettive per risalita di aria calda dal suolo (riscaldata dal sole) verso il cielo.

Dalla stima dell'erosività mensile (cap. III § 3.3.1) è stato possibile evidenziare la criticità del mese di settembre che, rispetto agli altri mesi, espone il territorio ad una pericolosità maggiore, per cui si è ritenuto opportuno creare una mappa di erosività anche per questo specifico mese. (Fig. 4.15).

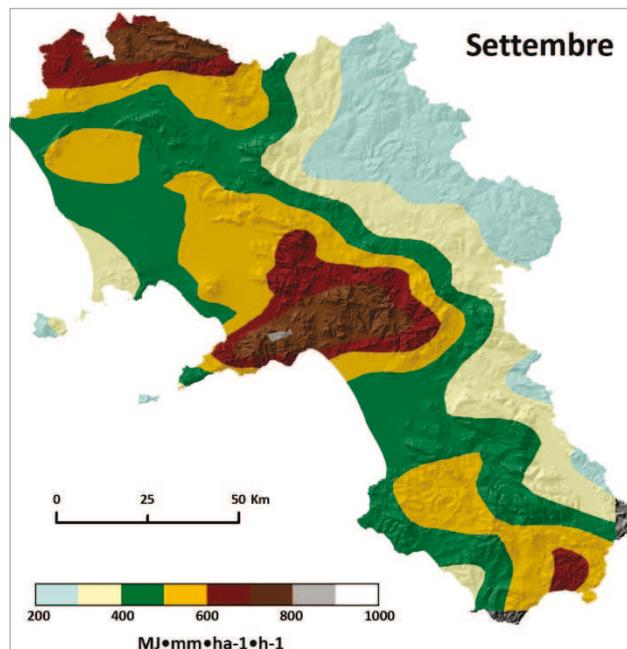


Fig. 4.15 - Mappe di erosività media calcolata per il mese di settembre

Da questa mappa, abbastanza simile a quella della stagione autunnale è evidente come l'erosività sia molto elevata lungo la catena dei Monti Lattari (in Penisola Sorrentina), dei Monti Picentini e del Matese, mentre i valori più bassi si riscontrano nelle aree interne della regione. In linea generale, comunque anche in questo caso si evidenziano dei valori medio-alti lungo i principali rilievi montuosi.

7.6 Mappe di errore

Una delle peculiarità dell'applicazione di Arcgis è quella di avere la possibilità di visualizzare una mappa degli errori di predizione, mediante la creazione della "Prediction Standard Errors Map". Essa quantifica l'incertezza per ogni posizione della superficie che è stata creata. Una semplice regola pratica vuole che il 95% delle volte, il valore vero di una superficie sia nell'intervallo formato dal valore predetto ± 2 volte il valore dell'errore standard di predizione, se i dati sono normalmente distribuiti. Infatti gli errori tendono ad aumentare man mano che ci si allontana dai punti campione.

Dalle mappe di errore create per le quattro stagioni (Fig. 4.16), si può notare come gli errori maggiori si localizzino nelle aree in cui le stazioni pluviometriche sono meno fitte, in particolare lungo la costa e nelle aree interne della regione.

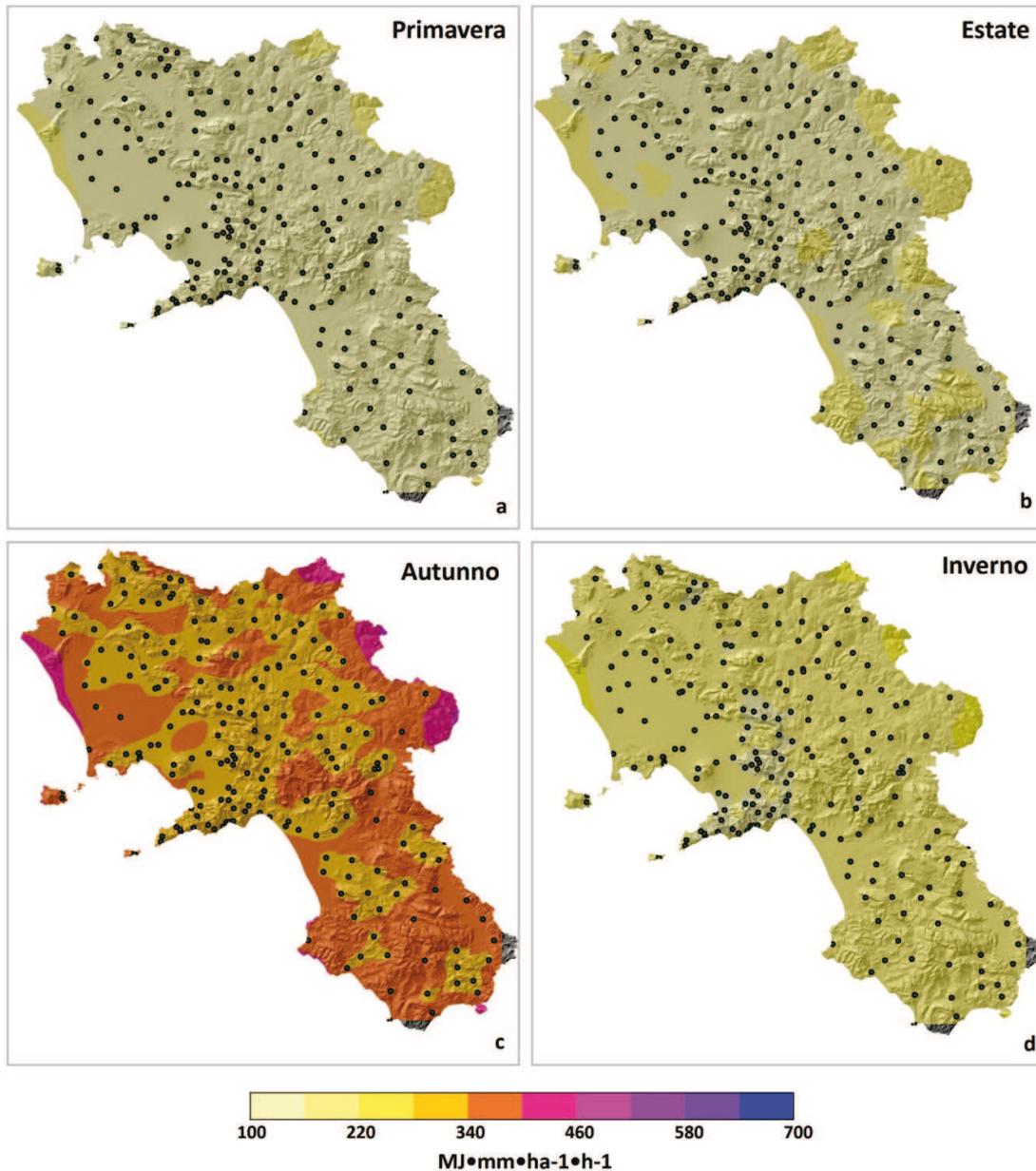


Fig. 4.16 - Prediction standard Error Map per la primavera (a), l'estate (b), l'autunno (c) e l'inverno (d)

Se si confrontano, invece, tra loro le quattro mappe, si vede come gli errori maggiori di predizione si verificano per l'autunno ed in misura minore per l'inverno, mentre la stagione con i valori di errore più bassi sono relativi alla stagione primaverile. Questo mostra come la stagione che presenta i valori più elevati di erosività (autunno) sia anche quella in cui la modellazione è affetta dagli errori più elevati.

Tale risultato, espresso in maniera spaziale, conferma quanto già detto nella cross-validazione, soprattutto per quanto riguarda i valori dell'errore medio, l'errore quadratico medio e l'errore medio standard.

8. Mappe di probabilità: Indicator Kriging

Quando, in seguito alla creazione di una mappa mediante un modello di predizione, ci si trova in una fase decisionale per identificare aree più critiche, bisogna usare con cautela le predizioni, poiché è necessario tener presente della loro incertezza. Un modo per procedere è quello di fissare una particolare soglia, definita

critica, per stabilire quali aree superino il livello di soglia. Per questo bisogna utilizzare un'altra tecnica geostatistica che permetta di mappare la probabilità che il valore critico sia superato o meno per poi, attivare tutti i piani e le misure necessarie da adottare.

La geostatistica, in questo senso, è un utile strumento per stimare probabilisticamente i processi mediante la definizione di una funzione di distribuzione cumulativa condizionale (*ccdf*) dei valori di attributi non noti. Per questo spesso si utilizza un approccio non-parametrico (Journel, 1983; Isaaks & Srivastava, 1989) definito *Indicator Kriging (IK)* che ha il vantaggio di risentire poco dell'effetto dei cosiddetti "outlier" Inoltre è uno stimatore robusto, soprattutto quando il numero dei dati sperimentali non è molto elevato, quando essi sono distribuiti in maniera poco omogenea (Pardo-Igúzquiza, 1998) e quando sono caratterizzati da asimmetria.

L'utilizzo dell'*IK* comporta la modellazione ed il calcolo dei variogrammi $2\gamma_l(h; z_k)$ (cioè i variogrammi dei dati trasformati) ad una soglia o ad un range di soglie. (Glacken & Blackeney, 1998). In pratica $2\gamma_l(h; z_k)$ misura il passaggio di frequenza tra due classi di valori di z come funzione di h (Goovaerts, 1998), per cui questo variogramma quantifica le relazioni osservate tra i valori dei campioni e la "prossimità" degli stessi.

Considerando i valori della variabile casuale Z in n posizioni s_{α} $z(s_{\alpha})$ dell'area di studio, indicando con F la funzione di distribuzione cumulativa condizionale (*ccdf*) o della variabile Z , si ha:

$$F(s_0; z_k | (n)) = Prob\{Z(s_0) > z_k | (n)\} \quad (4.51)$$

dove l'espressione $| (n)$ indica il condizionamento agli n dati $\{z(s_{\alpha}); \alpha=1, 2, \dots, n\}$ ritenuto nelle vicinanze di s_0 (punto non campione).

Una stima non parametrica dei valori della *ccdf* si basa sull'interpretazione che la probabilità condizionata di una variabile casuale indicatrice $I(s_0; z_k)$ dato n :

$$F(s_0; z_k | (n)) = E\{I(s_0; z_k) | (n)\} \quad (4.52)$$

con $I(s_0; z_k)=1$ se $Z(s_0) > z_k$ e 0 altrimenti, può essere considerato come la probabilità condizionale nell'eq. 43. Inoltre $I(s_0)$ alla posizione s_0 per un dato valore $z(s_0)$ stimata per le soglie z_k di K è:

$$I(s_0; z_k) = \begin{cases} 1, & z(s_0) > z_k \\ 0, & z(s_0) \leq z_k \end{cases} \quad (4.53)$$

La stima dei minimi quadrati della variabile indicatrice $I(s_0; z_k)$ è anche la stima dei minimi quadrati della probabilità condizionale. Quindi la $F(s_0; z_k | (n))$ può essere stimata dalla variabile indicatrice $I(s_0; z_k)$ utilizzando la trasformazione binaria dei dati dell'eq. 4.53.

Ad ogni posizione non campionata s_0 , ogni valore K della *ccdf* può essere stimata uguale a 0 per una combinazione lineare della variabile indicatrice trasformata $I(s_0; z_k)$ delle osservazioni vicine $W(s_0)$. L'estimatore dell'indicator Kriging ordinario (IK) per la soglia z è:

$$[I(s_0; z_k)]_{OIK}^* = \sum_{\alpha=1}^{n(s_0)} \lambda_{\alpha k}(s_0; z_k) \cdot I(s_{\alpha} z_k) \quad (4.54)$$

dove $\lambda_{\alpha}(s_0; z_k)$ è il peso calcolato per risolvere il sistema di equazioni (Goovaerts, 1997):

$$\left\{ \begin{array}{l} \sum_{\beta=1}^{n(s_0)} \lambda_{\beta}(s_0; z_k) \cdot C_I(s_{\alpha} - s_{\beta}; z_k) + \mu(s_0; z_k) \\ = C_I(s_{\alpha} - s_{\beta}; z_k) \quad \alpha = 1, \dots, n(s_0) \\ \sum_{\beta=1}^{n(s_0)} \lambda_{\beta}(s_0; z_k) = 1 \end{array} \right. \quad (4.55)$$

con $C_I(s_{\alpha} - s_{\beta}; z_k)$ la funzione di covarianza della variabile indicatrice $I(s_0; z_k)$ alla soglia z_k .

8.1 Rainfall Erosivity Density

Quando l'erosività viene utilizzata come fattore per definire la pericolosità all'erosione, soprattutto quando essa deve essere messa in relazione con altri fattori è più appropriato utilizzare un'altra espressione dell'erosività, definita *rainfall erosivity density* (Renard et al., 1997).

L'erosivity density è definita come la quantità di erosività della pioggia per unità di precipitazione. Essa si esprime come unità di energia, per unità di area, per unità di tempo ($\text{MJ ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$) e, moltiplicata per l'altezza di precipitazione calcolata su un intervallo temporale, (evento, giorno, mese, anno) fornisce una stima appropriata dell'erosività media.

L'utilizzo dell'erosivity density ha diversi vantaggi rispetto all'erosività calcolata direttamente:

- poiché esprime il rapporto dell'erosività di una pioggia sulla quantità di pioggia; i dati mancanti hanno meno impatto sulle medie mensili;
- è sufficiente un periodo più breve di registrazione per ottenere un valore stabile di questo rapporto, rispetto ad un valore stabile di erosività assoluta;
- si è visto che l'erosivity density è indipendente dalla quota al di sopra dei 3000 metri.

L'erosivity density permette di effettuare delle previsioni geograficamente valide, inoltre è uno strumento adeguato per una pianificazione di erosione/conservazione ed utilizza al massimo le informazioni che possono essere estratte da dati di pioggia a 15 min.

Per applicare l'indicator kriging, e definire il valore soglia di erosività, è stato calcolato prima il valore di erosivity density mensile per ogni stazione e poi effettuata l'aggregazione stagionale (Tab. 4.7)

Tab. 4.7 Valori di erosivity density mensili e stagionali

COD.	RED 1	RED 2	RED 3	RED 4	RED 5	RED 6	RED 7	RED 8	RED 9	RED 10	RED 11	RED 12	RED prim	RED est	RED aut	RED inv
30	1.53	1.51	1.42	1.86	3.08	3.72	4.32	5.82	7.05	4.78	3.12	1.96	4.62	4.98	1.67	3.35
40	1.26	1.35	1.46	1.50	3.21	3.32	5.16	5.83	5.21	4.93	2.64	1.70	4.77	4.26	1.44	3.13
670	1.30	1.21	1.37	1.64	2.44	3.40	4.63	5.23	6.11	3.88	2.84	1.69	4.42	4.28	1.40	2.98
680	1.73	1.58	1.56	2.03	2.99	3.79	4.13	6.91	6.23	4.85	3.56	2.44	4.94	4.88	1.92	3.48
760	1.30	1.39	1.39	1.52	2.18	3.67	6.03	6.22	6.39	5.12	3.72	1.89	5.31	5.08	1.53	3.40
780	1.38	1.60	1.22	1.67	2.94	3.74	5.45	5.82	8.24	5.08	3.27	1.80	5.00	5.53	1.60	3.52
790	1.50	1.40	1.37	2.04	2.82	3.96	6.14	6.87	6.70	4.90	3.67	1.80	5.66	5.09	1.57	3.60
800	1.33	1.43	1.28	1.58	2.63	3.67	5.58	6.11	6.36	5.29	3.64	1.80	5.12	5.10	1.52	3.39

COD.	RED 1	RED 2	RED 3	RED 4	RED 5	RED 6	RED 7	RED 8	RED 9	RED 10	RED 11	RED 12	RED prim	RED est	RED aut	RED inv
837	1.27	1.29	1.36	2.00	3.17	4.68	6.74	5.78	6.24	4.45	3.14	1.81	5.73	4.61	1.46	3.49
840	1.20	1.49	1.41	1.63	2.74	3.85	5.50	5.85	6.22	4.88	2.94	1.87	5.06	4.68	1.52	3.30
850	1.35	1.24	1.47	1.76	2.96	4.03	5.15	5.44	5.54	4.36	3.08	1.65	4.87	4.33	1.42	3.17
890	1.54	1.43	1.34	1.91	3.07	4.36	4.97	6.98	5.98	4.95	3.24	2.35	5.44	4.72	1.78	3.51
900	1.38	1.39	1.38	1.86	2.90	3.79	4.83	6.50	5.68	4.20	2.90	1.83	5.04	4.26	1.53	3.22
910	1.49	1.22	1.36	1.70	2.98	4.60	5.00	6.65	6.19	4.98	3.17	1.79	5.42	4.78	1.50	3.43
912	1.26	1.11	1.33	1.51	2.72	3.81	5.00	4.94	5.89	3.77	2.82	1.50	4.58	4.16	1.29	2.97
920	1.16	1.16	1.29	1.66	2.42	3.39	4.61	5.91	6.11	4.50	2.88	1.58	4.64	4.50	1.30	3.06
930	1.24	1.18	1.46	1.72	3.22	3.88	5.00	9.09	6.60	4.96	3.28	1.70	5.99	4.95	1.37	3.61
990	1.08	1.31	1.21	1.61	2.49	3.35	5.19	5.43	5.25	4.10	2.60	1.74	4.65	3.98	1.38	2.95
1000	1.23	1.22	1.31	1.55	2.34	3.32	5.67	4.70	5.70	3.83	2.87	1.85	4.56	4.13	1.44	2.97
1030	1.37	1.35	1.41	1.56	2.54	3.85	4.94	6.05	6.83	4.51	3.47	1.82	4.95	4.94	1.51	3.31
1044	1.11	1.76	1.28	1.82	3.51	3.96	4.03	6.13	7.68	5.43	3.23	2.18	4.71	5.45	1.68	3.51
1047	1.44	1.62	1.48	2.00	3.30	4.17	4.93	6.67	7.55	3.88	3.35	2.49	5.26	4.92	1.85	3.57
1050	1.35	1.40	1.49	1.68	2.58	3.69	4.56	5.66	7.32	5.24	3.13	1.92	4.64	5.23	1.56	3.34
1070	1.35	1.43	1.59	1.70	2.85	4.13	4.48	7.54	7.33	5.09	3.45	2.12	5.39	5.29	1.63	3.59
1090	1.48	1.55	1.59	1.98	2.94	4.26	4.98	6.59	6.71	5.07	3.48	2.15	5.28	5.09	1.73	3.57
1110	1.38	1.57	1.47	1.88	2.90	4.12	5.21	7.37	7.03	5.24	3.54	2.17	5.57	5.27	1.71	3.66
1120	1.52	1.61	1.41	1.68	3.03	3.51	4.63	7.26	7.29	5.10	3.53	1.76	5.13	5.30	1.63	3.53
1130	1.33	1.13	1.33	1.52	1.87	3.61	4.03	6.58	4.66	3.79	2.96	1.72	4.74	3.80	1.39	2.88
1150	1.78	1.84	1.83	2.43	3.56	4.43	5.44	6.59	7.25	5.06	4.17	2.71	5.49	5.49	2.11	3.92
1160	2.15	1.94	2.01	2.49	2.93	4.28	4.57	5.55	7.03	5.66	3.88	2.63	4.80	5.52	2.24	3.76
1170	1.58	1.66	1.70	2.13	3.21	4.31	5.83	6.71	6.53	4.77	3.66	2.51	5.62	4.99	1.92	3.72
1190	1.25	1.55	1.33	1.62	2.58	3.68	4.25	6.44	5.99	3.85	2.83	1.72	4.79	4.22	1.51	3.09
1210	1.51	1.39	1.72	1.79	2.87	3.71	5.69	7.67	6.64	4.83	3.17	2.17	5.69	4.88	1.69	3.60
1250	1.86	1.70	1.93	2.30	3.21	5.10	6.32	7.28	6.10	5.76	3.25	2.53	6.23	5.04	2.03	3.94
1270	1.37	1.26	1.42	1.75	2.95	4.39	6.87	6.57	6.55	4.42	2.68	1.89	5.94	4.55	1.51	3.51
1280	1.26	1.34	1.28	1.51	2.47	3.89	5.12	6.60	6.23	3.91	2.46	1.61	5.20	4.20	1.40	3.14
1304	1.56	1.85	1.70	2.43	3.33	3.20	4.59	6.20	7.16	5.02	3.35	2.44	4.67	5.18	1.95	3.57
1310	1.30	1.09	1.26	1.80	2.55	3.10	4.48	5.42	5.80	4.28	2.59	1.95	4.33	4.22	1.45	2.97
1320	1.64	1.71	1.63	2.12	2.63	3.39	4.75	6.00	7.31	5.03	3.20	2.61	4.71	5.18	1.99	3.50
1330	1.52	1.16	1.12	1.57	2.69	3.19	4.41	4.81	6.83	3.78	2.49	1.80	4.14	4.37	1.49	2.95
1340	1.33	0.97	1.28	1.68	2.75	3.51	4.48	5.23	4.55	4.46	2.35	1.76	4.41	3.79	1.35	2.86
1350	1.18	1.22	1.19	1.69	2.46	3.85	5.03	5.97	5.59	3.73	2.75	1.62	4.95	4.02	1.34	3.02
1360	1.17	0.91	1.12	1.55	2.27	4.14	4.80	4.94	4.44	3.31	2.38	1.52	4.62	3.38	1.20	2.71
1370	1.29	1.00	1.25	1.73	3.31	3.26	4.19	5.79	5.32	3.77	2.63	1.49	4.41	3.91	1.26	2.92
1380	1.39	1.20	1.19	1.92	2.89	3.12	4.56	5.03	5.50	3.58	2.51	1.66	4.24	3.87	1.41	2.88
1390	1.20	1.01	1.08	1.73	2.51	3.39	5.49	5.47	4.86	3.76	2.12	1.53	4.78	3.58	1.25	2.85
1400	0.94	0.96	1.08	1.34	2.33	3.56	4.81	5.67	4.98	3.34	2.00	1.57	4.68	3.44	1.16	2.71
1420	1.03	0.95	0.93	1.61	2.33	3.39	5.05	5.67	4.32	3.32	1.92	1.58	4.70	3.19	1.19	2.67
1430	1.03	0.88	0.90	1.41	2.44	3.34	5.26	5.90	5.09	3.41	2.03	1.45	4.83	3.51	1.12	2.76
1440	1.19	1.06	1.14	1.53	2.50	3.94	4.51	5.71	5.17	3.06	2.11	1.49	4.72	3.45	1.25	2.78
1450	0.94	0.93	1.13	1.26	2.11	3.00	5.00	5.41	4.42	2.94	2.16	1.51	4.47	3.17	1.12	2.57
1460	1.19	0.93	1.10	1.47	2.31	3.32	4.17	5.33	5.17	4.13	2.46	1.51	4.27	3.92	1.21	2.76
1470	0.90	0.89	1.06	1.29	2.21	3.42	4.43	5.61	4.24	3.21	2.47	1.51	4.49	3.30	1.10	2.60

COD.	RED 1	RED 2	RED 3	RED 4	RED 5	RED 6	RED 7	RED 8	RED 9	RED 10	RED 11	RED 12	RED prim	RED est	RED aut	RED inv
1490	1.62	1.64	1.54	2.01	2.90	3.84	4.97	6.35	5.80	4.49	3.32	2.22	5.05	4.54	1.83	3.39
1500	1.55	1.44	1.42	1.94	2.47	3.66	5.03	6.90	4.59	4.07	2.72	2.25	5.20	3.80	1.75	3.17
1510	1.20	1.09	1.07	1.44	2.43	3.93	4.55	5.14	4.76	3.73	2.35	1.68	4.54	3.61	1.32	2.78
1520	1.10	1.03	1.18	1.41	2.61	3.80	5.70	5.05	4.79	3.79	2.19	1.56	4.85	3.59	1.23	2.85
1530	1.12	1.08	1.27	1.54	2.52	3.50	4.57	5.67	4.90	3.52	2.35	1.64	4.58	3.59	1.28	2.81
1540	1.17	0.99	1.18	1.46	2.35	3.48	4.16	5.00	5.00	3.45	2.30	1.53	4.21	3.58	1.23	2.67
1550	1.13	1.04	1.20	1.54	2.42	3.84	4.93	6.06	5.24	3.89	2.44	1.44	4.95	3.85	1.20	2.93
1560	1.11	1.01	1.05	1.38	2.27	3.14	4.91	4.60	4.91	3.74	2.33	1.57	4.22	3.66	1.23	2.67
1562	0.98	0.98	1.07	1.30	2.21	2.88	4.79	5.27	4.61	2.90	2.26	1.40	4.31	3.26	1.12	2.55
1570	1.14	0.94	1.08	1.58	2.37	3.65	4.42	5.19	4.72	3.47	2.46	1.56	4.42	3.55	1.21	2.72
1580	1.06	0.90	1.12	1.47	2.51	3.51	4.07	5.53	4.47	3.55	2.37	1.60	4.37	3.46	1.19	2.68
1600	1.53	1.50	1.64	2.18	2.86	3.60	3.68	5.93	6.18	4.59	3.04	2.34	4.40	4.60	1.79	3.26
1602	1.92	1.84	1.90	2.20	3.33	3.64	4.28	6.31	6.70	5.65	3.51	2.34	4.74	5.29	2.03	3.63
1610	1.37	1.32	1.42	2.13	2.84	4.02	3.93	4.79	5.21	3.69	2.94	1.78	4.25	3.94	1.49	2.95
1620	1.60	1.46	1.74	2.06	3.69	4.59	5.22	6.38	6.58	4.65	3.63	2.24	5.40	4.95	1.76	3.65
1640	1.70	1.46	1.61	2.27	2.94	3.58	4.76	5.31	5.67	4.46	3.20	1.98	4.55	4.44	1.71	3.25
1650	1.19	1.07	1.23	1.56	2.49	4.16	5.61	5.83	5.41	3.88	2.50	1.46	5.20	3.93	1.24	3.03
1660	1.31	1.18	1.34	1.75	2.46	3.33	4.21	5.79	5.65	3.96	2.66	1.65	4.44	4.09	1.38	2.94
1670	1.76	1.63	1.53	2.14	2.94	3.84	4.72	5.45	5.32	3.85	3.31	2.59	4.67	4.16	1.99	3.26
1680	1.27	1.25	1.33	1.78	2.60	3.85	4.30	6.00	5.28	3.38	2.19	1.94	4.72	3.62	1.49	2.93
1690	1.22	1.13	1.24	1.64	2.60	4.40	4.77	6.33	6.20	4.46	2.57	1.71	5.17	4.41	1.35	3.19
1700	1.28	1.21	1.21	1.67	2.48	3.75	5.58	6.79	5.98	3.97	2.61	1.90	5.37	4.19	1.47	3.20
1710	1.62	1.46	1.51	1.93	3.04	3.73	5.08	5.93	6.29	4.93	3.00	2.09	4.92	4.74	1.72	3.38
1720	1.31	1.36	1.36	1.62	2.79	3.47	5.89	5.35	5.79	3.83	2.40	1.90	4.90	4.01	1.52	3.09
1730	1.34	1.21	1.60	1.85	2.85	3.57	5.78	5.83	5.79	5.02	2.48	1.70	5.06	4.43	1.41	3.25
1740	1.39	1.30	1.19	1.64	2.49	3.66	3.92	5.94	5.86	4.47	2.41	1.59	4.51	4.25	1.43	2.99
1750	1.74	1.49	1.62	2.09	3.27	4.19	5.16	8.16	5.62	4.63	3.08	2.14	5.84	4.45	1.79	3.60
1758	1.14	1.06	1.22	1.67	2.27	3.65	4.25	5.41	5.59	3.51	2.49	1.56	4.43	3.86	1.25	2.82
1760	1.09	1.07	1.16	1.55	2.61	3.84	4.59	5.63	6.13	4.48	2.57	1.52	4.69	4.39	1.23	3.02
1770	1.42	1.28	1.46	1.75	3.02	4.72	5.32	5.97	5.92	5.04	3.07	1.75	5.33	4.68	1.48	3.39
1775	1.24	1.23	1.18	1.58	2.45	3.48	4.67	7.62	5.76	3.61	2.92	1.59	5.25	4.10	1.35	3.11
1780	1.40	1.32	1.65	1.86	3.15	4.50	5.17	6.15	6.32	3.97	3.18	1.83	5.27	4.49	1.52	3.38
1790	1.24	1.00	1.18	1.54	2.65	3.86	4.74	5.37	5.83	3.63	2.59	1.62	4.66	4.02	1.29	2.94
1800	1.26	1.12	1.51	1.83	2.77	4.20	5.50	5.60	6.29	3.50	2.52	1.66	5.10	4.10	1.35	3.15
1820	1.22	1.08	1.36	1.72	2.69	3.25	4.00	6.09	6.45	4.38	2.74	1.71	4.45	4.52	1.34	3.06
1830	0.98	0.87	1.08	1.27	2.29	2.97	3.91	5.08	4.92	4.03	2.24	1.40	3.98	3.73	1.08	2.59
1835	1.22	1.14	1.37	1.75	2.55	3.64	3.80	5.63	5.90	4.62	3.26	1.70	4.36	4.59	1.36	3.05
1840	1.28	0.97	1.32	1.65	2.89	4.18	5.15	5.46	6.49	5.07	2.98	1.75	4.93	4.85	1.33	3.27
1850	1.35	1.14	1.24	1.56	2.68	3.76	4.39	5.97	6.32	4.18	2.90	1.66	4.71	4.47	1.38	3.10
1852	1.35	1.19	1.43	1.86	2.91	4.17	5.63	5.77	5.55	4.70	2.63	1.79	5.19	4.29	1.44	3.25
1855	1.20	0.98	1.32	1.63	2.89	3.16	4.15	6.21	6.82	4.36	2.70	1.65	4.51	4.63	1.28	3.09
1870	1.16	1.03	1.22	1.59	2.47	3.47	4.38	6.45	4.92	4.66	2.81	1.48	4.77	4.13	1.22	2.97
1885	1.12	0.97	1.32	1.58	2.56	4.13	3.92	8.21	4.85	4.97	2.35	1.87	5.42	4.06	1.32	3.15
1910	1.18	0.87	1.37	1.56	2.36	2.84	4.78	6.58	5.31	4.64	2.42	1.63	4.73	4.12	1.23	2.96
1920	1.36	1.08	1.45	1.80	2.57	3.91	5.56	6.23	6.19	4.41	2.61	1.66	5.23	4.40	1.37	3.24

COD.	RED 1	RED 2	RED 3	RED 4	RED 5	RED 6	RED 7	RED 8	RED 9	RED 10	RED 11	RED 12	RED prim	RED est	RED aut	RED inv
1930	1.13	0.95	1.10	1.58	2.61	3.64	4.95	5.71	5.82	4.53	2.71	1.78	4.77	4.36	1.29	3.04
1940	1.27	1.01	1.26	1.70	2.60	4.00	4.68	6.00	5.73	4.60	2.83	1.70	4.89	4.38	1.33	3.12
1970	1.15	0.90	1.25	1.58	2.40	3.93	5.58	6.26	5.79	4.40	2.40	1.59	5.26	4.19	1.21	3.10
1980	1.02	1.20	1.37	1.81	2.62	4.04	4.58	7.17	4.98	4.36	2.97	1.83	5.27	4.10	1.35	3.16
2000	1.32	1.01	1.32	1.75	2.88	3.41	4.21	6.30	5.55	3.77	2.65	1.66	4.64	3.99	1.33	2.99
2010	1.43	1.34	1.47	1.81	2.56	3.53	4.46	5.83	5.50	4.41	2.78	1.81	4.61	4.23	1.52	3.08
2022	1.60	1.28	1.45	2.09	2.93	4.48	3.50	6.91	8.84	4.40	3.57	2.34	4.96	5.61	1.74	3.62
2030	1.52	1.37	1.76	2.03	3.09	4.51	5.32	5.79	7.47	4.74	3.45	2.24	5.21	5.22	1.71	3.61
2040	1.38	1.06	1.39	1.62	2.37	3.66	4.56	5.18	5.31	3.81	2.82	1.71	4.46	3.98	1.38	2.91
2050	1.32	1.05	1.21	1.60	2.64	3.67	4.73	6.53	5.68	3.80	2.61	1.77	4.97	4.03	1.38	3.05
2070	1.96	1.81	2.10	2.64	3.63	4.00	5.08	6.30	6.87	5.01	3.57	2.43	5.13	5.15	2.07	3.78
2080	1.85	1.20	1.68	1.90	3.15	3.65	4.50	6.61	6.47	4.20	3.17	2.13	4.92	4.61	1.73	3.38
2100	1.39	1.06	1.34	1.61	2.76	3.96	4.74	5.94	5.54	4.10	2.88	1.77	4.88	4.17	1.41	3.09
2110	1.33	1.13	1.33	1.67	2.79	3.93	4.72	6.45	6.20	3.93	2.98	1.90	5.03	4.37	1.45	3.20
2120	1.61	1.29	1.58	1.76	2.72	3.88	4.88	5.88	6.10	3.79	3.26	1.90	4.88	4.38	1.60	3.22
2140	1.56	1.28	1.51	1.66	2.56	3.68	4.83	6.85	6.89	4.01	2.75	2.37	5.12	4.55	1.74	3.33
2160	1.27	1.17	1.52	1.97	2.86	3.74	4.33	5.91	5.68	4.54	2.73	1.72	4.66	4.32	1.39	3.12
2170	1.26	1.23	1.32	1.68	3.12	3.84	4.74	6.00	6.06	4.10	2.96	1.70	4.86	4.37	1.40	3.17
2180	1.42	1.57	1.70	2.49	2.82	3.93	6.70	6.58	7.37	5.27	2.63	2.32	5.74	5.09	1.77	3.73
2190	1.18	1.11	1.29	1.41	2.40	2.97	4.65	4.44	4.40	3.43	2.16	1.41	4.02	3.33	1.23	2.57
2200	1.82	1.49	2.11	2.43	2.82	4.31	6.29	7.58	6.59	6.43	3.12	2.24	6.06	5.38	1.85	3.94
2210	1.53	1.19	1.61	2.12	3.33	4.38	5.96	8.00	7.21	5.41	2.68	2.20	6.12	5.10	1.64	3.80
2230	1.20	1.32	1.45	1.59	2.77	3.24	4.18	5.67	6.32	4.60	2.66	1.94	4.36	4.53	1.49	3.08
2250	1.62	1.72	1.93	2.20	3.09	4.08	5.14	7.51	8.03	5.58	3.32	2.18	5.58	5.64	1.84	3.87
2260	1.49	1.33	1.61	1.60	2.90	3.52	4.29	5.86	5.87	4.50	2.89	2.05	4.56	4.42	1.62	3.16
2270	2.14	1.85	1.99	2.69	3.74	5.57	5.96	7.31	7.82	5.80	3.95	2.83	6.28	5.86	2.27	4.30
2280	1.86	1.70	1.73	2.23	3.72	5.05	5.55	6.33	8.03	6.24	3.56	2.52	5.64	5.94	2.03	4.04
2300	1.79	1.69	2.01	2.49	2.81	4.22	4.43	6.25	6.22	6.18	3.81	2.48	4.97	5.40	1.99	3.70
2310	1.95	2.06	1.92	2.48	3.27	5.10	4.58	6.80	7.59	7.09	3.44	2.17	5.49	6.04	2.06	4.04
2330	1.53	1.33	1.58	1.93	2.76	4.83	5.15	7.00	7.54	6.26	3.10	2.02	5.66	5.63	1.63	3.75
2340	1.36	1.63	1.54	1.76	2.52	3.77	4.71	5.92	7.82	5.75	3.26	2.18	4.80	5.61	1.72	3.52
2350	1.40	1.35	1.60	1.90	2.84	4.39	5.83	5.89	7.95	6.43	2.79	2.04	5.37	5.73	1.60	3.70
2360	1.61	1.44	1.58	2.19	3.19	4.84	6.38	7.16	7.60	5.64	2.96	2.29	6.13	5.40	1.78	3.91
2385	1.40	1.48	1.64	2.06	2.85	4.10	5.03	6.73	7.05	5.15	3.13	2.35	5.29	5.11	1.74	3.58
2390	1.57	1.41	1.36	1.63	2.68	3.20	5.25	5.65	5.79	4.79	2.71	1.64	4.70	4.43	1.54	3.14
2400	1.32	1.26	1.24	1.54	2.28	3.72	4.59	7.86	6.71	4.52	2.73	1.82	5.39	4.66	1.47	3.30
2410	1.71	1.80	1.90	2.20	3.35	4.65	4.00	6.02	7.17	4.81	3.48	2.56	4.89	5.15	2.03	3.64
2422	1.88	1.55	1.59	2.38	3.19	6.42	6.38	7.36	6.84	5.14	3.34	2.27	6.72	5.11	1.90	4.03
2440	1.09	1.25	1.23	1.50	2.38	3.70	3.89	5.67	6.01	4.24	2.40	1.51	4.42	4.22	1.28	2.91
2450	1.25	1.04	1.12	1.55	2.42	3.83	3.96	8.22	5.03	3.67	2.37	1.61	5.34	3.69	1.30	3.01
2460	1.40	1.43	1.53	2.11	2.64	3.82	3.97	6.43	5.47	3.90	2.71	1.99	4.74	4.03	1.61	3.12
2480	1.67	1.67	1.65	2.16	2.77	3.79	5.31	5.43	6.12	4.14	3.19	2.32	4.85	4.48	1.89	3.35
2510	1.17	1.20	1.43	1.80	3.03	3.92	4.71	6.34	5.04	3.70	2.34	1.88	4.99	3.69	1.42	3.05
2520	1.72	1.61	1.49	2.18	3.13	3.92	4.14	6.20	5.53	4.47	3.44	2.26	4.75	4.48	1.86	3.34
2530	1.39	1.26	1.26	1.81	2.41	3.44	4.97	6.35	4.64	4.25	2.63	1.66	4.92	3.84	1.44	3.01

COD.	RED 1	RED 2	RED 3	RED 4	RED 5	RED 6	RED 7	RED 8	RED 9	RED 10	RED 11	RED 12	RED prim	RED est	RED aut	RED inv
2550	1.13	1.04	1.12	1.44	2.12	3.62	4.33	5.11	4.34	3.56	2.39	1.63	4.35	3.43	1.27	2.65
2560	1.52	1.37	1.46	2.05	2.77	3.88	5.24	6.43	6.01	3.88	2.57	2.19	5.18	4.16	1.69	3.28
2580	1.23	1.19	1.18	1.71	2.73	3.20	4.93	6.58	5.20	3.64	2.63	1.69	4.90	3.82	1.37	2.99
2590	1.09	1.10	1.05	1.35	2.19	3.55	4.22	4.68	5.04	3.49	2.23	1.34	4.15	3.59	1.17	2.61
2600	1.03	0.88	1.06	1.40	2.35	3.39	5.08	5.49	4.47	3.11	2.10	1.28	4.65	3.22	1.06	2.64
2620	1.19	1.08	1.12	1.48	2.16	3.38	4.04	6.15	4.41	3.13	2.29	1.44	4.52	3.28	1.24	2.66
2640	1.05	1.23	1.10	1.65	2.43	2.94	4.70	5.34	5.14	3.63	2.45	1.63	4.33	3.74	1.30	2.77
2650	1.42	1.24	1.27	1.58	2.68	3.60	4.17	6.31	4.92	3.37	2.75	1.66	4.69	3.68	1.44	2.91
2660	0.60	0.85	0.75	1.13	1.90	2.93	4.47	3.96	3.84	2.76	1.65	0.72	3.79	2.75	0.72	2.13
2670	1.36	1.29	1.18	1.91	2.75	3.90	4.57	5.17	4.88	3.74	2.32	1.58	4.55	3.65	1.41	2.89
2680	1.80	1.53	1.73	2.09	3.32	4.17	4.95	6.49	6.59	4.39	3.16	2.19	5.20	4.71	1.84	3.53
2690	1.21	1.18	1.36	1.59	2.83	3.82	3.89	6.53	6.30	4.26	2.64	2.01	4.75	4.40	1.47	3.13
2702	1.07	1.15	1.26	1.37	2.39	3.08	4.53	4.73	4.49	3.64	2.34	1.71	4.12	3.49	1.31	2.65
2710	1.50	1.53	1.66	1.90	2.69	3.46	4.24	6.51	6.11	3.82	2.45	1.98	4.74	4.12	1.67	3.15
2720	1.28	1.20	1.21	1.88	3.11	3.68	4.50	6.61	5.99	4.12	2.58	1.62	4.93	4.23	1.37	3.15
2750	1.43	1.40	1.60	1.91	2.82	3.47	4.30	5.35	5.46	3.88	2.83	1.90	4.37	4.06	1.58	3.03
2760	1.22	1.12	1.21	1.52	2.47	3.60	4.61	6.55	4.71	3.53	2.27	1.46	4.92	3.50	1.27	2.85
2770	1.35	1.16	1.30	1.75	2.51	3.97	5.15	5.75	5.74	4.17	2.44	1.70	4.96	4.12	1.41	3.08
2780	1.29	1.25	1.33	2.04	2.81	3.63	4.53	5.69	5.68	3.98	2.44	2.01	4.62	4.04	1.52	3.06
2790	1.02	1.19	1.20	1.52	2.37	3.23	4.00	5.67	5.34	3.35	2.24	1.53	4.30	3.65	1.25	2.72
2800	1.27	1.31	1.46	1.89	3.22	4.15	4.70	6.93	5.46	4.11	2.91	1.71	5.26	4.16	1.43	3.26
2810	1.30	1.08	1.47	1.64	2.90	3.81	3.93	7.09	5.47	4.09	2.39	1.58	4.95	3.98	1.32	3.06
2820	1.26	1.14	1.38	1.82	2.85	4.35	4.88	6.84	6.28	4.23	2.58	1.57	5.36	4.36	1.33	3.27
2830	1.40	1.06	1.46	2.03	2.59	3.97	5.62	5.07	6.90	4.23	2.48	1.82	4.89	4.54	1.42	3.22
2840	1.24	1.11	1.29	1.84	2.42	3.87	4.55	6.22	6.65	3.83	2.26	1.52	4.88	4.25	1.29	3.07
2850	1.25	1.13	1.30	1.58	2.63	3.00	5.10	5.52	6.26	4.04	2.37	1.69	4.54	4.22	1.36	2.99
2860	1.57	1.33	1.33	1.88	3.04	4.57	4.67	7.40	5.84	4.13	3.31	1.92	5.54	4.42	1.60	3.41
2870	1.14	0.99	1.05	1.65	2.73	3.48	3.92	4.91	5.40	4.27	2.08	1.46	4.10	3.91	1.20	2.76
2895	1.61	1.52	1.63	2.16	2.77	3.78	5.16	5.83	5.83	4.31	3.53	2.09	4.92	4.56	1.74	3.35
2900	1.24	1.32	1.33	1.75	2.94	4.23	5.21	6.00	6.35	4.99	2.74	1.82	5.15	4.69	1.46	3.33
2920	1.44	1.54	1.87	2.11	3.27	4.17	5.28	7.81	6.17	4.36	2.76	1.86	5.75	4.43	1.61	3.55
2930	1.75	1.74	1.79	2.25	2.61	3.64	4.21	5.68	6.03	5.15	3.75	2.57	4.51	4.98	2.02	3.43
2940	1.75	1.59	1.65	2.19	3.11	3.94	4.90	6.69	6.71	5.69	3.41	2.51	5.18	5.27	1.95	3.68
2950	1.98	1.62	1.88	2.39	3.08	4.13	5.76	7.35	6.60	5.99	3.60	2.47	5.75	5.40	2.02	3.90
2960	1.65	1.50	1.45	2.06	2.75	4.06	5.47	6.29	6.20	5.39	3.41	2.15	5.27	5.00	1.76	3.53
2970	1.63	1.52	1.56	2.06	2.84	4.31	5.88	6.55	6.46	5.41	3.20	1.90	5.58	5.02	1.68	3.61
2990	1.20	1.16	1.22	1.70	3.53	3.71	5.00	5.74	5.28	3.08	2.26	1.65	4.82	3.54	1.34	2.96
3000	1.21	1.16	1.45	1.73	2.67	3.21	3.80	6.69	5.65	4.13	2.88	1.82	4.57	4.22	1.40	3.03
3040	1.04	0.89	1.24	1.56	2.35	3.29	3.92	5.62	5.21	3.83	2.10	1.68	4.27	3.72	1.20	2.73
3969	1.01	0.72	1.08	1.72	2.57	2.84	4.65	6.08	5.78	3.29	2.25	1.40	4.52	3.77	1.05	2.78
3974	1.28	1.05	1.08	1.72	2.17	4.86	5.08	5.65	4.84	3.65	2.54	1.49	5.20	3.68	1.27	2.95
3976	1.13	0.98	1.24	2.14	3.04	3.26	4.16	4.91	4.91	3.94	2.37	1.33	4.11	3.74	1.15	2.78
3965	1.18	1.09	1.23	1.73	3.26	2.67	4.44	5.45	6.80	4.66	2.96	1.95	4.19	4.81	1.41	3.12
3970	1.23	0.92	1.10	1.90	2.81	3.12	4.31	6.42	5.99	3.95	2.66	1.66	4.62	4.20	1.27	3.01
3967	1.17	1.63	0.93	1.69	2.59	2.54	4.85	6.19	5.60	3.90	2.58	1.69	4.53	4.03	1.50	2.95

COD.	RED 1	RED 2	RED 3	RED 4	RED 5	RED 6	RED 7	RED 8	RED 9	RED 10	RED 11	RED 12	RED prim	RED est	RED aut	RED inv
3968	1.03	1.29	1.45	2.10	2.85	3.20	4.42	4.90	5.76	3.72	2.82	1.88	4.17	4.10	1.40	2.95
2730	1.34	1.27	1.28	1.84	2.95	3.92	4.72	6.37	6.38	4.24	2.55	1.71	5.00	4.39	1.44	3.21
38542	0.55	1.44	1.20	1.08	2.86	2.02	1.88	4.20	2.87	3.37	2.10	1.19	2.70	2.78	1.06	2.06
38545	0.74	0.55	0.66	0.71	1.62	1.70	5.54	4.00	3.54	4.72	2.32	1.91	3.75	3.52	1.06	2.33
s.c.	2.00	0.91	1.79	0.98	1.52	3.77	4.82	1.55	4.45	2.66	1.55	1.53	3.38	2.89	1.48	2.29
12247	1.51	1.34	1.20	1.49	3.40	3.86	2.00	5.54	6.56	3.49	2.44	1.09	3.80	4.16	1.32	2.83
12263	0.72	0.60	1.24	1.26	1.96	3.57	5.74	2.96	2.57	1.94	1.91	0.78	4.09	2.14	0.70	2.10
12267	0.97	1.25	1.22	1.23	1.95	3.81	4.65	4.24	3.43	2.52	1.69	1.52	4.23	2.54	1.25	2.37
12290	1.64	1.82	2.35	1.84	2.73	4.45	2.82	8.75	6.04	4.09	2.85	2.25	5.34	4.33	1.90	3.47
12294	1.82	1.21	1.76	1.82	2.34	6.11	5.45	5.09	6.34	5.04	2.20	2.14	5.55	4.52	1.72	3.44
12307	0.60	0.69	0.92	0.75	1.35	3.23	3.17	5.16	3.07	1.83	1.35	0.60	3.85	2.08	0.63	1.89
15279	2.13	0.99	1.64	2.07	2.63	4.33	4.88	4.89	5.39	4.35	2.04	2.11	4.70	3.93	1.74	3.12
15280	2.43	0.97	1.54	2.25	3.03	5.20	5.69	6.79	6.26	3.56	2.56	2.26	5.89	4.13	1.88	3.54
15282	2.33	1.59	1.84	2.17	3.24	6.69	7.80	6.68	6.76	4.07	2.24	2.16	7.06	4.36	2.03	3.97
15285	2.77	1.22	1.43	2.29	4.18	6.58	5.66	8.00	7.05	3.28	2.41	2.31	6.75	4.25	2.10	3.93
17259	0.96	0.84	1.78	1.36	3.08	5.27	8.40	4.74	4.63	2.33	1.92	2.03	6.13	2.96	1.28	3.11
17262	0.49	0.44	1.20	1.12	2.31	2.20	3.23	5.22	3.38	1.61	1.81	0.97	3.55	2.26	0.64	2.00
17266	1.19	0.94	2.01	1.21	2.65	2.96	4.59	6.34	4.43	4.12	2.93	1.40	4.63	3.83	1.18	2.90
17399	1.01	1.48	2.18	1.80	2.02	5.02	4.88	4.91	4.08	4.08	2.44	2.24	4.94	3.54	1.58	3.01
18385	1.38	0.99	1.21	1.37	3.60	3.07	0.68	4.41	7.09	4.45	2.63	1.59	2.72	4.73	1.32	2.71
18393	0.91	0.81	1.98	1.00	2.13	3.69	3.82	6.89	7.73	3.38	2.07	1.57	4.80	4.39	1.10	3.00
18398	1.09	0.95	1.21	1.61	2.99	2.66	3.60	3.17	4.83	2.65	3.15	1.84	3.14	3.54	1.30	2.48
18770	1.20	1.24	2.17	1.77	3.06	5.97	6.40	14.06	4.87	3.71	2.09	1.98	8.81	3.56	1.48	4.04
18887	1.86	1.18	1.77	1.66	2.54	4.92	9.38	6.39	4.55	6.88	2.46	2.33	6.90	4.63	1.79	3.83
18893	2.15	1.41	2.13	1.80	2.62	4.37	9.19	5.62	6.18	4.13	4.13	2.44	6.40	4.82	2.00	3.85
18895	1.26	1.86	5.88	1.77	3.72	6.08	8.38	7.51	5.72	3.81	2.52	2.17	7.33	4.02	1.76	4.22
18897	2.04	1.27	1.87	1.54	2.80	4.38	7.31	7.21	5.82	3.61	4.35	2.04	6.30	4.59	1.79	3.69
18901	1.80	1.10	1.93	1.74	2.97	2.97	7.74	6.94	6.81	4.50	3.54	1.84	5.88	4.95	1.58	3.66
18903	1.11	1.01	1.14	2.01	3.84	4.58	14.71	6.13	5.00	3.67	2.28	1.43	8.47	3.65	1.18	3.91
18905	2.89	1.62	1.72	1.81	3.32	4.30	5.72	5.16	5.03	3.33	4.18	2.66	5.06	4.18	2.39	3.48
18923	1.75	1.54	2.89	1.82	4.18	7.25	5.67	6.63	7.06	4.10	2.59	2.73	6.52	4.58	2.00	4.02
18929	1.31	0.95	1.98	2.05	2.95	3.34	4.78	7.34	6.79	5.90	2.76	2.10	5.15	5.15	1.45	3.52
18931	2.34	1.30	2.06	1.41	4.00	3.80	5.80	4.80	7.49	3.63	2.29	2.46	4.80	4.47	2.04	3.45
18935	2.95	1.75	3.54	2.30	5.60	5.66	5.64	6.79	8.73	5.59	3.96	2.37	6.03	6.09	2.36	4.57
18945	1.93	1.04	2.28	1.49	2.98	3.79	10.90	4.03	7.21	3.05	2.53	1.57	6.24	4.26	1.51	3.57
20905	1.92	1.99	1.80	1.25	2.50	3.61	3.46	2.98	5.50	4.11	2.02	2.73	3.35	3.87	2.21	2.82
20912	0.61	0.53	1.00	0.66	1.00	2.44	4.64	3.00	2.70	1.45	1.03	0.87	3.36	1.73	0.67	1.66
38485	1.30	1.37	1.53	1.32	2.61	4.46	5.61	8.58	6.32	2.49	2.14	1.99	6.22	3.65	1.55	3.31
3757	2.40	1.54	2.33	2.79	4.06	8.42	5.33	8.46	7.90	6.09	3.32	1.93	7.40	5.77	1.96	4.55
3595	1.37	1.01	1.26	1.84	2.65	3.73	4.32	4.79	5.14	3.82	2.42	1.61	4.28	3.80	1.33	2.83
3589	1.62	1.13	1.41	2.03	2.28	3.69	4.59	4.73	4.78	4.18	2.61	1.59	4.34	3.86	1.45	2.89
3588	1.15	1.14	1.09	1.56	2.31	3.53	4.37	5.13	4.80	3.54	2.36	1.45	4.35	3.57	1.24	2.70
s.c.	0.74	0.49	0.54	0.85	5.68	4.76	3.64	6.94	3.22	1.97	1.92	0.66	5.11	2.37	0.63	2.62

8.2 Definizione del valore soglia di erosivity density e creazione delle mappe

Per fissare la soglia critica di erosivity density da utilizzare per l'elaborazione della mappa di probabilità stagionale ed annuale si è deciso di adoperare il corrispettivo valore mediano di erosivity density, che è anche quello utilizzato in automatico dall'applicazione Geostatistical Analyst. In particolare la soglia rappresentativa per tutte le mappe stagionali è stata scelta confrontando le mediane relative alle quattro stagioni. Tra i due valori massimi (relativi all'estate ed all'autunno) è stato scelto quello inferiore (Tab. 4.8), cioè quello dell'autunno in modo da effettuare le stime assumendo una posizione più cautelativa.

Tab. 4.8 - Mediane dell'erosivity density relative alle quattro stagioni

RAINFALL EROSION DENSITY (MJ ha ⁻¹ h ⁻¹)	
	Mediana
Primavera	1.975
Estate	4.877
Autunno	4.247
Inverno	1.445

La soglia critica stagionale è di 4.247 (MJ ha⁻¹ h⁻¹), mentre quella annuale è di 3.1345 (MJ ha⁻¹ h⁻¹).

Come per l'Ordinary Kriging, anche per l'Indicatro Kriging c'è una fase iniziale di osservazione dei dati, anche se in questo caso non è necessario che essi seguano una particolare distribuzione. In figura 4.17 i dati mostrano una distribuzione quasi normale.

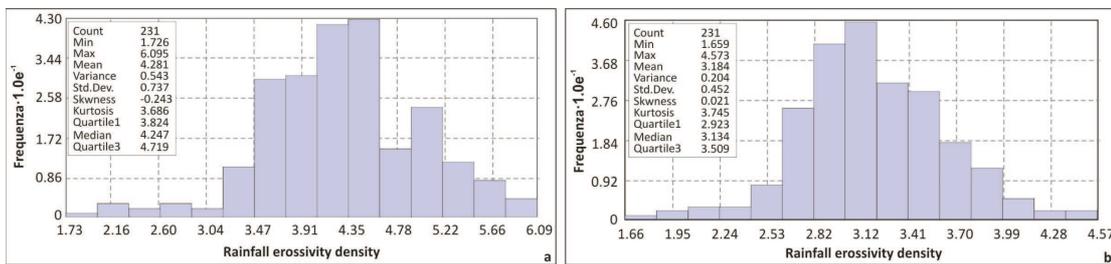


Fig. 4.17 - Istogrammi di frequenza dell'erosivity density stagionale (a) ed annuale (b)

Come in precedenza, anche in questo caso si è scelto di rappresentare i dati mediante la funzione di covarianza, con numero di lag pari a 7 (valore di default) e dimensione **h** del lag di 6 km. I rispettivi modelli di regionalizzazione sono esplicitati con i seguenti sistemi di equazioni:

Stagione:

$$C_R(h_x, h_y, \vartheta) = \begin{cases} 0.11 & h = 0 \\ 0.14 \cdot \left\{ 1 - \left[\frac{3}{2} \left(\frac{|h_x, h_y|}{a_1, a_2} \right) - \frac{1}{2} \left(\frac{|h_x, h_y|}{a_1, a_2} \right)^3 \right] \right\} + 0.11 & 0 < h \leq a_1, a_2 \\ 0 & h > a_1 \end{cases} \quad (4.56)$$

Anno:

$$C_R(h) = \begin{cases} 0.13311 & h = 0 \\ 0.11688 \cdot \left\{ 1 - \left[\frac{3}{2} \left(\frac{|h|}{a_1} \right) - \frac{1}{2} \left(\frac{|h|}{a_1} \right)^3 \right] \right\} + 0.13311 & 0 < h \leq a_1 \\ 0 & h > a_1 \end{cases} \quad (4.57)$$

La rappresentazione dei valori stagionali è stata effettuata mediante una funzione sferica in condizioni di anisotropia, mentre quella dei valori annuali mediante funzione sferica in condizioni di isotropia.

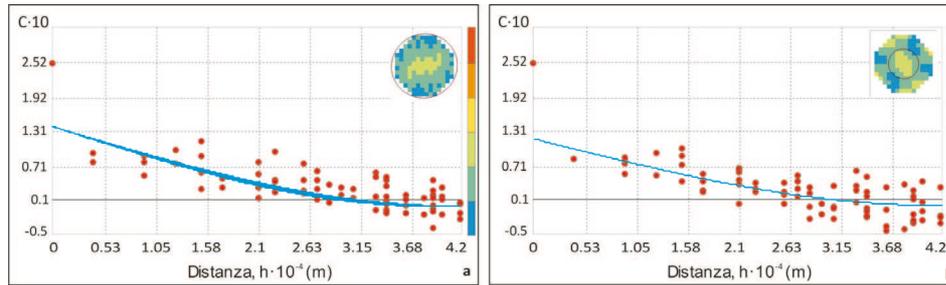


Fig. 4.18 – Funzioni di covarianza sperimentale (punti) stagionale (a) ed annuale (b) e dei modelli di regionalizzazione (curve continue) con le rispettive superfici di covarianza (nell'angolo in alto).

La modellazione strutturale raggiunge una distanza massima (*range*) di 38 e 42 km, per i valori stagionali (in condizioni di anisotropia), e di 41 km per quelli annuali (in condizioni di isotropia) prima di raggiungere il valore *sill* costante. In entrambi i casi è presente il *nugget* ed il rapporto *nugget/sill-totale* varia tra il 44% per i dati stagionali ed il 53% per quelli annuali.

I risultati della cross-validazione relativi agli errori di stima di 231 dati sono riportati nella tabella 4.9.

Tab. 4.9 Previsione degli errori dell'indicator kriging.

Prediction error	STAGIONE	ANNO
Mean	0.005478	0.00754
Root-Mean-Square	0.4086	0.4254
Average Standard Error	0.4040	0.4257
Mean Standardized	0.008982	0.01243
Root-Mean-Square Standardized	1.025	1.003

Il Root-Mean-Square-Standardized error è prossimo a 1, la Root-Mean-Square e l'Average Standard Error sono vicini allo zero, con valori di 0.40 MJ ha⁻¹h⁻¹, per i valori stagionali, e di 0.42 MJ ha⁻¹h⁻¹ per quelli annuali. Per quanto riguarda gli errori medi, i valori sono sempre prossimi allo zero.

Nell'applicazione dell'Indicator Kriging, è possibile visualizzare anche il grafico di predizione in cui sono rappresentati i punti campione, la soglia critica di erosivity density e la probabilità di superamento della soglia di ogni campione (Fig. 4.19).

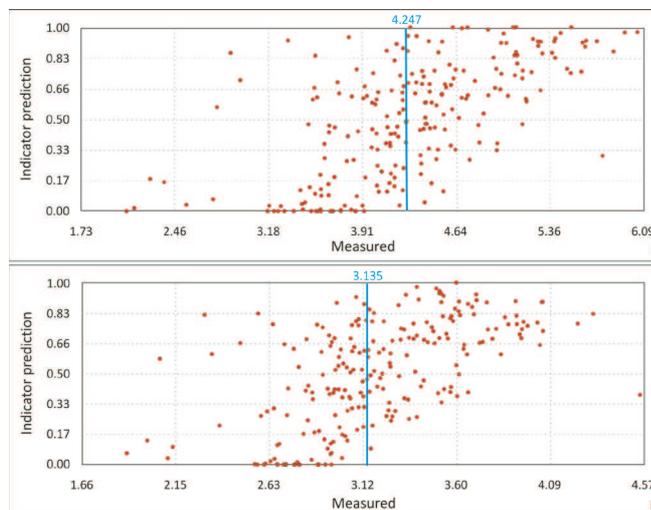


Fig. 4.19 -Indicator prediction dei valori stagionali (a) e annuali (b) dell'erosivity density. I pallini rossi indicano le stazioni e la linea blu il valore di soglia critica.

Come si può vedere dai grafici in figura 4.19, per quanto riguarda i dati stagionali (Fig. 4.19a), ci sono all'incirca 30 stazioni, (rappresentate dai puntini rossi), che presentano più del 90% di possibilità di superare il valore soglia critica (indicata dalla linea verticale blu), mentre per i dati annuali (Fig. 4.19b) circa una decina di stazioni hanno la stessa probabilità di superamento del valore critico.

La visualizzazione spaziale dei risultati ottenuti dall'applicazione dell'indicator kriging è rappresentata dalle due mappe di probabilità di superamento della soglia di erosivity density sia per i dati stagionali che annuali (Fig.4.20).

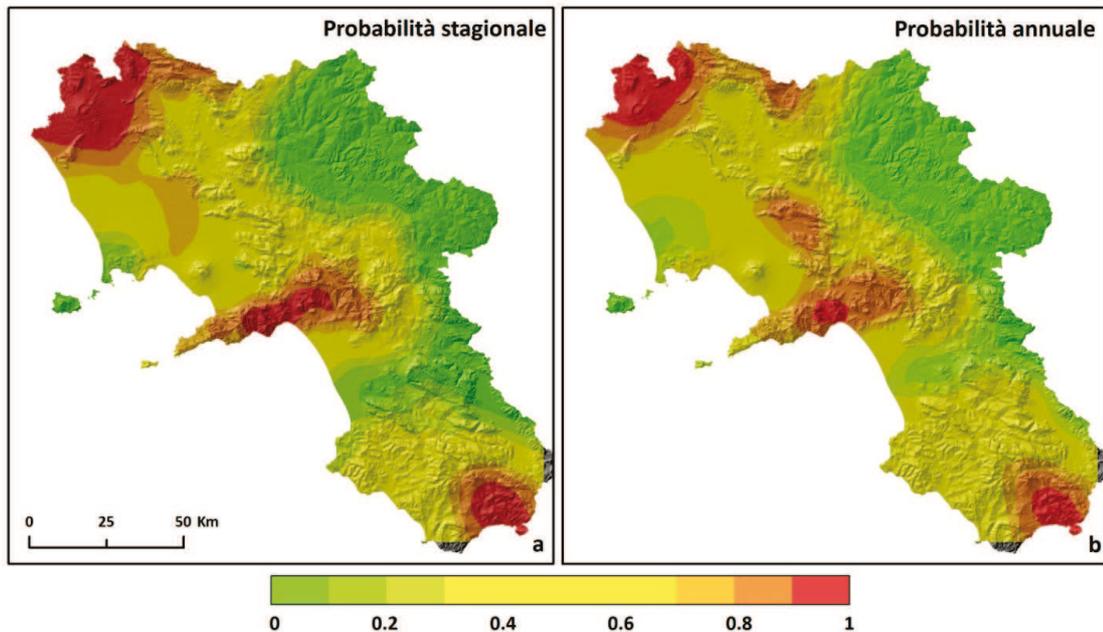


Fig.4.20 -Mappe di probabilità di superamento della soglia critica di erosivity density per la stagione (a) e per l'anno (b).

Risulta molto chiaro come per lo scenario stagionale ci siano tre aree principali con probabilità di superamento della soglia oltre il 90%; in particolare la zona di Roccamonfina ed il settore occidentale del Monte Matese, i Monti Lattari e parte dei Monti Picentini e dei Monti di Sapri.

La probabilità di superamento più bassa è attribuibile, invece, alle aree interne della regione, all'isola d'Ischia e Campi Flegrei, ai Monti Alburni e parte della Piana del Sele.

Per quanto riguarda, invece, lo scenario annuale, le aree con probabilità di superamento maggiore del 90% diminuiscono in estensione e sono relative solo alla zona di Roccamonfina ed il settore occidentale del Monte Matese, una piccola porzione tra i comuni salernitani di Cava de Tirreni, Vietri sul Mare e Pellezzano e la zona dei Monti di Sapri. Le aree con probabilità di superamento bassa, sono pressappoco identiche allo scenario stagionale.

BIBLIOGRAFIA.

- Agterberg F. P. (1984).** Trend surface analysis. In G.L. Gaile and C. J. Willmott Eds., Spatial statistics and models. Reidel, Dordrecht, the Netherlands, pp.147-171.
- Atkinson P. M., Lloyd C. D. (1998).** Mapping Precipitation in Switzerland with Ordinary and Indicator Kriging. Special issue: Spatial Interpolation Comparison 97. Journal of Geographic Information and Decision Analysis. 2(1-2):72-86.
- Castrignanò A., Buttafuoco G. (2004).** Analisi spaziale mediante tecniche geostatistiche. Dispensa del Corso di Geostatistica.
- Clark P. J., Evans F. C. (1954).** Distance to nearest neighbor as a measure of spatial relationships in populations. Ecology. 35(4):445-453.
- Davis B. M. (1987).** Uses and abuses of cross-validation in geostatistics. Mathematical Geology. 19(3):214.
- Diodato N. (2006).** Modelling net erosion responses to enviroclimatic changes recorded upon multiseccular timescales. Geomorphology. 80:164-177.
- Glacken I., Blackeney P. (1998).** A predictioners implementation of indicator Kriging. In: Proceedings of the Symposium on Beyond Ordinary Kriging, 30 October 1998, Perth Western, Australia. pp.26-39.
- Goovaerts P. (2000).** Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. Journal of Hydrology. 228:113-129.
- Goovaerts P. (1998).** Geostatistical tools for characterizing the spatial variability of microbiological and physico-chemical soil properties. Biol. Fertil Soils. 27:315-334.
- Goovaerts P. (1997).** Geostatistic for natural resources evaluation. Oxford University Press, N.Y. pp. 483.
- Isaaks E. H., Srivastava R. M. (1989).** An introduction to applied geostatistic. Oxford University Press. N.Y. pp.561.
- Johnston K., Ver Hoef J. M., Krivoruchko K., Lucas N. (2001).** Using ArcGis Geostatistical Analys. ESRI. pp.300.
- Journel A. G. (1983).** Non-parametric estimation of spatial distribution. Math. Geol. 15:445-468.
- Journel A. G., Huijbregts C. J. (1978).** Mining geostatistics. Academic Press, San Diego, CA. pp. 600.

- Kyriakidis P. C., Kim J., Miller N. L. (2001).** Geostatistical Mapping of Precipitation from Rain Gauge Data Using Atmospheric and Terrain Characteristics. *Journal of Applied Meteorology*. 40(11):1855-1877.
- Matheron G. (1970).** La théorie des variables régionalisées et ses applications, Les cahiers du centre de morphologie mathématique, fasc. 5. pp. 212.
- McBratney A. B., Webster R. (1983).** Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. V. Co-regionalization and multiple sampling strategy. *J. Soil Sci.* 34:137-162.
- Myers D. E. (1994).** Spatial Interpolation: an overview. *Geoderma*. 62:17-28.
- Nash J. E., Sutcliffe J. V. (1970).** River flow forecasting through conceptual models part I-A discussion of principles. *Journal of Hydrology*. 10:282-290.
- Pardo-Igúzquiza E. (1998).** Comparison of geostatistical methods for estimating the areal average climatological rainfall mean using data on precipitation and topography. *International Journal of Climatology*. 18(9):1031-1047.
- Phillips D. L., Dolph J., Marks D. (1992).** A comparison of geostatistical procedures for spatial analysis of precipitation in mountainous terrain. *Agricultural and Forest Meteorology*. 58:119-141.
- Renard K. G., Foster G. R., Weesies G. A., McCool D. K., Yoder D. C. (1997).** Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). *USDA Agricultural Handbook N. 703*. pp.404.
- Thiessen A. H. (1911).** Precipitation average for large areas. *Monthly Weather Review*. 39:1082-1084.
- Vachaud G., Passerat de Silans A., Balabanis P., Vauclin M. (1985).** Temporal stability of spatially measured soil water probability density function. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49:822-828.
- Wackernagel H. (2003).** Multivariate geostatistics: an introduction with applications. Eds. Springer. pp. 387.

CAPITOLO V – IL FATTORE TOPOGRAFICO

1. Metodi di stima del fattore topografico

L'influenza della topografia è uno dei principali aspetti legati ai fenomeni di erosione ed è generalmente espresso come prodotto tra L (lunghezza del versante) ed S (pendenza del versante). In particolare la lunghezza è definita come la distanza orizzontale tra il punto di origine del ruscellamento e il punto in corrispondenza del quale la pendenza diminuisce fino a determinare la deposizione del sedimento oppure il ruscellamento superficiale da distribuito lungo il versante diviene più concentrato e iniziano processi di erosione incanalata (Wischmeier e Smith, 1978).

Si è riscontrato che aumentando la lunghezza e la pendenza del versante aumenta la velocità di scorrimento superficiale e l'erosione prodotta è maggiore (Haan et al., 1994). Inoltre, la perdita di suolo è molto meno sensibile alla variazione della lunghezza del versante rispetto alla variazione della pendenza (McCool et al., 1987).

Le principali informazioni disponibili e gli approcci utilizzati nelle stime dell'erosione idrica del suolo derivano molto spesso da studi effettuati su versanti a modesta pendenza (terreni agricoli) e la maggior parte dei dati ottenuti per i pendii ripidi derivano solo tramite semplici estrapolazioni. La disponibilità di dati sugli effetti della pendenza e della lunghezza dei versanti nei fenomeni di erosione del suolo è sostanzialmente assente per i pendii con pendenza maggiore del 16%, perché generalmente è difficile trovare delle aree coltivate su pendenze del genere (McCool et al., 1993). Inoltre, l'inaccessibilità dei luoghi ed i costi legati a questo tipo di ricerca sono alcune delle principali limitazioni che spiegano l'assenza di studi effettuati su versanti con pendenze più elevate. In ogni caso negli anni sono stati proposti diversi modelli per la valutazione dei due fattori topografici.

In generale i modelli utilizzati per descrivere l'effetto della pendenza e della lunghezza del versante sulla perdita di suolo per effetto della pioggia e del ruscellamento su aree in pendenza sono per lo più funzioni lineari di potenza o polinomiali (Nearing, 1997; Liu, et al., 1994). Liu, et al., 1994 hanno constatato che per valori di pendenze fino al 25% circa, tutte queste equazioni per la stima della perdita di suolo forniscono valori abbastanza simili, ma diventano "significativamente differenti" per valori di pendenza più elevati.

Renner nel 1936 ha condotto un'indagine sugli effetti della pendenza (senza considerare la lunghezza dei versanti), e di altri fattori (tipo di vegetazione, suolo, l'inaccessibilità al bestiame) sull'erosione del suolo ed ha constatato che l'effetto massimo della pendenza si otteneva per valori di pendenza di 35% considerando anche la presenza del bestiame, ma che eliminando quest'ultimo, i valori di erosione del suolo tendevano ad aumentare anche con valori di pendenza superiori al 35%.

Nel 1940, Zingg ha effettuato degli studi su varie tipologie di suolo e con differenti pendenze pervenendo ad una relazione matematica per esprimere l'effetto della topografia sull'erosione del suolo, secondo cui:

$$A_s \propto \lambda^{0.6} s^{1.4} \quad (5.1)$$

dove A_s (t/ha) è la perdita di suolo media per unità di area, λ (piedi) è la lunghezza del versante ed s (%) è la pendenza (espressa come $100 \cdot \tan \vartheta$, dove ϑ è l'angolo di pendenza espresso in gradi).

Studi condotti da Musgrave (1947) hanno portato alla formulazione di un'equazione per la valutazione dell'effetto della pendenza sulla perdita di suolo:

$$A = a_c + b_c s^{n_c} \quad (5.2)$$

dove a_c , b_c e n_c sono costanti e sono funzioni dell'intensità di pioggia, del suolo e della copertura. In particolare, il n_c è di circa 1.35 (mentre l'esponente della lunghezza del versante è 0.35). Sulla base dell'equazione di Musgrave (1947), Smith e Whitt (1947, 1948) analizzando i dati di perdita di suolo raccolti da Neal (1938) da stime di erosione su parcelle di 3.7 m di lunghezza e 1.1 m di larghezza con pendenze fino a circa il 16% utilizzando pioggia simulata, hanno formulato la seguente relazione:

$$A_s = 0.025 + 0.052 s^{4/3} \quad (5.3)$$

Nel 1957, una notevole quantità di dati sulla perdita suolo erano disponibili per diverse tipologie di terreni agricoli. Smith e Wischmeier (1957) sono stati in grado di identificare una equazione parabolica sulla base di dati di perdita di suolo raccolti in diciassette anni utilizzando precipitazioni naturali su parcelle (11.1 e 22.1 lunghe e larghe 4.3 m) con pendenze del 3%, 8%, 13% e 18% (Hays et al., 1949) su un terreno della stazione sperimentale LaCross nel Wisconsin, USA. L'equazione derivata da questi studi ha la seguente forma:

$$A_s \propto 0.0650 + 0.0453s + 0.00650s^2 \quad (5.4)$$

Successivamente, mediante l'integrazione di altri dati derivanti da ulteriori studi (tra cui quello di Zingg, 1940) la relazione 5.4 ha assunto la seguente forma:

$$A_s \propto 0.43 + 0.30s + 0.0430s^2 \quad (5.5)$$

Da dati di perdita di suolo di 136 posizioni Smith e Wischmeier (1957) hanno analizzato la lunghezza del versante, elaborando la seguente relazione:

$$A_s \propto \lambda^{m_c} \quad (5.6)$$

dove m_c assume valore di 0.46. Sempre Wischmeier e Smith (1965) nell' USDA Agriculture Handbook che spiega l'utilizzo della USLE, hanno combinato le equazioni 5.5 e 5.6 ed hanno portato alla seguente relazione della stima della lunghezza dei versanti (espresso come funzione di λ) e della pendenza (espressa come funzione di s):

$$A_s \propto \lambda^{0.5}(0.43 + 0.30s + 0.043s^2) \quad (5.7)$$

Poiché tale equazione è stata ottenuta sotto particolari condizioni (versante lungo meno di 122 m e pendenza compresa tra 3% e 18%), con suolo indisturbato a tessitura media), nel 1978 Wischmeier e Smith modificarono l'equazione 5.7 analizzando dati di perdita di suolo di terreni coltivati per ridurre l'effetto del fattore pendenza S_u (espresso come funzione del $\sin\theta$) sulla perdita di suolo prevista:

$$LS_u = \left(\frac{\lambda}{22.13} \right)^{m_c} (65.41 \sin^2\theta + 4.56 \sin\theta + 0.0654) \quad (5.8)$$

dove LS_u è il fattore lunghezza e pendenza del versante relativo ad una parcella con lunghezza di 22.13 m e pendenza uniforme del 9% (cioè, esattamente, $\sin \vartheta = 0,0896$ o $\vartheta = 5,143$); λ è la lunghezza del versante orizzontale (m); e m_c equivalente a 0,5 per $s > 5\%$, 0,4 per $3\% < s \leq 5\%$, 0,3 per $1 < s \leq 3\%$, e 0,2 per $s \leq 1\%$. La differenza principale tra le equazioni 5.7 e 5.8 deriva dalla diversa definizione di s (%) da $100 \cdot \tan \vartheta$ a $100 \cdot \sin \vartheta$. Per pendenze inferiori al 20%, i valori di perdita di suolo previsti utilizzando la funzione seno o tangente per l'angolo di pendenza sono quasi uguali, di conseguenza, il cambiamento ha un effetto insignificante. Tuttavia, per pendenze superiori al 20%, vi è un iniziale rapido aumento della tangente dell'angolo di versante,

che culmina in un valore infinito per un pendio verticale, mentre il seno si avvicina all'unità.

Combinando i risultati di studi fatti da Zingg (1940), Musgrave (1947), Smith e Whitt (1947) e Wischmeier e Smith (1965) è stata ottenuta la seguente espressione per il fattore LS_u :

$$LS_u = \left(\frac{\lambda}{22.13} \right)^{m_c} \left(\frac{\sin \theta}{\sin 5.143^\circ} \right)^{n_c} \quad (5.10)$$

Dove n_c è un coefficiente di regressione. L'utilizzo dei valori costanti al denominatore normalizzano la relazione alle condizioni della parcella della USLE di lunghezza 22.23 m e pendenza di 5.243°.

Utilizzando la teoria dello "unit stream power", Moore e Burch (1986a, b) hanno proposto il fattore LS_u secondo l'espressione:

$$LS_u = \left(\frac{A_{sp}}{22.13} \right)^{m_c} \left(\frac{\sin \theta}{\sin 5.143^\circ} \right)^{n_c} \quad (5.10)$$

dove A_{sp} è l'area specifica contribuente (m^2/m), θ è l'angolo di pendenza (in gradi), m_c e n_c sono dei parametri che variano tra 0.4 a 0.6 e 1.2 a 1.3 rispettivamente.

Moore e Burch (1986a, b) affermano che il fattore LS_u calcolato così è in realtà una misura della capacità di trasporto solido del flusso superficiale, e che può essere utilizzato per mappare gli effetti idrologici, sull'erosione del suolo in ambienti naturali. Tuttavia, il termine A_{sp} può caratterizzare l'effetto convergente e divergente del terreno sull'erosione del suolo, a differenza del termine λ nella USLE e RUSLE (Moore & Wilson, 1992). Inoltre moltiplicando questo fattore LS_u di Moore e Burch (1986a, b) per (m_c+1) è possibile prevedere l'erosione del suolo in ogni punto del terreno (Griffin et al, 1988).

Young e Mutchler (1969) hanno riportato i risultati di un esperimento condotto su terreni argilloso-limosi nel sud-est del Sud Dakota (Stati Uniti) ottenendo una funzione con un coefficiente di determinazione di 0.87:

$$A_s = 0.00018 Q_t^{1.24} S^{0.74} \quad (5.11)$$

in cui A_s è la perdita di suolo (t/ha) e Q_t è il deflusso (m^3).

Nel 1975 Foster e Meyer hanno confermato che, in generale, la perdita di suolo è influenzata dalla pendenza secondo una funzione potenza, del tipo:

$$A_s = s^{n_c} \quad (5.12)$$

dove n_c va da 0 a 2.

Diversi autori hanno condotto degli studi e confermato l'influenza sulla perdita di suolo dalla pendenza (Hudson & Jackson, 1959; Fournier, 1967; Roose, 1975; Dangler & El-Swaify, 1976; Lal, 1976); la perdita di suolo in genere aumenta con pendenza del terreno in modo esponenziale (Roose, 1977). I risultati dei vari studi hanno mostrato una grande variazione nell'effetto comparativo della pendenza e della lunghezza dei versanti sull'erosione del suolo. Tuttavia, l'influenza della pendenza sulla perdita di suolo presenta una gamma di effetti più ampia rispetto a quella della lunghezza dei versanti. La maggior parte dei dati di perdita del terreno, però, sono stati raccolti su parcelle o in canali di laboratorio con pendenza al massimo di 20%. Solo pochi ricercatori hanno effettuato i loro esperimenti su pendii ripidi come quelli che si hanno nelle aree boschive, nei pascoli ecc.

Nel tentativo di riformulare l'equazione per il calcolo del fattore S_u nella USLE, McCool et al. (1987) ha ottenuto due relazioni, per versanti a debole pendenza ($s > 9\%$) e per versanti acclivi ($s > 9\%$), utilizzate successivamente anche nella RUSLE:

$$S_u = 10.8 \sin \theta + 0.03 \quad \text{per } s < 9\% \quad (5.13)$$

$$S_u = 16.8 \sin \theta - 0.50 \quad \text{per } s > 9\% \quad (5.14)$$

Liu, Nearing e Risse (1994) elaborando i dati sulla perdita di suolo su suolo agricolo in Cina con pendenze comprese tra 9% e 55% hanno evidenziato che S_u (quindi, la perdita di suolo) è correlata linearmente al seno dell'angolo di inclinazione:

$$S_u = 21.19 \sin \theta - 0.96 \quad (5.15)$$

Successivamente, Nearing (1997) ha elaborato una singola funzione che sostituisse le due della RUSLE (eq. 5.13 e 5.14) e che quindi fosse adatta per ogni valore di pendenza:

$$S_u = -1.5 + \frac{17}{(1 + e^{3.2 - 6.1 \sin \theta})} \quad (5.15)$$

2. Calcolo del fattore topografico in Campania

Il calcolo del fattore LS per la determinazione dell'erosione dei versanti è sempre stato alquanto problematico. Infatti, il tradizionale metodo di calcolo di questo fattore era stato definito per una stima a livello locale disponendo di misure accurate sia per la lunghezza del versante che per la sua pendenza. La necessità di dover descrivere i processi erosivi ad una scala regionale, insieme con lo sviluppo di modelli idrologici in ambiente GIS e la disponibilità di Modelli Digitali del Terreno con sempre maggiore risoluzione, ha favorito negli ultimi anni lo sviluppo di algoritmi di calcolo più complessi in grado di riflettere meglio le caratteristiche topografiche del terreno.

Il fattore LS è funzione della lunghezza e della pendenza delle superfici. Se per un verso, grazie ad un DTM con adeguata precisione, il fattore S è calcolabile abbastanza semplicemente, il fattore L è invece di difficile quantificazione. Esso è un elemento importante in quanto incide sull'energia cinetica che l'acqua acquisisce scorrendo in superficie e quindi sulla sua capacità di asportazione del suolo; una delle difficoltà nella sua determinazione sta nel dover considerare elementi quali strade, fossi e interruzioni di pendenza, che rappresentano punti di discontinuità nella lunghezza del versante e che incidono quindi sulle dinamiche di scorrimento dell'acqua.

Per ottenere valori di L il più vicino possibile alla situazione reale, in questo studio non è stata utilizzata la formula prevista dalla metodica ufficiale (Wischmeier e Smith, 1965; 1978), bensì è stata utilizzata la relazione proposta da Moore e Burch (1986a, b):

$$LS = \left(\frac{A}{22.1} \right)^{0.6} \times \left(\frac{\sin \alpha}{0.0896} \right)^{1.3} \quad (5.15)$$

in cui A rappresenta l'area contribuyente specifica a monte della cella quadrata utilizzata, ed α (°) è la pendenza del terreno nella cella.

Moore e Burch (1986) non considerano la semplice lunghezza unidimensionale del versante ma ricorrono al concetto di "specific catchment area" cioè area contribuyente specifica (fig.5.1), definita come rapporto tra l'area di un elemento del bacino (A), sottobacino (o versante o parte di esso) e la larghezza (b) della sua parte

terminale, definita dalla curva di livello che sottende l'area (dimensionalmente si tratta quindi di una lunghezza e non di un'area).

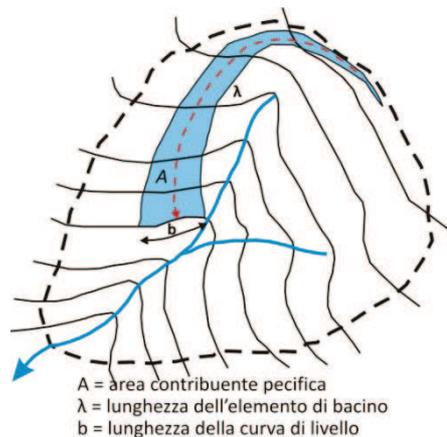


Fig.5.1 Schema dell'area contribuyente specifica

L'area dell'elemento considerato è data dal prodotto tra la lunghezza (λ) di un elemento topografico del bacino (o del versante o di parte di esso) e la larghezza (b) della sua parte terminale, moltiplicati per un fattore di forma maggiore, minore o pari a 1 a seconda che l'elemento considerato sia convergente, divergente o rettangolare.

Per il calcolo è stato utilizzato il DTM con risoluzione 20 m ed in particolare l'area contribuyente specifica è stata determinata attraverso l'applicazione *TauDem Tools 5.0* (Tarboton 1997a), in particolare determinando le direzioni di deflusso attraverso una funzione applicativa denominata "Flow direction" ed applicando una funzione detta "Flow accumulation" per il conteggio delle celle a monte.

- Calcolo dell'area contribuyente specifica

L'area contribuyente è la porzione planimetrica di area a monte di un elemento topografico discreto, estesa sino allo spartiacque, che contribuisce alla formazione del deflusso nell'elemento considerato. Il calcolo dell'area contribuyente non è univoco, ma dipende dall'adozione di alcuni algoritmi per l'identificazione delle direzioni di deflusso. In particolare si può utilizzare l'algoritmo D-8 o il D- ∞ .

Nell'algoritmo D-8 (O'Callaghan & Mark, 1984) viene ipotizzato che il deflusso che attraversa una generica cella del DEM si muova interamente lungo la direzione che esprime il massimo gradiente topografico negativo tra la cella in esame e quelle adiacenti. Le possibili direzioni esplorate dall'algoritmo sono otto ovvero quelle degli assi di simmetria che si irradiano dal centro della cella (da cui il nome dell'algoritmo D8).

Secondo l'algoritmo D- ∞ (Tarboton, 1997b) il deflusso che attraversa una certa cella si muove verso valle lungo una sola direzione, ma a differenza di quanto accade per il D-8, tale direzione non deve necessariamente coincidere con uno degli otto assi principali di simmetria. La superficie di ciascuna cella viene suddivisa in otto porzioni triangolari con vertice condiviso al centro della cella (fig. 5.2); a ciascuna di esse viene assegnata una pendenza in funzione della quota dei baricentri delle celle confinanti (fig. 5.3).

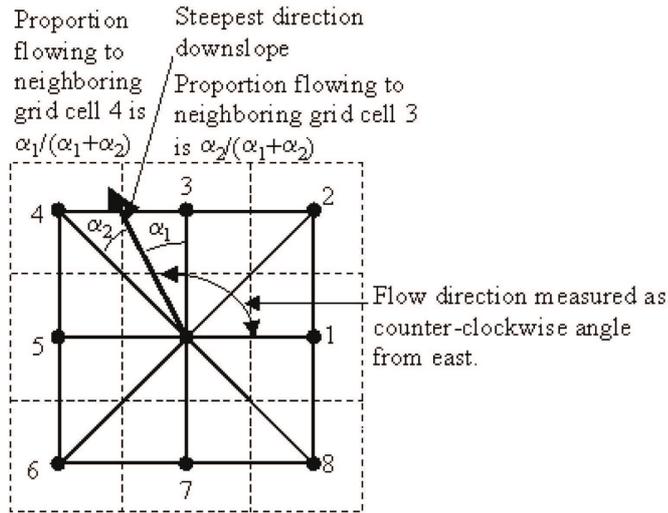


Fig. 5.2 Definizione della direzione di deflusso lungo la direzione di massima pendenza tra le otto porzioni triangolari di superficie centrate nel baricentro della cella (da Tarboton, 1997b)

Con riferimento ad una sola delle porzioni triangolari, ad esempio la 1 di figura 5.2, la pendenza è rappresentata dalle seguenti formulazioni:

$$s_1 = \frac{(e_0 - e_1)}{d_1} \tag{5.16}$$

$$s_2 = \frac{(e_1 - e_2)}{d_2} \tag{5.17}$$

in cui e_i sono le quote delle celle e d_i le distanze come rappresentate in figura 5.3.

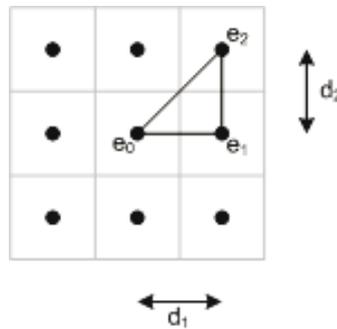


Fig. 5.3 - Definizione delle variabili per il calcolo della pendenza per una delle otto porzioni triangolari di superficie in cui è scomposta una singola cella del DEM.

Noto il vettore (s_1, s_2) , il modulo s della pendenza e la direzione r associata alla porzione di superficie sono definite dalle relazioni:

$$r = \arctan\left(\frac{s_2}{s_1}\right) \tag{5.18}$$

$$s = \sqrt{s_1^2 + s_2^2} \tag{5.19}$$

Se la direzione r risulta esterna alla superficie della porzione triangolare rappresentata in figura 5.2, la direzione di deflusso viene fatta coincidere con il più prossimo dei due lati $\overline{e_0e_2}$, $\overline{e_0e_1}$ ed il deflusso ridirezionato alla cella adiacente in direzione cardinale o diagonale senza subire ripartizione. Nel caso in cui la direzione

individuata ricada all'interno della porzione, essa viene ripartita tra le due celle in direzione cardinale e diagonale in modo inversamente proporzionale agli angoli α_1 ed α_2 formati da r con le due direzioni principali di simmetria (Fig. 5.3). Ne consegue che il deflusso che caratterizza una cella, nel muoversi verso le celle adiacenti a quota inferiore, o non viene ripartito o viene ripartito al più tra due di esse. La pendenza locale associata alla cella è la maggiore tra quelle calcolate per le otto porzioni triangolari.

Il metodo D-8 è adatto per l'identificazione dei singoli canali, dell'intero reticolo ed dei limiti del bacino. Tuttavia, si basa su due ipotesi semplificatrici che non colgono la geometria del flusso divergente su versanti, cioè l'uso di otto angoli di flusso discreto e che ogni pixel ha una sola direzione di flusso, vale a dire, tutto il flusso lasciando un dato pixel (o l'area di flusso che contribuisce al pixel) si presume che scorra in un singolo pixel vicino posto a valle. Mentre queste semplificazioni sono valide nelle regioni in cui il flusso è convergente, come ad esempio nelle aree canalizzate, non funzionano bene sulle aree divergenti (fig. 5.4a). Questo porta ad errori potenzialmente elevati nel calcolo dell'area contribuyente per le aree di versanti, anche se i valori calcolati per i canali sono corrette. L'algoritmo del D- ∞ è stato proposto da Tarboton (1997b), nel tentativo di calcolare l'area contribuyente con maggiore precisione proprio nelle aree di versante (fig. 5.4b)

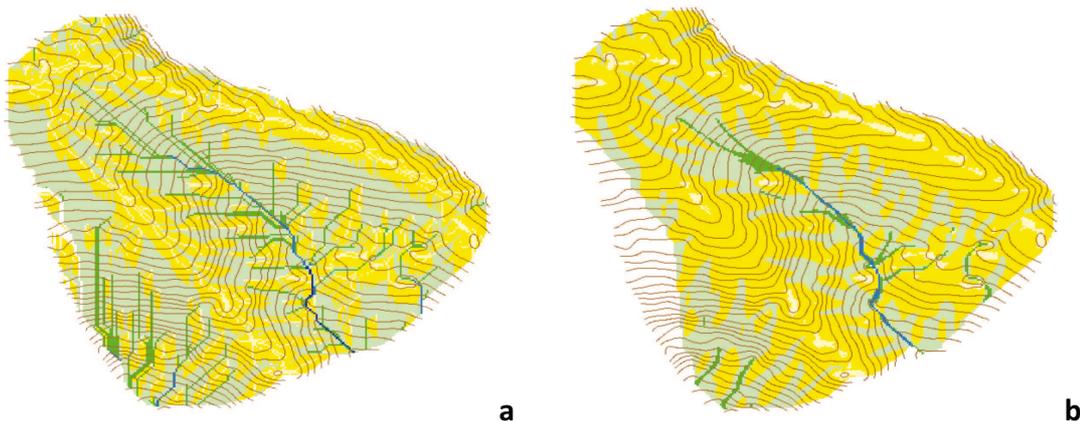


Fig. 5.4 Area contribuyente calcolata rispettivamente mediante l'algoritmo D8 (a) e D-infinito (b).

Per la valutazione dell'area contribuyente specifica nella presente Tesi è stato utilizzato l'algoritmo D- ∞ .

Poiché il seguente studio pone l'attenzione alle aree di versante, escludendo i processi che caratterizzano le incisioni fluviali, quest'ultime sono state escluse nella stima dell'area contribuyente specifica. Considerando che l'area minima per la formazione di un'incisione è di 10 ettari (0.1 km^2), e considerando la risoluzione del DEM utilizzato (20m) sono state escluse dal calcolo le aree contribuyente specifiche maggiori di 5000 m.

A questo punto è stato calcolato il fattore topografico LS per la Campania (fig.5.5) secondo l'equazione 5.15.

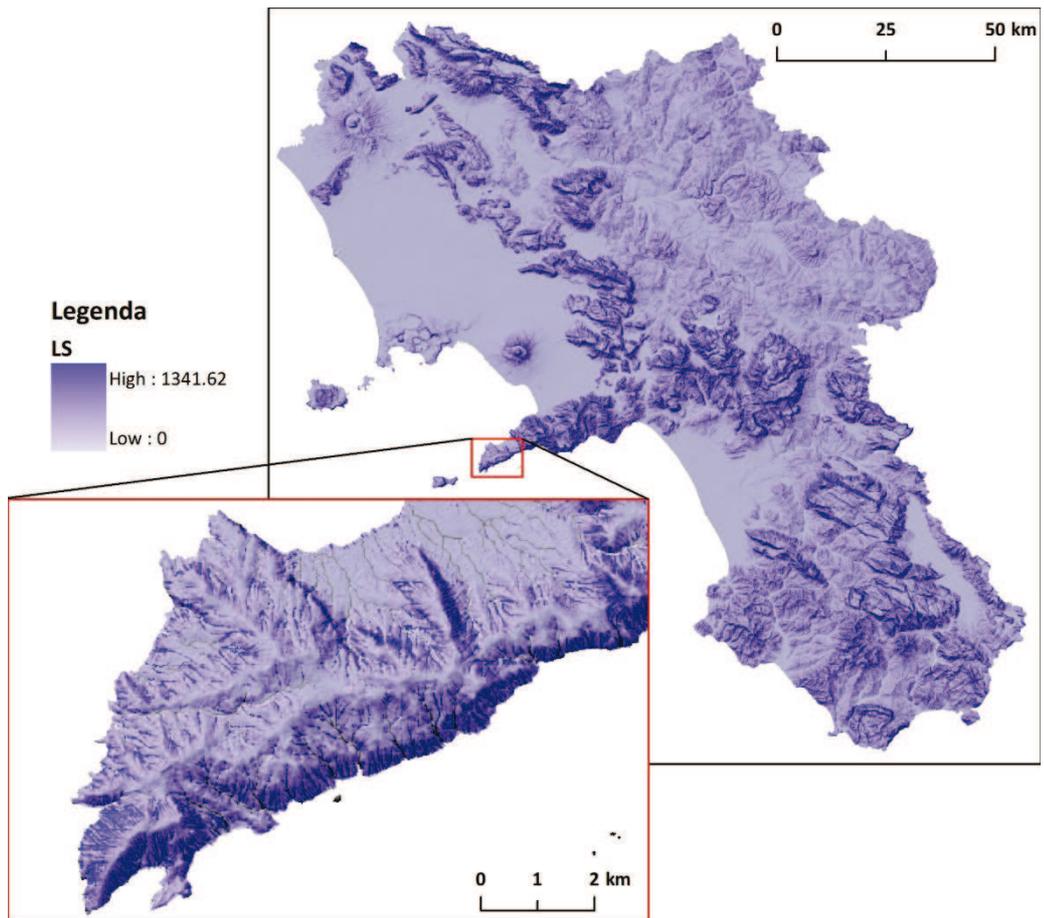


Fig. 5.5 Mappa del fattore topografico

BIBLIORAFIA

- Dangler E. W., El-Swaify S. A. (1976).** Erosion of selected Hawaii soils by simulated rainfall. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 40:769-773.
- Foster G. R., Meyer L. D. (1975).** Mathematical simulation of upland erosion by fundamental erosion mechanics In *Present and Prospective Technology for Predicting Sediment Yields and Sources. Proc. of Sediment Yield Workshop.* U.S. Department of Agriculture Sedimentation Laboratory, Oxford, Mississippi, 28-30 November 1972, ARS-S-40. Agricultural Research Service, U.S. Dept. of Agriculture, Washington, D. C., U. S. A. pp. 190-207.
- Fournier F. (1967).** Research on soil erosion and soil conservation in Africa. *Soils Africiens.* 12:53-96.
- Griffin M. L., Beasley D. B., Fletcher J. J., Foster G. R. (1988).** Estimating soil loss on topographically non uniformed field and farm units. *J. Soil and Water Conserv.* 43:326-331.
- Haan C. T., Barfield B. J., Hayes J. C. (1994).** *Design Hydrology and Sedimentology for Small catchments.* Academic Press, New York.
- Hays O. E., McCall A. G., Bell F. G. (1949).** Investigations in erosion control and the reclamation of eroded land at the Upper Mississippi Valley Conservation Experiment Station near La Crosse, Wisconsin, 1933-43. *USDA Tech. Bull. N.* 973. pp. 87.
- Hudson N. W., Jackson D. C. (1959).** Results achieved in the measurement of erosion and runoff in southern Rhodesia. *Proc. Inter-African Soils Conference Compte Rendus.* 3:575-583.
- Lal R. (1976).** Soil erosion problems on an Alfisol in western Nigeria and their control. *Monograph N. 1, IITA, Ibadan, Nigeria.*
- Liu B. Y., Nearing M. A., Risse L. M. (1994).** Slope gradient effects on soil loss for steep slopes. *Trans. ASAE.* 37(6):1835-1840.
- 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. *Trans. ASAE.* 30(5):1387-1396.
- McCool D. K., George G. O., Freckleton M., Douglas C. L., Papendick R. I. (1993).** Topographic effect on erosion from cropland in the Northwestern Wheat Region. *Trans. ASAE* 36(4): 1067-1071.
- Moore I. D., Burch G. J. (1986a).** Modeling erosion and deposition: Topographics effects. *Transaction ASAE.* 29:1624-1640.

- Moore I. D., Burch G. J. (1986b).** Physical basis of the length-slope factor in the Universal Soil Loss Equation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50:1294-1298.
- Moore, I. D., Wilson J. P. (1992).** Length-slope factors for the Revised Universal Soil Loss Equation: simplified method of estimation. *J. Soil and Water Conserv.* 47(5):423-428.
- Musgrave G. W. (1947).** The quantitative evaluation of factors in water erosion: a first approximation. *J. Soil and Water Conserv.* 2(3):133-138, 170.
- Neal J. H. (1938).** The effects of degree of slope and rainfall characteristics on runoff and erosion. *Univ. Missouri Agric. Exp. Sta. Res. Bull.* 280. pp.47.
- Nearing M. A. (1997).** A single continuous function for slope steepness influence on soil loss. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61:917-919.
- O'Callaghan J. F., Mark D.M. (1984).** The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Comput. Vision, Graphics, and Image Process.* 28:323–344.
- Renner F. G. (1936).** Conditions influencing erosion on the Boise River watershed. *USDA Tech. Bull.* 528. pp.32.
- Roose E. J. (1977).** Use of the Universal Soil Loss Equation to predict erosion in West Africa. In: *Soil Erosion - Prediction and Control* by G.R. Foster (ed.), Ankeny, Iowa, U. S. A. SCSA Special Publication 21:60-74.
- Roose E. J. (1975).** Erosion et ruissellement en Afrique de l'ouest. Vingt années de mesures en petites parcelles expérimentales. *Orstom. Abidjan.* pp.92.
- Smith D. D., Whitt D. M. (1948).** Evaluating soil losses from field areas. *Agr. Eng.* 29:394-396.
- Smith D. D., Whitt D. M. (1947).** Estimating soil losses from field areas of claypan soil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 12:485-490.
- Smith D. D., Wischmeier W. H. (1957).** Factors affecting sheet and rill erosion. *Trans. Am. Geophys. Union.* 38(6):889-896.
- Tarboton D. G. (1997a).** TauDem Tools 5.0.: <http://hydrology.usu.edu/taudem/taudem5.0/index.html>
- Tarboton D. G. (1997b).** A New Method for the Determination of Flow Directions and Contributing Areas in Grid Digital Elevation Models. *Water Resources Research.* 33(2):309-319.
- Wischmeier W. H., Smith D. D. (1978).** Predicting rainfall erosion losses: A guide to conservation planning. Department of Agriculture, Washington, DC. *Agriculture Handbook N.537.*

- Wischmeier W. H., Smith D. D. (1965).** Predicting rainfall-erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains., USDA. Agric. Res. Serv. Agric. Handbook N.282.
- Young R. A., Mutchler C. K. (1969).** Soil movement on irregular slopes. Water Resour. Res. 5:1048-1089.
- Zingg A. W. (1940).** Degree and length of land slope as it affects soil loss in runoff. Agric. Eng. 21(2):59-64.

CAPITOLO VI - Erodibilità all'erosione idrica dei suoli in Campania.

1. Introduzione

All'azione erosiva degli agenti atmosferici, in modo particolare quella dovuta alle acque meteoriche, il suolo resiste grazie alla "stabilità" delle singole particelle in relazione a peso, attrito, forma, nonché alla stabilità del suolo come insieme regolato dall'effetto della presenza delle argille, dei limi e della sostanza organica che possono fornire un'ulteriore azione stabilizzante. Inoltre, tale stabilità può essere condizionata dalla presenza di apparati radicali che tendono ad aumentarla.

Il ruolo della tessitura del terreno è importante ed è stato osservato che le particelle di maggiori dimensioni resistono al trasporto a causa della maggiore forza necessaria per trascinarle e che le particelle più fini sono resistenti al distacco a causa della coesione che si instaura fra di loro. Le particelle più suscettibili al trasporto per l'azione dell'acqua sono quelle limose e le sabbie fini. Secondo Richter e Negendank (1977) i suoli con un contenuto di limo maggiore del 40% sono fortemente erodibili. Evans (1980) ha esaminato l'erodibilità in termini di contenuto di argilla ed ha riscontrato che i suoli in cui tale frazione percentuale varia tra il 9% e il 30% sono quelli più esposti all'erosione idrica. L'utilizzo del contenuto di argilla come un indicatore della erodibilità è teoricamente più soddisfacente perché le particelle di argilla si combinano con la sostanza organica per formare aggregati del suolo ed è la stabilità di questi aggregati che essenzialmente determina la resistenza del terreno al fenomeno erosivo. I suoli con un elevato contenuto di minerali di base sono in generale più stabili, in quanto questi contribuiscono alla formazione dei legami chimici degli aggregati. La presenza di acqua nel suolo indebolisce gli aggregati perché ne abbassa la coesione e provoca un rigonfiamento poiché l'acqua viene adsorbita sulle particelle di argilla.

La stabilità degli aggregati dipende anche dal tipo di minerale argilloso presente. I terreni contenenti caolinite, halloysite, clorite o miche a grana fine, che sono tutti resistenti alla espansione in presenza d'acqua, hanno un basso livello di erodibilità, mentre i suoli con smectite o vermiculite si rigonfiano e quindi hanno una elevata erodibilità; suoli con illite sono in una posizione intermedia.

La resistenza al taglio del suolo è funzione della sua coesione e della resistenza alle forze di taglio esercitata dalla forza di gravità, dai fluidi in movimento e dalle sollecitazioni meccaniche. La sua resistenza deriva dall'attrito incontrato dalle particelle quando sono costrette a scivolare le une sulle altre, dalla misura in cui le forze sono assorbite dal contatto solido-solido tra le particelle, dalle forze coesive connesse ai legami chimici dei minerali argillosi e dalle forze di tensione superficiale all'interno del film di acqua nei terreni insaturi.

La capacità di infiltrazione, è influenzata dalla dimensione e dalla stabilità dei pori, e dalla forma del profilo del suolo. Suoli con aggregati stabili mantengono meglio i loro spazi intraporo, mentre i suoli con argille rigonfianti o con minerali instabili in acqua tendono ad avere capacità di infiltrazione bassa. Nei casi in cui le proprietà del suolo variano con la profondità del profilo, è l'orizzonte con la capacità di infiltrazione più bassa ad essere critico. Per suoli sabbiosi e limosi, l'orizzonte critico è spesso la superficie dove, la formazione di una crosta di 2 mm di spessore può essere sufficiente a diminuire la capacità di infiltrazione fino a provocare il deflusso, anche se il terreno sottostante è asciutto.

I costituenti chimici e organici del suolo sono importanti a causa della loro influenza sulla stabilità degli aggregati. Suoli con meno del 2% di carbonio organico,

pari a circa il 3,5 % di contenuto organico, possono essere considerati erodibili (Evans 1980). La maggior parte dei suoli contengono meno del 15% di contenuto organico e molte sabbie e limi sabbiosi ne hanno meno del 2%. Voroney et al. (1981) suggeriscono che l'erodibilità del suolo diminuisce linearmente con l'aumento del contenuto organico maggiore del 10%, mentre Ekwue (1990) ha rilevato che il distacco dal suolo per l'impatto di una goccia di pioggia diminuisce esponenzialmente con l'aumentare del contenuto organico per valori maggiori del 12%. Queste relazioni, però, non possono essere estrapolate perché alcuni suoli con contenuto organico molto elevato, in particolare le torbe, sono altamente erodibili dal vento e dall'acqua, mentre altri con contenuto organico molto basso possono diventare molto duri e quindi sono più resistenti in condizioni asciutte.

Da un punto di vista chimico, un elemento importante per l'erodibilità è la proporzione della quantità di argilla facilmente disperdibile nel terreno. Una percentuale elevata di sodio scambiabile può causare un rapido deterioramento della struttura di un terreno in condizioni bagnate, con formazione di una crosta superficiale ed una diminuzione del tasso di infiltrazione poiché le particelle di argilla staccate riempiono gli spazi dei pori nel terreno. L'aggiunta di concimi contenenti sodio a sostegno di colture come il tabacco, a volte può portare ad aumenti molto piccoli di sodio scambiabile tanto da provocare deterioramento strutturale molto marcato di un terreno precedentemente stabile (Miller & Sumner 1988). Anche un eccesso di calcio carbonato all'interno delle frazioni di argilla e limo del suolo porta a valori di erodibilità elevata (Barahona et al. 1990; Merzouk & Blake 1991).

Molti tentativi sono stati fatti per ideare un semplice indice di erodibilità ed universalmente accettato, sulla base delle caratteristiche del terreno, determinate in laboratorio o sul campo, o sulla base della risposta del terreno a pioggia e vento.

Uno degli indici più utilizzati per il calcolo dell'erodibilità del suolo è il fattore K sviluppato dalla USLE/RUSLE.

Questo fattore è espresso nelle unità di riferimento del Sistema Internazionale come:

$$K = \left[\frac{t/ha}{MJ/ha \cdot mm/h} \right] \quad (6.1)$$

e descrive la capacità del suolo a lasciarsi erodere. Il fattore K , per come è definito, dipende esclusivamente dalle proprietà del suolo e non dalle azioni su di esso: indica la capacità del suolo di produzione di sedimento a parità di azione erosiva (R), fattori morfometrici (LS), destinazione selvicolturale (C) e condizioni manutentive (P). È un fattore quantitativo che indica le perdite di suolo determinate dalla suscettibilità dello stesso a lasciarsi erodere. È un fattore intrinseco delle proprietà del suolo poiché solo da esse dipende. Inoltre descrive la tendenza delle particelle di suolo a separarsi le une dalle altre sotto l'azione dilavante delle acque meteoriche rispetto alla posizione d'equilibrio che avevano assunto immediatamente prima per cercare una nuova configurazione di equilibrio. Questo porta, a causa dell'azione delle acque meteoriche, ad una serie di mutamenti nella configurazione d'equilibrio delle particelle che si configura in un'evoluzione della superficie del suolo dominata da due processi fondamentali: il distacco delle particelle di suolo ed il loro trasporto – erosione ed il deposito delle stesse lungo il percorso di trasporto o in un corpo idrico.

Il fattore di erodibilità del suolo può ragionevolmente essere inteso come discriminante della tendenza dei suoli alla vulnerabilità rispetto al rischio di dissesto

idrogeologico se debitamente associato ai parametri morfometrici, alla resilienza, alla destinazione d’uso ed alla manutenzione del territorio.

Nelle indagini di Wischmeier e Smith del 1978 tale fattore è stato ricavato sperimentalmente, a partire da parametri del suolo misurati sulle parcelle sperimentali; tali risultati sono riportati nel precedentemente citato monogramma (Capitolo II, § 4.2.1). Nelle successive versioni è stata proposta una formulazione analitica, agevolata dagli strumenti di calcolo numerico e da una sempre crescente disponibilità di dati. Gli studi più importanti restano quelli statunitensi che presentano l’inconveniente di essere relazionati ai suoli delle montagne rocciose, pertanto tali studi sono limitati geograficamente.

Successivamente si è disposto di un database su scala planetaria, che ha dato luogo a diversi e più esaurienti studi come quelli di Torri et al. (1997); Borselli et al. (2009); Renard et al. (1997); Römken et al., 1997) e molti altri.

Nonostante tali sforzi il fattore di erodibilità K resta quello meno conosciuto, quello di cui sono presenti meno documenti nella letteratura scientifica.

Tale fattore riveste però una notevole importanza nella descrizione della vulnerabilità dei suoli nei confronti del processo erosivo, e di conseguenza del dissesto idrogeologico, in quanto rivela l’entità di tutti quei parametri intrinseci del suolo, che pur prendendo parte al processo erosivo, non sono agevolmente computabili nei modelli di erosione disponibili nella letteratura scientifica.

Inoltre, costituisce il parametro di misura delle caratteristiche intrinseche del suolo che partecipano al processo erosivo e pertanto è l’unico sul quale non si può intervenire in sede progettuale, con interventi strutturali, con interventi di modellamento del suolo, con interventi di gestione del suolo e con interventi manutentivi, quali pratiche agricole.

Pertanto risulta di fondamentale importanza l’approfondimento dello studio di tale fattore, in un ottica di stima della produzione di sedimento del territorio e di mitigazione del rischio idrogeologico attraverso la gestione e la manutenzione del territorio.

2. Metodi di valutazione dell’erodibilità del suolo

Nel 1971, Wischmeier et al. pubblicarono un abaco per la stima del fattore di erodibilità del suolo K sulla base dei seguenti dati di input:

- Contenuto di limo e sabbia molto fine (f %)
- Contenuto di sabbia (g %)
- Contenuto di sostanza organica (OM %)
- Struttura del suolo
- Permeabilità del suolo

In particolare f e g si ricavano dalle curve granulometriche, OM viene stimato da tecniche di laboratorio, struttura e permeabilità del suolo sono invece determinati sulla base di giudizi qualitativi.

Per suoli caratterizzati da un valore di f inferiore al 70%, il fattore K ($t\ h\ Mj^{-1}\ mm^{-1}$) può essere stimato mediante la relazione:

$$K = 2.77 \cdot 10^{-7} M^{1.14} (12 - OM) + 4.28 \cdot 10^{-3} (SS - 2) + 3.29 \cdot 10^{-3} (PP - 3) \quad (6.2)$$

Dove M è un parametro di tessitura pari a:

$$M = f(f + g) = f(100 - cl) \quad (6.3)$$

in cui cl (%) è il contenuto in argilla ($=100-f-g$), OM è la percentuale di sostanza organica, SS è il coefficiente strutturale ($1=granulare\ molto\ fine$, $2=granulare\ fine$, $3=granulare\ medio\ o\ grossolano$, $4=a\ blocchi, lamellare, massivo$) PP è il coefficiente di permeabilità ($1=elevato$, $2=da\ elevato\ a\ medio$, $3=medio$, $4=da\ medio\ a\ basso$, $5=basso$, $6=molto\ basso$).

L'erodibilità del suolo, sia nella USLE sia nella RUSLE, è un fattore quantitativo che indica le perdite di suolo, determinate sperimentalmente in parcelle standard, per ciascuna unità del fattore R . La parcella ha una lunghezza di 22.13 m, una pendenza costante del 9%, è mantenuta continuativamente a maggese nudo ed è lavorata nel senso della massima pendenza (a ritto chino).

La parcella standard è stata lavorata e mantenuta priva di vegetazione (maggese nudo) per almeno due anni prima di effettuarvi le misure di perdite di suolo. Successivamente, durante la fase sperimentale, la parcella è stata annualmente arata, sistemata (preparazione del letto di semina) come se dovesse essere seminata e soggetta a lavori complementari per impedire la crescita della vegetazione spontanea e per rompere l'eventuale crosta superficiale.

Fissate tali condizioni il valore dei fattori lunghezza, pendenza, colture e pratiche antierosive (L, S, C, P) è uguale ad 1 e pertanto il valore di K è determinato dal rapporto tra le perdite di suolo misurate e l'erosività della pioggia ($K = A/R$). Il valore K dell'erodibilità dipende soltanto dalle caratteristiche del suolo che ne influenzano la suscettibilità all'erosione.

La misura diretta, su parcelle a maggese nudo sottoposte a pioggia naturale, richiede per le ragioni sopra indicate molto tempo ed è inoltre costosa. Per ovviare a tale inconveniente Wischmeier e Mannering (1969) presero in esame 15 caratteristiche del suolo maggiormente correlate con l'erosione e ne derivarono un'equazione che però proprio per il numero dei termini che la componevano risultò di scarso valore applicativo. Tali considerazioni consentirono successivamente (Wischmeier et al., 1971) di mettere a punto il monogramma, facilmente utilizzabile, per la valutazione dell'erodibilità.

La vasta opera di revisione coordinata da Renard et al. nel 1997: *"Predicting soli Erosion by Water: A Guide to Conservation planning With The Revised Soil Loss Equation (RUSLE)"* pubblicata sul N° 703 dell'Agriculture Handbook (Agriculture Research Services, United States Department of Agriculture), comprensivo del contributo sul coefficiente di erodibilità dei suoli fornito da Römken, Young, Poesen, McCool, El-Swaify e Bradford, ha introdotto l'uso di un modello sperimentale di stima calibrato sulla base di un database globale di K ottenuto da 225 suoli. I valori misurati sono stati ottenuti da eventi naturali e simulati, considerando solo i suoli con meno del 10% di scheletro ($>2mm$) e si è ottenuta una regressione con coefficiente di correlazione $R^2=0.983$, del tipo:

$$K = 7.594 \left\{ 0.0034 + 0.0405 \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\log Dg + 1.1659}{0.7101} \right)^2 \right] \right\} \quad (6.4)$$

dove Dg è la media geometrica delle particelle proposta nel 1984 da Shirazi e Boersma:

$$Dg = \exp \left[0.01 \sum_i f_i \ln(m_i) \right] \quad (6.5)$$

con f_i la dimensione della frazione primaria delle particelle in percentuale ed m_i la media aritmetica dei limiti delle dimensioni nella frazione o nella versione utilizzata da Torri et al. nel 2001:

$$Dg = \sum_i f_i \log(\sqrt{d_i d_{i-1}}) \quad (6.6)$$

dove d_i e d_{i-1} sono rispettivamente il limite superiore ed inferiore delle classi tessitura.

Nel National Soil Survey Handbook, 1997 si ripropone l’approccio di Wischmeier e Smith con una piccola rivisitazione di M:

$$K = \frac{[2.1 \cdot 10^{-4}(12 - OM) \cdot M^{1-14} + 3.25 \cdot (s - 2) + 2.5 \cdot (p - 3)]}{7.594 \times 100} \quad (6.7)$$

dove:

OM è la percentuale di sostanza organica, presa pari al 4% nel caso in cui superi tale valore, s è il coefficiente strutturale, (1=*molto fine*, 2=*fine*, 3=*medium*, 4=*massivo*) p è il coefficiente di permeabilità, (1=*rapido*, 2=*da rapido a moderato*, 3=*moderate*, 4=*da moderato a lento*, 5=*lento*, 6=*molto lento*)

$$M = [(\% \text{ limo} + \% \text{ sabbia molto fine})(100\% - \% \text{ argilla})] \quad (6.8)$$

ovvero:

$$M = vfssi^2 + vfssi \times sand \quad (6.9)$$

con:

$$vfssi = \% \text{ sabbia molto fine} + \% \text{ limo} \quad (6.10)$$

Tale formulazione è stata già proposta in precedenza, nell’illustrazione dei modelli erosivi.

Nel 1997 Torri et al. hanno studiato una serie di 596 dati contenuti nel database mondiale dei suoli indagati, dei quali sono disponibili le caratteristiche fisiche e chimiche. Lo studio è stato effettuato solo sui suoli significativi, dai quali cioè è possibile evincere una relazione dei parametri fisici e chimici con K , passando così prima a 239 dati, e poi a 207.

Lo studio si avvale di un parametro unificato quantitativo delle frazioni granulometriche presenti, la media geometrica delle particelle come proposto da Shirazi et al. nel 1988:

$$Dg = \sum f_i \log_{10}(\sqrt{d_i d_{i-1}}) \quad (6.11)$$

dove d_i e d_{i-1} sono rispettivamente il limite superiore ed inferiore delle classi tessitura. La formulazione proposta:

$$K = 0.0293(0.65 - D_g + 0.24D_g^2) \times \exp\left\{-0.0021 \frac{OM}{C} - 0.00037 \left(\frac{OM}{C}\right)^2 - 4.02C + 1.72C^2\right\} \quad (6.12)$$

che tiene conto della presenza della sostanza organica OM (%) e del contenuto in argilla C . Tale formulazione prevede però un coefficiente di correlazione $R^2=0.41$.

Nonostante il basso coefficiente di correlazione, gli autori propongono uno studio del grado di attendibilità dei risultati, fornendo il grado di attendibilità dei risultati suddivisi per intervalli attraverso la logica fuzzy. Da ciò risulta che i valori di K stimati risultano essere attendibili nelle classi dove maggiore è la presenza di dati, mentre sono debolmente estrapolabili per le classi con pochi dati. Ne consegue un campo di applicabilità del modello con risultati apprezzabili individuato per valori della

frazione argillosa C maggiori del 4% e per una presenza di sostanza organica inferiore al 4% - 6%, che comporta una fascia di valori stimati di erodibilità del suolo ottenuta fra 0,080 e 0,010.

Successivamente è stato implementato un software per la valutazione dell’erodibilità chiamato *Kuery*. Il software *Kuery 1.2 (Global Erodibility Database Query)* si basa sulla regressione quantile, applicata (Borselli et al., 2009) al database di erodibilità di Torri (Torri et al., 1997) e sulla classificazione climatica di Koppen (Salvador Sanchis et al., 2008).

E’ stato implementato per la stima del fattore K con una metodologia non deterministica; è basato sulla logica fuzzy ed utilizza una serie di dati di input (proprietà del suolo) per ottenere una distribuzione statistica del valore di K . I dati di input del software sono:

- classificazione climatica
- percentuale del contenuto totale in roccia (R)
- percentuale del contenuto di materia organica (OM)
- logaritmo della media geometrica della distribuzione delle particelle (Dg) (Shirazi et al., 1988)
- il logaritmo della deviazione standard geometrica della media geometrica della distribuzione delle particelle (Sg)

Il *Kuery* può essere considerato un update del software *FUZKBAS* (Torri et al., 1997) in cui K viene stimato utilizzando i parametri di input della pedotranfert function di Torri in cui:

$$K = 0.0293(0.65 - Dg + 0.24Dg^2)e^{\left\{-0.021\frac{OM}{C}-0.00037\left(\frac{OM}{C}\right)^2-4.02C+1.72C^2\right\}} \quad (6.13)$$

dove C è la frazione del contenuto in argilla totale, OM è la percentuale di materia organica e Dg è il logaritmo della media geometrica della distribuzione delle particelle e può essere calcolato mediante la relazione di Shirazi et al. (1988):

$$Dg = \sum f_i \log_{10}(\sqrt{d_i d_{i-1}}) \quad (6.14)$$

in cui f_i è la frazione in peso delle particelle che ricadono nella classe con diametro compreso tra d_i e d_{i-1} (mm).

Considerando le tre componenti tessitureali principali del suolo (argilla, limo e sabbia) si ha che:

Componente tessiturale	d_i (mm)	d_{i-1} (mm)	$d_i d_{i-1}$ (mm)	$\log_{10}(\sqrt{d_i d_{i-1}})$
Argilla	0.002	0.00005	0.0000001	-3.5
Limo	0.05	0.002	0.0001	-2
Sabbia	2	0.05	0.1	-0.5

Oltre a Dg si calcola anche la deviazione standard (Sg) della media geometrica della distribuzione di particelle dalla relazione:

$$Sg = \sqrt{\sum_i f_i [\log(\sqrt{d_i d_{i-1}}) - Dg]^2} \quad (6.15)$$

L’output del *FUZKBAS* non fornisce un valore unico di K , ma una distribuzione di valori di K intorno ad un valore di riferimento. Il valore di K ottenuto è una variabile fuzzy per un determinato tipo di suolo.

Il software *Kuery* è una implementazione del *FUZKBAS* ed utilizza degli ulteriori parametri di input che considerano la classificazione climatica e la pietrosità.

Studi condotti da Salvador Sanchis et al. (2008) su un dataset di 334 suoli con un contenuto in roccia > 10% in volume hanno messo in evidenza che il clima ed il contenuto in roccia hanno grande influenza sul fattore *K*.

L'applicazione del *Kuery* si basa, quindi, sulla conoscenza della classe climatica del suolo, continentale fredda o tropicale/mediterranea calda, secondo la classificazione di Koppen-Geiger, e dei parametri *Dg*, *Sg*, *OM* ed *R*.

Come output il software fornisce una distribuzione di frequenza dei valori di *K* ed alcuni parametri statistici (media, mediana, moda, deviazione standard e vari quantili) per ogni tipologia di suolo.

3. I suoli in Campania: I Sistemi di Terre della Campania

Per la stima dell'indice di erodibilità in Campania è stata considerata la carta dei Sistemi di Terre della Campania (Di Gennaro, 2002) come base informativa, analizzando ed elaborando i dati pedologici da essa forniti.

La Carta dei sistemi di terre della Campania rappresenta un inventario d'insieme delle risorse ambientali ed agro-forestali del territorio regionale (Di Gennaro, 2002).

L'approccio analitico, di tipo fisiografico ed integrato, è quello dei sistemi di terre (FAO, 1995). Esso si basa sul riconoscimento di ambiti geografici ragionevolmente omogenei per quanto concerne i fattori ambientali che ne influenzano l'uso potenziale e le possibili dinamiche di degrado.

Essa pertanto illustra le strutture ambientali più o meno permanenti, legate all'azione integrata nel tempo, del clima, dei substrati, della morfologia, delle comunità biotiche e delle modificazioni antropiche permanenti (es. bonifiche, terrazzamenti, erosione accelerata ecc.).

Nella formulazione della Carta in esame, l'uso delle terre è desunto da Corine Land Cover. Il dato relativo alla percentuale della superficie dei sistemi e dei sottosistemi di terre occupata da ciascuna classe di uso del suolo viene fornito a scopo indicativo e di confronto, tenuto conto dell'approssimazione legata alla scala di analisi, ed all'aggiornamento della versione utilizzata del Corine Land Cover (anni 1989-90).

La Carta dei Sistemi di terre viene proposto come uno strumento preliminare di analisi e valutazione a scala regionale delle risorse dello spazio rurale. L'attenzione è incentrata sulla capacità di quest'ultimo di fornire produzioni agro-forestali e servizi ambientali diversificati, legati alla riproduzione del capitale naturale, al mantenimento della biodiversità e dei cicli idrologici e biogeochimici.

La legenda della Carta si articola in tre livelli gerarchici:

- grandi sistemi di terre;
- sistemi di terre;
- sottosistemi di terre.

I grandi sistemi individuati a scala regionale sono 10 (fig. 6.1):

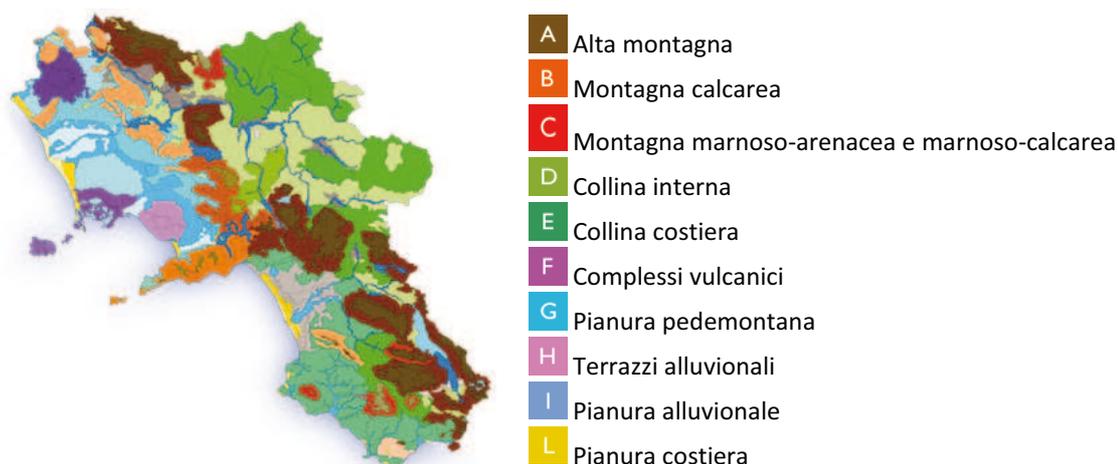


Fig. 6.1. I grandi sistemi della Regione Campania

I grandi sistemi di terre rappresentano il repertorio essenziale di tipologie ambientali necessarie a strutturare e descrivere la complessa articolazione territoriale della Campania, a renderla comprensibile, intellegibile agli occhi di osservatori afferenti a diverse discipline.

L'elenco dei grandi sistemi è allo stesso tempo una lista ragionata dei differenti problemi e delle opportunità con cui hanno dovuto confrontarsi nei secoli le popolazioni campane per soddisfare le diverse esigenze legate all'abitare e al difendersi, al reperimento delle materie prime ed alla produzione di alimenti, alle comunicazioni ed agli scambi.

Nell'ambito di ciascun grande sistema, le complesse interazioni tra clima, morfologia, suoli, manto vegetale indirizzano, secondo modalità date, i processi idrogeologici, ecologici, e quelli legati alle produzioni agro-forestali.

L'insieme degli attributi morfologici, funzionali ed estetico-percettivi che caratterizza univocamente ciascun grande sistema di terre rappresenta dunque, in qualche modo, il risultato di una storia di lungo periodo delle interazioni tra l'uomo e le terre, una storia tutt'ora in corso e nient'affatto conclusa.

Ciascuno dei grandi sistemi si presenta a scala regionale come un insieme unitario, dotato di proprietà emergenti che lo caratterizzano rispetto agli altri grandi sistemi. Ciò non esclude che, ad un'analisi di maggior dettaglio, ciascun grande sistema evidenzia un'articolazione interna in porzioni che, seppur partecipano degli attributi e dei caratteri propri di quel sistema, si differenziano tra di loro per condizioni ambientali e possibilità d'uso.

Nella legenda della carta dei sistemi di terre vengono pertanto individuati, ad un livello gerarchico inferiore, 30 sistemi di terre, caratterizzati da maggiore uniformità climatica, lito-morfologica, pedologica, vegetazionale, agro-forestale. Se i grandi sistemi di terre rappresentano il lessico di base necessario e sufficiente a raccontare compiutamente la struttura generale dell'ambiente regionale, i sistemi di terre costituiscono un repertorio più ampio di concetti e tipologie, al quale è necessario far ricorso per rendere conto delle specificità e delle articolazioni sub-regionali.

Ad un livello di dettaglio ancora superiore, ciascun sistema si articola in sottosistemi di terre, caratterizzati da una ancora maggiore omogeneità di condizioni ambientali. Nella legenda della Carta sono definiti 87 sottosistemi di terre (fig. 6.2, tab. 6.1), che rappresentano le partizioni elementari del territorio regionale, cartografabili alla scala 1:250.000, cui è possibile riferire valutazioni specifiche relative alla gamma di

usi sostenibili, come anche agli indirizzi razionali di pianificazione, gestione e tutela delle risorse.

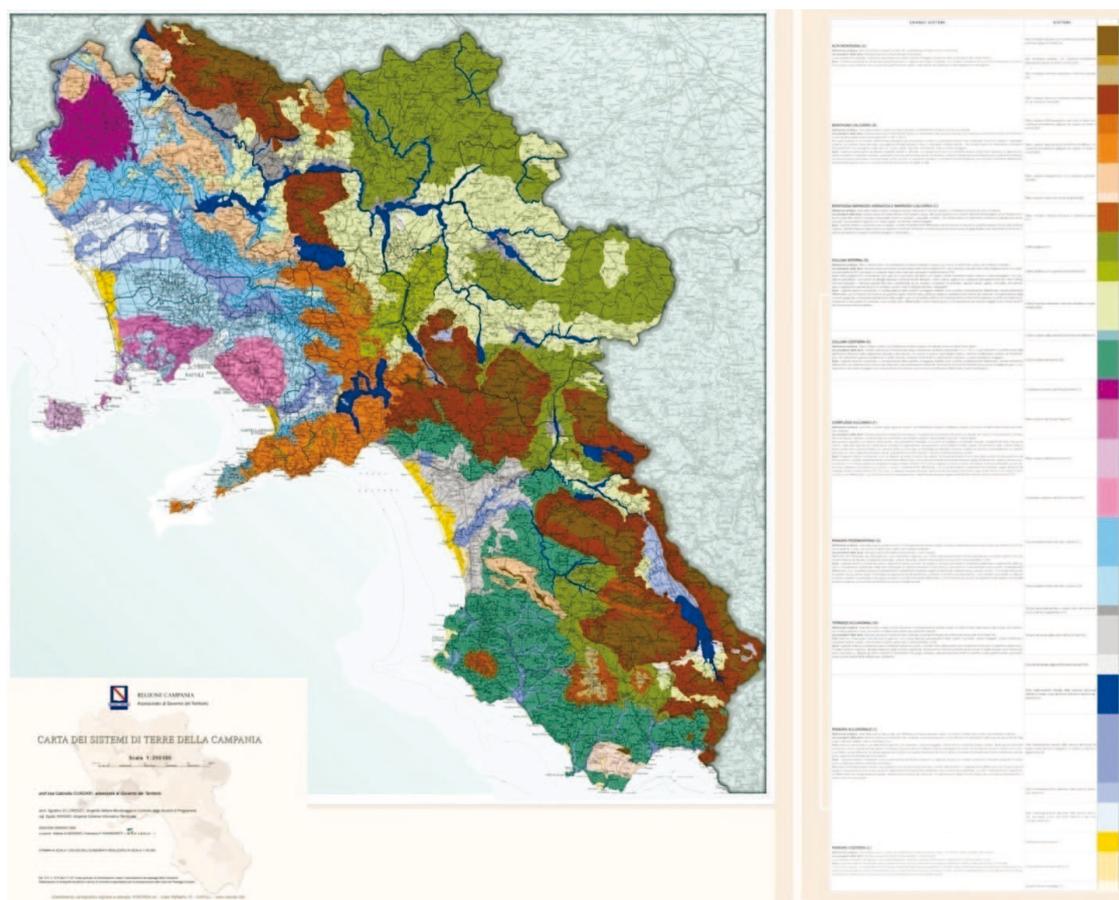


Fig. 6.2 Carta dei sistemi delle terre della Campania (Di Gennaro, 2002)

Tab. 6.1 Codici associati ai vari livelli gerarchici dei sistemi di terre della Campania e descrizione del suolo relativa agli 88 sottosistemi

GRANDI SISTEMI	SISTEMI	SOTTOSISTEMI	DESCRIZIONE SUOLO
A	A1	A1.1	Molli-Eutrisilic Andosols (Epileptic)
A	A1	A1.2	Molli-Eutrisilic Andosols (Endoleptic)
A	A1	A1.3	Pachi-Eutrisilic Andosols
A	A2	A2.1	Molli-Vitric Andosols
A	A3	A3.1	Vitric-Endoleptic Phaezems
A	A3	A3.2	Haplic Umbrisol
B	B1	B1.1	Molli-Vitric Andosols
B	B1	B1.2	Molli Eutrisilic Andosols
B	B1	B1.3	Cutani-Andic Luvisols
B	B2	B2.1	Molli-Vitric Andosols
B	B2	B2.2	Molli-Vitric Andosols (Epileptic)
B	B3	B3.1	Pachi-Vitric Andosols
B	B3	B3.2	Pachi-Vitric Andosols
B	B3	B3.3	Vitric Andosols
B	B4	B4.1	Vitric Andosols
B	B4	B4.2	Epilepti-Eutrisilic Andosols
B	B4	B4.3	Vitric Andosols

Capitolo VI – Erodibilità all’erosione idrica dei suoli in Campania

GRANDI SISTEMI	SISTEMI	SOTTOSISTEMI	DESCRIZIONE SUOLO
B	B5	B5.1	Chro,ic Luvisols
C	C1	C1.1	Eutric Cambisols
C	C1	C1.2	Luvic Phaeozems
C	C1	C1.3	Eutri-Skeletal Cambisols
D	D1	D1.1	Eutric Vettisols
D	D1	D1.2	Calcari-Vertic Cambisols
D	D1	D1.3	Calcari-Vertic Cambisols
D	D2	D2.1	Calcari-Vitric Cambisols
D	D2	D2.2	Molli-Vitric Andosols
D	D3	D3.1	Calcaric Cambisols
D	D3	D3.2	Epilepti-Vitric Andosols
D	D3	D3.3	Haplic Calcisols
D	D3	D3.4	Haplic Calcisols
D	D3	D3.5	Calcaric Cambisols
E	E1	E1.1	Calcaric Cambisols
E	E2	E2.1	Calcaric Cambisols
E	E2	E2.2	Cutani-Endoleptic Luvisols
E	E2	E2.3	Calcari-Vertic Cambisols
E	E2	E2.4	Chromic Luvisols
F	F1	F1.1	Vitric Andosols
F	F1	F1.2	Ferri-Vitric Luvisols
F	F2	F2.1	Vitric Andosols
F	F2	F2.2	Vitric Andosols
F	F2	F2.3	Molli-Vitric Andosols
F	F2	F2.4	Vitric Andosols
F	F3	F3.1	Endolepti-Vitric Cambisols
F	F3	F3.2	Eutri-Vitric Cambisols
F	F3	F3.3	Eutrio-Vitric Cambisols
F	F3	F3.4	Eutri-Vitric Cambisols
F	F4	F4.1	Lepti-Vitric Andosols
F	F4	F4.2	Molli-Vitric Andosols
F	F4	F4.3	Molli-Vitric Andosols
F	F4	F4.4	Molli-Vitric Andosols
G	G1	G1.1	Luvi-Vitric Andosols
G	G1	G1.2	Molli-Vitric Andosols
G	G1	G1.3	Molli-Vitric Andosols
G	G1	G1.4	Molli-Vitric Andosols
G	G1	G1.5	Luvi-Mollic Andosols
G	G2	G2.1	Ferri-Andic Luvisols
G	G2	G2.2	Pachi-Vitric Andosols
G	G2	G2.3	Pachi-Vitric Andosols
G	G2	G2.4	Vitric Andosols
H	H1	H1.1	Cutanic Luvisols
H	H2	H2.1	Ferri-profondic Luvisols
H	H2	H2.2	Luvic Phaezoems

GRANDI SISTEMI	SISTEMI	SOTTOSISTEMI	DESCRIZIONE SUOLO
H	H2	H2.3	Gleyic Luvisols
H	H2	H2.4	Molli-Haplic Calcisols
H	H3	H3.1	Chromi-Gleyic Luvisols
H	H3	H3.2	Chromic Luvisols
I	I1	I1.1	Calcaric Cambisols
I	I1	I1.2	Calcaric Cambisols
I	I1	I1.3	Molli-Vitric Andosols
I	I1	I1.4	Molli-Vitric Andosols
I	I2	I2.1	Calcaric Cambisols
I	I2	I2.2	Calcari-Fluvic Cambisols
I	I2	I2.3	Gleyic Cambisols
I	I2	I2.4	Molli-Vitric Andosols (Calcaric Fluvic)
I	I2	I2.5	Vitri-Leptic Calcisols
I	I2	I2.6	Eutri-Vitric Andosols
I	I2	I2.7	Gley-Fluvic Cambisols
I	I3	I3.1	Gley-Vertic Cambisols
I	I3	I3.2	Molli-Vitric Gleyisols
I	I4	I4.1	Gleyi-Vertic Cambisols
I	I4	I4.2	Pachi-Vitric Andosols
I	I4	I4.3	Gleyic-Vitric Andosols (Calcaric)
L	L1	L1.1	Calcaric Gleyisols
L	L1	L1.2	Calcari-Vitric Andosols
L	L2	L2.1	Chromic Luvisols
L	L2	L2.2	Haplic Luvisols
L	L2	L2.3	Chromic Cambisols
L	L3	L3.1	Calcaric Arenosols

4. Stima del fattore K in Campania

Uno dei fattori principali nella valutazione della vulnerabilità all’erosione idrica dei suoli è l’erodibilità, definito indice K dalla USLE/RUSLE. Come descritto nei precedenti paragrafi esistono diverse metodologie che permettono di effettuare la stima di tale indice e che tengono conto dei principali parametri che caratterizzano un suolo (tessitura, sostanza organica, struttura, pietrosità). In particolare, per la stima del fattore K in Campania sono state prese in considerazione tre principali metodologie, quella di Wischmeier et al. (1971), quella di Torri et al. (1997) ed il metodo KUERY (Borselli et al., 2009).

Ognuna delle suddette metodologie considera dei parametri di input, già ampiamente spiegati nei precedenti paragrafi, che devono essere determinati per ogni tipologia di suolo. A tale scopo è stato utilizzato un database costruito sulla base delle informazioni presenti nell’Atlante dei Sistemi di Terre della Campania. In particolare per ognuno degli 88 sottosistemi sono stati definiti:

- Tessitura (definendo sia le varie percentuali di argilla, limo e sabbia che la classe tessiturale)
- Sostanza organica in percentuale
- L’eventuale presenza di pietrosità (espressa come % in volume dei frammenti rocciosi con diametro > 2mm che definiscono lo scheletro)

- Struttura del suolo
- Permeabilità del suolo

In particolare per l’informazione tessiturale, ove non disponibile il dato relativo al contenuto in sabbia molto fine (50-100 μm), utile all’applicazione del modello Wischmeier et al. (1971) si è proceduto alla sua stima per interpolazione di curve cumulative di tessitura disegnate su scala semilogaritmica (fig. 6.3)

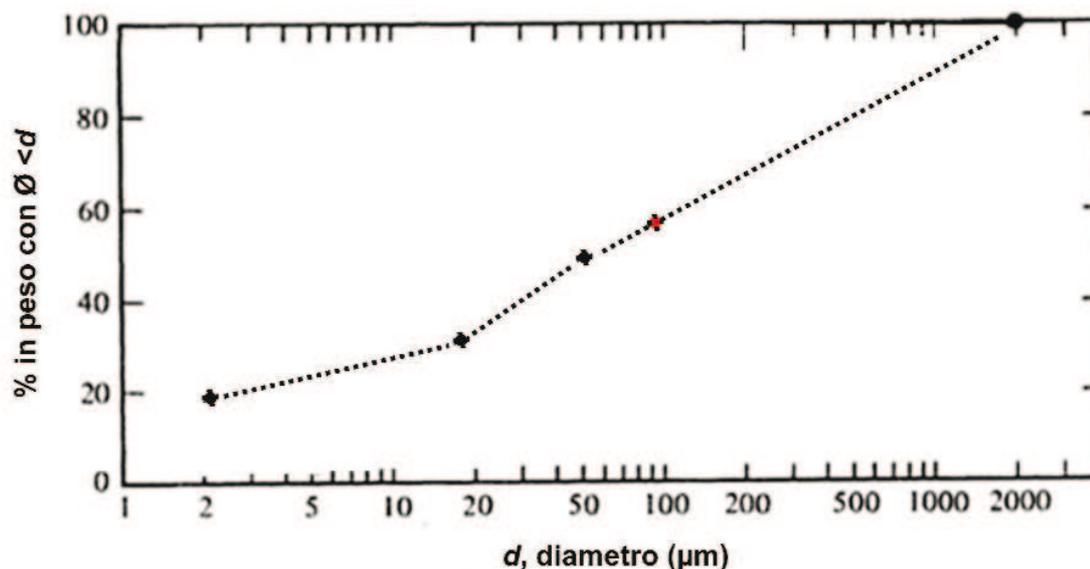


Fig. 6.3 Curva cumulativa di tessitura su scala logaritmica

Dopo aver definito tutti i parametri utili alla stima di K con le varie metodologie, è stato costruito un ampio database contenente tutte le informazioni associate ad ogni singolo sottosistema (Tab. 6.2).

Per la stesura delle mappe di erodibilità è stato utilizzato il software Arcgis 9.x, associando i vari dati di input ed i relativi valori di K elaborati ad ogni sottosistema, disponibile in formato shapefile, come elemento poligonale. Inoltre la rappresentazione delle mappe di erodibilità è stata effettuata utilizzando un’unica legenda in modo da avere un immediato riscontro dei risultati.

Tab. 6.2 Database dei dati di input per la definizione di K

SIST.	SOTTO SIST.	Limo+Sabbia molto fine	ARGILLA	LIMO	SABBIA	CODICE STRUTT.	CODICE PERM.	SOST. ORG.	PIETR.	rock cont. (%>2mm)
A1	A1.1	65.550	25.650	53.936	20.414	2	3	4.800	si	15%-35%
A1	A1.2	59.440	28.800	48.908	22.292	2	3	5.200	si	15%-35%
A1	A1.3	69.630	30.020	57.293	12.687	3	3	6.300	no	< 10%
A2	A2.1	45.100	6.600	37.109	56.291	1	3	4.800	no	< 10%
A3	A3.1	49.080	48.890	40.384	10.726	3	4	4.300	si	15%-35%
A3	A3.2	35.400	63.600	29.128	7.272	3	5	3.800	no	< 10%
B1	B1.1	56.700	12.800	46.654	40.546	2	3	5.300	no	< 10%
B1	B1.2	56.700	30.020	46.654	23.326	3	3	4.700	no	< 10%
B1	B1.3	56.700	12.800	46.654	40.546	2	3	3.500	no	< 10%
B2	B2.1	49.840	13.160	41.009	45.831	2	2	5.100	no	< 10%
B2	B2.2	34.600	1.000	28.469	70.531	4	2	1.600	no	< 10%
B3	B3.1	46.810	16.200	38.516	45.284	3	2	5.300	no	< 10%
B3	B3.2	45.800	3.200	37.685	59.115	2	3	6.100	no	< 10%
B3	B3.3	41.300	7.700	33.982	58.318	3	3	1.300	no	< 10%

Capitolo VI – Erodibilità all’erosione idrica dei suoli in Campania

SIST.	SOTTO SIST.	Limo+Sabbia molto fine	ARGILLA	LIMO	SABBIA	CODICE STRUTT.	CODICE PERM.	SOST. ORG.	PIETR.	rock cont. (>2mm)
B4	B4.1	34.600	1.000	28.469	70.531	4	2	1.600	no	< 10%
B4	B4.2	28.300	1.700	23.286	75.014	4	2	1.400	si	15%-35%
B4	B4.3	34.600	1.000	28.469	70.531	4	2	1.600	no	< 10%
B5	B5.1	23.000	38.000	18.925	43.075	3	4	0.700	si	15%-35%
C1	C1.1	42.920	52.940	35.315	11.745	3	4	4.800	si	15%-35%
C1	C1.2	48.920	49.900	40.252	9.848	3	4	4.200	no	< 10%
C1	C1.3	50.400	45.900	41.470	12.630	3	5	4.600	si	15%-35%
D1	D1.1	20.400	78.590	16.785	4.625	4	6	3.170	no	< 10%
D1	D1.2	22.360	76.810	18.398	4.792	3	3	2.800	no	< 10%
D1	D1.3	42.400	44.600	34.887	20.513	4	4	1.600	si	15%-35%
D2	D2.1	47.900	31.100	39.413	29.487	4	3	2.100	no	< 10%
D2	D2.2	53.300	6.700	43.856	49.444	3	3	3.200	no	< 10%
D3	D3.1	48.000	21.000	39.495	39.505	3	2	1.800	no	< 10%
D3	D3.2	54.000	32.000	44.432	23.568	3	3	2.100	si	15%-35%
D3	D3.3	33.500	29.500	27.564	42.936	4	4	1.600	no	< 10%
D3	D3.4	50.090	19.500	41.215	39.285	3	3	3.100	si	15%-35%
D3	D3.5	45.000	14.600	37.027	48.373	3	3	2.800	no	< 10%
E1	E1.1	36.300	12.700	29.868	57.432	4	3	1.100	si	15%-35%
E2	E2.1	33.890	10.110	27.885	62.005	3	3	4.500	si	15%-35%
E2	E2.2	31.850	30.150	26.207	43.643	4	3	2.900	si	15%-35%
E2	E2.3	35.890	45.110	29.531	25.359	4	3	2.200	si	15%-35%
E2	E2.4	25.000	36.000	20.570	43.430	4	4	1.000	si	15%-35%
F1	F1.1	34.000	15.500	27.976	56.524	1.5	3	2.000	no	< 10%
F1	F1.2	31.500	52.000	25.919	22.081	4	4	2.100	no	< 10%
F2	F2.1	35.100	1.000	28.881	70.119	2	3	2.100	no	< 10%
F2	F2.2	35.100	1.000	28.881	70.119	2	3	2.100	no	< 10%
F2	F2.3	24.070	4.900	19.805	75.295	3	2	1.290	no	< 10%
F2	F2.4	64.000	3.000	52.660	44.340	3	2	2.000	no	< 10%
F3	F3.1	37.900	4.100	31.185	64.715	3	2	2.100	no	< 10%
F3	F3.2	45.300	2.700	37.274	60.026	4	3	1.100	si	15%-35%
F3	F3.3	45.100	10.900	37.109	51.991	4	3	1.200	no	< 10%
F3	F3.4	28.300	1.000	23.286	75.714	3	2	0.800	no	< 10%
F4	F4.1	35.800	2.200	29.457	68.343	2	1	2.100	si	15%-35%
F4	F4.2	37.370	10.620	30.749	58.631	4	2	2.200	no	< 10%
F4	F4.3	31.500	1.000	25.919	73.081	2	2	1.400	si	15%-35%
F4	F4.4	39.800	6.100	32.748	61.152	3	2	1.700	no	< 10%
G1	G1.1	35.000	21.000	28.799	50.201	4	3	2.000	no	< 10%
G1	G1.2	46.500	6.000	38.261	55.739	4	3	2.000	no	< 10%
G1	G1.3	46.500	6.000	38.261	55.739	4	3	2.000	no	< 10%
G1	G1.4	46.500	6.000	38.261	55.739	4	3	2.000	no	< 10%
G1	G1.5	37.000	18.000	30.444	51.556	4	3	2.000	no	< 10%
G2	G2.1	35.900	29.100	29.539	41.361	4	3	2.000	no	< 10%
G2	G2.2	35.900	29.100	29.539	41.361	4	3	2.000	no	< 10%
G2	G2.3	35.900	29.100	29.539	41.361	4	3	2.000	no	< 10%
G2	G2.4	40.700	3.300	33.489	63.211	4	3	1.600	no	< 10%

SIST.	SOTTO SIST.	Limo+Sabbia molto fine	ARGILLA	LIMO	SABBIA	CODICE STRUTT.	CODICE PERM.	SOST. ORG.	PIETR.	rock cont. (%>2mm)
H1	H1.1	23.000	42.000	18.925	39.075	4	3	1.600	no	< 10%
H2	H2.1	44.200	33.500	36.368	30.132	4	2	2.720	no	< 10%
H2	H2.2	37.500	41.000	30.856	28.144	4	2	1.700	no	< 10%
H2	H2.3	37.500	42.000	30.856	27.144	4	2	1.700	no	< 10%
H2	H2.4	53.000	26.200	43.609	30.191	4	2	3.000	no	< 10%
H3	H3.1	27.000	41.000	22.216	36.784	4	2	1.200	no	< 10%
H3	H3.2	27.000	41.000	22.216	36.784	4	2	1.200	no	< 10%
I1	I1.1	30.000	32.000	24.684	43.316	4	3	1.100	no	< 10%
I1	I1.2	30.000	32.000	24.684	43.316	4	3	1.100	no	< 10%
I1	I1.3	23.000	18.000	18.925	63.075	4	3	2.200	no	< 10%
I1	I1.4	23.000	18.000	18.925	63.075	4	3	2.200	no	< 10%
I2	I2.1	29.000	39.000	23.862	37.138	4	3	0.800	no	< 10%
I2	I2.2	30.000	35.000	24.684	40.316	4	3	1.100	no	< 10%
I2	I2.3	29.000	39.000	23.862	37.138	4	3	0.800	no	< 10%
I2	I2.4	63.700	16.100	52.413	31.487	4	2	1.300	no	< 10%
I2	I2.5	63.700	16.100	52.413	31.487	4	2	1.300	no	< 10%
I2	I2.6	33.150	24.250	27.276	48.474	4	3	2.500	no	< 10%
I2	I2.7	33.200	26.600	27.317	46.083	4	3	0.800	no	< 10%
I3	I3.1	16.000	49.000	13.165	37.835	4	2	2.200	no	< 10%
I3	I3.2	32.000	49.000	26.330	24.670	4	2	2.200	no	< 10%
I4	I4.1	36.000	42.000	29.621	28.379	4	2	1.400	no	< 10%
I4	I4.2	41.200	4.200	33.900	61.900	4	3	2.100	no	< 10%
I4	I4.3	38.820	20.390	31.942	47.668	4	3	1.300	no	< 10%
L1	L1.1	40.900	50.500	33.653	15.847	4	2	2.800	no	< 10%
L1	L1.2	40.900	50.500	33.653	15.847	4	2	2.800	no	< 10%
L2	L2.1	35.200	18.000	28.963	53.037	4	2	1.200	no	< 10%
L2	L2.2	35.200	18.000	28.963	53.037	4	2	1.200	no	< 10%
L2	L2.3	35.200	18.000	28.963	53.037	4	2	1.200	no	< 10%
L3	L3.1	15.000	1.000	12.342	86.658	2	1	0.800	no	< 10%

- Mapa di erodibilità con il metodo Wischmeier et al. (1971)

Il modello di Wischmeier et al. (1971), espresso dalla relazione (eq. 6.2), è uno dei primi modelli utilizzati per la stima di K . Il fattore K , oltre che dalle caratteristiche granulometriche del suolo e dal contenuto di sostanza organica dipende anche dalla permeabilità e dalla struttura del suolo.

L’associazione dei vari parametri di input agli 88 sottosistemi ha permesso la stesura della prima mappa di erodibilità del suolo per la Campania (fig. 6.4)

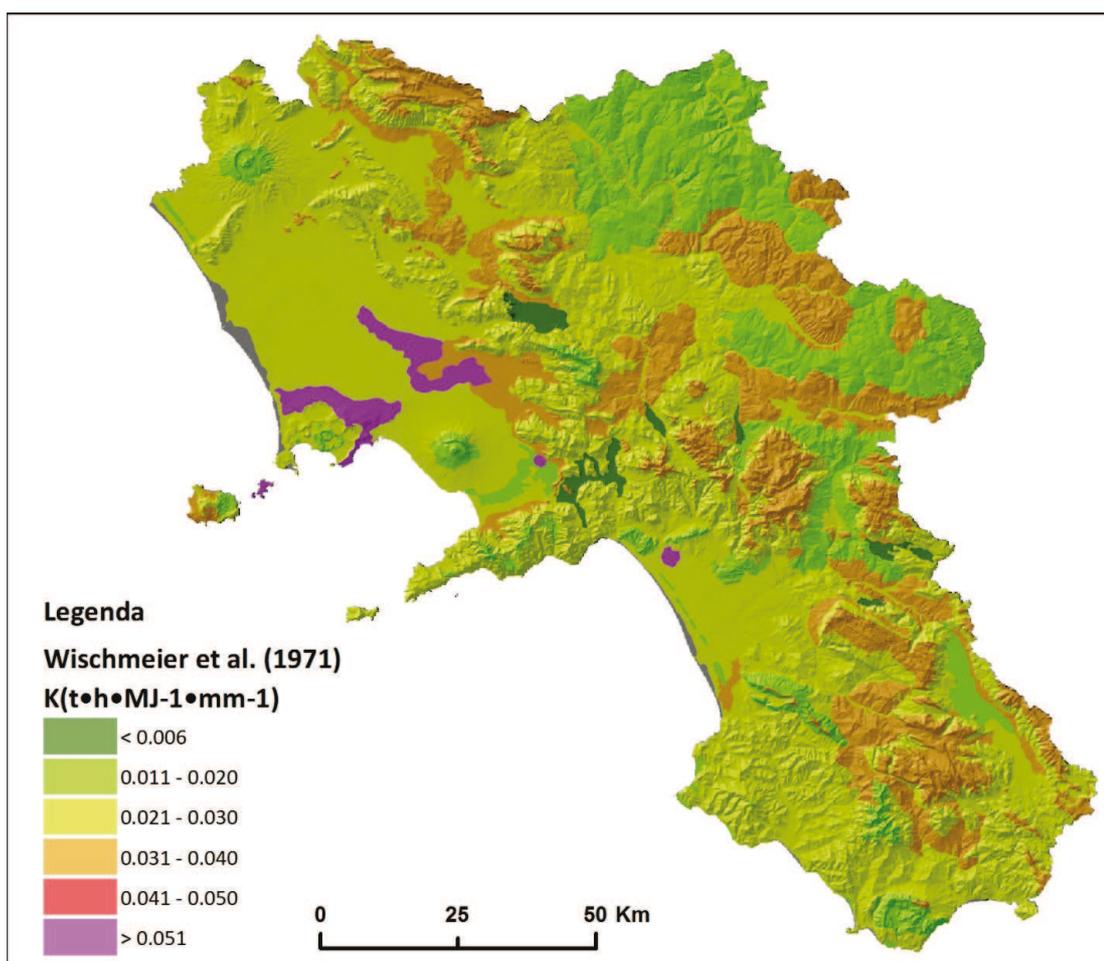


Fig. 6.4 Mappa di erodibilità del suolo stimata mediante il metodo di Wischmeier et. al. (1971)

Da tale rappresentazione si nota come i valori di erodibilità più elevati (> 0.051) si riscontrano in una zona della piana del Volturno, nella parte settentrionale dei Campi Flegrei e nell’isola di Procida, mentre i valori più bassi (< 0.006) si riscontrano lungo le principali aree costiere della regione ed in sporadiche zone di pianura alluvionale.

Le restanti aree presentano valori molto variabili, da medio bassi a medio alti, anche se si considerano i suoli appartenenti a contesti geologici e geomorfologici simili.

Sembra che i valori più elevati di K si riscontrino per suoli con contenuto di limo e sabbia elevato associato o ad un contenuto in argilla elevato, oppure a valori di sostanza organica bassi.

I valori più modesti, invece, si riscontrano per quantità di limo e sabbia bassi associati a un contenuto in argilla bassi oppure con limo e sabbia relativamente più elevati, ma con sostanza organica più alta.

- *Mappa di erodibilità con il metodo Torri (1997)*

Il modello proposto da Torri et al. nel 1997, aggiornato dallo stesso autore nel 2001, è sintetizzato dalla relazione 6.12 e si basa sulla conoscenza delle frazioni granulometriche e sul contenuto di sostanza organica, parametri numericamente noti e ben determinati, che possono essere utilizzati efficacemente per l’elaborazione di una mappatura accurata del fattore K e dell’incertezza dello stesso. Allo stesso tempo il modello di Torri tiene debitamente conto della presenza della sostanza organica con la sua azione coesiva fra le particelle di suolo.

Anche in questo caso sono stati stimati i parametri utili per la definizione di K ed associati agli 88 sottosistemi per la creazione della relativa mappa (fig. 6.5)

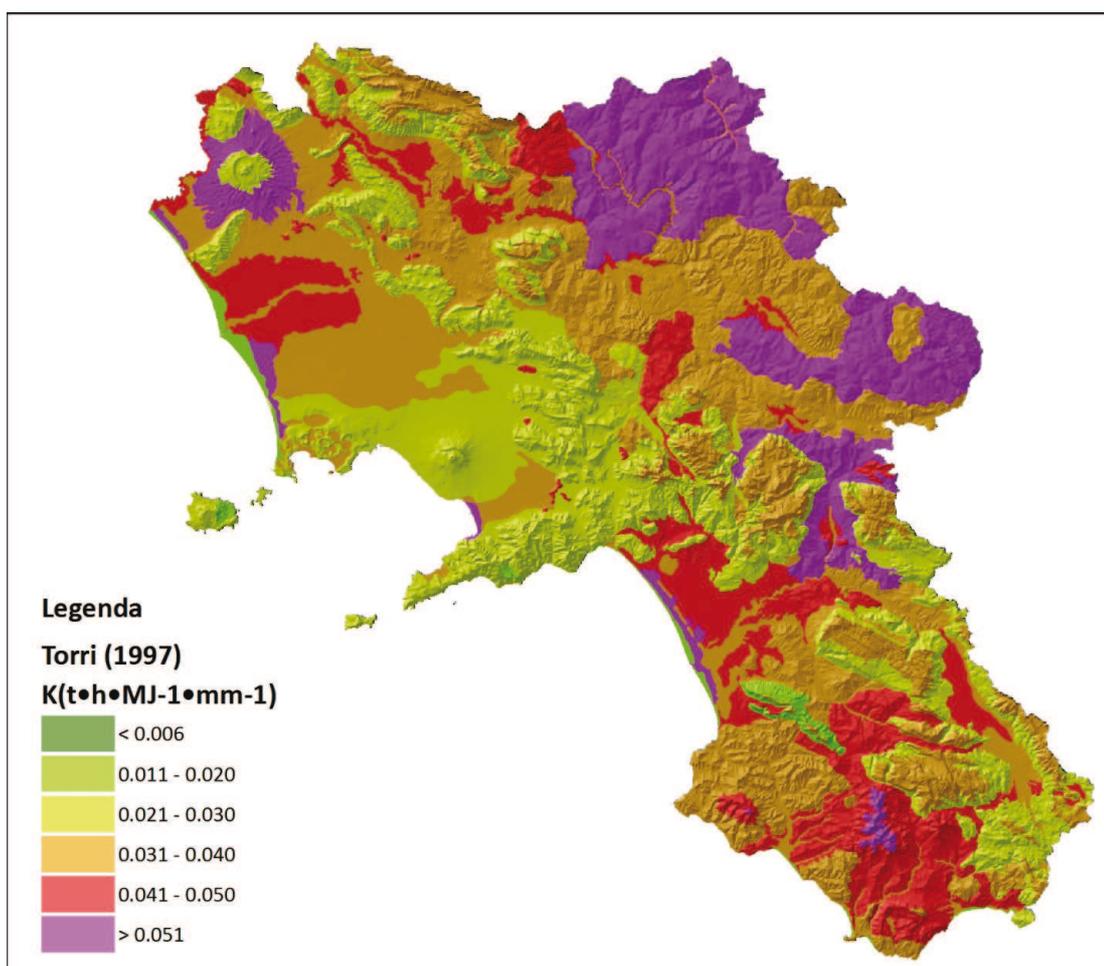


Fig. 6.5 Mappa di erodibilità del suolo stimata mediante il metodo di Torri (1997)

Con il metodo Torri i valori di erodibilità mostrano un generale aumento, con l’assenza della classe più bassa (< 0.010). In particolare quelli più bassi (0.011 – 0.020) si riscontrano lungo i principali rilievi carbonatici e nelle aree vulcaniche, mentre i più elevati (> 0.041) si riscontrano nelle aree di pianura alluvionale e lungo i rilievi collinari del settore orientale della Campania (Monti del Sannio) e nell’area meridionale del Cilento.

In questo caso una maggiore erodibilità si ha per i suoli con elevato contenuto in argilla associato ad un valore medio di limo e sabbia, mentre una erodibilità bassa coincide con aree in cui i suoli hanno un contenuto medio basso di argilla, a prescindere dal valore di limo e sabbia. In questo caso la sostanza organica non sembra avere un ruolo predominante.

- *Mappa di erodibilità con il metodo Kuery (Borselli et al. 2009).*

Il software Kuery stima l’erodibilità di un suolo a partire dai medesimi parametri utilizzati dal metodo Torri, ma ne considera altri due, quali il contenuto in roccia e la classe climatica secondo la classificazione di Koppen-Geiger.

Inoltre, il software non fornisce un unico valore di K , ma una distribuzione di valori intorno ad uno di riferimento. Pertanto, per ogni sottosistema, si considerano i dati di input da inserire nel software, per ottenere una distribuzione di frequenza, corredata anche da alcuni indicatori statistici.

Di seguito si fornisce un esempio per il sottosistema A1.1 (tab. 6.3). La tabella presenta una prima parte con l’elenco dei dati di input utilizzati, una seconda parte con le statistiche associate a K ed una terza parte con i valori delle funzioni di densità di probabilità (PDF) e distribuzione cumulativa (CDF).

Tab. 6.3 Output fornito dal software Kuery per il sottosistema A1.1

KUERY 1.2.1 (2004,2010) - BY L. BORSELLI CNR-IRPI (FLORENCE,IT) BORSELLI@IRPI.FI.CNR.IT		
Condition chosen for Query K database:	hot/temperate	
	soil with rock fragment >10%	
	Rock content %: 25.000	
	Dg value: -2.079	
Merging Operator Type (MOT)= logical AND (INTERSECTION of CDFs)		
Derived K statistic from computed population:		
mean K	0.00856	
std dev K	0.00442	
modal K	0.00568	
minimum K	0.00154	
K q=0.10	0.00299	
K q=0.25	0.00575	
K q=0.50	0.00641	
K q=0.75	0.01342	
K q=0.90	0.01497	
maximum K	0.01601	
K	CDF	PDF
0.00154	0.000	0.000
0.00223	0.073	47.430
0.00292	0.097	55.602
0.00361	0.126	54.521
0.00430	0.164	89.168
0.00499	0.191	127.111
0.00568	0.219	139.080
0.00637	0.498	136.610
0.00705	0.535	122.718
0.00774	0.570	80.418
0.00843	0.589	39.414
0.00912	0.609	35.219
0.00981	0.629	33.101
0.01050	0.650	32.002
0.01119	0.670	33.093
0.01188	0.691	39.038
0.01257	0.708	48.965
0.01326	0.738	71.787
0.01395	0.788	92.063
0.01463	0.842	93.588
0.01532	0.961	80.285
0.01601	1.000	0.000

Per elaborare la mappa di erodibilità è stato utilizzato il valore mediano di K (K q=0.50) associato ad ogni sottosistema (fig. 6.6).

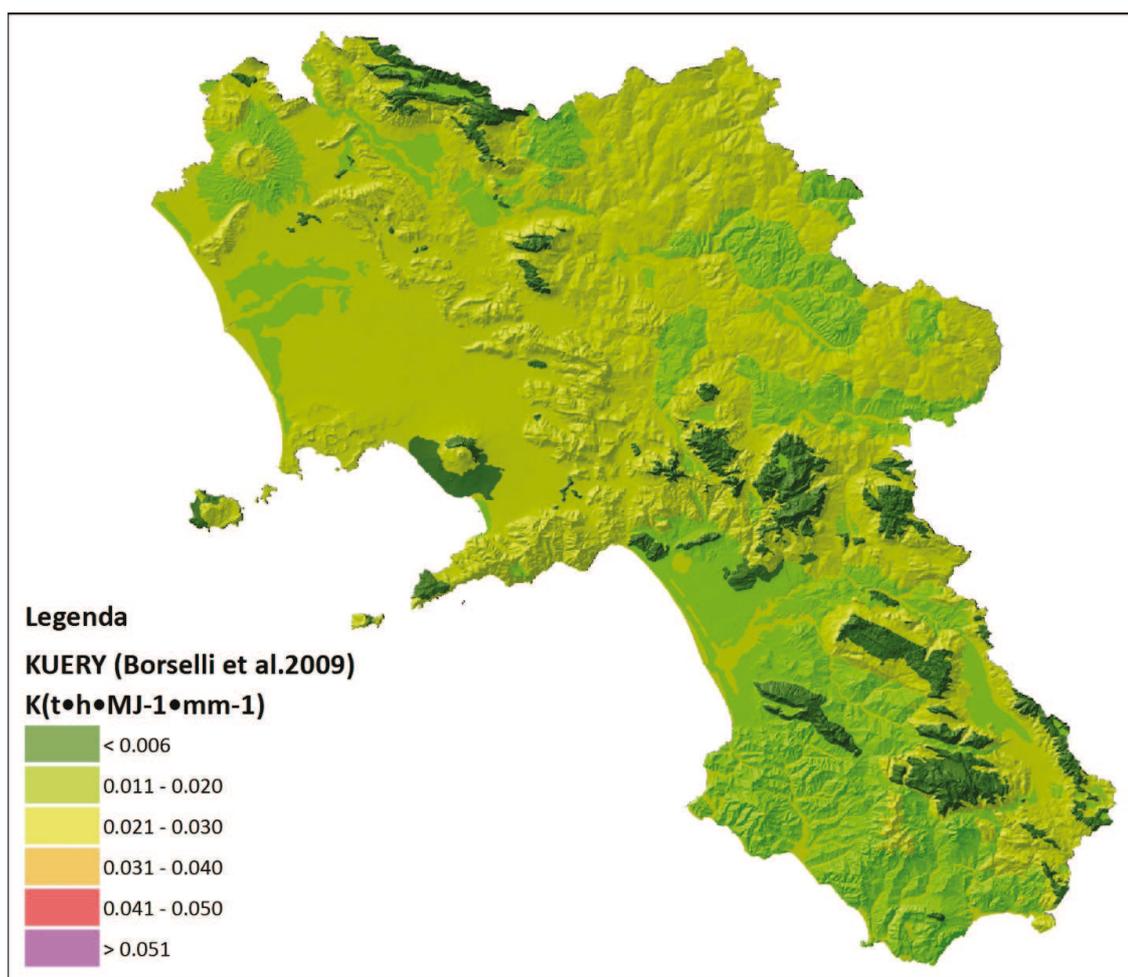


Fig. 6.6 Mappa di erodibilità del suolo stimata mediante il metodo Kuery (Borselli et al., 2009)

Utilizzando anche in questo caso gli stessi intervalli di erodibilità delle due mappe precedenti, si verifica una notevole, generale, diminuzione dei valori. Scompaiono infatti gli intervalli più alti (> 0.030).

Nel dettaglio si può notare come i valori più bassi (< 0.006) si riscontrino su alcune dorsali carbonatiche (Matese, Alburni, Cervati, Monti della Maddelena, Cervialto), sul settore occidentale dell’isola di Ischia e su quello nord-orientale del Somma-Vesuvio e alle pendici dello stesso, nella parte Occidentale. Questa erodibilità bassa è associata alla presenza di pietrosità nel suolo, come nel caso delle dorsali carbonatiche, mentre nel caso delle aree vulcaniche essa è associata alla presenza di contenuto in argilla basso.

I valori relativamente più elevati, invece, si riscontrano soprattutto lungo le piane ed i terrazzi alluvionali, i monti Lattari ed i rilievi collinari del Cilento.

4.1 Confronto tra metodi e limiti applicativi del fattore K

La valutazione del fattore di erodibilità, così come per gli altri indici della USLE/RUSLE è caratterizzata da un certo grado di incertezza nella definizione dei vari parametri che li caratterizzano. Spesso tali indici sono calibrati in aree le cui caratteristiche climatiche, pedologiche, geologiche e geomorfologiche risultano diverse da quelle in cui si cerca di applicarli.

Alcuni studi (Rodriguez Rodriguez et al. 2002 a,b; Rodriguez Rodriguez et al. 2006; Armas et al. 2004;) hanno evidenziato come tutti i metodi di stima del fattore K

che si basano su parametri come la composizione granulometrica, non sono adatti a valutare l’effettiva suscettibilità dei suoli Andici all’erosione, tendendo a sottostimarla.

La particolare composizione mineralogica dei suoli andici è responsabile dell’esistenza di alcune proprietà fisiche e meccaniche caratteristiche di questi terreni. (Fernández-Caldes & Tejedor, 1975; Warkentin et. al, 1980; Meurisse, 1985; Quantin, 1994). Così, alcune proprietà come la loro modesta densità apparente, l’elevata porosità e capacità di ritenzione idrica ed elevati limiti di plasticità sono strettamente correlati alla presenza di allofane, imogolite e altri minerali con ordine a corto raggio che hanno un modo particolare di associarsi tra di loro e con i composti organici, generando strutture con un alto grado di aggregazione e di stabilità. Tutte queste proprietà, a loro volta, sono in stretta relazione con le caratteristiche di erodibilità dei suoli andici, per cui i processi erosivi in terreni in cui i minerali con ordine a corto raggio predominano rispetto alla frazione fine, presentano anche una differenza delle funzioni rispetto a suoli con una mineralogia dominata da argilla cristallina (Yamamoto & Anderson, 1973; El-Swaify & Dangler, 1977; Egashira et al., 1983; Kubota et al., 1990; Pla, 1992). Infatti è generalmente ammesso che, in condizioni normali, il grado di erosione idrica per i suoli Andici sia basso grazie ad una elevata stabilità degli aggregati. Tuttavia, in molti casi, soprattutto quando si verificano cambiamenti nell’uso e nella gestione di questi suoli, si possono innescare importanti processi erosivi che possono influenzare il suolo, soprattutto quando viene rimossa parte della sostanza organica responsabile dell’incremento della stabilità degli aggregati.

Sulla base di tali considerazioni, il fattore di erodibilità è stato calcolato con le tre principali metodologie, ma successivamente per la stima di un indice di erodibilità rappresentativo del territorio campano sarà seguito un approccio probabilistico che tenga conto delle peculiarità dei suoli presenti.

Nel confrontare i tre metodi proposti per la valutazione dell’indice di erodibilità della Campania, si procederà solo a mettere in evidenza le differenze relative tra gli stessi, non essendo in grado di stabilire quale sia migliore rispetto ad un altro.

Sicuramente tra i tre metodi, quello di Wischmeier et al. (1971) risulta il più semplice ed immediato, anche se utilizza due parametri, permeabilità e struttura del suolo, che per la loro definizione si basa su una valutazione a classi e non algebrica e, pertanto, in qualche modo, affidata alla sensibilità di chi interpreta i dati.

Il metodo di Torri et al. (2001), come detto in precedenza, non considera tali parametri, ma si basa solo sulla conoscenza delle frazioni granulometriche, che possono essere definite in maniera univoca ed oggettiva. Allo stesso tempo esso tiene debitamente conto della presenza della sostanza organica con la sua azione coesiva fra le particelle di suolo.

Tale oggettività si riscontra anche per i parametri di input del software Kuery, il quale, a sua volta, ne considera altri due, la classe climatica e il contenuto in roccia che, come evidenziato da Salvador Sanchis e al. (2008), hanno una grossa influenza sul fattore di erodibilità.

Inoltre è importante ricordare che il modello di Wischemier et al. (1971) è stato calibrato e validato utilizzando i suoli americani, mentre i metodi di Torri et al. (2001) e di Borselli et al. (2009) si sono avvalsi di suoli raccolti su scala mondiale.

Il confronto tra le mappe di erodibilità è stato effettuato sulla base delle differenze percentuali (Tab. 6.5) calcolate come:

$$D(\%)_{Kuery/Torri} = \frac{K_{Kuery} - K_{Torri}}{K_{Torri}} \times 100 \quad (6.16)$$

$$D(\%)_{Torri/Wischmeier} = \frac{K_{Torri} - K_{Wischmeier}}{K_{Wischmeier}} \times 100 \quad (6.17)$$

$$D(\%)_{Kuery/Wischmeier} = \frac{K_{Kuery} - K_{Wischmeier}}{K_{Wischmeier}} \times 100 \quad (6.18)$$

dove K_{Kuery} , K_{Torri} e $K_{Wischmeier}$ sono rispettivamente i valori dell’indice di erodibilità stimato con i tre modelli.

Per mettere in evidenza le differenze tra i metodi anche da un punto di vista spaziale, sono state redatte delle mappe (Fig. 6.7).

Tab. 6.5 Valori di erodibilità di ogni sottosistema per i tre metodi e differenze percentuali

SIG.	ARG.	LIM.	SAB.	S.O.	DG	SG	Pietr. %	K Torri	K Kuery	K Wisch	Torri/Wisch	Kuery/Wisch	Kuery/Torr
A1.1	25.65	53.94	20.41	4.80	-2.08	1.02	25%	0.04	0.006	0.039	-4.59%	-83.56%	-82.77%
A1.2	28.80	48.91	22.29	5.20	-2.10	1.07	25%	0.04	0.006	0.033	11.01%	-81.36%	-83.21%
A1.3	30.02	57.29	12.69	6.30	-2.26	0.95	<10%	0.04	0.019	0.032	14.89%	-41.03%	-48.67%
A2.1	6.60	37.11	56.29	4.80	-1.25	0.93	<10%	0.02	0.021	0.019	18.71%	12.16%	-5.52%
A3.1	48.89	40.38	10.73	4.30	-2.57	1.01	25%	0.05	0.016	0.030	63.24%	-47.37%	-67.76%
A3.2	63.60	29.13	7.27	3.80	-2.84	0.94	<10%	0.06	0.021	0.019	199.26%	9.37%	-63.45%
B1.1	12.80	46.65	40.55	5.30	-1.58	1.01	<10%	0.03	0.021	0.030	-9.57%	-31.43%	-24.18%
B1.2	30.02	46.65	23.33	4.70	-2.10	1.09	<10%	0.04	0.019	0.032	18.36%	-40.63%	-49.84%
B1.3	12.80	46.65	40.55	3.50	-1.58	1.01	<10%	0.03	0.025	0.037	-18.66%	-32.49%	-17.00%
B2.1	13.16	41.01	45.83	5.10	-1.51	1.04	<10%	0.03	0.021	0.026	0.94%	-18.35%	-19.11%
B2.2	1.00	28.47	70.53	1.60	-0.96	0.72	<10%	0.02	0.025	0.023	-9.59%	8.48%	19.98%
B3.1	16.20	38.52	45.28	5.30	-1.56	1.09	<10%	0.03	0.021	0.023	16.49%	-10.57%	-23.22%
B3.2	3.20	37.68	59.12	6.10	-1.16	0.84	<10%	0.02	0.020	0.016	20.47%	22.56%	1.73%
B3.3	7.70	33.98	58.32	1.30	-1.24	0.95	<10%	0.03	0.025	0.028	-7.44%	-10.79%	-3.62%
B4.1	1.00	28.47	70.53	1.60	-0.96	0.72	<10%	0.02	0.025	0.023	-9.59%	8.48%	19.98%
B4.2	1.70	23.29	75.01	1.40	-0.90	0.72	25%	0.02	0.006	0.017	17.42%	-63.00%	-68.49%
B4.3	1.00	28.47	70.53	1.60	-0.96	0.72	<10%	0.02	0.025	0.023	-9.59%	8.48%	19.98%
B5.1	38.00	18.92	43.08	0.70	-1.92	1.35	25%	0.04	0.011	0.019	111.40%	-43.95%	-73.49%
C1.1	52.94	35.32	11.74	4.80	-2.62	1.04	25%	0.05	0.012	0.023	111.09%	-49.00%	-75.84%
C1.2	49.90	40.25	9.85	4.20	-2.60	0.99	<10%	0.05	0.018	0.027	84.81%	-33.70%	-64.13%
C1.3	45.90	41.47	12.63	4.60	-2.50	1.03	25%	0.05	0.021	0.028	66.06%	-25.68%	-55.24%
D1.1	78.59	16.79	4.62	3.17	-3.11	0.80	<10%	0.07	0.023	0.017	285.34%	35.94%	-64.72%
D1.2	76.81	18.40	4.79	2.80	-3.08	0.82	<10%	0.07	0.023	0.015	338.22%	54.40%	-64.77%
D1.3	44.60	34.89	20.51	1.60	-2.36	1.16	25%	0.05	0.016	0.031	59.71%	-46.90%	-66.75%
D2.1	31.10	39.41	29.49	2.10	-2.02	1.17	<10%	0.04	0.018	0.035	17.24%	-47.54%	-55.26%
D2.2	6.70	43.86	49.44	3.20	-1.36	0.92	<10%	0.03	0.024	0.032	-17.55%	-24.63%	-8.58%
D3.1	21.00	39.50	39.50	1.80	-1.72	1.13	<10%	0.03	0.024	0.033	5.82%	-26.94%	-30.95%
D3.2	32.00	44.43	23.57	2.10	-2.13	1.11	25%	0.04	0.006	0.038	14.01%	-82.95%	-85.04%
D3.3	29.50	27.56	42.94	1.60	-1.80	1.26	<10%	0.04	0.021	0.027	35.95%	-20.48%	-41.51%
D3.4	19.50	41.21	39.29	3.10	-1.70	1.11	25%	0.03	0.011	0.031	6.31%	-64.45%	-66.56%
D3.5	14.60	37.03	48.37	2.80	-1.49	1.08	<10%	0.03	0.024	0.030	-2.30%	-18.83%	-16.92%

Capitolo VI – Erodibilità all’erosione idrica dei suoli in Campania

SIG.	ARG.	LIM.	SAB.	S.O.	DG	SG	Pietr. %	K Torri	K Kuery	K Wisch	Torri/Wisch	Kuery/Wisch	Kuery/Torr
E1.1	12.70	29.87	57.43	1.10	-1.33	1.06	25%	0.03	0.007	0.022	25.79%	-69.55%	-75.79%
E2.1	10.11	27.89	62.00	4.50	-1.22	1.01	25%	0.02	0.006	0.012	86.99%	-49.00%	-72.73%
E2.2	30.15	26.21	43.64	2.90	-1.80	1.27	25%	0.04	0.011	0.024	46.36%	-55.33%	-69.48%
E2.3	45.11	29.53	25.36	2.20	-2.30	1.22	25%	0.05	0.011	0.027	74.44%	-59.44%	-76.75%
E2.4	36.00	20.57	43.43	1.00	-1.89	1.33	25%	0.04	0.011	0.021	86.54%	-47.05%	-71.61%
F1.1	15.50	27.98	56.52	2.00	-1.38	1.11	<10%	0.03	0.026	0.016	75.48%	62.13%	-7.61%
F1.2	52.00	25.92	22.08	2.10	-2.45	1.21	<10%	0.05	0.017	0.023	121.36%	-24.30%	-65.80%
F2.1	1.00	28.88	70.12	2.10	-0.96	0.72	<10%	0.02	0.025	0.022	-6.38%	12.23%	19.87%
F2.2	1.00	28.88	70.12	2.10	-0.96	0.72	<10%	0.02	0.025	0.022	-6.38%	12.23%	19.87%
F2.3	4.90	19.81	75.29	1.29	-0.94	0.83	<10%	0.02	0.023	0.012	72.81%	90.25%	10.09%
F2.4	3.00	52.66	44.34	2.00	-1.38	0.83	<10%	0.03	0.026	0.057	-50.90%	-53.74%	-5.78%
F3.1	4.10	31.18	64.72	2.10	-1.09	0.85	<10%	0.02	0.024	0.023	-1.16%	6.35%	7.59%
F3.2	2.70	37.27	60.03	1.10	-1.14	0.82	25%	0.02	0.006	0.035	-30.83%	-82.23%	-74.31%
F3.3	10.90	37.11	51.99	1.20	-1.38	1.02	<10%	0.03	0.027	0.038	-24.60%	-28.50%	-5.17%
F3.4	1.00	23.29	75.71	0.80	-0.88	0.69	<10%	0.02	0.023	0.018	10.34%	27.33%	15.40%
F4.1	2.20	29.46	68.34	2.10	-1.01	0.78	25%	0.02	0.006	0.022	-3.02%	-71.64%	-70.75%
F4.2	10.62	30.75	58.63	2.20	-1.28	1.02	<10%	0.03	0.026	0.020	29.89%	29.40%	-0.37%
F4.3	1.00	25.92	73.08	1.40	-0.92	0.71	25%	0.02	0.006	0.020	1.32%	-68.60%	-69.01%
F4.4	6.10	32.75	61.15	1.70	-1.17	0.91	<10%	0.02	0.025	0.026	-5.90%	-2.77%	3.33%
G1.1	21.00	28.80	50.20	2.00	-1.56	1.19	<10%	0.03	0.027	0.023	36.89%	16.09%	-15.20%
G1.2	6.00	38.26	55.74	2.00	-1.25	0.91	<10%	0.03	0.026	0.031	-17.18%	-15.65%	1.85%
G1.3	6.00	38.26	55.74	2.00	-1.25	0.91	<10%	0.03	0.026	0.031	-17.18%	-15.65%	1.85%
G1.4	6.00	38.26	55.74	2.00	-1.25	0.91	<10%	0.03	0.026	0.031	-17.18%	-15.65%	1.85%
G1.5	18.00	30.44	51.56	2.00	-1.50	1.15	<10%	0.03	0.027	0.025	20.84%	8.40%	-10.29%
G2.1	29.10	29.54	41.36	2.00	-1.82	1.25	<10%	0.04	0.021	0.028	30.94%	-23.86%	-41.85%
G2.2	29.10	29.54	41.36	2.00	-1.82	1.25	<10%	0.04	0.021	0.028	30.94%	-23.86%	-41.85%
G2.3	29.10	29.54	41.36	2.00	-1.82	1.25	<10%	0.04	0.021	0.028	30.94%	-23.86%	-41.85%
G2.4	3.30	33.49	63.21	1.60	-1.10	0.83	<10%	0.02	0.025	0.028	-16.97%	-11.00%	7.19%
H1.1	42.00	18.92	39.08	1.60	-2.04	1.35	<10%	0.04	0.019	0.022	91.26%	-13.50%	-54.77%
H2.1	33.50	36.37	30.13	2.72	-2.05	1.20	<10%	0.04	0.019	0.030	35.73%	-36.93%	-53.53%
H2.2	41.00	30.86	28.14	1.70	-2.19	1.23	<10%	0.05	0.019	0.030	51.25%	-38.20%	-59.14%
H2.3	42.00	30.86	27.14	1.70	-2.22	1.23	<10%	0.05	0.019	0.029	58.88%	-35.03%	-59.11%
H2.4	26.20	43.61	30.19	3.00	-1.94	1.12	<10%	0.04	0.019	0.038	-0.22%	-50.34%	-50.23%
H3.1	41.00	22.22	36.78	1.20	-2.06	1.32	<10%	0.04	0.020	0.025	71.69%	-21.48%	-54.27%
H3.2	41.00	22.22	36.78	1.20	-2.06	1.32	<10%	0.04	0.020	0.025	71.69%	-21.48%	-54.27%
I1.1	32.00	24.68	43.32	1.10	-1.83	1.29	<10%	0.04	0.021	0.025	51.30%	-17.04%	-45.17%
I1.2	32.00	24.68	43.32	1.10	-1.83	1.29	<10%	0.04	0.021	0.025	51.30%	-17.04%	-45.17%
I1.3	18.00	18.92	63.08	2.20	-1.32	1.17	<10%	0.03	0.027	0.007	282.54%	286.71%	1.09%
I1.4	18.00	18.92	63.08	2.20	-1.32	1.17	<10%	0.03	0.027	0.007	282.54%	286.71%	1.09%
I2.1	39.00	23.86	37.14	0.80	-2.03	1.31	<10%	0.04	0.020	0.023	84.56%	-12.87%	-52.79%
I2.2	35.00	24.68	40.32	1.10	-1.92	1.30	<10%	0.04	0.020	0.024	65.81%	-15.75%	-49.19%
I2.3	39.00	23.86	37.14	0.80	-2.03	1.31	<10%	0.04	0.020	0.027	57.21%	-25.78%	-52.79%
I2.4	16.10	52.41	31.49	1.30	-1.77	1.01	<10%	0.04	0.023	0.052	-30.09%	-55.02%	-35.66%
I2.5	16.10	52.41	31.49	1.30	-1.77	1.01	<10%	0.04	0.023	0.052	-30.09%	-55.02%	-35.66%
I2.6	24.25	27.28	48.47	2.50	-1.64	1.23	<10%	0.03	0.024	0.019	70.64%	26.79%	-25.70%

SIG.	ARG.	LIM.	SAB.	S.O.	DG	SG	Pietr. %	K Torri	K Kuery	K Wisch	Torri/Wisch	Kuery/Wisch	Kuery/Torr
I2.7	26.60	27.32	46.08	0.80	-1.71	1.24	<10%	0.04	0.023	0.022	60.98%	5.73%	-34.32%
I3.1	49.00	13.17	37.83	2.20	-2.17	1.39	<10%	0.04	0.018	0.017	159.51%	3.88%	-59.97%
I3.2	49.00	26.33	24.67	2.20	-2.36	1.23	<10%	0.05	0.018	0.024	103.03%	-27.08%	-64.09%
I4.1	42.00	29.62	28.38	1.40	-2.20	1.24	<10%	0.05	0.019	0.029	58.60%	-33.55%	-58.10%
I4.2	4.20	33.90	61.90	2.10	-1.13	0.86	<10%	0.02	0.025	0.026	-9.67%	-5.42%	4.70%
I4.3	20.39	31.94	47.67	1.30	-1.59	1.17	<10%	0.03	0.027	0.028	16.64%	-3.36%	-17.15%
L1.1	50.50	33.65	15.85	2.80	-2.52	1.11	<10%	0.05	0.015	0.026	97.53%	-41.54%	-70.40%
L1.2	50.50	33.65	15.85	2.80	-2.52	1.11	<10%	0.05	0.015	0.026	97.53%	-41.54%	-70.40%
L2.1	18.00	28.96	53.04	1.20	-1.47	1.15	<10%	0.03	0.028	0.018	68.95%	55.28%	-8.09%
L2.2	18.00	28.96	53.04	1.20	-1.47	1.15	<10%	0.03	0.028	0.018	68.95%	55.28%	-8.09%
L2.3	18.00	28.96	53.04	1.20	-1.47	1.15	<10%	0.03	0.028	0.018	68.95%	55.28%	-8.09%
L3.1	1.00	12.34	86.66	0.80	-0.72	0.57	<10%	0.02	0.021	0.005	244.66%	321.60%	22.32%

Dalle tre mappe (fig.6.7) e dalla tabella (tab. 6.5) si evidenzia come le differenze minori si riscontrino, come prevedibile, vista la somiglianza tra i due metodi di stima, tra Torri e Kuery in cui le differenze percentuali vanno da -85% e 32%, mentre le differenze maggiori si riscontrano tra Torri e Wischmeier con valori compresi tra -50 % e 330% e Kuery e Wischmeier (-83% e 320%).

In particolare, il metodo Torri dà valori più elevati del Kuery nelle aree i cui suoli hanno presenza di contenuto in roccia del 25% (dove sono presenti i principali rilievi carbonatici), e dove i suoli hanno un elevato contenuto in argilla (nelle zone interne), mentre i valori sono leggermente più bassi dove i suoli presentano contenuti in argilla bassi e sabbia alti (aree costiere, area nord orientale del Vesuvio, i campi flegrei ed il settore orientale di Ischia e i monti di Caserta) (Fig. 6.7 a).

Nel confronto Torri e Wischmeier (Fig. 6.7 b) le differenze maggiori si riscontrano nelle aree con suoli ad elevato contenuto di argilla o di sabbia (nelle aree interne della regione lungo le aree costiere), mentre le differenze più piccole si hanno per contenuti di argilla bassi (i versanti carbonatici).

Meno chiare sono le differenze tra Kuery e Wischmeier (Fig. 6.7 c) in cui le diversità maggiori si riscontrano per i suoli con contenuto in roccia del 25%, lungo i settori costieri e per alcune pianure alluvionali interne.

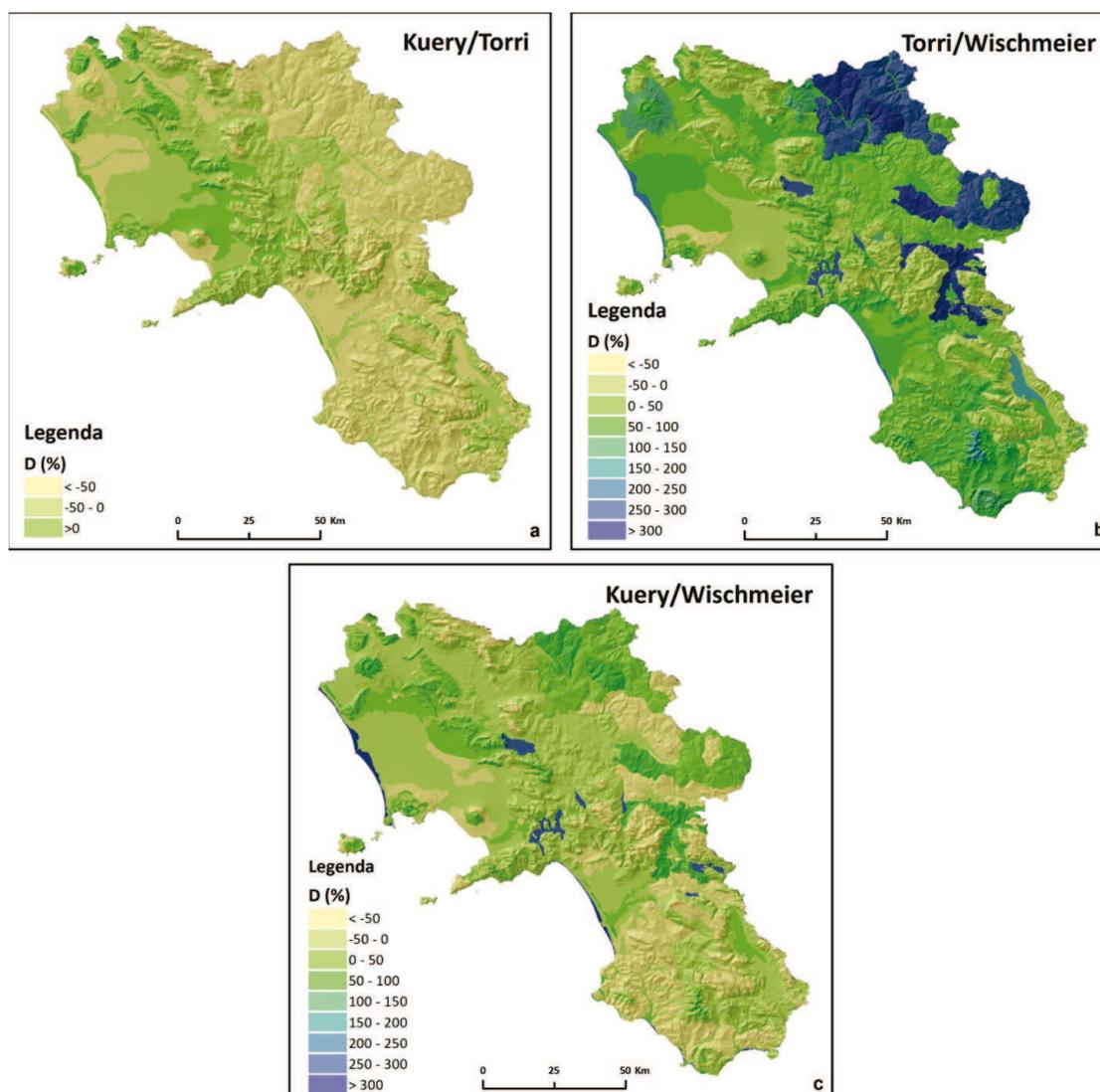


Fig. 6.7 Differenze percentuali tra i tre metodi di stima di K

4.2 Approccio probabilistico per la stima dell’indice di erodibilità

Le particolari caratteristiche dei suoli Andici e la possibilità di considerare una distribuzione di valori di K per ogni sottosistema offre l’opportunità di utilizzare un metodo probabilistico per definire in termini relativi quale classe di suolo sia più erodibile di un’altra a partire dalle valutazioni effettuate con il software Kuery. L’approccio ha previsto la valutazione un valore di soglia di K che fosse rappresentativo dell’intero territorio e, successivamente, valutata la probabilità di superamento del valore di soglia per definire in termini relativi quale sottosistema sia più erodibile rispetto ad un altro.

Nel dettaglio, il valore di soglia è stato determinato da un valore medio di K regionale considerando solo i sottosistemi con caratteristiche non andiche e definito così il K_{REG} secondo la relazione:

$$K_{REG} = \frac{\sum K_{med_i} \cdot A_{s_i}}{A_T} \quad (6.19)$$

dove K_{med_i} è la mediana della distribuzione di frequenza dell’iesimo sottosistema, A_{s_i} è l’area dell’iesimo sottosistema, A_T è l’area totale di studio.

Il K_{REG} ottenuto ha valore di $0.018291 \text{ (t} \cdot \text{h} \cdot \text{Mj}^{-1} \cdot \text{mm}^{-1}\text{)}$.

Questo valore può essere assunto quale valore di soglia per la caratterizzazione della suscettività all’erosione dei suoli regionali nell’ambito di scenari di degrado del suolo da utilizzare ai fini della individuazione delle aree prioritarie di intervento nell’ambito di una regione. Nello specifico, secondo un approccio probabilistico, l’indice di erodibilità (I_E) per ciascun sottosistema può essere espresso dalla seguente relazione:

$$I_E = Prob[K_{med_i} > K_{REG}] \quad (6.19)$$

Per le particolari caratteristiche legate ai suoli andici, che ne conferisce un alto grado di vulnerabilità all’erosione idrica (soprattutto se soggetti a lavorazioni e cambi di uso del suolo) e per la difficoltà ad assegnare un valore di erodibilità di riferimento, si è pensato di attribuire a tali suoli una probabilità di superamento del K_{REG} pari a 1 (cioè massima vulnerabilità).

Alternativamente al K_{REG} , nella definizione del valore di soglia si può far riferimento alla tolleranza della perdita di suolo annua nel caso di una parcella di Wischmeier soggetta ad una pioggia con una erosività annua di 1000 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ (valore indicativo per la caratterizzazione della pericolosità del fenomeno pluviometrico rispetto ai processi erosivi, (Diodato, N. & Ceccarelli, 2004).

I valori di tolleranza T sono generalmente stabiliti utilizzando criteri legati alla superficie erosa, quali il mantenimento dell’attitudine alla produzione colturale. I valori sono generalmente compresi tra 0 e 10-13 t·ha⁻¹·anno⁻¹. Il valore massimo di tolleranza corrisponde, tenuto conto dei valori prevalenti della densità apparente del suolo, all’incirca a 1 mm di spessore di suolo. Stone e Hilborn (2000) suggeriscono di classificare la gravità dell’erosione in funzione di assegnati valori soglia, come di seguito illustrato (tab. 6.6):

Tab. 6.6 Suddivisione in classi della perdita di suolo proposta da Stone & Hilborn

Classe	Perdita di suolo t·ha ⁻¹ ·anno ⁻¹
Molto bassa	<7
Bassa	7.0 - 11.0
Moderata	11.0 – 22.00
Alta	22.0 – 34.0
Severa	>34

Il valore K_{REG} è indicativo di un suolo che presenterebbe una erosione di 18 t·ha⁻¹ se fosse esposto ad una erosività 1000 MJ mm·ha⁻¹·h⁻¹ nell’ambito di una parcella di Wischmeier, quindi ad un valore di erosività di tipo moderato.

Considerando, così, le funzioni di densità di probabilità (PDF) e distribuzione cumulativa (CDF) per ogni sottosistema si è valutata la probabilità di superamento del valore di soglia (fig. 6.8), ottenendo il rispettivo valore di probabilità mediante interpolazione della funzione di distribuzione cumulativa.

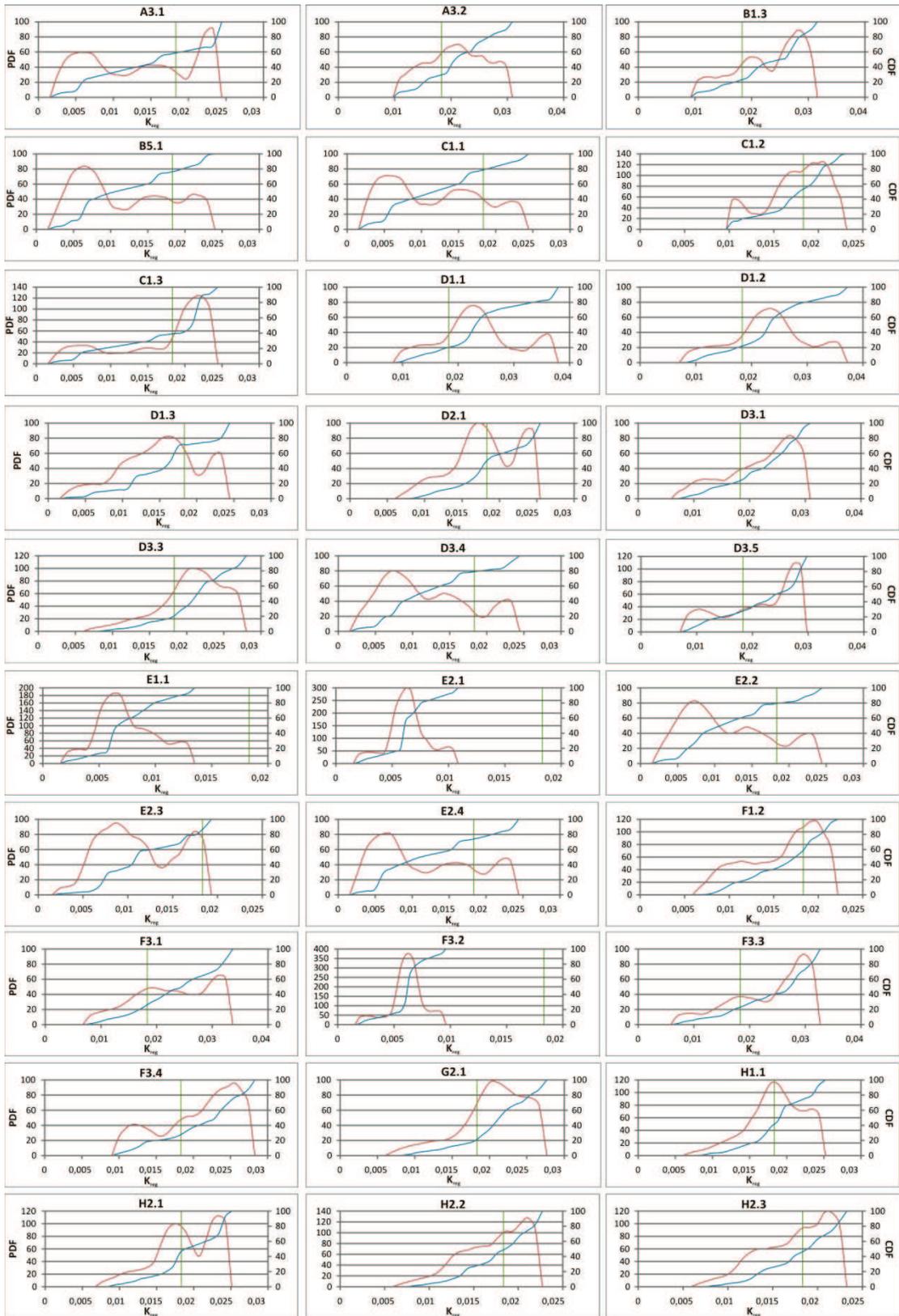


Fig. 6.8 a Funzioni di densità di probabilità (PDF) curva rossa e distribuzione cumulativa (CDF) curva blu per 48 sottosistemi con caratteristiche non andiche (continua)

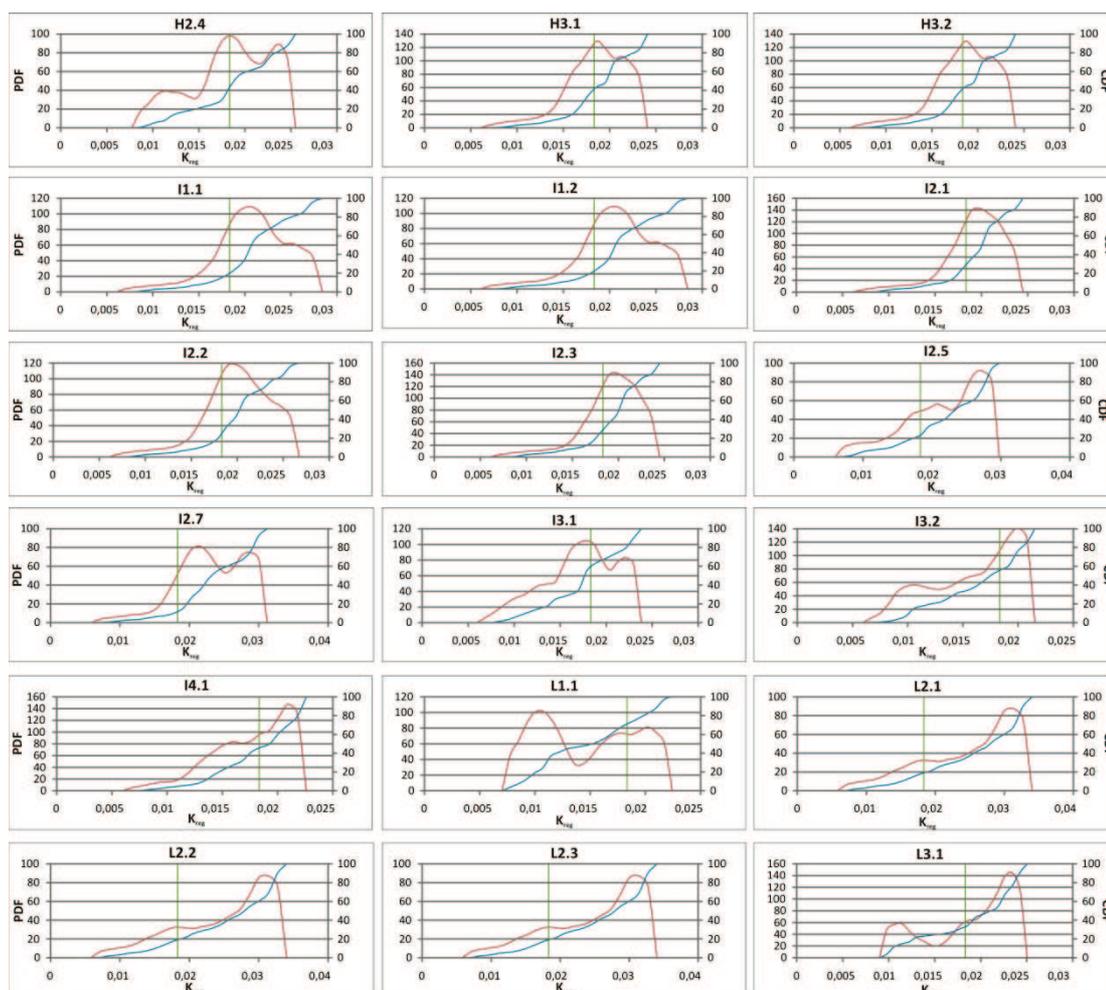


Fig. 6.8 b Funzioni di densità di probabilità (PDF) curva rossa e distribuzione cumulativa (CDF) curva blu per 48 sottosistemi con caratteristiche non andiche (continua)

Come si può vedere dalle figure, la distribuzione di probabilità è generalmente asimmetrica e bimodale e la maggior parte dei suoli supera il livello di soglia del k regionale. Ai fini della rappresentazione cartografica dell’erodibilità, quindi, è più utile rappresentare l’erodibilità corrispondente ad un assegnato valore della probabilità cumulata.

Dopo aver calcolato il valore di probabilità relativo ad ogni sottosistema, è stata elaborata una mappa dell’indice di erodibilità per la Campania (fig. 6.9)

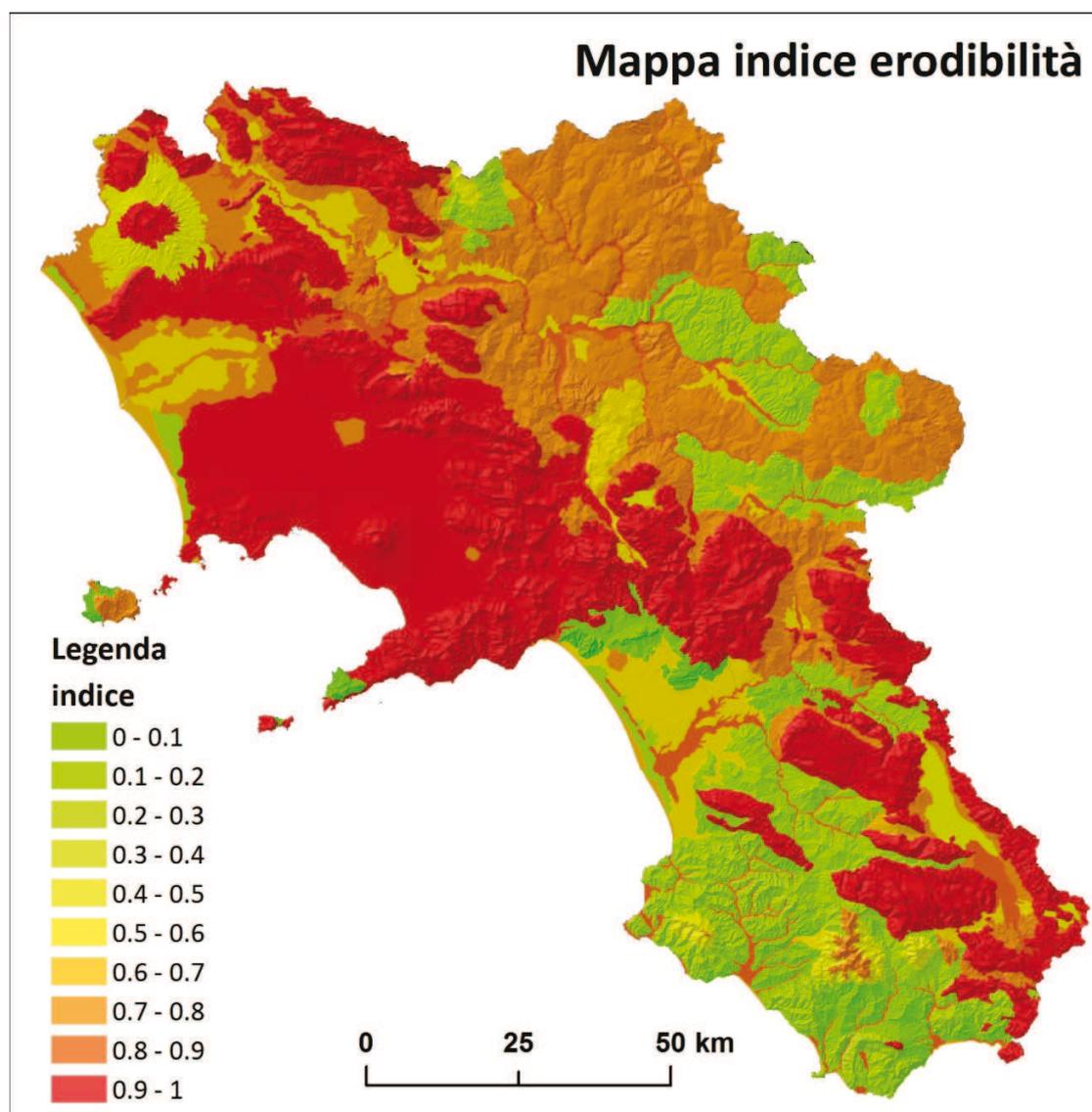


Fig. 6.9 Mappa dell' indice di erodibilità

Dalla figura 6.9 si evince che i valori di erodibilità maggiori si riscontrano soprattutto lungo i principali rilievi carbonatici, i Campi Flegrei, in alcune aree di pianura e nelle le aree interne del Sannio e dell'Irpinia.

I valori relativamente più bassi, invece, si riscontrano soprattutto nel settore meridionale della regione (area cilentana) e lungo le pendici del Somma-Vesuvio.

Sicuramente tale rappresentazione fornisce già un risultato importante nella stima della vulnerabilità dei suoli all'erosione, ma essa, insieme agli altri fattori di vulnerabilità ci permetterà di avere una rappresentazione più dettagliata e vicina alle condizioni reali per la definizione ultima del degrado all'erosione idrica.

E' importante considerare che l'utilizzo dell'erodibilità intrinseca del suolo come unico fattore di vulnerabilità, insieme alla copertura vegetale, risulta alquanto riduttivo.

I suoli della Campania, infatti, presentano delle peculiarità e delle differenze in ambito regionale che difficilmente possono essere rappresentate in modo esauriente dal solo indice di erodibilità.

La loro vulnerabilità, infatti, deriva anche da altri elementi che necessariamente devono essere presi in considerazione per ottenere una stima più coerente della realtà.

Uno dei fattori da considerare, ad esempio, è la presenza dei suoli andici, presenti su una zona abbastanza ampia della regione con spessori variabili e che notoriamente sono fonte di numerose problematiche legate al dissesto idrogeologico. Altro elemento importante da considerare è la resilienza dei suoli, che a sua volta è legata ad altri fattori, tra cui il tipo di substrato su cui un suolo si forma in seguito ai processi di pedogenesi. Se si considera lo spessore del suolo, è semplice comprendere che a parità di intensità del fenomeno erosivo e di erodibilità, la vulnerabilità è maggiore per suoli con spessori minori. Per quanto concerne, invece, la resilienza, è possibile verificare che, a parità di erodibilità, un suolo che ha una resilienza maggiore, ha sicuramente una vulnerabilità minore rispetto ad un suolo che si rigenera più lentamente.

E' per questo motivo che per la valutazione della vulnerabilità all'erosione, oltre all'erodibilità intrinseca dei suoli ed alla presenza di copertura vegetale, bisogna considerare anche altri fattori di vulnerabilità che saranno ampiamente discussi in seguito.

BIBLIOGRAFIA.

- Armas C. M., Arbelo C. D., Guerra J. A., Mora J. L., Notario J. S., Rodríguez-Rodríguez A. (2004).** Erodibility of Forest Andosols and Soil Properties. ISCO 2004. 13th International Soil Conservation Organisation Conference. Conserving Soil and Water for Society: Sharing Solutions. Brisbane. (July 2004).
- Barahona E., Quirantes J., Guardiola J. L., Iriarte A. (1990).** Factors affecting the susceptibility of soils to interrill erosion in south-eastern Spain. In Rubio J. L. and Rickson R. J. Eds. Strategies to combat desertification in Mediterranean Europe. Commission of the European communities Report EUR 11175 EN/ES:216-227.
- Borselli L., Cassi P., Salvador Sanchis M. P. (2009).** Soil Erodibility Assessment for Applications at Watershed Scale. In "Manual of Methods for Soil and Land Evaluation", Edoardo A.C. Costantini Eds. Science Publisher Inc. pp.600.
- Di Gennaro A. (2002).** I sistemi di terre della Campania. Carta 1:250.000 e legenda. Selca, Firenze.
- Diodato N., Ceccarelli M. (2004).** Multivariate Indicator Kriging approach using a GIS to classify soil degradation over Mediterranean agricultural lands. Ecological Indicators. Elsevier. 4:177-187.
- Egashira K., Kaetsu Y., Takuma K. (1983).** Aggregate stability as an index of erodibility of Ando soils. Soil Science and Plant Nutrition. 29:473-481.
- Ekwue E. I. (1990).** Effect of organic matter on splash detachment and the processes involved. Earth Surface Processes and Landforms. 15:175-181.
- El Swaify S., Dangler E. W. (1977).** Erodibility of selected tropical soils in relation to structural and hydrological parameters. In Soil Erosion: Prediction and Control. Special Publication. Soil Conservation Society of America: Ankeny, IA. 21:105-114.
- Evans R. (1980).** Mechanics of water erosion and their spatial and temporal controls: an empirical viewpoint. In Kirkby M. J. and Morgan R. P. C. Eds. Soil erosion. Wiley, Chichester. pp.109-128.
- FAO (1995).** Planning for sustainable use of land resources. Toward a new approach. Land and Water Bulletin, 2. Roma.
- Fernández-Caldas E, Tejedor M. L. (1975).** Andosoles de las Islas Canarias. Servicio de Publicaciones de la Caja General de Ahorros de Santa Cruz de Tenerife. pp.210.
- Kubota T., Ishihara A., Taniyama I., Katou H., Osozawa S. (1990).** Erodibility of Andosols in Japan. National Institute of Agro-Environmental Science. Ibaraki (Japan).

- Merzouk A., Blake G.R. (1991).** Indices for the estimation of interrill erodibility of Moroccan soils. *Catena*. 18:537-550.
- Meurisse R T. (1985).** Properties of Andisols important to forestry. In *Taxonomy and Management of Andisols. Proceedings of the Sixth International Soil Classification Workshop*. Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo. Santiago. pp.53-67.
- Miller W. P., Sumner M. E. (1988).** Dispersion processes affecting runoff and erosion in highly weathered soils. In Rimwanich S. Eds., *Land conservation for future generations*. Department of Land Development, Bangkok. pp 419-427.
- Pla I. (1992).** La erodabilidad de los Andisoles en Latinoamérica. *Suelos Ecuatoriales*, Sociedad Colombiana de la Ciencia del Suelo: Bogotá. 22(1):33-43.
- Quantin P. (1994).** The Andosols. *Transactions of the 15th World Congress of Soil Science Mexico*. The International Society of Soil Science and the Mexican Society of Soil Science. Mexico. 6(a): 848-859.
- Renard K. G., Foster G. R., Weesies G. A., McColl D. K., Yoder D. C. (1997).** Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the revised universal soil loss equation (RUSLE). United States Department of Agriculture (USDA). Research Services. *Agriculture Handbook*. N. 703.
- Richter G., Negendank J. F. W. (1977).** Soil erosion processes and their measurement in the German area of the Moselle river. *Earth Surface Processes*. 2:261-278.
- Rodríguez-Rodríguez A., Arbelo C. D., Guerra J. A., Mora J. L., Notario J. S., Armas C. M. (2006).** Organic carbon stocks and soil erodibility in Canary Islands Andosol. *Catena*. 66:228-235.
- Rodríguez-Rodríguez A., Gorrín S. P., Guerra J. A., Arbelo C. D., Mora J. L. (2002a).** Mechanisms of soil erosion in andic soils of the Canary Islands. In: Juren J. Eds. *Sustainable Utilization of Global Soils and Water Resources*. Tsinghua University Press, Beijing. 1:342-348.
- Rodríguez-Rodríguez A., Guerra J. A., Gorrín S. P., Arbelo C. D., Mora J. L. (2002b).** Aggregates stability and water erosion in Andosols of the Canary Islands. *Land Degradation and Development*. 13:515-523.
- Römkens M. J. M., Young R. A., Poesen J. W. A., McCool D. K., El-Swaify S. A., Bradford J. M. (1997).** **Soil erodibility factor (K).** In: *Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the revised universal soil loss equation (RUSLE)*. United States Department of Agriculture (USDA). Research Services. *Agriculture Handbook*. N. 703(3):65-100.

- Salvador Sanchis M. P., Torri D., Borselli L., Poesen J. (2008).** Climate Effects on Soil Erodibility. *Earth Surface Processes and Landforms*. 33(7):1082-1097.
- Shirazi M. A., Boersema L., Hart J. V. (1988).** A unifying quantitative analysis of soil texture: Improvement of precision and extension of scale. *Soil Science Society of American Journal. Procedures*. 52:181-190.
- Stone R. P, Hilborn D. (2000).** Universal Soil Loss Equation. Factsheet, Ontario Ministry of Food, Agriculture and Rural Affairs. pp.8.
- Torri D., Poesen J., Borselli L. (1997).** Predictability and uncertainty of the soil erodibility factor using a global dataset. *Elsevier, Catena*. 31:1-22.
- Voroney R. P., van Veen J. A., Paul E. A. (1981).** Organic carbon dynamics in grassland soils. 2. Model validation and simulation of the long-term effects of cultivation and rainfall erosion. *Canadian Journal of Soil Science*. 61:211-224.
- Warkentin B. P., Maeda T. (1980).** Physical and mechanical characteristics of Andisols. In: *Soils with Variable Charge*. Theng, B.K.G. Eds. New Zealand. Soc. Soil Sci. Palmerston North, New Zealand. pp. 281-301.
- Wischmeier W. H., Johnson C. B., Cross B. V. (1971).** A soil erodibility nomograph for farmland and construction sites. *Journal of Soil and Water Conservation*. 26:189-193.
- Wischmeier W. H., Mannering J. V. (1969).** Relation of soil properties to its erodibility. *Soil Science Society of America Proceedings*. 23:131-137.
- Wischmeier W. H., Smith D. D. (1978).** Predicting rainfall erosion losses. *USDA Agricultural Research Service Handbook N. 537*.
- Yamamoto T., Anderson H. W. (1973).** Splash Erosion Related to Soil Erodibility and Other Forest Soil Properties in Hawaii. *Water Resources Research*. 9:336-345.

CAPITOLO VII – Fattore di copertura del suolo

1. L'ambiente forestale della Campania

L'Inventario Nazionale delle Foreste e dei Serbatoi Forestali di Carbonio (2005) riporta una superficie forestale totale per la Regione Campania pari a 445.274 ha, con un indice di boscosità pari a 32.7. Tra le regioni del sud Italia è la terza per estensione di superficie forestale totale, preceduta solo da Sardegna e Calabria. E' ripartita in 384.395 ha classificati come "Bosco" e 60.879 ha come "Altre terre boscate". Tra le principali formazioni forestali della Campania abbiamo:

- Boschi a prevalenza di querce caducifoglie e formazioni di latifoglie mesofile

I querceti di roverella e di cerro occupano 54.856 e 68.051 ha, rispettivamente. Il querceto di roverella (*Quercus pubescens*) trova maggiore diffusione nelle aree collinari a morfologia dolce, corrispondenti agli affioramenti argillosi del Sannio, dell'alta Irpinia e alle aree a flysch del Cilento. I principali boschi di cerro (*Quercus cerris*) sono localizzati nel Sannio, in Irpinia, nel Cilento, sui monti della Maddalena, sui contrafforti del Cervati (Cerreta e Cognòle), sul Centaurino.

- Faggete

Le faggete in Campania occupano 55.197 ha, e sono localizzate nella fascia montana dei più importanti sistemi montuosi della dorsale appenninica carbonatica: Matese, Taburno, d'Avella, Lattari, Picentini, Marzano, Alburni, Motola, Cervati, Maddalena, Monte Sacro, Monte Scuro-Tempe la Castagna e Cocuzzo di Casaletto Spartano. Faggete depresse, vegetanti a quote molto inferiori a quelle abituali per la specie (meno di 500 m s.l.m.), si rinvengono nella valle del Sabato in Comune di Serino (AV) e sul torrente Savone in Comune di Roccamonfina (CE), mentre sul Cervati la faggeta chiusa si spinge fino a circa 1800 m. Oltre questa quota si dirada, non fruttifica e progredisce nello spazio mediante propagginatura.

- Cedui e castagneti da frutto

I castagneti occupano 53.200 ha con una netta prevalenza della selva castanile (35.640 ha) sul ceduo (13.509 ha). E' proprio in Campania che il castagneto da frutto raggiunge la sua massima espansione, pari a circa un quarto della superficie nazionale. La coltivazione del castagno è stata favorita dall'uomo da tempo immemorabile e la sua diffusione è avvenuta soprattutto a scapito del bosco misto di latifoglie mesoxerofile della fascia submontana.

- Leccete e altre formazioni sempreverdi mediterranee

Le leccete e le formazioni di sclerofille sempreverdi mediterranee occupano una superficie di 37.117 ha, più una superficie di macchia mediterranea non chiaramente individuata dall'INFC. Le formazioni di leccio più consistenti si rinvengono nella sub regione del Cilento e, risalendo la costa, sono presenti nelle riserve regionali di Cuma-Area Flegrea e degli Astroni, con lembi più ridotti e degradati nelle isole flegree e Capri. Altre formazioni pure di leccio e miste a prevalenza di leccio, si rinvengono nelle provincie di Caserta e Benevento sui rilievi del Monte Massico, del Monte Maggiore e lungo le esposizioni meridionali del complesso del Matese. Nelle aree più interne il leccio si accantona più frequentemente in posizione rupestre fino a consociarsi, localmente, con il faggio nella parte più meridionale della regione.

- Boschi di ontano napoletano

Circa il 44% della superficie nazionale, pari a 10.311 ha, degli ontaneti di ontano napoletano è assegnata alla Campania. Pertanto, l'areale principale di questa importante formazione forestale ricade in Campania, in un'area ristretta del Cilento compresa fra Monte Gelbison, Monte Scuro, Antilia e il Cervati-Centaurino con un nucleo consistente di soprassuoli puri ricadenti nei comuni di Rofrano e Sanza, nel cuore del Parco Nazionale del Cilento e Vallo di Diano. Il motivo di questa localizzazione distributiva è legato, oltre alle condizioni climatiche idonee, alle modificazioni di uso del suolo occorse nella metà del secolo scorso: versanti collinari e submontani, precedentemente terrazzati e posti a coltura, sono stati rapidamente colonizzati da questa specie spiccatamente pioniera non appena è cessata la coltivazione.

- Gli ostrieti e i carpineti

Occupano una superficie complessiva di 53.766 ha, di cui 40.509 attribuibili ad orno-ostrieti e la restante parte a formazioni di carpinella, carpino bianco, etc. L'orno-ostrieto è diffuso un po' ovunque sul territorio regionale ove è governato esclusivamente a ceduo, vista la spiccata capacità pollonifera che caratterizza i carpini e l'orniello. Le boscaglie di carpino orientale sono localizzate in corrispondenza di detriti di falda e di conoidi detritici. La carpinella si mescola in vario modo con il leccio nei soprassuoli cedui, oppure può rappresentare il componente principale dello strato arbustivo di cerrete (Campora, Centaurino di Sanza, etc.). Per quanto concerne i boschi pressoché monofitici di carpino nero con fisionomia di fustaia, si segnala un soprassuolo di origine agamica in Comune di Casaleto Spartano (Monte Iuncolo), in Provincia di Salerno, in cui si associano in modo subordinato anche aceri e ontano napoletano. Le formazioni pure di carpino bianco sono molto sporadiche in ambito regionale. Una delle più interessanti, peraltro in consorzio con faggio, è localizzata in posizione eterotopica nella valle del Torrente Sabato, in Comune di Serino (AV).

- I boschi igrofili

A questa categoria inventariale appartengono le formazioni di ripa di cui 2.578 ha sono pioppeti naturali, mentre 2.210 ha sono saliceti. La loro massima espressione compositiva e strutturale la raggiungono nei tratti planiziali dei principali corsi d'acqua, ove si è assistito al maggior sviluppo urbano, si sono concentrate le attività agricole intensive, vi è stato il maggior insediamento di attività produttive e industriali e, in altre parole, vi è il maggior disordine nell'uso del suolo.

- Altri boschi caducifogli

A questa categoria appartengono gli acerreti appenninici, gli aceri-frassineti ed i betuleti. Gli acerreti appenninici sono alquanto sporadici, essendo legati alla convergenza di condizioni locali di morfologia e di clima che non si realizzano in modo frequente, soprattutto nelle montagne a matrice carbonatica. Gli aceri-frassineti sono una consociazione alquanto sporadica in ambito regionale e qualche lembo residuo si rinviene nel Centaurino di Sanza (SA), ove vegetano anche i più imponenti esemplari di frassino maggiore. Altre specie si rinvencono anche nella provincia di Avellino. Infine si menzionano i popolamenti di *Betula pendula* relativamente più consistenti alle falde del Monte Cervati, nella foresta demaniale regionale del Vesolo, ma presente con piccoli nuclei o piante sparse a partire dal Monte Somma nel Parco Nazionale del

Vesuvio, a scendere nei boschi misti del Comune di Serino, Bagnoli, etc. nel massiccio del Terminio-Cervialto, nonché sul sistema Alburni-Cervati.

- Pinete e altri boschi di conifere

Dei boschi alti, 13.994 ha sono pinete, quasi esclusivamente da rimboschimento, di pino nero (6.260 ha) e di pini mediterranei (7.734 ha) con prevalenza del pino d'Aleppo (4.051 ha) a cui seguono pino domestico (2.210 ha) e pino marittimo (1.105 ha). Una più esigua superficie è, invece, costituita da altre conifere fra cui si menzionano le formazioni a cipresso (368 ha). Altri 1.100 ha circa sono rappresentati da impianti di conifere esotiche.

2. Metodi di valutazione del fattore di copertura vegetale

La copertura vegetale è uno dei più importanti parametri utilizzati nella valutazione dell'erosione dei suoli, in quanto, generalmente, l'erosione tende a diminuire con l'aumentare della stessa. Le strutture aeree, come le foglie, tendono ad assorbire l'impatto delle gocce di pioggia, mentre la parte posta sottoterra, come le radici, rafforzano le caratteristiche meccaniche del suolo. Nelle relazioni della USLE/RUSLE e dei vari approcci che ne derivano, l'effetto della vegetazione viene definito mediante il fattore di copertura C, che definisce la funzione antierosiva svolta dalla vegetazione. Questa dipende essenzialmente dalla stagionalità, in quanto la funzione protettiva è strettamente legata alle condizioni vegetazionali delle piante in dipendenza delle stagioni meteorologiche.

La stima di C introdotta nella USLE da Wischmeier e Smith nel 1978, è stata poi riformulata anche da altri autori, tra cui Detar et al. (1980), Dissmeyer e Foster nel 1981, Reinard et al. con il metodo ufficiale RUSLE proposto dall'USDA nel 1997. In particolare il fattore C nella USLE dipende dalla combinazione di più sottofattori quali la copertura, la rotazione delle colture e le pratiche agricole. Anche lo stato di crescita della coltura e lo sviluppo della copertura vegetale al momento dell'evento piovoso influenzano il processo erosivo. Nella RUSLE, invece, C varia durante l'anno e dipende da un certo numero di sottofattori, esemplificati nella funzione:

$$C = PLU \cdot CC \cdot SC \cdot SR \quad (7.1)$$

dove *PLU* è l'uso precedente del suolo (*prior land use*), *CC* è la copertura esercitata dalla parte aerea delle piante (*canopy cover*), *SC* è la copertura a contatto del suolo (*surface cover*), *SR* è la rugosità superficiale (*surface roughness*). La valutazione dei sottofattori richiede dati molto dettagliati sui vari aspetti colturali, di difficile reperimento. Nonostante la presenza di alcune metodologie semplificate proposte in tali approcci lo studio di tale parametro risulta alquanto articolato e complesso a causa della variabilità e della quantità dei parametri in gioco.

Nel corso degli anni, per valutare più accuratamente l'impatto della vegetazione sull'erosione del suolo, sono stati proposti nuovi concetti di copertura vegetale, come la copertura efficace (Jiao et al., 2000) e la copertura della vegetazione prossima al terreno (Wang et al., 2001). Spesso, però, nelle valutazioni a scala regionale, al fine di stimare spazialmente il fattore C, i valori vengono presi da dati di letteratura o da stime di campo e vengono assegnati al tipo di classe vegetale in una mappa tematica (choropleth map) di copertura del suolo (metodo di classificazione della copertura) (de Asis e Omasa, 2007; Ozcan et al, 2008; Wang e Jiao, 1996; Yan et al, 2003). Questo tipo di approccio però non tiene conto della variabilità spaziale della

vegetazione su ampie aree e per questo possono essere affette da errori che poi si riflettono anche nella valutazione di C.

Per aumentare la capacità descrittiva dei caratteri di variabilità spaziale e diminuire l'influenza degli errori di classificazione, sono stati sviluppati dei modelli di regressione lineare e non lineare tra i valori del fattore C e gli indici di vegetazione ottenuti da informazioni telerilevate, quali ad esempio l'indice NDVI (De Jong, 1994, De Jong, 1998, Wang et al., 2002; Zhou et al., 2008). Queste tecniche tengono meglio conto dell'eterogeneità orografica e della copertura vegetale (Ju et al., 2008).

Si è inoltre riscontrato che l'intensità dell'erosione idrica del suolo è funzione sia dei vari tipi di copertura vegetale sia di cui loro sono strutturati. Ad esempio, una foresta mista ha sicuramente più effetto di una foresta pura nel ridurre l'erosione, a parità di grado di copertura. Allo stesso modo, una vegetazione spontanea riduce maggiormente l'erosione rispetto alle piantagioni grazie alla sua struttura stratificata. Quest'ultima riesce ad assorbire molto di più l'energia delle gocce di pioggia, rispetto a ad una struttura caratterizzata da un singolo strato. Le strutture più complesse possono intercettare dal 10% al 20% in più di pioggia. In termini di contributo dato dai vari strati sulla conservazione del suolo, l'erba e la lettiera sono più importanti della copertura fogliare. In pratica la conservazione del suolo non dipende solo dall'aumento della vegetazione, ma anche e forse con più importanza da una complessa struttura stratificata.

Sicuramente l'utilizzo della stratificazione della vegetazione nella stima dell'erosione risulta di notevole interesse, però nella maggior parte degli studi, sia in situ che a scala regionale, la copertura vegetale è ancora il parametro più utilizzato, a causa della difficoltà di quantificare la struttura della vegetazione. Fino ad ora, vi è stato, infatti, un tentativo di integrare il contributo della copertura dei diversi strati di vegetazione in un indice di copertura globale, in uno studio condotto in una provincia cinese (Zhongming et al., 2010), ma la sua applicazione risulta alquanto complicata per aree molto vaste.

Per la stima del fattore di copertura della Regione Campania è stato quindi preferito un metodo di regressione, in particolare la relazione di Van der Knijff et al. (1999) utilizzata nel progetto PESERA, in cui si stima C a partire dall'indice di vegetazione NDVI.

3. Stima del fattore C in Campania

3.1 Gli indici di vegetazione

Gli Indici spettrali di Vegetazione (VI) sono combinazioni algebriche dei valori di riflettanza acquisiti dai sensori satellitari o aviotrasportati a diversi intervalli di lunghezze d'onda (bande spettrali). La maggior parte di essi sfrutta il peculiare comportamento spettrale della vegetazione la quale è caratterizzata da un picco di assorbimento della radiazione elettromagnetica alle lunghezze d'onda del rosso (0.68 μm), dovuto all'attività dei pigmenti clorofilliani, in contrapposizione ad una forte riflettività nelle lunghezze d'onda dell'infrarosso vicino (0.7-1 μm) causata invece dalle strutture che costituiscono il mesofillo, il tessuto fondamentale della foglia (Gates et al., 1965; Asner, 1998).

Le combinazioni algebriche delle bande nell'infrarosso vicino e nel rosso sono direttamente proporzionali alla quantità di biomassa vegetale e questo ha portato a definire numerosi indici basati su rapporti di singole bande o combinazioni lineari di riflettanze. Il vantaggio di usare gli indici piuttosto che le semplici bande spettrali

risiede nel fatto che essi minimizzano gli effetti del suolo, forniscono un certo grado di standardizzazione per il confronto ed enfatizzano il segnale legato alla vegetazione (Curran, 1981; Goward, 1989; Malingreau, 1989). Gli Indici di Vegetazione non sono comunque quantità fisiche intrinseche, bensì sono utilizzati per correlare i dati telerilevati a parametri biofisici della vegetazione come l'indice di area fogliare (LAI), la percentuale di copertura vegetale, la quantità di biomassa fotosinteticamente attiva, lo stato di salute, il contenuto di pigmenti fogliari, ecc. (Clevers et al., 1996; Rondeaux, 1996; Cook et al., 1989; Tucker et al., 1985) con lo scopo, ad esempio, di sfruttare le relazioni trovate per stimare tali parametri in maniera estensiva, predire le rese di una coltura, caratterizzare l'andamento fenologico delle diverse specie vegetali e monitorarne le variazioni stagionali.

Si distinguono comunemente tre categorie di indici:

1. indici intrinseci che considerano solo la riflettanza;
2. indici legati alla linea dei suoli che riducono l'effetto del terreno;
3. indici corretti per gli effetti atmosferici.

In tabella 7.1 sono riepilogati gli indici più noti che rientrano in questi tre gruppi.

Tab. 7.1 Indici spettrali utilizzati nelle più comuni applicazioni di telerilevamento

	ACRONIMO	INDICE DI VEGETAZIONE	AUTORE/I	FORMULA	NOTE
1	VI o DVI	Difference Vegetation Index	Lillesand e Kiefer, 1987;	NIR-R	NIR: riflettanza nella banda dell'infrarosso; R: riflettanza nella banda del rosso
	NDVI	Normalized Difference Vegetation Index	Rouse e al., 1974	$(\text{NIR}-R)/(\text{NIR}+R)$	
	RVI o SR	Ratio Vegetation Index o Simple Ratio	Jordan, 1969	NIR/R	
	GNDVI	Green Normalized Difference Vegetation Index	Gitelson et al., 1996	$(\text{NIR}-G)/(\text{NIR}+G)$	G: banda nel verde
	IPVI	Infrared Percentage Vegetation Index	Crippen, 1990	$\text{NIR}/(\text{NIR}+R)$	
	RDVI	Renormalized Difference Vegetation Index	Roujean et al., 1995	$\sqrt{(\text{NDVI} \times \text{DVI})}$	
2	PVI	Perpendicular Vegetation Index	Richardson e Wiegand, 1977	$\sin(\alpha) \text{ NIR} - \cos(\alpha) R$	α : angolo tra la linea del suolo e l'asse del NIR
	WDVI	Weighted Difference Vegetation Index	Clevers, 1988	$\text{NIR}-a \cdot R$	a : pendenza della linea del suolo ($\text{NIR}_{\text{soil}}=a \cdot R_{\text{soil}}+b$)
	SAVI	Soil Adjusted Vegetation Index	Huete, 1988	$(\text{NIR}-R)/(\text{NIR}+R+L) \cdot (1+L)$	L fattore di correzione che varia da 0 (vegetazione ad alta densità di copertura) ad 1 (vegetazione scarsa)
	TSAVI	Transformed Soil Adjusted Vegetation Index	Baret e al., 1991	$a \cdot (\text{NIR}-a \cdot R-b) / [a \cdot \text{NIR}+R-ab+X \cdot (1+a^2)]$	a,b: pendenza e intercetta della linea del suolo; X fattore di correzione per minimizzare l'effetto del suolo (solitamente 0.08)
	MSAVI	Modified Soil Adjusted Vegetation Index	Qi et al., 1994	$[(\text{NIR}-R)/(\text{NIR}+R+L)] \cdot (1+L)$	$L=1-2a \cdot \text{NDVI} \cdot \text{WDVI}$
	MSAVI2	Modified Second Soil Adjusted Vegetation Index	Qi et al., 1994	$\frac{1}{2} [2 \cdot \text{NIR}+1-\sqrt{(2 \cdot \text{NIR}+1)^2-8 \cdot (\text{NIR}-R)}]$	
	OSAVI	Optimized SAVI	Rondeaux e al., 1996	$(\text{NIR}-R)/(\text{NIR}+R+0.16)$	
	TWVI	Two axis adjusted Vegetation Index	Li X., 1994	$(1+L) \cdot (\text{NIR}-\Delta)/(\text{NIR}+R+L)$	$\Delta=\sqrt{2} \cdot \exp(-K \cdot \text{LAI}) \cdot D$ $D=(\text{NIR}_{\text{soil}}-a \cdot R_{\text{soil}}-b)/(1+a^2)^{1/2}$
3	GEMI	Global Environmental Monitoring Index	Pinty e Vestraete, 1991	$\eta \cdot (1-\eta/4) - [(R-0.125)/(1-R)]$	$\eta = [2 \cdot (\text{NIR}2-R2) + 1.5 \cdot \text{NIR} + 0.5 \cdot R] / (\text{NIR}+R+0.5)$
	ARVI	Atmospherically Resistant Vegetation Index	Kaufman e Tanré, 1992	$(\text{NIR}-B)/(\text{NIR}+RB)$	$RB = R \cdot \gamma \cdot (B-R)$ combinazione delle Riflettanze nella banda del blu e del rosso in cui γ dipende dal tipo di aerosols
	SARVI	Soil Adjusted and Atmospherically Resistant Vegetation Index	Kaufman e Tanré, 1992	$[(\text{NIR}-RB)/(\text{NIR}+RB+L)] \cdot (1+L)$	$RB = R \cdot \gamma \cdot (B-R)$

Il più noto e maggiormente utilizzato è il *Normalised Difference Vegetation Index* (NDVI), ovvero l'indice della differenza normalizzata (Rouse et al., 1974) appartenente al primo gruppo di indici e calcolato come:

$$NDVI = \frac{NIR - R}{NIR + R} \quad (7.2)$$

in cui NIR e R rappresentano rispettivamente la riflettanza o la luminanza misurate nelle bande del rosso e dell'infrarosso vicino. I valori dell'indice variano da -1 a +1. L'acqua, le nubi, la roccia nuda e la vegetazione senescente hanno valori bassi o negativi, mentre aree con vegetazione rigogliosa e fotosinteticamente attiva hanno valori più alti (fino a +0,8). L'NDVI fornisce una buona stima della biomassa fotosinteticamente attiva e produce anche una certa compensazione degli effetti di diversa illuminazione dovuti alla topografia e alle variazioni stagionali. Questo indice è stato ampiamente utilizzato per lo studio ed il monitoraggio della vegetazione da satellite (Myneni et al., 1997; Yang et al., 1998; Kawabata et al., 2001; Maselli, 2004; Gao, 1996 tra gli altri).

Altro indice frequentemente usato è ad esempio il *Transformed Soil Adjusted Vegetation Index* o TSAVI (Baret & Guyot, 1991) che dipende dai parametri della retta del suolo (sperimentalmente si osserva che i valori di riflettanza relativi a punti di suolo nudo assumono un comportamento quasi lineare nelle bande del visibile e del vicino infrarosso, da cui la "retta del suolo", considerata la linea di vegetazione assente, dalla quale si ricavano i parametri per il calcolo di questa famiglia di indici).

Tra gli indici che rientrano nel terzo gruppo il più noto è il *Global Environment Monitoring Index* o GEMI (Pinty & Verstraete, 1992). Il GEMI è un indice capace di minimizzare gli effetti sia dell'atmosfera sia del suolo. La sua formula deriva, infatti, dal concetto della "linea del suolo", ma a differenza del TSAVI, non è necessario calcolare i coefficienti a e b della retta (Tab. 7.1). Sebbene utilizzati con diverso successo in svariati studi, l'applicabilità e l'affidabilità degli indici varia significativamente con il tipo di vegetazione considerata, le condizioni atmosferiche e il tipo di strumento utilizzato per la loro acquisizione.

3.2 Utilizzo dell'NDVI per la definizione del fattore di copertura

Nel 1994, De Jong, mediante l'utilizzo delle immagini landsat TM (Thematic Mapper) ha determinato alcune proprietà della vegetazione, come il LAI, la percentuale di copertura ed il fattore C della USLE per 33 appezzamenti di una provincia della Francia. In particolare i valori relativi agli appezzamenti sono stati correlati con i corrispettivi dell'NDVI ottenendo delle equazioni di regressione per la stima del LAI, del percentuale di copertura e del fattore C. Per il fattore C, ha ottenuto un'equazione lineare:

$$C = 0.431 - 0.805 \cdot NDVI \quad (7.3)$$

con una correlazione di -0.64 tra NDVI e C. Secondo lo stesso De Jong, un valore di correlazione non molto elevato potrebbe essere spiegato dalla sensibilità dell'NDVI rispetto alla vitalità della vegetazione: infatti per una chioma sotto condizioni di stress idrico, il valore di NDVI è più basso, anche se la chioma è folta, e questo è un limite per l'utilizzo dell'NDVI nello studio dell'erosione, in quanto per l'erosione le condizioni della vegetazione non sono importanti.

Inoltre secondo Van der Knijff et al. (1999) l'equazione di De Jong risulta inadeguata per la stima del fattore di copertura C per valori superiori a 0.431. Per

questo motivo, ma anche perché gli autori hanno utilizzato immagini NOAA che hanno caratteristiche spettrali e geometriche differenti dalle immagini LANDSAT TM utilizzate da De Jong, per stimare il fattore C dall'NDVI per il progetto PESERA hanno proposto un'altra equazione di regressione:

$$C = \exp \left[-\alpha \cdot \frac{\text{NDVI}}{(\beta - \text{NDVI})} \right] \quad (7.4)$$

dove α e β sono i parametri della curva ed assumono rispettivamente valore di 2 e 1. In fig. 7.1 la relazione tra l'NDVI e C.

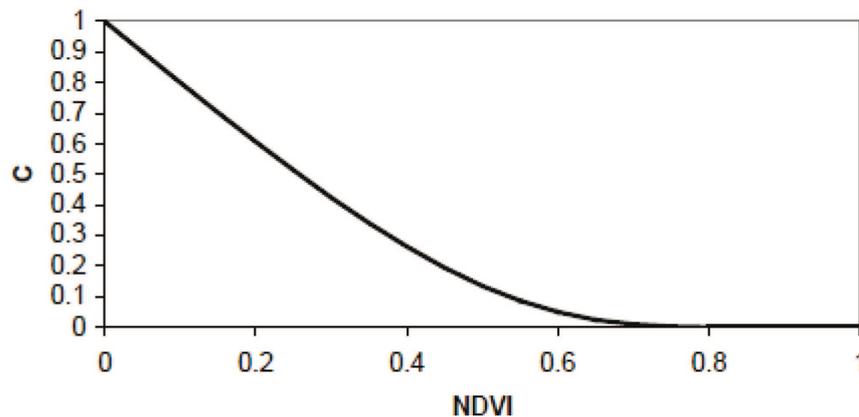


Fig. 7.1 Relazione tra il fattore di copertura C e l'indice NDVI

Secondo gli autori i risultati assumono valori più realistici rispetto alla relazione lineare, soprattutto per i valori di C calcolati per le aree forestali in estate (i valori sono prossimi allo zero). Dei problemi si hanno per la stagione invernale, dove i valori di C sono un po' elevati, forse perché l'indice NDVI è sensibile solo per la vegetazione fotosinteticamente attiva. Inoltre le aree forestali presentano uno strato spesso di paccime che protegge il suolo dall'erosione, ma purtroppo esso non viene rilevato dalle immagini dell'NDVI.

Sicuramente l'utilizzo dell'indice NDVI per la stima del fattore di copertura presenta delle limitazioni, ma attualmente è uno dei principali strumenti per poter stimare C avendo a disposizione dei dati rappresentativi di una scala ampia come quella regionale.

3.3 Mappe stagionali del fattore di copertura in Campania

La relazione di Van der Knijff et al. (1999) è stata utilizzata per la valutazione del fattore di copertura C sulla base delle mappe dell'indice NDVI.

In particolare le immagini satellitari dell'indice di vegetazione relative agli anni 2003 e 2009 (fig. 7.2), fornite da satelliti ad elevata risoluzione temporale (il MODIS) sono state acquisite online (presso l'EOS Gateway - USA) dal dipartimento di Arboricoltura, Botanica e Patologia Vegetale, ortorettificate secondo il sistema di coordinate UTM, depurate dall'effetto della copertura nuvolosa e delle foschie e messe a disposizione per il seguente lavoro di Tesi.

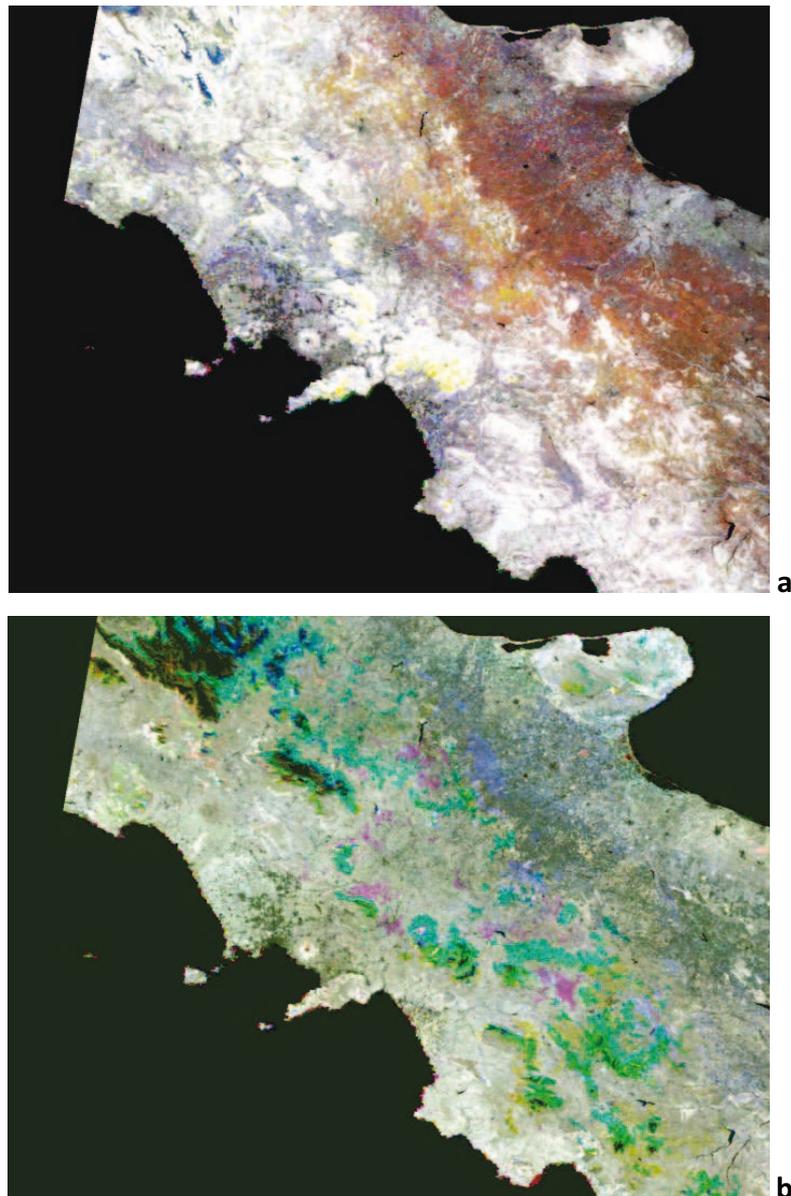


Fig. 7.2 Immagini MODIS della Regione Campania nei mesi di Gennaio (a) e Maggio (b) 2009.

Poiché ogni mese è caratterizzato da due valori di NDVI, per ottenerne uno rappresentativo dell'intero mese si è scelto di utilizzare il valore massimo. Quindi, stabilito l'NDVI mensile per i due anni di riferimento, i dati sono stati nuovamente elaborati per estrarre il valore massimo mensile tra i due anni di riferimento (fig. 7.3). Le mappe mensili dell'NDVI mostrano la variabilità stagionale della vegetazione con valori minimi tra ottobre e marzo ed i valori più elevati tra aprile e settembre.

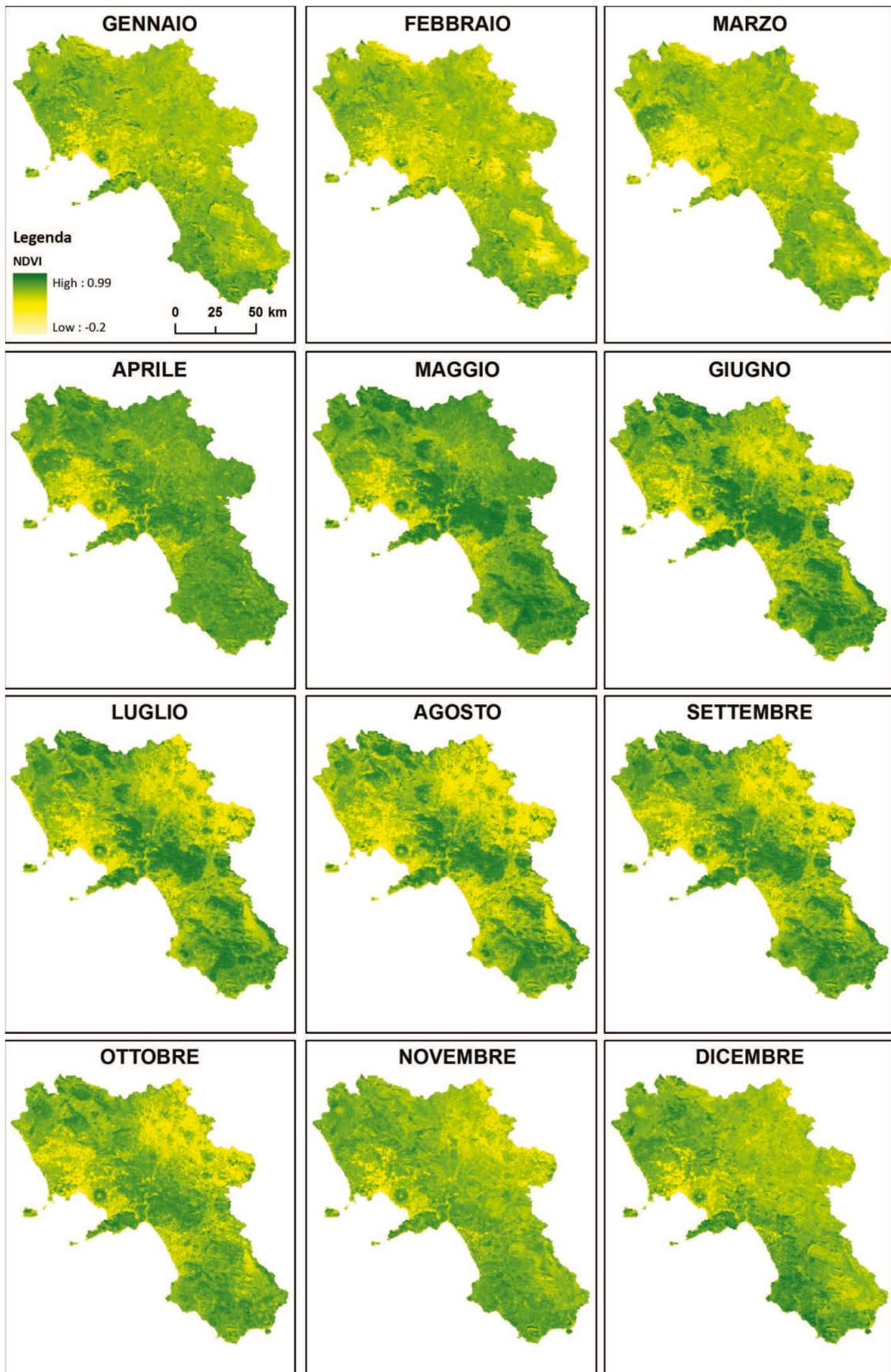


Fig. 7.3 Mappe mensili dell'indice NDVI calcolato come valore massimo tra gli anni 2003 e 2009

La variabilità stagionale della vegetazione, dovuta sia a dinamiche naturali che antropiche, è una caratteristica molto importante per le aree caratterizzate da un

clima di tipo mediterraneo, soprattutto perché, come già visto nei precedenti paragrafi, tale stagionalità è riscontrata anche per gli eventi pluviometrici. In particolare è possibile evidenziare come i valori più elevati di erosività siano spesso associati a valori di indice di vegetazione bassi o in diminuzione, dovuti o al normale ciclo vitale o a dei fenomeni perturbativi. Tale comportamento è rappresentato in figura 7.4 in cui si mettono a confronto i valori di erosività media mensile e quelli dell'indice NDVI medio mensile calcolato per alcune aree della Campania.

Come già mostrato in precedenza, l'erosività mensile raggiunge valori elevati nei mesi di settembre ed ottobre e contemporaneamente, in alcuni casi, tali valori sono associati ad una diminuzione del valore di NDVI. Questo è molto importante sia perché già naturalmente il suolo è maggiormente esposto all'azione erosiva delle piogge nel periodo autunnale, ma anche perché frequentemente il periodo estivo è contraddistinto dall'occorrenza degli incendi, lascia il suolo completamente vulnerabile all'azione degli eventi pluviometrici intensi.

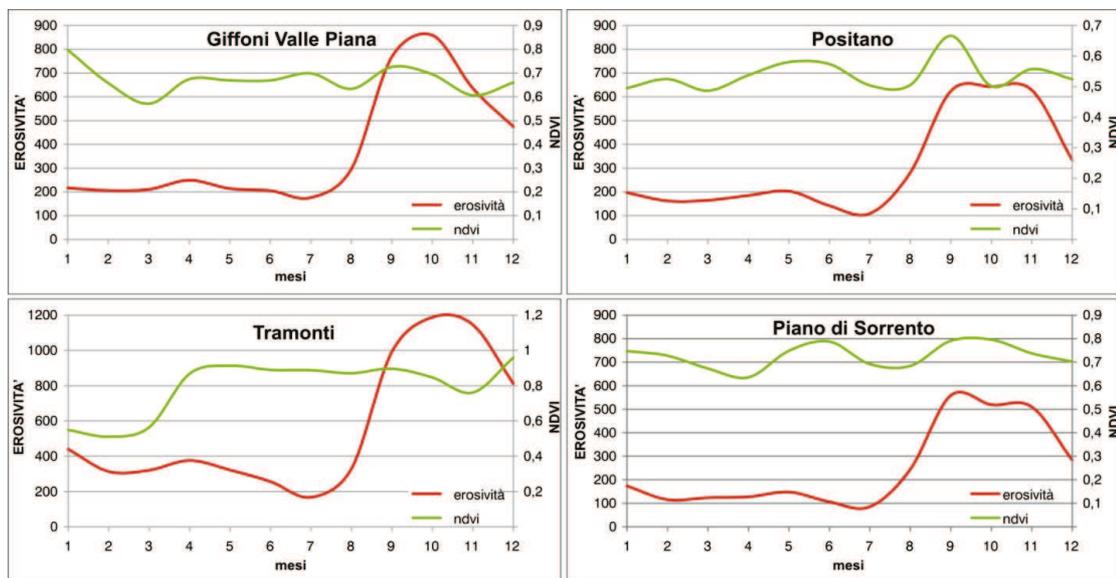


Fig.7.4 Confronto tra i valori di erosività ed NDVI mensili per alcuni comuni della Campania.

Dopo aver ottenuto un indice di vegetazione mensile, per disporre di valori stagionali sia dell'NDVI che del fattore di copertura, le mappe mensili sono state aggregate mediante stima del valore medio (fig. 7.5).

I valori dell'NDVI, generalmente compresi tra -1 e 1, sono caratterizzati da un intervallo con un minimo di -0.2 ed un massimo di 0.9977. In particolare il valore “-0.3”, indica il “no data”. Inoltre intervalli di NDVI inferiori a 0.3 denotano assenza di vegetazione, valori compresi tra 0.3 e 0.6 sono riferibili a copertura variabile con presenza sia di vegetazione rigogliosa, che senescente o sofferente, mentre valori superiori a 0.6 indicano presenza di copertura vegetale continua e fotosinteticamente attiva.

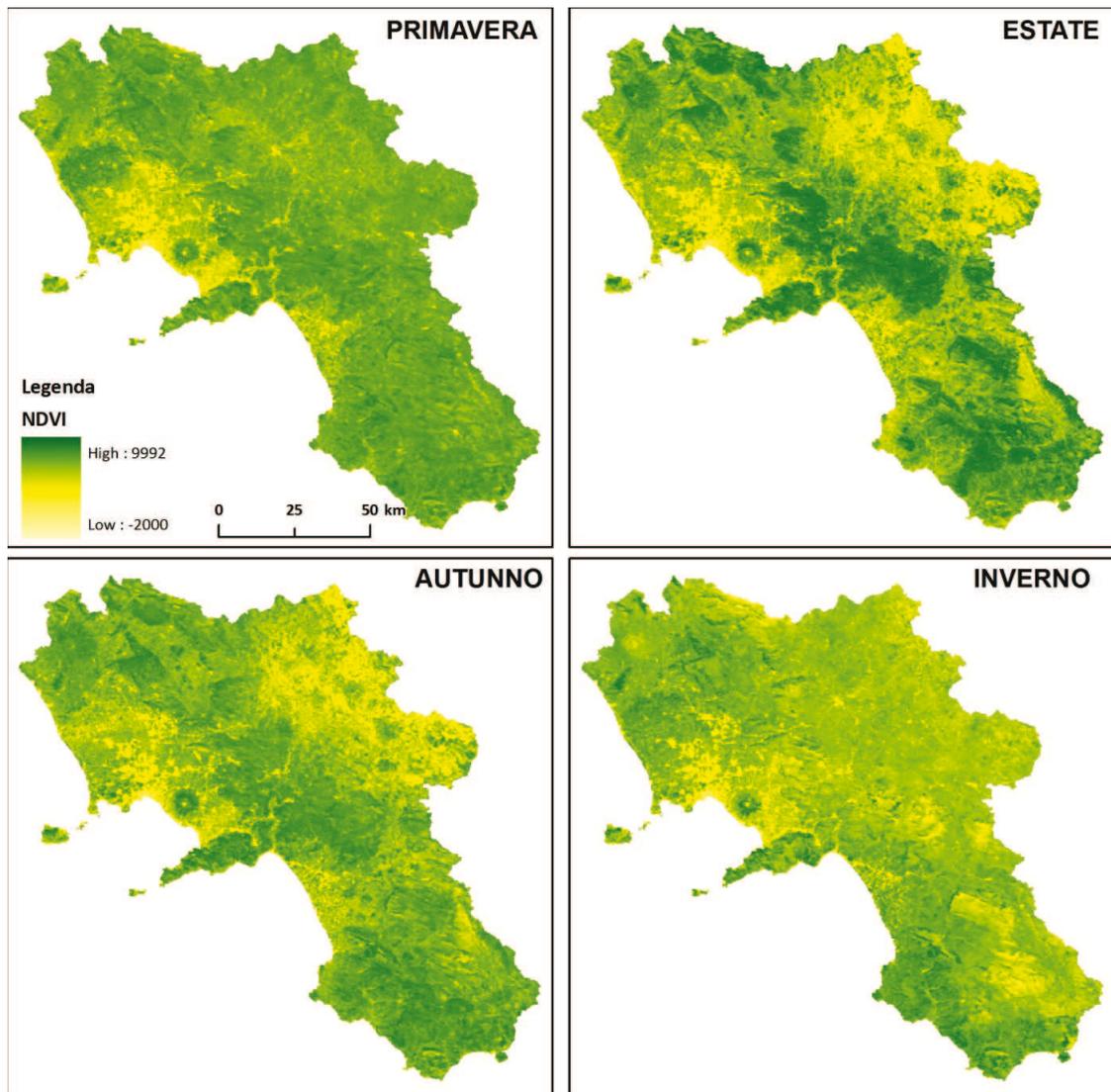


Fig. 7.5 Mappe stagionali dell'indice NDVI

Dalle mappe stagionali è possibile evidenziare come i valori massimi di NDVI si raggiungono in estate ed i valori minimi in inverno. Inoltre considerando la distribuzione spaziale del fattore, principalmente in primavera, i valori sono elevati e si distribuiscono in maniera abbastanza omogenea su tutto il territorio.

Le quattro cartografie così ottenute sono state incrociate con la mappa di uso del suolo della regione Campania, classificata secondo la legenda Corine Land Cover espressa al IV livello per le aree boschive e gli altri ambienti seminaturali (Tab. 7.2 Fig. 7.6), ottenendo così una distribuzione di valori di NDVI per ogni classe di uso del suolo.

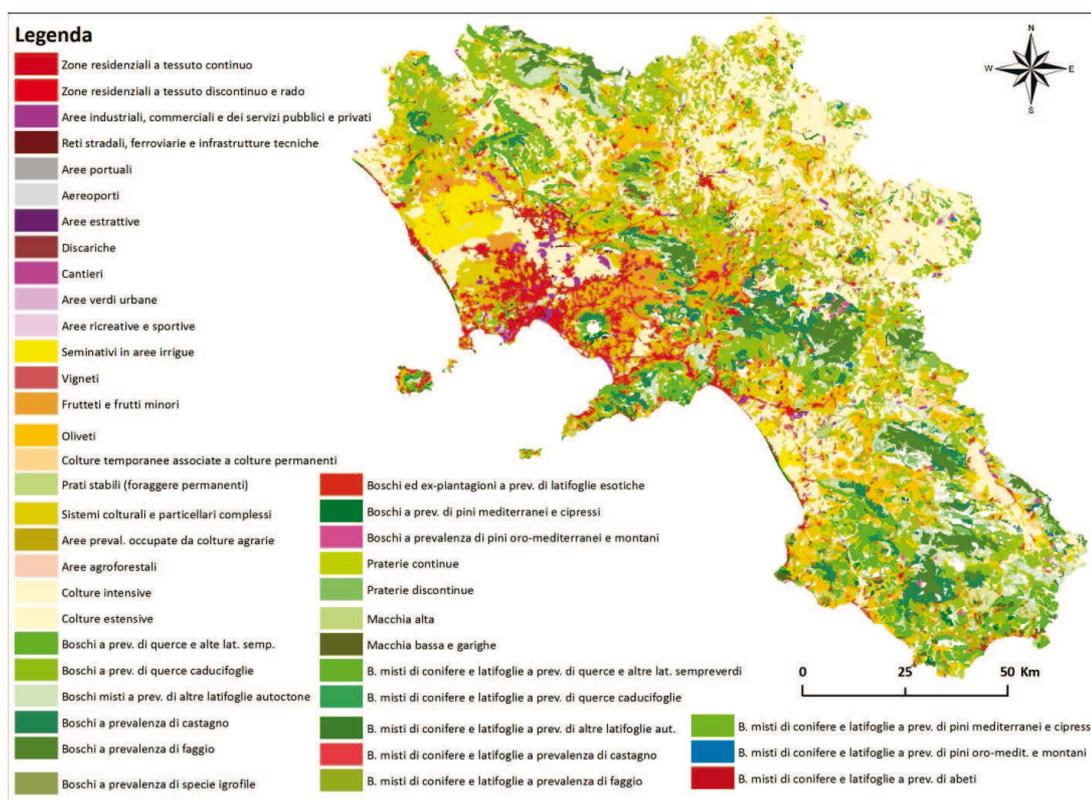


Fig. 7.6 Cartografia di uso del suolo Corine Land Cover IV livello della Regione Campania (2006).

Tab. 7.2 Legenda Corine Land Cover al IV livello e categorie di uso suolo presenti in Campania

SIGLA CAT. CAMPANIA	CAT. CORINE	LEGENDA
	1.	SUPERFICI ARTIFICIALI
	1.1.	Zone urbanizzate di tipo residenziale
Ur_Con	1.1.1.	Zone residenziali a tessuto continuo
Ur_Disc	1.1.2.	Zone residenziali a tessuto discontinuo e rado
	1.2.	Zone industriali, commerciali ed infrastrutturali
InsInd_Com	1.2.1.	Aree industriali, commerciali e dei servizi pubblici e privati
Str_Fer	1.2.2.	Reti stradali, ferroviarie e infrastrutture tecniche
Int_Porto	1.2.3.	Aree portuali
Por_Aereo	1.2.4.	Aeroporti
	1.3.	Zone estrattive, cantieri, discariche e terreni artefatti e abbandonati
Cave	1.3.1.	Aree estrattive
Discariche	1.3.2.	Discariche
Cant	1.3.3.	Cantieri
	1.4.	Zone verdi artificiali non agricole
AVU	1.4.1.	Aree verdi urbane
ARS	1.4.2.	Aree ricreative e sportive
	2.	SUPERFICI AGRICOLE UTILIZZATE
	2.1.	Seminativi
	2.1.1.	Seminativi in aree non irrigue
Sem_NoIrr	2.1.1.1.	Culture intensive
Vivai_NoIrr	2.1.1.2.	Culture estensive
Sem_Irr	2.1.2.	Seminativi in aree irrigue
	2.1.3.	Risaie
	2.2.	Culture permanenti
Vign	2.2.1.	Vigneti
Arb_Frut	2.2.2.	Frutteti e frutti minori
Oliv	2.2.3.	Oliveti
	2.2.4.	Arboricoltura da legno
	2.2.4.1.	Pioppicoltura
	2.2.4.2.	Latifoglie pregiate (quali ciliegio e noce)
	2.2.4.3.	Eucalitteti
	2.2.4.4.	Conifere (quali pino insigne)
	2.2.4.5.	Impianti misti di latifoglie e conifere
	2.3.	Prati stabili (foraggiere permanenti)
Pasc	2.3.1.	Prati stabili (foraggiere permanenti)

SIGLA CAT. CAMPANIA	CAT. CORINE	LEGENDA
	2.4.	Zone agricole eterogenee
Temp_Perm	2.4.1.	Colture temporanee associate a colture permanenti
Sist_Comp	2.4.2.	Sistemi culturali e particellari complessi
Agr-Nat	2.4.3.	Aree prevalentemente occupate da colture agrarie con presenza di spazi naturali importanti
Agro_For	2.4.4.	Aree agroforestali
	3.	TERRITORI BOSCATI E AMBIENTI SEMI-NATURALI
	3.1.	Zone boscate
	3.1.1.	Boschi di latifoglie
Leccio	3.1.1.1	Boschi a prevalenza di querce e altre latifoglie sempreverdi (quali leccio e sughera)
Rov_Cer	3.1.1.2	Boschi a prevalenza di querce caducifoglie (cerro e/o roverella e/o farnetto e/o rovere e/o farnia)
Lat_mx	3.1.1.3.	Boschi misti a prevalenza di altre latifoglie autoctone (latifoglie mesofile e mesotermofile quali acero-frassino, carpino nero-orniello)
Cast	3.1.1.4	Boschi a prevalenza di castagno
Faggio	3.1.1.5	Boschi a prevalenza di faggio
Veg_Rip	3.1.1.6.	Boschi a prevalenza di igrofite (quali salici e/o pioppi e/o ontani, ecc.)
Rimbo_Lat	3.1.1.7.	Boschi ed ex-piantagioni a prevalenza di latifoglie esotiche (quali robinia, e ailanto)
	3.1.2.	Boschi di conifere
Pino_MarHl	3.1.2.1.	Boschi a prevalenza di pini mediterranei e cipressi (pino domestico, pino marittimo, pino d'aleppo)
Pino_Nero	3.1.2.2	Boschi a prevalenza di pini oro-mediterranei e montani (pino nero e laricio, pino silvestre, pino loricato)
	3.1.2.3	Boschi a prevalenza di abeti (quali bianco e/o rosso)
	3.1.2.4	Boschi a prevalenza di larice e/o pino cembro
	3.1.2.5	Boschi ed ex-piantagioni a prevalenza di conifere esotiche (quali douglasia, pino insigne, pino strobo)
	3.1.3.	Boschi misti di conifere e latifoglie
	3.1.3.1.	Boschi misti di conifere e latifoglie a prevalenza di latifoglie
B_MistoLec	3.1.3.1.1.	Boschi misti di conifere e latifoglie a prevalenza di querce e altre latifoglie sempreverdi (quali leccio e sughera)
B_MistoRov_Cer	3.1.3.1.2.	Boschi misti di conifere e latifoglie a prevalenza di querce caducifoglie (cerro e/o roverella e/o farnetto e/o rovere e/o farnia)
B_MistLat	3.1.3.1.3.	Boschi misti di conifere e latifoglie a prevalenza di altre latifoglie autoctone (latifoglie mesofile e mesotermofile quali acero-frassino, carpino nero-orniello)
B_MistCast	3.1.3.1.4.	Boschi misti di conifere e latifoglie a prevalenza di castagno
B_MistFag	3.1.3.1.5.	Boschi misti di conifere e latifoglie a prevalenza di faggio
	3.1.3.1.6.	Boschi misti di conifere e latifoglie a prevalenza di igrofite (quali salici e/o pioppi e/o ontani, ecc.)
	3.1.3.2.	Boschi misti di conifere e latifoglie a prevalenza di conifere
B_MistPino Mar	3.1.3.2.1.	Boschi misti di conifere e latifoglie a prevalenza di pini mediterranei e cipressi (pino domestico, pino marittimo, pino d'aleppo)
B_Mist_Pino Nero	3.1.3.2.2.	Boschi misti di conifere e latifoglie a prevalenza di pini oro-mediterranei e montani (pino nero e laricio, pino silvestre, pino loricato)
B_Mist_Abete	3.1.3.2.3.	Boschi misti di conifere e latifoglie a prevalenza di abeti (quali bianco e/o rosso)
	3.1.3.2.4.	Boschi misti di conifere e latifoglie a prevalenza di larice e/o pino cembro
	3.1.3.2.5.	Boschi misti di conifere e latifoglie a prevalenza di conifere esotiche (quali douglasia, pino insigne, pino strobo)
	3.2.	Zone caratterizzate da vegetazione arbustiva e/o erbacea
	3.2.1.	Aree a pascolo naturale e praterie
Prat_Con	3.2.1.1	Praterie continue
Prat_Disc	3.2.1.2	Praterie discontinue
	3.2.2.	Brughiere e cespuglieti
	3.2.3.	Aree a vegetazione sclerofilla
Macc_Alta	3.2.3.1	Macchia alta
Gariga	3.2.3.2	Macchia bassa e garighe
Veg_Arb_ev	3.2.4.	Aree a vegetazione boschiva e arbustiva in evoluzione
	3.3.	Zone aperte con vegetazione rada o assente
Spiag_Dun_sab	3.3.1.	Spiagge, dune e sabbie
Veg_Rup	3.3.2.	Rocce nude, falesie, rupi, affioramenti
Veg_rada	3.3.3	Aree con vegetazione rada
Aree_Inc	3.3.4	Aree percorse da incendi (necessitano di qualificazione di quarto livello)
	3.3.5.	Ghiacciai e nevi perenni
	4.	ZONE UMIDE
	4.1.	Zone umide interne
Aree_Um	4.1.1.	Paludi interne
	4.1.2.	Torbiere

SIGLA CAT. CAMPANIA	CAT. CORINE	LEGENDA
	4.2.	Zone umide marittime
	4.2.1.	Paludi salmastre
	4.2.2.	Saline
	4.2.3.	Zone intertidali
	5.	CORPI IDRICI
	5.1.	Acque continentali
Cors_Acq	5.1.1.	Corsi d'acqua, canali e idrovie
Corp_Ac	5.1.2.	Bacini d'acqua
	5.2.	Acque marittime
Sea	5.2.1.	Lagune
	5.2.2.	Estuari
	5.2.3.	Mari e oceani

Il valore di NDVI relativo ad ogni classe di uso del suolo è stato determinato calcolando la media tra tutti i valori di NDVI della rispettiva classe (tab. 7.3). Una volta ottenuto l'indice di vegetazione per ogni classe di uso del suolo, mediante la relazione di Van der Knijff, 1999 (eq. 7.4) è stato valutato il fattore di copertura (tab. 7.3)

Tab. 7.3 Valori medi di NDVI e del fattore di copertura C stagionali per ogni classe di uso del suolo della Campania

SIGLA CAT. CAMPANIA	NDVI				C			
	primavera	estate	autunno	inverno	primavera	estate	autunno	inverno
Ur_Con	0.432	0.430	0.439	0.432	0.181	0.182	0.164	0.176
Ur_Disc	0.562	0.558	0.570	0.547	0.066	0.072	0.061	0.078
InsInd_Com	0.467	0.433	0.455	0.469	0.145	0.181	0.157	0.138
Str_Fer	0.460	0.452	0.482	0.483	0.078	0.089	0.058	0.062
Int_Porto	0.209	0.200	0.185	0.192	0.210	0.334	0.332	0.245
Por_Aereo	0.586	0.438	0.527	0.589	0.040	0.184	0.066	0.029
Cave	0.556	0.536	0.540	0.539	0.077	0.098	0.074	0.090
Discariche	0.553	0.559	0.563	0.586	0.078	0.093	0.063	0.055
Cant	0.651	0.561	0.609	0.621	0.034	0.109	0.033	0.034
AVU	0.580	0.589	0.595	0.596	0.057	0.051	0.053	0.052
ARS	0.624	0.601	0.635	0.663	0.023	0.029	0.018	0.009
Sem_NoIrr	0.675	0.564	0.574	0.643	0.026	0.069	0.074	0.029
Vivai_NoIrr	0.711	0.544	0.541	0.604	0.008	0.090	0.089	0.048
Sem_Irr	0.750	0.633	0.592	0.729	0.002	0.028	0.054	0.004
Vign	0.650	0.654	0.661	0.673	0.026	0.020	0.017	0.016
Arb_Frut	0.667	0.706	0.692	0.615	0.019	0.008	0.011	0.041
Oliv	0.698	0.635	0.685	0.699	0.011	0.030	0.013	0.010
Pasc	0.705	0.638	0.646	0.631	0.007	0.031	0.021	0.033
Temp_Perm	0.698	0.626	0.648	0.657	0.010	0.034	0.023	0.021
Sist_Comp	0.658	0.624	0.646	0.641	0.030	0.037	0.032	0.031
Agr-Nat	0.716	0.696	0.703	0.667	0.008	0.011	0.010	0.018
Agro_For	0.704	0.650	0.646	0.615	0.007	0.035	0.027	0.044
Leccio	0.776	0.788	0.783	0.759	0.001	0.001	0.001	0.002
Rov_Cer	0.749	0.784	0.751	0.646	0.003	0.002	0.004	0.023
Lat_mx	0.755	0.831	0.769	0.634	0.002	0.000	0.001	0.032
Cast	0.755	0.863	0.790	0.628	0.002	0.000	0.001	0.035
Faggio	0.747	0.881	0.748	0.529	0.003	0.000	0.003	0.105
Veg_Rip	0.701	0.628	0.629	0.640	0.008	0.030	0.026	0.032
Rimbo_Lat	0.750	0.757	0.757	0.708	0.003	0.001	0.002	0.004

SIGLA CAT. CAMPANIA	NDVI				C			
Pino_MarHI	0.738	0.698	0.731	0.757	0.002	0.004	0.001	0.001
Pino_Nero	0.763	0.801	0.751	0.653	0.001	0.000	0.002	0.022
B_MistoLec	0.751	0.739	0.754	0.772	0.001	0.001	0.000	0.000
B_MistoRov_Cer	0.754	0.801	0.763	0.685	0.002	0.000	0.002	0.013
B_MistLat	0.742	0.782	0.745	0.650	0.003	0.000	0.002	0.026
B_MistCast	0.756	0.758	0.715	0.617	0.002	0.000	0.002	0.044
B_MistFag	0.777	0.873	0.783	0.648	0.000	0.000	0.000	0.046
B_MistPino Mar	0.756	0.741	0.775	0.783	0.001	0.002	0.000	0.000
B_Mist_Pino Nero	0.740	0.778	0.731	0.647	0.003	0.001	0.003	0.026
B_Mist_Abete	0.776	0.864	0.800	0.649	0.001	0.000	0.000	0.039
Prat_Con	0.700	0.690	0.667	0.607	0.009	0.011	0.017	0.042
Prat_Disc	0.709	0.725	0.682	0.593	0.007	0.005	0.013	0.056
Macc_Alta	0.732	0.699	0.726	0.738	0.003	0.007	0.002	0.002
Gariga	0.722	0.691	0.719	0.735	0.003	0.007	0.003	0.002
Veg_Arb_ev	0.717	0.714	0.689	0.630	0.006	0.006	0.010	0.032
Spiag_Dun_sab	0.718	0.694	0.706	0.696	0.005	0.008	0.006	0.009
Veg_Rup	0.631	0.611	0.597	0.548	0.013	0.021	0.033	0.064
Veg_rada	0.653	0.661	0.625	0.552	0.021	0.019	0.033	0.078
Aree_Inc	0.708	0.645	0.672	0.724	0.009	0.032	0.017	0.007
Aree_Um	0.877	0.638	0.611	0.402	0.091	0.031	0.035	0.128
Cors_Acq	0.273	0.592	0.585	0.609	0.009	0.035	0.038	0.030
Corp_Ac	0.345	0.507	0.522	0.497	0.069	0.072	0.068	0.093
Sea	0.545	0.574	0.506	0.514	0.091	0.067	0.129	0.121

In particolare, dalle fig. 7.7 si possono osservare gli andamenti stagionali relativi all'indice NDVI ed al fattore di copertura sia per ogni classe di uso del suolo che per le sole superfici boscate, con lo scopo di evidenziare le variazioni stagionali di ogni categoria ed in riferimento all'ambiente forestale.

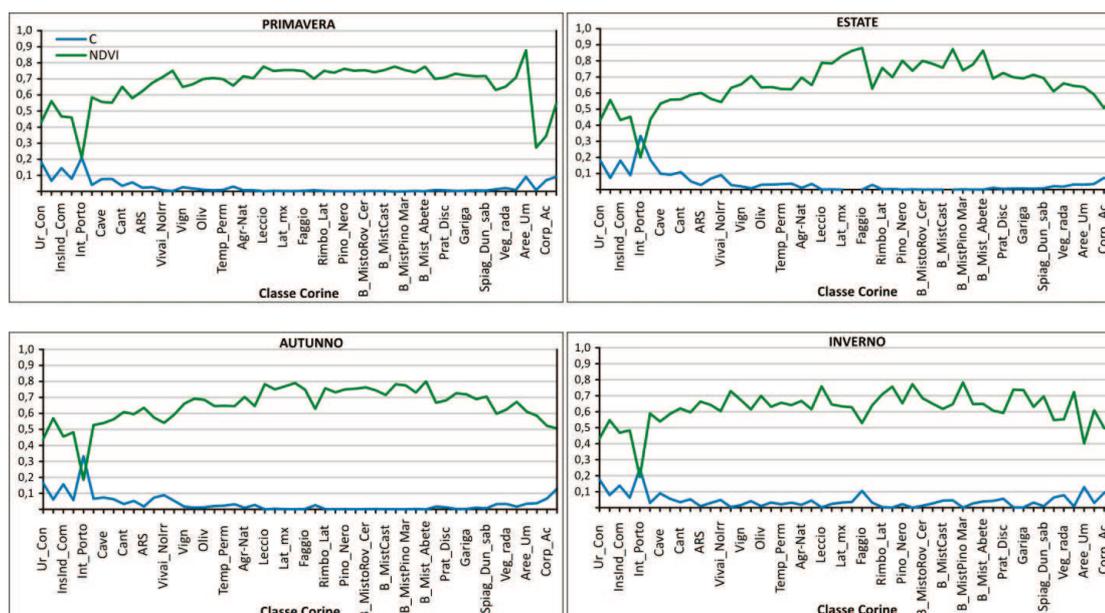


Fig. 7.7 Andamento stagionale per tutte le classi di uso del suolo ella Campania dell'indice NDVI e del fattore di copertura

Come già osservato nelle mappe stagionali (fig. 7.5) anche dai grafici si osserva un andamento più omogeneo per la primavera. I due punti del grafico con variabilità maggiore si riscontrano per le aree antropiche ed i corpi d'acqua che tra l'altro mantengono dei valori più o meno costanti in tutte le stagioni. La stagione con la maggiore variabilità è ovviamente quella invernale per la presenza di picchi più bassi dell'indice dovuti alla presenza di specie decidue e picchi elevati in corrispondenza delle specie sempreverdi.

In figura 7.8 sono rappresentati gli andamenti del fattore di copertura per le aree forestali ed in generale si osserva un aumento dell'indice nella stagione invernale, evidenza della minore presenza di copertura a difesa del suolo. Nella stagione invernale, cioè quando il suolo è generalmente meno protetto, le specie che offrono una maggiore protezione sono quelle relative al pino ed al leccio, alla macchia mediterranea alta ed alla gariga.

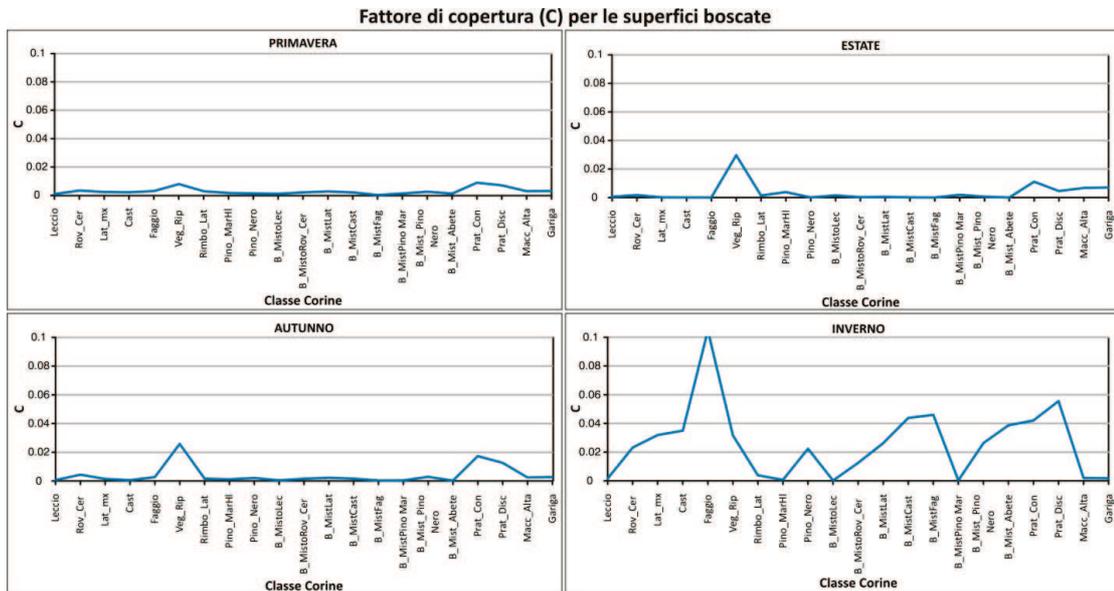


Fig. 7.8 Andamento del fattore di copertura per l'ambiente forestale

I dati relativi al fattore di copertura sono stati anche rappresentati mediante l'elaborazione di mappe stagionali (fig.7.9)

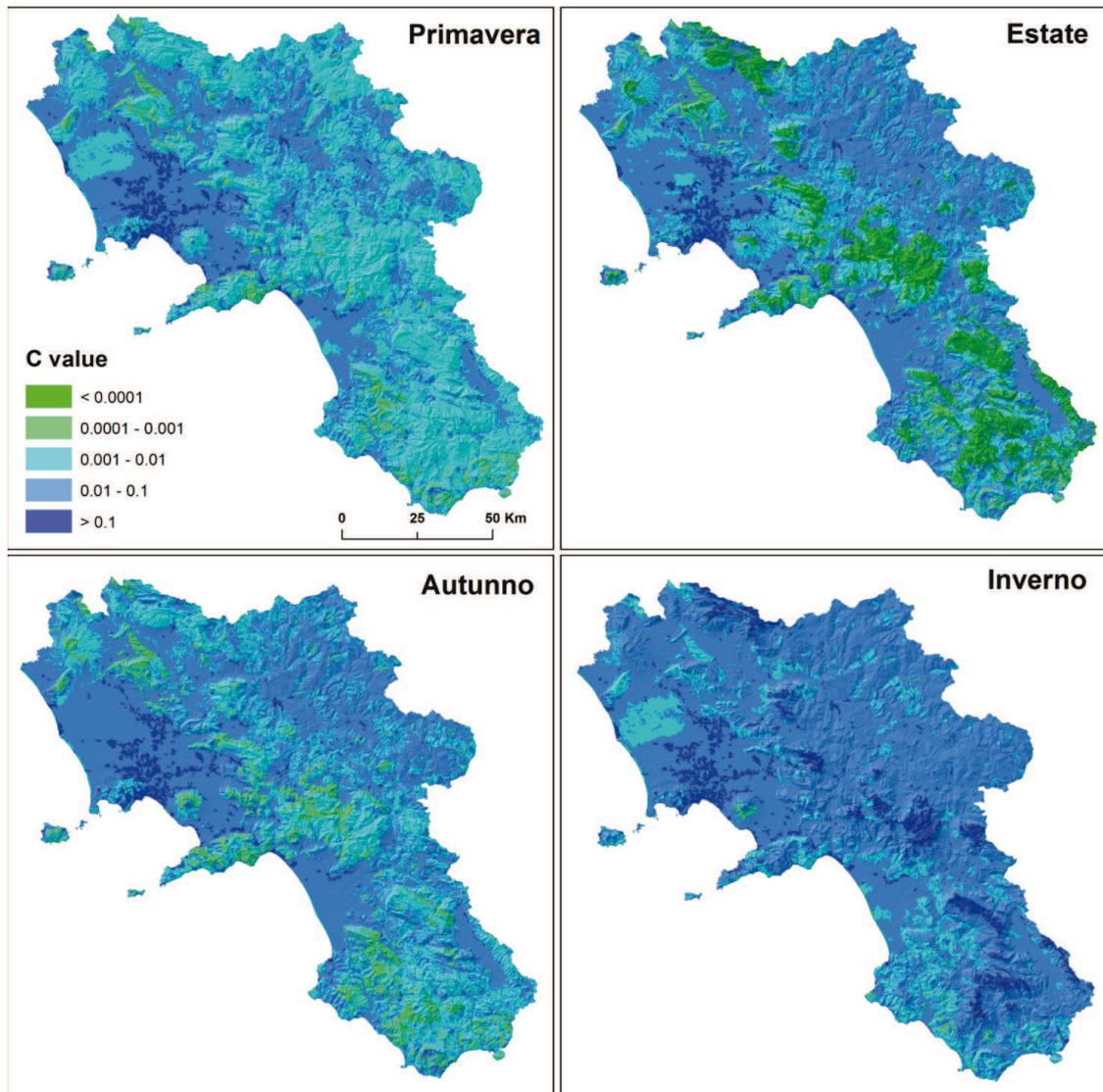


Fig. 7.9 Mappe stagionali del fattore di copertura

Anche dalle mappe si evidenziano valori di C più bassi in estate e valori più alti in inverno. Non considerando le aree antropiche che mostrano valori sempre alti di C, in inverno i valori più elevati sono relativi alla vegetazione discontinua che quindi offre il minor grado di protezione al suolo. Le aree, invece, in cui il fattore di copertura è maggiormente variabile nel periodo tra l'estate e l'inverno sono quelle relative ai sistemi collinari e montani della Campania ed in particolare si osserva come tra l'estate e l'autunno si abbia una notevole diminuzione delle stime che passano da valori inferiori di 0.0001 in estate a valori compresi tra 0.001 e 0.01 in autunno.

BIBLIOGRAFIA.

- Asner G.P. (1998).** Biophysical and Biochemical Sources of Variability in Canopy Reflectance. *Remote Sensing of Environment*. 64:234-253.
- Baret F., Guyot G. (1991).** TSAVI: a vegetation index which minimises soil brightness effects on LAI and APAR estimation. *Remote Sensing of Environment*. 35:161-173.
- Clevers J. G. P. W., van Leeuwen H. J. C. (1996).** Combined Use of Optical and Microwave Remote Sensing Data for Crop Growth Monitoring. *Remote Sensing of Environment*. 56:42-51.
- Cook E. A., Iverson L. R., Graham R. L. (1989).** Estimating Forest Productivity with Thematic Mapper and Biogeographical Data. *Remote Sensing of Environment*. 28:131-141.
- Curran P. J. (1981).** Multispectral remote sensing for estimate biomass and productivity. In: Smith H. Eds., *Plants and the Daylight Spectrum*. Academic Press, London. pp. 65-99.
- de Asis A. M., Omasa K. (2007).** Estimation of vegetation parameter for modeling soil erosion using linear Spectral Mixture Analysis of Landsat ETM data. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. 62(4):309-324.
- De Jong S. M. (1994).** Applications of reflective remote sensing for land degradation studies in a Mediterranean environment. PhD Thesis, Utrecht University, Utrecht. pp.237.
- De Jong S. M., Brouwer L. C., Riezebos H. Th. (1998).** Erosion hazard assessment in the Peyne catchment, France. Working paper DeMon-2 Project. Dept. Physical Geography, Utrecht University. pp. 27.
- Detar R., Ross J. J., Cunningham R. L. (1980).** Estimating the C-factor in the universal soil loss equation for landscape slopes. *Journal of Soil and Water Conservation*. 35(1):40-41.
- Dissmeyer G. R., Foster G. R. (1981).** Estimating the cover management factor (C) in the universal soil loss equation for forest conditions. *Journal of Soil and Water Conservation*. 36(4):235-240.
- Gao B. C. (1996).** NDWI-A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space. *Remote Sensing of Environment*. 58(3):257-266.
- Gates D., Keegan J. J., Schleiter J. C., Weidner V. R. (1965).** Spectral properties of plants. *Applied Optics* 4:11-20.

- Goward S. N. (1989).** Satellite bioclimatology. *Journal of Climate*. 2(7):710-720.
- INFC (2005).** Linee generali del progetto per il secondo inventario forestale nazionale italiano. Autori F De Natale, A Floris, P Gasparini, G Scrinzi, G Tabacchi, V Tosi. *Inventario Nazionale delle Foreste e dei serbatoi forestali di Carbonio*. MiPAF - Ispettorato Generale del Corpo Forestale dello Stato, ISAF, Trento.
- Jiao J., Wang W., Li J. (2000).** Effective cover rate of woodland and grassland for soil and water conservation. *Acta Phytocologica Sinica*. 24(5):608-612.
- Ju C. Y., Cai T. J., Yang X. H. (2008).** Topography-based modeling to estimate percent vegetation cover in semi-arid Mu Us sandy land, China. *Computers and Electronics in Agriculture*. 64(2):133-139.
- Kawabata A., Ichii K., Yamaguchi Y. (2001).** Global monitoring of interannual changes in vegetation activities using NDVI and its relationships to temperature and precipitation. *Int. J. Remote Sensing*. 22(7):1377-1382.
- Malingreau J. P. (1989).** The vegetation index and the study of vegetation dynamics. In: Toselli, F. Eds., *Application of Remote Sensing to Agrometeorology*. ECSC, Brussels, pp. 285-303.
- Maselli F. (2004).** Monitoring forest conditions in a protected Mediterranean coastal area by the analysis of multiyear NDVI data. *Remote Sensing of Environment*. 89:423–433.
- Myneni R. B., Nemani R. R., Running S. W. (1997).** Estimation of global leaf area index and absorbed PAR using radioactive transfer models. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 35:1380-1393.
- Ozcan A. U., Erpul G., Basaran M., Erdogan H. E. (2008).** Use of USLE/GIS technology integrated with geostatistics to assess soil erosion risk in different land uses of Indagi Mountain Pass-Cankiri, Turkey. *Environmental Geology*. 53(8):1731-1741.
- Pinty B., Vestraete H. M. (1992).** GEMI: a non-linear index to monitor global vegetation from satellite. *Vegetation*. 101:15-20.
- Renard K. G., Foster G. R., Weesies G. A., McColl D. K., Yoder D. C. (1997).** Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the revised universal soil loss equation (RUSLE). United States Department of Agriculture (USDA). Research Services. *Agriculture Handbook*. N. 703.
- Rondeaux G., Steven M., Baret F. (1996).** Optimisation of Soil-Adjusted Vegetation Indices. *Remote Sensing of Environment*. 55:95-107.

- Rouse J. W., Haas R. H., Schell J. A., Deering D. W., Harlan J. C. (1974).** Monitoring the vernal advancement of retrogradation of natural vegetation. NASA/GSFC, Type III, Final Report, Greenbelt, MD, USA. Pp. 371.
- Tucker C. J., Vanpraet C. L., Sharman M. J., Van Ittersum G. (1985).** Satellite Remote Sensing of Total Herbaceous Biomass Production in the Senegalese Sahel: 1980-1984. *Remote Sensing of Environment*. 17(3):233-249.
- Van der Knijff J. M., Jones R. J. A., Montanarella L. (1999).** Soil erosion risk assessment in Italy. European Soil Bureau. EUR 19044 EN. pp. 52.
- Wang G., Wente S., Gertner G. Z., Anderson A. (2002).** Improvement in mapping vegetation cover factor for the universal soil loss equation by geostatistical methods with Landsat Thematic Mapper images. *International Journal of Remote Sensing*. 23(18):3649-3667.
- Wang H., Liu G., Wang Q. (2001).** Structural characteristics of effective vegetation for preventing soil erosion. *Chinese Journal of Eco-Agriculture*. 9(2):54-56.
- Wang W., Jiao J. (1996).** Quantitative evaluation on factors influencing soil erosion. In: China. *Bulletin of Soil and Water Conservation*. 16(5):1-20.
- Wischmeier W.H., Smith D. D. (1978).** Predicting rainfall erosion losses: A guide to conservation planning. Agriculture Handbook N. 537. U.S. Department of Agriculture, Washington, DC, USA.
- Yan Z., Liu B. Y., Zhang Q. C., Xie Y. (2003).** Effect of different vegetation types on soil erosion by water. *Acta Botanica Sinica*. 45(10):1204-1209.
- Yang L., Wylie B. K., Thieszen L. L., Reed B. C. (1998).** An analysis of relationships among climate forcing and time-integrated NDVI of grasslands over the U.S. northern and central great plains. *Remote Sensing of Environment*. 65:25-37.
- Zhongming W., Lees B. G., Feng J., Wanning L., Haijing S. (2010).** Stratified vegetation cover index: A new way to assess vegetation impact on soil erosion. *Catena*. 83:87-93.
- Zhou X., Lin H. S., White E. A. (2008).** Surface soil hydraulic properties in four soil series under different land uses and their temporal changes. *Catena*. 73(2):180-188.

CAPITOLO VIII – Altri fattori di vulnerabilità all’erosione idrica dei suoli

1. Introduzione

Come già discusso nei precedenti capitoli, la vulnerabilità di un suolo all’erosione dipende da diversi fattori, principalmente dalle sue proprietà intrinseche, come la tessitura, ma dipende anche dal grado di copertura vegetale, dallo spessore dei suoli e dalla natura del substrato geologico. Questi ultimi due fattori sono legati essenzialmente alla resilienza del sistema, ossia a come il sistema reagisce ad una perturbazione. Ogni suolo ha dunque un suo grado di vulnerabilità. A parità di erodibilità e di copertura vegetale, un suolo potrebbe essere più o meno vulnerabile all’erosione in dipendenza della suo spessore e della sua capacità di rigenerarsi nel tempo per raggiungere una nuova condizione di equilibrio. Naturalmente un suolo riesce a rigenerarsi solo se il tasso di riduzione è minore o uguale al tasso di formazione.

E’ agevole comprendere in che modo lo spessore eserciti una maggiore o minore influenza sulla vulnerabilità. Pochi centimetri di suolo possono essere erosi velocemente creando un danno maggiore rispetto ad uno con spessore maggiore; infatti l’effetto più diretto dell’erosione è la perdita della porzione superficiale. Sui versanti, ampie frazioni dell’orizzonte A o l’intero profilo possono essere rimossi dai processi erosivi, portando alla superficie gli orizzonti più fragili con bassa fertilità e poveri di quelle proprietà strutturali idonee alla produzione delle colture. I pochi centimetri di suolo che si trovano nella parte più superficiale del profilo (topsoil) presentano la maggiore concentrazione di sostanze nutritive essenziali e le proprietà fisiche più adatte alla crescita delle piante. L’erosione accelerata è in grado di rimuovere fino a uno-due centimetri di topsoil in poche ore o giorni, ma potrebbero essere necessari centinaia di anni per recuperare naturalmente o riformare un sottile strato di suolo. Il topsoil perso può essere rigenerato per fenomeni di alterazione (dal weathering), anche se questo è un processo estremamente lento.

La formazione di nuovo suolo è legata, oltre che al clima, al biota ed alla topografia, a due elementi fondamentali: alla natura del substrato geologico ed al tempo. A parità di tutte le altre condizioni, un substrato carbonatico ha caratteristiche profondamente diverse da uno argilloso in termini di alterazione, per cui nel primo i processi di formazione saranno talmente lenti da essere considerati praticamente nulli, mentre su un substrato di tipo argilloso, i processi sono relativamente più veloci e per questo maggiormente idonei al ripristino.

Un suolo nel suo processo di formazione può raggiungere lo stato di equilibrio (o stato stazionario) secondo un’evoluzione più o meno veloce (Fig. 8.1 a). Inoltre come evidenziato da diversi Autori (Nikiforoff, 1949; Johnson, 1985; Johnson & Watson-Stegner, 1987; Johnson et al., 1990; Phillips, 1998) il suo sviluppo non è un processo continuo, ma può essere schematizzato come un l’insieme parallelo di due gruppi di processi: quello progressivo e quello regressivo (Fig. 8.1b). In particolare l’orizzontazione, l’accumulo di materiale alla superficie e l’approfondimento sono i principali processi di una pedogenesi progressiva. Processi, invece, come l’aploidizzazione (cioè la pedoturbazione che porta alla omogeneizzazione del profilo) e l’asportazione (per erosione superficiale o movimenti di massa) sono i principali processi di pedogenesi regressiva. In una situazione di completa stabilità un suolo è caratterizzato da una pedogenesi progressiva fino a raggiungere lo stato di equilibrio, ma spesso, soprattutto per territori con forte impatto antropico, la fase progressiva

può essere interrotta da una perturbazione che fa evolvere i processi pedogenetici in regressivi. Ogni tipo di suolo reagisce in modo diverso alla perturbazione a seconda delle sue caratteristiche intrinseche e della sua capacità di rigenerarsi.

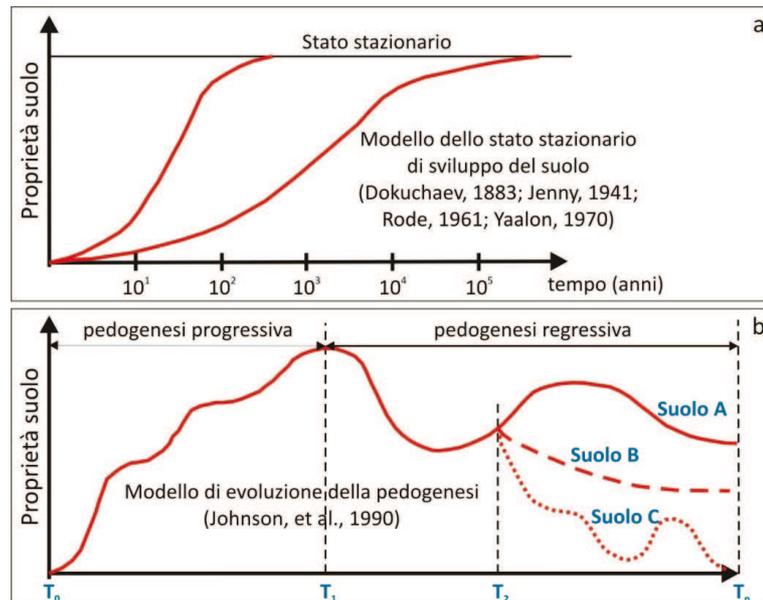


Fig. 8.1. Modello dello stato stazionario di sviluppo del suolo (Dokuchaev, 1883; Jenny, 1941; Rode, 1961; Yaalon, 1970) (a) e modello di evoluzione della pedogenesi (Johnson, et al., 1990) (b).

Poiché il weathering è un processo che si sviluppa in tempi molto lunghi, nella valutazione della vulnerabilità all’erosione la tipologia del substrato risulta sicuramente un fattore da utilizzare, ma può essere preso in considerazione solamente per effettuare delle stime su lunghissimo termine, contrariamente allo spessore che, invece, può essere anche considerato per stime su breve e medio termine (Tab. 8.1).

Tab. 1. Intervalli di tempo in cui agiscono i principali fattori del degrado all’erosione idrica

			Intervallo di azione temporale del degrado (anni)		
			0-10	10-100	>100
FATTORI PRINCIPALI	Erodibilità				
	Spessore suoli (cm)	0-30			
		30-75			
		>75			
	Substrato geologico	argilloso			
		flysch			
carbonatico					

Queste considerazioni sono importanti e sono state utilizzate per definire il degrado all’erosione idrica, integrando la vulnerabilità mediante l’introduzione di altri due fattori: la tipologia del substrato geologico e lo spessore dei suoli.

2. Caratterizzazione del substrato geologico

La tipologia del substrato geologico è il fattore principale che interviene nei processi di formazione di un suolo. Molte delle loro caratteristiche dipendono, infatti, dalle proprietà chimiche e fisiche del substrato. Suoli originatisi su differenti substrati reagiscono in maniera diversa all’erosione e differenti tipi di substrato non hanno tempi e modalità simili rispetto ai processi di formazione (Fig. 8.2). Ad esempio quelli

che si formano da rocce calcaree o da rocce effusive acide sono generalmente poco spessi, facilmente erodibili e non consentono un rapido ripristino della vegetazione. Al contrario, i suoli formatisi sui conglomerati e sulle rocce effusive basiche, nonostante la loro bassa produttività negli anni più piovosi, possono mantenere un discreto stato idrico anche durante gli anni siccitosi e, conseguentemente, una buona copertura vegetale del terreno ed una elevata produzione di biomassa.

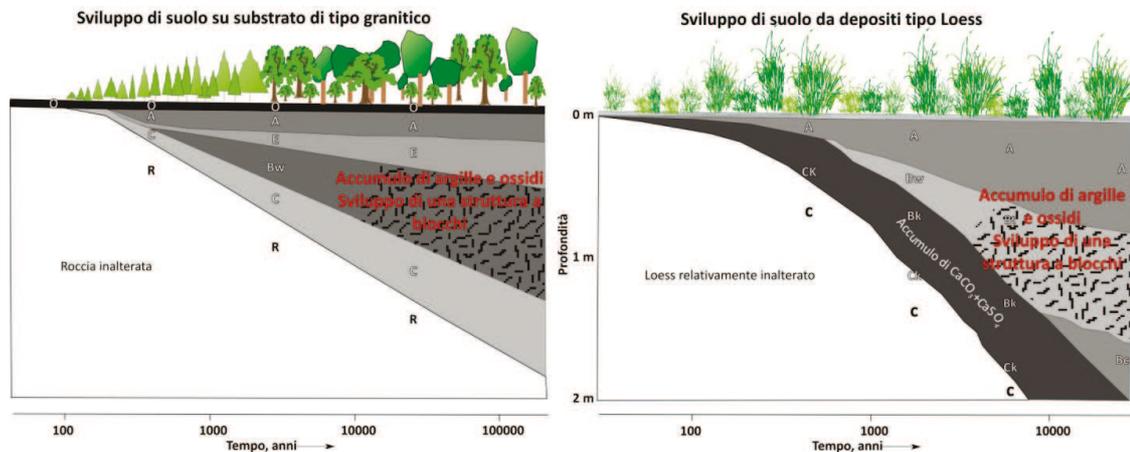


Fig. 8.2 Sviluppo di un suolo nel tempo su due diversi tipi di substrato

Il processo di formazione attraversa vari stadi che hanno inizio da una frammentazione fisico-meccanica esercitata dal clima attraverso forti escursioni termiche che determinano la fessurazione della roccia rendendola accessibile all'acqua piovana (Fig. 8.3). Le rocce, essendo costituite da strati di minerali diversi, tendono a subire forze di dilatazione diverse al loro interno, disgregandosi a partire dalla superficie esterna, maggiormente esposta al gelo e al disgelo. A questo processo va a sommarsi la decomposizione chimica della roccia dovuta all'azione solvente dell'acqua, che contenendo acido carbonico esercita un'azione di solubilizzazione del carbonato di calcio contenuto nei minerali. Le rocce, così decalcificate, diventano più fragili e iniziano a liberare gli elementi minerali indispensabili all'insediamento dei primi colonizzatori del suolo che sono i vegetali minori. I primi organismi ad insediarsi sono i muschi e i licheni che, producendo particolari enzimi, riescono a degradare biologicamente i minerali per estrarre gli elementi utili alla formazione della loro biomassa. Il naturale ciclo biologico di questi vegetali elementari permette la formazione di un sottile strato organico, rendendo il suolo capace di ospitare vegetali di superiori esigenze nutritive. Così, progressivamente, attraverso l'azione combinata dei fenomeni descritti, arriviamo ad una profonda alterazione dei minerali originari e alla formazione della frazione organica che costituisce la premessa e la base dello stato di fertilità. Con ritmi lentissimi e nel corso di millenni si assiste alla differenziazione graduale del terreno in strati ed orizzonti dovuti allo spostamento differenziato di alcuni elementi dall'alto verso il basso. Volendo semplificare, possiamo identificare in un profilo, tre distinti orizzonti: il primo, il più superficiale, chiamato orizzonte eluviale è il più ricco in sostanza organica umificata e possiede una maggior attività microbiologica. Di colore più scuro, subisce l'azione dilavante dell'acqua che va a lisciviare i carbonati di calcio negli strati più profondi. Il secondo orizzonte, denominato illuviale, costituisce la zona in cui vanno ad accumularsi i carbonati e alcuni cationi come il ferro, l'alluminio e altri elementi minori che costituivano la roccia madre. Infine abbiamo l'ultimo strato, il più profondo, denominato substrato pedogenetico,

costituito puramente da roccia indecomposta così come si presentava lo strato superficiale all’inizio della degradazione.

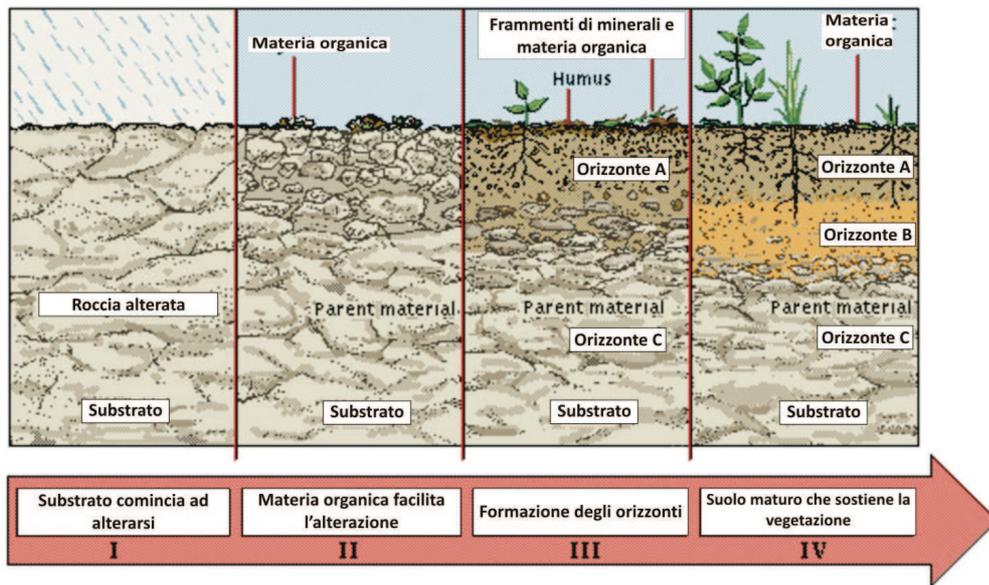


Fig. 8.3 Schema sintetico della formazione del suolo nel tempo.

La definizione del tipo di substrato geologico per la regione Campania è stata effettuata considerando l’assetto geologico, sulla base dell’analisi della Carta Geologica d’Italia in scala 1:100000, che è stata poi riclassificata cercando di accorpare i terreni presenti in complessi geolitologici considerando la diversa propensione del substrato rispetto ai processi di formazione di un suolo.

Dalla riclassificazione sono stati considerati i seguenti complessi geolitologici (fig. 8.4):

Depositi di copertura Pleistocenici

- depositi di pianura costiera

sono i depositi della spiaggia attuale e delle dune costiere costituiti da materiale sabbioso generalmente sciolto e solo localmente più addensato;

- depositi di pianura alluvionale

sedimenti limo-argillosi e sabbioso-ghiaiosi dei bacini intrappenninici e dei “graben” costieri quaternari comprendenti litofacies limo-argillose, sabbioso-ghiaiose e conglomeratiche, sia marine che continentali, talora a prevalente matrice piroclastica rimaneggiata, nonché le alluvioni recenti ed attuali;

- depositi di terrazzi alluvionali e di antichi bacini lacustri

depositi clastici (conglomerati, sabbie ed argille) caratterizzati da materiale alluvionale terrazzato che si trova lungo il corso dei principali fiumi e depositi di origine lacustre (limi, argille e conglomerati) che costituiscono il riempimento di antichi bacini;

- depositi di pianura pedemontana (alternanza di depositi clastici, alluvionali e piroclastici)

depositi caratterizzati da materiale detritico di conoide alla base dei rilievi carbonatici e da materiale piroclastico da flusso e/o da caduta nell’intorno dei principali centri vulcanici;

- depositi vulcanici

depositi vulcano-clastici s.l. costituiti da litofacies coerenti (litoidi), pseudo-coerenti e/o incoerenti, rappresentati da prodotti ignimbrici, piroclastici (da caduta e da flusso) e lave. Caratterizzano i vari centri eruttivi della regione.

Depositi del substrato meso-cenozoico

- conglomerati Plio-Quaternari

conglomerati poligenici, più o meno cementati sia massivi che stratificati, con livelli lenticolari di sabbie ed argille; sabbie da fini a grossolane, intercalate a livelli conglomeratici ed argillosi;

- argille e sabbie del Mio-Pliocene

depositi clastici argilloso-sabbiosi di origine, transazionale e marina poggianti, prevalentemente, su sedimenti terrigeni in facies di flysch di età miocenica;

- Flysch prevalentemente argillosi e argille Varicolori Scaqliose delle Unità Sicilidi

successione bacinali di età cretaco-oligocenica il cui nome deriva dalla caratteristica varietà della colorazione; si osservano infatti livelli rosso vinati, gialli, verdi, e grigi imballanti pezzate litoide di dimensioni talora notevoli. Si tratta di un complesso deposti in ambiente di mare profondo antico, molto tettonizzato e per questo estremamente caotico;

- flysch arenaceo pelitico con coperture piroclastiche

sedimenti terrigeni in facies di flysch miocenici, rappresentati da alternanze irregolari di argille e marne, calcareniti e calcilutiti ed arenarie micacee derivanti da depositi torbiditici in facies distale. Ricoperto da prodotti piroclastici dei Campi Flegrei e del Somma-Vesuvio;

- flysch arenaceo pelitico di piattaforma carbonatica delle zone interne della Campania (Sannio, Casertano, Irpinia)

sedimenti terrigeni in facies di flysch miocenici, rappresentati da alternanze irregolari di argille e marne, calcareniti e calcilutiti ed arenarie micacee derivanti da depositi torbiditici in facies distale;

- flysch arenaceo pelitico con coperture piroclastiche

sedimenti terrigeni in facies di flysch miocenici, rappresentati da alternanze irregolari di argille e marne, calcareniti e calcilutiti ed arenarie micacee derivanti da depositi torbiditici in facies distale. Questi terreni nella zona di Avellino sono ricoperti da spessori sino a 4m di prodotti piroclastici dei Campi Flegrei e del Somma-Vesuvio;

- flysch del Cilento

costituito da terreni appartenenti alle formazioni di Pollica e di S.Mauro. La Formazione di Pollica è caratterizzata da depositi torbiditici arenacei in facies di lobo e canale, quella di S. Mauro, invece, è costituita da successioni torbiditiche silicoclastiche e calciclastiche in facies di conoide distale e di lobo e conoide prossimale;

- calcari e dolomie

comprendono principalmente tutti i litotipi calcareo-dolomitici delle successioni di piattaforma carbonatica nell’ambito dell’Appennino Campano. Costituiscono importanti strutture idrogeologiche. I carbonati a luoghi risultano intensamente fratturati ed intersecati da numerosi sistemi di faglie ad andamento prevalentemente appenninico ed antiappenninico. In molti casi sono carnificati e ricoperti da depositi piroclastici dei Campi Flegrei e del Somma-Vesuvio.

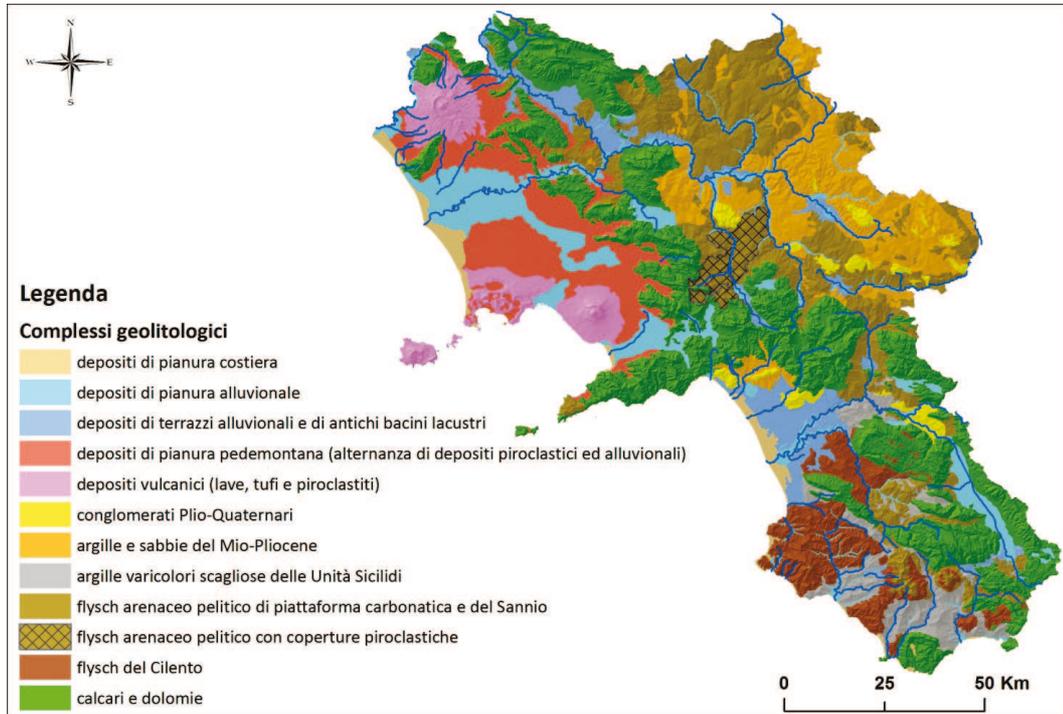


Fig. 8.4 Mappa dei principali complessi geolitologici della Campania

Considerando i principali complessi geolitologici presenti in Campania e la loro attitudine ad attivare i processi di formazione di un suolo, possiamo schematicamente classificarli secondo una velocità di trasformazione (fig. 8.5):



Fig. 8.5 Relazione tra tipologia di substrato geologico e grado di trasformazione di un suolo

3. Valutazione dello spessore dei suoli

Lo spessore del suolo influenza soprattutto lo sviluppo delle piante attraverso la presenza di un orizzonte di terreno sufficientemente profondo per lo sviluppo degli apparati radicali. Suoli formatisi su differenti tipi di substrato mostrano una diversa capacità di sostenere diversi tipi di copertura vegetale. Se lo spessore utile di suolo assume valori più bassi, tutte le forme di vegetazione perenne non possono essere supportate e solo poche specie vegetali sopravvivono.

In generale, un suolo più spesso garantisce una maggiore copertura vegetale per la possibilità che le piante hanno di trovare una maggiore riserva idrica, e offre una maggiore resistenza all’erosione e alla desertificazione. Esso si valuta, generalmente, identificando il contatto fra suolo e substrato geologico non pedogenizzato: può essere pochi centimetri in paesaggi montani con rocce poco alterabili, qualche decimetri, o anche più di un metro, nelle pianure alluvionali, in ecosistemi temperati. Al concetto di “profondità pedogenetica”, che segna il passaggio da suolo a sottosuolo, si viene funzionalmente a sovrapporre quello di “profondità funzionale” o “profondità utile”, in relazione alle pratiche ed all’utilizzazione di specifici suoli.

In questo caso lo spessore sarà valutato considerando la profondità pedogenetica sulla base delle informazioni presenti sui “Sistemi di Terre della Campania” e integrando tali informazioni con gli spessori delle coperture piroclastiche che in seguito alle varie eruzioni dei Campi Flegrei e del Somma-Vesuvio hanno mantellato i principali versanti carbonatici della Campania.

3.1 Spessori delle coperture piroclastiche della Campania

Durante il Quaternario, l’area occupata dalla Campania è stata interessata da fenomeni tettonici distensivi che hanno portato al sollevamento della catena appenninica e alla formazione di una vasta zona depressa “graben” (Pianura Campana) e contemporaneamente si è avuta anche una intensa attività vulcanica esplosiva i cui prodotti piroclastici hanno ricoperto una parte significativa della regione (Picarelli et al. 2008).

Lo spessore di questi depositi dipende dalla distanza dai centri vulcanici, dalla pendenza della superficie deposizionale, e dall’esposizione del versante su cui essi si sono depositati. Gli spessori maggiori si hanno nelle vicinanze dei centri vulcanici e in pianura, mentre quelli più bassi nella zona distale e su pendii ripidi. I versanti esposti a nord presentano degli spessori maggiori rispetto a quelli esposti a sud, perché maggiormente conservati per la presenza di una vegetazione più folta.

La distribuzione dei depositi piroclastici dipende inoltre dalla direzione dei venti predominanti durante l’eruzione. Ad esempio la maggior parte dei prodotti piroclastici dei Campi Flegrei hanno avuto come direzione predominante Est, e Nord Est così come il Somma-Vesuvio, anche se una delle principali eruzioni (quella del 79. d.C.) ha avuto come direzione predominante Sud (Lirer et al, 1993; Rosi et al., 1993; Rolandi et al, 2000).

La stima degli spessori delle coperture piroclastiche sui versanti carbonatici è stata effettuata sia sulla base delle informazioni disponibili in letteratura sulla distribuzione delle coltri piroclastiche nella Regione Campania (De Vita & Celico, 2006, Picarelli et al. 2008), dalla consultazione, ove disponibile, delle mappe delle coperture presenti nel Piano di Assetto idrogeologico (Autorità di Bacino Destra Sele, 2011) sia tramite un lungo lavoro di foto-interpretazione di foto aeree e ortofoto.

Sulla base delle interpretazioni da ortofoto e da dati presenti in letteratura è possibile distinguere 7 macroaree (fig. 8.6):

- Macroarea A – caratterizzata da prodotti piroclastici di un’unica eruzione. In particolare i versanti settentrionali dei rilievi presentano spessori di 1-2 metri, mentre i versanti meridionali non presentano coperture piroclastiche. Appartengono a questa macroarea: i M.ti del Matese, il M. Massico, il Taburno-Camposauro, i M.ti di Caserta ed i M.ti Picentini.
- Macroarea B - caratterizzata da prodotti piroclastici relative a 3-4 eruzioni. In particolare i versanti settentrionali presentano spessori fino a 4 metri,

mentre i versanti meridionali possono avere spessori variabili da nulli a 0.5-1.5 metri. Appartengono a questa macroarea: i M.ti di Canello, i M.ti di Avella, i M.ti del Partenio e di Pizzo d'Alvano.

- Macroarea C - caratterizzata da prodotti piroclastici relativi a 1-2 eruzioni. In particolare i versanti settentrionali presentano spessori fino a 2 metri, mentre i versanti meridionali possono avere spessori di 0.5-1 metro. Appartengono a questa macroarea i M.ti Lattari.
- Macroarea D – caratterizzata da versanti settentrionali con spessori di circa 10 cm e versanti meridionali privi di coperture piroclastiche. In alcune aree è possibile notare, tra i massici carbonatici o lungo i bordi degli stessi la presenza di flysch su cui il suolo si approfondisce maggiormente. Appartengono a questa macroarea i massici del Cilento, degli Alburni e del Cervati, il M. Marzano ed il M. Vesole.
- Macroarea D₂ – può essere considerata una sottozona della macroarea D, perché ha le stesse caratteristiche, ma in questo caso i rilievi sono costieri. Appartengono a questa macroarea il M. Bulgheria e i M.ti di Sapri.
- Macroarea E – caratterizzata da rilievi con substrato dolomitico, in cui i versanti meridionali hanno spessori di coperture compresi tra 0-0.5 metri (condizione simile a quella della macroarea D). I versanti settentrionali non vengono considerati perché appartenenti alla regione Basilicata.
- Macroarea F – caratterizzata dall'assenza di coperture piroclastiche

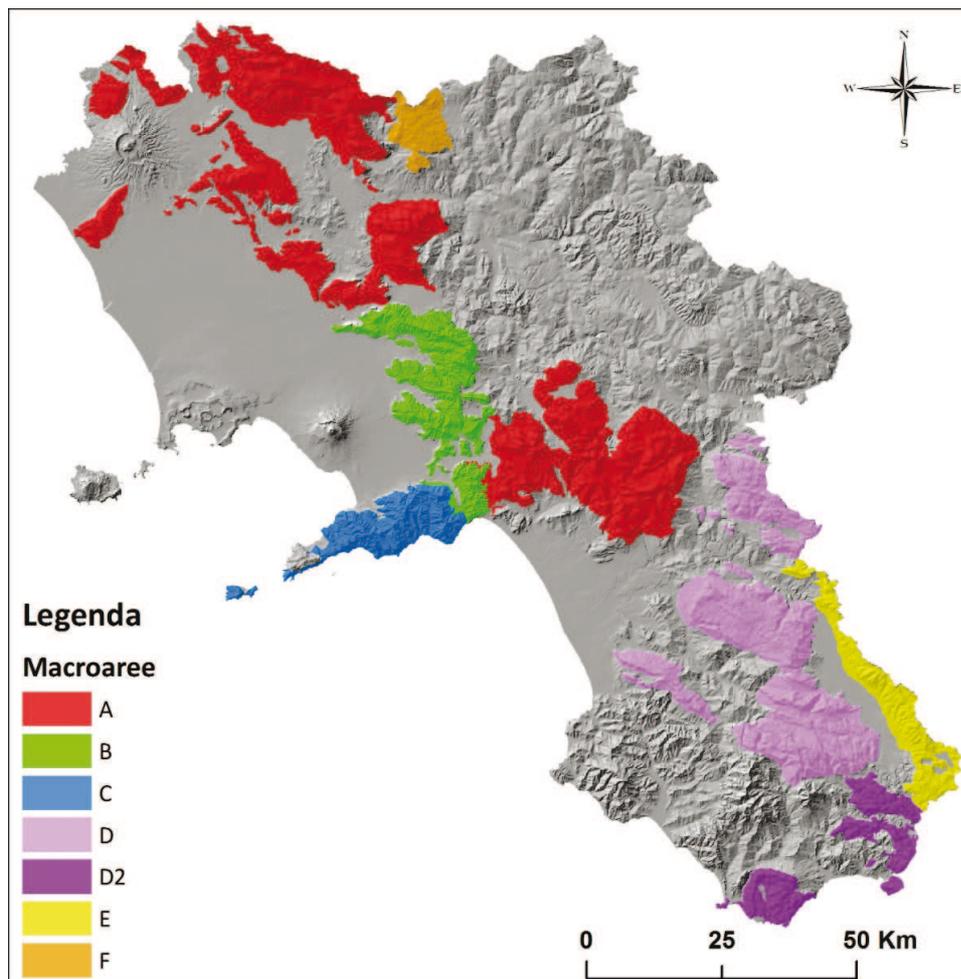


Fig. 8.6 Suddivisione dei massici carbonatici della Campania in macroaree rispetto agli spessori delle coperture piroclastiche

In seguito ad un attenta osservazione delle ortofoto è stato possibile zonare ogni macroarea in classi di spessore di coperture piroclastiche, ottenendo così una carta degli spessori delle coperture piroclastiche su scala regionale (fig. 8.7).

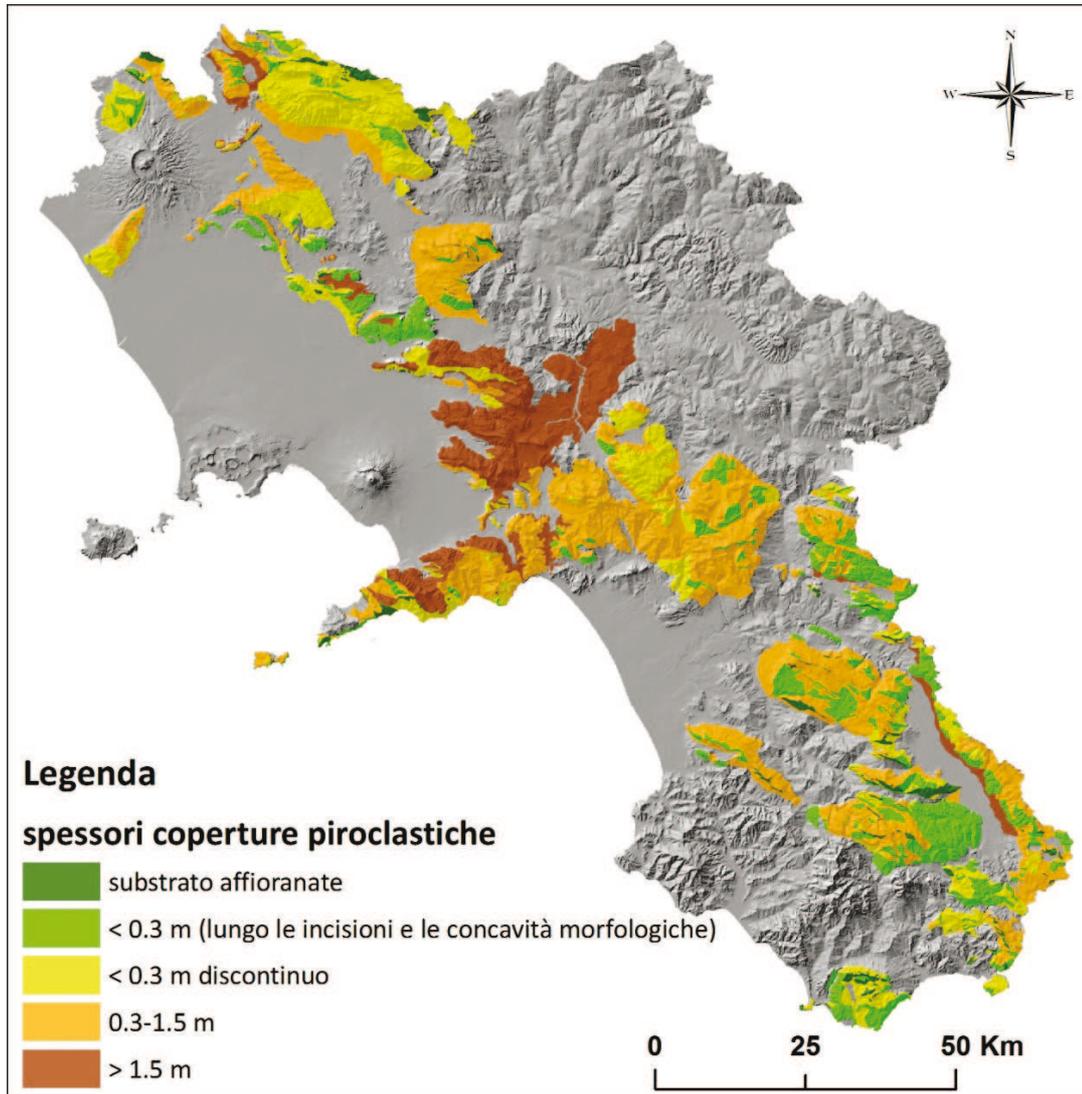


Fig. 8.7 carta degli spessori delle coperture piroclastiche presenti sui massicci carbonatici della Campania

Nella figura 8.8 è possibile vedere un particolare della macroarea D in cui si mettono in evidenza le varie classi di spessore. Il particolare che presenta da nord verso sud (fig. 8.8a), un settore degli Alburni, il M. Cocuzzo delle Puglie, il M. Motola, e parte del Cervati evidenzia l’assenza delle coperture sul versante meridionale del M. Cocuzzo delle Puglie (fig. 8.8b, c), a differenza del versante settentrionale del M. Motola in cui gli spessori sono maggiori (fig. 8.8b, d).

In questa area gli spessori delle coperture piroclastiche sono relativamente più bassi rispetto ad esempio alla macrozona B, perché l’area è più distante dai centri eruttivi; inoltre si può evidenziare anche la differenza di esposizione dei versanti che influisce sia sulla presenza della vegetazione che sugli spessori delle coperture.

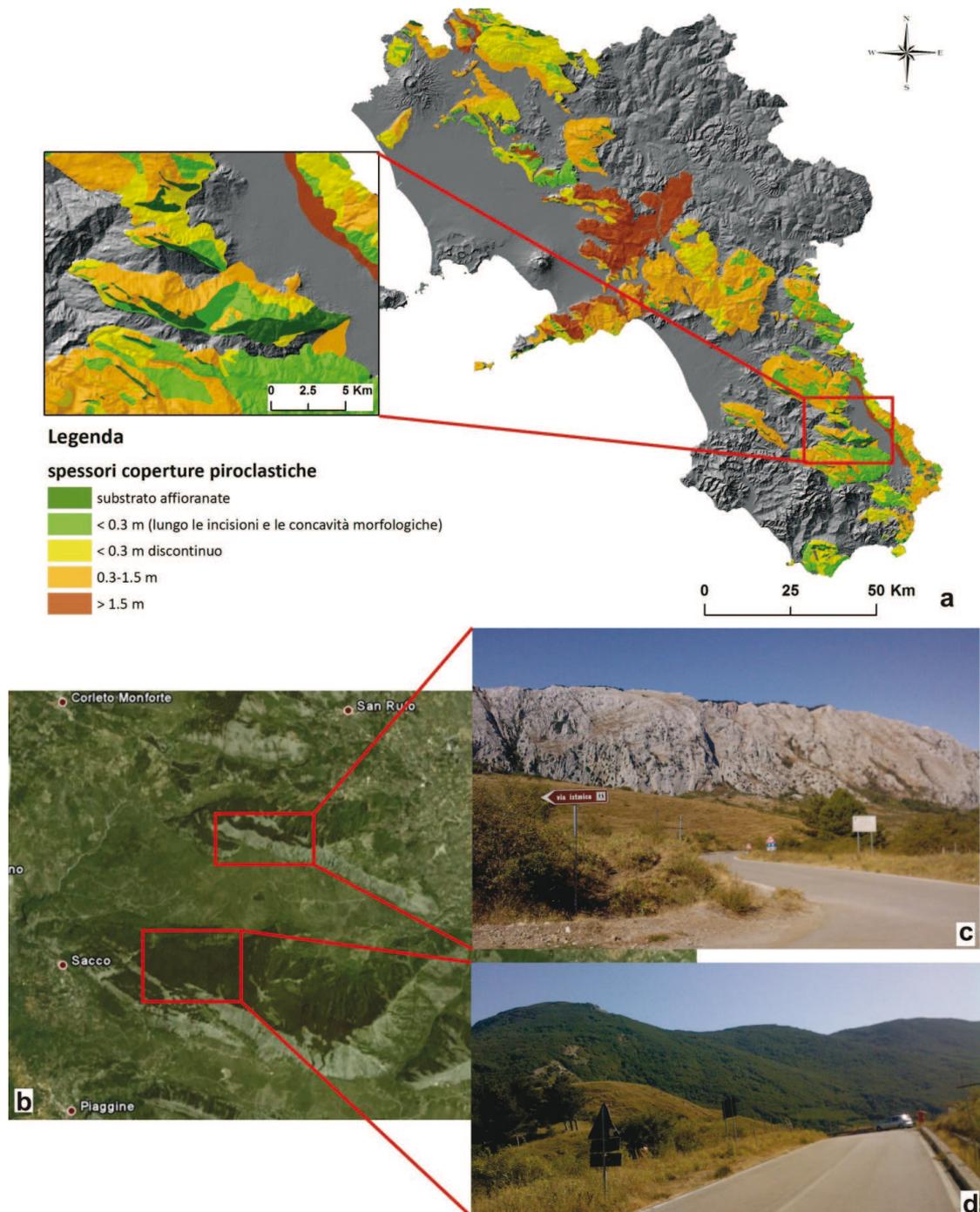


Fig. 8.8 Particolare della macroarea D su mappa (a) e da ortofoto (b) ed esempio di classi di spessore su un versante meridionale (c) ed uno settentrionale (d)

Dopo aver definito le classi di spessori delle coperture piroclastiche presenti sui massicci carbonatici, sono stati considerati i valori delle profondità dei suoli utilizzati nei Sistemi di Terre della Campania (Di Gennaro, 2002) e dall’incrocio delle due si è ottenuto una mappa degli spessori dei con una legenda unica (fig. 8.9).

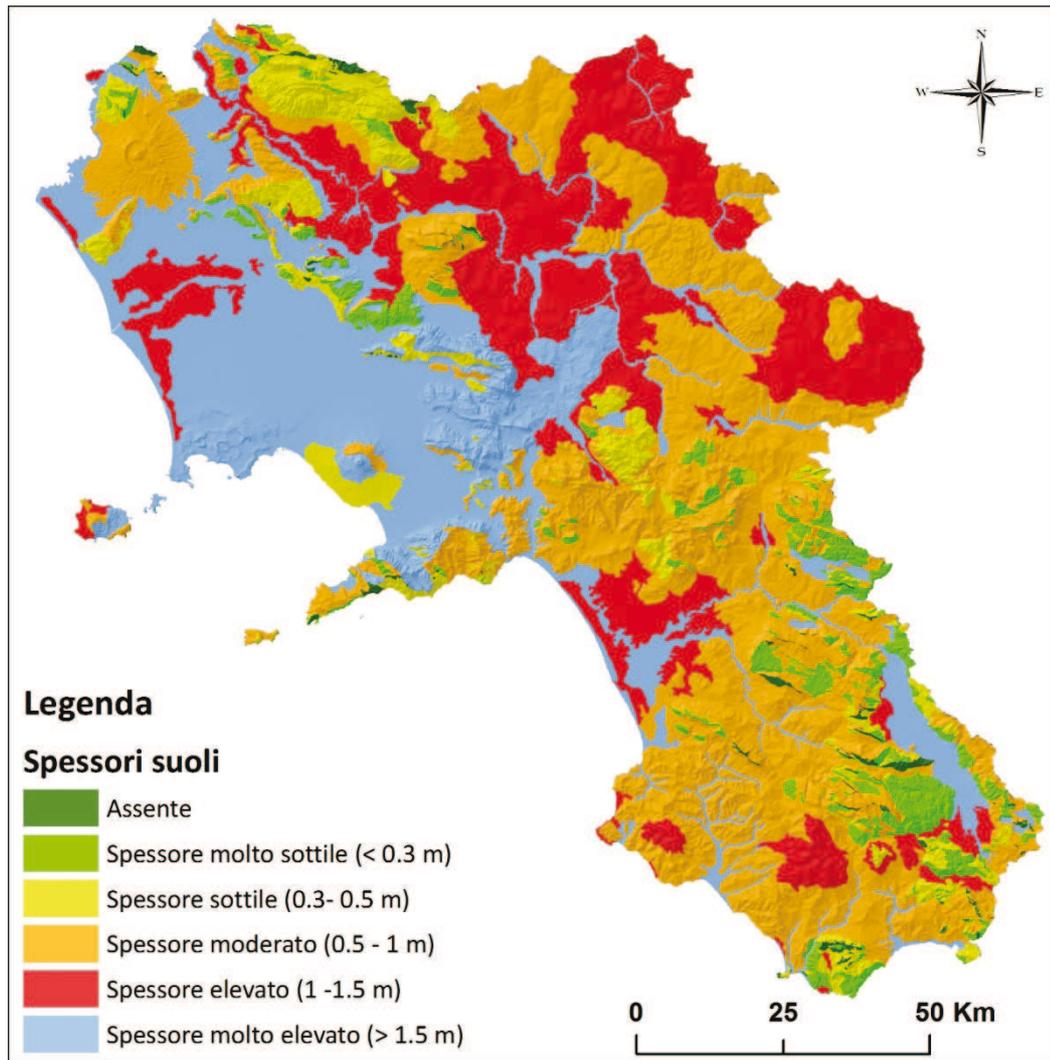


Fig. 8.9 Mappa della profondità dei suoli della Campania

Come si può osservare dalla figura 8.9, i suoli più con maggiore spessore .si riscontrano nelle aree di pianura, sui versanti carbonatici dei M.ti di Sarno e dove il substrato è prevalentemente argilloso sabbioso. I suoli con spessore moderato sono presenti sui massicci carbonatici più vicini ai centri eruttivi e sui rilievi collinari del Cilento, dell'irpinia e del Sannio. I suoli con spessori minori, infine, sono presenti sui versanti carbonatici dei Mti. del Matese, dei M. ti di Caserta, degli Alburni e del Cervati che sono più distanti dai centri eruttivi e che quindi presentano coperture piroclastiche poco spesse.

BIBLIOGRAFIA.

- Asner G.P. (1998).** Biophysical and Biochemical Sources of Variability in Canopy Reflectance. *Remote Sensing of Environment*. 64:234-253.
- Autorità di Bacino Destra Sele (2011).** Piano per l'Assetto Idrogeologico (PAI). Cartografia consultabile presso: <http://www.autoritabacinodestrasele.it>
- Baret F., Guyot G. (1991).** TSAVI: a vegetation index which minimises soil brightness effects on LAI and APAR estimation. *Remote Sensing of Environment*. 35:161-173.
- Clevers J. G. P. W., van Leeuwen H. J. C. (1996).** Combined Use of Optical and Microwave Remote Sensing Data for Crop Growth Monitoring. *Remote Sensing of Environment*. 56:42-51.
- Cook Elizabeth A., Iverson Louis R., Graham Robin L. (1989).** Estimating Forest Productivity with Thematic Mapper and Biogeographical Data. *Remote Sensing of Environment*. 28:131-141.
- Curran P. J. (1981).** Multispectral remote sensing for estimate biomass and productivity. In: Smith H. Eds., *Plants and the Daylight Spectrum*. Academic Press, London. pp. 65-99.
- de Asis A. M., Omasa K. (2007).** Estimation of vegetation parameter for modeling soil erosion using linear Spectral Mixture Analysis of Landsat ETM data. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. 62(4):309-324.
- De Jong S. M. (1994).** Applications of reflective remote sensing for land degradation studies in a Mediterranean environment. PhD Thesis, Utrecht University, Utrecht. pp.237.
- De Jong S. M., Brouwer L. C., Riezebos H. Th. (1998).** Erosion hazard assessment in the Payne catchment, France. Working paper DeMon-2 Project. Dept. Physical Geography, Utrecht University. pp. 27.
- Detar R., Ross J. J., Cunningham R. L. (1980).** Estimating the C-factor in the universal soil loss equation for landscape slopes. *Journal of Soil and Water Conservation*. 35(1):40-41.
- Dissmeyer G. R., Foster G. R. (1981).** Estimating the cover management factor (C) in the universal soil loss equation for forest conditions. *Journal of Soil and Water Conservation*. 36(4):235-240.
- Gao B. C. (1996).** NDWI-A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space. *Remote Sensing of Environment*. 58(3):257-266.

- Gates D., Keegan J. J., Schleter J. C., Weidner V. R. (1965).** Spectral properties of plants. *Applied Optics* 4:11-20.
- Goward S. N. (1989).** Satellite bioclimatology. *Journal of Climate*. 2(7):710-720.
- INFC (2005).** Linee generali del progetto per il secondo inventario forestale nazionale italiano. Autori F De Natale, A Floris, P Gasparini, G Scrinzi, G Tabacchi, V Tosi. *Inventario Nazionale delle Foreste e dei serbatoi forestali di Carbonio*. MiPAF - Ispettorato Generale del Corpo Forestale dello Stato, ISAFa, Trento.
- Jiao J., Wang W., Li J. (2000).** Effective cover rate of woodland and grassland for soil and water conservation. *Acta Phytocologica Sinica*. 24(5):608-612.
- Ju C. Y., Cai T. J., Yang X. H. (2008).** Topography-based modeling to estimate percent vegetation cover in semi-arid Mu Us sandy land, China. *Computers and Electronics in Agriculture*. 64(2):133-139.
- Kawabata A., Ichii K., Yamaguchi Y. (2001).** Global monitoring of interannual changes in vegetation activities using NDVI and its relationships to temperature and precipitation. *Int. J. Remote Sensing*. 22(7):1377-1382.
- Malingreau J. P. (1989).** The vegetation index and the study of vegetation dynamics. In: Toselli, F. Eds., *Application of Remote Sensing to Agrometeorology*. ECSC, Brussels, pp. 285-303.
- Maselli F. (2004).** Monitoring forest conditions in a protected Mediterranean coastal area by the analysis of multiyear NDVI data. *Remote Sensing of Environment*. 89:423-433.
- Myneni R. B., Nemani R. R., Running S. W. (1997).** Estimation of global leaf area index and absorbed PAR using radioactive transfer models. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 35:1380-1393.
- Ozcan A. U., Erpul G., Basaran M., Erdogan H. E. (2008).** Use of USLE/GIS technology integrated with geostatistics to assess soil erosion risk in different land uses of Indagi Mountain Pass-Cankiri, Turkey. *Environmental Geology*. 53(8):1731-1741.
- Pinty B., Vestraete H. M. (1992).** GEMI: a non-linear index to monitor global vegetation from satellite. *Vegetation*. 101:15-20.
- Renard K. G., Foster G. R., Weesies G. A., McColl D. K., Yoder D. C. (1997).** Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the revised universal soil loss equation (RUSLE). United States Department of Agriculture (USDA). Research Services. *Agriculture Handbook*. N. 703.
- Rondeaux G., Steven M., Baret F. (1996).** Optimisation of Soil-Adjusted Vegetation Indices. *Remote Sensing of Environment*. 55:95-107.

- Rouse J. W., Haas R. H., Schell J. A., Deering D. W., Harlan J. C. (1974).** Monitoring the vernal advancement of retrogradation of natural vegetation. NASA/GSFC, Type III, Final Report, Greenbelt, MD, USA. Pp. 371.
- Tucker C. J., Vanpraet C. L., Sharman M. J., Van Ittersum G. (1985).** Satellite Remote Sensing of Total Herbaceous Biomass Production in the Senegalese Sahel: 1980-1984. *Remote Sensing of Environment*. 17(3):233-249.
- Van der Knijff J. M., Jones R. J. A., Montanarella L. (1999).** Soil erosion risk assessment in Italy. European Soil Bureau. EUR 19044 EN. pp. 52.
- Wang G., Wente S., Gertner G. Z., Anderson A. (2002).** Improvement in mapping vegetation cover factor for the universal soil loss equation by geostatistical methods with Landsat Thematic Mapper images. *International Journal of Remote Sensing*. 23(18):3649-3667.
- Wang H., Liu G., Wang Q. (2001).** Structural characteristics of effective vegetation for preventing soil erosion. *Chinese Journal of Eco-Agriculture*. 9(2):54-56.
- Wang W., Jiao J. (1996).** Quantitative evaluation on factors influencing soil erosion. In: China. *Bulletin of Soil and Water Conservation*. 16(5):1-20.
- Wischmeier W.H., Smith D. D. (1978).** Predicting rainfall erosion losses: A guide to conservation planning. Agriculture Handbook N. 537. U.S. Department of Agriculture, Washington, DC, USA.
- Yan Z., Liu B. Y., Zhang Q. C., Xie Y. (2003).** Effect of different vegetation types on soil erosion by water. *Acta Botanica Sinica*. 45(10):1204-1209.
- Yang L., Wylie B. K., Thieszen L. L., Reed B. C. (1998).** An analysis of relationships among climate forcing and time-integrated NDVI of grasslands over the U.S. northern and central great plains. *Remote Sensing of Environment*. 65:25-37.
- Zhongming W., Lees B. G., Feng J., Wanning L., Haijing S. (2010).** Stratified vegetation cover index: A new way to assess vegetation impact on soil erosion. *Catena*. 83:87-93.
- Zhou X., Lin H. S., White E. A. (2008).** Surface soil hydraulic properties in four soil series under different land uses and their temporal changes. *Catena*. 73(2):180-188.

CAPITOLO IX – Scenari di degrado da erosione idrica in Campania

Lo studio per la valutazione del degrado da erosione idrica nella regione Campania è stato condotto mediante analisi dei fattori di pericolosità e di vulnerabilità che svolgono un ruolo importante nello sviluppo dei processi di erosione, cercando di evidenziare la variabilità stagionale legata ad alcuni di essi, come le precipitazioni e la copertura vegetale.

Tale aspetto è di fondamentale importanza perché è possibile osservare l'evoluzione dei processi in relazione alle dinamiche temporali della pioggia e della copertura evidenziando un carattere peculiare del clima tipico mediterraneo.

Come mostrato nei precedenti capitoli I e II, gli scenari stagionali del degrado (D) sono valutati come prodotto tra i fattori di pericolosità (H) e di vulnerabilità (V):

$$D = H \times V \quad (9.1)$$

dove:

$$H = R \times LS \quad (9.2)$$

$$V = K \times C \times T \quad (9.3)$$

con R indice dell'erosività delle piogge ($\text{MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ anno}^{-1}$), LS fattore topografico, K fattore di erodibilità dei suoli ($\text{t ha h ha}^{-1} \text{ MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$), C fattore di copertura, T spessore dei suoli.

La rappresentazione degli scenari di degrado è effettuata considerando un orizzonte temporale di medio-lungo termine.

Successivamente, l'aggiunta del grado di pedogenizzazione del substrato geologico (B) ai fattori di vulnerabilità ci permettono di fare delle previsioni sul lunghissimo termine:

$$V = K \times C \times T \times B \quad (9.4)$$

Così come ogni fattore, anche la pericolosità, la vulnerabilità ed il degrado sono stati rappresentati mediante delle mappe, nello specifico, effettuando un'operazione di "overlay mapping" in ambiente GIS, che permette la sovrapposizione di vari livelli informativi.

Inoltre poiché lo studio prevede la valutazione del degrado degli ambienti forestali della Campania, le prossime elaborazioni saranno effettuate facendo riferimento esclusivamente a tale area.

1. Valutazione della pericolosità

Secondo le definizioni dell'UNISDR (2009) e dell'UNESCO (1984), la pericolosità viene espressa quantitativamente come la probabilità di occorrenza di un fenomeno con differente intensità e per differenti aree ed in particolare la pericolosità al degrado per erosione idrica può essere espressa in funzione dell'intensità dei processi di erosione e di trasporto al suolo e per questo dipende dall'aggressività della pioggia e dalla morfologia del territorio. La probabilità di occorrenza del fenomeno è stata definita considerando un periodo di ritorno di due anni.

Considerando i due fattori, R ed LS ed applicando la relazione 9.2 sono state elaborate le mappe di pericolosità stagionale (fig. 9.1).

In particolare, l'elaborazione è stata effettuata mediante prodotto dei due fattori, non indicizzati perché caratterizzati da valori continui, e la pericolosità è espressa con le stesse dimensioni dell'erosività, in ($\text{MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ anno}^{-1}$).

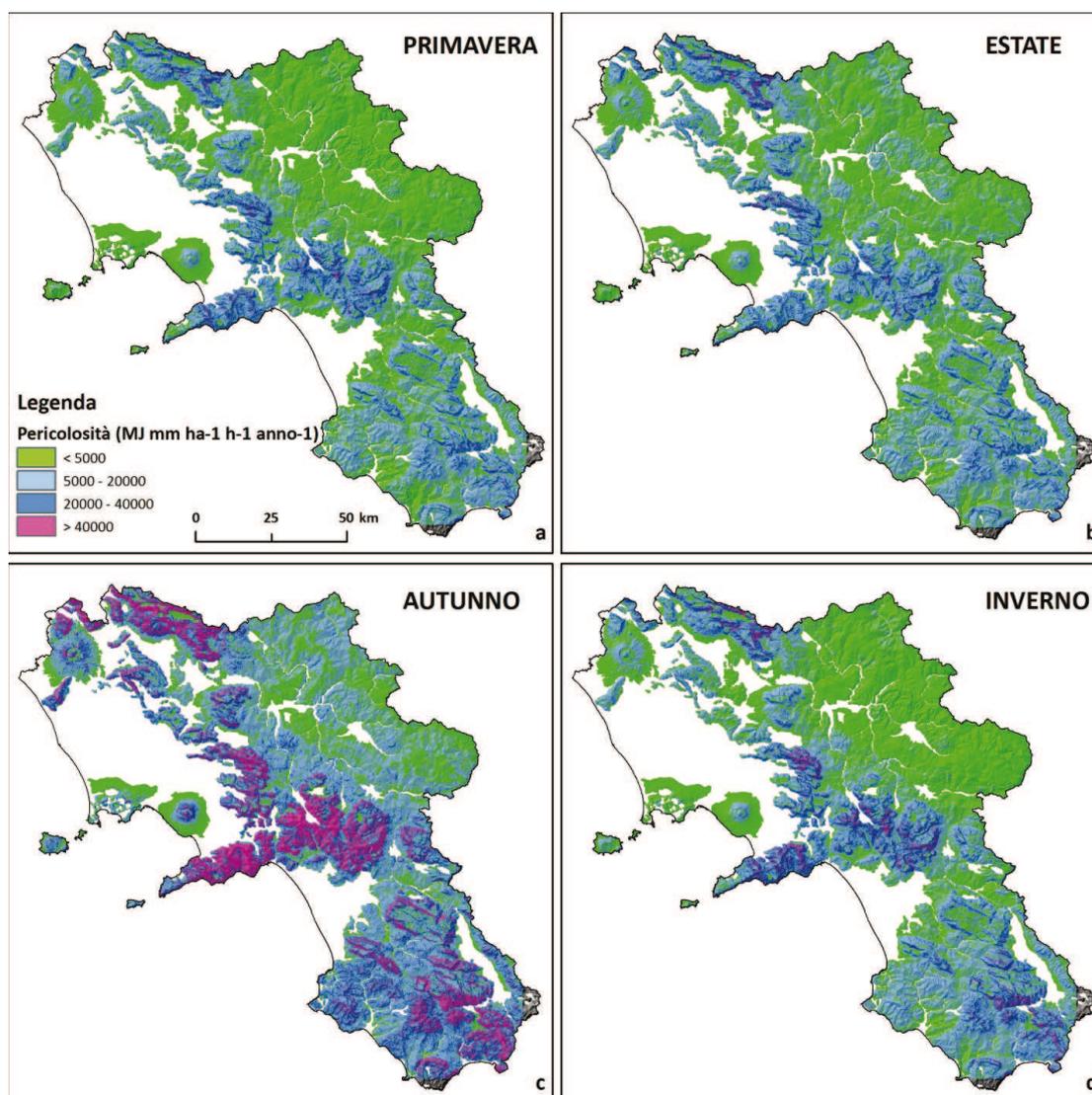


Fig. 9.1 Mappe stagionali di pericolosità da erosione idrica del suolo

Dalle mappe di pericolosità stagionale è evidente la maggiore criticità della stagione autunnale (fig. 9.1 c) che è caratterizzata, in generale, dai valori più elevati di tale variabile; il risultato rispecchia in generale lo scenario stagionale della distribuzione spaziale dell'erosività (cap. 4 § 7.5). Effettivamente la stagionalità, è una caratteristica legata alle piogge, che presentano una maggiore aggressività nel periodo autunnale e per questo conferiscono una intensità maggiore ai processi di erosione. Le due stagioni meno critiche sono invece relative alla primavera ed all'estate (fig. 9.1 a e b) che presentano dei valori alquanto simili. Per quanto concerne, invece, la distribuzione spaziale del grado di pericolosità è evidente come la maggiore criticità sia distribuita soprattutto sui principali rilievi montuosi della regione, con particolare concentrazione sui M.ti Lattari, sui M.ti Picentini e sui M.ti del Matese.

Tale risultato è legato sia alla distribuzione spaziale dell'erosività, ma anche al fattore topografico LS (cap. 5 § 2) evidenziando come l'intensità dei fenomeni erosivi si concentri in modo particolare sulle aree morfologicamente più acclivi.

2. Valutazione della vulnerabilità

Per calcolare la vulnerabilità possono essere utilizzati vari approcci che si differenziano notevolmente nel dettaglio dell'analisi e conseguentemente nel risultato

finale. Non esiste infatti una metodologia univoca e consolidata per la valutazione della vulnerabilità.

Essa può essere stimata attraverso un approccio quantitativo, utilizzando valori percentuali (da 0 al 100 %) o decimali (tra 0 e 1) per esprimere una perdita nulla, parziale o totale. La difficoltà di esprimere in modo quantitativo la vulnerabilità ha favorito lo sviluppo di numerose metodologie che tuttavia quasi tutte utilizzano un approccio di tipo euristico secondo cui la vulnerabilità è suddivisa in classi utilizzando i termini “nessun danno”, “alcuni danni”, “perdita totale”.

Ne è un esempio la metodologia IMIRILAND in cui si individuano cinque classi di vulnerabilità con valori compresi tra 0 e 1 (tab. 9.1):

Tab. 9.1 Esempio di valutazione qualitativa e quantitativa della vulnerabilità secondo la metodologia IMIRILAND (Amatruda et al., 2004)

VULNERABILITA' AMBIENTALE		
Classi di vulnerabilità	Valori percentuali	Indici
Elemento integro	0	0
Perdita locale	1÷25%	0.25
Danni seri (possibile ripristino)	26÷50%	0.5
Ampia distruzione (difficoltà al ripristino)	51÷75%	0.75
Totale distruzione	76÷100%	1

In particolare, poiché i fattori di vulnerabilità sono caratterizzati sia da dati discreti (spessore dei suoli e tipologia di substrato) che continui (erodibilità dei suoli e copertura vegetale), i dati discreti sono stati classificati mediante assegnazione di un indice, come suggerito dalla metodologia IMIRILAND (Tab. 9.1), quindi gli spessori dei suoli ed il grado di pedogenizzazione sono stati classificati nel seguente modo (Tab. 9.2):

Tab. 9.2 Indici assegnati alle classi di spessore di suolo e del grado di pedogenizzazione

Classi Spessore	Classi di pedogenizzazione	Indice
Assente	Basso	0
Spessore molto elevato (>1.5 m)	-	0.25
Spessore elevato (1 – 1.5 m)	Medio	0.5
Spessore moderato (0.5 – 1 m)	-	0.75
Spessore molto sottile (< 0.3 m); Spessore sottile (0.3 – 0.5 m)	Alto	1

Poiché la velocità di pedogenizzazione del substrato geologico può essere considerato nelle stime di degrado a lunghissimo termine, sono stati considerati due scenari temporali di vulnerabilità:

- vulnerabilità a medio-lungo termine, calcolata secondo l'equazione 9.3
- vulnerabilità a lunghissimo termine, calcolata secondo l'equazione 9.4

Per la definizione della vulnerabilità, i fattori sono stati combinati tra loro secondo la metodologia utilizzata nel progetto MEDALUS (Kosmas et al., 1999), cioè mediante media geometrica tra i fattori.

- Vulnerabilità a medio-lungo termine

Calcolata secondo la relazione:

$$V = \sqrt[3]{K \times C \times T} \quad (9.5)$$

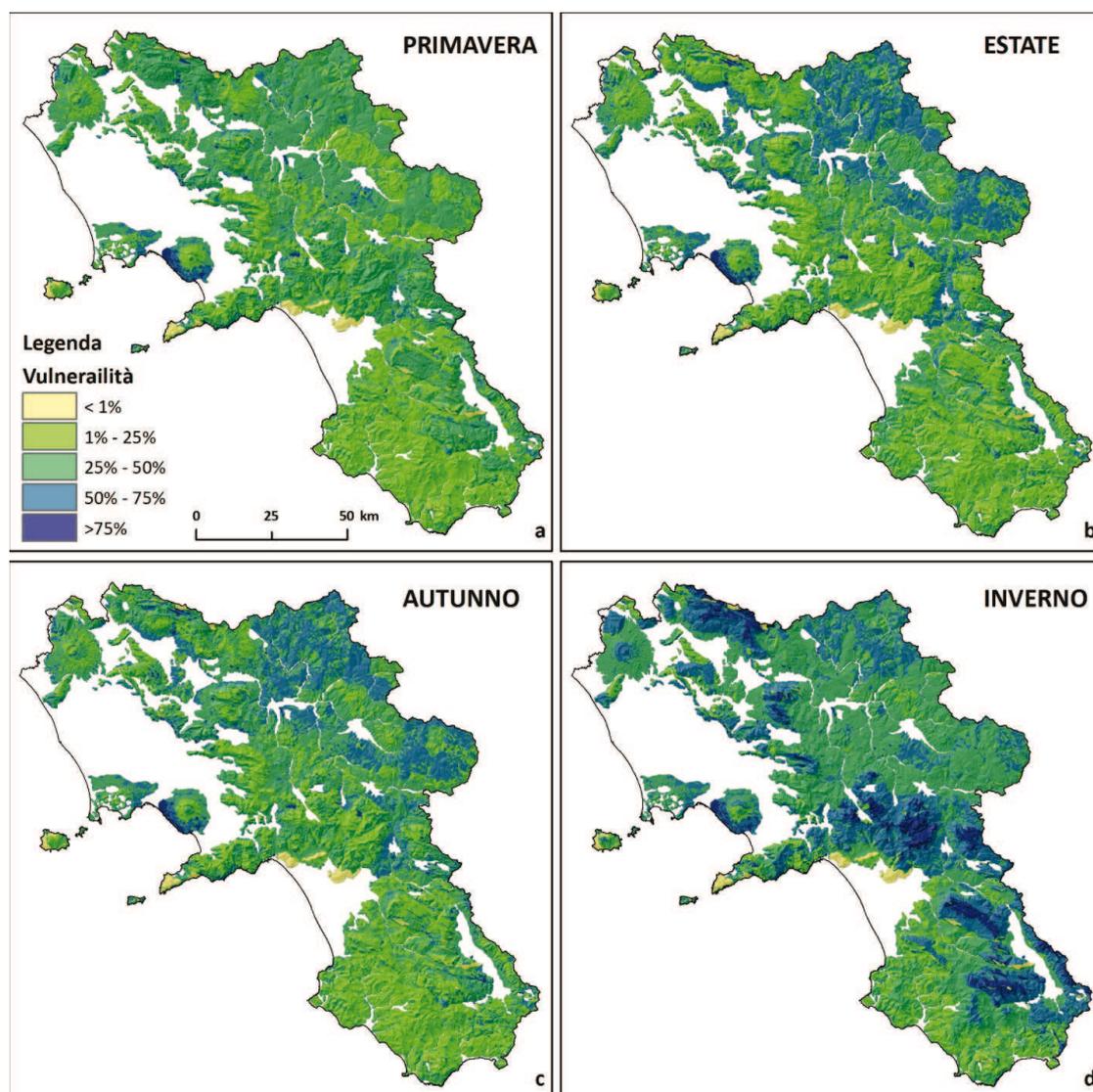


Fig. 9.2 Mappe di vulnerabilità a medio-lungo termine

La vulnerabilità più elevata si riscontra per la stagione invernale (fig. 9.2 d), periodo in cui parte della vegetazione è in fase dormiente e di conseguenza il grado di copertura al suolo è minore, rispetto agli altri periodi dell'anno. Al contrario, i valori di vulnerabilità minore si riscontrano in primavera ed in estate (fig. 9.2 a, b), durante la fase di ripresa vegetativa.

Dal punto di vista della distribuzione spaziale, il grado di vulnerabilità dipende dalla combinazione dei vari fattori. Per la stagione più critica (inverno, fig. 9.2 d) le aree più vulnerabili (con valori >50%) sono quelle in cui il suolo non è protetto dalla vegetazione e contemporaneamente si hanno spessori bassi (M.ti del Matese, i M.ti di Caserta, i M.ti Picentini, gli Alburni, il M.te Cervati) oppure erodibilità elevata (colline del Sannio). In autunno (fig. 9.2 c) le aree con vulnerabilità > 75% diminuiscono notevolmente, ma si riscontrano ampie porzioni di territorio con valori tra 25% e 75% ed in particolare quelle maggiormente vulnerabili sono relative alle colline del Sannio ed ai massicci carbonatici con spessori di suolo più bassi. In primavera ed in estate (fig. 9.2 a, b) aumentano le superfici con vulnerabilità <25% ed i valori più elevati si riscontrano in particolare per i suoli maggiormente erodibili. Le poche aree con vulnerabilità molto bassa (< 1%) sono caratterizzate da bassa erodibilità e spessori mediamente elevati.

- Vulnerabilità a lunghissimo termine

La vulnerabilità definita con un orizzonte temporale di lunghissimo termine è stata calcolata secondo la relazione:

$$V = \sqrt[4]{K \times C \times T \times B} \quad (9.6)$$

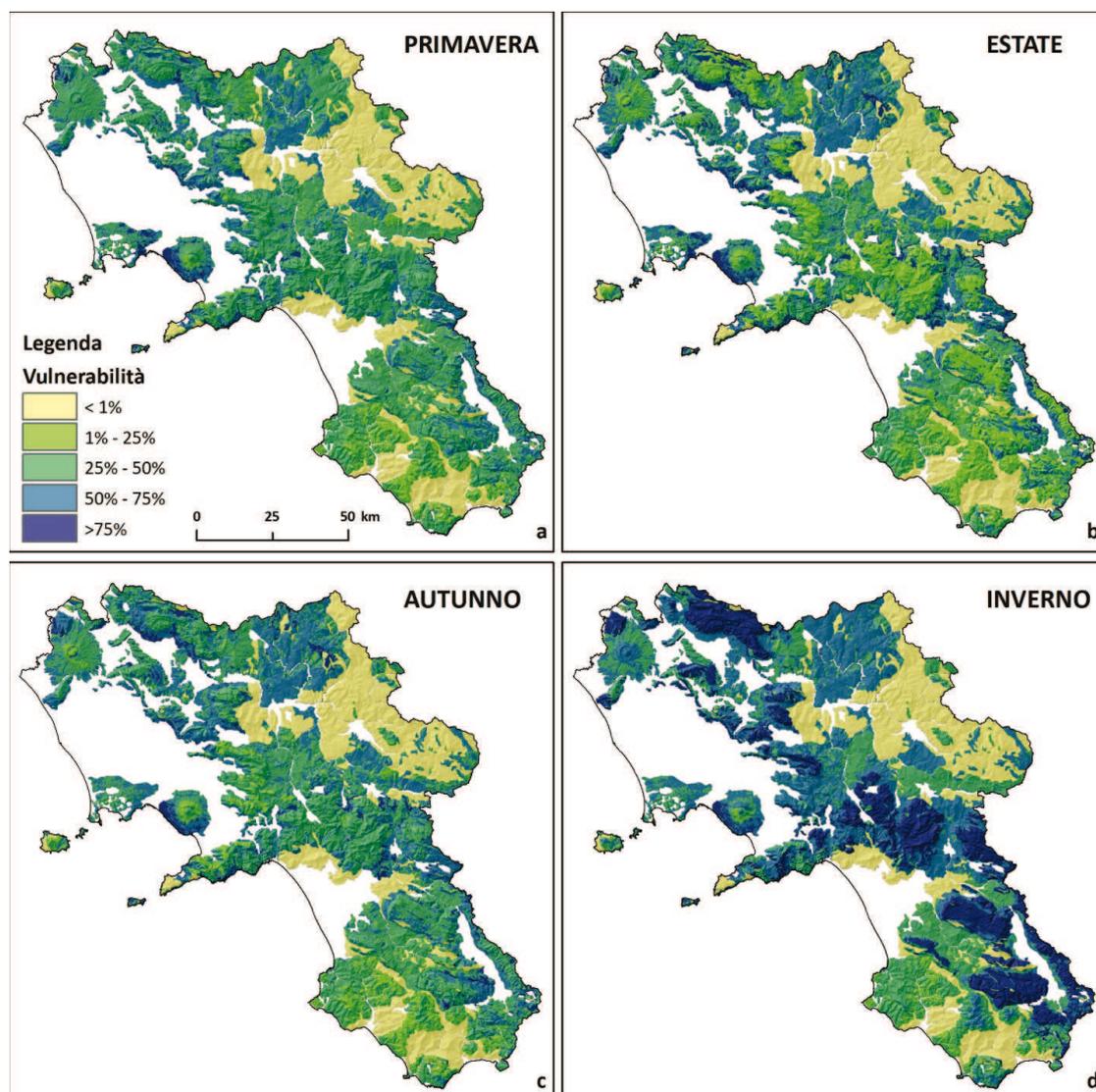


Fig. 9.3 Mappe di vulnerabilità a lunghissimo termine

Allorquando si effettuano stime di vulnerabilità a lunghissimo termine, si evidenzia maggiormente la resilienza del sistema. Infatti, nelle mappe stagionali di vulnerabilità (fig. 9.3) sono presenti delle aree in cui i valori sono sempre < 1%. In particolare un grado così basso di vulnerabilità è relativo alle zone caratterizzate da substrato argilloso, i cui suoli sono sicuramente più erodibili, ma nel tempo riescono più facilmente a riformarsi rispetto a suoli formati su altri tipi di substrato geologico. Per questi altri, invece, i valori di vulnerabilità ricalcano pressappoco la stessa situazione dello scenario temporale a medio-lungo termine in cui una vulnerabilità > 75% è presente soprattutto nella stagione invernale (fig. 9.3 d), mentre i valori < 25% sono maggiormente distribuiti nella stagione estiva (fig. 9.3 b).

E' altresì importante osservare che , per le aree in cui il substrato ha un basso grado di pedogenizzazione, come per i massicci carbonaciti e dolomitici, nella stagione invernale il grado di vulnerabilità tende notevolmente ad aumentare, raggiungendo valori >75% sottolineando come per queste aree un processo erosivo molto intenso o prolungato nel tempo possa avere delle conseguenze molto gravi e difficilmente recuperabili.

3. Valutazione del degrado

Le mappe del degrado ci permettono di evidenziare le aree che subiscono un danno maggiore se investite da fenomeni di erosione idrica e la stima del degrado è stata effettuando utilizzando l'equazione 9.1 cioè moltiplicando la pericolosità per la vulnerabilità. Anche in questo caso sono stati rappresentati due scenari temporali ed i valori sono stati classificati secondo quattro classi principali (basso, medio, alto e molto alto) utilizzate generalmente negli studi del rischio da frana e di alluvione.

- Degrado a medio-lungo termine

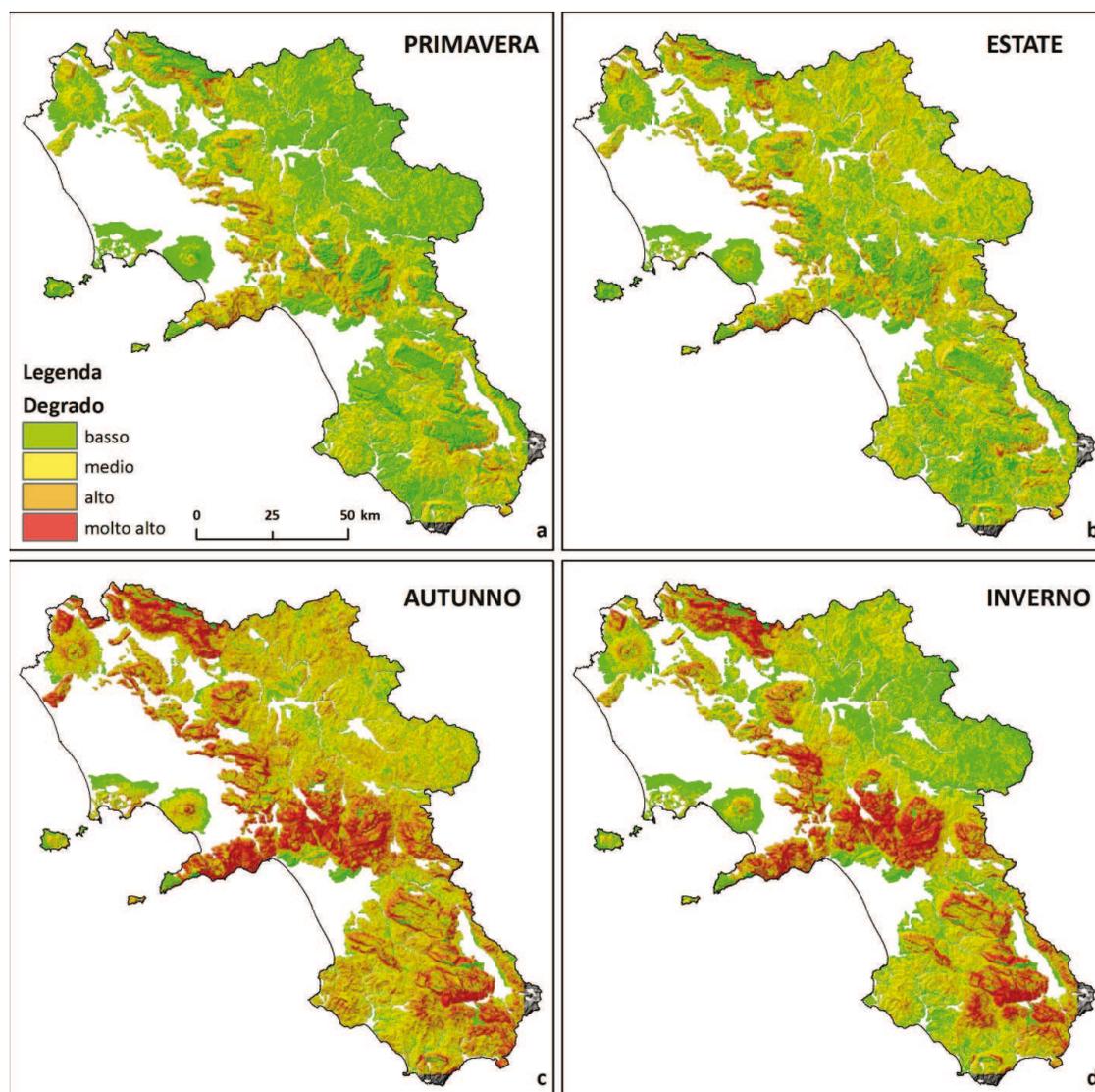


Fig. 9.4 Mappe del degrado nel medio-lungo termine

Come si è già riscontrato, la figura 9.4 mostra in modo molto evidente come le due stagioni più critiche siano quella autunnale e quella invernale (fig. 9.4 c, d), ossia quando i fenomeni erosivi sono più intensi ed il sistema suolo è più vulnerabile. In

primavera ed in estate (fig. 9.4 a, b), invece, le piogge sono meno frequenti o comunque più uniformemente distribuite nel tempo, il suolo è ben protetto dalla presenza della vegetazione e per questo il territorio è meno soggetto a fenomeni di erosione idrica.

Da un punto di vista spaziale, le aree più critiche sono quelle dei rilievi carbonatici, soprattutto dove gli spessori dei suoli non sono molto elevati. Le aree che generalmente sono caratterizzate da minore degrado sono le aree collinari interne del Sannio e dell'Irpinia, pur essendo caratterizzate da una erodibilità elevata; quindi il danno subito da queste aree è relativamente minore rispetto ad altre in cui si ha una erodibilità minore ma spessori meno elevati.

- Degrado a lunghissimo termine

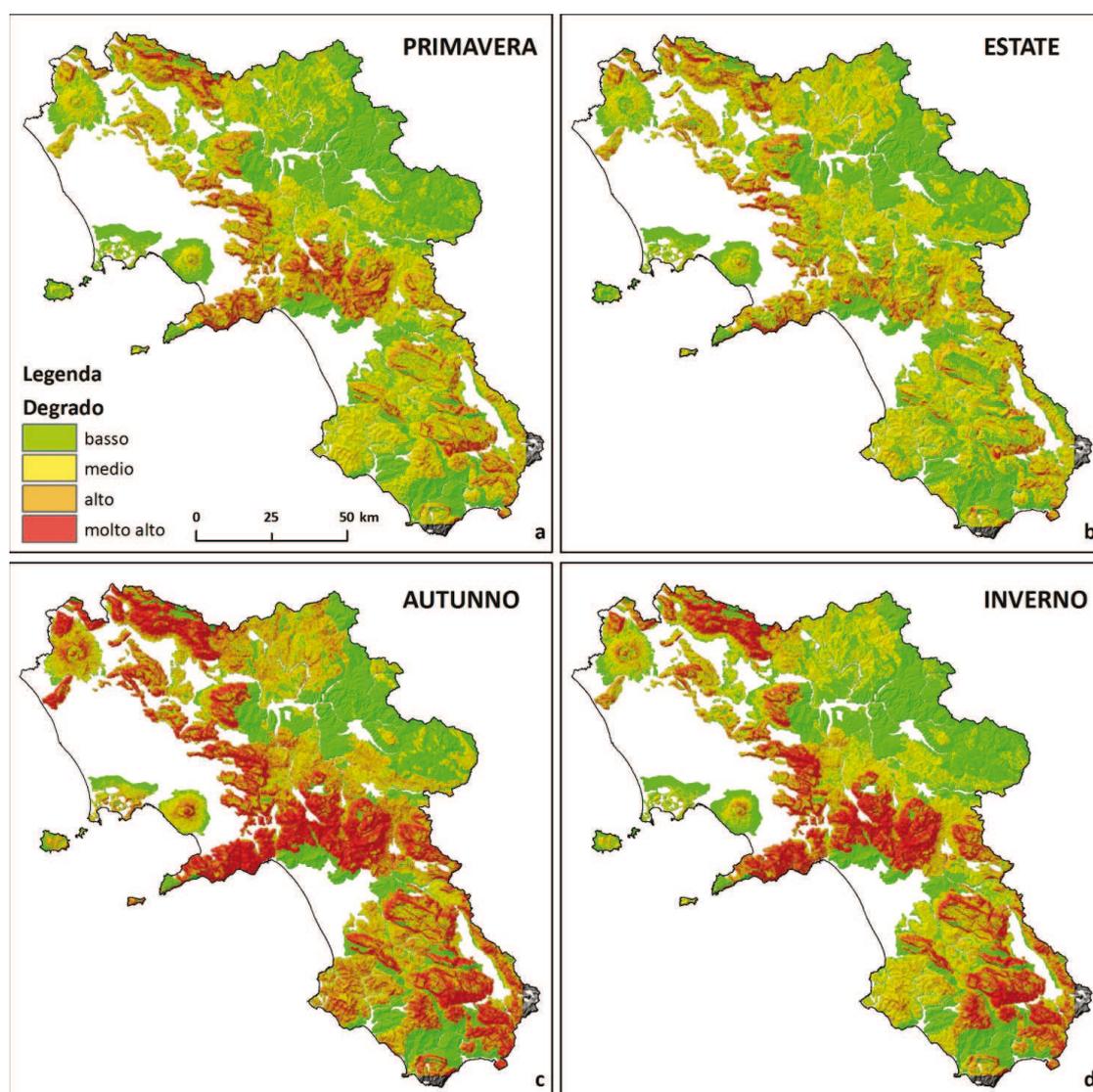


Fig. 9.5 Mappe del degrado nel lunghissimo termine

In generale gli scenari sono alquanto simili a quelli che considerano un orizzonte temporale di medio-lungo termine, però aggiungendo anche il grado di pedogenizzazione del substrato geologico, gli scenari di degrado sul lunghissimo termine mostrano come anche nelle due stagioni critiche, (fig. 9.5 c, d) alcune aree presentano dei valori molto bassi, come le zone collinari dell'Irpinia ed alcune aree meridionali del Cilento. Esse sono caratterizzate da substrato prevalentemente

argilloso e per questo, anche se soggetto a fenomeni erosivi intensi, subiscono, rispetto alle altre aree, un danno inferiore, perché sono molto resilienti ed hanno la capacità di rigenerarsi con tempi più rapidi. Al contrario, a parità di intensità del fenomeno erosivo, alcune aree, come gli Alburni ed alcune aree del Cilento, subiscono un danno maggiore perché più vulnerabili o meno resilienti.

4. Validazione del metodo

Un modello di stima del degrado per fenomeni da erosione idrica come quello descritto nel presente lavoro di Tesi di Dottorato che valuta il danno subito dal sistema suolo sulla base non solo delle caratteristiche del fenomeno (intensità e frequenza), ma anche di quelle del sistema stesso (vulnerabilità e resilienza) permette di evidenziare quale area è potenzialmente più critica rispetto ad un'altra nel momento in cui si verifica un fenomeno calamitoso o una qualunque perturbazione.

Un modo per poter verificare la bontà di applicazione del modello è quello di mostrare come aree diverse tra loro da un punto di vista geologico/geomorfologico, se soggette ad un evento perturbativo (incendio o un'erosione profonda) riescano, nel tempo, a reagire o meno all'evento perturbativo ritornando in uno stato di equilibrio. Nel caso specifico saranno mostrati alcuni esempi relativi sia alla regione Campania, che alla regione Puglia, evidenziando l'evoluzione nel tempo di aree colpite da incendi o da continui eventi erosivi.

- Esempio Peschici - Vieste (Puglia)

Nel luglio del 2007, in una vasta area del Gargano in Puglia, una serie di incendi dolosi provocarono 3 morti e la devastazione di diverse centinaia di ettari di bosco (fig. 9.6)



Fig. 9.6 Immagini dell'incendio doloso avvenuto tra Peschici e Vieste nel 2007

I versanti di queste aree sono caratterizzati da calcari e dolomie che presentano caratteristiche molto simili ai versanti carbonatici della Campania, e l'analisi delle immagini relative agli anni pre e post incendio (fig. 9.7 e 9.8) mostrano come il territorio si sia trasformato in seguito all'evento.

In particolare si mostrano le immagini del 2006 e del 2007 (immediatamente dopo l'incendio) e del 2010 relative ad una località nei pressi di Vieste (fig. 9.7).



Fig. 9.7 Immagini relative agli anni 2006 e 2010 dell'area di Vieste

Dalle immagini è evidente come l'incendio abbia profondamente danneggiato il territorio ed in particolare nell'immagine del 2010 si vede come, nonostante siano trascorsi tre anni, il territorio risulta ancora profondamente segnato dall'incendio, e se in alcune zone si è riformato un leggero manto erboso, comunque si è persa quella che era la vegetazione originaria presente prima dell'evento ed il suolo ha perso alcune delle proprietà che lo caratterizzava.

Nel particolare di un settore all'area (fig. 9.8), osservando l'immagine del 2010 (fig. 9.8 c) soprattutto per i versanti esposti a sud ci sono delle zone in cui affiora il substrato calcareo diversamente da quanto si può osservare nell'immagine del 2006 (fig. 9.8 a), in cui la vegetazione ricopre abbastanza uniformemente i rilievi.



Fig. 9.8 Particolare di un settore dell'area di Vieste relativo agli anni 2006 (a), 2007 (b) e 2010 (c).

Questo dimostra come aree costituite da un substrato geologico di tipo carbonatico, con suoli sottili o con spessori non molto elevati, se colpite da un evento calamitoso possono subire un danno molto forte e spesso irreversibile. Dalle mappe di scenario della Campania, infatti, aree con tali proprietà sono classificate con un livello di degrado elevato sia a medio-lungo termine che a lunghissimo termine.

- *Esempio Vesuvio (Campania)*

Un esempio di area colpita da incendio in Campania è quella relativa al settore occidentale del Vesuvio, nel comune di Ercolano. In questo caso consideriamo un territorio diverso dal punto di vista geologico, in cui il substrato è di origine vulcanica, costituito prevalentemente da alternanza di lave e prodotti piroclastici.

In particolare saranno mostrate immagini relative al 2007 in cui si è verificato l'incendio, del 2008, quindi un anno dopo l'evento e del 2010, a tre anni dall'evento (fig. 9.9).

In questo caso, anche se il substrato ha un grado di pedogenizzazione medio, gli spessori di suolo sono molto elevati ed inoltre presentano delle caratteristiche tali da permettere un ripristino relativamente più veloce della vegetazione.

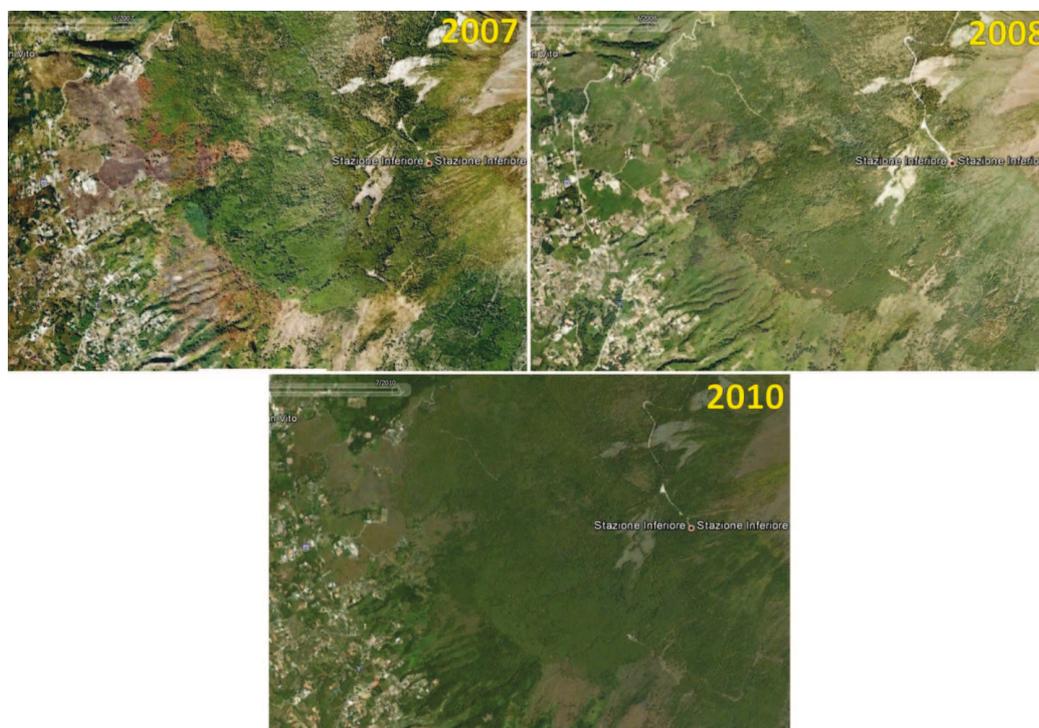


Fig. 9.9 Immagini relative agli anni 2007, 2008 e 2010 dell'area del Vesuvio

Dalle immagini si può osservare come già immediatamente dopo l'incendio si è avuto un ripristino della vegetazione, che si è poi intensificata negli anni successivi, soprattutto nella porzione a sud. Queste aree sono caratterizzate da un livello di degrado medio-alto, che se sottoposte ad una perturbazione, subiscono un danno relativamente più basso ad una in cui è presente un substrato carbonatico e nel tempo riescono a ripristinarsi grazie alla maggiore resilienza che contraddistingue tali sistemi.

- *Esempio invaso S. Giovanni – Ceraso (Campania)*

In questo esempio saranno mostrate le immagini relative ad un invaso di circa 29.500 m² sotteso dalla diga S. Giovanni realizzato lungo la valle del torrente Cerrito nel comune di Ceraso (SA) ed alimentato da un bacino di circa 1.6 km² (fig. 9.10).

Questo invaso è soggetto spesso ad interrimento e, in particolare, nel 1980 e nel 1990, sono stati attuati degli interventi di rimozione dei sedimenti. Da uno studio effettuato sull'invaso è stato stimato un apporto solido di circa $650 \text{ t/Km}^2/\text{anno}$ che, quindi, evidenzia una produzione di sedimenti alquanto elevato provenienti dal bacino a monte, conseguenza dei continui processi di erosione che interessano i versanti.

Dalla sequenza delle immagini relativi agli anni 1955, 1990, 1998 e 2008 si evidenzia un sostanziale cambiamento dell'uso del suolo, con un aumento in generale dei boschi, a scapito dei terreni coltivati, ma nonostante i continui processi erosivi a cui è sottoposto il bacino, è possibile mostrare come non ci siano significative alterazioni del paesaggio o denudamento profondo dei versanti. Questo può essere spiegato dalla presenza di un substrato di natura prevalentemente argillosa, per cui il suolo seppur sottoposto a continua erosione, riesce facilmente a rigenerarsi.

Infatti nelle mappe di scenario, tale area ricade in una classe di degrado all'erosione bassa, soprattutto se si fa riferimento all'orizzonte temporale di lunghissimo termine.

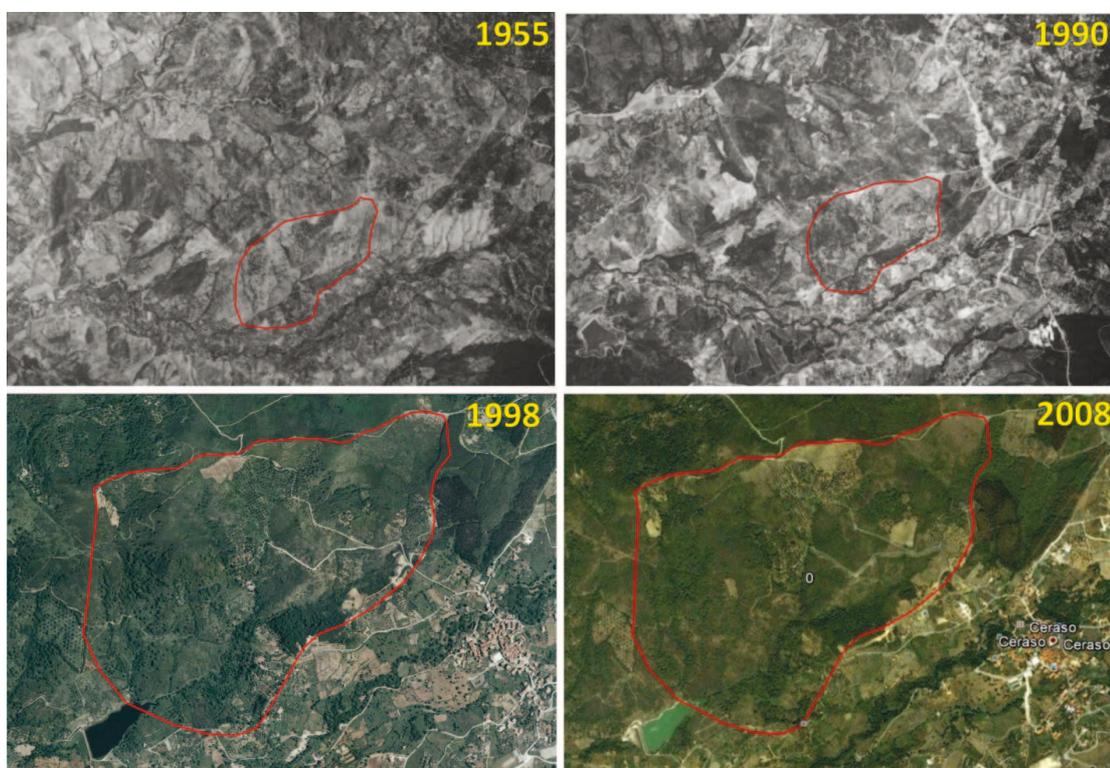


Fig. 9.10 Immagini relative agli anni 1998 e 2008 del bacino che alimenta l'invaso S. Giovanni a Ceraso

BIBLIOGRAFIA.

- Amatruda G., Bonnard CH., Castelli M., Forlati F., Giacomelli L., Morelli M., Paro L., Piana F., Pirulli M., Polino R., Prat P., Ramasco M., Scavia C., Bellardone G., Campus S., Durville J. L., Poisel R., Preh A., Roth W., Tentschert E. H. (2004).** A key approach: the IMIRILAND project method. In: Identification and Mitigation of Large Landslides in Europe: Advances in Risk assessment. Bonnard CH.; Forlati F.; Scavia C.; Eds., Balkema. pp.13-44.
- Kosmas C., Kirkby M., Geeson N. (1999).** Manual on key indicators of desertification and mapping environmentally sensitive areas to desertification. In: the MEDALUS project - Mediterranean desertification and land use. European Commission, Brussels.
- UNISDR (2009).** On Disaster Risk Reduction. Published by the United Nations International Strategy for Disaster Reduction (UNISDR) Geneva, Switzerland, May 2009.
- Varnes D.J. (1984).** Landslide hazard zonation: a review of principles and practice. Natural Hazards, vol.3, Paris, France. UNESCO. pp.63.

Conclusioni

I territori del bacino del mediterraneo, così come molti paesi occidentali, sono esposti a fenomeni di degrado, derivanti principalmente dalle evoluzioni socio-economiche che dal dopoguerra hanno anche indotto rapidi cambiamenti di uso del suolo, essenzialmente in conseguenza dell'abbandono delle attività primarie in aree agro-forestali a favore delle attività manifatturiere e del terziario concentrate in aree di maggiore o intensa urbanizzazione.

In particolare, gli ambienti mediterranei sono altresì soggetti a continue alternanze di stagioni climatiche umide e secche e dunque particolarmente vulnerabili a fenomeni di degrado, soprattutto per processi di erosione idrica del suolo.

Le cause principali di intensi processi erosivi sono spesso da ascrivere a particolari condizioni morfologiche del territorio, ad eventi meteorici estremi e a pratiche di gestione del territorio non sempre corrette.

Per la stima dell'erosione idrica dei suoli, nel tempo sono stati sviluppati modelli di diversa complessità (empirici, concettuali oppure fisicamente basati) che tuttavia valutano la perdita di suolo senza in genere tenere conto dell'effettivo danno subito dal sistema in funzione sia dell'intensità del fenomeno sia delle caratteristiche del sistema medesimo.

L'obiettivo principale della tesi è stato quindi quello di definire scenari di degrado del suolo per erosione idrica alla scala dell'intera Regione Campania, adoperando un approccio innovativo che si fonda essenzialmente sull'analisi degli eventi calamitosi considerando il danno subito dal sistema esposto in un assegnato orizzonte temporale e tenendo conto dei caratteri sia di pericolosità del fenomeno sia di vulnerabilità del sistema.

Valutazioni quantitative su alcuni dei fattori di pericolosità (l'aggressività della pioggia e fattore topografico) e vulnerabilità (l'erodibilità del suolo) sono state ottenute con riferimento ai parametri del modello empirico USLE/RUSLE. Inoltre, dalla considerazione che a parità di erodibilità e di copertura vegetale, un suolo può risultare più o meno vulnerabile all'erosione in funzione della sua profondità e capacità di raggiungere una condizione stabile in tempi più o meno brevi (concetto di resilienza), ai classici fattori USLE ne sono stati aggiunti altri due connessi alla vulnerabilità: lo spessore del suolo e la tipologia del substrato.

Un aspetto interessante e alquanto nuovo del seguente lavoro è la valutazione del degrado per erosione idrica considerando il carattere stagionale di due dei principali fattori, ossia l'erosività delle piogge e la dinamica della vegetazione, elementi essenziali da tener presente quando si fa riferimento agli ambienti Mediterranei.

Per la previsione a scala stagionale dell'indice di aggressività della pioggia, infatti, è stato sviluppato un modello che è funzione delle piogge massime giornaliere e di quelle cumulate mensili ma anche di una funzione periodica che esprime la diversa occorrenza delle piogge intense e di breve durata nel corso dell'anno. Questo ha permesso di mettere in evidenza la variabilità stagionale che caratterizza l'erosività delle piogge, la quale, a sua volta è legata all'occorrenza degli eventi intensi e di breve durata (generalmente inferiori all'ora) e per questo non può essere rappresentata dalle sole piogge giornaliere.

La considerazione del grado di pedogenizzazione del substrato geologico ha consentito di proporre scenari di degrado esaminando anche un orizzonte temporale a lunghissimo termine. È importante sottolineare però che quando si effettuano stime sul lunghissimo termine è necessario valutare non solo i processi di erosione ma anche quelli di deposizione. Pertanto, una proposta per sviluppi futuri del lavoro è quella di

utilizzare il metodo messo a punto in questa Tesi utilizzando anche un fattore topografico in grado di descrivere la distribuzione spaziale dell'erosione e della deposizione in base alle variazioni morfologiche del territorio.

Ulteriori sviluppi futuri del lavoro riguardano una valutazione del degrado ambientale mediante l'utilizzo di un approccio che stimi i vari indici tenendo in considerazione la loro variabilità alla scala di interesse e le loro incertezze, magari applicando delle procedure probabilistiche come quella utilizzata in questo studio per la stima del grado di vulnerabilità relativa dei suoli.

L'utilizzo di un approccio che identifichi il degrado all'erosione idrica su scala regionale, considerando il danno subito dal sistema a prescindere dal tasso di erosione, è importante perché più che dare delle stime assolute di quanto sedimento viene asportato in un arco temporale permette di capire quali aree sono relativamente più critiche rispetto ad altre nel momento in cui è soggetta ad una perturbazione. Quindi tale approccio, che tra l'altro è già ampiamente utilizzato nelle analisi del rischio da frana e di alluvione risulta di notevole interesse perché è in grado fornire elementi conoscitivi e strumenti metodologici fondamentali per la programmazione delle risorse naturali a scala regionale finalizzate alla realizzazione di infrastrutture, in modo da migliorare la loro fruibilità e la valenza socio-economica delle superfici forestali; degli interventi preventivi per la mitigazione dei danni derivanti da incendi boschivi; degli interventi preventivi che consentono di mitigare la vulnerabilità del territorio dai processi di erosione idrica del suolo.

Ringraziamenti

A questo punto è doveroso ringraziare tutti quelli che direttamente o indirettamente hanno dato il proprio contributo per la realizzazione del progetto di ricerca e che mi hanno sostenuto durante questi tre anni.

Ogni esperienza diventa più bella quando la si condivide con gli altri.

Primo tra tutti vorrei ringraziare il mio tutor, il prof. Nunzio Romano per l'opportunità che mi ha dato e per gli insegnamenti, i consigli e le critiche certamente costruttive che hanno migliorato non solo il lavoro di Tesi, ma anche l'approccio alla ricerca.

Un grazie infinito ai due co-tutor, l'ing. Giovanni Battista Chirico che mi ha guidata in questi tre anni con devozione e con enorme pazienza, senza mai negare la sua disponibilità ed al prof. Antonio Santo, che costantemente, da diversi anni, mi segue e da cui ho imparato tanto.

Un ringraziamento particolare anche a Nazzareno Diodato ed al dott. Antonello Migliozi, che hanno contribuito attivamente alla realizzazione di una parte del lavoro e ad Antonio Di Gennaro, per la cortese concessione dei dati dei "Sistemi di Terre della Campania" e per gli utili consigli. Grazie per tutto il tempo che mi avete gentilmente dedicato.

Come non ricordare tutti quelli che ho conosciuto in questi tre anni: Paola che mi ha aiutata durante il faticoso periodo di correzione e che è stata sempre disponibile all'ascolto, anche nei momenti di difficoltà; Francesca importante presenza durante il primo anno di dottorato, ma con cui ancora oggi trascorro momenti di piacevoli conversazioni; Benedetto (con la sua dolce metà Angela) e Mario per aver condiviso pezzi di vita dentro e fuori il laboratorio di idrologia del suolo.

Un grazie particolare a Pino, ex correlatore della tesi di laurea, oggi collega ed amico carissimo, che sa dare sempre il consiglio giusto nel momento giusto. Non dimenticherò che questa esperienza è anche merito tuo.

Infine voglio ringraziare tutte le persone che da anni mi sostengono e con cui condivido ogni momento della mia vita: la mia famiglia, unica ed insostituibile ed i miei amici, che sono sempre presenti, anche se a volte la vita ci costringe ad allontanarci.

Melania

Allegato 1

Pioggia massima media caduta nell'intervallo di 1 ora (mm)														
Codice	Stazione	Cal/Val	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
s.c.	Lagonegro (2001-2003)	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
s.c.	Pontecagnano (RAN)	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
s.c.	Montevergine	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
s.c.	Benevento - MetEROBS	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
12243	Grazzanis	C	9.7	9.2	10.8	10.4	13.2	8.3	5.5	10.7	20.5	16.4	12.6	10.0
12247	Persano S	C	8.1	7.8	6.4	7.9	7.8	8.4	3.6	5.6	21.5	13.2	10.7	8.1
12251	Benevento	C	3.8	4.5	4.8	5.2	6.0	5.7	7.7	6.1	8.4	7.2	8.2	5.4
12255	Montella	C	10.7	12.1	9.9	11.4	11.8	12.5	16.0	12.8	23.3	20.6	15.5	13.7
12259	Apice Ufita	C	5.6	5.3	5.5	6.6	8.1	16.1	13.6	10.9	7.1	12.7	10.4	6.0
12263	Paduli	C	5.3	5.0	8.4	8.4	9.6	11.3	10.3	9.7	9.9	9.6	8.8	6.1
12267	Auletta	C	6.8	8.8	6.3	8.2	8.6	9.2	12.7	10.7	15.5	12.4	10.1	9.4
12270	Boville E	C	9.8	9.2	9.4	9.7	11.9	14.8	12.5	15.4	28.0	17.4	12.9	9.5
12273	Castelluccio	C	6.1	6.3	5.7	7.6	11.0	13.6	14.3	10.3	15.1	14.4	10.1	8.6
12276	Montemarano	C	6.4	7.2	8.7	8.0	11.5	13.0	17.4	17.1	19.7	12.5	11.7	9.7
12286	Senerchia	C	9.9	10.8	10.3	10.0	12.9	11.1	20.3	13.6	23.2	13.6	16.8	13.8
12290	S. Pietro	C	10.0	12.1	12.6	11.6	11.0	15.7	8.9	15.9	23.4	19.4	17.5	13.3
12294	S. Mauro	C	10.2	8.8	10.0	10.6	9.6	14.3	8.7	12.9	21.3	19.2	14.1	12.2
12298	Ponte Cammarelle	C	11.3	11.0	12.6	12.3	14.0	9.5	12.7	9.8	28.4	23.0	17.4	14.9
12309	Bellosgua	C	6.2	7.1	7.1	8.0	11.0	9.3	5.3	7.6	17.7	12.4	9.5	9.5
15276	Sarno	C	10.5	6.8	8.6	11.1	11.1	13.3	11.1	12.8	18.5	14.7	10.2	11.4
15279	Cetronico	C	10.4	7.5	10.6	12.8	10.7	14.6	10.7	11.0	21.8	17.7	12.6	11.5
15280	Piani di Prato	C	13.1	7.8	9.8	14.0	14.8	13.2	13.6	16.8	19.4	15.7	13.6	13.6
15282	Quindici	C	13.9	9.2	11.2	14.1	14.6	16.3	16.2	11.2	19.5	15.2	13.1	13.8
15285	Torriello	C	13.7	9.1	10.4	13.9	15.3	18.1	14.0	18.6	20.2	14.5	12.9	13.7
17255	Contursi Meteo	C	8.9	5.5	7.1	7.8	12.5	11.1	4.5	8.9	22.3	19.3	18.8	10.8
17259	Alvignano	C	6.5	5.0	7.8	7.9	11.5	16.4	14.5	8.0	12.7	8.2	11.8	8.5
17262	Boiara	C	3.3	3.1	5.9	7.4	8.8	7.5	9.8	12.2	13.3	9.3	8.9	6.5
17266	Pompei	C	7.5	4.3	7.4	6.8	8.4	6.7	7.3	9.2	15.6	13.9	14.0	8.4
17272	S. Angelo d'Alife	C	4.8	4.9	5.4	8.4	8.9	9.7	6.0	14.5	22.3	14.3	11.0	6.2
17399	Melizzano	C	6.2	8.6	11.3	9.3	10.1	21.2	6.3	8.4	10.7	11.3	12.4	9.9
17411	Battipaglia	C	6.9	5.5	8.3	9.2	10.3	10.2	12.3	6.1	22.5	14.0	16.4	10.4
18385	Alife	C	6.8	5.9	5.9	8.2	12.1	8.3	2.2	9.5	16.8	16.2	15.5	6.5
18393	Sorgenti Grassano	C	6.3	4.5	7.1	6.1	9.8	13.1	11.2	14.4	16.2	10.4	12.7	7.9
18398	Bagnoli Irpino	C	7.4	5.8	7.2	9.8	11.1	8.7	8.9	9.8	17.5	12.1	15.1	9.7
18408	Caposele	C	6.0	5.1	6.9	8.3	12.5	11.3	11.7	11.3	19.2	12.1	10.7	9.4
18770	S. Felice a Cancelli	C	7.2	7.1	11.9	9.2	9.6	12.7	9.3	14.4	19.5	13.7	9.0	11.1
18887	Pietramelara	C	11.6	9.3	9.9	11.7	11.3	12.4	14.8	11.3	16.9	27.4	14.5	11.0
18889	Liberi	C	13.3	12.2	13.0	11.4	11.7	14.9	11.3	11.9	22.7	17.4	20.6	14.3
18891	Napoli Camaldoli	C	10.0	7.2	8.4	12.7	11.9	16.0	8.6	10.7	35.7	14.6	12.3	10.4
18893	Rotondi	C	13.4	9.9	11.8	11.8	11.5	17.3	20.6	15.6	26.4	16.3	23.4	15.6
18895	Arienzo	C	6.0	7.6	19.0	8.9	12.7	14.0	10.5	11.9	22.4	11.2	12.8	11.8
18897	Cervinara	C	13.6	9.8	10.4	10.2	12.1	13.9	20.5	15.4	21.2	14.9	24.1	13.8
18899	S. Agata	C	11.1	8.4	12.7	8.2	12.7	16.3	13.4	11.9	21.8	19.8	13.6	14.2
18901	Ottaviano	C	10.4	8.0	11.9	12.0	12.0	11.0	13.1	15.6	23.0	16.8	16.2	11.7
18903	Visciano	C	7.6	6.9	8.5	11.3	14.2	16.5	24.4	12.8	21.3	14.8	12.8	9.6
18905	S. Martino valle Caudina	C	14.8	12.0	12.7	12.1	16.1	16.2	15.1	14.6	19.2	13.6	20.0	16.6
18917	Cava dei Tirreni	C	13.3	13.2	16.0	11.8	9.0	13.5	11.2	11.8	30.1	21.2	19.7	16.3
18919	Capri	C	9.4	8.6	10.6	6.8	11.9	7.4	11.6	8.7	23.1	17.0	17.3	9.9
18921	Massa Lub	C	11.3	12.3	10.1	8.3	15.8	8.8	7.4	11.2	22.6	17.7	20.3	11.8
18923	Corbara S.Egidio	C	11.9	11.0	15.2	9.9	14.2	19.0	10.7	12.3	26.3	17.3	17.0	14.1
18925	Pellezzano	C	12.5	10.0	12.9	8.7	11.3	12.1	10.5	11.7	42.1	21.2	18.5	12.2

Pioggia massima media caduta nell'intervallo di 1 ora (mm)														
Codice	Stazione	Cal/Val	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
18927	Lettere	C	14.3	12.1	11.6	8.7	14.4	9.9	9.6	13.6	31.3	26.9	18.4	13.7
18929	Torre del Greco	C	9.3	8.3	8.2	11.6	10.1	9.2	8.3	16.2	20.7	22.1	16.1	12.1
18931	Monteforte irpino	C	16.9	11.2	12.6	11.4	19.4	12.2	18.4	12.4	25.9	14.3	15.4	12.5
18933	Solofra	C	14.0	14.1	14.9	10.8	15.1	14.5	12.3	15.5	33.9	19.0	19.8	15.1
18935	Pimonte	C	15.6	13.9	14.1	12.6	16.5	17.3	7.4	14.9	31.7	24.3	20.5	12.4
18937	Mercogliano	C	15.7	13.3	11.2	13.9	19.7	9.9	16.2	10.2	32.1	17.5	14.0	13.8
38528	Rofrano	C	6.9	8.1	7.0	8.0	9.3	16.4	13.4	6.5	15.0	12.9	14.6	11.8
38533	Gioi Cilento	C	8.1	6.7	7.2	8.0	14.0	10.4	9.1	14.3	21.9	17.4	12.6	11.1
38542	Montesano Terme	C	5.8	6.3	7.8	7.6	11.9	9.6	11.5	12.4	15.5	11.6	11.5	8.8
38545	San Mauro la bruca	C	6.0	3.3	4.3	4.2	4.1	5.8	10.3	5.9	11.1	10.1	9.9	9.3
38548	Torraca	C	7.6	7.9	9.0	7.5	17.9	14.6	13.7	16.0	17.6	12.8	12.4	16.4
18939	Forino	V	14.1	9.4	13.7	15.7	17.8	13.6	19.2	11.9	27.9	15.6	16.8	15.7
18945	Caserta Vecchia	V	10.6	6.8	10.5	9.0	13.6	13.4	12.8	11.2	18.1	11.5	13.3	8.7
18947	Caiazzo	V	9.5	9.1	10.5	10.2	12.3	10.6	8.6	10.6	13.4	8.4	14.4	8.9
18949	Napoli Capodimonte	V	10.0	9.4	10.8	14.6	13.1	11.5	7.8	10.1	48.0	17.4	16.9	10.7
18953	Pozzuoli	V	11.5	6.6	12.7	10.2	8.6	8.6	6.5	7.5	36.1	14.2	18.5	9.6
18955	Ischia-Monte Epomeo	V	9.0	8.0	10.7	9.9	8.1	9.3	6.7	12.4	31.3	21.3	16.0	11.9
18957	Salerno Genio Civile	V	12.7	7.9	10.8	12.6	13.6	13.0	7.4	12.6	24.9	22.0	16.1	14.3
18964	Giffoni V	V	8.5	11.8	10.9	11.1	15.6	16.6	9.9	15.4	32.7	24.2	15.2	11.2
20881	Castel Volturno	V	7.5	6.4	8.7	11.1	8.0	3.6	5.1	11.4	20.3	19.5	14.8	9.4
20885	S. Ambrogio	V	8.5	8.8	10.0	10.8	13.1	10.3	16.8	13.8	24.4	19.1	13.1	7.0
20889	Avellino - Genio Civile	V	10.0	7.9	7.9	10.4	10.5	14.7	12.3	13.6	19.7	17.2	12.5	11.4
20893	Cusano Mutri	V	8.3	10.6	13.0	8.3	13.2	12.2	18.4	12.8	19.3	23.2	14.5	10.8
20897	Colle Sannita	V	7.4	5.5	6.8	7.4	9.8	11.5	13.2	10.8	13.9	10.2	8.3	6.5
20901	Luogosano	V	5.9	4.7	7.4	7.6	7.0	17.8	20.7	7.9	13.6	13.2	7.6	5.4
20905	Pietrastornina	V	12.7	13.5	11.5	10.0	10.9	15.6	11.0	8.9	19.9	17.4	13.9	14.8
20909	Avella	V	9.3	8.0	6.7	12.5	11.0	13.5	16.9	10.9	17.6	15.0	11.0	10.5
20912	Ponte Valentino	V	5.3	4.2	6.9	5.5	6.7	10.5	7.2	9.3	9.2	8.4	7.4	6.4
20922	S. Angelo Theodice	V	7.6	11.9	10.3	11.7	11.7	9.0	13.9	8.5	17.3	14.8	14.7	7.2
21364	Ponte 25 archi	V	8.9	7.1	8.1	9.6	10.3	15.8	12.0	16.1	24.0	18.6	12.3	10.0
21436	Forlì del Sannio	V	9.5	8.3	7.7	6.3	6.5	7.7	3.9	12.9	16.3	14.9	13.9	7.1
21440	Fornelli	V	9.9	7.9	9.6	8.0	9.7	12.3	9.9	7.5	14.2	18.5	15.8	8.0
21448	Isernia	V	6.8	9.2	7.8	5.9	7.8	14.5	9.9	11.6	16.3	14.8	10.9	8.1
21452	Quattroventi	V	9.4	6.3	10.7	9.1	11.4	11.9	9.8	10.0	23.9	13.8	11.2	7.7
21519	Sora	V	7.3	7.9	7.9	10.8	19.0	14.6	13.1	9.9	15.0	13.3	9.5	8.9
21520	S. Castrese	V	9.1	8.5	7.8	9.2	8.3	8.5	6.4	10.6	15.2	20.8	15.5	9.4
21521	Cologna	V	10.3	8.3	9.9	7.8	9.7	12.6	9.7	12.3	39.9	29.8	13.3	11.0
21735	Tramonti	V	12.0	10.4	15.1	10.8	10.1	10.3	18.5	13.9	37.1	26.1	18.1	17.4
21739	Sorrento	V	9.5	11.1	9.5	10.2	7.7	9.4	7.1	11.0	26.1	21.8	18.5	10.8
21742	Altavilla irpina	V	8.7	10.6	8.3	6.3	11.9	12.4	7.2	12.4	19.4	13.1	11.2	10.8
21746	Serino	V	12.9	9.4	9.3	9.3	12.1	17.0	11.2	17.6	19.9	25.5	11.6	10.2
21750	Maiori	V	13.3	11.6	10.8	10.4	9.1	9.0	9.7	14.1	27.6	23.1	20.1	14.7
21753	Amalfi	V	9.2	9.7	11.5	13.4	8.5	10.3	13.3	11.1	24.7	23.8	21.7	12.8
21756	Ravello	V	11.9	11.7	14.2	11.3	11.4	9.7	11.4	13.0	21.1	23.4	16.9	13.0
21760	Ercolano	V	9.0	8.0	11.0	11.8	11.3	11.0	7.6	13.4	17.6	19.7	13.7	9.6
21764	Cetara	V	9.8	7.7	12.9	10.5	12.3	10.9	5.7	15.3	25.0	21.9	16.5	14.7
21767	Agerola	V	14.3	11.4	14.5	11.1	13.7	15.5	7.6	13.5	30.9	27.3	25.7	21.1
21770	Ariano Irpino	V	5.0	5.3	6.7	8.8	9.3	17.5	11.9	21.7	15.0	10.2	8.0	5.9
21774	Baronissi	V	11.3	12.0	14.1	10.6	17.6	10.7	11.1	12.1	38.4	28.5	19.5	11.1
21778	Castiglione del Genovesi	V	13.7	8.8	13.5	11.4	13.4	24.3	8.4	9.5	29.0	28.7	15.1	14.6
21781	Pontelatone	V	10.4	9.2	10.5	10.9	13.1	12.4	11.6	15.1	16.9	27.2	15.5	8.9
21785	Castelfranco in Miscano	V	6.4	5.7	6.7	7.3	8.2	13.6	16.6	10.6	14.4	7.6	10.7	5.9

Pioggia massima media caduta nell'intervallo di 1 ora (mm)														
Codice	Stazione	Cal/Val	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
21789	Gragnano	V	16.1	13.5	14.7	10.8	11.7	12.3	11.2	14.4	28.6	24.4	20.7	17.8
21792	Roccamonfina	V	10.8	8.0	14.2	11.5	13.3	9.7	6.3	12.3	21.8	17.9	19.7	10.7
38445	Sarno ex	V	9.3	4.6	6.3	7.8	12.4	13.6	10.6	19.8	18.7	12.3	9.9	7.0
38485	Quindici	V	8.3	7.4	7.9	8.1	13.5	13.5	13.0	12.5	17.7	10.6	11.3	10.4

Intensità media massima di pioggia caduta in 30 minuti (mm/h)														
Codice	Stazione	Cal/Val	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
s.c.	Lagonegro (2001-2003)	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
s.c.	Pontecagnano (RAN)	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
s.c.	Montevergine	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
s.c.	Benevento - MetEROBS	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
12243	Grazzanis	C	14.5	12.1	13.9	15.3	19.5	13.7	7.9	18.2	31.5	24.6	20.1	14.7
12247	Persano S	C	12.2	11.3	9.2	11.3	13.2	13.1	6.4	9.4	34.3	19.9	18.0	11.1
12251	Benevento	C	5.1	6.1	6.2	8.1	8.9	8.8	13.1	9.7	12.7	11.4	11.2	7.6
12255	Montella	C	13.8	15.3	13.2	15.8	18.8	20.6	26.3	20.1	33.7	29.9	21.8	17.1
12259	Apice Ufita	C	7.6	7.3	6.3	10.2	13.6	25.0	19.8	16.7	11.8	21.4	13.3	7.9
12263	Paduli	C	6.9	6.6	11.6	12.9	14.6	18.1	17.5	15.7	15.3	14.3	13.1	8.1
12267	Auletta	C	8.9	10.9	8.1	10.6	12.8	14.6	21.7	17.5	22.3	19.7	14.1	13.0
12270	Boville E	C	12.4	10.9	11.7	14.1	17.5	24.8	18.1	25.6	43.1	26.6	18.9	12.8
12273	Castelluccio	C	7.8	7.6	7.5	9.9	15.5	21.0	22.5	15.8	21.6	19.0	12.6	10.2
12276	Montemarano	C	7.7	8.5	11.8	11.5	18.5	20.2	30.6	28.1	29.8	18.8	15.9	11.8
12286	Senerchia	C	12.4	12.7	12.5	13.5	19.3	18.1	30.3	21.0	37.5	21.6	23.1	17.4
12290	S. Pietro	C	13.5	15.9	18.2	17.0	18.2	24.4	14.5	24.9	35.3	29.3	26.1	17.6
12294	S. Mauro	C	14.7	11.3	14.4	14.6	15.1	21.1	14.8	20.3	34.6	29.6	21.1	16.1
12298	Ponte Cammarelle	C	14.4	13.9	16.7	18.7	22.6	14.8	18.9	17.6	45.7	33.8	26.3	21.0
12309	Bellosgua	C	8.4	9.5	9.3	11.7	15.7	14.9	8.6	13.3	27.3	17.9	13.9	13.1
15276	Sarno	C	14.9	9.7	11.7	15.8	16.9	22.5	19.4	23.3	29.9	23.1	15.7	15.0
15279	Cetronico	C	14.4	10.2	14.0	20.2	16.4	23.2	17.3	17.7	35.4	26.8	19.5	16.3
15280	Piani di Prato	C	20.0	10.7	14.2	19.8	22.8	20.8	22.7	26.9	32.4	24.5	21.3	18.3
15282	Quindici	C	19.4	13.4	14.6	21.3	23.2	26.3	27.2	20.6	34.1	25.3	19.0	17.3
15285	Torriello	C	19.7	13.0	14.0	19.3	25.4	25.7	23.5	31.5	33.2	23.1	19.4	19.1
17255	Contursi Meteo	C	12.2	7.6	9.2	10.9	20.7	17.7	7.2	14.8	33.2	29.0	28.7	16.1
17259	Alvignano	C	8.5	7.6	10.2	11.7	18.0	29.0	21.7	13.5	17.6	12.8	18.1	12.2
17262	Boiara	C	4.9	3.9	8.8	11.8	15.5	11.5	14.3	21.3	20.9	14.1	13.4	8.8
17266	Pompei	C	11.1	6.5	10.4	9.7	14.6	10.9	11.9	15.9	25.0	20.7	21.7	12.0
17272	S. Angelo d'Alife	C	7.3	7.2	7.7	12.9	13.5	16.4	9.5	24.8	29.6	21.6	15.6	9.6
17399	Melizzano	C	8.5	11.8	15.4	13.9	17.0	30.1	12.1	13.6	16.7	17.2	17.1	12.5
17411	Battipaglia	C	9.8	7.7	12.9	12.4	16.0	16.5	20.5	11.5	34.3	20.3	26.5	14.9
18385	Alife	C	10.8	8.4	8.0	12.4	18.6	14.6	3.9	15.9	23.8	21.6	21.6	9.6
18393	Sorgenti Grassano	C	8.4	6.9	9.8	9.2	14.7	21.2	18.7	22.5	25.3	16.2	18.6	10.8
18398	Bagnoli Irpino	C	9.5	7.7	8.8	14.3	17.4	12.2	14.0	15.7	23.4	16.3	21.1	12.4
18408	Caposele	C	7.8	6.4	9.0	11.5	19.7	19.4	19.6	19.4	29.5	18.6	16.8	11.8
18770	S. Felice a Cancelli	C	11.8	9.0	18.7	14.1	16.3	23.3	14.7	21.4	27.8	22.5	13.4	14.5
18887	Pietramelara	C	16.7	13.4	13.4	18.3	18.1	17.9	24.4	20.6	24.0	40.4	20.4	15.6
18889	Liberi	C	19.0	16.6	16.3	18.5	19.1	26.7	19.8	21.1	35.8	27.5	32.0	20.2
18891	Napoli Camaldoli	C	13.4	10.6	11.7	19.6	20.7	22.4	16.0	20.7	60.4	22.8	19.6	16.0
18893	Rotondi	C	18.2	12.6	14.8	16.5	16.9	25.3	34.8	21.3	40.4	27.2	33.8	21.6
18895	Arienzo	C	8.9	10.4	23.2	15.6	19.1	22.2	19.4	22.0	31.0	17.8	18.7	17.0
18897	Cervinara	C	17.6	12.9	14.0	14.8	20.3	20.7	33.8	24.2	34.6	21.1	35.8	18.1

Intensità media massima di pioggia caduta in 30 minuti (mm/h)														
Codice	Stazione	Cal/Val	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
18899	S. Agata	C	15.6	11.6	18.4	11.3	22.6	25.0	22.4	18.6	34.4	26.3	21.4	21.4
18901	Ottaviano	C	14.1	12.4	15.4	17.4	19.1	18.5	22.9	27.9	40.4	24.9	26.1	15.8
18903	Visciano	C	10.8	10.2	12.0	15.6	23.8	26.9	41.2	22.2	34.7	22.3	19.0	14.1
18905	S. Martino valle Caudina	C	18.7	14.7	16.3	15.6	25.1	21.5	21.5	23.1	30.9	20.9	28.7	24.7
18917	Cava dei Tirreni	C	16.6	18.2	22.6	16.7	13.4	22.6	19.1	20.1	43.7	28.2	27.6	22.1
18919	Capri	C	13.2	12.3	16.4	10.5	19.7	13.1	15.8	15.0	39.1	27.6	27.6	14.4
18921	Massa Lub	C	16.3	19.0	15.3	13.4	26.1	13.9	11.7	20.7	38.7	30.2	29.9	18.0
18923	Corbara S.Egidio	C	15.2	13.4	18.7	15.9	23.5	27.6	17.6	21.7	40.2	23.2	22.5	17.4
18925	Pellezzano	C	16.0	12.9	18.4	12.1	17.2	19.7	18.5	20.8	63.1	29.6	28.8	18.8
18927	Lettere	C	18.9	15.7	15.7	13.6	23.0	13.1	14.2	23.5	52.9	37.9	25.6	17.6
18929	Torre del Greco	C	12.4	11.2	11.8	19.6	17.0	16.9	14.7	27.7	33.7	33.5	25.3	19.5
18931	Monteforte irpino	C	22.1	14.2	16.9	15.9	30.8	18.7	25.0	21.5	39.8	22.4	21.0	17.2
18933	Solofra	C	17.6	18.1	18.6	14.4	24.9	21.6	21.9	26.9	52.1	28.8	31.6	22.2
18935	Pimonte	C	20.0	18.3	19.4	18.3	24.3	24.3	12.4	25.3	51.7	31.2	32.7	15.9
18937	Mercogliano	C	20.7	17.8	14.3	21.3	28.6	15.7	25.9	18.1	52.0	28.2	18.2	18.0
38528	Rofrano	C	9.3	10.9	8.5	11.5	14.2	23.8	20.1	10.1	25.1	20.6	19.8	16.2
38533	Gioi Cilento	C	9.9	9.3	10.4	12.2	21.7	16.6	15.0	24.9	32.3	24.7	20.7	16.7
38542	Montesano Terme	C	7.1	8.7	10.3	11.3	18.1	16.0	21.1	21.3	23.5	18.7	15.7	10.7
38545	San Mauro la bruca	C	6.7	4.5	4.7	6.2	6.5	10.2	17.5	9.9	14.3	15.9	15.5	12.7
38548	Torraca	C	10.6	12.1	12.6	11.2	31.1	22.7	20.1	28.0	29.3	20.9	18.1	21.7
18939	Forino	V	19.5	11.7	16.3	24.0	28.0	21.2	29.9	19.0	43.7	23.2	24.6	20.0
18945	Caserta Vecchia	V	15.3	9.3	14.8	14.8	22.2	21.2	21.7	19.5	31.5	17.4	20.1	12.0
18947	Caiazzo	V	12.8	12.6	14.1	15.8	18.6	18.8	12.8	16.7	19.0	13.3	20.8	12.6
18949	Napoli Capodimonte	V	12.9	12.2	14.5	24.4	20.9	17.6	14.4	18.9	76.3	25.6	28.2	15.6
18953	Pozzuoli	V	18.0	9.6	16.4	15.3	14.2	14.1	11.6	13.7	55.6	22.0	28.3	15.4
18955	Ischia-Monte Epomeo	V	13.3	11.5	16.3	15.3	12.3	16.6	10.4	22.7	55.2	31.6	25.1	18.5
18957	Salerno Genio Civile	V	18.1	11.4	15.7	19.3	22.2	22.0	12.3	21.5	40.6	34.5	26.5	21.2
18964	Giffoni V	V	11.4	14.0	14.5	14.7	24.3	25.6	13.3	24.0	46.1	33.2	22.7	16.4
20881	Castel Volturno	V	9.3	9.0	12.5	16.2	13.3	6.0	8.8	18.0	31.5	23.5	24.8	13.1
20885	S. Ambrogio	V	11.8	12.3	14.1	15.1	20.6	17.0	28.4	26.6	32.7	26.9	19.7	10.8
20889	Avellino - Genio Civile	V	14.5	9.9	10.5	15.8	17.9	23.7	19.9	23.0	32.1	23.7	18.6	15.4
20893	Cusano Mutri	V	9.8	13.3	15.9	12.2	21.4	19.0	28.2	21.8	32.1	33.1	23.0	16.1
20897	Colle Sannita	V	9.9	7.0	9.4	10.3	15.1	20.8	22.1	18.9	22.1	16.3	12.2	8.9
20901	Luogosano	V	7.3	5.4	10.9	11.9	12.3	26.9	29.6	13.1	20.7	17.7	9.9	7.4
20905	Pietrastornina	V	16.2	17.4	13.7	13.6	17.5	25.5	13.9	15.9	30.3	24.5	19.5	20.9
20909	Avella	V	13.8	11.8	10.0	18.1	19.5	20.5	25.7	18.0	29.6	23.8	17.0	15.3
20912	Ponte Valentino	V	7.3	5.0	10.8	7.5	8.7	15.2	12.6	14.6	16.1	11.8	11.1	8.9
20922	S. Angelo Theodice	V	11.0	14.9	13.9	18.0	18.4	14.1	23.1	13.9	25.1	20.6	21.1	10.9
21364	Ponte 25 archi	V	13.5	9.9	10.7	13.9	16.5	28.3	18.2	24.7	33.9	28.1	19.6	13.2
21436	Forli del Sannio	V	12.1	11.0	9.5	9.8	9.9	13.0	6.7	19.8	28.7	20.7	20.9	9.3
21440	Fornelli	V	12.8	10.0	11.6	11.8	14.6	21.4	18.7	12.9	24.4	25.6	24.0	11.5
21448	Isernia	V	8.8	12.1	10.7	9.8	11.4	22.9	16.9	19.6	27.1	20.3	14.8	10.5
21452	Quattroventi	V	15.5	9.1	15.5	13.0	18.6	20.3	17.0	18.7	33.3	20.3	16.4	11.3
21519	Sora	V	9.7	10.1	10.0	15.4	24.0	24.9	20.7	17.6	23.4	21.9	13.2	10.8
21520	S. Castrese	V	13.3	12.6	11.7	15.2	13.6	12.4	10.4	15.1	26.2	36.1	24.6	15.1
21521	Cologna	V	16.3	10.6	14.5	11.6	16.6	22.3	15.9	21.5	60.3	45.5	18.7	17.2
21735	Tramonti	V	17.1	13.9	21.9	14.5	16.7	17.5	27.7	21.9	50.1	41.3	29.0	23.8
21739	Sorrento	V	13.8	14.9	14.7	16.0	12.2	14.9	11.1	20.0	47.2	34.6	27.6	17.4
21742	Altavilla irpina	V	10.6	13.3	10.5	8.9	18.8	18.4	11.3	18.6	26.4	18.6	15.7	15.5
21746	Serino	V	17.8	12.2	14.4	13.8	17.5	26.6	18.2	30.4	30.1	30.9	16.3	13.5
21750	Maiori	V	17.4	17.2	14.9	15.3	14.9	14.5	16.2	21.9	44.3	32.6	30.1	22.6
21753	Amalfi	V	14.4	13.7	16.9	19.9	12.9	16.9	20.9	19.5	43.0	37.9	33.9	18.9

Intensità media massima di pioggia caduta in 30 minuti (mm/h)														
Codice	Stazione	Cal/Val	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
21756	Ravello	V	16.2	16.7	20.2	15.5	17.1	13.3	15.5	22.8	34.6	32.9	26.4	18.3
21760	Ercolano	V	14.0	11.8	17.5	19.8	17.4	19.9	12.7	22.7	29.3	30.7	20.3	16.2
21764	Cetara	V	12.0	10.7	18.7	15.4	19.2	17.5	8.3	29.0	43.5	32.0	23.4	22.2
21767	Agerola	V	19.3	16.1	18.1	15.7	18.9	23.2	11.5	24.3	47.7	41.8	39.5	30.7
21770	Ariano Irpino	V	6.7	6.4	10.2	13.1	15.6	27.4	19.9	32.6	26.3	14.5	11.5	7.8
21774	Baronissi	V	14.9	17.9	20.1	14.7	29.3	18.7	19.9	22.1	56.9	39.9	30.6	16.6
21778	Castiglione del Genovesi	V	20.7	13.1	17.4	16.5	21.2	38.3	14.4	17.3	47.1	44.7	23.4	19.7
21781	Pontelatone	V	15.3	13.7	16.2	16.0	22.1	18.4	21.8	22.7	26.7	42.9	23.3	13.3
21785	Castelfranco in Miscano	V	7.5	7.1	9.1	10.4	12.4	21.7	23.4	18.1	21.3	12.0	16.9	7.1
21789	Gragnano	V	19.9	17.3	20.0	15.9	17.7	16.9	17.1	25.1	48.0	36.5	28.6	22.6
21792	Roccamonfina	V	16.5	10.7	22.7	18.2	22.9	16.1	11.9	22.1	33.6	26.3	33.1	16.1
38445	Sarno ex	V	11.6	7.4	8.9	10.8	19.1	23.8	18.3	34.8	30.5	19.8	15.4	9.5
38485	Quindici	V	11.5	10.8	12.2	10.9	22.0	21.7	22.4	22.5	27.3	15.3	16.1	12.7

Intensità media massima di pioggia caduta in 30 minuti (mm/h)														
Codice	Stazione	Cal/Val	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
s.c.	Lagonegro (2001-2003)	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
s.c.	Pontecagnano (RAN)	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
s.c.	Montevergine	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
s.c.	Benevento - MetEROBS	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
12243	Grazzanis	C	14.5	12.1	13.9	15.3	19.5	13.7	7.9	18.2	31.5	24.6	20.1	14.7
12247	Persano S	C	12.2	11.3	9.2	11.3	13.2	13.1	6.4	9.4	34.3	19.9	18.0	11.1
12251	Benevento	C	5.1	6.1	6.2	8.1	8.9	8.8	13.1	9.7	12.7	11.4	11.2	7.6
12255	Montella	C	13.8	15.3	13.2	15.8	18.8	20.6	26.3	20.1	33.7	29.9	21.8	17.1
12259	Apice Ufita	C	7.6	7.3	6.3	10.2	13.6	25.0	19.8	16.7	11.8	21.4	13.3	7.9
12263	Paduli	C	6.9	6.6	11.6	12.9	14.6	18.1	17.5	15.7	15.3	14.3	13.1	8.1
12267	Auletta	C	8.9	10.9	8.1	10.6	12.8	14.6	21.7	17.5	22.3	19.7	14.1	13.0
12270	Boville E	C	12.4	10.9	11.7	14.1	17.5	24.8	18.1	25.6	43.1	26.6	18.9	12.8
12273	Castelluccio	C	7.8	7.6	7.5	9.9	15.5	21.0	22.5	15.8	21.6	19.0	12.6	10.2
12276	Montemarano	C	7.7	8.5	11.8	11.5	18.5	20.2	30.6	28.1	29.8	18.8	15.9	11.8
12286	Senerchia	C	12.4	12.7	12.5	13.5	19.3	18.1	30.3	21.0	37.5	21.6	23.1	17.4
12290	S. Pietro	C	13.5	15.9	18.2	17.0	18.2	24.4	14.5	24.9	35.3	29.3	26.1	17.6
12294	S. Mauro	C	14.7	11.3	14.4	14.6	15.1	21.1	14.8	20.3	34.6	29.6	21.1	16.1
12298	Ponte Cammarelle	C	14.4	13.9	16.7	18.7	22.6	14.8	18.9	17.6	45.7	33.8	26.3	21.0
12309	Bellosgua	C	8.4	9.5	9.3	11.7	15.7	14.9	8.6	13.3	27.3	17.9	13.9	13.1
15276	Sarno	C	14.9	9.7	11.7	15.8	16.9	22.5	19.4	23.3	29.9	23.1	15.7	15.0
15279	Cetronico	C	14.4	10.2	14.0	20.2	16.4	23.2	17.3	17.7	35.4	26.8	19.5	16.3
15280	Piani di Prato	C	20.0	10.7	14.2	19.8	22.8	20.8	22.7	26.9	32.4	24.5	21.3	18.3
15282	Quindici	C	19.4	13.4	14.6	21.3	23.2	26.3	27.2	20.6	34.1	25.3	19.0	17.3
15285	Torriello	C	19.7	13.0	14.0	19.3	25.4	25.7	23.5	31.5	33.2	23.1	19.4	19.1
17255	Contursi Meteo	C	12.2	7.6	9.2	10.9	20.7	17.7	7.2	14.8	33.2	29.0	28.7	16.1
17259	Alvignano	C	8.5	7.6	10.2	11.7	18.0	29.0	21.7	13.5	17.6	12.8	18.1	12.2
17262	Boiara	C	4.9	3.9	8.8	11.8	15.5	11.5	14.3	21.3	20.9	14.1	13.4	8.8
17266	Pompei	C	11.1	6.5	10.4	9.7	14.6	10.9	11.9	15.9	25.0	20.7	21.7	12.0
17272	S. Angelo d'Alife	C	7.3	7.2	7.7	12.9	13.5	16.4	9.5	24.8	29.6	21.6	15.6	9.6
17399	Melizzano	C	8.5	11.8	15.4	13.9	17.0	30.1	12.1	13.6	16.7	17.2	17.1	12.5
17411	Battipaglia	C	9.8	7.7	12.9	12.4	16.0	16.5	20.5	11.5	34.3	20.3	26.5	14.9
18385	Alife	C	10.8	8.4	8.0	12.4	18.6	14.6	3.9	15.9	23.8	21.6	21.6	9.6
18393	Sorgenti Grassano	C	8.4	6.9	9.8	9.2	14.7	21.2	18.7	22.5	25.3	16.2	18.6	10.8
18398	Bagnoli Irpino	C	9.5	7.7	8.8	14.3	17.4	12.2	14.0	15.7	23.4	16.3	21.1	12.4
18408	Caposele	C	7.8	6.4	9.0	11.5	19.7	19.4	19.6	19.4	29.5	18.6	16.8	11.8

Intensità media massima di pioggia caduta in 30 minuti (mm/h)														
Codice	Stazione	Cal/Val	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
18770	S. Felice a Cancelli	C	11.8	9.0	18.7	14.1	16.3	23.3	14.7	21.4	27.8	22.5	13.4	14.5
18887	Pietramelara	C	16.7	13.4	13.4	18.3	18.1	17.9	24.4	20.6	24.0	40.4	20.4	15.6
18889	Liberi	C	19.0	16.6	16.3	18.5	19.1	26.7	19.8	21.1	35.8	27.5	32.0	20.2
18891	Napoli Camaldoli	C	13.4	10.6	11.7	19.6	20.7	22.4	16.0	20.7	60.4	22.8	19.6	16.0
18893	Rotondi	C	18.2	12.6	14.8	16.5	16.9	25.3	34.8	21.3	40.4	27.2	33.8	21.6
18895	Arienzo	C	8.9	10.4	23.2	15.6	19.1	22.2	19.4	22.0	31.0	17.8	18.7	17.0
18897	Cervinara	C	17.6	12.9	14.0	14.8	20.3	20.7	33.8	24.2	34.6	21.1	35.8	18.1
18899	S. Agata	C	15.6	11.6	18.4	11.3	22.6	25.0	22.4	18.6	34.4	26.3	21.4	21.4
18901	Ottaviano	C	14.1	12.4	15.4	17.4	19.1	18.5	22.9	27.9	40.4	24.9	26.1	15.8
18903	Visciano	C	10.8	10.2	12.0	15.6	23.8	26.9	41.2	22.2	34.7	22.3	19.0	14.1
18905	S. Martino valle Caudina	C	18.7	14.7	16.3	15.6	25.1	21.5	21.5	23.1	30.9	20.9	28.7	24.7
18917	Cava dei Tirreni	C	16.6	18.2	22.6	16.7	13.4	22.6	19.1	20.1	43.7	28.2	27.6	22.1
18919	Capri	C	13.2	12.3	16.4	10.5	19.7	13.1	15.8	15.0	39.1	27.6	27.6	14.4
18921	Massa Lub	C	16.3	19.0	15.3	13.4	26.1	13.9	11.7	20.7	38.7	30.2	29.9	18.0
18923	Corbara S.Egidio	C	15.2	13.4	18.7	15.9	23.5	27.6	17.6	21.7	40.2	23.2	22.5	17.4
18925	Pellezzano	C	16.0	12.9	18.4	12.1	17.2	19.7	18.5	20.8	63.1	29.6	28.8	18.8
18927	Lettere	C	18.9	15.7	15.7	13.6	23.0	13.1	14.2	23.5	52.9	37.9	25.6	17.6
18929	Torre del Greco	C	12.4	11.2	11.8	19.6	17.0	16.9	14.7	27.7	33.7	33.5	25.3	19.5
18931	Monteforte irpino	C	22.1	14.2	16.9	15.9	30.8	18.7	25.0	21.5	39.8	22.4	21.0	17.2
18933	Solofra	C	17.6	18.1	18.6	14.4	24.9	21.6	21.9	26.9	52.1	28.8	31.6	22.2
18935	Pimonte	C	20.0	18.3	19.4	18.3	24.3	24.3	12.4	25.3	51.7	31.2	32.7	15.9
18937	Mercogliano	C	20.7	17.8	14.3	21.3	28.6	15.7	25.9	18.1	52.0	28.2	18.2	18.0
38528	Rofrano	C	9.3	10.9	8.5	11.5	14.2	23.8	20.1	10.1	25.1	20.6	19.8	16.2
38533	Gioi Cilento	C	9.9	9.3	10.4	12.2	21.7	16.6	15.0	24.9	32.3	24.7	20.7	16.7
38542	Montesano Terme	C	7.1	8.7	10.3	11.3	18.1	16.0	21.1	21.3	23.5	18.7	15.7	10.7
38545	San Mauro la bruca	C	6.7	4.5	4.7	6.2	6.5	10.2	17.5	9.9	14.3	15.9	15.5	12.7
38548	Torraca	C	10.6	12.1	12.6	11.2	31.1	22.7	20.1	28.0	29.3	20.9	18.1	21.7
18939	Forino	V	19.5	11.7	16.3	24.0	28.0	21.2	29.9	19.0	43.7	23.2	24.6	20.0
18945	Caserta Vecchia	V	15.3	9.3	14.8	14.8	22.2	21.2	21.7	19.5	31.5	17.4	20.1	12.0
18947	Caiazzo	V	12.8	12.6	14.1	15.8	18.6	18.8	12.8	16.7	19.0	13.3	20.8	12.6
18949	Napoli Capodimonte	V	12.9	12.2	14.5	24.4	20.9	17.6	14.4	18.9	76.3	25.6	28.2	15.6
18953	Pozzuoli	V	18.0	9.6	16.4	15.3	14.2	14.1	11.6	13.7	55.6	22.0	28.3	15.4
18955	Ischia-Monte Epomeo	V	13.3	11.5	16.3	15.3	12.3	16.6	10.4	22.7	55.2	31.6	25.1	18.5
18957	Salerno Genio Civile	V	18.1	11.4	15.7	19.3	22.2	22.0	12.3	21.5	40.6	34.5	26.5	21.2
18964	Giffoni V	V	11.4	14.0	14.5	14.7	24.3	25.6	13.3	24.0	46.1	33.2	22.7	16.4
20881	Castel Volturno	V	9.3	9.0	12.5	16.2	13.3	6.0	8.8	18.0	31.5	23.5	24.8	13.1
20885	S. Ambrogio	V	11.8	12.3	14.1	15.1	20.6	17.0	28.4	26.6	32.7	26.9	19.7	10.8
20889	Avellino - Genio Civile	V	14.5	9.9	10.5	15.8	17.9	23.7	19.9	23.0	32.1	23.7	18.6	15.4
20893	Cusano Mutri	V	9.8	13.3	15.9	12.2	21.4	19.0	28.2	21.8	32.1	33.1	23.0	16.1
20897	Colle Sannita	V	9.9	7.0	9.4	10.3	15.1	20.8	22.1	18.9	22.1	16.3	12.2	8.9
20901	Luogosano	V	7.3	5.4	10.9	11.9	12.3	26.9	29.6	13.1	20.7	17.7	9.9	7.4
20905	Pietrastornina	V	16.2	17.4	13.7	13.6	17.5	25.5	13.9	15.9	30.3	24.5	19.5	20.9
20909	Avella	V	13.8	11.8	10.0	18.1	19.5	20.5	25.7	18.0	29.6	23.8	17.0	15.3
20912	Ponte Valentino	V	7.3	5.0	10.8	7.5	8.7	15.2	12.6	14.6	16.1	11.8	11.1	8.9
20922	S. Angelo Theodice	V	11.0	14.9	13.9	18.0	18.4	14.1	23.1	13.9	25.1	20.6	21.1	10.9
21364	Ponte 25 archi	V	13.5	9.9	10.7	13.9	16.5	28.3	18.2	24.7	33.9	28.1	19.6	13.2
21436	Forlì del Sannio	V	12.1	11.0	9.5	9.8	9.9	13.0	6.7	19.8	28.7	20.7	20.9	9.3
21440	Fornelli	V	12.8	10.0	11.6	11.8	14.6	21.4	18.7	12.9	24.4	25.6	24.0	11.5
21448	Isernia	V	8.8	12.1	10.7	9.8	11.4	22.9	16.9	19.6	27.1	20.3	14.8	10.5
21452	Quattroventi	V	15.5	9.1	15.5	13.0	18.6	20.3	17.0	18.7	33.3	20.3	16.4	11.3
21519	Sora	V	9.7	10.1	10.0	15.4	24.0	24.9	20.7	17.6	23.4	21.9	13.2	10.8
21520	S. Castrese	V	13.3	12.6	11.7	15.2	13.6	12.4	10.4	15.1	26.2	36.1	24.6	15.1

Intensità media massima di pioggia caduta in 30 minuti (mm/h)														
Codice	Stazione	Cal/Val	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
21521	Cologna	V	16.3	10.6	14.5	11.6	16.6	22.3	15.9	21.5	60.3	45.5	18.7	17.2
21735	Tramonti	V	17.1	13.9	21.9	14.5	16.7	17.5	27.7	21.9	50.1	41.3	29.0	23.8
21739	Sorrento	V	13.8	14.9	14.7	16.0	12.2	14.9	11.1	20.0	47.2	34.6	27.6	17.4
21742	Altavilla irpina	V	10.6	13.3	10.5	8.9	18.8	18.4	11.3	18.6	26.4	18.6	15.7	15.5
21746	Serino	V	17.8	12.2	14.4	13.8	17.5	26.6	18.2	30.4	30.1	30.9	16.3	13.5
21750	Maiori	V	17.4	17.2	14.9	15.3	14.9	14.5	16.2	21.9	44.3	32.6	30.1	22.6
21753	Amalfi	V	14.4	13.7	16.9	19.9	12.9	16.9	20.9	19.5	43.0	37.9	33.9	18.9
21756	Ravello	V	16.2	16.7	20.2	15.5	17.1	13.3	15.5	22.8	34.6	32.9	26.4	18.3
21760	Ercolano	V	14.0	11.8	17.5	19.8	17.4	19.9	12.7	22.7	29.3	30.7	20.3	16.2
21764	Cetara	V	12.0	10.7	18.7	15.4	19.2	17.5	8.3	29.0	43.5	32.0	23.4	22.2
21767	Agerola	V	19.3	16.1	18.1	15.7	18.9	23.2	11.5	24.3	47.7	41.8	39.5	30.7
21770	Ariano Irpino	V	6.7	6.4	10.2	13.1	15.6	27.4	19.9	32.6	26.3	14.5	11.5	7.8
21774	Baronissi	V	14.9	17.9	20.1	14.7	29.3	18.7	19.9	22.1	56.9	39.9	30.6	16.6
21778	Castiglione del Genovesi	V	20.7	13.1	17.4	16.5	21.2	38.3	14.4	17.3	47.1	44.7	23.4	19.7
21781	Pontelatone	V	15.3	13.7	16.2	16.0	22.1	18.4	21.8	22.7	26.7	42.9	23.3	13.3
21785	Castelfranco in Miscano	V	7.5	7.1	9.1	10.4	12.4	21.7	23.4	18.1	21.3	12.0	16.9	7.1
21789	Gragnano	V	19.9	17.3	20.0	15.9	17.7	16.9	17.1	25.1	48.0	36.5	28.6	22.6
21792	Roccamonfina	V	16.5	10.7	22.7	18.2	22.9	16.1	11.9	22.1	33.6	26.3	33.1	16.1
38445	Sarno ex	V	11.6	7.4	8.9	10.8	19.1	23.8	18.3	34.8	30.5	19.8	15.4	9.5
38485	Quindici	V	11.5	10.8	12.2	10.9	22.0	21.7	22.4	22.5	27.3	15.3	16.1	12.7

Pioggia massima media caduta in un giorno (mm)														
Codice	Stazione	Cal/Val	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
s.c.	Lagonegro (2001-2003)	C	36.0	-	30.0	39.0	16.0	10.0	31.0	-	31.0	-	68.0	60.0
s.c.	Pontecagnano (RAN)	C	27.0	22.0	30.0	-	23.0	18.0	21.0	14.0	43.0	28.0	29.0	32.0
s.c.	Montevergine	C	43.0	33.0	28.0	51.0	46.0	18.0	17.0	29.0	55.0	36.0	64.0	59.0
s.c.	Benevento - MetEROBS	C	31.0	-	-	26.0	30.0	20.0	16.0	24.0	25.0	25.0	40.0	-
12243	Grazzanis	C	25.8	21.6	34.8	25.7	25.3	13.7	8.1	12.7	32.6	32.2	31.9	27.3
12247	Persano S	C	23.4	22.3	24.3	21.8	14.7	11.3	4.6	8.8	30.0	23.9	24.5	19.8
12251	Benevento	C	15.8	16.2	20.0	16.9	11.7	10.2	9.4	10.1	15.6	14.4	24.0	19.6
12255	Montella	C	45.9	42.7	36.1	40.7	34.8	21.1	23.1	20.2	48.1	45.3	59.4	75.7
12259	Apice Ufita	C	19.6	15.9	17.4	22.9	17.6	22.2	17.5	12.8	12.8	17.6	22.6	23.5
12263	Paduli	C	19.3	16.3	24.0	21.1	17.0	17.6	13.2	12.6	18.1	17.2	26.8	22.5
12267	Auletta	C	28.4	33.9	28.9	28.1	25.1	16.6	16.9	15.4	29.0	34.3	37.5	42.7
12270	Boville E	C	31.2	32.8	30.3	31.8	28.3	20.5	15.3	18.1	47.1	39.0	40.8	45.3
12273	Castelluccio	C	22.1	26.8	25.9	26.0	25.0	20.8	20.1	16.3	27.9	36.2	37.3	40.8
12276	Montemarano	C	27.7	28.3	25.4	26.9	24.7	22.0	21.9	19.9	36.0	28.9	34.8	39.2
12286	Senerchia	C	50.3	46.2	46.5	36.7	39.1	18.3	27.5	20.5	47.3	38.9	60.5	70.8
12290	S. Pietro	C	42.3	37.9	43.2	31.6	30.8	22.1	12.0	18.8	39.9	36.3	47.2	50.6
12294	S. Mauro	C	34.1	28.1	31.3	25.2	25.4	20.8	13.9	15.8	36.2	32.4	36.2	43.8
12298	Ponte Cammarelle	C	42.9	39.4	52.6	31.5	29.8	15.4	16.6	13.6	48.2	43.8	46.7	55.6
12309	Bellosgua	C	26.0	29.9	25.9	20.2	31.4	15.1	9.0	11.8	34.7	31.3	28.9	37.9
15276	Sarno	C	30.2	17.9	28.0	25.9	21.5	18.4	15.4	15.4	37.1	29.0	29.3	36.2
15279	Cetronico	C	36.1	23.7	35.3	28.0	24.7	21.1	14.8	12.9	39.3	35.1	34.4	49.0
15280	Piani di Prato	C	39.2	24.6	38.4	34.5	32.5	19.4	17.6	19.5	37.1	32.7	44.0	51.4
15282	Quindici	C	44.2	30.2	43.3	32.9	28.8	21.0	18.3	12.1	40.5	32.6	47.9	49.5
15285	Torriello	C	40.7	27.4	37.8	35.1	33.0	26.6	17.4	21.0	44.5	32.4	43.4	47.2
17255	Contursi Meteo	C	39.1	36.3	36.7	26.1	30.9	19.1	9.6	15.5	44.2	63.3	52.8	39.6
17259	Alvignano	C	32.0	20.6	35.6	24.9	28.3	24.3	18.0	14.2	30.4	21.4	37.8	30.5

Pioggia massima media caduta in un giorno (mm)														
Codice	Stazione	Cal/Val	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
17262	Boiara	C	19.8	17.8	23.4	16.2	17.1	15.1	14.5	15.2	27.5	23.6	27.7	32.0
17266	Pompei	C	24.3	18.7	26.2	20.0	15.9	13.1	10.9	15.3	35.6	34.3	37.1	27.8
17272	S. Angelo d'Alife	C	26.5	19.5	33.1	20.9	25.8	18.4	9.0	20.1	42.1	34.8	36.7	24.1
17399	Melizzano	C	26.7	21.5	47.6	20.7	22.1	26.5	8.8	16.1	20.2	24.1	37.9	28.8
17411	Battipaglia	C	29.9	24.3	33.8	24.3	22.8	16.7	14.9	7.7	43.2	37.6	40.5	32.4
18385	Alife	C	27.1	22.2	31.1	21.1	22.7	14.0	6.6	17.5	33.3	34.9	36.2	28.4
18393	Sorgenti Grassano	C	29.3	18.8	38.9	18.1	25.7	21.2	17.8	24.8	26.9	23.9	32.8	27.8
18398	Bagnoli Irpino	C	41.0	37.5	38.9	30.9	31.4	20.1	16.6	17.4	42.4	39.9	60.5	58.0
18408	Caposele	C	36.8	34.6	40.0	22.7	27.5	17.5	17.9	19.7	38.5	34.8	43.3	50.2
18770	S. Felice a Cancelli	C	23.3	20.9	38.4	20.8	19.0	17.3	16.5	25.9	29.3	22.7	28.1	31.1
18887	Pietramelara	C	36.3	30.9	42.4	25.9	26.0	17.9	16.4	16.7	32.9	44.3	42.7	37.7
18889	Liberi	C	42.5	32.6	47.8	30.5	31.0	20.4	14.5	17.5	39.0	31.6	53.6	47.1
18891	Napoli Camaldoli	C	27.6	19.6	25.7	25.9	18.8	21.0	10.3	12.9	53.6	27.1	29.8	24.1
18893	Rotondi	C	50.8	39.2	56.8	33.9	27.7	27.1	28.0	23.9	39.6	32.3	58.8	49.7
18895	Arienzo	C	18.8	22.2	49.7	23.2	21.0	18.4	12.7	14.7	35.0	18.8	32.3	30.2
18897	Cervinara	C	50.7	41.3	57.7	35.2	29.2	20.8	22.3	19.5	29.9	35.0	67.3	52.9
18899	S. Agata	C	40.2	27.8	49.1	20.9	24.8	24.3	14.7	20.8	40.5	32.5	36.9	37.5
18901	Ottaviano	C	37.5	23.5	46.5	24.9	24.9	17.1	15.3	21.0	38.3	33.0	46.4	33.4
18903	Visciano	C	25.5	21.4	29.1	24.0	24.0	24.6	27.3	17.0	34.6	29.2	38.2	28.4
18905	S. Martino valle Caudina	C	63.5	50.7	58.1	37.9	43.0	26.5	23.7	19.1	34.4	37.8	71.7	60.5
18917	Cava dei Tirreni	C	48.8	43.8	67.6	38.6	22.9	15.9	13.2	14.0	52.9	45.5	47.1	53.6
18919	Capri	C	25.2	22.3	25.9	17.8	15.5	12.3	14.0	16.9	30.5	25.6	40.2	28.8
18921	Massa Lub	C	30.6	31.5	27.9	21.1	24.9	12.4	9.4	13.8	34.5	34.5	40.6	33.7
18923	Corbara S.Egidio	C	45.3	39.5	56.5	27.8	34.1	29.0	13.2	15.8	41.4	36.2	44.0	62.2
18925	Pellezzano	C	37.3	30.3	57.5	27.0	21.7	16.5	14.6	12.3	62.6	45.1	42.2	38.4
18927	Lettere	C	41.9	34.2	58.7	23.4	28.4	15.4	12.6	18.8	44.4	46.6	48.4	51.6
18929	Torre del Greco	C	30.3	22.5	33.8	20.8	17.1	13.5	11.5	22.6	33.6	42.2	35.8	26.0
18931	Monteforte irpino	C	59.5	35.5	54.2	27.4	44.1	18.9	21.8	17.0	50.2	33.2	58.9	58.4
18933	Solofra	C	55.9	51.8	62.1	30.4	33.4	24.0	15.3	21.9	47.1	44.4	57.9	68.1
18935	Pimonte	C	57.8	46.7	76.1	37.2	35.1	26.6	8.0	17.8	43.3	49.2	48.5	54.1
18937	Mercogliano	C	61.5	40.5	50.8	29.9	50.2	16.4	20.1	15.4	55.1	41.1	61.5	67.6
38528	Rofrano	C	41.5	45.0	40.5	27.8	25.5	27.2	19.3	13.2	26.5	31.9	41.5	52.1
38533	Gioi Cilento	C	40.4	29.0	33.6	22.7	23.0	20.1	11.4	21.1	29.5	36.9	30.5	41.8
38542	Montesano Terme	C	28.3	34.3	30.0	19.0	24.1	17.5	14.9	17.0	31.8	25.9	31.6	35.1
38545	San Mauro la bruca	C	27.2	17.4	27.4	13.5	9.0	9.0	13.1	13.8	19.7	23.4	30.3	36.4
38548	Torraca	C	35.8	33.7	36.9	18.1	52.1	24.4	24.1	23.4	33.3	24.6	33.6	56.4
18939	Forino	V	56.7	36.4	65.8	30.4	41.2	20.0	23.1	16.2	48.5	35.5	53.5	66.8
18945	Caserta Vecchia	V	25.2	22.1	40.4	24.5	24.1	17.8	13.9	16.5	34.4	22.5	37.3	27.6
18947	Caiazzo	V	30.1	22.3	35.8	22.8	21.4	15.9	11.0	14.7	27.5	17.0	36.0	26.4
18949	Napoli Capodimonte	V	31.4	25.9	37.7	23.8	22.1	18.2	9.3	11.8	69.0	29.4	39.1	28.4
18953	Pozzuoli	V	31.4	18.9	38.3	22.8	15.0	10.3	7.6	9.9	57.9	25.8	35.7	23.6
18955	Ischia-Monte Epomeo	V	18.4	17.7	21.6	23.1	13.3	12.7	9.4	14.8	44.4	32.9	28.0	29.0
18957	Salerno Genio Civile	V	32.2	23.9	41.2	28.1	21.4	17.7	9.7	16.0	45.5	51.6	37.7	37.8
18964	Giffoni V	V	32.3	34.3	43.1	34.9	33.3	28.3	13.8	18.2	58.5	51.3	40.4	40.6
20881	Castel Volturno	V	23.7	21.0	29.6	22.4	15.7	6.5	6.1	14.3	36.6	40.5	35.4	22.6
20885	S. Ambrogio	V	29.8	23.6	36.3	25.5	23.9	13.0	17.7	17.5	59.5	58.0	39.4	28.5
20889	Avellino - Genio Civile	V	32.8	23.4	39.7	23.0	28.2	20.0	19.7	16.4	37.5	33.5	35.2	38.9
20893	Cusano Mutri	V	46.2	40.8	38.9	24.2	42.7	19.9	21.3	18.7	39.2	39.1	39.9	43.6
20897	Colle Sannita	V	32.9	17.7	31.0	18.7	20.4	17.1	18.3	17.3	27.1	23.2	23.9	23.5
20901	Luogosano	V	25.2	15.3	20.3	15.7	16.5	20.9	27.1	10.7	25.1	25.5	22.7	21.5
20905	Pietrastornina	V	61.7	50.3	60.6	23.1	28.6	20.1	15.9	12.2	33.5	47.5	50.3	53.8
20909	Avella	V	34.2	26.2	33.0	26.5	20.2	20.1	18.4	18.6	26.7	32.9	35.8	33.6

Pioggia massima media caduta in un giorno (mm)														
Codice	Stazione	Cal/Val	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
20912	Ponte Valentino	V	16.9	15.6	24.9	16.3	13.0	18.0	9.8	13.2	19.7	18.1	23.8	22.7
20922	S. Angelo Theodice	V	27.5	27.9	34.9	22.6	20.3	12.2	14.9	10.6	47.0	47.2	42.0	24.7
21364	Ponte 25 archi	V	35.0	21.0	33.6	21.7	22.1	18.5	13.2	22.9	60.3	46.0	37.1	29.8
21436	Forli del Sannio	V	44.3	27.7	30.2	17.2	15.5	13.7	5.7	21.4	31.0	39.6	37.1	32.6
21440	Fornelli	V	45.0	26.3	35.3	25.5	23.9	16.9	14.5	10.3	33.3	45.9	54.0	34.0
21448	Isernia	V	35.7	21.6	23.9	17.1	17.3	19.0	14.2	14.5	36.0	43.3	35.5	26.0
21452	Quattroventi	V	30.4	17.4	39.1	22.6	22.3	17.4	11.2	16.4	47.3	33.8	37.5	23.9
21519	Sora	V	31.6	33.0	33.1	29.7	36.6	20.8	20.2	11.2	30.4	34.9	35.6	33.9
21520	S. Castrese	V	29.2	22.2	30.1	24.9	19.8	13.0	7.4	13.9	26.1	42.5	33.2	21.9
21521	Cologna	V	27.4	22.1	43.8	19.2	19.8	17.4	14.3	14.4	70.0	62.1	36.5	28.4
21735	Tramonti	V	43.7	34.6	70.5	32.3	26.7	17.0	22.7	15.7	56.4	55.4	43.2	46.3
21739	Sorrento	V	26.6	28.9	32.1	22.6	15.4	12.9	8.7	12.5	40.5	40.8	40.4	31.8
21742	Altavilla irpina	V	34.6	31.2	34.0	19.1	29.1	18.1	10.1	15.5	35.2	32.8	36.0	40.2
21746	Serino	V	41.6	29.6	44.3	22.4	29.5	23.8	14.7	22.3	33.0	56.5	46.1	45.2
21750	Maiori	V	36.2	28.2	46.0	24.6	17.5	15.3	11.3	14.7	38.0	56.1	41.3	31.8
21753	Amalfi	V	26.9	24.1	42.0	26.9	20.1	14.6	15.1	13.6	36.5	46.5	42.9	36.6
21756	Ravello	V	39.6	37.7	63.4	32.7	22.9	14.9	14.7	15.2	34.0	52.9	40.0	36.0
21760	Ercolano	V	23.1	18.0	30.5	19.1	16.6	17.8	10.8	21.3	32.0	42.5	32.9	23.3
21764	Cetara	V	28.7	23.2	37.9	22.7	21.3	19.1	10.3	17.1	36.3	57.3	37.2	30.9
21767	Agerola	V	42.4	43.8	60.6	32.5	28.5	24.1	10.6	16.9	40.4	57.1	60.7	49.5
21770	Ariano Irpino	V	20.7	16.9	22.2	18.4	16.3	28.3	14.1	22.8	23.8	19.8	26.5	19.9
21774	Baronissi	V	38.8	35.2	73.9	29.3	28.1	17.2	14.5	14.1	62.1	52.9	48.1	34.8
21778	Castiglione del Genovesi	V	37.2	31.6	70.6	29.8	25.1	32.7	10.4	12.5	39.9	61.6	43.7	48.6
21781	Pontelatone	V	33.4	22.9	42.6	30.5	29.5	19.0	14.7	16.9	36.3	47.1	39.9	29.3
21785	Castelfranco in miscano	V	34.6	18.0	17.6	20.4	17.1	19.8	22.7	14.0	23.2	18.5	25.7	23.8
21789	Gragnano	V	51.5	41.2	86.5	29.5	28.5	19.8	14.0	18.0	39.3	59.7	55.5	52.5
21792	Roccamonfina	V	32.8	23.4	43.9	27.2	28.8	14.0	8.4	16.5	39.9	44.4	47.9	33.0
38445	Sarno ex	V	25.5	15.8	20.6	20.9	23.1	20.2	12.5	21.3	37.5	28.6	37.0	21.7
38485	Quindici	V	35.0	30.5	40.4	28.6	27.6	20.7	16.5	15.6	35.6	25.4	41.8	42.0

Pioggia massima media caduta in un giorno (mm)														
Codice	Stazione	Cal/Val	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
s.c.	Lagonegro (2001-2003)	C	122	-	51	101	52	10	84	-	94	-	175	168
s.c.	Pontecagnano (RAN)	C	97	64	78		61	30	34	38	106	93	121	120
s.c.	Montevergine	C	184	160	143	166	124	36	40	67	126	129	240	265
s.c.	Benevento - MetEROBS	C	94	-	-	94	66	41	28	48	63	74	128	-
12243	Grazzanis	C	87	69	88	70	53	23	13	27	75	76	116	105
12247	Persano S	C	75	64	59	54	32	18	6	20	72	65	100	97
12251	Benevento	C	47	47	55	55	34	23	14	17	41	45	80	78
12255	Montella	C	147	150	161	146	91	44	51	44	129	157	216	256
12259	Apice Ufita	C	56	48	55	74	59	39	36	30	44	51	87	79
12263	Paduli	C	57	52	75	70	49	42	25	27	56	53	88	87
12267	Auletta	C	97	97	83	93	57	32	34	42	87	89	142	142
12270	Boville E	C	101	97	101	122	82	49	32	38	119	112	165	162
12273	Castelluccio	C	74	78	70	83	56	39	105	37	78	87	136	124
12276	Montemarano	C	88	89	89	94	74	44	49	46	99	89	138	142
12286	Senerchia	C	159	153	154	135	99	37	62	49	147	131	232	248
12290	S. Pietro	C	136	114	134	115	77	42	25	53	108	113	181	207
12294	S. Mauro	C	104	78	89	82	61	35	22	32	88	85	146	157
12298	Ponte Cammarelle	C	138	105	137	113	78	33	30	31	122	123	192	221
12309	Bellosgua	C	97	89	87	82	76	37	18	27	90	88	115	137

Pioggia massima media caduta in un giorno (mm)														
Codice	Stazione	Cal/Val	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
15276	Sarno	C	101	69	89	86	54	34	26	33	86	70	118	135
15279	Cetronico	C	101	87	119	104	62	40	29	34	105	95	142	178
15280	Piani di Prato	C	131	97	122	118	87	41	32	43	106	86	164	184
15282	Quindici	C	147	112	135	107	86	42	32	33	101	85	162	188
15285	Torriello	C	111	103	120	119	94	48	35	44	116	90	166	175
17255	Contursi Meteo	C	152	115	127	84	76	46	27	39	121	121	174	165
17259	Alvignano	C	105	77	106	81	64	52	29	34	70	66	133	120
17262	Boiara	C	78	63	80	68	55	41	48	36	72	77	99	119
17266	Pompei	C	96	71	82	57	49	27	22	28	79	82	128	115
17272	S. Angelo d'Alife	C	104	79	97	82	63	45	19	36	87	94	150	103
17399	Melizzano	C	72	82	125	81	63	53	16	35	59	72	125	94
17411	Battipaglia	C	117	80	105	69	60	33	28	29	106	101	161	135
18385	Alife	C	90	81	99	86	72	42	16	41	77	93	139	103
18393	Sorgenti Grassano	C	104	70	110	67	63	48	39	48	66	65	121	107
18398	Bagnoli Irpino	C	169	138	154	124	75	47	40	46	109	132	203	222
18408	Caposele	C	141	123	145	98	73	43	55	66	94	112	156	178
18770	S. Felice a Cancelli	C	104	70	103	60	50	34	25	59	79	69	96	110
18887	Pietramelara	C	141	106	121	95	59	39	25	36	83	104	174	126
18889	Liberi	C	149	119	145	109	75	47	24	39	104	93	198	160
18891	Napoli Camaldoli	C	92	72	76	74	48	34	11	27	113	73	112	107
18893	Rotondi	C	184	153	187	129	94	62	61	52	117	104	206	234
18895	Arienzo	C	70	78	115	77	54	37	22	35	86	54	133	128
18897	Cervinara	C	189	152	186	125	83	52	64	53	87	98	225	231
18899	S. Agata	C	142	92	126	81	72	50	23	42	92	88	146	139
18901	Ottaviano	C	132	87	120	73	67	33	30	41	95	79	145	147
18903	Visciano	C	99	74	94	79	80	48	45	39	90	73	134	131
18905	S. Martino valle Caudina	C	181	206	240	145	111	57	53	57	108	133	236	293
18917	Cava dei Tirreni	C	176	142	192	104	62	33	28	36	129	139	170	215
18919	Capri	C	94	72	78	56	37	21	16	32	83	74	126	120
18921	Massa Lub	C	115	91	97	71	54	22	13	30	101	98	151	145
18923	Corbara S. Egidio	C	143	115	140	87	85	44	24	35	114	98	167	211
18925	Pellezzano	C	149	120	158	82	67	44	31	35	141	133	152	173
18927	Lettere	C	152	107	137	76	74	30	20	35	111	119	168	179
18929	Torre del Greco	C	124	77	94	76	56	29	15	42	85	99	141	136
18931	Monteforte irpino	C	188	139	183	119	108	44	39	40	131	111	192	224
18933	Solofra	C	186	180	193	116	96	55	36	55	135	139	214	253
18935	Pimonte	C	202	143	163	101	78	41	17	47	112	131	195	219
18937	Mercogliano	C	208	157	182	128	112	46	40	43	139	111	202	251
38528	Rofrano	C	152	145	142	107	52	121	49	32	95	78	210	195
38533	Gioi Cilento	C	119	100	184	71	59	65	38	61	169	95	185	167
38542	Montesano Terme	C	116	82	128	83	78	44	88	51	99	59	126	154
38545	San Mauro la bruca	C	110	64	104	34	21	20	24	28	67	43	133	148
38548	Torraca	C	122	120	138	61	130	51	41	60	95	100	135	177
18939	Forino	V	185	134	188	118	109	44	40	42	133	110	191	243
18945	Caserta Vecchia	V	85	85	110	82	66	43	20	34	101	64	143	122
18947	Caiazzo	V	108	81	106	79	53	31	16	31	56	49	124	118
18949	Napoli Capodimonte	V	120	89	103	81	52	32	11	27	132	81	154	132
18953	Pozzuoli	V	110	68	88	66	39	16	8	23	118	72	130	118
18955	Ischia-Monte Epomeo	V	75	66	60	63	34	18	13	27	95	79	114	136
18957	Salerno Genio Civile	V	134	94	129	76	57	37	18	43	119	138	138	154
18964	Giffoni V	V	164	150	143	130	98	62	30	52	162	172	188	171
20881	Castel Volturno	V	89	68	77	68	34	12	9	28	91	79	122	89

Pioggia massima media caduta in un giorno (mm)														
Codice	Stazione	Cal/Val	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
20885	S. Ambrogio	V	106	91	97	84	70	29	27	44	111	125	145	98
20889	Avellino - Genio Civile	V	131	86	131	83	77	46	41	43	104	102	125	179
20893	Cusano Mutri	V	207	113	177	103	88	59	30	63	122	126	183	210
20897	Colle Sannita	V	98	60	89	77	53	50	31	34	72	72	89	105
20901	Luogosano	V	80	58	74	62	49	46	55	32	72	71	79	95
20905	Pietrastornina	V	191	161	188	101	72	51	35	47	121	133	184	231
20909	Avella	V	118	83	109	83	71	46	40	41	82	85	127	143
20912	Ponte Valentino	V	66	57	77	58	39	48	20	32	63	53	76	95
20922	S. Angelo Theodice	V	95	91	88	75	65	27	27	26	98	111	146	84
21364	Ponte 25 archi	V	101	79	86	88	57	52	28	52	122	117	144	113
21436	Forlì del Sannio	V	122	89	93	72	46	35	12	39	100	98	150	125
21440	Fornelli	V	123	101	105	92	63	51	36	32	93	112	173	134
21448	Isernia	V	119	81	86	72	54	45	25	38	83	98	136	110
21452	Quattroventi	V	108	90	109	87	51	42	23	36	96	94	145	106
21519	Sora	V	102	103	104	99	92	55	47	33	85	102	148	132
21520	S. Castrese	V	96	81	82	87	48	23	14	32	75	106	143	89
21521	Cologna	V	126	85	127	60	61	41	28	50	165	162	138	153
21735	Tramonti	V	174	156	188	99	80	43	32	42	120	158	175	222
21739	Sorrento	V	97	98	104	68	44	23	13	29	104	109	137	212
21742	Altavilla irpina	V	129	95	112	83	69	42	22	35	104	98	125	176
21746	Serino	V	139	108	156	86	84	57	38	53	99	141	144	197
21750	Maiori	V	156	116	152	73	56	34	22	47	110	162	158	155
21753	Amalfi	V	130	118	151	81	54	31	21	28	112	128	160	156
21756	Ravello	V	135	148	203	104	69	37	22	40	108	145	158	177
21760	Ercolano	V	99	77	100	60	54	33	13	43	93	97	115	122
21764	Cetara	V	135	104	134	71	55	40	16	43	96	147	142	143
21767	Agerola	V	193	170	208	114	81	42	20	49	137	172	221	248
21770	Ariano Irpino	V	78	59	84	72	51	58	32	50	79	61	78	97
21774	Baronissi	V	111	140	189	98	91	45	31	45	156	164	154	191
21778	Castiglione del Genovesi	V	163	131	202	99	80	71	29	41	139	148	160	191
21781	Pontelatone	V	129	106	131	97	68	44	29	39	85	105	142	128
21785	Castelfranco in Miscano	V	112	67	103	71	46	52	39	31	81	66	85	117
21789	Gragnano	V	171	129	190	86	75	37	24	40	110	152	156	208
21792	Roccamonfina	V	130	93	123	112	75	37	14	43	95	116	161	131
38445	Sarno ex	V	88	52	58	52	74	41	21	49	99	59	114	97
38485	Quindici	V	121	101	159	87	97	41	28	31	92	81	127	154

Allegato 2

Erosività mensile (GRAZZANISE)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
1995	99	15	355	156	339	30	44	351	197	114	611	242
1996	6	275	262	22	63	29	23	1003	1304	253	59	391
1997	417	266	374	279	58	0	9	32	32	199	284	222
1998	63	136	60	48	143	0	0	40	237	122	51	74
1999	48	45	41	467	323	150	124	263	162	1008	302	88
2000	5	151	418	182	161	62	27	3	14	195	599	396
2001	219	10	10	12	256	0	13	124	81	0	884	23
2002	80	32	5	49	78	94	251	471	1154	267	249	434
2003	663	97	8	166	75	10	0	23	612	236	118	87
2004	452	116	143	98	144	9	17	5	170	145	548	285
2005	79	84	526	-8	-8	30	-8	23	136	1807	41	182
2006	34	119	120	7	128	427	7	42	1480	24	208	55
2007	31	197	135	527	599	3	-8	0	155	143	39	52
2008	167	3	195	47	141	275	0	-8	182	197	315	281

Erosività mensile (PERSANO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
1994	19	81	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	40
1995	36	61	124	56	1	-8	0	0	254	0	1	37
1996	23	30	180	58	20	0	-8	-8	301	59	131	151
1997	112	133	26	84	3	3	29	21	11	29	412	284
1998	145	111	23	104	858	44	0	395	674	533	77	121
1999	65	107	97	173	64	158	61	18	616	199	504	384
2000	23	85	198	131	0	24	3	0	42	148	417	75
2001	537	55	75	290	133	33	22	1	1023	0	497	26
2002	17	13	19	94	27	24	30	1070	341	423	109	95
2003	304	75	37	4	148	120	-8	8	602	487	139	84
2004	217	141	68	80	273	419	2	26	435	556	298	70
2005	125	140	34	39	64	165	2	52	1203	320	145	52
2006	-8	15	72	30	4	93	66	-8	-9	-9	-9	0
2007	11	245	87	82	52	15	-8	0	804	289	45	28
2008	25	1	44	4	21	0	-8	0	353	129	652	149

Erosività mensile (MONTELLA)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
1994	-9	-9	-9	-9	438	255	1288	17	726	856	498	41
1995	149	56	1286	197	312	69	414	255	2210	23	126	1493
1996	75	584	111	273	53	10	153	126	828	492	1728	969
1997	133	208	63	253	251	0	396	495	485	138	632	872
1998	48	98	70	466	161	280	2	180	2653	204	130	580
1999	515	564	505	290	151	146	1164	95	527	2247	805	1490
2000	66	107	325	1095	307	151	73	19	23	87	1178	1385
2001	511	65	215	359	99	119	283	7	242	1	645	23
2002	41	136	29	55	133	33	232	584	1823	640	403	131
2003	724	215	34	55	47	143	75	0	70	5164	322	78
2004	106	718	297	149	824	217	599	184	154	308	290	698
2005	86	467	21	133	8	4	26	178	138	361	586	957
2006	640	73	44	1	-8	-9	-9	-9	-9	-8	215	441
2007	114	287	419	22	222	278	0	-8	354	421	349	74
2008	99	45	436	546	185	658	1	367	653	629	1723	539

Erosività mensile (APICE UFITA)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
1994	-9	-9	-9	-9	18	201	954	106	12	162	20	23
1995	25	14	129	39	78	1340	89	367	149	31	67	122
1996	22	47	30	28	32	16	40	4	99	92	91	53
1997	69	20	8	58	9	1	218	86	25	106	615	75
1998	11	41	34	20	82	1	1	14	150	138	62	53
1999	41	90	48	68	51	41	458	66	151	96	76	78
2000	4	29	31	136	261	1019	3	3	1	576	141	72
2001	83	17	61	93	197	21	8	177	30	1	95	40
2002	56	6	5	132	115	174	13	39	0	-8	-8	-8

Erosività mensile (PADULI)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
1994	-9	-9	-9	-9	12	350	286	1	10	76	42	33
1995	32	23	196	209	25	86	11	112	380	16	53	166
1996	27	63	73	87	40	47	9	10	260	130	118	97
1997	87	21	45	75	12	4	318	57	45	372	1286	72
1998	9	33	49	18	79	1	2	97	69	52	72	76
1999	21	32	55	131	303	61	516	61	132	201	68	70
2000	4	29	67	166	532	388	2	145	2	163	154	59
2001	93	11	52	225	109	24	228	204	22	0	78	35
2002	40	5	46	89	105	12	9	106	388	93	21	35
2003	111	46	14	24	15	191	720	4	11	177	37	37
2004	40	4	57	62	91	466	20	7	2	106	135	34
2005	30	55	394	44	4	38	3	88	156	53	212	140
2006	31	24	68	38	39	77	42	189	555	2	36	18
2007	53	86	59	11	29	77	-8	0	33	41	22	28
2008	4	7	132	47	44	427	2	123	97	57	183	126

Erosività mensile (AULETTA)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
1994	172	120	0	458	98	25	101	6	218	164	212	29
1995	63	69	257	125	78	28	500	216	230	71	44	230
1996	6	211	64	119	36	3	73	9	619	242	588	678
1997	68	55	9	78	61	0	414	146	42	129	194	245
1998	35	187	27	104	239	4	0	403	1223	200	71	363
1999	64	211	101	187	51	44	68	31	327	202	288	180
2000	36	100	91	198	502	79	15	30	102	286	624	270
2001	89	163	49	73	32	13	138	68	92	0	142	59
2002	40	20	12	110	36	13	309	792	650	222	73	47
2003	231	132	29	18	213	65	3	178	130	688	124	47
2004	92	123	230	96	188	63	213	23	119	179	177	198
2005	194	265	37	43	10	245	4	578	254	250	131	502
2006	139	49	171	29	4	57	528	152	38	154	73	84
2007	139	92	341	28	92	1107	-8	0	129	167	120	70
2008	43	16	95	50	22	83	45	44	295	412	746	241

Erosività mensile (BOVILLE E.)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
1994	-9	-9	-9	-9	244	124	458	0	578	37	198	61
1995	20	78	49	156	242	2	283	82	765	16	76	428
1996	74	152	81	174	213	14	248	187	917	575	383	212
1997	75	88	50	271	9	387	0	14	311	208	1073	204
1998	57	71	14	227	135	257	3	154	798	228	55	340
1999	67	125	328	115	230	213	80	99	284	386	225	279
2000	8	14	268	613	29	3	180	442	51	527	460	718
2001	280	20	127	174	754	64	70	19	815	488	261	12
2002	67	40	3	76	93	56	711	821	2480	650	230	99
2003	487	38	40	79	100	899	31	292	368	2286	565	135
2004	162	225	204	207	570	661	134	1155	248	1035	360	583
2005	55	123	194	229	6	713	6	118	1689	441	415	274
2006	175	182	56	73	52	73	76	20	3578	94	459	79
2007	363	253	190	55	344	103	-8	1	100	67	30	47
2008	275	203	356	124	429	315	49	161	73	211	391	781

Erosività mensile (CASTELLUCCIO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
1994	21	43	0	275	115	66	1096	6	240	121	229	36
1995	14	28	104	90	32	1727	822	78	490	20	42	233
1996	15	138	44	129	64	9	126	17	620	252	586	445
1997	71	28	11	114	56	6	49	199	7	170	215	393
1998	26	178	30	38	1125	2	0	431	249	153	50	50
1999	33	87	60	113	88	87	675	190	285	157	222	91
2000	11	36	128	170	42	237	20	5	67	63	503	260
2001	199	86	57	86	24	7	174	133	102	0	200	43
2002	54	18	7	93	39	18	219	542	1440	316	100	48
2003	233	27	37	19	1005	8	1	27	89	512	59	56
2004	95	33	124	81	101	36	213	5	75	91	168	193
2005	73	192	62	32	4	380	15	458	270	222	191	255
2006	83	54	149	17	1	89	63	82	69	1165	65	80
2007	13	41	161	23	84	243	0	0	115	356	101	38
2008	39	9	63	55	37	550	34	2	111	257	437	272

Erosività mensile (MONTEMARANO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
1994	-9	-9	-9	-9	68	60	370	395	233	256	158	46
1995	32	38	400	153	103	82	30	396	466	9	47	654
1996	39	146	96	71	70	14	35	11	319	298	633	226
1997	101	89	32	113	8	1	854	127	417	118	311	134
1998	72	68	51	72	97	1	12	286	1422	413	87	172
1999	76	202	78	86	93	7	1320	122	266	187	246	341
2000	10	56	69	837	1777	223	52	85	10	12	678	182
2001	173	41	49	79	686	51	4	174	67	1	271	29
2002	28	13	33	68	92	50	403	321	548	171	52	64
2003	166	114	100	67	269	346	1059	18	58	741	168	61
2004	100	99	61	120	221	614	49	2	297	300	198	220
2005	47	48	73	58	20	52	931	1352	941	388	152	586
2006	111	32	88	15	8	65	413	237	253	5	131	90
2007	44	168	77	10	103	2444	0	1	995	128	157	137
2008	27	23	214	67	60	49	16	755	182	113	457	43

Erosività mensile (SENERCHIA)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
1995	-9	-9	248	253	98	62	512	539	1571	13	677	376
1996	368	357	145	160	251	16	907	16	1087	323	1895	1053
1997	224	208	49	142	54	0	2171	44	32	706	772	720
1998	505	207	82	246	422	38	5	144	2434	391	297	495
1999	215	426	420	271	262	19	299	91	404	320	720	1049
2000	42	245	197	487	295	107	5	6	39	240	820	407
2001	300	84	174	431	122	21	351	276	210	3	676	98
2002	61	24	84	108	106	567	1126	270	8928	232	187	128
2003	415	364	17	40	230	48	677	1178	278	1620	296	120
2004	184	231	367	200	818	194	78	7	42	545	361	648
2005	345	503	259	76	18	36	19	396	736	285	252	779
2006	315	66	471	79	224	206	219	206	249	231	116	650
2007	233	312	727	53	220	191	-8	0	1435	522	167	228
2008	93	23	313	244	405	159	6	1403	718	212	1191	439

Erosività mensile (S. PIETRO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
1996	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	222
1997	381	174	113	310	32	4	58	583	31	519	916	1144
1998	96	121	320	269	384	71	1	2663	1631	409	79	314
1999	265	342	250	235	88	180	182	14	376	499	652	875
2000	47	77	87	396	11	24	53	0	64	128	785	581
2001	328	107	656	227	157	434	6	1	298	24	605	51
2002	144	36	9	218	319	86	71	560	1849	619	170	88
2003	587	300	101	119	111	229	31	426	1040	566	238	140
2004	101	384	315	344	531	211	2	4	453	858	893	495
2005	202	190	279	94	46	396	145	345	315	184	440	1547
2006	334	43	400	25	49	95	71	460	724	80	533	111
2007	67	686	345	44	171	30	-8	-8	830	696	114	134
2008	125	33	901	262	620	487	249	53	212	965	768	346

Erosività mensile (S. MAURO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
1996	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	261
1997	397	50	224	139	15	1	2	289	1	382	987	825
1998	32	100	76	188	298	4	0	209	779	271	173	172
1999	84	152	87	135	88	50	617	28	226	203	244	372
2000	45	27	71	341	54	28	20	1	94	156	603	542
2001	286	32	309	284	314	320	12	2	587	31	430	22
2002	338	26	14	55	344	42	80	396	898	155	150	145
2003	484	174	6	53	6	3	491	96	567	263	225	131
2004	118	123	179	389	194	486	1	68	695	918	283	1127
2005	151	124	148	103	114	52	2	130	406	44	158	406
2006	170	41	268	6	17	57	170	738	2062	1169	189	147
2007	54	256	295	53	78	176	0	0	210	1412	106	47
2008	104	27	205	41	199	1347	49	4	171	132	309	177

Erosività mensile (PONTE CAMMARELLE)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
1996	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	296
1997	516	69	247	542	12	1	5	82	44	901	819	3073
1998	59	127	159	284	299	15	1	327	2010	696	130	296
1999	499	182	195	357	242	85	1227	21	959	365	975	602
2000	20	29	126	443	22	5	29	-8	30	190	1208	1140
2001	714	69	352	189	158	141	1	2	925	6	576	36
2002	150	39	49	79	937	21	180	478	2022	622	414	229
2003	660	652	33	50	16	17	43	78	1485	1858	318	522
2004	125	391	481	322	611	133	1	18	274	497	906	1693
2005	174	292	427	150	146	111	5	152	632	352	557	1481
2006	268	117	387	68	43	117	799	305	781	265	458	143
2007	18	251	938	164	702	81	5	-8	2319	1642	218	40
2008	205	38	405	309	199	280	582	18	588	489	471	390

Erosività mensile (BELLOSGUARDO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
1997	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	2	2	351	216	366
1998	45	191	27	113	1446	49	0	162	2192	176	41	117
1999	29	67	143	171	82	2	5	147	197	161	285	129
2000	11	60	59	54	72	6	25	1	29	3	2	394
2001	117	62	55	179	282	64	0	25	184	-8	185	40
2002	74	20	4	69	91	16	143	394	977	314	93	79
2003	311	118	49	9	18	7	-8	126	82	714	2	174
2004	74	98	117	76	409	32	7	2	107	156	200	103
2005	45	188	40	206	41	278	0	6	281	689	99	423
2006	87	78	120	37	9	42	204	77	626	48	148	130
2007	50	99	186	60	224	300	-8	-8	617	175	116	84
2008	68	13	95	52	74	235	7	246	374	336	713	356

Erosività mensile (SARNO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
1998	-9	-9	-9	-9	36	13	3	204	336	63	101	141
1999	125	24	214	150	46	22	437	21	51	428	157	233
2000	13	12	32	738	11	19	19	2	4	191	540	153
2001	469	110	253	137	1185	129	10	210	564	77	274	16
2002	102	14	10	80	338	30	112	618	836	97	145	195
2003	457	104	13	73	30	32	440	128	610	558	148	145
2004	135	65	93	13	316	9	0	10	269	597	360	747
2005	143	156	94	180	157	365	20	65	580	93	146	353
2006	97	41	289	160	16	79	439	807	3203	42	215	82
2007	74	188	186	45	50	515	-8	-8	78	405	47	87
2008	88	11	174	56	85	836	168	182	37	109	229	422

Erosività mensile (CETRONICO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
1998	-9	-9	-9	-9	60	6	1	572	928	225	191	322
1999	294	77	151	179	118	101	402	13	438	372	251	502
2000	25	34	84	561	4	328	20	2	88	171	715	454
2001	250	129	322	164	233	32	2	5	380	9	405	62
2002	296	24	11	368	245	71	138	205	890	291	141	124
2003	585	122	61	100	7	34	240	122	682	390	157	155
2004	112	125	135	298	301	304	9	11	577	882	308	1343
2005	147	135	151	75	53	510	4	550	352	110	172	746
2006	345	43	294	155	487	165	231	360	1403	215	320	68
2007	40	144	382	42	44	20	-8	-8	383	1041	104	67
2008	52	23	354	207	245	336	509	18	101	841	421	282

Erosività mensile (PIANI DI PRATO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
1998	-9	-9	-9	-9	78	26	2	335	755	288	226	198
1999	240	147	158	357	138	60	246	888	171	554	392	671
2000	24	47	93	806	61	18	103	0	13	110	832	511
2001	984	94	395	141	310	64	25	408	695	58	462	22
2002	134	47	36	229	638	20	193	745	1379	121	201	279
2003	905	64	13	76	259	24	869	50	420	910	450	169
2004	226	77	175	358	411	61	3	22	402	456	415	1198
2005	158	183	246	182	265	246	206	123	459	145	237	655
2006	298	62	151	139	88	105	347	593	2771	34	897	247
2007	76	188	326	65	362	78	-8	-8	174	571	79	246
2008	137	28	285	292	299	1636	56	92	62	122	429	368

Erosività mensile (QUINDICI)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
1998	-9	-9	-9	-9	148	7	-8	96	1211	201	298	246
1999	250	428	335	334	302	209	358	37	156	517	422	460
2000	24	41	129	659	65	5	158	-8	2	109	858	605
2001	677	228	515	132	671	60	274	32	1172	27	637	58
2002	211	39	13	107	367	18	134	1205	1462	176	181	165
2003	1076	209	38	97	292	7	445	71	245	736	368	183
2004	262	210	225	364	436	177	4	15	144	667	396	1171
2005	222	258	230	127	270	1210	6	55	755	130	218	918
2006	373	79	315	310	39	97	1214	952	1993	24	223	140
2007	166	262	253	45	290	332	-8	0	190	1018	128	82
2008	158	27	431	147	185	971	215	72	181	196	268	438

Erosività mensile (TORRIELLO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
1998	-9	-9	-9	-9	50	19	1	213	851	181	179	292
1999	287	226	240	359	380	79	688	1091	211	574	461	357
2000	17	38	98	869	44	19	56	0	6	175	876	424
2001	669	140	258	111	1064	116	64	21	1214	66	865	23
2002	220	49	12	244	599	50	225	996	1213	192	183	103
2003	958	41	32	71	1107	234	486	301	443	632	352	274
2004	150	174	192	508	443	36	3	22	276	595	556	1143
2005	288	143	172	192	213	284	79	75	550	216	202	694
2006	262	62	165	118	28	88	399	687	4031	65	267	164
2007	69	364	211	105	139	777	0	0	114	189	94	109
2008	156	20	324	150	250	1773	179	460	87	359	367	856

Erosività mensile (CONTURSI METEO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-8	68	656	449	1560	503
2001	314	101	144	184	54	50	1	1	224	20	323	88
2002	44	36	17	89	194	61	234	264	3219	130	133	113
2003	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8
2004	-8	-8	-8	103	370	68	6	8	99	630	625	233
2005	615	466	82	126	43	191	29	719	933	281	330	450
2006	196	103	268	58	396	188	57	205	595	4900	738	193
2007	101	180	242	36	517	111	0	0	1314	291	304	226
2008	130	13	434	178	104	243	9	19	127	243	1547	325

Erosività mensile (ALVIGNANO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	0	0	14	30	310	440
2001	136	14	123	77	52	39	845	0	82	22	328	32
2002	98	17	9	33	159	383	1010	242	831	99	160	51
2003	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8
2004	-8	-8	-8	151	288	56	81	188	23	668	302	471
2005	41	102	315	77	21	332	22	210	588	247	397	418
2006	161	48	117	99	61	287	55	648	816	9	190	70
2007	52	149	303	21	642	221	-8	0	203	22	88	33
2008	117	62	268	310	157	601	47	0	37	139	274	429

Erosività mensile (BOIARA)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-8	0	16	242	159	136
2001	119	16	36	232	60	11	196	17	195	18	175	21
2002	16	10	13	59	80	17	431	424	700	152	89	45
2003	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8
2004	-8	-8	-8	84	246	397	41	288	144	59	165	301
2005	15	64	51	20	10	14	0	326	435	66	83	174
2006	30	33	108	45	20	111	193	94	167	3	24	158
2007	39	41	145	26	452	8	0	0	149	408	151	13
2008	9	3	220	63	18	76	225	356	139	45	585	77

Erosività mensile (POMPEI)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-8	-8	29	54	892	217
2001	228	48	156	21	92	7	2	17	326	1	694	17
2002	107	7	7	41	109	3	408	1006	190	146	108	67
2003	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8
2004	-8	-8	-8	71	389	23	9	11	749	705	378	216
2005	86	152	58	124	81	16	32	81	629	143	341	412
2006	150	43	130	21	6	105	239	304	800	681	274	98
2007	71	130	364	134	49	11	0	2	57	594	114	43
2008	42	21	277	69	185	393	15	0	18	379	199	221

Erosività mensile (S. ANGELO ALIFE)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	0	325	71	1045	615	195
2001	139	9	167	209	136	112	58	392	327	15	289	0
2002	0	-8	0	17	143	138	91	298	5023	929	104	59
2003	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8
2004	-8	-8	-8	208	119	88	46	55	230	378	302	370
2005	34	62	347	74	7	56	6	367	444	212	638	443
2006	81	134	119	61	47	69	82	455	746	1	155	33
2007	79	207	132	33	139	23	-8	1	8	24	59	27
2008	212	16	126	199	315	231	17	3	38	635	391	280

Erosività mensile (MELIZZANO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-8	1	6	65	735	232
2001	142	2	312	40	26	235	6	2	13	3	342	62
2002	72	23	4	40	102	121	-8	-8	-8	-8	-9	-9
2003	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-8	-8	-8	-8	-8	-8
2004	-8	-8	-8	704	244	609	138	105	19	1285	290	501
2005	22	133	680	111	18	26	56	242	456	436	226	323
2006	90	368	184	19	77	220	229	826	981	57	283	1
2007	11	185	251	21	228	184	1	0	166	46	53	54
2008	98	13	200	87	193	467	37	32	46	167	205	304

Erosività mensile (BATTIPAGLIA)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-8	50	112	733	409
2001	410	28	301	265	97	184	388	0	393	-8	846	77
2002	45	25	6	92	320	33	399	937	2534	318	210	193
2003	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8
2004	-8	-8	-8	231	557	172	129	0	387	951	518	248
2005	189	239	111	64	274	11	1	39	568	496	170	378
2006	110	50	218	79	9	46	481	282	1067	499	1571	158
2007	54	160	136	25	85	24	-8	0	708	211	196	73
2008	88	8	444	32	65	462	4	-8	440	418	799	313

Erosività mensile (ALIFE)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	0	0	16	684	653	201
2001	226	36	102	117	126	73	2	331	329	52	475	19
2002	94	27	6	157	128	37	39	548	2299	772	93	2
2003	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8
2004	-8	-8	-8	219	214	126	26	10	21	509	384	229
2005	42	78	143	0	0	0	0	247	860	807	473	361
2006	80	121	98	65	472	102	21	293	748	2	101	45
2007	132	153	269	131	376	28	-8	0	63	17	149	45
2008	173	68	104	139	497	539	1	16	30	470	601	408

Erosività mensile (SORGENTI GRASSANO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-8	52	10	34	358	188
2001	279	16	135	33	215	92	144	0	32	131	392	20
2002	37	32	4	38	72	215	115	387	1180	96	90	38
2003	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8
2004	-8	-8	-8	168	146	155	349	404	16	1040	268	333
2005	42	58	475	62	21	110	111	159	439	271	311	394
2006	75	61	126	17	73	86	229	1002	1932	2	185	25
2007	23	168	306	18	238	170	-8	600	451	21	108	21
2008	112	8	263	136	176	415	83	-8	-8	164	289	325

Erosività mensile (BAGNOLI IRPINO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	54	39	88	1043	954
2001	591	66	179	349	90	28	186	14	424	0	685	44
2002	49	67	18	92	237	43	579	255	1674	642	246	134
2003	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8
2004	-8	-8	-8	54	541	318	33	11	97	311	320	321
2005	73	345	263	192	15	7	15	77	33	224	444	971
2006	240	76	64	28	41	0	192	588	495	5	187	425
2007	55	214	342	338	384	99	-8	0	614	607	107	50
2008	100	21	250	345	255	376	7	171	835	920	2092	372

Erosività mensile (CAPOSELE)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-8	0	164	160	296	529
2001	181	53	63	123	332	16	113	33	165	6	275	42
2002	40	21	26	118	106	58	943	86	1453	340	189	89
2003	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8
2004	-8	-8	-8	73	491	263	101	14	54	314	262	567
2005	84	291	105	95	10	13	37	604	1088	143	228	546
2006	142	69	331	87	17	45	593	380	406	14	86	170
2007	226	139	334	72	415	467	-8	135	548	691	207	44
2008	70	15	424	208	101	295	250	750	391	312	1564	309

Erosività mensile (S. FELICE A CANCELLO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-8	-8	62	386	41	268
2001	243	133	220	117	78	753	0	3	-8	2	1	3
2002	23	1	21	0	24	1	528	6484	690	84	87	106
2003	385	50	68	29	150	0	7	35	121	513	47	41
2004	30	27	87	17	-8	-9	-9	-9	134	731	619	296
2005	55	41	585	74	24	14	43	192	916	203	237	682
2006	51	41	168	484	35	129	560	206	694	25	305	35
2007	22	398	251	43	95	158	-8	1	323	101	23	99
2008	193	4	390	83	666	365	11	-8	641	258	447	433

Erosività mensile (PIETRAMELARA)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-8	360	704	542
2001	300	22	316	226	57	0	509	8	54	579	619	29
2002	86	97	11	80	55	77	51	473	702	1323	164	107
2003	689	96	199	199	28	53	16	264	204	1906	223	117
2004	390	167	344	271	206	48	21	10	255	900	639	783
2005	122	134	163	174	92	168	20	95	538	367	732	460
2006	116	140	248	182	253	46	1225	985	1138	105	269	83
2007	105	333	234	24	141	16	-8	0	94	163	109	59
2008	289	10	200	111	372	1132	65	5	36	617	391	456

Erosività mensile (LIBERI)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	18	1042	1920
2001	378	39	490	192	107	25	138	0	59	0	1568	72
2002	235	255	20	75	178	249	118	775	680	471	322	88
2003	895	220	278	656	9	56	60	202	483	455	251	66
2004	289	187	186	258	309	91	7	31	69	899	914	741
2005	62	282	281	124	16	285	499	305	1348	687	577	1230
2006	189	153	178	253	112	346	39	458	1384	148	304	68
2007	170	330	391	49	730	16	-8	1	1781	261	128	146
2008	186	17	390	262	416	665	62	0	22	562	1260	775

Erosività mensile (NAPOLI CAMALDOLI)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	0	321	224
2001	193	23	223	100	790	4	0	6	3563	4	330	29
2002	62	5	7	40	175	2	10	1712	634	65	132	490
2003	124	152	4	31	44	0	78	61	1292	461	36	53
2004	65	24	48	110	297	64	65	5	516	532	392	140
2005	125	198	152	133	26	2	0	17	2183	222	512	257
2006	115	37	121	104	57	806	943	177	754	327	222	40
2007	98	459	149	596	64	86	-8	5	492	575	101	133
2008	159	7	159	399	28	1493	-8	-8	772	99	305	204

Erosività mensile (ROTONDI)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	3	1115	905
2001	1075	76	334	329	409	601	85	178	599	15	1136	103
2002	176	113	52	399	230	102	1471	1350	1006	787	312	200
2003	799	198	94	68	-8	-9	-8	107	92	1280	417	262
2004	136	85	275	379	313	91	579	11	255	547	935	1403
2005	324	408	903	250	4	24	163	528	2608	767	1216	1162
2006	312	202	297	105	55	100	537	214	718	187	677	116
2007	116	618	487	56	224	258	-8	-8	208	147	83	167
2008	220	20	753	269	488	722	1191	14	297	139	1768	827

Erosività mensile (ARIENZO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	27	440	288
2001	271	96	174	323	485	608	13	465	88	5	249	20
2002	35	22	13	119	199	28	67	302	871	96	110	11
2003	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2004	0	0	3304	0	1	6	0	0	139	1134	909	682
2005	167	94	682	205	115	15	1249	285	915	244	271	803
2006	71	162	159	227	67	184	148	1102	690	2	198	67
2007	25	773	241	56	213	92	-8	1	575	90	45	146
2008	131	9	836	160	532	865	50	-8	655	259	789	490

Erosività mensile (CERVINARA)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	1	2087	577
2001	932	121	369	271	226	0	0	0	0	0	1239	160
2002	256	127	50	257	145	13	907	1161	989	734	352	171
2003	910	190	100	90	529	755	37	170	85	1410	741	190
2004	141	64	389	258	259	62	608	6	673	435	1057	866
2005	225	262	443	151	6	12	51	247	808	261	1147	1293
2006	303	161	483	90	32	262	512	1384	881	192	600	116
2007	117	603	351	71	174	442	-8	1	227	86	116	197
2008	203	14	597	354	484	274	1673	89	387	68	1474	679

Erosività mensile (S.AGATA)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	15	468	350
2001	517	34	224	157	153	180	586	99	139	1	738	31
2002	214	35	12	165	145	166	155	135	1528	157	108	316
2003	530	345	24	48	381	564	64	327	829	1595	211	70
2004	90	36	226	100	607	39	6	64	51	1219	485	632
2005	87	136	1211	75	13	25	44	216	172	662	411	1337
2006	259	71	342	27	37	42	98	188	890	5	245	36
2007	56	698	333	35	99	498	-8	0	561	44	72	146
2008	204	5	297	107	645	472	227	54	344	789	370	537

Erosività mensile (OTTAVIANO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-8	208	802	393
2001	637	41	602	221	95	57	178	154	2150	16	499	49
2002	77	38	9	53	156	115	1242	496	679	347	181	178
2003	494	152	96	50	137	0	5	412	167	762	135	87
2004	113	66	175	274	665	153	0	22	568	1250	373	365
2005	174	161	243	83	92	168	70	629	759	115	483	576
2006	214	55	158	95	17	218	58	620	633	31	1878	73
2007	109	237	195	97	161	29	-8	0	58	122	61	75
2008	86	20	372	144	269	47	343	-8	161	310	202	647

Erosività mensile (VISCIANO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	188	805	232
2001	309	91	135	76	284	202	2020	18	513	25	604	41
2002	58	13	6	126	515	66	519	1205	833	343	119	177
2003	213	111	54	48	60	60	81	165	227	864	115	93
2004	49	65	105	74	1277	147	11	9	784	668	223	60
2005	51	90	152	49	33	32	31	374	197	97	339	497
2006	67	20	80	788	22	234	2358	137	655	21	279	69
2007	51	203	142	18	114	609	-8	0	176	171	47	68
2008	79	8	184	90	151	409	339	1	215	36	211	447

Erosività mensile (S. MARTINO VALLE CAUDINA)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	3	1800	1024
2001	676	194	277	383	488	0	0	0	0	36	1488	205
2002	137	265	96	404	226	83	1157	627	784	779	379	294
2003	1619	-8	13	65	424	932	0	118	248	2077	551	257
2004	373	446	438	440	590	169	429	19	925	604	541	1299
2005	332	441	426	211	70	21	45	648	887	265	1304	2241
2006	542	225	462	120	156	474	540	741	1000	6	439	285
2007	173	745	673	67	426	30	0	9	281	73	174	440
2008	336	23	916	409	561	254	249	194	221	146	2195	977

Erosività mensile (CAVA DEI TIRRENI)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	28	999	1400
2001	1581	81	735	378	246	54	0	37	661	1	804	72
2002	153	112	30	173	212	46	292	755	1281	451	299	187
2003	1039	206	104	67	17	71	100	19	4165	942	204	393
2004	100	196	827	275	218	593	1	7	94	1065	1289	1209
2005	223	331	1321	266	37	25	2	116	633	432	658	1121
2006	283	188	523	7	2	0	1191	582	773	197	334	207
2007	51	723	854	207	173	185	0	0	359	767	128	136
2008	193	56	717	341	99	220	117	11	1307	2396	787	513

Erosività mensile (CAPRI)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	7	543	60
2001	557	7	144	279	130	1	-8	1	343	3	951	61
2002	52	28	3	85	780	14	1429	1399	160	130	109	156
2003	257	60	14	8	45	-8	10	0	293	850	171	123
2004	91	26	148	72	89	1	27	13	425	239	804	317
2005	120	98	32	170	15	28	0	47	1491	636	290	188
2006	91	122	330	10	3	291	194	560	987	151	1407	90
2007	39	438	291	19	88	131	-8	-8	551	1074	157	186
2008	84	103	509	7	34	145	-8	-8	81	48	245	599

Erosività mensile (MASSA LUBRENSE)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	16	583	166
2001	489	28	109	162	2268	1	0	1	594	39	1061	89
2002	110	33	4	76	505	13	52	1494	357	287	218	731
2003	211	119	24	13	3	23	0	35	466	402	91	320
2004	140	128	251	121	297	10	4	5	1147	2288	649	229
2005	123	105	115	231	17	1	0	127	416	430	974	235
2006	254	509	122	37	5	470	677	398	2004	36	1518	132
2007	71	642	630	87	127	84	-8	-8	537	1616	327	96
2008	102	195	310	26	62	69	0	-8	68	62	263	400

Erosività mensile (CORBARA - S. EGIDIO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	14	354	1614
2001	575	34	468	78	1061	442	0	17	1641	5	417	42
2002	210	155	6	98	439	35	67	453	1075	321	633	270
2003	581	517	107	210	46	0	256	8	987	533	529	385
2004	90	170	755	459	607	1334	17	23	333	429	538	1522
2005	137	154	461	76	93	222	4	596	360	94	471	529
2006	230	114	433	12	26	63	652	527	1550	811	167	257
2007	27	247	611	219	172	70	2	-8	424	1254	221	66
2008	151	25	393	114	400	387	91	3	74	159	555	491

Erosività mensile (PELEZZANO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	59	750	720
2001	773	105	331	151	189	63	151	93	629	0	666	48
2002	104	74	8	128	233	69	367	626	2338	645	240	158
2003	699	147	89	46	170	193	78	3	6532	926	218	267
2004	63	226	311	0	398	84	1	19	195	613	564	380
2005	189	129	565	226	29	101	15	64	878	792	1414	647
2006	166	104	274	60	28	77	672	433	1489	195	262	332
2007	63	492	890	77	295	58	1	0	1302	856	100	67
2008	193	28	630	315	5	300	21	22	1100	1766	578	330

Erosività mensile (LETTERE)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	7	488	649
2001	929	42	339	146	483	140	1	62	2043	1	719	78
2002	257	77	11	39	701	26	124	1082	1038	962	427	137
2003	718	257	11	41	10	0	24	60	1766	591	260	253
2004	123	200	451	333	593	47	60	68	1065	868	675	1522
2005	116	228	380	184	115	-8	-8	45	650	371	428	744
2006	451	89	411	10	28	105	318	122	629	1650	480	4
2007	108	356	836	132	121	69	1	4	507	2951	90	68
2008	274	46	285	64	529	294	222	109	72	378	811	830

Erosività mensile (TORRE DEL GRECO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	203	505	1012
2001	318	33	447	755	73	1	21	493	2344	13	453	54
2002	49	29	16	64	253	21	67	663	404	542	270	316
2003	327	178	18	25	6	5	13	222	396	731	208	80
2004	108	35	108	116	618	27	28	4	316	2188	538	281
2005	302	144	79	114	97	76	2	1000	420	131	707	474
2006	125	73	172	65	39	379	433	189	-9	-9	-9	8
2007	22	-9	-8	0	149	87	-8	0	53	483	98	50
2008	46	23	463	108	85	180	39	-8	103	381	331	295

Erosività mensile (MONTEFORTE IRPINO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	0	760	1124
2001	455	319	331	134	197	22	10	9	827	14	505	59
2002	151	38	39	291	228	112	293	247	1879	614	261	189
2003	988	226	41	25	564	4	227	77	251	956	422	263
2004	277	124	350	278	912	696	103	2	462	1184	483	1576
2005	246	298	709	184	481	11	64	194	1031	128	351	870
2006	564	64	240	34	359	56	598	740	3107	35	390	193
2007	528	291	646	187	296	43	-8	2	201	415	158	89
2008	306	90	659	208	417	397	533	268	88	277	632	604

Erosività mensile (SOLOFRA)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	10	1920	1981
2001	526	110	770	224	176	101	0	3	367	8	1215	43
2002	146	130	31	169	252	151	132	596	3940	859	395	214
2003	1126	810	124	92	709	279	51	326	465	2710	483	191
2004	149	652	610	318	774	28	128	53	385	764	673	1482
2005	282	520	241	158	53	42	50	338	767	236	524	2348
2006	849	164	569	29	61	89	534	754	1665	57	402	454
2007	54	641	659	41	130	65	0	0	1683	916	171	216
2008	289	41	974	435	439	886	527	303	303	478	1004	640

Erosività mensile (PIMONTE)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	19	689	1174
2001	1813	73	652	403	1700	63	0	18	1595	0	1269	117
2002	146	169	13	131	680	69	220	1766	746	1117	447	466
2003	1352	253	35	69	4	0	17	161	1997	632	299	642
2004	157	227	804	480	436	391	3	14	1284	578	1371	907
2005	322	265	726	245	23	47	1	234	519	467	997	967
2006	494	213	701	16	56	607	621	352	1055	1590	657	179
2007	306	547	1398	437	216	59	-8	0	625	1848	173	51
2008	171	253	286	76	381	621	7	8	0	340	1051	174

Erosività mensile (MERCOGLIANO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-8	1094
2001	430	322	420	299	339	20	12	31	1272	9	719	90
2002	167	70	23	382	193	94	219	498	3090	668	422	156
2003	1349	483	56	215	382	57	260	190	95	1903	317	192
2004	310	164	442	346	491	293	466	20	1347	858	333	1975
2005	275	357	240	152	806	16	34	114	923	195	439	1138
2006	447	106	372	65	456	226	631	437	2081	28	339	172
2007	600	443	429	36	281	12	-8	2	356	193	178	259
2008	278	105	601	471	727	194	268	7	269	416	670	633

Erosività mensile (ROFRANO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2001	-9	-9	-9	-9	87	203	268	67	742	0	785	254
2002	367	93	10	461	85	61	355	242	983	1045	234	122
2003	75	-8	-8	-8	-8	1807	117	194	109	646	256	96
2004	186	246	372	162	555	23	48	9	177	218	540	173
2005	200	382	96	97	51	81	44	30	126	54	291	514
2006	89	102	300	43	38	61	400	0	0	80	254	193
2007	112	291	328	73	132	66	0	1	301	220	1	255
2008	1	-8	1	-8	-8	-8	-8	-8	-8	37	1079	900

Erosività mensile (GIOI CILENTO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2001	-9	-9	-9	-9	-9	0	-8	1	1290	0	648	86
2002	142	66	14	114	173	85	827	965	1367	203	361	134
2003	222	-8	0	13	139	64	16	150	273	590	94	205
2004	174	131	214	220	318	66	20	135	336	747	484	141
2005	230	300	63	134	241	252	3	131	179	778	173	420
2006	86	134	346	77	19	25	408	1183	1256	655	221	301
2007	40	199	114	66	277	275	0	1	364	298	142	52
2008	127	7	323	61	37	482	1	70	47	198	1183	571

Erosività mensile (MONTESANO TERME)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2001	-9	-9	-9	-9	8	13	49	91	163	27	614	45
2002	72	37	41	187	78	118	198	949	807	234	71	129
2003	49	-8	-8	-8	-8	3	280	60	89	589	74	52
2004	59	139	104	63	255	112	91	27	127	52	-8	-8
2005	-8	263	23	80	665	272	1	210	78	60	213	574
2006	125	85	192	87	23	42	574	360	408	14	161	211
2007	46	85	374	48	470	73	0	4	217	602	114	30
2008	36	96	185	77	60	82	126	8	383	14	605	251

Erosività mensile (S. MAURO LA BRUCA)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2001	-9	-9	-9	-9	14	16	131	8	175	1	376	22
2002	22	12	0	78	64	79	255	495	1052	548	209	254
2003	146	-8	-8	18	186	134	0	136	131	421	128	331
2004	261	0	109	24	5	0	-8	-8	0	3	17	11
2005	23	3	4	2	1	0	0	10	0	0	0	15
2006	29	20	49	10	0	12	779	165	513	606	273	406
2007	50	161	60	4	0	5	-8	0	0	35	217	16
2008	33	16	190	31	1	24	1	-8	25	10	1240	1203

Erosività mensile (TORRACA)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2002	-9	-9	-9	-9	-9	-9	294	736	319	411	114	490
2003	158	-8	-8	-8	289	510	1	739	1477	1291	118	635
2004	231	96	378	276	1254	185	2	0	50	90	383	77
2005	92	324	19	163	3	-8	-8	-8	-8	-8	-8	-8
2006	-8	-9	-9	-9	-9	0	315	1365	476	-8	188	755
2007	131	446	709	61	387	82	-8	28	324	538	209	232
2008	73	13	308	31	-8	-8	-8	-8	-8	8	567	639

Erosività mensile (FORINO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	2	1280	1281
2001	647	96	344	216	124	145	81	124	354	11	449	79
2002	300	39	23	195	324	86	425	249	931	408	190	200
2003	1227	217	45	644	878	111	119	106	304	832	365	287
2004	179	190	337	244	680	321	64	1	383	607	433	2568
2005	333	276	1351	120	190	8	79	317	1165	208	329	1349
2006	610	80	510	74	289	95	187	458	3877	48	549	175
2007	133	257	562	76	258	36	-8	1	1098	640	223	142
2008	164	72	902	475	652	316	1942	62	149	582	708	587

Erosività mensile (CASERTA VECCHIA)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	19	667	213
2001	406	95	168	165	97	21	5	111	109	0	678	19
2002	131	40	14	88	331	386	101	266	2212	28	82	13
2003	364	58	10	41	86	1	4	272	102	270	96	69
2004	59	64	90	294	461	71	45	46	64	704	555	373
2005	35	73	1070	118	168	125	1399	256	268	430	344	698
2006	77	60	274	182	114	347	188	173	2792	128	315	36
2007	27	309	125	30	143	93	0	1	93	68	29	87
2008	214	7	254	59	178	257	2	-8	182	112	491	215

Erosività mensile (CAIAZZO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	0	245	293
2001	210	19	209	73	142	14	54	58	18	3	318	38
2002	119	19	18	34	314	344	167	277	1193	133	190	104
2003	179	53	9	115	16	19	14	313	31	424	91	61
2004	231	136	141	347	107	-8	-8	-8	-8	-8	95	403
2005	53	91	448	67	7	143	237	127	51	378	1111	333
2006	147	63	141	133	50	38	13	266	832	2	297	35
2007	25	368	244	30	326	320	-8	2	184	33	102	40
2008	166	33	273	136	126	87	30	0	107	147	224	348

Erosività mensile (NAPOLI CAPODIMONTE)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	21	550	160
2001	408	29	359	254	156	3	0	47	4031	22	679	36
2002	49	15	8	95	72	17	44	1104	1695	75	236	415
2003	315	205	13	23	70	0	29	39	1764	663	165	69
2004	98	67	162	369	480	118	22	8	655	335	905	433
2005	165	197	289	85	116	3	0	18	3248	295	877	666
2006	123	53	125	90	32	802	633	229	1379	545	393	38
2007	142	621	257	318	113	39	-8	3	1558	699	85	124
2008	155	13	342	453	238	398	10	-8	580	123	962	372

Erosività mensile (POZZUOLI)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	19	508	163
2001	269	23	265	109	7	0	0	3	5702	0	547	23
2002	50	11	9	35	130	9	3	348	1288	108	79	162
2003	267	103	3	36	115	-8	118	72	1379	256	140	81
2004	89	18	83	155	241	11	2	1	270	693	530	224
2005	191	146	1373	56	9	0	0	41	964	655	652	391
2006	402	40	140	73	80	931	498	196	1241	105	784	72
2007	58	354	156	74	136	90	0	8	473	260	201	194
2008	315	3	237	282	15	2	-8	-8	305	156	432	267

Erosività mensile (ISCHIA - M. EPOMEO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	0	285	187
2001	114	25	200	128	27	0	0	5	2307	42	346	68
2002	20	69	8	62	65	89	131	1570	1041	97	32	574
2003	80	62	2	135	37	-8	34	35	981	230	34	53
2004	96	21	435	122	207	124	27	53	54	292	218	484
2005	73	214	61	107	15	0	1	39	1420	970	255	502
2006	119	1	101	314	8	370	281	246	994	796	909	274
2007	107	331	104	39	109	101	0	63	496	1391	408	56
2008	84	38	132	21	68	27	-8	-8	388	315	361	501

Erosività mensile (SALERNO - GENIO CIVILE)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	193	278	527
2001	965	168	246	210	140	27	0	-8	444	0	508	49
2002	104	59	15	91	73	30	153	653	1223	410	74	650
2003	977	120	40	73	38	199	29	4	2548	1029	258	257
2004	157	138	177	133	658	120	1	61	70	1440	2069	235
2005	219	152	128	93	83	94	1	1174	563	1323	839	139
2006	53	39	297	53	106	90	326	459	615	2273	259	1063
2007	80	170	535	610	198	302	0	-8	1580	891	135	132
2008	79	35	315	109	45	177	34	0	759	210	292	185

Erosività mensile (GIFFONI VALLEPIANA)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2000	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	19	861	739
2001	605	184	396	368	195	318	0	378	534	2	617	85
2002	69	110	18	124	252	188	675	625	4033	250	253	207
2003	565	128	47	50	1117	277	39	187	339	2769	128	145
2004	76	419	163	198	426	97	-9	-9	-9	-9	31	169
2005	81	263	293	127	47	103	20	137	376	496	290	254
2006	-8	56	137	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9
2007	14	522	263	38	261	69	-8	0	385	991	159	75
2008	99	25	486	466	22	727	93	110	2563	2187	556	379

Erosività mensile (CASTELVOLTURNO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2001	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	4	49
2002	17	23	5	179	15	4	8	514	1536	169	105	156
2003	90	64	26	29	106	1	6	251	643	121	90	51
2004	205	42	155	84	131	1	119	34	244	287	655	150
2005	137	95	253	49	0	3	0	42	258	1253	381	233
2006	19	102	214	225	18	74	53	98	1060	9	1724	63
2007	30	184	47	44	331	9	-8	3	72	50	52	140
2008	142	9	137	31	61	8	6	-8	118	886	429	147

Erosività mensile (S. AMBROGIO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2001	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	0	4
2002	37	8	4	96	99	441	1577	663	4727	174	207	33
2003	411	92	54	100	30	3	60	441	907	978	320	38
2004	179	145	361	168	266	11	10	1	33	991	986	334
2005	51	143	299	88	313	15	66	359	662	1872	573	147
2006	130	120	102	37	132	65	86	272	873	13	248	65
2007	53	281	136	61	532	25	-8	4	36	17	65	23
2008	161	13	295	343	118	154	232	3	26	741	350	349

Erosività mensile (AVELLINO GENIO CIVILE)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2001	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	36	43
2002	66	20	16	126	139	319	231	427	740	288	129	170
2003	369	141	27	62	253	315	1	749	126	611	160	90
2004	64	91	72	193	336	164	307	49	271	612	237	1647
2005	104	158	181	53	86	11	100	116	627	161	418	551
2006	236	65	153	100	60	67	473	301	1385	23	488	117
2007	257	78	277	18	105	18	-8	0	189	297	0	56
2008	65	17	412	197	229	264	43	0	84	319	312	281

Erosività mensile (CUSANO MUTRI)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2001	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-8	0
2002	-8	98	16	74	225	199	185	280	2052	686	449	168
2003	751	228	172	12	16	5	603	20	79	1466	56	19
2004	10	67	67	0	267	390	401	10	228	1384	309	1007
2005	64	192	111	92	18	14	215	551	480	178	388	908
2006	394	150	362	300	283	119	73	1007	634	482	246	158
2007	209	258	702	59	760	243	0	1	468	32	153	133
2008	282	78	499	230	613	198	292	23	500	398	1580	940

Erosività mensile (COLLE SANNITA)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2001	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	6	16
2002	22	16	14	94	204	110	50	87	354	800	34	62
2003	244	13	22	56	17	182	1678	12	189	148	132	22
2004	327	40	21	48	47	202	24	99	4	116	351	198
2005	18	48	149	43	2	251	1	235	398	154	93	268
2006	77	79	64	29	49	68	77	114	211	2	33	18
2007	46	78	51	31	62	31	91	20	88	44	27	22
2008	47	5	255	167	518	37	1	116	156	90	131	236

Erosività mensile (LUOGOSANO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2001	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	11	23
2002	29	5	149	104	78	4	589	259	320	123	24	43
2003	100	46	10	46	244	232	380	2	15	446	46	37
2004	44	14	47	73	147	450	1977	10	91	283	169	119
2005	37	63	96	27	12	9	10	220	383	35	99	148
2006	33	32	63	66	17	48	867	47	250	1	37	46
2007	61	54	47	23	25	1122	-8	-8	139	93	32	2
2008	6	4	82	46	33	113	17	21	169	265	214	70

Erosività mensile (PIETRASTORNINA)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2001	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	105	94
2002	114	98	35	182	125	340	198	300	1637	394	218	320
2003	936	874	56	82	483	235	32	28	16	2129	553	242
2004	181	183	353	72	-9	-9	-9	-9	284	588	523	1278
2005	243	306	377	91	16	96	23	106	376	74	512	1633
2006	450	100	435	37	49	262	450	392	1958	9	43	2
2007	393	612	422	79	239	6	1	1	170	202	128	430
2008	252	70	696	340	169	168	21	11	217	430	884	1039

Erosività mensile (AVELLA)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2001	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	51	69
2002	93	15	14	155	348	72	745	381	1063	468	129	125
2003	612	148	33	-8	-8	-8	-8	-8	295	829	241	87
2004	68	111	89	131	581	157	60	21	276	542	308	325
2005	106	68	113	71	5	18	15	319	96	125	368	658
2006	75	45	126	787	81	287	1017	1189	782	21	102	78
2007	45	411	233	60	229	237	-8	0	30	81	44	161
2008	181	18	218	225	361	534	479	-8	140	84	555	500

Erosività mensile (PONTE VALENTINO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2001	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	20	38
2002	35	7	39	76	107	11	12	101	364	122	19	39
2003	117	44	18	31	10	124	600	3	13	173	34	35
2004	37	4	47	51	68	358	12	5	4	79	140	298
2005	23	53	223	33	3	24	1	134	121	43	197	125
2006	27	23	59	28	25	60	72	189	603	2	33	14
2007	32	71	47	9	20	63	-8	0	27	49	22	22
2008	11	8	106	35	39	175	1	240	60	71	160	95

Erosività mensile (S. ANGELO THEODICE)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2001	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	0	6
2002	72	37	4	126	234	21	1585	323	2247	156	108	119
2003	217	13	36	44	25	52	35	18	555	157	323	18
2004	77	298	471	86	290	52	20	0	75	389	208	514
2005	55	92	231	84	26	93	76	264	431	1443	2655	346
2006	54	116	63	10	98	78	13	44	670	2	84	28
2007	59	167	153	382	218	13	1	0	21	23	29	9
2008	153	443	200	265	173	39	26	2	30	1580	421	216

Erosività mensile (PONTE 25 ARCHI)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2001	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	0	8
2002	59	63	7	60	72	574	90	266	5315	630	160	108
2003	218	56	78	33	195	227	706	6	43	1601	605	49
2004	137	139	170	259	108	18	43	313	127	654	435	597
2005	24	70	172	63	5	62	208	317	1205	570	549	152
2006	65	121	101	25	46	46	12	435	813	3	125	245
2007	214	180	131	62	57	133	3	1	63	31	30	28
2008	250	0	79	298	375	843	7	314	51	491	486	440

Erosività mensile (FORLI' DEL SANNIO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2001	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	4	15
2002	68	54	33	71	245	14	61	224	458	379	121	92
2003	406	31	-8	-8	-8	-8	-8	-8	184	1343	603	25
2004	324	309	186	194	73	107	20	42	71	243	241	640
2005	24	156	125	41	17	129	1	321	1351	108	1001	308
2006	127	98	88	19	28	93	31	1364	566	8	22	18
2007	83	94	76	12	27	131	0	0	91	67	17	11
2008	151	27	186	151	25	24	11	6	89	404	513	322

Erosività mensile (FORNELLI)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2001	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	1	8
2002	42	50	24	76	120	8	75	168	828	185	132	124
2003	393	17	31	90	11	312	554	119	155	770	661	47
2004	179	267	250	102	199	23	268	42	32	581	315	958
2005	36	95	187	58	83	527	29	99	1133	270	3623	260
2006	276	111	110	15	38	100	67	14	477	3	83	15
2007	84	144	90	151	51	162	0	0	59	123	26	24
2008	204	23	202	129	207	82	17	12	66	1903	480	395

Erosività mensile (ISERNIA)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2001	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	0	11
2002	32	52	15	97	427	36	216	509	513	330	78	55
2003	448	47	-8	-8	-8	-8	-8	-8	122	732	203	30
2004	133	156	94	59	83	1214	1220	0	672	196	155	282
2005	27	107	183	45	27	208	1	316	573	286	782	228
2006	69	94	76	20	26	50	31	202	249	4	96	241
2007	65	119	201	71	33	41	0	47	84	101	29	17
2008	58	52	151	206	147	150	4	224	40	436	304	259

Erosività mensile (QUATTROVENTI)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2001	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	20	19
2002	26	16	8	72	127	56	294	411	4472	737	139	54
2003	633	36	137	95	130	170	19	45	135	630	283	9
2004	373	93	362	112	97	106	92	59	147	458	334	487
2005	43	83	560	134	21	140	8	295	562	112	687	551
2006	280	148	104	98	51	74	305	299	1053	1	118	39
2007	80	237	148	46	174	61	-8	1	45	27	66	25
2008	177	10	140	150	186	142	6	2	61	442	293	207

Erosività mensile (SORA)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2001	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	80	16
2002	25	50	2	108	1956	96	835	11	4	8	146	53
2003	291	82	36	118	4	189	199	57	451	1326	364	65
2004	13	163	107	135	243	118	129	112	210	246	97	682
2005	33	99	138	173	250	239	42	223	600	597	435	224
2006	125	94	67	51	46	15	287	84	722	77	23	18
2007	102	172	194	154	156	111	-8	0	146	63	44	45
2008	195	57	290	295	238	650	147	239	100	145	418	882

Erosività mensile (S. CASTRESE)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2001	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	35	13
2002	129	44	4	57	25	58	211	352	1098	576	142	92
2003	159	21	31	78	3	3	0	3	261	476	296	97
2004	236	101	207	141	58	409	113	2	35	679	1001	286
2005	71	91	108	193	115	11	0	444	592	1240	1126	231
2006	39	55	111	69	51	58	4	133	591	156	242	163
2007	35	561	272	220	230	4	-8	14	87	23	54	20
2008	258	18	112	112	150	5	8	0	42	648	735	289

Erosività mensile (COLOGNA)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2001	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-8	-8
2002	-8	-8	-8	19	182	69	344	652	1730	1147	181	174
2003	696	170	126	51	91	199	38	14	7234	1113	115	18
2004	-8	-8	-8	-8	180	135	3	74	242	586	1113	370
2005	247	155	289	267	20	140	6	409	1131	1096	983	324
2006	102	168	277	28	17	80	386	408	1426	360	95	699
2007	266	660	693	185	348	61	3	0	691	1025	106	76
2008	312	29	726	172	86	77	31	16	1595	2451	374	376

Erosività mensile (TRAMONTI)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2002	-9	9	91	47	329	35	40	628	171	385	356	359
2003	1178	385	98	79	6	0	138	9	4141	1604	209	288
2004	115	285	511	265	437	246	16	18	494	623	1011	1323
2005	207	245	881	100	77	25	3	522	653	566	911	1146
2006	373	121	540	74	51	111	1245	658	202	311	482	180
2007	65	405	1098	269	280	237	8	-8	3105	1940	461	178
2008	233	88	536	392	147	216	934	3	1019	715	741	638

Erosività mensile (SORRENTO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2001	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	0	11
2002	-9	37	9	100	445	15	101	1252	312	230	311	366
2003	139	94	28	20	2	22	34	1	472	329	67	171
2004	193	93	250	187	377	75	0	1	1521	2664	1008	291
2005	212	122	87	138	7	2	0	13	814	220	568	278
2006	205	281	228	17	4	319	389	493	2108	41	1153	155
2007	48	445	433	544	51	37	-8	-8	463	1761	150	115
2008	60	137	289	33	40	37	0	-8	202	244	297	547

Erosività mensile (ALTAVILLA IRPINA)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2001	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	40
2002	51	28	20	123	100	364	44	159	1161	301	176	136
2003	496	477	20	52	1034	177	25	8	15	780	86	95
2004	82	119	95	127	230	56	53	526	186	233	283	1174
2005	54	161	111	43	47	37	5	71	429	45	295	400
2006	100	27	141	25	23	96	243	60	1913	6	89	69
2007	168	239	270	16	74	41	0	0	59	220	59	123
2008	35	19	190	130	77	48	10	145	181	239	173	364

Erosività mensile (SERINO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2001	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	29
2002	178	31	8	113	95	384	54	363	695	336	195	93
2003	774	112	49	83	51	636	171	334	377	813	235	113
2004	152	183	174	219	639	233	272	290	258	1330	342	683
2005	92	170	492	100	96	23	146	345	433	87	273	1153
2006	252	52	299	86	22	76	365	480	476	9	254	107
2007	166	360	280	11	117	70	0	0	398	555	93	122
2008	65	21	597	121	742	400	6	206	96	3160	350	295

Erosività mensile (MAIORI)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2002	-9	-9	-9	97	163	27	186	500	1504	328	193	540
2003	583	151	54	31	9	0	95	1	1209	414	237	281
2004	180	118	292	273	184	83	8	6	313	1508	1517	514
2005	286	309	262	46	30	8	15	505	885	540	928	148
2006	-8	108	276	46	66	258	123	1344	989	1915	426	76
2007	162	469	509	251	269	101	1	0	455	1163	227	236
2008	128	50	262	115	70	215	114	0	98	206	716	326

Erosività mensile (AMALFI)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2002	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	1058	85	132	507
2003	361	114	22	54	3	-8	195	6	696	431	219	308
2004	190	93	273	528	144	68	2	106	525	2060	913	444
2005	250	306	154	77	160	34	1	153	1493	614	1527	230
2006	-8	79	177	218	62	180	149	982	740	205	610	101
2007	58	412	900	144	195	445	7	-8	710	1579	408	206
2008	93	46	289	120	65	25	588	-8	147	265	1174	480

Erosività mensile (RAVELLO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2002	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-8	-8	-8	0
2003	460	230	146	79	23	0	26	28	1861	420	133	443
2004	132	216	562	393	220	66	8	23	287	1662	1343	616
2005	403	227	342	144	65	8	42	766	1314	786	1499	712
2006	234	171	394	99	112	235	173	1031	806	2539	553	159
2007	100	471	876	316	329	107	0	-8	565	1252	259	151
2008	150	101	526	152	221	75	298	0	170	247	711	560

Erosività mensile (ERCOLANO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2002	-9	-9	-9	162	181	32	86	587	741	474	157	268
2003	250	63	16	15	24	-8	4	145	226	820	107	83
2004	85	35	125	178	531	50	5	68	421	1778	516	191
2005	108	91	113	57	22	29	12	579	381	150	515	432
2006	57	57	171	73	16	356	323	462	1322	34	313	41
2007	29	218	181	57	121	80	-8	0	45	488	68	61
2008	151	10	357	231	146	448	7	-8	61	292	259	395

Erosività mensile (CETARA)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2002	-9	-9	-9	20	39	40	56	1115	1096	469	116	415
2003	423	110	29	26	34	1	5	29	1755	840	88	109
2004	154	80	117	151	283	180	5	85	231	877	1015	287
2005	160	181	90	145	38	27	3	355	510	704	1690	256
2006	-8	22	328	174	552	274	10	1025	293	1516	378	533
2007	65	281	582	230	134	102	-8	0	766	837	121	193
2008	107	50	505	47	121	366	75	-8	241	163	462	251

Erosività mensile (AGEROLA)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2002	-9	-9	-9	12	1289	49	108	1186	1291	759	556	939
2003	1296	280	40	61	6	0	71	32	623	564	176	658
2004	143	146	583	460	333	742	2	55	951	1660	1817	1179
2005	335	304	477	190	104	14	8	167	920	674	1559	800
2006	557	212	391	81	86	374	204	739	1336	1908	1595	255
2007	109	664	802	571	248	183	-8	-8	1008	1909	494	342
2008	272	120	655	151	115	199	35	-8	370	301	1410	922

Erosività mensile (ARIANO IRPINO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2002	-8	4	14	82	268	608	292	295	501	59	26	31
2003	142	37	12	52	271	42	503	1319	26	209	38	59
2004	43	32	33	237	81	179	60	232	11	95	212	82
2005	30	60	93	47	2	191	4	369	248	169	123	150
2006	29	27	111	60	20	121	86	591	777	1	55	22
2007	39	96	70	43	36	32	-8	0	111	120	28	18
2008	12	6	143	50	31	943	9	51	512	36	170	68

Erosività mensile (BARONISSI)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2002	-8	62	8	132	766	53	170	510	3279	1307	289	137
2003	1056	446	89	76	187	27	62	36	2803	1846	147	266
2004	104	805	536	7	968	324	39	44	306	1416	774	759
2005	249	193	852	158	45	152	5	59	539	775	1273	425
2006	324	214	286	15	38	74	525	750	1633	237	660	320
2007	87	659	1142	60	655	33	0	0	234	130	146	9
2008	160	23	646	820	100	174	147	17	3203	976	991	388

Erosività mensile (CASTIGLIONE DEI GENOVESI)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2002	-9	-9	-9	-9	-9	-9	69	-9	-9	609	232	294
2003	2130	203	227	30	393	457	120	19	509	209	487	182
2004	129	196	324	346	361	1586	14	69	51	883	661	547
2005	189	170	301	226	58	15	3	609	295	1866	445	711
2006	144	85	463	221	37	125	751	497	2022	876	330	513
2007	63	451	780	99	417	447	0	-8	943	1254	234	117
2008	101	57	380	176	93	847	7	0	1601	1842	589	392

Erosività mensile (PONTELATONE)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2002	-9	44	11	60	78	163	674	292	693	847	278	143
2003	437	299	168	148	2	18	9	554	158	432	164	64
2004	195	110	224	158	508	85	1	6	113	891	454	290
2005	73	194	260	97	125	90	24	614	369	1273	548	305
2006	108	102	217	525	144	52	834	251	1444	156	384	45
2007	121	275	502	34	492	16	-8	2	170	276	142	110
2008	130	11	323	316	169	817	61	0	28	1081	620	325

Erosività mensile (CASTELFRANCO IN MISCANO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2002	-9	-9	-9	-9	-9	-9	7	51	218	54	17	46
2003	426	25	28	23	238	101	1609	6	84	269	24	42
2004	26	30	38	75	89	90	121	392	26	83	428	154
2005	61	51	141	189	0	309	44	119	544	52	163	202
2006	49	49	32	27	13	63	535	96	607	1	34	27
2007	74	81	61	42	66	18	12	2	53	77	28	18
2008	21	8	141	85	84	392	2	53	203	58	320	118

Erosività mensile (GRAGNANO)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2001	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-9	-8	96
2002	213	131	1	61	571	56	215	1474	966	1037	396	290
2003	1113	342	13	49	3	0	-8	80	1867	796	291	442
2004	205	251	831	337	645	147	33	15	1100	1031	1111	1302
2005	247	255	1379	226	9	29	15	220	452	342	544	1689
2006	873	116	681	38	34	242	541	184	819	69	520	179
2007	114	530	1406	281	164	51	-8	0	508	2164	114	95
2008	445	116	524	89	427	294	99	9	108	453	710	1065

Erosività mensile (ROCCAMONFINA)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2002	-9	-9	-9	-9	-9	-9	63	1569	1565	1343	365	195
2003	328	23	23	175	31	24	6	1	911	503	476	75
2004	512	58	68	207	305	33	107	6	147	318	1040	858
2005	80	55	68	315	114	16	6	375	914	335	492	309
2006	177	144	150	33	173	200	149	157	920	26	617	87
2007	59	369	266	196	197	11	-8	3	72	31	202	69
2008	247	9	2045	405	628	312	9	8	30	1347	650	457

Erosività mensile (SARNO EX)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2001	-9	-9	188	182	859	86	54	213	903	101	632	43
2002	83	21	18	92	578	95	46	2130	1383	268	157	105
2003	91	-8	3	39	89	344	219	44	357	275	134	106
2004	121	88	173	327	293	18	1	12	111	299	170	0
2005	0	0	2	-8	3	6	0	9	161	11	15	3
2006	172	14	0	0	-8	63	245	1014	1243	65	206	117
2007	72	235	163	52	67	240	-8	-8	186	230	54	97
2008	163	8.2	161	136	87	585	382	687	67	130	286	331

Erosività mensile (QUINDICI)												
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
2001	-8	137	517	190	279	44	81	4	848	26	198	30
2002	197	47	15	83	138	15	94	1322	1171	11	119	162
2003	54	-8	0	92	636	22	515	63	200	465	475	191
2004	306	160	279	275	377	139	15	18	197	524	426	1238
2005	327	308	351	136	246	880	30	83	0	0	-8	-8
2006	-8	0	0	0	0	34	518	641	2028	29	316	237
2007	102	275	339	75	218	61	-8	0	150	348	136	120
2008	122	38	449	67	129	266	40	0	58	210	524	493

Allegato 3

Valori di erosività media mensile per le stazioni automatiche di calibrazione																			
Codice	Stazione	Rm	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	ANNO	AUT	INV	PRI	EST
38528	Rofrano	(RUSLE)	147	223	185	167	158	329	176	77	348	288	430	313	2841	1066	683	510	582
		(modello)	228	238	241	185	188	376	236	138	392	358	464	418	3462	1214	885	614	749
38533	Gioi Cilento	(RUSLE)	146	140	154	98	172	156	182	329	639	434	413	239	3101	1486	524	423	667
		(modello)	206	124	207	128	176	216	111	302	555	454	307	306	3091	1316	636	511	628
38542	Montesano Terme	(RUSLE)	64	118	153	90	223	89	165	214	284	199	265	184	2048	747	366	466	468
		(modello)	131	142	159	106	201	157	209	220	513	255	285	238	2618	1053	512	466	586
38545	S. Mauro La Bruca	(RUSLE)	81	35	69	-	34	34	194	136	237	203	308	282	1613	748	398	103	364
		(modello)	124	56	131	-	40	57	119	145	255	199	267	244	1638	722	424	172	321
s.c.	Lagonegro (2001-2003)	(RUSLE)	159	-	-	57	204	51	29	-	531	459	543	261	2294	1002	420	312	560
		(modello)	182	-	-	121	274	108	53	-	507	486	800	477	3009	1764	660	503	560
38548	Torraca	(RUSLE)	137	220	353	132	483	194	153	574	529	467	263	471	3978	1260	828	969	921
		(modello)	182	159	211	91	611	252	299	336	527	284	314	445	3709	1124	786	912	887
s.c.	Pontecagnano (RAN)	(RUSLE)	194	58	140	-	93	113	164	59	472	247	188	183	1911	907	435	233	336
		(modello)	119	77	137	-	178	151	239	159	756	319	249	198	2583	1325	394	315	549
s.c.	Montevergine	(RUSLE)	175	176	142	277	240	91	101	320	753	295	455	402	3427	1503	753	659	512
		(modello)	256	167	151	443	517	159	193	463	1080	481	815	535	5260	2375	958	1111	815
12243	Grazzanise	(RUSLE)	169	110	189	159	186	78	41	171	492	346	298	192	2432	1136	471	534	291
		(modello)	110	79	172	149	189	102	54	131	491	355	278	154	2265	1125	343	510	287
12247	Persano S.	(RUSLE)	118	86	77	88	119	85	22	-	512	244	-	106	1458	756	311	284	106
		(modello)	90	77	96	112	86	70	24	-	431	237	-	104	1329	773	271	294	95
s.c.	Benevento MetEROBS	(RUSLE)	70	-	-	80	375	195	102	333	203	146	246	-	1750	595	70	455	630
		(modello)	140	-	-	162	253	188	161	332	331	259	378	-	2204	968	398	415	681
12255	Montella	(RUSLE)	236	259	275	278	228	169	336	193	778	827	642	651	4872	2246	1146	781	698
		(modello)	261	228	213	325	336	204	302	258	918	672	714	725	5156	2304	1213	875	764
12259	Apice Ufita	(RUSLE)	39	33	43	72	94	-	198	96	69	150	146	65	1004	365	137	209	294
		(modello)	70	48	61	130	130	-	187	135	132	155	170	116	1333	456	234	321	322
12263	Paduli	(RUSLE)	41	31	93	88	96	150	155	80	144	103	168	68	1218	415	141	277	385
		(modello)	66	49	103	114	114	166	121	131	213	146	208	120	1549	566	234	331	418

Valori di erosività media mensile per le stazioni automatiche di calibrazione																			
Codice	Stazione	Rm	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	ANNO	AUT	INV	PRI	EST
12267	Auletta	(RUSLE)	94	121	101	114	111	122	172	178	298	-	240	216	1768	755	431	326	472
		(modello)	125	150	134	177	193	143	184	178	437	-	365	300	2387	1103	575	505	505
12270	Boville E.	(RUSLE)	155	115	140	184	230	259	166	238	870	483	345	283	3469	1699	553	554	663
		(modello)	143	144	148	227	247	211	155	217	873	509	420	331	3625	1802	618	622	582
12273	Castelluccio	(RUSLE)	65	-	-	-	188	231	234	145	282	-	211	-	1356	493	65	188	610
		(modello)	85	-	-	-	192	197	314	186	405	-	349	-	1729	755	89	192	697
12276	Montemarano	(RUSLE)	73	81	101	130	245	271	370	285	432	209	250	199	2646	891	354	476	926
		(modello)	121	115	114	170	209	216	283	261	594	329	327	266	3005	1251	502	493	760
12286	Senerchia	(RUSLE)	254	235	254	199	252	119	490	327	1297	403	602	514	4945	2303	1002	705	936
		(modello)	296	249	293	280	395	160	391	266	930	533	760	660	5212	2223	1205	967	817
12290	S. Pietro	(RUSLE)	223	208	315	212	210	187	79	-	652	462	516	465	3529	1630	896	736	266
		(modello)	228	180	252	223	276	213	109	-	695	462	511	415	3564	1668	823	750	323
12294	S.Mauro	(RUSLE)	189	94	157	149	143	214	120	163	558	428	321	336	2874	1307	620	449	498
		(modello)	162	110	149	149	197	191	127	178	574	367	345	318	2866	1286	591	494	496
12298	Ponte Camerelle	(RUSLE)	284	188	316	247	282	84	240	148	1006	657	587	765	4804	2250	1237	845	472
		(modello)	235	182	328	213	266	124	178	149	903	608	520	475	4181	2031	892	807	451
12309	Bellosguardo	(RUSLE)	83	90	81	93	250	94	43	108	472	284	175	199	1973	931	372	425	245
		(modello)	114	125	119	113	274	128	69	118	558	357	246	255	2475	1160	494	506	316
15276	Sarno	(RUSLE)	170	73	136	163	206	186	165	225	597	242	215	234	2612	1054	477	505	576
		(modello)	137	61	131	158	162	156	146	166	590	307	247	237	2499	1144	436	451	468
15279	Cetronico	(RUSLE)	215	86	195	215	163	173	156	186	566	413	290	375	3031	1269	675	573	515
		(modello)	172	94	188	183	198	199	150	140	668	424	318	378	3113	1410	644	570	489
15280	Piani di Prato	(RUSLE)	318	94	188	265	264	213	205	326	664	306	420	415	3677	1390	827	717	743
		(modello)	205	102	210	251	297	177	194	256	627	383	457	401	3561	1467	708	758	627
15282	Quindici	(RUSLE)	342	178	249	232	279	281	312	-	683	346	363	406	3671	1392	926	760	594
		(modello)	247	134	252	227	262	201	194	-	681	381	508	394	3481	1570	774	741	396
15285	Torriello	(RUSLE)	308	126	171	273	393	316	198	352	818	295	400	404	4051	1513	837	836	866
		(modello)	208	114	209	252	316	286	186	274	799	373	446	357	3820	1618	679	777	746
17255	Contursi Meteo	(RUSLE)	233	150	198	110	240	130	48	161	896	868	695	266	3995	2459	649	548	339
		(modello)	215	169	206	157	274	183	89	174	809	944	586	287	4093	2339	671	637	446

Valori di erosività media mensile per le stazioni automatiche di calibrazione																			
Codice	Stazione	Rm	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	ANNO	AUT	INV	PRI	EST
17259	Alvignano	(RUSLE)	101	65	189	110	197	274	294	161	324	154	256	243	2369	735	409	496	729
		(modello)	151	77	188	148	230	253	189	154	428	202	358	191	2568	988	418	566	595
17262	Boiara	(RUSLE)	-	-	96	76	127	90	155	188	243	124	179	116	1394	546	116	298	434
		(modello)	-	-	99	81	118	132	175	170	396	250	225	198	1843	870	198	299	476
17266	Pompei	(RUSLE)	114	67	165	69	130	80	101	203	350	338	375	161	2152	1062	342	364	384
		(modello)	103	66	117	101	106	98	94	158	556	392	343	166	2299	1290	335	324	350
17272	S. Angelo d'Alife	(RUSLE)	91	86	148	114	130	102	43	237	861	405	319	176	2712	1585	352	393	382
		(modello)	122	68	165	120	209	170	70	243	693	423	359	133	2774	1474	323	493	483
17399	Melizzano	(RUSLE)	73	121	272	146	127	266	78	172	241	294	305	211	2305	840	404	545	516
		(modello)	109	78	283	119	170	295	67	183	246	245	352	163	2309	842	351	572	544
17411	Battipaglia	(RUSLE)	149	85	203	113	201	133	234	-	768	429	-	231	2546	1198	466	516	367
		(modello)	143	91	175	134	177	144	149	-	756	478	-	205	2453	1439	440	486	293
18385	Alife	(RUSLE)	124	80	120	118	259	129	-	181	546	414	366	164	2501	1326	368	497	310
		(modello)	117	83	153	121	186	122	-	222	495	421	340	161	2420	1256	360	461	343
18393	S. Salvatore (So. Grassano)	(RUSLE)	95	57	218	67	134	177	172	372	580	220	250	168	2511	1050	320	420	721
		(modello)	133	66	210	93	209	210	206	349	369	237	293	162	2537	899	361	512	764
18398	Bagnoli Irpino	(RUSLE)	185	131	186	200	224	125	140	146	526	350	640	409	3262	1517	725	609	411
		(modello)	236	184	232	219	273	196	193	214	740	551	731	497	4267	2022	917	725	603
18408	Caposele	(RUSLE)	-	98	214	111	210	165	340	250	534	247	388	287	2844	1170	385	535	755
		(modello)	-	166	236	141	228	156	228	291	646	445	438	387	3363	1529	554	605	675
18770	S. Felice Cancellò	(RUSLE)	125	87	224	106	153	203	192	-	448	256	201	218	2212	904	430	483	395
		(modello)	100	75	200	109	132	146	156	-	425	229	223	186	1980	877	360	441	302
18887	Pietramelara	(RUSLE)	262	125	214	158	150	192	272	230	378	702	428	293	3406	1507	680	523	695
		(modello)	190	137	237	163	205	163	156	199	506	578	452	249	3235	1537	576	605	517
18889	Liberi	(RUSLE)	300	185	277	234	235	217	132	221	728	389	707	567	4193	1825	1053	745	570
		(modello)	234	153	295	211	273	196	142	218	666	377	623	348	3737	1666	735	780	557
18891	Napoli Camaldoli	(RUSLE)	118	113	108	189	185	307	-	283	1276	254	261	175	3269	1791	405	482	590
		(modello)	123	71	114	151	131	189	-	131	1022	284	254	134	2604	1560	328	396	320
18893	Rotondi	(RUSLE)	395	215	399	232	246	271	671	343	723	430	851	572	5348	2004	1181	878	1285
		(modello)	317	203	394	249	258	309	407	340	711	390	704	420	4700	1805	940	900	1055

Valori di erosività media mensile per le stazioni automatiche di calibrazione																			
Codice	Stazione	Rm	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	ANNO	AUT	INV	PRI	EST
18895	Arienzo	(RUSLE)	88	145	676	136	201	225	218	308	492	206	335	278	3308	1032	511	1014	751
		(modello)	70	82	290	131	153	160	116	169	550	168	290	186	2366	1008	338	575	445
18897	Cervinara	(RUSLE)	386	193	348	193	232	228	541	382	506	354	979	472	4814	1840	1051	772	1151
		(modello)	319	215	402	255	259	215	306	272	456	428	846	450	4424	1730	984	917	793
18899	S. Agata Goti	(RUSLE)	245	170	334	89	260	248	168	135	564	499	345	384	3442	1408	799	683	552
		(modello)	217	116	291	119	207	250	141	270	663	371	356	256	3257	1390	589	617	661
18901	Ottaviano	(RUSLE)	238	96	231	127	199	98	271	333	647	351	513	271	3377	1511	606	557	703
		(modello)	199	89	265	144	202	144	152	268	628	373	466	219	3150	1467	507	611	565
18903	Visciano	(RUSLE)	110	75	107	159	307	220	765	239	450	268	305	187	3192	1023	372	573	1224
		(modello)	114	76	139	140	203	260	355	203	558	311	359	172	2891	1228	363	482	819
18905	S Martino V.C.	(RUSLE)	523	334	413	262	368	245	303	294	543	443	986	780	5495	1972	1638	1043	842
		(modello)	410	309	433	296	461	301	322	261	568	519	938	574	5392	2025	1293	1190	884
18917	Cava de Tirreni	(RUSLE)	453	237	639	214	126	149	213	191	1159	698	611	582	5271	2468	1271	979	553
		(modello)	298	230	494	277	178	134	125	156	1038	666	502	451	4549	2206	979	949	415
18919	Capri	(RUSLE)	161	110	184	81	148	87	-	337	541	349	520	198	2716	1410	470	413	424
		(modello)	107	80	115	88	98	82	-	192	469	272	376	175	2054	1117	362	301	274
18921	Massa L	(RUSLE)	188	220	196	94	410	84	105	343	699	575	632	266	3812	1906	674	700	532
		(modello)	149	131	134	115	190	83	63	148	577	428	409	226	2653	1414	505	439	294
18923	Corbara/S Egidio	(RUSLE)	250	177	404	158	355	319	136	232	805	402	432	575	4247	1639	1002	918	688
		(modello)	252	186	354	174	318	305	119	183	728	443	460	532	4054	1631	970	846	607
18925	Pellezzano	(RUSLE)	281	163	387	125	168	118	163	157	-	650	533	328	3649	1183	772	681	439
		(modello)	200	136	383	163	173	146	153	128	-	640	422	273	3349	1062	609	719	427
18927	Lettere	(RUSLE)	372	162	340	119	323	97	107	194	971	864	486	476	4513	2322	1010	782	399
		(modello)	235	154	375	131	240	120	113	226	788	653	513	407	3957	1955	797	746	459
18929	Torre del Greco	(RUSLE)	162	73	186	156	165	97	86	367	577	584	389	285	3129	1550	521	507	551
		(modello)	146	86	169	117	119	109	84	303	529	538	341	159	2701	1408	391	405	496
18931	Monteforte Irpino	(RUSLE)	440	181	377	168	432	167	261	192	981	403	440	552	4593	1823	1173	976	621
		(modello)	382	179	366	182	470	180	264	205	970	413	690	498	4799	2072	1059	1019	649
18933	Solofra	(RUSLE)	428	383	497	183	324	205	178	297	1197	671	754	841	5958	2622	1652	1005	680
		(modello)	357	304	441	206	318	257	160	310	907	630	697	629	5217	2234	1290	966	728

Valori di erosività media mensile per le stazioni automatiche di calibrazione																			
Codice	Stazione	Rm	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	ANNO	AUT	INV	PRI	EST
18935	Pimonte	(RUSLE)	595	250	577	232	437	232	-	319	978	732	773	520	5645	2483	1365	1246	551
		(modello)	382	251	541	257	321	273	-	231	768	708	536	453	4721	2012	1086	1119	504
18937	Mercogliano	(RUSLE)	482	256	323	246	459	114	270	163	1179	534	427	634	5087	2140	1373	1028	547
		(modello)	419	217	341	212	557	148	236	179	1111	540	729	628	5318	2381	1264	1110	563

Valori di erosività media mensile annuale e stagionale per le stazioni automatiche di validazione																			
Codice	Stazione	Rm	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	ANNO	AUT	INV	PRI	EST
18939	Forino	(RUSLE)	449	153	509	256	425	140	414	165	1033	371	503	741	5158	1907	1343	1189	718
		(modello)	364	177	473	207	432	192	281	193	950	458	603	610	4942	2012	1151	1113	666
18945	Caserta Vecchia	(RUSLE)	164	88	251	122	197	163	218	161	728	195	362	191	2840	1285	444	570	542
		(modello)	104	84	217	141	192	168	124	181	557	212	354	169	2502	1123	357	550	473
18947	Caiazzo	(RUSLE)	141	98	185	117	136	138	86	149	345	140	297	184	2016	782	423	438	373
		(modello)	140	83	188	132	152	131	86	163	351	142	328	152	2050	822	375	473	380
18949	Napoli Capodichino	(RUSLE)	182	150	194	211	160	172	106	207	1864	309	539	257	4350	2712	589	565	485
		(modello)	151	105	200	141	160	154	60	118	1450	320	387	173	3418	2157	428	501	332
18953	Pozzuoli	(RUSLE)	205	87	283	103	92	149	89	96	1453	250	430	175	3412	2134	467	477	333
		(modello)	147	65	191	126	92	60	47	90	1131	270	333	138	2690	1734	350	408	198
18955	Ischia M. Epomeo	(RUSLE)	87	95	130	116	67	102	68	287	960	459	317	300	2987	1736	481	313	457
		(modello)	67	61	86	124	74	87	63	156	753	373	234	182	2260	1361	309	284	306
18957	Salerno G.C.	(RUSLE)	329	110	219	171	168	130	68	392	975	863	524	360	4309	2362	799	558	590
		(modello)	162	96	235	167	155	160	79	194	828	774	362	264	3476	1963	522	557	433
18964	Giffoni Vallepiana	(RUSLE)	216	214	225	196	331	254	165	240	1371	959	362	257	4790	2692	686	753	659
		(modello)	172	170	257	258	320	323	140	238	1269	806	423	299	4673	2498	641	835	700
20881	Castel Voltuno	(RUSLE)	91	74	120	91	95	14	32	157	561	397	430	124	2180	1388	289	306	197
		(modello)	100	74	137	120	95	29	34	145	600	474	316	120	2244	1389	295	352	209

Valori di erosività media mensile annuale e stagionale per le stazioni automatiche di validazione																			
Codice	Stazione	Rm	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	ANNO	AUT	INV	PRI	EST
20885	S. Ambrogio	(RUSLE)	146	115	179	127	213	102	338	249	1038	684	343	124	3658	2065	385	519	689
		(modello)	139	95	184	150	195	100	185	211	1158	860	380	165	3822	2399	400	528	495
20889	Avellino G.C.	(RUSLE)	166	81	163	107	173	165	193	235	489	330	223	369	2693	1042	617	442	593
		(modello)	167	89	229	134	243	195	238	194	645	418	318	285	3154	1380	541	606	627
20893	Cusano Mutri	(RUSLE)	285	153	276	109	312	167	253	270	634	661	455	417	3991	1750	854	697	690
		(modello)	289	197	242	151	430	210	231	269	698	527	420	347	4010	1645	833	823	709
20897	Colle Sannita	(RUSLE)	112	40	82	67	129	126	275	98	200	193	101	105	1527	494	257	278	498
		(modello)	153	59	149	104	143	163	192	195	379	232	180	133	2083	791	346	396	551
20901	Luogosano	(RUSLE)	44	31	71	55	79	283	640	93	195	178	79	61	1809	452	137	205	1016
		(modello)	102	47	82	79	106	207	377	112	344	269	165	116	2005	778	265	266	696
20905	Pietrastornina	(RUSLE)	367	320	339	126	180	184	121	140	665	547	371	630	3990	1582	1317	646	445
		(modello)	408	280	429	142	249	201	172	140	587	693	555	460	4316	1835	1149	820	513
20909	Avella	(RUSLE)	168	116	118	238	268	217	463	382	383	307	225	251	3059	915	535	624	984
		(modello)	168	102	171	164	156	195	207	237	393	381	331	225	2731	1105	495	491	639
20912	Benevento PV	(RUSLE)	40	30	77	38	39	117	116	96	170	77	78	83	961	325	154	153	329
		(modello)	60	50	109	77	77	173	82	138	251	156	172	123	1467	579	233	263	392
20922	S. Angelo Teodice	(RUSLE)	98	166	165	142	152	50	251	93	576	536	478	157	2865	1590	422	460	393
		(modello)	124	115	172	130	152	88	147	105	825	640	417	131	3048	1882	371	455	341
21364	Ponte 25 Archi	(RUSLE)	138	90	105	114	122	272	153	236	1088	569	299	203	3389	1956	431	342	661
		(modello)	166	77	165	129	165	177	125	322	1191	633	355	180	3686	2179	423	459	624
21436	Forlì del S.	(RUSLE)	169	110	116	81	69	83	21	326	402	364	315	179	2236	1081	458	266	430
		(modello)	234	115	145	89	96	115	37	264	495	505	359	208	2662	1359	557	329	417
21440	Fornelli	(RUSLE)	173	101	128	89	101	173	145	65	393	548	665	229	2809	1606	503	318	383
		(modello)	241	108	181	154	189	164	148	99	524	625	599	221	3254	1747	571	524	412
21448	Isernia	(RUSLE)	119	90	120	83	124	283	245	217	322	298	206	140	2246	825	349	327	745
		(modello)	181	83	107	89	118	182	132	173	564	552	326	149	2655	1442	413	313	487
21452	Quattroventi	(RUSLE)	230	89	209	101	113	107	121	159	925	344	243	174	2813	1511	493	422	387
		(modello)	140	62	210	136	159	155	96	184	820	408	356	134	2859	1583	336	506	435
21519	Sora	(RUSLE)	112	103	119	147	413	203	273	104	319	352	201	248	2594	871	463	680	580
		(modello)	149	147	168	197	362	218	248	113	453	433	346	220	3053	1232	516	727	579

Valori di erosività media mensile annuale e stagionale per le stazioni automatiche di validazione																			
Codice	Stazione	Rm	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	ANNO	AUT	INV	PRI	EST
21520	S Castrese	(RUSLE)	133	127	121	124	90	79	56	136	386	543	454	149	2397	1383	409	335	270
		(modello)	130	83	139	151	139	93	47	151	366	549	307	114	2269	1222	326	430	291
21521	Cologna	(RUSLE)	325	237	422	120	132	109	116	225	2007	1111	424	291	5517	3542	852	674	449
		(modello)	129	84	255	96	149	154	137	172	1577	1009	339	180	4281	2925	393	501	463
21735	Tramonti	(RUSLE)	362	220	536	175	189	124	340	306	1398	878	596	588	5713	2872	1169	901	771
		(modello)	257	176	514	216	232	156	259	188	1097	872	456	376	4799	2424	810	962	603
21739	Sorrento	(RUSLE)	143	173	189	148	132	72	87	352	842	784	508	275	3705	2134	590	470	511
		(modello)	117	122	162	124	98	92	61	127	699	534	390	232	2759	1623	472	385	280
21742	Altavilla irpina	(RUSLE)	141	153	121	74	227	117	54	138	563	260	166	300	2315	990	594	421	310
		(modello)	176	134	179	107	246	168	85	174	586	394	329	295	2871	1308	605	531	427
21746	Serino	(RUSLE)	240	133	271	105	252	260	145	288	390	899	249	324	3556	1538	697	628	693
		(modello)	226	130	273	131	266	258	159	313	533	864	466	352	3971	1862	709	671	729
21750	Maiori	(RUSLE)	268	201	276	123	113	99	77	337	779	868	606	303	4049	2253	772	511	513
		(modello)	197	125	284	141	123	128	98	180	655	891	418	212	3454	1965	535	549	406
21753	Amalfi	(RUSLE)	190	175	302	190	105	151	157	312	767	749	712	325	4134	2227	690	597	619
		(modello)	129	103	253	162	146	118	138	140	628	659	439	253	3168	1726	485	561	396
21756	Ravello	(RUSLE)	247	236	474	197	162	82	91	370	834	1151	750	377	4970	2734	860	833	543
		(modello)	211	193	461	223	183	127	136	178	567	802	402	257	3741	1771	661	867	441
21760	Ercolano	(RUSLE)	113	79	160	110	149	166	73	307	457	576	276	210	2677	1310	403	419	546
		(modello)	99	63	150	97	114	153	79	277	505	543	287	134	2502	1335	297	362	510
21764	Cetara	(RUSLE)	182	121	275	113	172	141	26	435	699	772	553	292	3781	2024	594	560	602
		(modello)	142	95	215	127	157	177	79	210	596	889	356	200	3243	1841	437	499	466
21767	Agerola	(RUSLE)	452	288	492	218	311	223	72	436	928	1111	1087	728	6345	3126	1468	1021	730
		(modello)	255	242	438	227	252	240	88	216	754	928	745	422	4808	2428	919	917	543
21770	Ariano Irpino	(RUSLE)	49	37	68	82	101	302	159	408	312	98	93	61	1772	504	148	251	869
		(modello)	81	54	97	98	110	321	143	315	333	183	196	104	2035	713	238	304	780
21774	Baronissi	(RUSLE)	330	343	509	181	394	120	136	202	1714	955	611	329	5824	3281	1002	1084	457
		(modello)	194	174	545	190	256	161	147	169	1336	832	501	252	4758	2670	621	991	477
21778	Castiglione del Genovesi	(RUSLE)	459	194	413	183	227	579	138	239	903	1077	425	394	5231	2406	1047	822	956
		(modello)	207	150	525	195	215	407	96	142	745	974	450	382	4487	2170	739	935	644

Valori di erosività media mensile annuale e stagionale per le stazioni automatiche di validazione																			
Codice	Stazione	Rm	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	ANNO	AUT	INV	PRI	EST
21781	Pontelatone	(RUSLE)	177	148	244	191	217	177	267	246	425	708	370	183	3353	1503	508	652	690
		(modello)	169	94	247	199	249	180	146	202	572	632	389	181	3260	1593	444	696	528
21785	Castelfranco in miscano	(RUSLE)	109	41	73	73	82	162	333	103	248	85	145	87	1541	478	237	229	598
		(modello)	169	61	77	111	113	199	273	149	324	172	193	136	1979	689	367	301	622
21789	Gragnano	(RUSLE)	459	249	691	154	265	117	180	283	831	842	526	645	5242	2199	1352	1110	581
		(modello)	314	206	664	185	246	181	130	220	684	944	601	430	4806	2230	950	1095	531
21792	Roccamonfina	(RUSLE)	234	110	437	222	241	99	57	303	651	557	549	293	3752	1758	636	900	458
		(modello)	165	93	252	180	249	117	59	202	667	604	506	211	3307	1777	470	682	378
38445	Sarno ex	(RUSLE)	100	61	89	118	282	180	135	587	552	172	207	100	2584	931	262	489	902
		(modello)	108	48	79	104	189	191	108	287	625	286	331	115	2471	1242	271	372	586

Allegato 4

CODICE	STAZIONE	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	ANNO	AUT	INV	PRI	EST
30	ITRI	178	157	136	156	167	123	85	197	581	685	524	290	3280	1790	625	460	405
40	GAETA (Istituto Nautico)	125	122	111	98	138	75	101	173	388	621	351	195	2499	1360	442	347	350
70	PETRELLA LIRI (E. F.)	163	161	143	141	130	225	231	404	563	241	633	328	3362	1437	651	414	860
80	CAPPADOCIA	131	138	140	183	208	261	219	301	415	578	480	426	3481	1473	696	531	781
90	CAPISTRELLO	137	150	117	165	188	180	125	239	311	531	490	272	2905	1332	559	470	544
100	GIOIA VECCHIA	112	96	109	127	134	144	184	150	321	366	401	247	2392	1088	455	370	479
110	BISEGNA (E. F.)	156	139	140	140	151	153	146	192	346	344	420	269	2595	1110	564	431	490
117	ORTONA DEI MARSII	140	65	81	118	132	180	211	210	341	317	286	167	2247	944	371	330	601
120	PESCINA	74	47	60	88	107	171	145	127	253	252	255	132	1710	760	253	255	443
130	S. BENEDETTO DEI MARSII / S.BENEDETTO (E. F.)	48	41	43	77	84	116	101	184	244	215	224	113	1489	683	202	203	401
140	CERCHIO	49	57	55	76	76	131	123	116	256	152	213	132	1437	620	239	207	370
150	OVINDOLI	101	115	107	158	131	173	193	180	260	375	401	216	2410	1037	432	396	546
160	AVEZZANO	77	85	74	91	123	149	112	203	277	280	277	167	1913	833	328	288	464
162	AVEZZANO (Ente Fucino)	37	48	50	98	111	142	138	183	246	221	242	116	1632	708	201	259	463
170	VILLAVALLELONGA	163	167	128	242	197	190	127	217	388	523	628	439	3409	1538	769	568	534
175	ORTUCCHIO	67	72	84	107	107	136	125	185	231	372	309	168	1964	912	307	298	447
180	FUCINO St. 28	58	65	43	75	98	102	101	98	282	105	177	176	1380	564	299	215	302
190	FUCINO (Borgo Via Nuova E. F.)	79	90	57	92	62	107	115	269	418	163	269	123	1845	851	292	212	491
200	LAGO FUCINO 8000/FUCINO 8000	65	65	60	76	89	145	150	191	270	251	257	141	1760	778	270	226	486
210	CANISTRO (Enel)	162	259	124	182	157	141	254	340	282	206	384	244	2734	873	664	462	734
220	CIVITELLA ROVETO	179	161	135	134	134	236	213	434	450	218	703	526	3522	1371	865	402	883
230	CIVITA D'ANTINO	173	202	123	175	217	230	245	233	489	696	681	415	3879	1866	790	515	708
240	ROCCAIVIVI	190	209	198	226	284	261	296	300	467	595	707	474	4209	1770	874	708	857
250	BALSORANO (E. F.)	223	241	195	275	212	202	165	286	400	784	954	674	4610	2137	1138	681	653
260	BALSORANO (Enel)	296	266	74	93	85	93	163	620	317	164	674	852	3696	1155	1414	252	876
270	SORA	124	155	125	168	264	206	203	240	484	592	562	326	3449	1639	604	557	649
280	ISOLA LIRI/Cartiera Boimond/SUP/S.Domenico di Sora	163	169	142	174	272	215	186	277	532	605	510	333	3578	1647	664	589	678
290	ARPINO	203	170	170	193	237	210	143	295	607	559	490	394	3672	1657	767	600	649
295	FONTANA LIRI (Enel)/FONTANA LIRI SUPERIORE	44	103	89	203	170	162	88	229	502	394	444	254	2682	1340	401	462	479
300	FONTANA LIRI (Diga Cerasoli - Enel)	135	154	127	162	243	184	156	347	631	487	473	241	3340	1591	530	532	687

CODICE	STAZIONE	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	ANNO	AUT	INV	PRI	EST
310	FONTANA LIRI (Fontecupa)	182	191	184	178	229	237	187	465	553	628	657	309	4000	1838	681	592	889
320	ARCE (Brecciara)	137	140	121	148	201	170	184	312	490	540	510	269	3222	1540	546	470	666
340	S. FRANCESCA DI VEROLI	148	165	139	207	233	270	232	298	551	614	520	306	3681	1684	619	578	800
345	BOVILLE ERNICA	85	139	81	243	325	194	229	113	689	282	313	301	2996	1284	525	650	537
350	CASAMARI	175	168	146	161	227	283	206	280	561	627	426	287	3548	1614	630	535	769
360	RIPI	125	135	107	158	173	154	107	208	453	450	409	218	2695	1311	478	437	469
370	CEPRANO	119	136	104	132	154	214	148	231	467	652	518	231	3107	1637	487	390	594
372	CEPRANO (Colle Mezzo)/CEPRANO (Enel)	66	189	103	169	202	183	264	288	655	1062	618	250	4051	2335	505	475	735
380	S.VITO ROMANO/(Sacco)	195	202	158	215	278	325	269	330	464	728	581	371	4117	1773	768	651	924
390	PALIANO	118	103	85	132	171	212	171	270	440	441	371	223	2736	1251	444	388	653
400	VALMONTONE /(Sacco)	154	153	115	145	214	208	156	330	625	603	432	293	3429	1660	600	475	694
403	COLLEFERRO	129	152	107	169	185	251	220	377	467	627	633	336	3653	1727	617	461	849
410	CARPINETO ROMANO	334	337	248	241	410	302	232	187	557	711	892	535	4987	2160	1206	900	720
420	SEGNI	209	180	132	177	232	199	119	288	625	579	531	350	3618	1734	738	540	606
430	ANAGNI (Osservatorio)	174	108	112	126	156	251	142	393	560	394	385	295	3095	1339	577	394	785
440	ANAGNI/ANAGNI (Paese)	170	132	129	186	251	250	146	260	565	659	458	291	3498	1683	594	566	656
442	ANAGNI (Consorzio Bonifica)	69	130	94	146	188	210	148	169	379	573	420	186	2713	1373	385	428	527
450	FERENTINO	185	173	121	144	184	203	161	180	274	573	602	323	3122	1449	680	449	544
460	SGURGOLA	199	212	182	224	287	197	158	369	589	787	729	498	4433	2106	909	694	724
470	GUARCINO	351	201	194	221	243	259	560	1037	801	172	658	245	4942	1631	797	658	1857
480	COLLEPARDO (Trisulti)	199	206	172	262	320	366	354	427	548	646	705	460	4663	1899	864	754	1147
490	FIUGGI (Fonte/Fonte Vecchia)/FIUGGI	175	160	134	217	281	238	246	396	532	597	556	314	3845	1685	649	632	880
500	CANTERNO (Enel)	237	236	189	209	187	199	260	476	567	235	543	269	3609	1345	743	586	935
510	ALATRI	126	127	111	182	236	200	196	298	483	587	490	325	3362	1560	578	529	694
520	FROSINONE (Genio Civile)/FROSINONE	181	147	145	136	171	182	105	183	379	371	431	331	2761	1181	659	452	469
530	CECCANO	155	170	115	161	204	212	147	303	485	642	583	303	3482	1710	628	481	662
540	S. GIOVANNI INCARICO	140	158	107	134	171	153	179	414	527	784	560	263	3592	1871	561	413	746
550	PICINISCO (Grotta Campanara)	164	189	153	273	282	291	265	357	501	550	714	389	4127	1765	741	707	913
560	PICINISCO	108	107	92	139	184	189	246	317	337	390	440	227	2776	1167	442	416	751
570	S. BIAGIO SARACINESCO (Contrada Selva - Enel)	260	231	228	101	126	94	104	272	619	73	328	1226	3662	1020	1717	455	470
580	S. BIAGIO SARACINESCO	235	229	196	210	247	318	321	312	541	639	701	394	4344	1881	858	654	951
590	ATINA	239	230	169	208	233	241	252	276	488	661	757	458	4212	1906	927	610	768

CODICE	STAZIONE	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	ANNO	AUT	INV	PRI	EST
600	S. DONATO VAL DI COMINO	185	183	145	202	258	382	365	300	566	651	608	319	4162	1825	687	604	1046
610	SETTEFRATI (Paese)	204	184	159	236	368	292	392	474	493	554	651	362	4370	1699	750	762	1159
620	SETTEFRATI (Madonna del Canneto)	106	145	108	164	192	224	215	444	313	498	665	335	3409	1476	586	463	884
630	ALVITO	158	174	125	172	227	221	266	386	506	557	608	323	3722	1670	655	524	873
640	CASALVIERI	173	189	143	195	227	251	261	301	552	561	580	337	3770	1692	700	565	813
650	ROCCASECCA	148	137	119	145	203	189	209	342	549	530	498	298	3368	1578	584	467	740
660	PONTECORVO (Enel)	109	175	110	131	89	184	149	297	539	503	556	232	3075	1597	516	331	630
670	PICO	189	173	139	160	178	176	153	253	612	614	513	302	3463	1738	665	477	583
680	ESPERIA INFERIORE	275	230	182	209	206	184	129	327	598	833	893	478	4545	2325	983	596	641
690	AQUINO	168	110	110	119	138	168	140	225	609	530	450	287	3055	1589	565	367	533
692	CARDITO (Lago Selva Enel)	197	251	167	277	220	230	269	318	440	607	666	348	3990	1713	796	664	817
700	VALLELUCE	255	228	198	312	308	283	232	397	606	749	806	569	4944	2161	1053	818	912
710	S. ELIA FIUME RAPIDO/CHIUSANOVA S.ELIA	190	200	172	181	177	248	196	340	491	761	739	314	4009	1991	704	530	783
750	CASSINO (Colonia Solare)	189	128	108	135	128	167	111	10	272	272	954	280	2756	1499	597	371	289
760	CASSINO (Genio Civile)	132	127	114	123	135	221	230	320	554	738	708	272	3674	2000	530	372	771
780	S. ANGELO IN THEODICE	165	188	101	114	153	131	186	167	703	665	623	265	3462	1991	618	369	484
790	MIGNANO (Montelungo)	173	132	141	199	176	193	222	318	683	628	761	261	3886	2071	566	517	732
792	MIGNANO MONTELUNGO (Enel)	38	82	107	91	167	208	149	276	1178	1472	499	111	4380	3149	232	365	633
800	CERVARO	128	141	110	145	170	193	220	238	552	693	643	239	3473	1888	508	425	651
807	MONTEMAGGIORE II SALTO	145	139	107	108	143	170	195	353	616	803	537	279	3594	1956	563	358	717
830	S. CARLO (Sessa Aurunca)	9	27	67	32	153	46	12	366	239	2110	422	154	3636	2772	189	252	424
837	PRESA SUIO	106	111	95	177	214	193	187	238	592	574	455	224	3165	1621	441	486	617
840	SS. COSMO E DAMIANO	159	194	156	143	195	155	147	198	629	779	599	315	3670	2007	669	494	500
850	SESSA AURUNCA	151	117	122	118	143	137	106	151	419	498	452	203	2619	1369	472	383	395
880	MINTURNO (Pantano di Sessa)/PANTANO DI SESSA	34	40	68	217	100	97	1	62	77	224	361	197	1477	662	270	385	160
886	CELLOLE	30	86	112	55	117	22	46	46	331	555	584	122	2105	1469	237	283	114
887	CELLOLE-Fasano (Enel)	117	100	81	60	45	66	35	151	540	256	182	70	1703	978	287	186	252
890	ROCCAMONFINA	208	183	192	214	287	248	159	287	599	880	703	502	4462	2182	893	692	694
900	TEANO	155	146	127	154	182	153	115	213	441	521	426	251	2884	1388	552	462	481
910	PIGNATARO MAGGIORE	175	131	122	144	171	228	145	252	606	648	506	250	3378	1760	555	438	625
912	VITULAZIO	87	80	92	111	140	122	124	163	426	415	338	155	2252	1179	321	344	408
920	SPARANISE	105	94	93	113	112	116	86	200	518	476	406	165	2486	1400	365	318	403

CODICE	STAZIONE	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	ANNO	AUT	INV	PRI	EST
930	S. ANDREA AL PIZZONE	164	127	131	145	195	132	83	436	741	730	586	274	3745	2058	564	471	651
940	MONDRAGONE (Idrovora del Mazzafarro)	99	71	85	93	100	71	31	138	472	546	421	157	2281	1438	326	277	239
945	ALFEDENA (Montagna Spaccata)	269	120	215	248	347	167	115	286	402	467	615	316	3568	1484	705	810	568
950	MONTE DI MEZZO	54	31	149	74	53	70	327	149	767	735	62	91	2563	1564	176	277	546
952	S. PIETRO AVELLANA	113	125	91	162	193	219	337	299	378	433	437	216	3002	1247	455	446	855
960	CASTEL SAN VINCENZO/CASTEL SAN VINCENZO (Enel)	183	191	164	193	225	154	238	290	533	483	658	370	3682	1674	744	583	682
962	ROCCHETTA A VOLTURNO	112	225	142	119	226	234	247	429	341	576	587	412	3650	1503	749	487	910
970	COLLI AL VOLTURNO/COLLI AL VOLTURNO (Enel)	203	207	148	155	162	120	193	188	526	524	644	424	3494	1695	833	465	502
980	FORLI' DEL SANNIO	148	165	131	161	191	215	206	279	483	547	504	303	3333	1535	615	483	700
982	ROCCASICURA	155	147	156	187	184	254	295	270	480	493	495	290	3405	1468	592	527	819
990	CARPINONE	102	122	94	137	179	181	253	263	413	477	385	197	2802	1274	421	410	697
993	MIRANDA	105	125	79	265	287	200	158	112	408	932	516	370	3557	1856	599	631	471
1000	ISERNIA	100	104	98	117	142	151	229	180	460	395	407	202	2585	1262	406	357	560
1030	MONTERODUNI	124	119	108	136	165	183	185	249	444	500	574	200	2985	1519	442	408	616
1042	CAPRIATI AL VOLTURNO	21	66	51	110	103	53	53	203	864	624	195	44	2385	1683	130	263	309
1044	COLLETORCINO (Colletorto)	88	192	110	185	320	230	147	284	759	793	567	304	3977	2119	583	615	660
1047	GALLO (Enel)	179	234	150	294	339	302	219	454	939	558	668	408	4744	2166	821	783	975
1050	VENAFRO	147	166	131	163	183	184	151	221	671	691	522	285	3516	1884	598	477	556
1070	VAIRANO PATENORA	155	165	160	144	193	192	144	286	634	626	607	315	3619	1866	634	497	622
1090	LETINO (Bacino Enel)	195	217	185	226	281	322	227	367	705	777	689	384	4574	2170	795	693	916
1110	PRATELLA	165	199	160	191	239	247	204	408	817	804	717	384	4536	2337	748	590	860
1120	AILANO (Cons. Bonifica)/AILANO	179	186	131	133	221	171	130	433	727	647	594	245	3798	1969	610	484	734
1130	S. ANGELO D'ALIFE	127	117	115	128	118	191	142	270	305	491	414	196	2612	1210	439	360	603
1150	LAGO MATESE (Brecce)/LAGO MATESE (Brecce Enel)	338	334	284	393	421	373	270	482	992	1021	1195	691	6795	3208	1364	1098	1125
1160	LAGO MATESE (Scennerato)	451	397	348	348	335	315	199	373	832	1119	1049	767	6534	3000	1615	1032	887
1170	S. GREGORIO MATESE/(Enel)	251	251	230	317	354	349	320	435	693	761	833	531	5326	2287	1034	901	1104
1190	PIEDIM.D'ALIFE (Monte Muto)/PIEDIM. D'ALIFE (Osserv.)	141	185	134	179	205	229	141	331	482	456	496	242	3221	1434	568	518	701
1210	PIEDIMONTE D'ALIFE (Scuola Agraria)	204	168	191	192	227	223	283	449	726	678	584	353	4278	1987	725	611	955
1220	ALIFE	167	125	97	115	138	137	81	117	353	763	542	221	2854	1658	512	349	334
1250	CUSANO MUTRI	395	302	298	358	337	438	372	486	673	1004	721	588	5972	2398	1286	992	1297
1270	CERRETO SANNITA	161	146	139	178	236	305	376	359	648	567	418	275	3807	1633	582	554	1039
1280	FAICCHIO	145	154	123	143	178	230	217	318	572	458	387	237	3165	1418	536	445	766

CODICE	STAZIONE	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	ANNO	AUT	INV	PRI	EST
1290	LACENO/LACENO LAGO	305	396	484	527	675	334	163	538	1169	1651	1116	562	7920	3937	1263	1686	1034
1303	MONTELLA (P.te S. Francesco)	301	277	182	629	440	300	490	279	1460	746	730	976	6810	2936	1554	1251	1068
1304	MONTELLA	261	298	224	371	291	147	186	313	825	877	820	503	5116	2522	1062	886	645
1305	PIANO DI VERTEGLIA	355	99	243	750	353	387	846	699	627	964	937	858	7117	2528	1312	1346	1931
1310	MONTEMARANO	108	85	102	172	157	128	126	269	408	531	375	258	2719	1314	451	432	523
1315	MONTEMARANO (V. Strada)	122	139	136	278	180	76	342	262	689	347	315	394	3279	1350	655	594	680
1320	CASSANO IRPINO	223	236	182	244	176	155	157	265	707	752	657	555	4309	2116	1014	602	577
1330	TORELLA DEI LOMBARDI	131	102	92	119	149	156	146	239	437	378	334	182	2464	1149	415	359	541
1340	LUOGOSANO	135	83	97	126	156	157	144	210	279	450	300	233	2369	1029	450	379	511
1350	S. NAZZARO CALVI	117	117	92	148	149	159	177	233	417	358	385	201	2554	1159	435	389	570
1360	APICE	81	63	67	87	105	158	149	168	226	240	236	121	1701	702	266	258	475
1365	APICE UFITA	74	54	62	109	103	201	242	160	185	177	164	113	1644	527	241	274	603
1370	VALLATA	109	73	92	118	220	169	161	232	337	331	303	166	2310	970	348	429	562
1380	CARIFE	110	90	83	146	157	133	185	208	325	286	258	158	2138	869	357	386	526
1390	FRIGENTO	106	98	82	139	147	144	222	215	329	350	242	160	2235	921	365	369	581
1400	GROTTAMINARDA	81	72	79	105	147	185	179	251	275	291	217	164	2045	782	317	331	615
1410	GROTTAMINARDA (Ponte Doganella)	86	76	70	125	169	202	263	375	348	227	245	205	2391	819	367	364	840
1420	FLUMERI	63	56	52	97	110	126	219	228	221	241	167	114	1695	630	233	259	574
1430	ARIANO DI PUGLIA/ARIANO IRPINO	77	59	54	87	125	131	190	237	296	284	199	124	1861	778	259	266	558
1440	BONITO	93	84	80	122	145	191	201	282	343	251	252	138	2181	846	314	346	675
1450	MONTECALVO IRPINO/MONTECALVO IRPINO (Malvizza)	48	50	55	68	98	99	171	162	217	196	186	97	1446	599	195	221	432
1460	CASTELFRANCO IN MISCANO	93	71	77	102	114	152	104	182	306	409	280	138	2027	995	302	293	437
1462	GINESTRA DEGLI SCHIAVONI	88	102	90	121	94	86	145	72	228	153	290	151	1620	671	341	304	304
1470	BUONALBERGO	57	62	68	82	107	152	129	237	239	234	264	124	1755	736	243	257	518
1490	SEPINO	263	256	190	237	232	203	190	340	486	575	724	435	4133	1785	955	660	733
1500	MORCONE	181	172	152	212	163	190	162	355	324	444	439	377	3170	1207	730	527	706
1510	S. CROCE DEL SANNIO	95	85	76	106	133	187	146	190	307	347	274	179	2127	927	360	316	524
1520	CAMPOLATTARO	98	92	92	109	167	192	218	193	299	344	258	196	2258	902	386	368	603
1530	COLLE SANNITA	100	93	101	128	150	167	166	210	336	335	299	200	2284	970	393	378	543
1540	REINO	104	76	73	97	118	144	108	160	322	311	237	147	1895	870	327	287	411
1550	PESCOLAMAZZA/PESCOSANNITA	86	78	77	102	113	151	153	205	315	342	271	140	2032	927	304	292	509
1560	S. GIORGIO LA MOLARA	79	73	69	89	105	114	116	142	276	302	252	126	1744	830	278	262	373

CODICE	STAZIONE	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	ANNO	AUT	INV	PRI	EST
1562	PAGO VEIANO	52	59	64	84	98	98	118	201	231	209	221	105	1539	660	216	245	417
1569	PADULI(P.te Valentino)	57	49	118	119	181	157	153	112	257	129	118	144	1596	505	250	418	423
1570	PADULI	81	64	66	97	127	140	151	165	255	267	245	136	1794	767	281	289	456
1579	BENEVENTO(P.te Cellarulo)	67	54	46	103	122	55	219	151	146	192	281	111	1549	619	232	272	426
1580	BENEVENTO	84	65	74	96	126	134	114	216	270	305	266	162	1912	841	311	296	465
1600	SERINO (Sorgente Urciuoli)	241	208	217	244	224	168	118	251	581	767	607	500	4126	1955	949	685	536
1602	SERINO (Sorgente Pelosi)	339	258	301	318	335	177	128	403	731	1089	784	450	5314	2605	1047	954	708
1604	SORBO SERPICO (Loc.Saliceto)	422	210	94	378	217	6	51	174	1448	732	417	360	4511	2598	993	689	231
1610	AVELLINO	183	161	153	201	199	183	110	193	410	440	498	301	3033	1349	644	553	487
1615	FONTANA DELL'OLMO	380	122	178	598	617	83	210	1483	2268	1051	789	1147	8926	4108	1649	1392	1776
1620	MONTEVERGINE	332	292	305	325	535	347	271	453	922	856	998	571	6208	2776	1196	1165	1071
1640	ALTAVILLA IRPINA	216	171	179	240	199	133	168	230	487	536	676	365	3600	1699	752	619	531
1650	S. LEUCIO DEL SANNIO (BENEVENTO)	118	87	96	136	146	185	191	246	380	408	353	196	2543	1142	401	378	621
1660	PRATOLA SERRA	140	118	123	157	154	149	145	250	427	457	405	222	2746	1288	480	434	543
1670	S. MARTINO VALLE CAUDINA	260	212	186	257	238	170	142	276	478	467	679	504	3869	1624	976	681	588
1680	VITULANO	170	148	131	177	193	183	147	272	410	369	286	311	2797	1065	629	500	602
1685	PONTE CASALDUNI	-	-	-	-	30	467	1210	737	355	314	278	96	3486	946	96	30	2414
1690	TELESE	104	101	99	147	174	236	148	260	550	495	367	189	2870	1412	394	420	645
1700	S. LORENZO MAGGIORE	147	128	109	155	176	234	249	335	562	465	371	274	3205	1399	549	440	817
1710	MONTESARCHIO (Monaco)	222	166	159	210	244	212	190	281	603	652	521	363	3824	1776	752	613	683
1720	BUCCIANO	116	140	133	160	196	162	225	281	425	396	317	236	2786	1138	492	488	668
1730	S. AGATA DEI GOTI	145	123	149	187	178	182	221	210	485	643	345	253	3122	1474	521	514	613
1740	CAIAZZO	150	121	96	142	156	155	97	207	520	533	348	196	2723	1401	467	395	460
1750	MERANGELI DEI LIBERI	222	164	181	247	296	225	133	461	489	590	548	371	3926	1626	757	724	819
1755	FORMICOLA	123	171	148	100	179	252	233	116	511	389	631	302	3153	1530	595	427	601
1758	CAPUA P. ANNIBALE	79	76	79	124	121	117	88	178	387	374	284	140	2049	1045	296	324	383
1760	CAPUA	93	92	88	106	145	123	104	173	519	497	313	172	2426	1329	356	340	400
1770	GRAZZANISE	141	110	124	135	152	156	120	184	538	614	469	225	2967	1621	475	411	460
1772	GRAZZANISE (P.te Volturno)	160	103	130	194	210	134	79	259	442	429	232	172	2544	1103	435	534	472
1775	CANCELLO ARNONE	95	102	67	95	119	83	58	305	458	399	329	148	2257	1185	345	280	446
1779	QUINDICI	169	185	229	303	359	352	385	87	266	532	506	567	3941	1304	921	891	824
1780	LAURO	156	134	150	196	239	233	225	259	476	474	521	245	3309	1472	535	586	716

CODICE	STAZIONE	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	ANNO	AUT	INV	PRI	EST
1789	TORRIELLO	187	168	228	329	243	325	907	1260	307	529	469	499	5450	1304	854	800	2493
1790	PALMA CAMPANIA	138	92	93	122	172	148	132	210	500	411	384	235	2636	1294	464	387	491
1800	AVELLA	151	110	138	173	203	200	205	243	539	404	361	245	2971	1304	507	514	647
1805	POMIGLIANO D'ARCO	93	76	83	186	98	67	55	144	520	410	519	177	2427	1449	345	367	266
1820	ACERRA	100	77	94	117	136	107	83	213	552	504	348	183	2514	1404	360	347	403
1827	CIMITILE	147	192	149	177	201	252	147	161	317	492	462	243	2940	1271	582	527	560
1830	TRENTOLA /TRENTOLA DUCENTA	104	78	91	95	130	90	89	210	438	476	348	170	2318	1263	352	315	388
1835	CASORIA LUFRANO	103	81	98	133	139	83	59	174	488	554	461	200	2572	1503	383	370	315
1840	CANCELLO/REGI LAGNI/COLLINA CANCELLO	119	67	96	106	187	142	144	158	542	577	381	201	2720	1500	387	389	444
1848	VILLA LITERNO (Campo Volturno)	152	107	82	62	156	76	36	194	355	320	717	103	2360	1392	362	300	306
1850	CASERTA (Genio Civile)	118	91	87	125	146	129	104	215	509	460	362	162	2508	1331	371	358	448
1852	CASERTA	137	93	113	147	164	150	157	184	414	521	358	251	2690	1292	482	425	491
1855	VILLA LITERNO	106	64	95	89	104	61	56	178	471	471	335	189	2220	1278	359	288	296
1860	S. ANTIMO	85	90	85	129	134	118	84	135	453	520	325	180	2338	1297	355	348	337
1870	LICOLA /LICOLA (Bonif.Op.Naz.Combattenti)	103	72	73	87	86	68	59	205	301	513	329	148	2045	1142	322	247	333
1885	POZZUOLI/POZZUOLI (Solfatara)	84	70	87	96	107	98	48	327	292	591	308	211	2320	1192	364	290	473
1910	NAPOLI (Camaldoli)/CAMALDOLI/CAMALDOLI (Eremo)	143	68	92	86	114	73	89	222	423	410	341	195	2256	1175	406	292	384
1920	NAPOLI (Aeroporto di Capodichino)	141	92	113	154	134	138	143	224	575	570	398	205	2886	1543	438	401	505
1930	NAPOLI (Istituto di Fisica Terrestre)	120	83	80	95	124	94	102	182	458	461	369	205	2372	1288	408	299	379
1940	NAPOLI (Servizio Idrografico)	130	84	91	116	129	128	92	203	467	528	392	197	2558	1388	412	336	423
1955	NAPOLI (Posillipo)	52	45	70	185	164	170	69	226	648	454	219	111	2413	1321	208	419	465
1960	NAPOLI (Capodimonte)	293	290	61	193	123	197	20	538	728	2645	176	340	5603	3549	923	376	754
1970	NAPOLI (Osservatorio di Capodimonte)	124	72	96	89	104	114	138	173	479	403	322	195	2308	1204	391	288	425
1980	NAPOLI (Serbatoio di Capodimonte)/NAPOLI (AMAN)	92	82	108	127	156	99	57	257	407	505	448	256	2595	1360	430	391	414
1990	NAPOLI (Ponticelli)	127	112	118	95	114	139	80	201	441	661	574	200	2862	1676	439	327	420
2000	ERCOLANO/VESUVIO (Osservatorio)	130	84	99	137	165	113	83	214	443	401	377	201	2447	1220	415	402	410
2006	TORRE DEL GRECO	52	47	89	128	214	84	95	386	142	361	335	102	2034	837	201	431	565
2008	POMPEI (Osserv.)/POMPEI (Santuario)/VALLE DI POMPEI	84	112	24	43	49	42	163	8	905	733	389	216	2768	2027	412	115	213
2010	FORINO	225	189	205	185	230	158	121	282	472	664	542	385	3658	1678	799	620	560
2022	MERCATO SAN SEVERINO/SAN SEVERINO ROTA	231	164	166	197	214	212	80	305	943	641	721	398	4272	2304	794	577	597
2027	S.PIETRO	291	192	158	365	274	119	98	840	661	597	363	766	4724	1621	1249	797	1057
2028	PONTE CAMERELLE	303	114	253	326	193	141	92	308	673	633	635	711	4382	1941	1128	773	540

CODICE	STAZIONE	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	ANNO	AUT	INV	PRI	EST
2029	CETRONICO	200	172	212	380	181	298	1287	122	826	558	564	747	5546	1948	1119	772	1706
2030	NOCERA INFERIORE	225	176	184	190	213	163	154	250	730	713	695	375	4069	2138	776	587	567
2032	POZZO SAN ROMANO	200	77	97	143	202	220	220	199	625	449	393	162	2987	1466	440	442	639
2039	S.MAURO	200	115	136	193	215	92	226	268	303	303	407	322	2779	1013	637	544	586
2040	SARNO/SARNO (S.Maria La Foce)	140	95	114	141	132	132	128	182	402	454	415	226	2560	1271	461	387	441
2048	PIANI DI PRATO	146	123	191	284	172	309	594	1027	178	581	362	758	4726	1121	1028	648	1930
2049	SARNO/SARNO (Sanatorio)	127	28	162	222	72	201	890	64	68	489	163	263	2749	720	418	456	1155
2050	SCAFATI (Ist. Sp. Tabacchi)/SCAFATI	126	81	82	111	128	114	107	241	441	431	352	210	2425	1224	417	321	463
2060	DESERTO DI MASSALUBRENSE	182	74	181	200	99	90	168	43	554	675	593	243	3103	1822	499	480	301
2070	GRAGNANO	359	276	263	294	223	140	126	239	637	727	701	507	4492	2065	1142	781	505
2080	CASTELLAMARE DI STABIA	245	126	158	168	175	98	93	223	547	505	513	331	3182	1565	702	501	414
2090	CASTELLAMARE DI STABIA (Quisisana)	96	121	192	229	558	305	103	412	583	205	300	284	3388	1087	501	979	820
2100	PIANO DI SORRENTO (Colli S. Pietro)	162	86	116	126	130	111	92	207	368	440	452	248	2538	1259	496	372	411
2110	PIANO DI SORRENTO (Casa d'Ardia)	172	114	125	129	151	110	88	252	570	525	509	281	3027	1604	567	406	450
2120	PIANO DI SORRENTO (Istituto Nautico)	200	133	153	142	120	100	80	193	492	428	518	296	2854	1438	629	414	373
2130	SORRENTO	92	108	64	111	85	99	70	95	757	582	645	236	2945	1984	436	260	265
2140	MASSALUBRENSE (Frazione Turro)	194	112	134	128	119	84	90	323	519	535	431	354	3023	1485	660	381	497
2160	MASSALUBRENSE (Frazione Nerano)	125	96	117	151	147	89	94	274	377	582	385	223	2660	1344	444	415	457
2170	POSITANO	196	162	166	189	209	146	113	291	637	651	628	331	3720	1917	689	564	550
2180	AGEROLA/AGEROLA (S.Lazzaro)	218	225	210	237	162	170	207	162	744	787	471	469	4062	2001	912	609	539
2190	AGEROLA (Pianillo)	155	124	146	124	136	99	96	124	348	481	345	226	2403	1174	505	406	319
2200	AMALFI	368	254	274	245	180	214	181	311	821	950	539	513	4850	2310	1135	699	707
2210	AMALFI (Ente Provinciale del Turismo)	246	163	233	192	205	177	172	262	667	1064	532	472	4385	2264	881	629	611
2220	SCALA	150	120	120	171	138	128	83	132	445	538	505	265	2795	1489	535	428	343
2230	RAVELLO	143	139	116	123	159	84	48	139	502	621	395	244	2714	1518	527	399	271
2250	MINORI	294	257	287	214	204	151	116	393	817	984	696	455	4868	2497	1006	705	660
2260	MAIORI	234	175	180	127	176	84	75	224	461	605	439	325	3105	1506	734	483	382
2261	MAIORI (Frazione Vecite)	221	177	143	174	91	105	309	50	683	1404	458	290	4104	2545	688	408	464
2270	TRAMONTI (Frazione Chiunzi)	433	310	322	382	331	264	173	337	1012	1198	1144	804	6709	3354	1547	1035	773
2275	TRAMONTI (Frazione Pietri)	351	137	271	376	119	56	98	45	271	1756	798	372	4651	2825	860	767	200
2280	TRAMONTI (Casa Salzano)/TRAMONTI (Fraz.Gete)	394	318	238	225	243	224	115	280	965	1061	895	568	5526	2921	1280	706	619
2290	CETARA	306	170	228	209	157	160	186	271	761	849	380	427	4104	1990	903	594	618

CODICE	STAZIONE	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	ANNO	AUT	INV	PRI	EST
2300	CAVA DE' TIRRENI (Ente Provinciale Turismo)	284	250	271	319	185	139	105	257	609	1145	947	513	5025	2701	1048	775	501
2310	CAVA DE' TIRRENI (Frazione Badia)	371	384	299	322	285	210	89	315	858	1532	829	494	5989	3220	1249	906	614
2330	BARONISSI	199	147	164	205	179	229	144	360	876	1084	591	339	4518	2551	686	548	733
2340	PELLEZZANO	188	232	198	180	161	152	117	238	860	1108	718	398	4549	2686	818	539	507
2350	SALERNO	188	160	168	174	177	162	144	218	850	1028	477	317	4066	2355	666	520	525
2360	SALERNO (Contrada Pastena)	219	156	158	172	176	190	138	272	758	743	459	335	3776	1960	710	506	600
2370	GAURO	288	258	186	293	230	193	190	94	699	1231	642	442	4747	2572	988	709	477
2385	GIFFONI VALLEPIANA	215	205	212	254	220	212	183	304	783	867	635	469	4560	2286	889	685	699
2390	PONTECAGNANO/PONTECAGNANO (Paese)	180	143	126	95	121	99	109	133	372	555	433	248	2614	1360	571	342	341
2400	PONTECAGNANO (Aeronautica Militare)	151	116	116	125	84	112	104	355	547	672	448	282	3113	1667	550	325	571
2410	ACERNO	342	321	295	367	390	303	158	310	914	914	824	622	5761	2652	1285	1052	771
2420	OLEVANO SUL TUSCIANO /OLEVANO SUL TUSCIANO (Enel)	127	109	186	143	133	160	43	207	335	517	565	236	2759	1416	471	462	410
2422	OLEVANO SUL TUSCIANO (Presa Enel)	318	238	195	342	282	516	210	378	670	951	795	497	5390	2416	1052	819	1104
2440	BATTIPAGLIA	131	137	120	117	128	114	72	192	423	587	411	222	2655	1421	491	364	379
2442	BATTIPAGLIA (Aversana)	110	140	306	59	55	19	19	10	245	236	533	162	1894	1013	412	421	48
2450	MATERDOMINI (Casa priv.)/MATERDOMINI	140	94	86	110	162	182	115	413	308	409	340	181	2539	1057	414	357	710
2460	CAPOSELE /(Acquedotto Pugliese)	193	189	168	242	196	174	140	277	437	493	483	325	3317	1412	707	607	591
2480	SENERCHIA	281	278	227	303	222	189	192	258	619	633	720	497	4418	1972	1056	752	639
2485	SENERCHIA Caprio	370	234	273	407	340	54	795	201	892	761	931	914	6171	2583	1517	1021	1050
2500	OLIVETO CITRA	0	348	9	193	254	184	96	402	453	70	47	0	2056	570	348	456	682
2510	CONTURSI	163	148	153	185	212	154	171	248	381	453	364	322	2954	1199	633	550	572
2520	CASALBUONO	342	295	213	309	296	198	124	325	498	706	790	510	4605	1994	1146	817	648
2524	MONTESANO (Terme)	128	125	105	138	161	145	87	331	285	753	570	205	3033	1608	459	404	563
2528	MONTE S. GIACOMO	171	272	236	290	246	108	42	273	228	520	682	170	3236	1429	613	772	423
2530	PADULA	179	143	121	155	156	154	201	261	313	507	384	243	2818	1204	565	433	616
2550	SALA CONSILINA	117	100	92	113	114	146	135	185	248	324	302	205	2079	874	422	318	465
2560	S. RUFO	252	195	184	270	223	164	206	311	472	503	446	451	3677	1421	898	678	680
2570	POLLA	167	180	102	55	214	135	50	317	262	358	187	362	2390	808	709	371	503
2580	POLLA (Molino Maltempo Enel)	144	135	117	160	177	133	148	291	340	394	405	246	2691	1139	525	454	572
2590	PICERNO	83	91	67	91	109	121	100	120	278	243	221	126	1651	742	300	267	342
2600	AVIGLIANO	110	85	91	132	153	155	200	221	284	293	259	150	2132	835	345	376	576
2618	RUOTI	76	89	78	62	127	143	161	157	213	172	191	102	1570	576	267	267	460

CODICE	STAZIONE	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	ANNO	AUT	INV	PRI	EST
2620	MURO LUCANO	124	103	87	117	109	140	113	209	230	283	304	165	1984	817	392	313	462
2630	BELLA	165	160	148	150	174	147	164	163	408	440	366	214	2697	1213	538	471	474
2639	VIETRI DI POTENZA	75	40	55	56	85	125	349	164	203	451	120	77	1798	774	192	195	637
2640	BALVANO	80	97	78	124	122	104	146	159	309	331	265	172	1987	905	349	324	409
2645	SATRIANO DI LUCANIA	127	126	108	204	171	13	329	41	571	875	245	249	3061	1692	503	483	383
2650	BRIENZA	178	148	112	167	187	149	151	318	307	324	402	249	2692	1032	575	466	619
2660	BUCCINO	99	120	95	149	153	124	176	192	303	357	287	149	2205	946	369	397	492
2670	SICIGNANO (Castelluccio Cosentino)/CASTELLUCCIO COS.	144	126	101	187	161	165	141	187	319	367	347	193	2436	1032	462	448	493
2679	AULETTA	123	143	74	264	240	48	173	171	696	479	319	273	3003	1494	539	578	391
2680	CAMPAGNA	349	265	285	254	307	229	189	327	652	643	645	436	4582	1940	1050	846	745
2690	EBOLI	158	144	155	160	200	131	76	316	559	589	427	287	3204	1576	590	515	523
2695	PERSANO (R. Tenuta)/PERSANO	55	63	43	125	127	110	37	111	276	275	163	127	1512	714	245	295	257
2702	PIAGGINE (Comune)	162	167	142	143	195	190	202	201	354	472	429	307	2965	1256	636	481	593
2710	FELITTO	245	206	189	231	225	132	92	329	580	503	420	329	3480	1502	780	645	553
2720	S. ANGELO A FASANELLA	207	145	134	213	262	179	121	312	588	541	442	319	3463	1570	670	609	613
2729	BELLOSGUARDO (C.so Garibaldi)	51	75	72	136	149	17	49	198	260	407	300	179	1891	966	305	357	263
2730	BELLOSGUARDO	149	131	116	180	178	146	87	269	514	505	374	273	2922	1393	553	474	502
2750	ROCCADASPIDE	243	209	203	205	197	122	89	204	413	510	527	371	3294	1450	823	605	416
2760	CASTELCIVITA	172	127	121	120	191	168	134	296	395	454	367	242	2787	1216	540	432	599
2770	ALTAVILLA SILENTINA	147	108	113	137	142	143	106	213	410	514	367	238	2640	1291	493	393	462
2775	PERSANO (Diga)	79	81	94	108	114	164	88	93	354	358	255	156	1944	967	316	316	346
2780	ALBANELLA/ALBANELLA (Paese)	127	101	110	199	135	113	79	187	424	414	372	293	2555	1210	521	445	379
2790	ALBANELLA (Contrada Barizzo)	111	92	73	99	92	87	70	157	398	336	271	173	1959	1006	375	263	314
2798	FOCE SELE	95	118	124	97	143	169	5	77	501	528	227	194	2278	1256	407	364	251
2800	CAPACCIO	173	147	148	202	252	198	97	299	486	561	520	289	3371	1567	608	602	594
2805	TORCHIARA	91	61	86	112	139	129	37	176	368	509	365	169	2243	1243	321	338	341
2810	CASTELLABATE	155	98	138	122	149	106	61	240	436	443	327	196	2471	1206	449	409	407
2820	CASALVELINO	170	129	135	163	175	152	86	260	505	517	416	230	2938	1438	528	472	498
2825	S. MAURO CILENTO	165	108	99	217	99	69	34	133	377	696	274	164	2435	1347	436	415	236
2830	CICERALE /CICERALE CILENTO	154	95	128	157	167	123	122	141	583	526	380	242	2816	1489	490	452	386
2840	GIOI CILENTO /GIOI	163	129	132	183	177	184	137	288	617	476	370	214	3070	1464	505	493	609
2848	S. SUMINO (VALLO DELLA LUCANIA)	260	184	193	206	197	210	236	205	451	806	438	325	3711	1695	769	596	651

CODICE	STAZIONE	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	ANNO	AUT	INV	PRI	EST
2850	CASTELNUOVO CILENTO	143	102	105	137	141	93	111	188	466	482	325	201	2493	1273	446	383	391
2860	VALLO DELLA LUCANIA	240	166	149	209	256	217	145	518	555	534	601	339	3927	1690	745	613	880
2862	VALLO DELLA LUCANIA (Cann.)	167	137	228	241	150	148	237	221	370	736	556	339	3528	1662	643	618	605
2870	CAPO PALINURO (Aero.Militare)/CAPO PALINURO	98	73	70	108	115	75	53	111	319	383	240	148	1794	942	320	293	239
2895	ROFRANO	307	258	206	244	220	181	171	240	530	610	736	447	4149	1877	1012	669	591
2900	ROCCAGLIORIOSA	206	207	159	196	206	188	151	259	550	740	524	360	3745	1814	773	561	598
2920	S. GIOVANNI A PIRO	288	266	272	301	275	207	174	433	687	705	631	423	4662	2023	976	848	815
2930	SANZA/SANZA (Enel)	353	308	251	277	204	188	126	258	473	780	853	584	4655	2106	1245	732	572
2940	CASELLE IN PITTARI SABETTA (Enel) (Contrada Sabetta)	320	286	238	312	282	200	208	441	733	1050	787	552	5408	2570	1158	831	849
2950	CASALETTO SPARTANO (Enel)	476	320	322	321	279	205	202	415	687	1069	868	658	5822	2624	1454	922	822
2960	MORIGERATI	279	225	181	247	201	210	192	317	589	859	723	432	4456	2171	937	629	720
2970	TORRACA	301	236	215	271	213	232	158	316	632	890	665	394	4524	2187	931	700	706
2980	CASAMICCIOLA/CASAMICCIOLA (Osservatorio)	156	70	79	91	111	29	28	146	378	316	336	181	1921	1031	406	281	203
2990	ISCHIA (Ponte)/ISCHIA (Pilastri)	126	101	101	116	144	65	56	183	328	300	293	197	2009	920	424	361	304
3000	ISCHIA (Porto)	126	92	100	115	98	46	40	240	409	384	372	237	2260	1164	456	314	326
3010	FORIO D'ISCHIA	84	49	54	75	136	32	34	78	334	234	180	107	1397	748	239	265	144
3030	CAPRI (Semaforo)	109	41	31	67	91	21	38	64	323	307	148	86	1327	779	236	189	123
3040	CAPRI (Aeronautica Militare)	57	40	57	65	62	48	48	168	229	279	181	133	1367	688	230	185	264
3060	PONZA (Semaforo)	54	28	36	47	46	29	9	15	286	153	149	138	990	588	220	129	53
3070	PONZA (Aeroporto Militare)	97	58	53	66	48	59	62	145	365	475	301	163	1891	1140	318	168	266
3080	PONZA	76	15	48	106	78	31	10	364	124	385	349	154	1743	859	246	233	406