



Università della
Calabria



Politecnico di Bari



Università degli Studi
della Basilicata



UNIVERSITÀ DEL SALENTO

Università del
Salento

*Dottorato di Ricerca in Ingegneria Idraulica per l'Ambiente e il Territorio
XX Ciclo*

Settore scientifico-disciplinare ICAR/02

Dissertazione per il conseguimento del titolo di Dottore di Ricerca

*CONTRIBUTO ALLA VALUTAZIONE DEL DISSESTO
IDROGEOLOGICO NEL BACINO SPERIMENTALE BONIS:
STIMA DELL'INCERTEZZA SPAZIALE DEL FATTORE DI
ERODIBILITÀ DEL SUOLO K*

Mario Falace

Coordinatore

Prof. Ing. Paolo Veltri

Tutor

Prof. Ing. Giuseppe C. Frega

Cosenza, Novembre 2007

Alla Mia Famiglia

Introduzione

L'evoluzione naturale dei processi di modellazione del territorio è caratterizzata da un equilibrio dinamico dei sistemi naturali e costituisce una fonte di rischio per le attività antropiche.

L'interazione fra i processi naturali e gli insediamenti urbani o le attività produttive può non essere del tutto innocuo. In alcuni casi essa può costituire un elemento scatenante o accelerante l'evoluzione di alcuni processi naturali che poi, di conseguenza, si riversano in modo dannoso sulle stesse attività dell'uomo, sugli insediamenti urbani, e sull'ambiente inteso come risorsa e patrimonio dell'umanità da salvaguardare e conservare per le generazioni future.

Quando si verificano condizioni per cui le attività antropiche sono soggette al pericolo che un evento naturale le danneggi si parla di rischio.

I rischi sia di origine antropica sia di origine naturale, sono molteplici, in genere si parla di rischio idraulico, rischio geologico, rischio idrogeologico, rischio di terremoto, rischio d'incendio, rischio di maremoto, rischio d'erosione costiera, rischio d'inquinamento di siti, rischio per la salute dell'uomo, ecc.

Il rischio idrogeologico si configura quando i processi di modellamento evolutivo del territorio possono danneggiare gli insediamenti urbani, le opere e le infrastrutture strategiche, le attività produttive, i territori di grande valenza naturalistica e paesaggistica.

Tali interazioni si manifestano sul suolo sede di interazione fra la terra, le acque e l'aria, nonché sede dello svolgimento di tutte le attività antropiche sul territorio.

L'innescò di processi che possono essere considerati pericolosi a livello idrogeologico è dovuta all'azione degli agenti atmosferici in ambiti geologicamente instabili, sui quali si innescano processi concatenati sempre più severi che costituiscono una fonte di rischio per gli insediamenti urbani. Nel panorama delle zone temperate è facile osservare che le azioni degli agenti atmosferici sono quasi esclusivamente rappresentate dall'afflusso delle acque meteoriche sul suolo e dal deflusso di ruscellamento che le convoglia nei diversi corpi idrici prima che giungano al mare.

L'azione combinata delle piogge, dei deflussi superficiali, sub-superficiali e sottosuperficiali sui versanti produce l'innescò di eventi franosi oltre che la destabilizzazione dei versanti attraverso il rimodellamento dei versanti stessi asportando le particelle di suolo in un inesorabile processo erosivo destinato irrevocabilmente a modificare i connotati del territorio.

Il verificarsi di importanti cambiamenti sul territorio legati anche ad eventi calamitosi come frane importanti o colate detritiche devastanti, appartiene alla naturale evoluzione del sistema ambiente attraverso l'evoluzione del suo equilibrio dinamico.

L'interazione fra tali eventi, siano essi più o meno importanti, con le attività umane porta al configurarsi del rischio idrogeologico. Il processo fondamentale di tale dinamica è quindi costituito dall'erosione del suolo, che rappresenta una prima tessera di un domino molto complesso ed articolato che cadendo può dare luogo alla formazione di eventi dissestanti concatenati, tali da provocare ingenti danni al territorio, agli insediamenti umani ed alle attività antropiche, mettendo a rischio in taluni casi la vita delle persone e di intere popolazioni.

Nella difesa delle attività antropiche da tali dinamiche si deve tenere in conto il peso che tali fenomeni diffusi, apparentemente trascurabili, possono avere nella generazione e nell'evoluzione dei fenomeni catastrofici.

Si deve necessariamente inquadrare il concetto di difesa del suolo in un contesto di gestione e manutenzione del territorio, che può risultare alla lunga più redditizia di una politica di difesa incentrata sull'intervento a posteriori nelle emergenze.

Dato che è improponibile l'annullamento del rischio la gestione e la manutenzione del territorio devono essere volti alla mitigazione dei fattori di rischio per le popolazioni.

Per realizzare la gestione e la manutenzione del territorio, oltre che al presidio sul territorio, è indispensabile e necessaria una conoscenza estesa delle caratteristiche del suolo e dei processi che ne determinano l'evoluzione, tale conoscenza deve essere la più accurata possibile e non può essere riconducibile solo a pochi punti del territorio in esame ma deve essere estendibile alla sua interezza. Ciò al fine di inserire gli insediamenti urbani, le opere e le infrastrutture strategiche, le attività produttive in fregio al territorio, mitigando il rischio per le persone e per le attività antropiche e proteggendo il patrimonio ambientale dal depauperamento causato da un uso sconsiderato.

L'erosione del suolo è un aspetto fondamentale nella mitigazione del rischio idrogeologico. La conoscenza della severità del fenomeno e dell'ubicazione dei siti in erosione integrati da applicativi GIS rappresentano, pertanto, un importante strumento per la gestione ed il governo del territorio.

Una vasta importanza in tale situazione è rivestita dai procedimenti conoscitivi e predittivi delle caratteristiche del suolo e dei processi erosivi che vi si innescano. Tali conoscenze possono esser usate sia negli interventi di gestione territoriale volti alla mitigazione dei processi erosivi, che nella pianificazione strategica degli insediamenti urbani, delle attività produttive e di tutti gli interventi ad essi necessari.

La conoscenza puntuale delle caratteristiche dei suoli può essere estesa al domino completo attraverso l'inferenza statistica bivariata, nello spazio: geostatistica, fornendo, oltre che una stima

attendibile delle caratteristiche indagate, una stima dell'errore spaziale. In tal modo, collegate alle mappe delle proprietà del suolo, viene stimata la loro attendibilità puntuale.

Lo studio dei fenomeni erosivi è stato largamente interpretato con un approccio di tipo razionale proposto da Wischmeier e Smith nel 1978. Lo studio delle proprietà che entrano in tale modello diventa importante e può fornire un grado di conoscenza esaustivo se esteso all'intero dominio di studio attraverso tecniche di geostatistica.

Particolare enfasi è stata posta sul coefficiente di erodibilità dei suoli proposto nel modello di Wischmeier e Smith, in quanto da solo fornisce la conoscenza in merito alla tendenza intrinseca del suolo a lasciarsi erodere indipendentemente dagli eventi atmosferici operanti su di esso. Inoltre tale parametro essendo il meno studiato risulta quello su cui si concentra la più alta incertezza conoscitiva sul bilancio erosivo.

Nel presente lavoro è proposto lo studio a scala di bacino dei processi erosivi e del bilancio sedimentologico secondo alcuni modelli basati sullo sviluppo della RUSLE di Wischmeier e Smith. Attraverso l'uso della geostatistica permette la quantificazione della struttura spaziale delle proprietà del suolo che ne determinano l'erodibilità.

Inoltre, la simulazione stocastica geostatistica consente la stima della distribuzione di probabilità del fattore K per ogni punto. Essa riflette l'incertezza dell'output del modello usato per il calcolo di K e permette la stima della propagazione dell'errore in modelli non lineari e complessi.

Alla luce di quanto esposto, gli obiettivi dello studio sono rappresentati dalla quantificazione dell'errore dell'output di un modello di calcolo del fattore K della RUSLE, a partire dall'incertezza delle proprietà del suolo input del modello, nonché dalla valutazione di più modelli proposti dalla letteratura scientifica per la stima del fattore K .

Ulteriore obiettivo dello studio proposto è la quantificazione, a scala di bacino, della perdita di suolo attraverso la RUSLE, supportato dall'uso di applicativi GIS quali strumenti di map algebra e geomatica.

Infine si dimostra l'utilità della quantificazione dell'errore dell'output del modello nei processi decisionali nella gestione e nel governo del territorio con particolare attenzione alla mitigazione della suscettibilità all'innescio di processi di dissesto idrogeologico dovuti all'erosione dei suoli.

Capitolo I

EROSIONE DEI SUOLI: POSIZIONE DEL PROBLEMA E STATO DELL'ARTE

1 Processo erosivo

L'erosione idrica superficiale è un processo caratterizzato da due fasi consistenti nel distacco delle particelle solide dalla superficie del suolo e nel loro trasporto per mezzo del ruscellamento superficiale. Se l'energia disponibile per il trasporto non risulta sufficiente si verifica deposito.

Il distacco delle particelle solide è principalmente causato dall'azione battente della pioggia. In conseguenza di detta azione le particelle solide sono disgregate, lanciate in aria e distribuite tutt'intorno al punto di impatto delle gocce di pioggia a distanze che possono essere anche di parecchi centimetri. Gli aggregati di particelle solide possono rompersi anche per effetto di processi dovuti a fattori climatici, sia di tipo meccanico (cicli di inumidimento-essiccamento, cicli di gelo-disgelo, azione del ghiaccio) che biochimico. Il sistema suolo viene notevolmente disturbato dalle attività antropiche siano anche delle semplici pratiche colturali. Un ulteriore contributo all'azione di distacco delle particelle solide è fornito dall'acqua in movimento sul suolo. I suddetti processi disgregano superficialmente il suolo rendendo le singole particelle facilmente mobilizzabili dagli agenti di trasporto.

Gli agenti di trasporto possono essere distinti in agenti la cui azione è distribuita e contribuisce alla rimozione di uno strato relativamente uniforme di suolo ed in agenti la cui azione è concentrata. Al primo gruppo di agenti appartengono l'azione battente della pioggia (raindrop impact) ed il ruscellamento laminare (sheet flow), costituito da un complesso sistema di flussi idrici che può essere approssimativamente assimilato ad una sottile lama d'acqua. Il secondo gruppo di agenti include il ruscellamento concentrato in canali di dimensione variabili da quelle dei rigagnoli (rills), i quali costituiscono incisioni effimere che possono essere facilmente cancellate dai successivi eventi di pioggia, dalle lavorazioni meccaniche del suolo, dal passaggio degli animali e dallo sviluppo di vegetazione, a quelle dei fossi (gullies), che non sono facilmente rimovibili.

La severità del processo erosivo dipende dalla quantità di materiale solido distaccato e dalla capacità degli agenti erosivi di trasportarlo. Laddove gli agenti erosivi hanno la capacità di

trasportare più materiale di quanto ne sia distaccato, il fattore limitante del processo erosivo è costituito dal distacco.

Viceversa, dove la quantità di materiale distaccato è maggiore di quella che può essere trasportata, il fattore dominante del processo erosivo è costituito dal trasporto. La conoscenza di quale sia il fattore dominante tra distacco e trasporto è di fondamentale importanza poiché il successo di un intervento di difesa dall'erosione dipende proprio dai rimedi adottati per contenerlo.

L'energia in gioco nel processo erosivo si presenta sotto due forme: potenziale e cinetica.

L'energia potenziale (P_E) è legata alla differenza di quota tra due corpi ed è data dal prodotto tra massa (m), dislivello (h) ed accelerazione di gravità (g):

$$P_E = mgh \quad 1.1$$

e si esprime in joule se la massa m è espressa in kg, la differenza di quota fra due particelle h in m e l'accelerazione di gravità g è mediamente in Italia $9,80667 \text{ m s}^{-2}$.

L'energia cinetica K_E è funzione della massa e della velocità (v) dell'agente erosivo secondo la legge

$$K_E = \frac{1}{2}mv^2 \quad 1.2$$

e si esprime in joule se la massa m è espressa in kg e la velocità v in m s^{-1} .

La maggior parte dell'energia disponibile viene dissipata per attrito con la superficie sulla quale l'agente erosivo si muove cosicché soltanto il 3-4% dell'energia posseduta dall'acqua in movimento è lo 0,2% di quella posseduta dalle gocce di pioggia in caduta viene spesa nel processo di erosione superficiale del suolo (Pearce, 1976). Sulla base delle percentuali sopra indicate e dei valori tipici di velocità delle gocce che si ritrovano in letteratura si evidenzia che il ruscellamento concentrato nei rigagnoli costituisce il più potente agente erosivo e che le gocce di pioggia posseggono potenzialmente una maggiore capacità erosiva rispetto al ruscellamento laminare (Morgan, 1986). Tuttavia la gran parte dell'energia posseduta dalle gocce viene utilizzata per il distacco delle particelle solide e quindi la quota parte di essa disponibile per la fase di trasporto è inferiore a quella posseduta dal ruscellamento laminare.

I processi di erosione idrica superficiale sono strettamente legati alle modalità con cui l'acqua di pioggia attraversa la copertura vegetale e si muove sulla superficie del suolo. Tali processi sono pertanto basati sul ciclo idrologico del suolo. Durante un evento naturale la pioggia diretta, raggiunge direttamente il suolo, o perché non esiste copertura vegetale o perché attraversa indisturbata la chioma della vegetazione. La restante aliquota di pioggia viene intercettata dalla vegetazione, dalla quale raggiunge successivamente la superficie del suolo gocciolando dalle foglie o scorrendo lungo gli steli, oppure ritorna all'atmosfera per evapotraspirazione. La pioggia che raggiunge il suolo direttamente o gocciolando dalle foglie determina erosione da impatto. L'acqua

di pioggia che raggiunge il suolo può essere invasata nelle piccole depressioni superficiali, ruscellare superficialmente, infiltrarsi per essere accumulata negli strati superficiali di suolo oppure per raggiungere la falda. Alle varie forme di ruscellamento superficiale sono rispettivamente collegate l'erosione laminare (sheet erosion), l'erosione per rigagnoli (rill erosion) e l'erosione per fossi (gully erosion).

1.1 Erosione da impatto

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. Il trasferimento di quantità di moto al suolo produce un effetto di disaggregazione ed un effetto di compattazione.



Fig. 1.1 – Erosione da impatto di una goccia di pioggia (da WEPP 95 CD#5 –soil erosion site)

L'effetto di disaggregazione del suolo si evidenzia con la formazione di schizzi liquidi dal punto di impatto delle gocce di pioggia (fig. 1.1). Le velocità locali di tali getti possono essere anche superiori a quelle terminali delle gocce (Huang et al., 1982).

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 colloidi 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. Rilevazioni effettuate in Israele hanno mostrato riduzioni della capacità di infiltrazione da 100 ad 8 mm/h in un suolo sabbioso (Morin et al., 1981).

In Mali terreni sabbiosi, generalmente caratterizzati da capacità di infiltrazione variabili tra 100 e 200 mm/h, hanno fatto registrare valori di detta capacità di circa 10 mm/h in seguito allo sviluppo di una crosta superficiale. La compattazione degli strati più superficiali di suolo può evolvere anche molto rapidamente: secondo alcuni il 50% della riduzione di capacità di infiltrazione può essere causato da un solo evento (Hoogmoed e Stroosnijder, 1984).

Alcuni studi sono stati effettuati per valutare gli effetti sull'erosione dei tiranti idrici sul suolo. Palmer (1964) ha trovato che si verifica un incremento dell'erosione da impatto all'aumentare del tirante idrico, probabilmente addebitabile alla turbolenza che le gocce di pioggia impartiscono all'acqua con l'urto, fino a che, superata una soglia critica, l'erosione da impatto decresce fino ad azzerarsi, poiché l'energia cinetica delle gocce viene dissipata all'interno dello strato idrico. Esperimenti di laboratorio condotti su differenti tipi di suolo hanno mostrato che il valore critico del tirante idrico è approssimativamente uguale al diametro delle gocce (Palmer, 1964) o ad $1/5$ (Torri e Sfalanga, 1984) o ad $1/3$ di esso (Mutchler & Young, 1975).

Studi teorici e sperimentali hanno mostrato che la velocità di distacco delle particelle solide a causa dell'azione battente della pioggia varia con la prima potenza dell'energia cinetica istantanea della pioggia (Free, 1960; Quansah, 1981) o con il quadrato dell'intensità di pioggia (Carson & Kirkby, 1972; Meyer, 1981).

Nel caso di superfici inclinate l'erosione da impatto determina un trasporto di materiale verso valle. Alcune relazioni valutano la quantità di materiale solido trasportato per effetto della sola azione battente della pioggia in funzione dell'intensità di pioggia e della pendenza del versante (Meyer & Wischmeier, 1969; Savat, 1981; Quansah, 1981).

Generalmente le relazioni per la valutazione del distacco e trasporto di particelle solide non tengono conto degli effetti generati dal vento. L'azione del vento fa sì che le gocce di pioggia pervengano al suolo con traiettorie inclinate e con una maggiore energia cinetica. L'inclinazione delle traiettorie delle gocce influisce sulla ripartizione delle quantità di materiale solido lanciate verso monte e valle in relazione alla pendenza del terreno (Lyles et al., 1974; Moyersons, 1983).

Dato che l'erosione da impatto agisce in maniera pressoché uniforme sulla superficie del suolo i suoi effetti si rendono facilmente apprezzabili solo laddove si verifica la formazione di caratteristici microrilievi “a piramidi di terra” (earth pillars) per il fatto che localmente elementi lapidei o radici di colture arboree proteggono il suolo sottostante. La presenza di tali microrilievi è uno degli indici frequentemente utilizzati per fornire indicazioni sulla entità del processo erosivo. Su terreni sabbiosi del Bedfordshire, rilievi di altezza 20 mm si sono formati nell'arco di un anno (Morgan, 1977).

Indagini condotte in Calabria in ambiente forestale ed in terreni con disuniforme vegetazione erbacea ed arbustiva hanno mostrato che la quantità di materiale solido trasportato per effetto del solo impatto delle gocce di pioggia sul suolo può costituire dal 30 al 95% del trasporto totale durante il processo erosivo (Van Asch, 1983). Studi condotti nel Bedfordshire (Inghilterra) hanno evidenziato che il trasporto da impatto rappresenta dal 15 al 52% del trasporto totale in terreni coltivati a cereali e prati e dal 3 al 10% del trasporto totale in terreno nudo (Morgan et al., 1986). All'aumentare del ruscellamento superficiale e della perdita di suolo, il contributo al trasporto di materiale solido verso valle esercitato dall'azione battente della pioggia va via via attenuandosi.

1.2 Erosione laminare

Durante un evento di pioggia il deflusso superficiale che si genera quando vengono colmate le depressioni superficiali del suolo e viene ecceduta la capacità di accumulo idrico all'interno del suolo, nel caso di pioggia di lunga durata, o la capacità di infiltrazione del suolo, nel caso di una pioggia intensa (deflusso Hortoniano). La corrente liquida si presenta generalmente come un complesso reticolo idrografico in miniatura e solo raramente sotto forma di una sottile ed uniforme lama d'acqua (fig. 1.2). Il deflusso laminare è disturbato dalla presenza sul suolo di elementi lapidei e di vegetazione.

Le caratteristiche idrauliche della corrente sono descritte dal numero di Reynolds (Re) e dal numero di Froude (F) definiti come segue:

$$Re = vr/\nu \quad 1.3$$

$$F = v/\sqrt{gr} \quad 1.4$$

dove r è il raggio idraulico che, nel caso di corrente laminare, può essere assunto pari al tirante idrico e ν è la viscosità cinematica dell'acqua.

Il numero di Reynolds è un indice della turbolenza della corrente. Per valori del numero di Reynolds inferiori a 500 prevalgono le condizioni di regime laminare mentre per valori superiori a 2000 la corrente è completamente turbolenta; i valori intermedi sono indicativi di un regime di transizione ovvero di una corrente disturbata, la cui turbolenza è generalmente causata dall'impatto

delle gocce di pioggia (Emmett, 1970). Dato che il potere erosivo della corrente aumenta con la sua turbolenza, la perdita di suolo varia con il numero di Reynolds; ciò è stato confermato da esperienze di laboratorio (D'Souza e Morgan, 1976).

Valori del numero di Froude superiori ad 1 indicano che la corrente è veloce ovvero in stato super-critico e quindi notevolmente erosiva. I risultati di indagini di laboratorio condotte da Savat (1977) indicano che normalmente la corrente è quasi sempre in condizioni super-critiche e caratterizzata da valori del numero di Froude superiori a 15. Indagini di campo condotte nel Bedfordshire hanno invece fornito valori del numero di Reynolds inferiori a 75 e del numero di Froude a 0,5 (Morgan, 1980). Correnti con numero di Reynolds inferiori a 40 e numeri di Froude inferiori a 0.13 sono state rilevate in campo da Pearce nell'Ontario (1976).

Un parametro che ha una rilevante importanza nelle relazioni sopracitate è la velocità della corrente. Perché si possa verificare il distacco delle particelle di suolo, la velocità della corrente deve superare un valore critico (Hjulstrom, 1935). Come è mostrato in Figura 1.1, per particelle di diametro superiore a 0,5 mm, la velocità critica della corrente aumenta con le dimensioni delle particelle stesse. Per le particelle con diametro inferiore a 0,5 mm, la velocità critica cresce al diminuire delle loro dimensioni; le particelle più fini forniscono, infatti, una maggiore resistenza al distacco per l'insorgere delle forze di coesione esercitate dai minerali argillosi. Una volta messa in moto la singola particella solida non si deposita fino a che la velocità della corrente non si porta al di sotto del valore critico; pertanto la forza necessaria a tenere in moto una particella solida è minore di quella necessaria per il suo distacco. Una particella solida di 0,01 mm richiede una velocità della corrente di 60 cm s^{-1} per essere distaccata, ma non si deposita fino a che tale velocità non scende al di sotto di $0,1 \text{ cm s}^{-1}$. In realtà le velocità effettivamente necessarie per il distacco delle particelle solide si differenziano da quelle indicate nella Figura 1.1 che sono state ottenute per superfici monogranulari; in presenza di una varietà di dimensioni, le particelle più fini sono generalmente protette da quelle più grandi e si mettono in moto solo successivamente a queste. In presenza di tiranti idrici molto limitati tale effetto protettivo è tuttavia contrastato dall'azione battente delle gocce di pioggia che provvede a staccare le particelle solide e portarle in sospensione.

La velocità della corrente dipende dal tirante idrico ovvero dal raggio idraulico r , dalla scabrezza della superficie del terreno e dalla sua pendenza i , secondo una relazione che viene comunemente espressa con la formula di Manning:

$$v = \frac{1}{n} r^{2/3} i^{1/2} \quad 1.5$$

dove n è il coefficiente di scabrezza di Manning. Tale equazione è basata sull'ipotesi di corrente turbolenta, superficie scabra e valori elevati del numero di Reynolds.



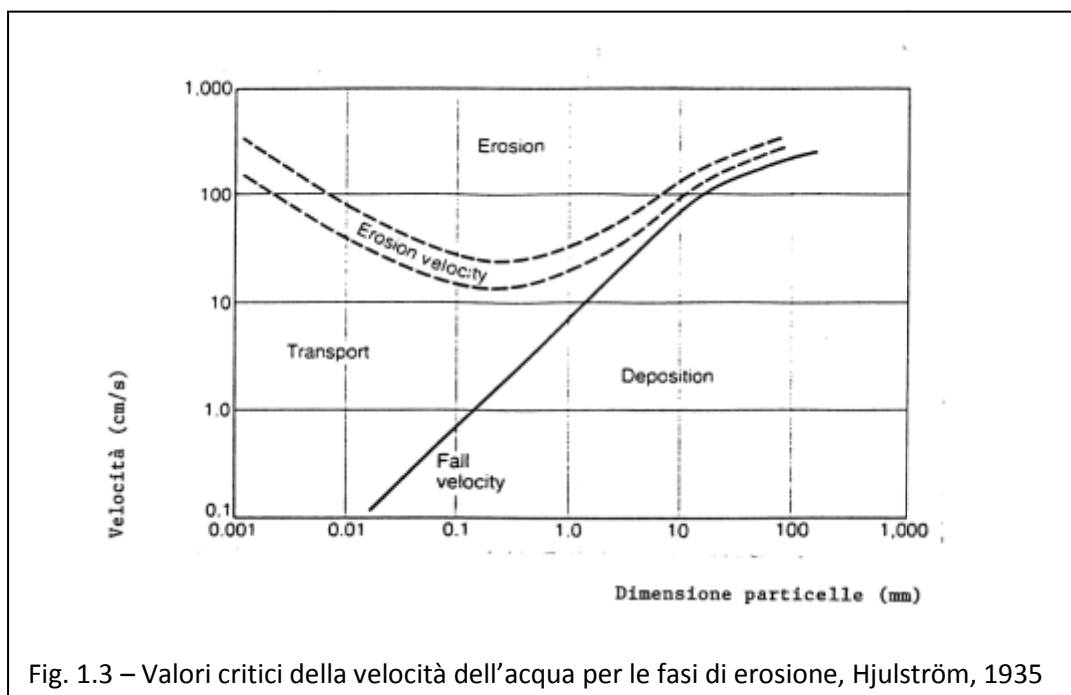
Fig. 1.2 – Erosione idrica da deflusso superficiale (da WEPP 95 CD#5 –soil erosion site)

Utilizzando l'equazione di Manning ed applicando il principio di continuità Meyer (1965) ha ottenuto che, in condizioni di scabrezza uniforme, la velocità dell'acqua varia con la pendenza del terreno e la portata liquida, entrambe elevate ad $1/3$. Meyer e Wischmeier (1969) hanno proposto di considerare le capacità di distacco e trasporto della corrente rispettivamente proporzionali alla seconda e quinta potenza della velocità determinata con la relazione proposta da Meyer. Relazioni analoghe per la valutazione della quantità di materiale distaccato e trasportato sono state ottenute da altri Autori (Carson & Kirkby, 1972; Komura, 1976; Morgan, 1980). Generalmente le relazioni messe a punto conducono ad una sottovalutazione della capacità erosiva della corrente, poiché non tengono conto del fatto che in realtà l'azione del deflusso è combinata con quella della pioggia.

Da quanto detto si evince che la perdita di suolo per erosione laminare (superficiale) varia con velocità e turbolenza della corrente liquida, oltre che, ovviamente, con l'estensione spaziale della corrente stessa. Horton (1945) ha rilevato che più di $2/3$ della superficie dei versanti di un bacino sono interessati da ruscellamento superficiale durante la fase di maggiore intensità di un evento piovoso. La zona prossima alla cresta di un versante non è interessata da deflusso e costituisce la barriera di delimitazione del processo erosivo. Ad una distanza critica da tale cresta la quantità di acqua accumulata superficialmente fa sì che si generi deflusso. Procedendo verso la base del versante i tiranti idrici vanno via via aumentando fino a che, raggiunta una nuova distanza critica dalla cresta del versante, la corrente comincia a ramificarsi e si ha la formazione dei rill.

Un gran numero di indagini sperimentali concernenti la valutazione degli effetti del ruscellamento superficiale sull'erosione hanno evidenziato come la vegetazione sia un fattore

critico. In realtà esiste una varietà di situazioni che vanno dalle aree ben vegetate in cui il ruscellamento superficiale si verifica più raramente ed è generalmente causato dalla saturazione del terreno alle aree completamente prive di copertura vegetale in cui il ruscellamento si verifica facilmente ed è di tipo Hortoniano. Ciò porta a concludere che la rimozione della vegetazione causa un incremento dell'erosione. Il passaggio da un tipo di ruscellamento superficiale ad un altro si verifica in conseguenza dell'aumento dell'altezza e dell'intensità della pioggia, della minore intercettazione da parte della vegetazione e della ridotta capacità di infiltrazione del terreno a causa della formazione di una più estesa crosta superficiale.



La Figura 1.3 mostra che le particelle di terreno maggiormente soggette ad erosione laminare hanno diametri compresi nel range 100-300 μm . Generalmente il materiale solido trasportato dalla corrente liquida è povero di particelle con diametri superiori ad 1 mm e ricco di materiale più fine. Ciò può comportare che i versanti soggetti ad erosione tendono a divenire sabbiosi e le aree di deposito argillose (Alberts et al., 1980). Mitchell et al. (1983) hanno provato con esperimenti di laboratorio che tale effetto selettivo sulle particelle solide si verifica soprattutto alle minori intensità di pioggia.

Il ruscellamento superficiale, soprattutto se di tipo Hortoniano, agisce in concomitanza con le gocce di pioggia per staccare le particelle solide dal terreno e trasportarle verso valle. Dopo un evento di pioggia gli effetti di tale processo, noto come erosione tra i rigagnoli (interrill erosion), sono facilmente riconoscibili attraverso la rilevazione di depositi solidi alla base del versante. Dopo periodi di tempo più o meno lunghi le aree di valle sono ricoperte da materiale alluvionale mentre le aree di monte vanno deprimendosi.

Laddove si verificano deflussi e perdite di suolo di notevole entità, il ruscellamento superficiale costituisce l'agente erosivo dominante; questo è generalmente il caso di molte aree agricole con terreni incoerenti. In Calabria, su terreni di recente lavorazione aventi inclinazione tra 18 e 22°, Van Asch (1983) ha trovato che una rilevante percentuale del trasporto solido, variabile dall'85 al 95%, era imputabile all'azione del ruscellamento superficiale. Su terreni sabbiosi non vegetati del Bedfordshire con inclinazione di 11° tale percentuale è stata quantificata tra il 50 e l'80% (Morgan et al., 1986).

1.3 Erosione per rigagnoli

Numerosi studi sull'erosione non fanno distinzione tra erosione per rigagnoli ed erosione laminare sia perché entrambi i processi interessano la medesima parte di un versante sia perché i rigagnoli hanno carattere effimero (fig. 1.4 e 1.5). I sistemi di rigagnoli sono generalmente discontinui e non sono collegati ai corsi d'acqua; solo occasionalmente, infatti, si osserva la presenza di un rigagnolo principale che sbocca sul corso d'acqua.

La formazione dei rigagnoli è generalmente associata alla maggiore velocità della corrente. Savat (1979) ha proposto di far corrispondere la formazione dei rigagnoli al superamento di condizioni critiche nel regime di moto dell'acqua, rappresentate da valori soglia del numero di Froude (F_c) definiti dalla seguente relazione:

$$F_c > 1 + 0,035 d \quad 1.6$$

dove $d(\mu\text{m})$ rappresenta il diametro medio delle particelle di terreno.

Successivamente Boon e Savat (1981) hanno definito come ulteriore condizione discriminante per la presenza dei rigagnoli un valore soglia di 20000 ppm della concentrazione di sedimenti trasportati dalla corrente liquida.

Moss et al. (1982) hanno rilevato come i canali superficiali e microrigagnoli siano generalmente organizzati in un reticolo idrografico in miniatura. Tali Autori hanno rilevato come l'aumento di portata che si verifica in corrispondenza delle confluenze determini una maggiore erosione ed un progressivo incremento nella quantità di particelle trasportate. Dato che l'impatto delle gocce di pioggia fa crescere la capacità di trasporto della corrente e, attraverso il distacco delle particelle di terreno, la concentrazione di sedimenti nel deflusso, Savat (1979) ha evidenziato che l'interazione delle precipitazioni con i deflussi aumenta le probabilità di formazione dei rigagnoli. D'altra parte Quansah (1982) ha trovato che la velocità di deposizione delle particelle di terreno all'interno dei microrigagnoli può essere maggiore della velocità di distacco per effetto della pioggia e la stabilizzazione dei rigagnoli inibita. Sembrerebbe che allo stadio in cui si osserva la presenza di microrigagnoli sul terreno abbiano luogo due distinti processi: da un lato i microrigagnoli drenando i deflussi superficiali vengono colmati dai sedimenti e tendono a scomparire, dall'altro l'incremento

della portata incanalata determina una maggiore capacità erosiva della corrente che tende a deprimere il letto dei rigagnoli i quali si vanno via via sviluppando sia verso monte che verso valle.



Fig. 1.4 – Erosione idrica per rigagnoli Alabama (rill erosion) (da WEPP 95 CD#5 – soil erosion site)

Studi condotti sulle caratteristiche idrauliche della corrente hanno indicato che la il passaggio da deflusso laminare a deflusso turbolento avviene secondo quattro fasi: formazione di 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).

La corrente convogliata dai rigagnoli è capace di trasportare particelle solide di notevoli dimensioni; in alcuni casi ciò contribuisce a minimizzare l'erosione selettiva (Meyer et al., 1975).

Data la notevole capacità erosiva e di trasporto del ruscellamento concentrato, l'erosione per rigagnoli può costituire la principale fonte di sedimenti provenienti da un versante. Una percentuale rilevante dei sedimenti trasportati dai rigagnoli non viene erosa dal loro letto, ma viene da 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 dei solidi rimossi dalle zone tra i rigagnoli per effetto del potere erosivo della corrente viene convogliata al loro interno. Altre esperienze di campo hanno mostrato che percentuali variabili dal 51% al 63% della perdita di suolo totale per erosione superficiale vengono fornite dall'erosione per rigagnoli (Mikhailov, 1949).



Fig. 1.5 – Erosione idrica per rigagnoli, severa (rill erosion) (da WEPP 95 CD#5 – soil erosion site)

La maggiore o minore importanza degli effetti dei rigagnoli dipende ovviamente dal loro numero e dalla superficie di terreno interessata (Midriak, 1965; Zachar, 1982; Morgan et al., 1986).

1.4 Erosione per fossi

Forme di erosione dovute allo scorrimento delle acque superficiali lungo vie preferenziali con effetti notevolmente più vistosi di quelli prodotti dai rigagnoli 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 (figg. 1.6 e 1.7).



Fig. 1.6 – Erosione per fossi

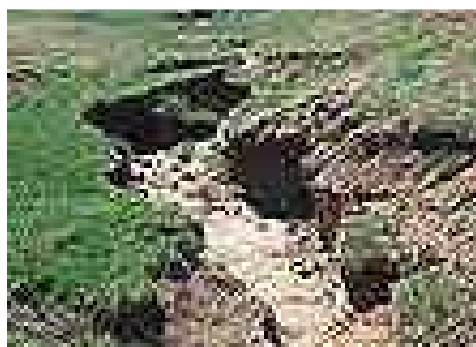


Fig. 1.7 – Erosione per fossi (gully erosion)

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 precostituita (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.

2 Modelli matematici e fisici per la descrizione dei processi erosivi

Fra i modelli matematici e fisici che provano a descrivere il processo erosivo, con l'intento di fornire una stima quanto più accurata possibile alla produzione di sedimento nei bacini idrografici, ve ne sono diversi che hanno avuto successo in quanto riproducono fedelmente il processo erosivo o forniscono risultati estremamente precisi ed accurati se confrontati con dati sperimentali. Vi sono pertanto modelli concettuali ben dettagliati capaci di descrivere fedelmente i processi riscontrati in situ ed altri empirici (black box) che sono stati calibrati su dati sperimentali molto bene e son in grado di fornire stime eccellenti.

Fra i modelli di tipo empirico possono essere incluse quelle metodologie che pervengono alla quantificazione della perdita di suolo mediante semplici espressioni i cui parametri sono stati derivati da assunzioni empiriche o semplificazioni empiriche di alcune leggi fisiche.

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

$$Q_s = a Q_w^b \quad 1.7$$

dove Q_s e Q_w rappresentano rispettivamente la portata solida e liquida, mentre a , che è un indice della severità del processo erosivo, e b sono dei coefficienti il cui valore varia da caso a caso. I risultati di esperienze di campo indicano che valori di b sono compresi tra 2 e 3 (Jovanovic e Vukcevic, 1958; Leopold et al., 1964) se la portata solida viene espressa in kg s^{-1} , anche se in qualche caso sono stati trovati valori prossimi ad 1 (Parsons et al., 1964). La relazione tra portata solida e liquida può variare con il volume di deflusso e quindi può essere influenzata dai cambiamenti stagionali. Durante un singolo evento di pioggia il valore del coefficiente b può essere differente durante la fase ascendente e discendente dell'idrogramma (Gregory e Walling, 1973).

Le relazioni cui si è fatto cenno sono generalmente state 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:

$$Q_s \propto (\tan\theta)^m L^n \quad 1.8$$

Ulteriori studi hanno portato a prendere in considerazione ulteriori fattori (Musgrave, 1947; Smith, 1958), conducendo alla elaborazione della ben nota equazione universale (USLE) della perdita di suolo (Universal Soil Loss Equation) (Wischmeier & Smith, 1962):

$$A = R K L S C P \quad 1.9$$

in cui A rappresenta la perdita di suolo media annua, R l'indice di aggressività della pioggia, K l'indice di credibilità del suolo, L il fattore di lunghezza del versante, S il fattore di pendenza del versante, C il fattore di copertura vegetale, P il fattore rappresentativo della pratica di conservazione del suolo.

Negli ultimi decenni la USLE ha avuto una sempre ampia diffusione anche in relazione 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.

Esiste una classe di modelli empirici che sono stati messi a punto facendo ricorso a tecniche di regressione tra i valori di perdita di suolo ed i valori di alcuni parametri. Tali modelli, che possono essere definiti correlativi, in teoria dovrebbero essere applicati solo a situazioni per le quali il campo di variabilità dei parametri è simile a quello utilizzato per la messa a punto dei modelli stessi.

Un esempio di modello di tipo correlativo è costituito dalla equazione di Fournier (1960) che lega la produzione di sedimento media annua con le precipitazioni, l'altitudine e la pendenza del versante; altro esempio è rappresentato da un'equazione proposta da Walling (1974) che fornisce una valutazione del sedimento prodotto in conseguenza di un singolo evento di pioggia da un piccolo bacino in funzione della durata della pioggia, della portata massima defluente, del volume totale defluito, del tirante idrico nel corso d'acqua prima dell'evento di pioggia e tenendo conto del periodo dell'anno in cui l'evento si verifica. Molte delle variabili incluse in questo tipo di modelli sono fra di loro correlate ed è spesso difficile valutare quali di esse hanno maggiore influenza sul processo erosivo.

I modelli di previsione dell'erosione idrica superficiale “fisicamente basati” sono fondati sull'applicazione delle leggi di conservazione della massa e dell'energia. La maggior parte di tali modelli utilizza il ben noto principio di continuità espresso con un'equazione in forma differenziale. 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.

Vengono di seguito riportate alcune delle metodologie più usate nella letteratura scientifica, sia per la precisione che per la capacità di descrivere il fenomeno che per l'applicabilità in natura.

2.1 AGNPS

Il modello *Agricultural Nonpoint Source Pollution* (AGNPS) è stato sviluppato dall'*US Department of Agriculture, Agriculture Research Service*, in collaborazione con il *Minnesota Pollution Control Agency* (MPCA) ed il *Soil Conservation Service* (Young *et al.*, 1987, 1989), 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. AGNPS simula i carichi di nutrienti e di sedimenti da bacini prevalentemente agricoli per singoli eventi di pioggia o per dati di *input* di tipo continuo. I bacini idrografici sono discretizzati in una serie di celle quadrate, per le quali sono assegnate caratteristiche omogenee dei parametri.

AGNPS è suddiviso in due sotto-modelli:

- il primo si occupa dell'erosione della superficie del suolo e dei canali e dell'accumulo di sedimenti. Per tale calcolo utilizza una versione modificata dell'*Universal Soil Loss Equation* (USLE, Wishmeier and Smith, 1978), con la quale l'erosione viene scomposta in particelle di cinque categorie di grandezza: sabbia, limo, argilla, piccoli e grandi aggregati;
- l'altro sotto-modello riguarda il trasporto di inquinanti e nutrienti. Per gli inquinanti vi è una sezione per quelli in forma solubile ed un'altra per quelli adsorbiti sui solidi. I carichi dei nutrienti sono determinati usando relazioni tra le concentrazioni chimiche, la deposizione dei sedimenti e il volume di deflusso (Young *et al.*, 1986), così come visto per il modello CREAMS.

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). AGNPS è stato utilizzato da Shi (1987) per effettuare una valutazione economica dell'erosione dei suoli e della qualità delle acque in Idaho. Setia e Magleby (1987) e Setia *et al.* (1988) hanno utilizzato il modello AGNPS per la valutazione degli effetti economici di alternative di controllo dell'inquinamento diffuso. Il modello è stato utilizzato anche da Koelliker e Humbert (1989) a scopo pianificatorio. Evans e Miller (1988) hanno utilizzato un GIS noto col nome di ERDAS (*Earth Resources Data Analysis System*), integrato con l'AGNPS. I due ricercatori hanno utilizzato un algoritmo dell'ERDAS chiamato AGNPSIN per calcolare la media dei valori delle celle dell'AGNPS per la pendenza del terreno, dei canali, il *curve number*, il coefficiente di scabrezza, la

costante di condizione superficiale, la granulometria del terreno, la richiesta chimica di ossigeno (COD) e il fattore di coltivazione. I valori medi calcolati sulla cella sono stati poi scritti in un file dati, che rappresenta l'*input* diretto all'AGNPS durante l'esecuzione del modello. AGNPS è stato utilizzato da Frevert e Crowder (1987) per analizzare le alternative di controllo dell'inquinamento diffuso nel bacino della baia di St. Albans.

Vieux e Needham (1993) hanno studiato la sensibilità del modello AGNPS alle variazioni della grandezza delle celle di un *grid* di Arc/Info. È stato utilizzato, come area di prova, un bacino idrografico di 282 ettari, coperto da aree boscate e coltivate, situato vicino alla città di Morris, in Minnesota. Variando, in Arc/Info, la grandezza delle celle del *grid*, da uno a sedici ettari, si è osservato come il percorso del flusso diminuisse all'aumentare della grandezza delle celle. Questa riduzione dei percorsi di flusso è stata attribuita ad una ridotta circolazione dei meandri dei canali all'aumentare della grandezza delle celle. Si è osservata una corrispondente variazione nell'accumulo di sedimenti nel modello AGNPS, che dipende dalla lunghezza dei percorsi di flusso. La ricerca ha mostrato che la scelta della grandezza delle celle per un'analisi di un bacino idrografico deve essere basata sulla scala necessaria a catturare la variabilità spaziale dei parametri all'interno del bacino.

M. A. Lenzi, M. Di Luzio (1997), del Dipartimento del Territorio e degli Ambienti Agro-Forestali, dell'Università di Padova, hanno sviluppato un'interfaccia *GIS/ AGNPS* servendosi del WODITEM, *Watershed Oriented Digital Elevation Model*, sviluppato da Cazorzi (1991). WODITEM è un pacchetto di programmi per la costruzione di modelli digitali del terreno in formato *raster*, specificamente orientati all'uso idrologico. In questo studio, il modello distribuito AGNPS è stato usato per simulare il deflusso, il carico di sedimenti e di nutrienti (azoto e fosforo) in un sottobacino montano del fiume Adige, localizzato in un area Pre-Alpina che si estende per 77,15 Km², nei pressi di Verona nella parte ad Ovest della Regione Veneto. Vigneti e territori boscati rappresentano le due maggiori utilizzazioni del suolo e comprendono, rispettivamente, il 42,9% ed il 24,2% dell'intero territorio. La pendenza media è del 18%. Il canale principale è lungo 22 Km, con una pendenza media dell'1%. Il suolo è prevalentemente argilloso con bassissima permeabilità. Dal confronto tra i dati misurati e quelli stimati con l'AGNPS è emerso che questi ultimi sono molto corrispondenti alla realtà. I risultati del bacino alpino hanno evidenziato la capacità del modello di stimare la produzione di sedimenti e di nutrienti e la loro distribuzione spaziale, in particolare nel caso di eventi eccezionali, responsabili, come sottolineato da Bingner et al. (1992), della produzione di gran parte del carico totale di sedimenti e nutrienti dell'intero bacino.

2.2 CREAMS

Il CREAMS è stato proposto da Foster, G. R., L. J. Lane, J. D. Nowlin, J. M. Laflen and R. A. Young, Smith, S. J., D. E. Kissel and J. R. Williams nel 1980 presso il United States Department of Agriculture (USDA) in collaborazione con Science and Education Administration-Agriculture Research (SEA-AR). Il CREAMS 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 ha l'obiettivo di dover essere fisicamente basato per non richiede calibrazione per ogni singola applicazione, semplice e di facile intuizione con pochi parametri che descrivano nel modo più relativamente accurato possibile il sistema fisico, stimare i deflussi, l'infiltrazione, l'erosione nonché la quantità di nutrienti vegetali ed inquinanti assorbiti e dissolti. La dimensione dell'area di applicazione indica la scala a cui bisogna applicare il modello tenendo in considerazione le pratiche di gestione del suolo solitamente praticate a scala di campo e gli obiettivi del modello esposti. Un campo è pertanto definito nell'ambito CREAMS come l'unità di gestione avente una sola destinazione d'uso un suolo relativamente omogeneo, una distribuzione di pioggia relativamente uniforme ed un'unica pratica di gestione agricola come il terrazzamento od il rittochino.

Il modello CREAMS (Chemicals, Runoff and Erosion from Agricultural Management System) è stato sviluppato dall'U.S. Department of Agriculture, Agricultural Research Service (Knisel, 1980, 1985; Leonard e Knisel, 1986). CREAMS è un modello a scala di campo che utilizza sottomodelli separati per le componenti idrologiche, per l'erosione e per gli elementi chimici, raggruppati in files. Il calcolo delle componenti idrologiche è basato sull'applicazione di due metodologie, a seconda della disponibilità dei dati di pioggia: una stima la porta di deflusso, quando sono disponibili solo dati di pioggia giornalieri, con il modello dell'SCS Runoff Curve Number; l'altra stima il deflusso con l'equazione di Green-Ampt, quando sono disponibili dati di pioggia orari. La componente di erosione del modello, considera i processi base di distacco del suolo, trasporto e deposizione. Il distacco delle particelle di suolo è modellato attraverso la Universal Soil Loss Equation per un singolo evento di pioggia. I concetti base per la modellazione dei nutrienti considerano il loro trasporto come un processo separato nelle due fasi adsorbita (sui sedimenti) e in soluzione (nel deflusso). La componente "pesticidi" stima le concentrazioni dei pesticidi nel deflusso e la massa totale trasportata in ogni precipitazione durante il periodo di interesse. CREAMS consente anche la valutazione delle migliori pratiche di gestione e la simulazione delle diverse attività agronomiche, quali applicazione di pesticidi, trattamento dei liquami di allevamento, operazioni di aratura e di terrazzamento. CREAMS calcola il volume di deflusso, la portata di picco, l'infiltrazione, l'evapotraspirazione, il contenuto d'acqua del suolo e la percolazione su base

giornaliera. Vengono stimate anche l'erosione giornaliera e la quantità di sedimenti; sono calcolate, inoltre, le concentrazioni medie associate ai sedimenti e le sostanze chimiche disciolte e presenti nelle acque di deflusso, i sedimenti, e l'acqua percolata (Leonard e Knisel, 1984). CREAMS consente, inoltre, di simulare le pratiche gestionali definite dall'utente, quali aspersione nell'aria o sul suolo di pesticidi, utilizzo di concime di origine organica e le migliori pratiche agronomiche (terrazzamento, aratura, etc.). I dati necessari per il modello CREAMS sono abbastanza dettagliati. Dal momento che si tratta di un modello continuo, sono necessari dati giornalieri per le precipitazioni, valori mensili di radiazione solare e di temperatura dell'aria. Sono necessari, inoltre, dati relativi all'utilizzazione del suolo ed alle tipologie di suolo presenti. Dal manuale d'uso possono essere evinti i valori medi dei diversi parametri del modello stesso.

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). Il modello CREAMS è stato applicato con un buon successo in una grande varietà di bacini idrografici (Smith e Williams, 1980; Morgan e Morgan, 1982; Knisel et al., 1983; Jamieson e Clausen, 1988). Crowder et al. (1985) hanno utilizzato CREAMS insieme ad un modello economico per valutare gli effetti di pratiche agronomiche di tipo conservativo.

Le componenti che descrivono il processo erosivo sono descritte dai parametri della USLE includendo la capacità di trasporto del sedimento del deflusso laminare superficiale sui versanti. Il sottomodulo del CREAMS per i nutrienti vegetali ha un parametro azoto che considera i processi di mineralizzazione, nitrificazione e denitrificazione. È computato l'assunzione di azoto da parte delle piante ed il dilavamento dei nitrati attraverso percolazione fuori dalla zona alla portata delle radici. Comunque sia le parti azoto che di fosforo dei parametri relativi ai nutrienti usano un coefficiente razionale per stimare la percentuale dei due nutrienti trasportata con i sedimenti. I parametri relativi al trasporto di pesticidi tengono conto dell'intercettazione, della degradazione e del dilavamento della chioma come dell'assorbimento, desorbimento e degradazione nel suolo. Diverse delle equazioni sviluppate per il modello CREAMS sono state rimodulate ed usate per altri modelli quali WEPP, SWRRB, SWAT e SWIM.

2.3 GREAMS

Il modello GREAMS (*Groundwater Loading Effects of Agricultural Management Systems*) è stato sviluppato dall'USDA-ARS per utilizzare le pratiche gestionali individuate dal modello CREAMS e per includere una componente che valuti il flusso verticale dei pesticidi nella zona radicale (Leonard et al., 1987). Tale modello è suddiviso in tre componenti denominate *idrologia*, *erosione/sedimenti* e *pesticidi*. La pioggia è ripartita in deflusso superficiale ed acqua di

infiltrazione, usando il metodo del *Curve Number* del *Soil Conservation Service* (SCS), così come modificato da Williams e Nicks (1982). Il suolo è suddiviso in strati di diverso spessore, da un minimo di tre ad un massimo di dodici strati, utilizzati per la circolazione dell'acqua e dei pesticidi (Knisel *et al.*, 1989).

È stata creata una versione per i bacini del CREAMS/GLEAMS, l'Opus. Opus è un modello che simula il processo di trasporto dei sedimenti, il trasporto chimico, i cicli del carbonio e dell'azoto nel decadimento microbiologico dei suoli. Opus fa affidamento su algoritmi di altri modelli: le condizioni climatiche sono simulate attraverso un modello di generazione del tempo su base giornaliera (WGEN), il deflusso giornaliero è calcolato da un approccio del tipo SCS modificato e l'erosione del suolo viene modellata usando la *Modified Universal Soil Loss Equation* (MUSLE) (Williams J.R., 1975). Diversi altri modelli sono stati sviluppati da adattamenti del modello CREAMS, tra essi ricordiamo il SWRRB e il PRS (*Pesticide Runoff Simulator*), oltre che lo SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*).

2.4 SWRRB

L'SWRRB (*Simulator for Water Resources in Rural Basins*) è un modello sviluppato per simulare la qualità delle acque in bacini rurali (Williams, Nicks e Arnold, 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 (*Soil Water and Assessment Tool*, Arnold *et al.*, 1993).

2.5 PRZM

Il *Pesticide Root Zone Model* (PRZM) è stato sviluppato all'U.S. EPA's *Environmental Research Laboratory* di Athens, Georgia (Carsel *et al.*, 1984; Muelkey, Carsel e Smith, 1986). E' un modello monodimensionale e dinamico. Può essere usato per simulare il movimento di sostanze chimiche nella zona insatura all'interno ed immediatamente sotto l'apparato radicale delle piante. Il modello è diviso in due grosse componenti, denominate idrologia (ed idraulica) e trasporto chimico. Le componenti dell'idrologia e dell'erosione utilizzano rispettivamente il metodo *runoff curve number* del SCS e la *universal soil loss equation*. L'evapotraspirazione è stimata direttamente dai dati di evapotraspirazione potenziale misurata o da equazioni empiriche. I termini che riguardano il suolo e l'acqua, quali capacità di campo, punto di appassimento e contenuto d'acqua alla saturazione, vengono utilizzati per la simulazione del movimento dell'acqua attraverso la colonna di suolo nella zona insatura. Il modulo consente anche la simulazione dell'irrigazione.

Il modello considera pure l'applicazione di pesticidi sul suolo o sulla copertura fogliare. Le concentrazioni disciolte e adsorbite nel suolo sono stimate considerando simultaneamente i processi di *uptake* da parte delle piante, perdita nel deflusso superficiale, erosione, decadimento, volatilizzazione, dilavamento fogliare advezione, dispersione e ritardo. PRZM è una parte integrante del modello RUSTIC (Dean *et al.*, 1989), *Risk of Unsaturated/saturated Transport and Transformation of Chemicals Concentration*. Questo modello unisce tra modelli subordinati, allo scopo di prevedere il destino finale ed il trasporto dei pesticidi attraverso la zona radicale delle colture e la zona satura. I dati richiesti dal modello sono di tipo estensivo e le previsioni sono fatte su base giornaliera. Esso simula soltanto i composti chimici di tipo organico in processi di trasporto monodimensionali.

2.6 SWAT

Il *Soil Water and Assessment Tool* (SWAT; Arnold *et al.*, 1993), sviluppato originariamente come estensione del *Simulator for Water Resources in Rural Basins* (SWRRB; Williams *et al.*, 1985) dal *Texas Water Resource Institute in College Station*. SWAT 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 (Arnold *et al.*, 1993).

2.7 EUROSEM

EuroSEM (*European Soil Erosion Model*) 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 (Kinematic Erosion Simulation), 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.

2.8 KINEROS 2

Il modello KINEROS 2 (*Kinematic Runoff and Erosion Model v2*) è stato ideato dall' USDA-ARS-SWRC a partire dal modello KINEROS (Woolhiser, et al., 1990) per un bacino sperimentale vicino Tombstone in Arizona. Il modello, fisicamente basato ed orientato alle'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. Il modello permette a tubi di flusso ed elementi d'invaso quanto superfici d'infiltrazione e inclusive di elementi di superficie parzialmente ricoperta di usare un'area urbana simulata. KINEROS può essere usato per determinare gli effetti delle varie caratteristiche artificiali, come sviluppo urbano, piccoli invasi di accumulo, o canali lineari, sull'idrogramma di piena e sulla produzione di sedimento.

KINEROS usa equazioni cinematiche monodimensionali per simulare il deflusso su piani rettangolari ed attraverso canali aperti di sezione trapezoidale, condotte circolari e piccoli invasi di raccolta. Il deflusso superficiale è associato alla soluzione implicita alle differenze finite dell'equazione cinematica delle onde. L'algoritmo infiltrazione è di tipo dinamico, fisicamente basato, ed interagente con deflusso e transito superficiale dell'acqua. La capacità d'infiltrazione è simulata come funzione della profondità infiltrata e permette la stima della reazione di redistribuzione del suolo usando l'indice della distribuzione della dimensione dei pori. L'effetto della variazione spaziale della conducibilità idraulica può essere simulata assumendo una distribuzione normale ed un coefficiente di variazione definito dall'utente. Le perdite nell'attraversamento dei canali sono computate nel modello. L'erosione superficiale risulta schematizzata in due azioni principali, l'erosione da impatto e quella idraulica (o deposito). L'erosione da impatto è schematizzata come funzione del quadrato degli afflussi meteorici e di un fattore di riduzione che rappresenta i piccoli invasi. L'erosione idraulica è simulata attraverso l'applicazione dell'equazione modificata di Engelund e Hansen per il calcolo della capacità di trasporto al fondo. L'erosione e le equazioni del moto sono risolte numericamente ad ogni passo temporale e per ogni dimensione delle particelle usando uno schema alle differenze finite a quattro punti.

2.9 LISEM

Il Lumberg Soil Erosion Model l'intensità di pioggia per intervalli di tempo, una mappa con capace di identificare il pluviometro indica la distribuzione spaziale delle piogge. La pioggia è sommata al deflusso proveniente da ogni cella, prendendo in considerazione la pendenza del versante: la pioggia affluisce su una superficie orizzontale proiettata mentre il terreno ha una

pendenza. Quando la pioggia è sparsa su una superficie larga e la risultante altezza d'acqua è bassa si ha $H=h+P \cos(a)$, dove P è l'abbassamento di pioggia nell'intervallo temporale (mm) ed a è l'angolo descrivente la pendenza del versante. L'ipotesi sia solo unidirezionale (ipotesi di moto nella sola direzione di massima pendenza – D1).

L'intercettazione della vegetazione è simulata attraverso un invaso che in totale risulta dalla valutazione di S (mm):

$S=c_p S_{max} [1 - \exp(-k P_{om}/S_{max})]$ con c_p la frazione di copertura vegetale, $k = 0,046 \text{ LAI}$ e S_{max} è data da :

$$S_{max} = 0,935 + 0,498 \text{ LAI} - 0,000575 \text{ LAI}^2$$

L'infiltrazione può essere stimata attraverso diversi sottomodelli proposti come Green Ampt, le equazioni di Richards, ecc...

L'invaso nei fossi è stimato attraverso un modello di massimo invaso depressivo (Maximum Depression Storage – MDS) che rappresenta la funzione soglia di una data area dove si genera deflusso dai piccoli fossi che è nel 2000 è stato stimato da Kamphorst et al. ed inserito nel modello.

L'erosione nel modello LISEM è stimata come la somma algebrica di tre diverse componenti: quella dovuta all'impatto della pioggia, quella dovuta al flusso (che quindi è asportazione e deposizione) e quella che si genera nei canali sia come materiale asportato che depositato. Tali aliquote sono stimate attraverso procedure fisicamente basate, validate in siti sperimentali.

2.10 RILLGROW

Il modello RillGrow implementato da Favis e Mortlock (1996; 1998) tenta e stimare i canali (rill) che si formano in natura ad opera dell'erosione superficiale. Il modello da inizio e 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 col controllo di rilievi laser scanner effettuati sul territorio.

2.11 TCRP

La metodologia *Tillage-Controlled Runoff Pattern model* proposta da Takken et el. nel 2001, crea il percorso del deflusso per arrivare alla mappa delle 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 necessario assumere che l'acqua scorre sempre nella direzione delle coltivazione nei campi coltivati. Per descrivere il fenomeno Takken ha ottenuto nel 2001, due diverse regressioni che sono sfruttato e nel modello di calcolo.

2.12 WEPP

L'obiettivo del *Water Erosion Prediction Project* 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 e 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.

3 Modelli Razionali

I modelli empirici in base a delle correlazioni calibrate e successivamente validate su un largo numero di casi riescono a prevedere la produzione di sedimento a partire dai parametri del suolo che entrano in gioco in tale fenomeno. Fra i modelli empirici ha trovato larga applicazione quello di Wischmeier e Smith del 1962 in quanto, oltre a fornire risultati apprezzabili, riesce a tenere in conto in modo esaustivo dei parametri che descrivono interamente il processo erosivo.

Tale modello è stato implementato in molteplici modi, dando luogo a diverse metodologie per la stima della produzione di sedimento. Inoltre è stato ricalibrato in diversi luoghi della terra e con diversi strumenti di calcolo, dando luogo a diverse e successive modifiche.

3.1 Universal Soil Loss Equation

Gli studi di Wischmeier e Smith degli anni '50 e '60 del secolo scorso, condussero nel 1962 alla elaborazione della ben nota equazione universale della perdita di suolo (*Universal Soil Loss Equation*):

$$A = R K L S C P \quad 1.9$$

dove A rappresenta la perdita di suolo media annua, R l'indice di aggressività della pioggia, K l'indice di credibilità del suolo, L il fattore di lunghezza del versante, S il fattore di pendenza del versante, C il fattore di copertura vegetale, P il fattore rappresentativo della pratica di conservazione del suolo.

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 (1961) 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. Esperienze condotte in ambienti a clima temperato hanno evidenziato che l'indice di aggressività della pioggia, basato sull'analisi della distribuzione delle dimensioni delle gocce, potrebbe avere una limitata applicabilità (Mason e Andrews, 1960; Carter et al., 1974). Un importante fattore strettamente legato alla perdita di suolo, quale il deflusso superficiale, non compare nell'equazione.

La USLE è stata anche applicata per la valutazione della produzione di sedimento nei bacini idrografici; opportuni indici di convogliamento del sedimento sono stati spesso utilizzati per passare dalla perdita di suolo dai versanti alla produzione di sedimento del bacino idrografico (Bennett, 1974). Un importante contributo finalizzato all'adattamento della USLE ai fini del calcolo della produzione di sedimento di un bacino è stato dato da Williams (1975), il quale ha proposto la sostituzione dell'indice di aggressività della pioggia R con un fattore rappresentativo dell'azione erosiva esercitata dal deflusso. L'equazione universale per la perdita di suolo modificata da Williams (MUSLE), oltre ad essere applicabile ai singoli eventi di pioggia, si è rivelata in grado di fornire stime della produzione di sedimento più precise rispetto a quelle ottenute con la USLE (Williams e Berndt, 1976).

3.1.1 Fattore di erosività della pioggia R

Il valore numerico di R è determinato o 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}) e riportata a valore orario. Il valore dell' EI_{30} così ottenuto viene quindi diviso per 100 per ottenere il relativo valore del fattore R di quel dato evento. La sommatoria degli R dei vari eventi piovosi consente di quantificare il valore del fattore pioggia (R) su base annuale.

$$R = \frac{E \cdot I_{30}}{100} \quad \text{erosività del singolo evento} \quad 1.10$$

$$R = \sum R_i \quad \text{erosività media annua} \quad 1.11$$

Per quanto riguarda l'Energia totale (E) del singolo evento piovoso è dato, come previsto dal manuale dell' Agricoltura (1978), da:

$$E_i^1 = 210 + 89 \cdot \log I_i \quad \text{Energia cinetica per unità di massa} \quad 1.12$$

$$I_i \quad (\text{mm/h}) \text{ intensità media della pioggia nell'intervallo di tempo considerato} \quad 1.13$$

$$E_i = E_i^1 \Delta h_i \quad \text{Energia cinetica specifica} \quad 1.14$$

$$E = \sum E_i \quad \text{Energia dell'evento} \quad 1.15$$

Facendo attenzione a questi accorgimenti:

- Fra un evento e un altro devono passare almeno 6 ore.
- Non si considerano eventi la cui altezza cumulata di pioggia risulti inferiore ai 13 mm.
- Si considera come tetto massimo per l'intensità di pioggia (I_i) $I_{\max} = 76 \text{ mm/h}$, le gocce raggiungono infatti in corrispondenza di tale valore la loro massima dimensione.

3.1.2 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 ritto chino).

La parcella standard deve essere 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 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 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 e al., 1971) di mettere a punto un monogramma, facilmente utilizzabile, per la valutazione dell'erodibilità. L'utilizzazione 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 limo (0,002 -0,05 mm)+ % di sabbia molto fine (0,05 -0,10 mm).
- % di sostanza organica.
- struttura.
- permeabilità.

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 i o grossolana;
- poliedrica. lamellare o massiva.

La permeabilità è codificata secondo la seguente classificazione:

- rapida (> 12.7 cm/h)
- da moderata a rapida ($> 6.4 - < 12,7$)
- moderata ($> 2.0 - < 6.4$)
- da lenta a moderata ($> 0,5 - < 2,0$)

- molto lenta (< 0.1)

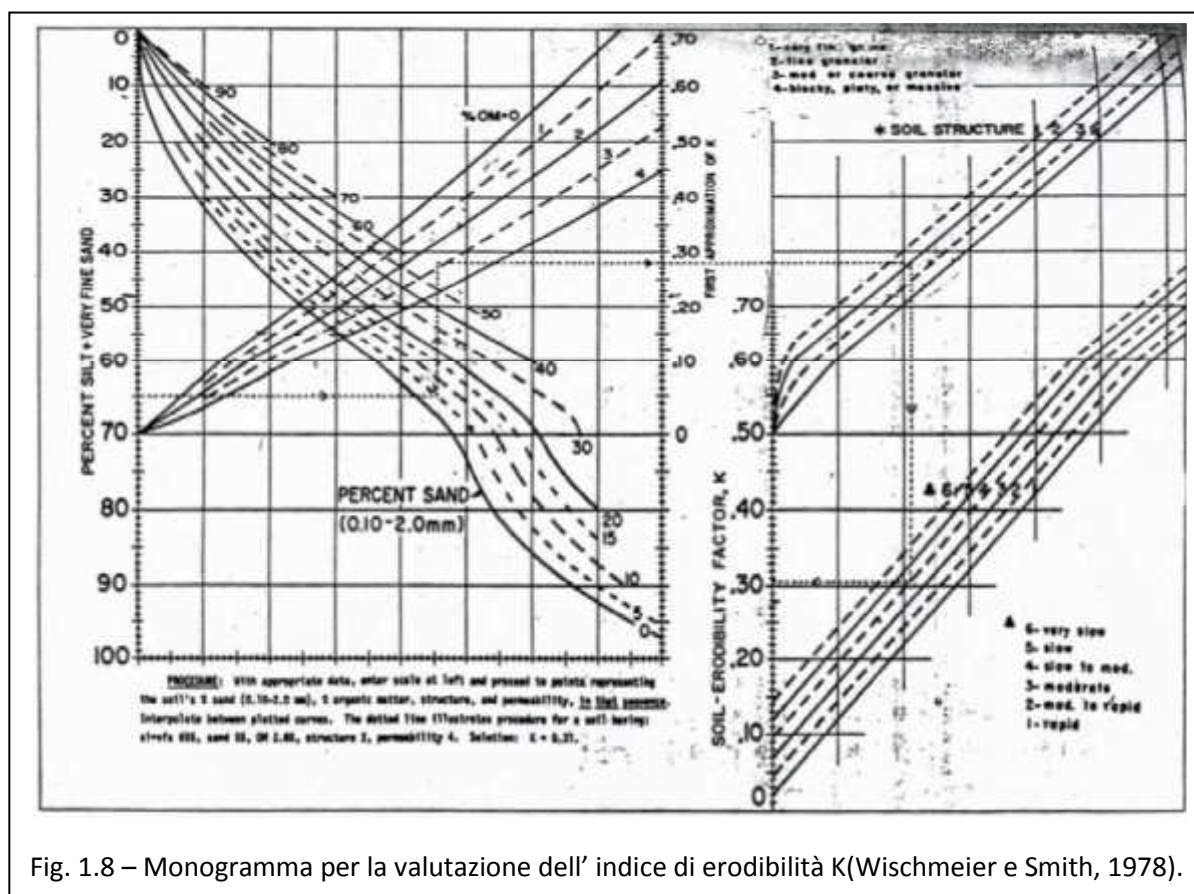


Fig. 1.8 – Monogramma per la valutazione dell'indice di erodibilità K (Wischmeier e Smith, 1978).

Il valore del K può essere ricavato per via grafica (fig.1.8) 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.

3.1.3 Fattore Morfologico LS

Il fattore morfologico tiene conto degli effetti della lunghezza degli appezzamenti (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 un appezzamento di data pendenza e lunghezza rispetto a quelle di un appezzamento «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 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 L - S può anche essere calcolato con le seguenti espressioni:

$$LS = \left(\frac{l}{22,13}\right)^m \cdot (0,065 + 0,045 \cdot s + 0,0065 \cdot s^2) \quad \text{pendenza in \%} \quad 1.16$$

$$LS = \left(\frac{l}{22,13}\right)^m \cdot (65,41 \cdot \sin^2 \alpha + 4,56 \cdot \sin \alpha + 0,0065) \quad \text{pendenza in gradi} \quad 1.17$$

dove:

l = lunghezza dell'appezzamento, in m;

α = angolo della pendenza, in gradi;

s = pendenza, in percento;

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).

3.1.3.1 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 un appezzamento di data lunghezza rispetto a quella standard di 22,13 m può essere valutato con la seguente espressione:

$$L = (l/22,13)^m \quad 1.18$$

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

3.1.3.2 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:

$$S = (0,065 + 0,045 \cdot s + 0,0065 \cdot s^2) \quad \text{pendenza in } \% \quad 1.19$$

$$S = (65,41 \cdot \sin^2 \alpha + 4,56 \cdot \sin \alpha + 0,0065) \quad \text{pendenza in gradi} \quad 1.20$$

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, funzioni del seno dell'angolo della pendenza, ma anche perché la valutazione di S , su pendenze superiori al 18%, risulta più attendibile.

3.1.4 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 tatto 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.

3.1.5 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 alcune altre tecniche agronomiche quali le lavorazioni conservative (lavorazione minima (minimum tillage), semina sul sodo (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 .

Lavorazione e coltivazione secondo le curve di livello (contouring) l'efficacia di questa pratica 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). Questa nel caso di canali-terrazza a base larga, è rappresentata dalla distanza tra il colmo dell'arginello a monte e la base del solco del canale-terrazza adiacente verso valle. Nel caso di canali-terrazza con fronte a valle ripido (inerbito), la lunghezza da utilizzare per valutare il fattore LS è pari alla distanza esistente tra il punto in cui inizia la coltivazione (immediatamente a valle del fronte inerbito) e la base del solco del successivo canale-terrazza verso valle.

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.

3.2 Modified Universal Soil Loss Equation

Il processo erosivo prodotto dalle piogge e dal deflusso è valutato attraverso la Modified Universal Soil Loss Equation (MUSLE) (Williams, 1975). MUSLE è una versione modificata della Universal Soil Loss Equation (USLE), sviluppata da Wischmeier e Smith (1965, 1978).

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:

$$Sed = 11,8 \cdot (Q_{surf} \cdot q_{peak} \cdot area_{hru})^{0,56} \cdot K_{USLE} \cdot C_{USLE} \cdot LS_{USLE} \cdot CFRG \quad 1.21$$

I parametri relativi a tale modello sono riportati nella tabella 1.1.

Tab. 1.1 – Parametri della MUSLE.

Denominazione	Descrizione	Dimensioni
Sed	Produzione di sedimenti in un dato giorno	ton
Q_{surf}	Volume deflusso superficiale	mm H ₂ O ha ⁻¹
q_{peak}	Portata di picco del deflusso	m ³ s ⁻¹
$Area_{hru}$	Area dell'HRU	ha
K_{USLE}	Fattore USLE di erodibilità del suolo	0,013 ton m ² hr m ⁻¹ ton ⁻¹ cm ⁻¹
C_{USLE}	Fattore USLE di copertura e gestione del suolo	

P_{USLE}	Fattore USLE di supporto	
LS_{USLE}	Fattore topografico USLE	
$CFGR$	Fattore dei frammenti grossolani	

3.3 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) (testo di riferimento in Moore and 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:

$$q_s = K_t q^m (\sin(b))^n \quad 1.22$$

dove q_s è il flusso di sedimenti [$\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$], q è il flusso dell'acqua per unità di area [$\text{m}^3 \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$], b è la pendenza [deg], 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, Renard, Yoder. 1993). In condizioni di “capacità di trasporto limitato” si assume che la capacità di trasporto T sia uguale a q_s (flusso di sedimenti).

$$T = q_s \quad 1.23$$

Tale uguaglianza determina praticamente che la presa in carico da parte dell'acqua è pari a quanto essa stessa è in grado di trasportare. Se ci si pone nel caso di flusso stazionario e pioggia efficace (depurata dalle infiltrazioni) uniforme, allora è possibile esprimere q come:

$$q = A i_e \quad 1.24$$

dove A è l'area contribuyente [$\text{m}^2 \text{m}^{-1}$] di monte e i_e è la pioggia efficace [m s]. Con tale condizione la (1.22) diventa:

$$q_s = K_t A^m i_e (\sin(b))^n \quad 1.25$$

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.

$$D(r) = \frac{dT}{ds} = K_t \{ [\text{grad}(h) \cdot s] \cdot \text{sen}(b) - h \cdot k_p \} \quad 1.26$$

dove s è il vettore unitario nella direzione di massima pendenza, h è la profondità della lama d'acqua stimata, K_p^{-1} 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 $D(r)$ è il tasso di erosione/deposizione netta.

Una formulazione 2-D è stata poi proposta in Mitasova, Mitas, Brown nel 1996 e da Mitasova, Ho_erka, Iverson nel 1996, 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:

$$D(r) = \text{div}(q_s) = K_t \{ [\text{grad}(h)] \cdot s \cdot \text{sen}(b) - h[k_p - k_t] \} \quad 1.27$$

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 (curvatura nella direzione tangenziale alla linea di contorno proiettata nel piano normale). 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 Mitasova, nel predire zone di deposizione in aree dove la curvatura del terreno è vicina a zero ma presenta elevata concavità tangenziale (Mitasova, Mitas, Brown 1997). 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 (migliore rispondenza alla realtà).

Non essendo stati fatti studi sperimentali sul modello USPED, per calcolare i parametri ad esso necessari si fa riferimento ai parametri della RUSLE-USLE per tener conto dell'uso del suolo e della sua copertura.

Si assume che sia possibile stimare la capacità di trasporto come:

$$T = R K C P A^m (\sin(b))^n \quad 1.28$$

Nella quale si può considerare $R, K C P$ e K_t , $LS = A^m (\sin b)^{n^2}$, e $m = 1,6$; $n = 1,3$ nel caso di erosione per rivoli, mentre per erosione laminare ho $m = n = 1$. L'erosione/deposizione è stimata quindi dalla divergenza della capacità di trasporto T :

$$D(r) = \text{div}(T \cdot s) = \frac{d(T \cdot \cos(\alpha))}{dx} + \frac{d(T \cdot \cos(\alpha))}{dy} \quad 1.29$$

dove α [deg] è l'orientamento della superficie terrestre espressa tramite il DEM.

Nell'interpretazione dei risultati USPED, deve essere adoperata estrema cautela, perché i parametri USLE sono stati sviluppati per una piccola parcella di terreno e piana ma soprattutto nell'ipotesi di .distacco limitato., che è totalmente differente dall'ipotesi di .capacità di trasporto limitato.

3.4 Revised Universal Soil Loss Equation

L'Equazione Universale della Perdita di Suolo di Wischmeier e Smith (USLE), è stata modificata attraverso un'accurata validazione si ha una versione revisionata da Renard et al. 1997 (RUSLE).

La formula, analogamente alla USLE, e quindi anche l'impianto logico, è la seguente:

$$A = R K L S C P \quad 1.9$$

Si tratta di indagare circa le modificazioni che nel tempo hanno subito i fattori, influenzati sia dalla validazioni con campioni, via via, sempre più ampi di dati che dall'avanzare e dal diffondersi delle nuove tecnologie informatiche e numeriche che consentono la gestione di una mole sempre più grande di dati. In questo contesto si sono sviluppate diverse metodologie e diversi modelli numerici per la stima dei coefficienti. Il calcolo di tali coefficienti può essere eseguito mediante una variegata gamma di modelli disponibili nella letteratura scientifica, in base al campo d'applicazione dei diversi modelli ed alle caratteristiche del sito investigato.

Nel 1997 Renard et al. hanno proposto un'ampia ed esaustiva revisione della metodologia di Wischmeier e Smith. Tale aggiornamento revisionale intitolato “*Predicting soli Erosion by Water: A Guide to Conservation planning With The Revised Soil Loss Equation (RUSLE)*” è stato pubblicato sul n.° 703 del Agriculture Handbook dell'Agriculture Research Services del United States Department of Africoltura (USDA).

3.4.1 Fattore di erosività della pioggia(R)

Il valore numerico di R viene determinato in modo quasi uguale a quello della USLE, attraverso la valutazione diretta dell'indice di erosione della pioggia (EI_{30}) (Wischmeier 1958), dato per ciascun evento piovoso dal prodotto dell'energia totale (E) per l'intensità massima della pioggia registrata in 30 minuti (I_{30}) e riportata a valore orario. Il valore dell' EI_{30} così ottenuto viene quindi diviso per 100 per ottenere il relativo valore del fattore R di quel dato evento. La sommatoria degli R dei vari eventi piovosi consente di quantificare il valore del fattore pioggia (R) su base annuale.

$$R = \frac{\sum_{i=1}^j (E \cdot I_{30})_i}{N} \quad \text{erosività del singolo evento} \quad 1.30$$

Dove j è il numero di eventi pluviometrici in N anni. Per quanto riguarda EI_{30} Brown e Foster hanno proposto nel 1987 una relazione del tipo del singolo evento piovoso è dato ,come previsto dal manuale dell' Agricoltura (1978),da:

$$E = E_{\max}[1 - a \exp(-b \cdot I)] \quad \text{Energia cinetica per unità di massa} \quad 1.31$$

$$I \quad (\text{mm/h}) \text{ intensità media della pioggia nell'intervallo di tempo considerato} \quad 1.32$$

Dove a e b sono coefficienti, Roswell (1983 e 1986) ha dato l'interpretazione di per i dati relativi a bacini australiani tenendo conto degli studi di McGregor (1977) e di Laws e Pearson (1943) ottenendo una regressione che espressa in unità internazionali (S.I.):

$$E = 0,29[1 - 0,72 \exp(-0,05I)] \quad \text{Energia cinetica} \quad 1.33$$

3.4.2 Fattore di erodibilità del suolo K

L'erodibilità del suolo, cioè la sua suscettibilità all'erosione, è valutata nella RUSLE, come 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 ritto chino).

Già gli studi di Wischmeier del 1978 portavano alla formazione di una formula del tipo:

$$K = \frac{[2.1 \cdot 10^{-4}(12 - OM) \cdot M^{1,14} + 3,25 \cdot (s - 2) + 2,5 \cdot (p - 3)]}{7,594 \times 100} \quad 1.34$$

Dove M è data da:

$$M = [(\% \text{ limo modificato frazione fra } 0,002\text{mm e } 0,1\text{mm}) \cdot (\% \text{ limo} + \% \text{ sabbia})] \quad 1.35$$

OM è la percentuale di sostanza organica, presa pari al 4% nel caso in cui super tale valore, s è il coefficiente strutturale, code (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)

Altre formulazioni definiscono M come

$$M = [(\% \text{ limo} + \% \text{ sabbia molto fine})(100\% - \% \text{ argilla})] \quad 1.36$$

oppure:

$$M = vfssi^2 + vfssi \times \text{sand} \quad 1.37$$

$$\text{con:} \quad vfssi = \% \text{ sabbia molto fine} + \% \text{ limo} \quad 1.38$$

Di recente sulla base di un dataset globale pubblicato di 225 suoli di valori misurati di K ottenuti da eventi naturali e simulati, considerando solo i suoli con meno del 10% di scheletro ($>2\text{mm}$), si è ottenuta una regressione con coefficiente di correlazione $r^2=0,983$, del tipo:

$$K = 7,594 \left\{ 0,0034 + 0,0405 \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\log(Dg) + 1,659}{0,7101} \right)^2 \right] \right\} \quad 1.39$$

Dove D_g è la media geomentrica delle particelle proposta nel 1984 da Shirazi e Boersma:

$$D_g = \exp \left[0,01 \sum_i f_i \ln(m_i) \right] \quad 1.40$$

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 nel 2001:

$$D_g = \sum_i f_i \log(\sqrt{d_i d_{i-1}}) \quad 1.41$$

Dove d_i e d_{i-1} sono rispettivamente il limite superiore ed inferiore delle classi tessitura.

3.4.3 Fattore lunghezza L

I dati utilizzati per derivare il fattore di lunghezza da Renard et al. fanno riferimento ad una particella di lunghezza λ , proiezione orizzontale sulla superficie geoidica:

$$L = (\lambda/22,13)^m \quad 1.42$$

m è stimato a partire dagli studi di Foster et al. del 1977:

$$m = \beta / (1 + \beta) \quad 1.43$$

per cui i valori di β sono stimati attraverso gli studi di McCool et al.:

$$\beta = \frac{\sin\left(\frac{\theta}{0,0896}\right)}{[3(\sin \theta)^{0,8} + 0,56]} \quad 1.43$$

dove θ è l'angolo di pendenza del suolo.

3.4.4 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. Per la valutazione del fattore S si può fare riferimento agli studi di McCool et al 1987 dalle :

$$S = 10,8 \sin \theta + 0,03 \quad \text{se } S < 9 \% \quad 1.44$$

$$S = 16,8 \sin \theta + 0,50 \quad \text{se } S \geq 9 \% \quad 1.45$$

Tali equazioni non sono applicabili a parcelle di lunghezza inferiore ai 4,57 m per le quali gli autori propongono:

$$S = 3(\sin \theta)^{0,8} + 0,56 \quad 1.46$$

Ancora McCool et al. nel 1987 propongono le seguenti equazioni per suoli coltivati, in stato di diminuzione e soggetti a deflussi superficiali:

$$S = 10,8 \sin \theta + 0,03 \quad \text{se } S < 9 \% \quad 1.47$$

$$S = \left(\frac{\sin \theta}{0,0896} \right)^{0,6} \quad \text{se } S \geq 9 \% \quad 1.48$$

3.4.5 Fattore di coperture vegetale C

Anche nella formulazione riveduta da Renard et al. 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 fattore C ovviamente dipende dalla stagione in cui si esegue la stima, per avere dei dati confrontabili con gli altri fattori si usa un fattore mediato sui diversi periodi di copertura.

Il fattore di copertura C dipende da molteplici fattori secondo la formulazione:

$$C = \frac{\sum_i (SLR_i \cdot EI_i)}{\sum_i EI_i} \quad 1.49$$

dove SLR rappresenta il rapporto di perdita di suolo, stimato secondo la:

$$SLR = PLU \cdot CC \cdot SC \cdot SR \cdot SM \quad 1.50$$

Con PLU : fattore di uso primario del territorio,

CC : fattore di copertura arborea

SC : fattore di copertura superficiale

SR : fattore di rugosità superficiale

SM : fattore di umidità del suolo

Mentre per i singoli coefficienti si ha:

$$PLU = C_f \cdot C_b \cdot \exp \left[(-c_u \cdot B_{ur}) + \left(\frac{c_{us} \cdot B_{us}}{C_f^{C_{uf}}} \right) \right] \quad 1.51$$

Dove C_f può essere valutato dal lavoro di Dissmeyer e Foster (1981) pari ad 1 per suolo appena coltivato, questo valore decade esponenzialmente, ad esempio dopo 7 anni a 0,45.

Il coefficiente B_u è usato per stimare l'impatto delle radici vive e morte e dei materiali residui, si esprime in termini di densità di biomassa.

$$CC = 1 - F_c \cdot \exp(-0,1 \cdot H) \quad 1.52$$

Con F_c che è la frazione di superficie coperta e H la distanza che c'è fra le gocce di pioggia dopo l'impatto con la copertura.

$$SC = \exp \left[-b \cdot S_p \cdot \left(\frac{0,24}{R_u} \right)^{0,08} \right] \quad 1.53$$

Con b coefficiente empirico, S_p percentuale della superficie di terreno coperta ed R_u la rugosità superficiale, di cui in seguito.

La percentuale di area coperta da residui è stata stimata da Gregori nel 1982:

$$S_p = [1 - \exp(-\alpha \cdot B_s)] \cdot 100 \quad 1.54$$

dove α è il rapporto dell'area coperta da residui sulla massa dei residui e B_s è il peso asciutto delle chiome residue sulla superficie.

Se è presente più di un tipo di residuo il risultato della superficie coperta totale è stimata modificando la 1.54 in:

$$S_p = \left\{ 1 - \exp \left[- \sum_{i=1}^N (\alpha_i \cdot B_{si}) \right] \right\} \cdot 100 \quad 1.55$$

Dove N è il numero dei tipi di residui ed α_i è il rapporto relativo al tipo di residuo.

$$SR = \exp[-0,66(R_u - 0,24)] \quad 1.56$$

La rugosità R_u è pari a:

$$R_u = 0,24 + [D_r(R_i - 0,24)] \quad 1.57$$

Dove D_r è un coefficiente di rugosità adimensionale:

$$D_r = \exp \left[\frac{1}{2} (-0,14 \cdot P_t) + \frac{1}{2} (-0,012 \cdot EI_t) \right] \quad 1.58$$

R_i è la rugosità originale della lavorazione.

P_t è la pioggia totale, in pollici (inches).

R_i è la rugosità iniziale:

$$R_i = 0,24 + \frac{R_n - 0,24}{D_c} \quad 1.59$$

R_n è la rugosità della rete :

$$R_n = R_a F_d + R_u F_u \quad 1.60$$

D_c è il coefficiente di rugosità equivalente :

$$D_c = D_r F_u + 1,0 F_d \quad 1.61$$

$$R_a = R_{tr} \quad 1.62$$

Se si considera che il rapporto EI_t/P_t sia prima che dopo l'operazione, i valori di P_t ed EI_t corrispondenti a D_c sono:

$$P_t = \frac{-2 \cdot \ln D_c}{\left[0,14 + 0,012 \left(\frac{EI_{t,b}}{P_{t,b}} \right) \right]} \quad 1.63$$

$$EI_t = EI_{t,b} \cdot P_t / P_{t,b}$$

Il coefficiente di umidità del suolo MS dipende dal periodo.

3.4.6 Fattore pratiche conservative P

Per il fattore indicante l'effetto delle pratiche conservative sul fenomeno erosivo, si sono sviluppate molteplici approcci, nella loro trattazione Renard et al. Ne riportano alcune, come il WEPP, e l'uso di tecnologie GIS.

Una metodologia rapida caldeggiata dagli autori e la seguente:

$$P = \frac{D_y}{D_c} \quad 1.64$$

D_y è il sedimento trasportato dal suolo e D_c è il sedimento distaccato, definiti da Renard e Foster nel 1983:

$$D_y = \left(\phi \frac{dT}{dx} + D_c \right) / (1 + \phi) \quad 1.65$$

Dove ϕ è un parametro indica la disponibilità del sedimento depositato e dT/dx è l'incremento della capacità di trasporto. Come previsto anche nel WEPP dT/dx è pari a:

$$\frac{dT}{dx} = k_t s \sigma r_f \quad 1.66$$

Nella quale $k_t=33,28$ assegnato (Mayer e Harmon, 1985). L'eccedenza di deflusso è:

$$\sigma = 1 - f_r \quad 1.67$$

con f_r coefficiente di riduzione di deflusso che vale:

$$f_r = f_{ri} c_d \quad 1.68$$

f_{ri} è il coefficiente iniziale e c_d il fattore di consolidazione dato da:

$$c_d = \exp(-d_t t_d) \quad 1.69$$

Dove d_t è il parametro di decadimento e t_d il tempo in anni da cui è iniziato il disturbo:

$$d_t = \frac{-\ln 0,05}{t_c} \quad 1.70$$

Il fattore di rugosità r_f è stimato:

$$r_f = 0,23 r_i^{-1,18} \quad 1.71$$

Il valore di r_i dipende dalle condizioni correnti della superficie del suolo dato che è un indice di rugosità.

Dal canto suo D_c è stimato dalla:

$$D_c = D_b + (1 + D_b) c_d \quad 1.72$$

D_b si assume, sia per il calcolo di P che di C pari a 0,45.

Capitolo II

ERODIBILITÀ DEI SUOLI: IL FATTORE K DELLA RUSLE

1 Il significato del fattore d'erodibilità dei suoli K

L'erosione idrica è l'azione principale dei processi di dissesto idrogeologico del territorio, sia perché con la sua azione continuata nel tempo rappresenta la minaccia principale alla stabilità dei versanti, sia perché induce fenomeni tali da innescare il dissesto idrogeologico su un versante.

All'azione erosiva degli agenti atmosferici, in modo particolare delle acque meteoriche il suolo resiste grazie all'equilibrio che le particelle hanno trovato fra loro. Ciò dipende dalla 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 ne aumentano la stabilità.

A seconda delle molteplici peculiarità del suolo si può riscontrare una resistenza piuttosto che un'altra ai processi erosivi. Tale processo è estremamente complesso e può essere valutato con tecniche di tipo sperimentali attraverso il fattore d'erodibilità dei suoli proposto dalla RUSLE.

L'erodibilità del suolo, è cioè la suscettibilità del suolo a lasciarsi erodere è valutata sia nella USLE che nella RUSLE attraverso il fattore K .

Questo fattore è espresso nelle unità di riferimento del Sistema Internazionale come:

$$[K] = \left[\frac{\text{Mg/ha}}{\text{MJ/ha} \cdot \text{mm/h}} \right] \quad 2.1$$

Tale fattore descrive la capacità del suolo a lasciarsi erodere, ovvero a non resistere all'azione erosiva delle acque meteoriche. 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. Tale fattore 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. Dando così vita, a causa dell'azione delle acque meteoriche, ad una serie di mutamenti della 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 e 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 ed alla destinazione d'uso ed alla manutenzione del territorio. Le zone più suscettibili di erodibilità sono quelle più esposte al rischio di dissesto idrogeologico poiché più sensibili al processo di erosione idrica.

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 nomogramma. 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 Torri et al, 1997; Renard et al., 1997; USA – National Soil Survey Handbook, 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 grande 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 prendono 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, né con interventi strutturali, né con interventi di modellamento del suolo, né con interventi di gestione del suolo e né 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.

Vengono approfonditi i modelli della letteratura scientifica che sono più consoni all'interpretazione dei parametri del suolo rilevati nel bacino Bonis oggetto dell'indagine.

Successivamente saranno proposti i risultati di tali interpretazioni corredati dal grado di attendibilità delle interpretazioni.

2 Modelli per la stima del fattore d'erodibilità del suolo

2.1 Wischmeier e Smith, 1978

Già gli studi di Wischmeier del 1978 portavano alla formazione di una formula del tipo:

$$K = \frac{[2.1 \cdot 10^{-4}(12 - OM) \cdot M^{1,14} + 3,25 \cdot (s - 2) + 2,5 \cdot (p - 3)]}{7,594 \times 100} \quad 1.34$$

Dove M è data da:

$$M = [(\% \text{ limo modificato frazione fra } 0,002\text{mm e } 0,1\text{mm}) \cdot (\% \text{ limo} + \% \text{ sabbia})] \quad 1.35$$

OM è la percentuale di sostanza organica, presa pari al 4% nel caso in cui super tale valore,

s è il coefficiente strutturale, code (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).

L'erodibilità del suolo, sia nella RUSLE, che nella USLE, 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 stato 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 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 un monogramma, facilmente utilizzabile, per la valutazione dell'erodibilità come illustrato nella figura 1.8.

2.2 Torri et al., 1997

Nel 1997 Dino Torri et al. hanno messo mano ad 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 si può 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:

$$D_g = \sum_i f_i \ln(\sqrt{d_i d_{i-1}}) \quad 1.40bis$$

Dove d_i e d_{i-1} sono rispettivamente il limite superiore ed inferiore delle classi tessitura.

O nella versione revisionata, da Torri et al. nel 2001:

$$D_g = \sum_i f_i \log(\sqrt{d_i d_{i-1}}) \quad 1.41$$

Dove d_i e d_{i-1} sono rispettivamente il limite superiore ed inferiore delle classi tessitura.

La formulazione proposta tiene conto della presenza della sostanza organica.

$$K = 0,0293(0,65 - D_g + 0,24D_g^2) \times \exp \left\{ -0,0021 \frac{OM}{C} - 0,00037 \left(\frac{OM}{C} \right)^2 - 4,02C + 1,72C^2 \right\} \quad 2.2$$

Tale formulazione prevede però un coefficiente di correlazione $r^2=0,41$. Nonostante il gran numero di dati si ha una formulazione per valori di sostanza organica OM sostanzialmente sotto il 4% - 6%, in accordo con altri studi di Wischmeier e Smith, e una frazione argillosa C di compresa fra il 3%-4% e 83%-84%, con un sostanziale addensamento fra il 10% e il 30%.

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.

2.3 USDA – Renard et al., 1997

La vasta opera di revisione coordinata da Renard et al. nel 1997 (Renard, Foster, Weesies, McColl e Yoder) : *“Predicting soil Erosion by Water: A Guide to Conservation planning With The Revised Soil Loss Equation (RUSLE)”* pubblicata sul N.° 703 del Agriculture Handbook dell’Agriculture Research Services del United States Department of Agriculture (USDA), 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 pubblicato di K di 225 suoli di valori misurati ottenuti da eventi naturali e simulati, considerando solo i suoli con meno del 10% di scheletro ($>2\text{mm}$), si è ottenuta una regressione con coefficiente di correlazione $r^2=0,983$, del tipo:

$$K = 7,594 \left\{ 0,0034 + 0,0405 \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\log(Dg) + 1,659}{0,7101} \right)^2 \right] \right\} \quad 1.39$$

Dove Dg è la media geometrica delle particelle proposta nel 1984 da Shirazi e Boersma:

$$Dg = \exp \left[0,01 \sum_i f_i \ln(m_i) \right] \quad 1.40$$

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:

$$Dg = \sum_i f_i \log(\sqrt{d_i d_{i-1}}) \quad 1.41$$

Dove d_i e d_{i-1} sono rispettivamente il limite superiore ed inferiore delle classi tessitura.

Tale formulazione non tiene conto della sostanza organica, pertanto diventa sostenibile solo nel caso in cui l'azione di quest'ultima è trascurabile.

2.4 USA – National Soil Survey Handbook, 1997

Questa trattazione ripropone l'approccio di Wischmeier e Smith con una piccola rivisitazione di M:

$$K = \frac{[2,1 \cdot 10^{-4}(12 - OM) \cdot M^{1,14} + 3,25 \cdot (s - 2) + 2,5 \cdot (p - 3)]}{7,594 \times 100} \quad 1.34$$

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)

$$M = [(\% \text{ limo} + \% \text{ sabbia molto fine})(100\% - \% \text{ argilla})] \quad 1.36$$

Ovvero:

$$M = vfssi^2 + vfssi \times sand \quad 1.37$$

con:

$$vfssi = \% \text{ sabbia molto fine} + \% \text{ limo} \quad 1.38$$

Tale formulazione è stata già proposta in precedenza, nell'illustrazione dei modelli erosivi.

Capitolo III

ANALISI SPAZIALE DELLE PROPRIETÀ DEL SUOLO

1 Introduzione

L'analisi e la mappatura delle proprietà del suolo richiedono la conoscenza della loro variabilità nell'area studiata. Purtroppo la nostra conoscenza è frammentaria e limitata ai punti di campionamento e per sapere come variano le proprietà del suolo nello spazio abbiamo bisogno di determinare i loro valori nei punti non campionati a partire da quelli misurati. Il problema che si pone è quello di scegliere il metodo di stima o interpolazione. Tra i metodi classici d'interpolazione che richiedono la conoscenza della posizione del campione si possono ricordare i poligoni di Thiessen (1911), il vicino più prossimo (Clark e 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). Quest'ultimo metodo consiste nell'adattare all'intera superficie considerata un'equazione deterministica delle coordinate spaziali, mediante la tecnica dei minimi quadrati. Questo approccio, che è risultato valido in altre circostanze, è del tutto inadeguato nel nostro caso, poiché non esiste alcuna teoria che suggerisca a priori qual è la forma più appropriata per tale equazione e d'altra parte è anche opinabile che esista un'unica espressione analitica valida globalmente. Inoltre, come per tutti i metodi citati non fornisce alcuna stima dell'errore.

La variazione delle proprietà del suolo dipende da molti processi fisici e chimici che interagiscono tra di loro in modo a volte apparentemente caotico. Il risultato di questi processi è così complesso che la loro variazione sembra essere casuale. Questo significa che non siamo in grado di descrivere il determinismo della variazione delle proprietà del suolo e le funzioni matematiche non sono adeguate a questo scopo.

Un'alternativa possibile ai metodi classici è l'approccio stocastico, trattando le proprietà del suolo come una funzione casuale, e descrivendola utilizzando i metodi della teoria delle variabili regionalizzate proposta da Matheron (1970) e nota come Geostatistica. La peculiarità di tale approccio consiste nel supporre che non esista una relazione matematica di tipo deterministico fra

una data proprietà del suolo e la localizzazione del punto in cui è stata rilevata. Se una tale funzione esistesse, molto probabilmente rimarrebbe sconosciuta al ricercatore e la sua conoscenza non è indispensabile per il tipo di analisi che si vuole effettuare. Inoltre, le relazioni sono espresse in termini di distanze relative fra i punti e non in funzione delle loro posizioni assolute. L'idea base di questa teoria è credere che punti vicini siano più simili fra loro di quelli più distanti: l'approccio metodologico che ne scaturisce permette di quantificare questa proprietà fondamentale, in modo tale che possa essere utilizzata nella fase successiva d'interpolazione (Castrignanò e Buttafuoco, 2004).

I metodi della geostatistica sono stati descritti in molti testi (Matheron, 1970, 1971; Journel e Huijbregts, 1978; Isaaks e Srivastava, 1989; Goovaerts, 1995, 1997; Chilès e Delfiner, 1999; Webster e Oliver, 2001; Wackernagel, 2003).

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, ma risultino correlati spazialmente (Castrignanò e Buttafuoco, 2004). La dipendenza spaziale fa cadere i presupposti fondamentali della statistica classica, per cui è necessario seguire un approccio alternativo. La teoria delle variabili regionalizzate è ben formulata matematicamente e applicata con successo in numerosi ambiti, da quello più propriamente geologico, in cui ebbe origine, a quello delle scienze ambientali o, più recentemente, di quelle biomediche. I concetti esposti sono riferibili ad un qualsiasi sistema fisico-biologico. Secondo la teoria delle variabili regionalizzate, la variazione spaziale di una qualunque proprietà può essere espressa come la somma di 3 componenti principali:

1. una componente deterministica, relativa ad un valore medio costante o ad una variazione graduale a lungo raggio, generalmente descritta da un polinomio (trend);
2. una componente casuale correlata spazialmente;
3. un rumore ("white noise") o errore residuo non correlato spazialmente.

Se con x_i indichiamo il vettore posizione, allora la variabile spaziale Z nel punto x_i è data da:

$$Z(x_i) = m(x_i) + \varepsilon'(x_i) + \varepsilon'' \quad 3.1$$

dove $m(x_i)$ è una funzione deterministica che descrive la componente di trend; $\varepsilon'(x_i)$ rappresenta il residuo da $m(x_i)$ di natura stocastica, variabile localmente e dipendente spazialmente, e ε'' il termine di errore, indipendente spazialmente, con media zero e varianza σ^2 .

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.

A tal proposito occorre ricordare che il valore medio di una variabile casuale è detto valore atteso (o speranza matematica) 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:

$$E[z] = \sum_{i=1}^n z_i P(z_i) \quad 3.2$$

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

$$E[z] = \int_{-\infty}^{+\infty} z_i P(z_i) dz \quad 3.2$$

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

$$Var(z) = E\{[z - E(z)]^2\} = s^2 \quad 3.4$$

Una variabile regionalizzata $z(\mathbf{x})$ (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.

Se si considerano tutti i possibili valori che la $z(\mathbf{x})$ 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, $Z(\mathbf{x})$ (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:

$$1. E[Z(x)] = m$$

$$2. E[Z(x) - Z(x + h)] = 0$$

dove m rappresenta la media nella statistica classica;

dove 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 $C(h)$ di ogni coppia di valori $z(x)$ e $z(x+h)$ è indipendente da x e funzione unicamente del vettore distanza h , ovvero:

$$C(h) = E[(Z(x) - m) - (Z(x + h) - m)] \quad 3.5$$

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

$$C(0) = E[(Z(x) - m)^2] = s^2 \quad 3.6$$

- 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:

$$Var[Z(x) - Z(x + h)] = E[Z(x) - Z(x + h)]^2 = 2\gamma(h) \quad 3.7$$

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

A questo punto conviene fare alcune considerazioni interessanti:

1. l'ipotesi di stazionarietà è una decisione fatta da un esperto che stabilisce quale area possa essere assunta statisticamente omogenea, il che comporta in pratica la delimitazione di un'area geografica all'interno della quale ha senso effettuare le operazioni di media. L'ipotesi di stazionarietà permette di trattare insieme, rappresentandoli con un unico istogramma delle frequenze, dati rilevati in punti o in istanti differenti. La decisione di stazionarietà è quindi particolarmente critica ai fini della rappresentatività e affidabilità degli strumenti geostatistici utilizzati: trattare insieme, per esempio, più unità di suolo può, in realtà, mascherare molte importanti differenze geopedologiche; d'altra parte, suddividere i dati in un numero eccessivo di classi di suolo può condurre ad una statistica non affidabile, perché non rappresentativa a causa del limitato numero di campioni ricadenti in ciascuna classe. Una regola generale, quando si vuol fare inferenza statistica, è quella di trattare insieme la maggiore informazione possibile, al fine di ottenere previsioni attendibili. La stazionarietà non è quindi una proprietà reale, bensì dipende dal modello spaziale

adottato e dagli obiettivi specifici dell'indagine. Può pertanto cambiare, qualora varino la scala spaziale e/o la disponibilità di dati sperimentali. Nel caso in cui l'obiettivo dello studio sia di tipo generale o globale, le proprietà locali possono venire opportunamente mediate; al contrario, sarà necessario intensificare il campionamento se si vogliono rilevare ulteriori differenze statisticamente significative ad una scala di dettaglio più fine.

2. Le variabili regionalizzate non sono indipendenti le une dalle altre e rappresentano i campioni reali, mentre la variabile casuale è un modello matematico statistico.
3. Esistono iversi strumenti statistici che permettono di tradurre in termini formali e, quindi, di quantificare l'ipotesi fondamentale di continuità spaziale per le variabili regionalizzate, quali la covarianza, la semivarianza e la correlazione spaziale o coefficiente di correlazione, $\rho(h)$, così definita:

$$\rho(h) = \frac{c(h)}{c(0)} \quad 3.8$$

$\rho(h)$, detto anche correlogramma, rappresenta, il rapporto fra la covarianza spaziale e la varianza campionaria della variabile regionalizzata $z(\mathbf{x})$ e può essere determinata solo nel caso in cui sia valida l'ipotesi di stazionarietà del secondo ordine.

3 Analisi della dipendenza spaziale

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

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:

$$2\gamma(h) = E[Z(x) - Z(x + h)]^2 \quad 3.9$$

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 , detto anche lag), 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:

$$\gamma(h) = \frac{1}{N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i) - Z(x_i + h)]^2 \quad i = 1, 2, \dots, N(h) \quad 3.10$$

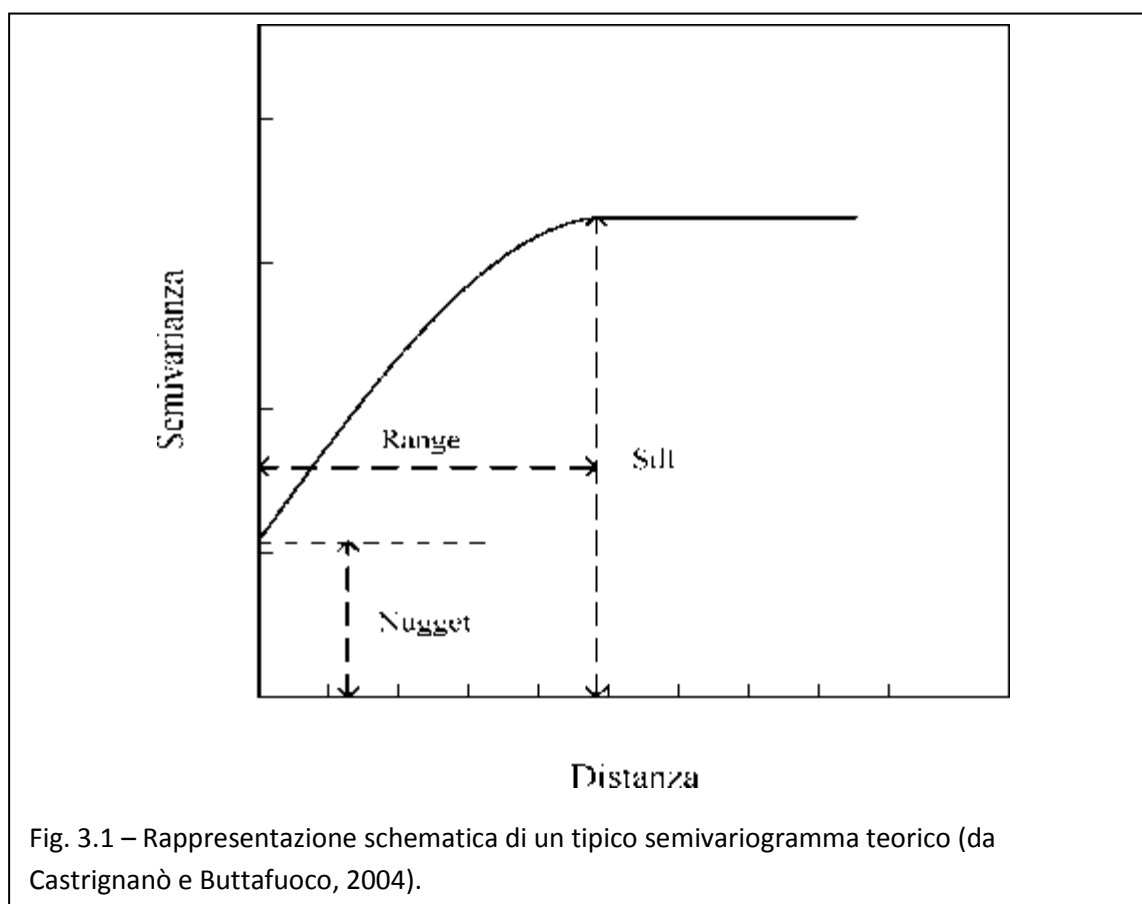
in cui $N(h)$ rappresenta il numero di coppie separate dallo stesso lag.

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

$$\gamma(h) = C(0) - C(h) \quad 3.11$$

Da ciò appare evidente la seguente interpretazione: $\gamma(\mathbf{h})$ rappresenta quella parte della varianza totale che non è effettivamente condivisa da più punti campionati (misura di dissimilarità), mentre $C(\mathbf{h})$ è una misura della “ridondanza” o similarità fra i dati.

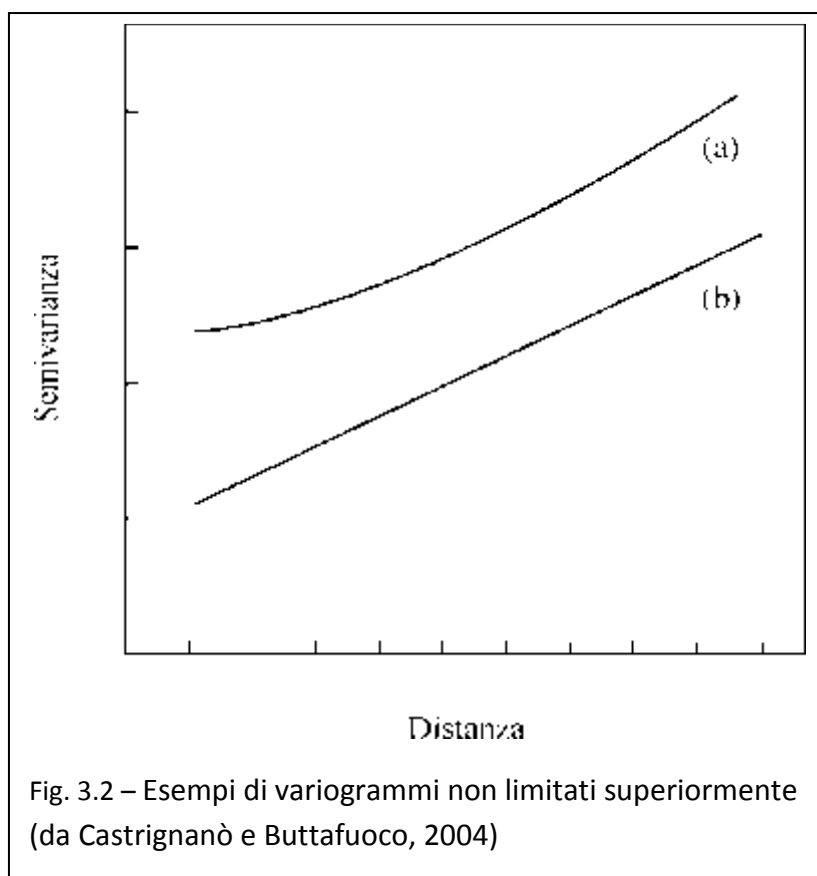
Per ogni direzione prescelta, la semivarianza viene generalmente rappresentata mediante un grafico di $\gamma(\mathbf{h})$ in funzione di h , a cui si dà il nome di semivariogramma.



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. 3.1).

Il sill dovrebbe approssimare la varianza campionaria s^2 e per esso si può dare un'interessante interpretazione fisica: i campioni separati da una distanza più grande del range possono considerarsi spazialmente non correlati, in quanto una semivarianza uguale a s^2 implica variazione casuale. Non tutti i semivariogrammi sperimentali presentano, però, questo andamento tipico: alcuni possono

aumentare in maniera monotona, non mostrando alcun range e sill ben definiti, il che è indice di un fenomeno di trend e quindi di mancanza di stazionarietà (Fig. 3.2).



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. 3.1); 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 Modellizzazione del variogramma

Il variogramma si può considerare come la pietra miliare della geostatistica. Il variogramma sperimentale calcolato dai valori campionati è costituito una serie di punti (Fig. 3.3) 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. 3.3). La scelta del modello teorico non è illimitata poiché un modello di variogramma deve soddisfare alla condizione fondamentale che nessuna combinazione lineare delle variabili possa presentare varianza negativa. Funzioni di questo tipo sono dette “condizionalmente semidefinite negative” e di esse ne esistono solo alcuni modelli. I più comuni, detti autorizzati, sono elencati qui di seguito:

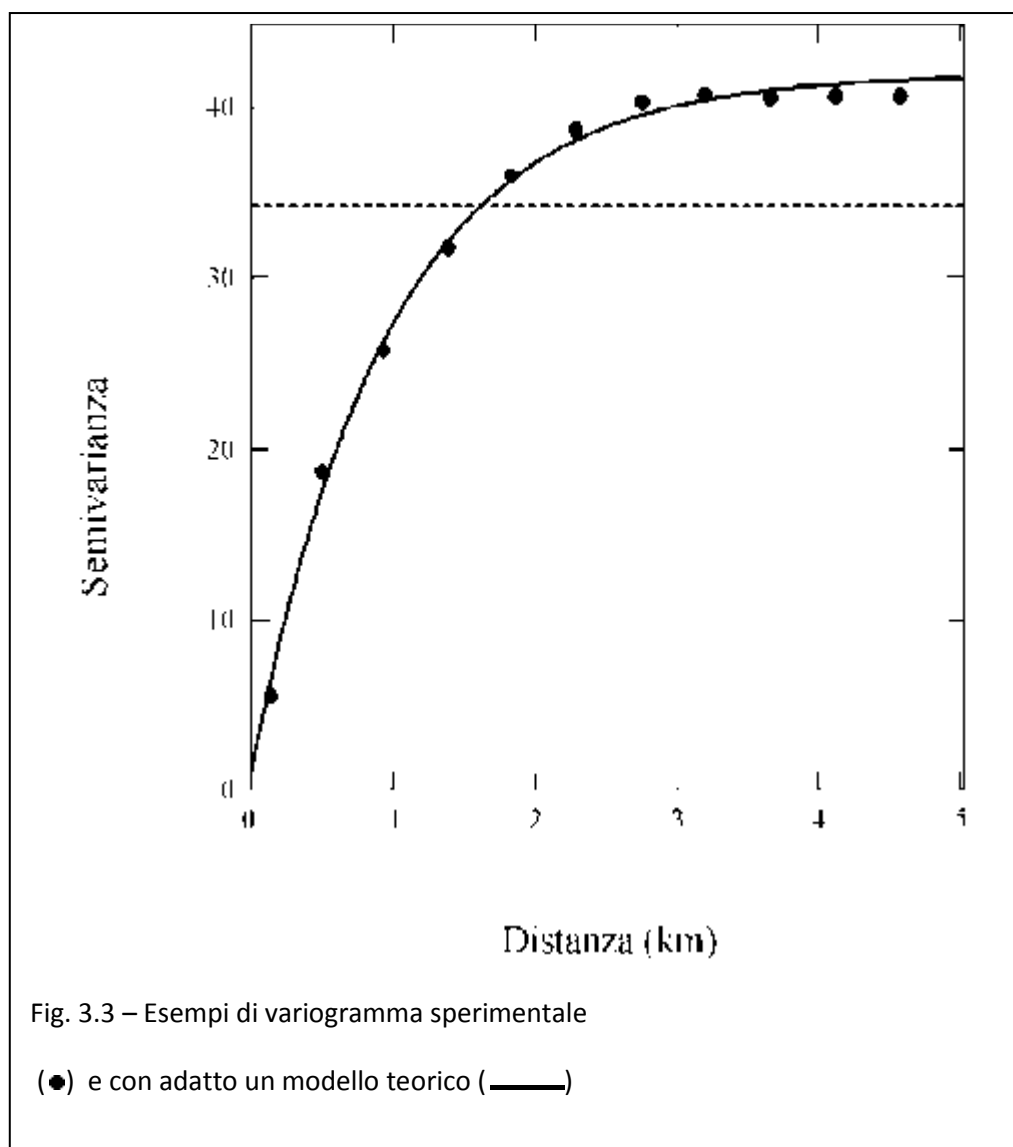
$$\begin{aligned}
 &\gamma(h) = C_0 + C \cdot h && \text{modello lineare per} && 0 < h \leq a \\
 &\left\{ \begin{aligned} &\gamma(h) = C_0 + C \left[\frac{3h}{2a} - \frac{1}{2} \left(\frac{h}{a} \right)^3 \right] \\ &\gamma(h) = C_0 + C \end{aligned} \right. && \text{modello sferico per} && \begin{aligned} &0 < h \leq a \\ &h > a \end{aligned} \\
 &\gamma(h) = C_0 + C \left[1 - \exp\left(-\frac{h}{a}\right) \right] && \text{modello gaussiano} \\
 &\gamma(h) = C_0 + C \left[1 - \exp\left(-\frac{h^2}{a^2}\right) \right] && \text{modello esponenziale} \\
 &\gamma(h) = C_0 + C h^\alpha && \text{modello di potenza}
 \end{aligned} \tag{3.12}$$

Dove C_0 è il nugget, $C_0 + C$ il sill e a il range.

Tutti questi modelli sono isotropici (Fig. 3.4), nel senso che non dipendono dalla direzione di \mathbf{h} , per cui solo il modulo del vettore lag compare negli argomenti delle funzioni. I modelli autorizzati possono essere utilizzati anche come combinazioni lineari e costituiscono i modelli nested.

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 e 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. 3.4) 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 il range e quindi condiziona la successiva fase di interpolazione (kriging).

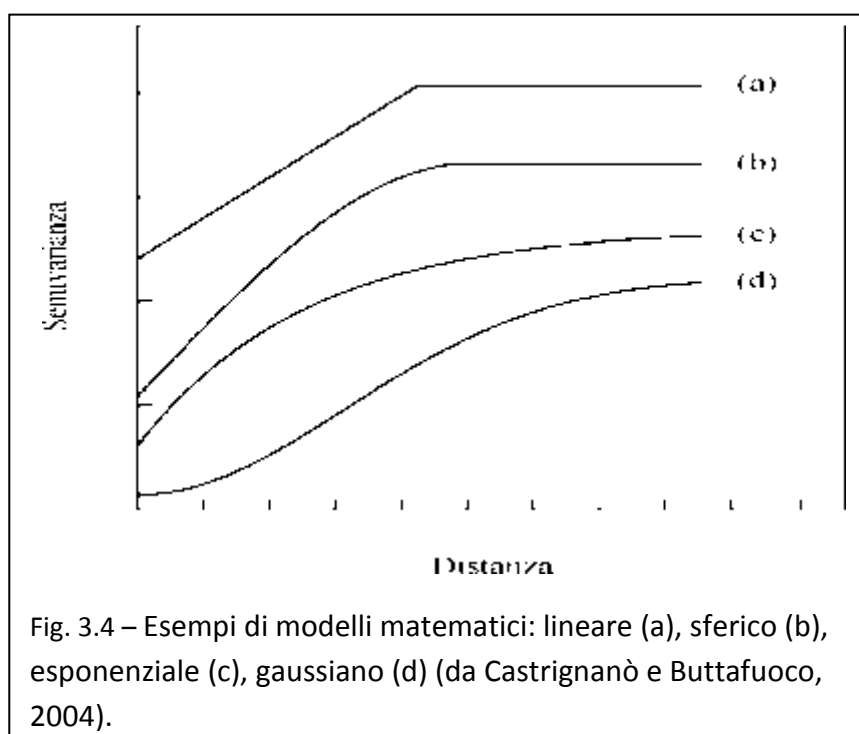


Fig. 3.4 – Esempi di modelli matematici: lineare (a), sferico (b), esponenziale (c), gaussiano (d) (da Castrignanò e Buttafuoco, 2004).

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) e 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 e 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 (Fig. 3.5). 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:

$$R = \frac{a_{min}}{a_{max}}$$

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 mostri 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:

$$H(\theta) = \begin{pmatrix} \cos\theta & \sin\theta \\ \frac{-\sin\theta}{R} & \frac{\cos\theta}{R} \end{pmatrix} \quad 3.13$$

Per una coppia di punti P1P2 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 :

$$\begin{pmatrix} \delta x' \\ \delta y' \end{pmatrix} = H \begin{pmatrix} \delta x \\ \delta y \end{pmatrix} \quad 3.14$$

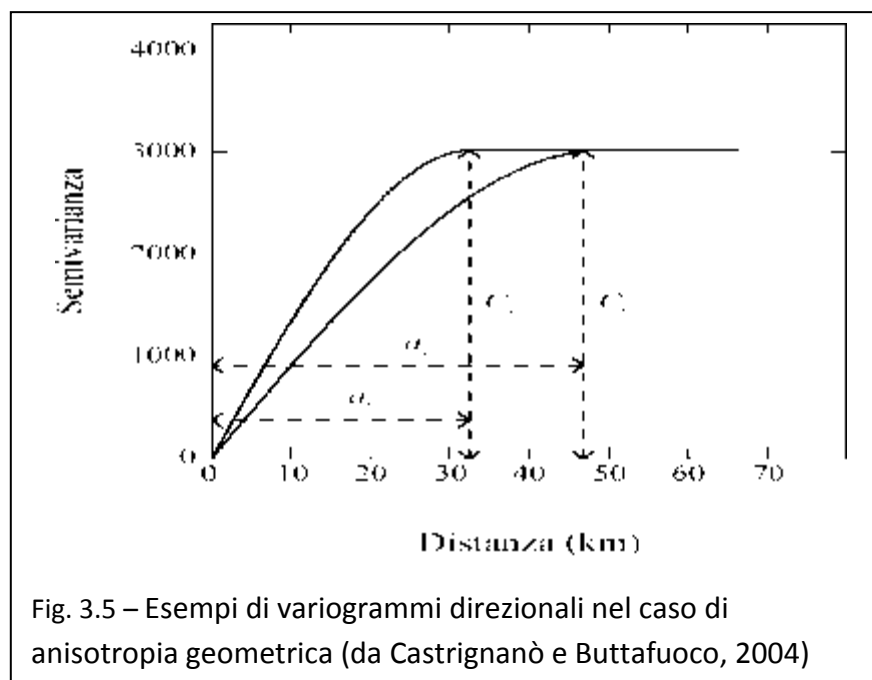


Fig. 3.5 – Esempi di variogrammi direzionali nel caso di anisotropia geometrica (da Castrignanò e Buttafuoco, 2004)

Per cui la distanza trasformata è data da:

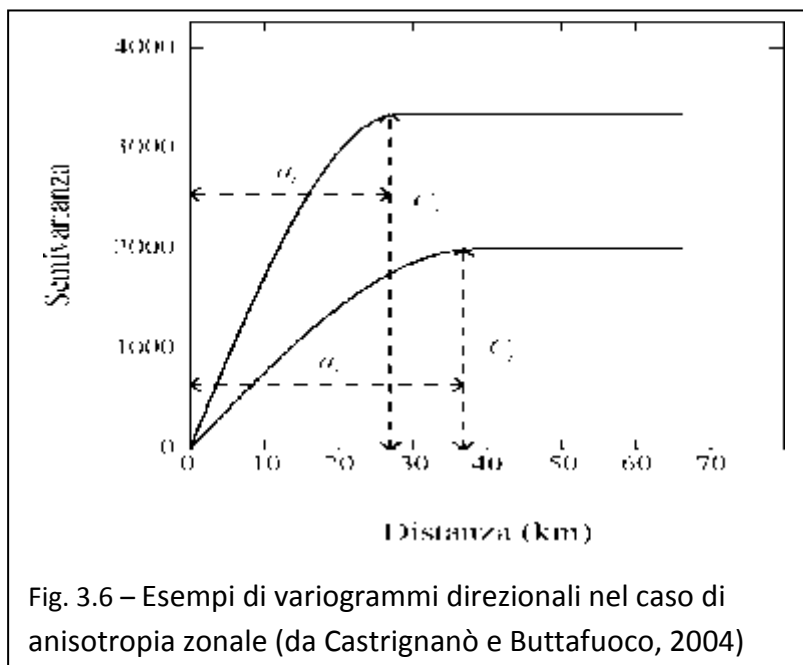
$$h = \sqrt{(\delta x')^2 + (\delta y')^2} \quad 3.15$$

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

$$\gamma(h') = \gamma(h', \theta) \quad 3.16$$

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 (Fig. 3.6) 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).

7 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:

$$z_{SK}^* = \sum_{i=1}^N \lambda_i z(x_i) + \left[1 - \sum_{i=1}^N \lambda_i \right] m \quad 3.17$$

dove il simbolo $*$ sta ad indicare il valore calcolato; N è il numero dei valori misurati $z(\mathbf{x}_i)$ 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 \mathbf{x}_0 . A differenza del kriging semplice, la media non è supposta nota e l'algoritmo di interpolazione assume la seguente forma:

$$z_{OK}^* = \sum_{i=1}^N \lambda_i z(x_i) \quad 3.18$$

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:

$$E[z^*(x) - z^*(x_0)] \quad 3.19$$

dove $z^*(\mathbf{x}_0)$ e $z(\mathbf{x}_0)$ sono rispettivamente, il valore stimato e quello misurato della variabile considerata nel punto interpolato \mathbf{x}_0 , che produce la seguente relazione:

$$\sum_i \lambda_i = 1 \quad 3.20$$

da cui discende la proprietà di correttezza dello stimatore, nel senso che nei punti campionati 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:

$$\sum_{j=1}^N \lambda_j \gamma(x_i, x_j) + \mu = \gamma(x_i, x_0) \quad 3.21$$

$$\sum_{j=1}^N \lambda_j = 1 \quad 3.22$$

dove $\gamma(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_j)$ rappresenta il semivariogramma relativo ad ogni coppia di punti campionati $(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_j)$, mentre $\gamma(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_0)$ è relativo alla coppia formata da ciascun punto campionato \mathbf{x}_i ed il punto interpolato \mathbf{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 $z^*(\mathbf{x}_0)$ e della sua varianza (σ^2), quest'ultima secondo la seguente relazione:

$$\sigma^2(x_0) = \mu + \sum_{i=1}^N \lambda_i \gamma(x_i, x_0) \quad 3.23$$

La precisione della stima $z^*(\mathbf{x}_0)$ 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).

8 Proprietà del kriging

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

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 della 3.22 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 e Buttafuoco, 2004).

9 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:

$$\text{Errore medio standardizzato} = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \left[\frac{Z^*(x_i) - Z(x_i)}{\sigma} \right] \quad 3.24$$

$$\text{Varianza dell'errore standardizzato} = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \left[\frac{Z^*(x_i) - Z(x_i)}{\sigma} \right]^2 \quad 3.25$$

N rappresenta il numero di campioni utilizzati, mentre σ è la varianza di stima o di kriging. 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.

10 Simulazione stocastica

Quando però la variabile in esame è legata al concetto di rischio economico o per la salute pubblica, è necessario associare alla stima anche una qualche valutazione della sua incertezza o errore (Castrignanò e Buttafuoco, 2004). Secondo Suter et al., 1987: "Il rischio è spesso definito come l'incertezza relativa ad un evento indesiderato, ove l'incertezza è espressa come probabilità di tale evenienza".

Un obiettivo della valutazione dei rischi è quello di calcolare la suddetta probabilità. La "simulazione stocastica condizionale" s'intende l'insieme dei metodi finalizzati a quantificare l'incertezza delle stime differisce profondamente dalla simulazione più ampiamente applicata nelle scienze ambientali, che permette di prevedere la variazione nel tempo di una o più variabili d'interesse, sulla base di una serie di equazioni matematiche definite. Nel caso della simulazione stocastica, invece, la sola cosa assegnata è la disposizione spaziale dei campioni e i loro valori assoluti e, sebbene, la sua formulazione non sia affatto recente, essa si è affermata solo nella seconda metà degli anni novanta, grazie all'avvento di computer dotati di notevoli velocità di calcolo e capacità di memoria.

10.1 La teoria e l'implementazione della simulazione stocastica condizionale

La simulazione stocastica condizionale dei fenomeni naturali è molto simile al gioco del puzzle: con quest'ultimo si tenta di ricostruire un'immagine finale nota, disponendo opportunamente i diversi tasselli; con la simulazione stocastica si cerca di costruire per inferenza

molteplici immagini, tutte ugualmente probabili di una realtà non conosciuta, utilizzando unicamente i valori campionari che rappresentano i tasselli immutabili (Castrignanò e Buttafuoco, 2004). Sono questi campioni che costituiscono, generalmente, l'unica informazione disponibile circa l'immagine “vera”, da cui è possibile inferire qualche utile informazione, che ci permetta di realizzare possibili riproduzioni della realtà. Tutte le immagini simulate devono possedere alcune caratteristiche comuni ritenute importanti: prima di tutto la cosiddetta statistica “di base”, che potrebbe essere rappresentata dall'istogramma campionario, il che assicurerebbe la condivisione di tutti i momenti statistici. Una seconda richiesta è che ciascun'immagine onori i dati campione e che riproduca il modello di distribuzione spaziale, inferito dai campioni e/o da altre fonti d'informazioni correlate.

Sintetizzando, si può dire che l'idea della simulazione stocastica è estremamente semplice: creare immagini multiple, ugualmente probabili del fenomeno d'interesse. Tranne che nei punti di campionamento, in ciascun punto è generata una gamma di numerosi valori possibili del fenomeno che consente, quindi, una descrizione dell'incertezza associata alla stima. Il fatto che la simulazione stocastica onori la statistica “di base” e fornisca una misura sia globale che locale dell'incertezza, la fa preferire ad altri metodi di stima, quali il kriging o quelli basati sull'inverso della distanza o sui poligoni d'influenza.

10.2 Principi di simulazione stocastica

Si consideri la distribuzione su di un campo A di una (o più) variabili $z(\mathbf{x})$, $\mathbf{x} \in A$. Per simulazione stocastica s'intende quel processo di produzione di modelli alternativi, ugualmente probabili della distribuzione spaziale $z(\mathbf{x})$; ciascuna realizzazione verrà indicata con un apice l : $\{z(l)(\mathbf{x}), \mathbf{x} \in A\}$. La simulazione è detta condizionale se le realizzazioni prodotte onorano i dati sperimentali \mathbf{x}_α alle loro rispettive posizioni:

$$z^{(l)}(x_\alpha) = z(x_\alpha) \quad \forall l \quad 3.26$$

La variabile $z(\mathbf{x})$ può essere sia discreta, indicando, per esempio, la presenza o assenza di un determinato tipo di suolo, che continua, come la concentrazione di un inquinante in un suolo contaminato.

La simulazione differisce dal kriging o da ogni altro algoritmo d'interpolazione per due aspetti principali:

Nella maggior parte degli algoritmi d'interpolazione lo scopo è la “migliore” stima locale $z^*(\mathbf{x})$ in ogni punto non campionato $z(\mathbf{x})$, considerato indipendentemente, senza alcuna relazione alla statistica spaziale risultante delle stime $z^*(\mathbf{x})$, $\mathbf{x} \in A$. Nella simulazione, al contrario, le caratteristiche globali e la statistica dei valori simulati $z^{(l)}(\mathbf{x})$, $\mathbf{x} \in A$ hanno la prevalenza sulla precisione locale.

Per un dato insieme di dati locali che costituiscono l'informazione condizionante, il kriging, usato come tecnica d'interpolazione, fornisce un unico modello numerico $\{z_K^*(x), x \in A\}$, che è il migliore in termini di precisione locale. Al contrario, la simulazione fornisce molti modelli numerici alternativi $z^{(l)}(x), x \in A, l=1, \dots, L$, ciascuno dei quali è una “buona” rappresentazione della realtà secondo qualche criterio globale. Le differenze fra questi L modelli alternativi o realizzazioni costituisce una misura dell'incertezza spaziale.

10.2.1 Interpolazione o simulazione?

Sebbene la simulazione stocastica si sia sviluppata essenzialmente per fornire una misura dell'incertezza spaziale, si assiste ad un suo uso crescente anche per fornire una singola mappa “migliorata” rispetto a quella di kriging. In effetti, la simulazione stocastica si è dimostrata molto più versatile, rispetto agli algoritmi tradizionali d'interpolazione, nel riprodurre le caratteristiche spaziali d'ogni sorta di dati e nel tener conto di differenti tipi d'informazione sia quantitativa (hard) che qualitativa (soft). Nel caso in cui la realizzazione simulata onori i dati sperimentali, essa può effettivamente essere utilizzata come una mappa interpolata, almeno per quelle applicazioni in cui la riproduzione delle caratteristiche spaziali generali sia più importante della precisione locale. D'altra parte, la considerazione che si possono avere più realizzazioni vale anche per una mappa interpolata: si possono, infatti, avere più immagini alternative stimate a seconda del particolare algoritmo utilizzato.

10.3 Algoritmi di tipo Gaussiano

Quando si costruiscono delle simulazioni stocastiche, il primo compito è quello di determinare le caratteristiche statistiche e geostatistiche del campo che si vuole generare e, quindi, di mettere a punto un algoritmo matematico in grado di riprodurre tali proprietà.

I modelli gaussiani sono stati ben studiati ed applicati in molte occasioni con successo e la loro larga diffusione deriva dal fatto che consentono notevoli semplificazioni di calcolo. Purtroppo, però, la maggior parte dei dati ambientali non presenta delle distribuzioni normali, per cui è necessario applicare preliminarmente una trasformazione gaussiana o ricorrere ad approcci non-parametrici.

La trasformazione della variabile grezza (in questo caso una delle proprietà del suolo) $\{Z(x), x \in \mathbb{R}^2\}$ consente di ottenere una variabile Gaussiana $\{Y(x), x \in \mathbb{R}^2\}$ con media zero e varianza unitaria. In sintesi, se si può considerare un fenomeno spaziale continuo $\{Z(x), x \in \mathbb{R}^2\}$ come generato dalla somma di un numero (non troppo grande) di sorgenti indipendenti $\{y_k(x), x \in \mathbb{R}^2\}, k = 1, \dots, K$, con distribuzioni simili, allora può essere rappresentato da un modello multivariato di funzione casuale Gaussiana:

$$Z(x) = \sum Y_k(x) \approx \text{Gaussiana} \quad 3.28$$

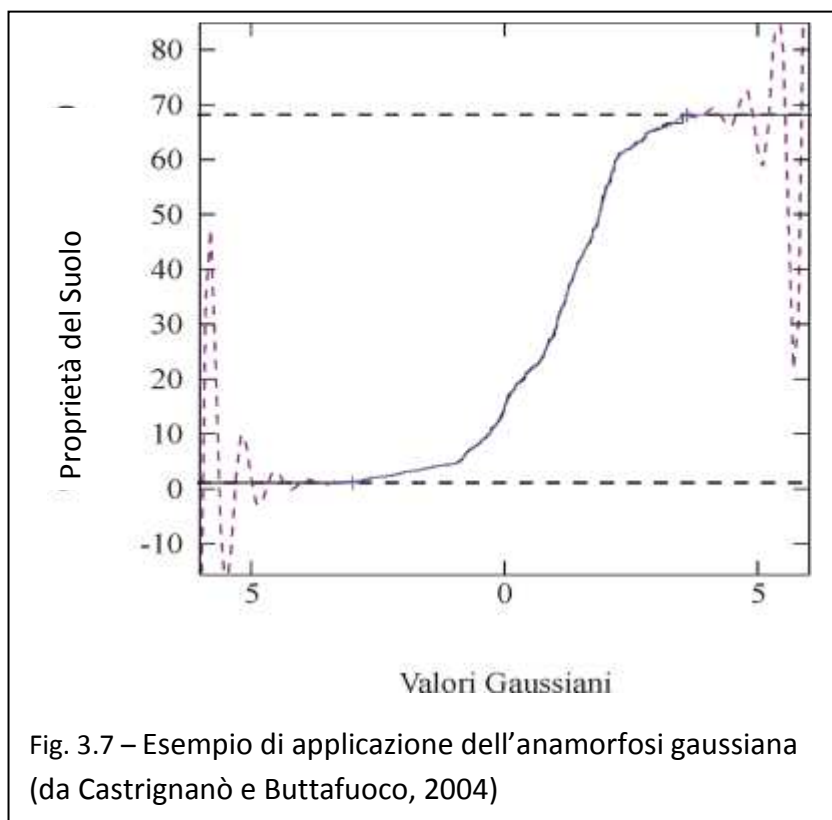
Il fattore limitante in una tale rappresentazione non è tanto il numero K o il fatto che le componenti $Y_k(x)$ siano ugualmente distribuite, quanto l'ipotesi di indipendenza delle stesse. Se gli errori umani o di misura possono talvolta essere considerati indipendenti, raramente nelle scienze ambientali i diversi processi geologici/biologici che hanno dato origine al fenomeno osservato, possono essere considerati indipendenti l'uno dall'altro e quindi additivi. Tuttavia, i modelli gaussiani sono stati estensivamente studiati e ben compresi ed applicati con successo in numerose circostanze e queste considerazioni di natura euristica sono sufficienti a giustificare la scelta privilegiata di questi modelli per modellizzare variabili continue, a meno che non si abbiano delle chiare prove della loro inadeguatezza.

La determinazione delle funzioni di distribuzione di frequenza cumulata è immediata qualora si possa assegnare ad esse un modello analitico, che risulta completamente definito solo da alcuni parametri caratteristici del tipo di distribuzione. L'anamorfosi Gaussiana (Chilès and Delfiner, 1999; Wackernagel, 2003) è una funzione matematica che consente la trasformazione di una variabile Y con distribuzione gaussiana in una nuova variabile Z con qualsiasi tipo di distribuzione: $Z = \Phi(Y)$. Per motivi matematici, questa funzione è scritta sotto forma di uno sviluppo in serie di polinomi:

$$\Phi(Y) = \sum \psi_i H_i(Y) \quad 3.29$$

ove le $H_i(Y)$ sono i polinomi di Hermite. In pratica questo sviluppo in serie è troncato ad un ordine finito e la funzione Φ risulta monotona crescente all'interno di un determinato intervallo, mentre al suo esterno mostra dei massimi e dei minimi (Fig. 3.7).

È necessario fissare gli estremi A e B di questo intervallo (in cui la funzione risulterà anche invertibile) e di quelli Z_{\min} e Z_{\max} del campo di variabilità della variabile originaria. Il calcolo della funzione di anamorfosi Φ consisterà nell'adattamento dei parametri ψ_i alla curva sperimentale ottenuta riportando sull'asse orizzontale i valori della variabile normale standardizzata e su quelli dell'asse verticale i quantili corrispondenti della variabile originaria. Il modello così adattato si intenderà valido all'interno dell'intervallo di estremi A e B . L'eventuale estrapolazione ai valori minimo e massimo della variabile Z verrà effettuata mediante interpolazione lineare. Una volta ottenuta la funzione di anamorfosi è facile ricavare la trasformazione inversa che consente il passaggio dalla variabile gaussiana a quella originaria. L'inversione sarà possibile solo all'interno dell'intervallo $[A, B]$, mentre l'estensione all'intervallo reale di variazione di Z , (Z_{\min}, Z_{\max}) , verrà effettuata tramite interpolazione lineare.



La normalità univariata è in realtà una condizione necessaria, ma non sufficiente ad assicurare la normalità multivariata di una funzione casuale e poiché non esiste alcun test per provare la multiGaussianità, in pratica l'adozione di un approccio di tipo Gaussiano diventa una scelta soggettiva, dettata principalmente da motivazioni legate alla semplicità degli algoritmi.

La funzione di anamorfosi è una funzione di Y :

$$Z(x) = \phi[Y(x)] \quad 3.30$$

e per trasformare la variabile grezza in una variabile Gaussiana bisogna invertire la seguente funzione:

$$Y(x) = \phi^{-1}[Z(x)] \quad 3.31$$

I dati trasformati saranno utilizzati nel processo d'interpolazione per stimare la funzione di probabilità in tutti i punti non campionati. I risultati devono essere trasformati secondo la distribuzione grezza.

Due tipi di simulazione sono disponibili in geostatistica: non condizionale e condizionale. Quelle non condizionali semplicemente riproducono certe misure statistiche (media, varianza, scala di correlazione), mentre la simulazione condizionale genera realizzazioni che riproducono la struttura di correlazione spaziale, onorano i dati e presentano qualche componente casuale che è invece filtrata dal kriging.

Poiché l'assenza di correlazione è sinonimo d'indipendenza in un contesto gaussiano, la simulazione di una funzione casuale gaussiana con strutture “nested” può essere ottenuta aggiungendo simulazioni indipendenti delle strutture elementari.

10.4 Metodo di simulazione delle bande tornanti

Alcuni modelli di covarianza possono essere simulati in \mathbb{R}^n , alcune covarianze possono essere simulate direttamente nel piano. Ma spesso è usato il metodo delle bande tornanti che riesce nella realizzazione di simulazioni nello spazio e nel piano a partire da simulazioni su linee.

Il metodo delle bande tornanti consiste nell'addizionare un grande numero di simulazioni indipendenti realizzate su linee appartenenti al piano. Se si definisce un sistema, un piano, considerando un sistema di n_D di linee uscenti dall'origine del sistema di riferimento piano ed appartenenti al piano, l'angolo fra due linee adiacenti è π/n_D , si denota con $\theta_t \in [0, \pi]$ l'angolo fra la linea D_t e l'asse x , con u_t il vettore unitario di D_t , che ha componenti $\cos\theta_t$ e $\sin\theta_t$, s_t è l'ascissa curvilinea su D_t centrata nell'origine.

Le simulazioni non condizionate indipendenti a media nulla $S_t(s_t)$ con covarianza $C_1(h)$, sono realizzate sulle linee D_t . Considerando un generico punto del piano $x=(x,y)$ la proiezione su D_t è data da

$$s_t = \langle x, u_t \rangle = x \cos \theta_t + y \sin \theta_t \quad 3.32$$

La simulazione a x è definita da:

$$S(x) = \frac{1}{\sqrt{n_D}} \sum_{t=1}^{n_D} S_t(s_t) \quad 3.33$$

Il valore della simulazione in un generico punto del piano $x = (x,y)$ è assunto pari alla somma delle proiezioni di x sulle diverse linee del piano corrispondenti alle simulazioni monodimensionali.

Le simulazioni elementari che siano indipendenti e con la stessa covarianza $C_2(h)$, la covarianza di $S(x)$:

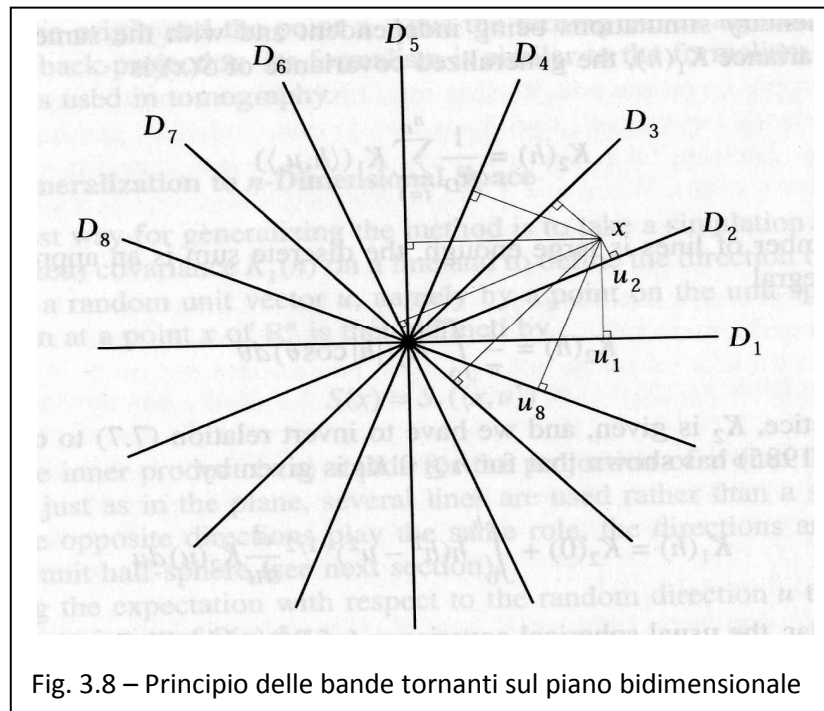
$$C_2(h) = \frac{1}{n_D} \sum_{t=1}^{n_D} C_1(\langle h, u_t \rangle) \quad 3.34$$

Se il numero di linee è sufficientemente largo si può usare la forma continua, con $C_2(h)$:

$$C_2(r) = \frac{1}{\pi} \int_0^\pi C_1(r \cos \theta) d\theta \quad 3.35$$

Con $r = |h|$. $C_2(h)$ è una covarianza isotropa, che è data e si può usare l'inversa per dare $C_2(h)$ funzione di $C_1(h)$, per $h > 0$:

$$C_1(r) = C_2(0) + h \int_0^{\pi/2} \frac{dC_1}{dh}(h \sin \theta) d\theta \quad 3.36$$



Il metodo bidimensionale può essere generalizzato a n -dimensionale. Nel tridimensionale la covarianza C_3 è isotropa. La relazione fra C_1 e C_3 è più semplice di quella fra C_2 e C_3 ed è data da una relazione:

$$C_3(r) = \frac{1}{r} \int_0^r C_1(u) du \quad C_1(r) = \frac{d}{dh} [r C_3(r)] \quad 3.37$$

È facile considerare, pertanto, la simulazione bidimensionale come una sezione di quella tridimensionale.

Praticamente le simulazione lungo una linea sono spesso discretizzate di modo che il valore di $S_i(s_i)$ è assegnato ad un'intera banda perpendicolare a D_i e contenenti s_i .

Da qui il nome di bande tornanti per il metodo.

Capitolo IV

AREA DI STUDIO: IL BACINO BONIS

1 Il bacino Bonis – Sila Greca

L'erosione idrica è l'azione principale dei processi di dissesto idrogeologico del territorio, sia perché con la sua azione continuata nel tempo rappresenta la minaccia principale alla stabilità dei versanti, sia perché induce fenomeni tali da innescare il dissesto idrogeologico su un versante.

Gran parte del territorio calabrese è da sempre soggetto a rischio idrogeologico. A titolo d'esempio si ricorda l'alluvione del 1951 che ha devastato la Calabria. A S. Cristina d'Aspromonte in tre giorni (16, 17, 18 ottobre 2005) furono misurati 1494,6 mm di pioggia. Al fine di proteggere il territorio calabrese si pone il problema di verificare quantitativamente gli effetti dei tagli intercalari e di utilizzazione, sul processo di trasformazione degli afflussi in deflussi e sulle perdite di suolo. In tale contesto il bacino sperimentale Bonis, di 1,39 Km², è stato attrezzato per svolgere ricerche che potessero fornire indicazioni sulla gestione dei boschi. Il bacino Bonis si trova in Sila Greca (Cosenza). Il bacino Bonis è un sottobacino del torrente Cino, nel settore nord-occidentale della Sila Greca, con foce allo Ionio. Esso è rappresentativo delle modificazioni intervenute nell'uso del suolo di molti bacini idrografici della Calabria a seguito delle operazioni di rimboschimento (superfici rimboschite 17.617 ha su una superficie territoriale di 60.036 ha, nel territorio compreso tra i bacini del torrente Cino e quello del torrente Arso). Le altre ragioni che hanno determinato la scelta sono la proprietà pubblica dei terreni, la facilità d'accesso e la copertura vegetale rappresentata prevalentemente da Pino laricio. Il Pino Laricio è una specie autoctona molto diffusa nel massiccio Silano e largamente impiegata nei rimboschimenti.

2 Inquadramento geografico

Il bacino Bonis, 1,39 Km² come innanzi detto, è un sottobacino del bacino del torrente Cino. Esso è ubicato nella Sila Greca con foce nel Mar Ionio. Il Bonis è ubicato nella zona di confine fra il comune di Acri ed il comune di Longobucco (Cosenza). Le coordinate della sezione di chiusura sono 39°25'15''N e 16°12'38''E Greenwich (fig. 4.1).

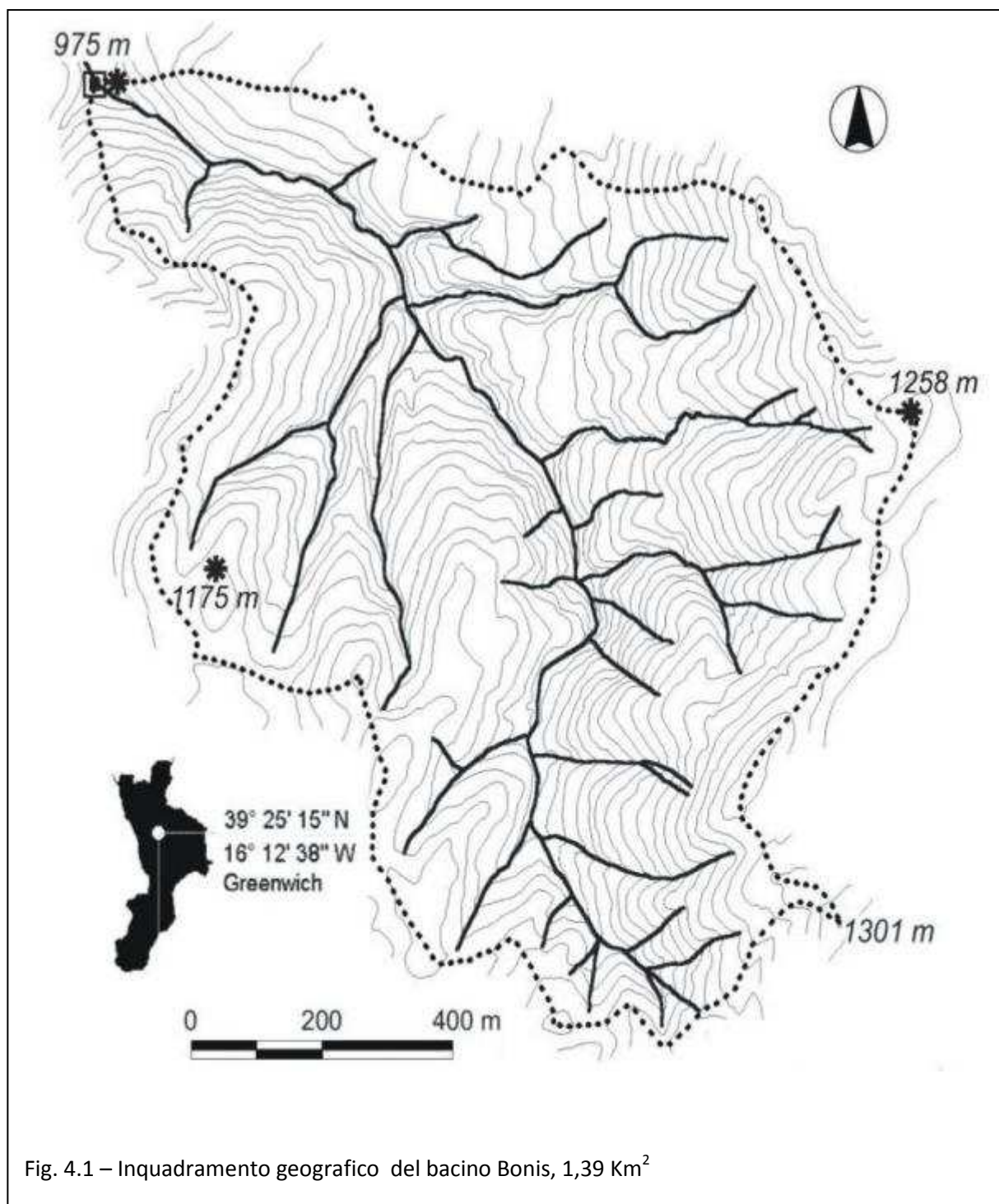
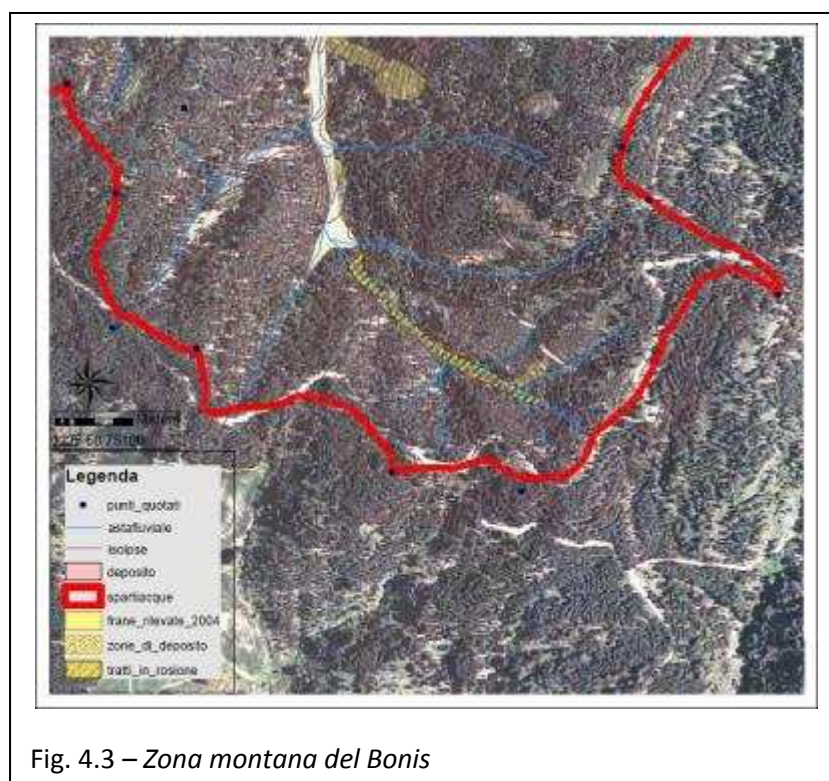
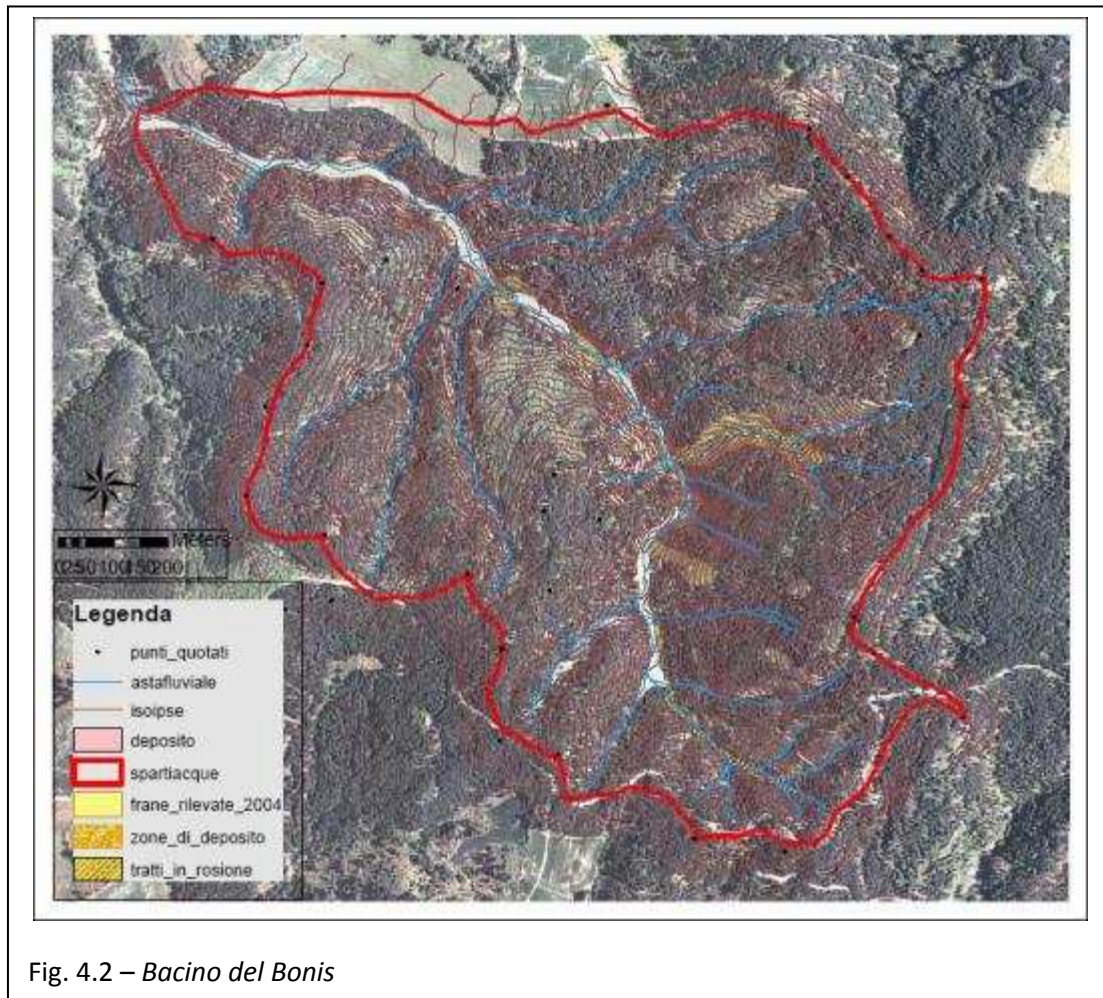


Fig. 4.1 – Inquadramento geografico del bacino Bonis, 1,39 Km²

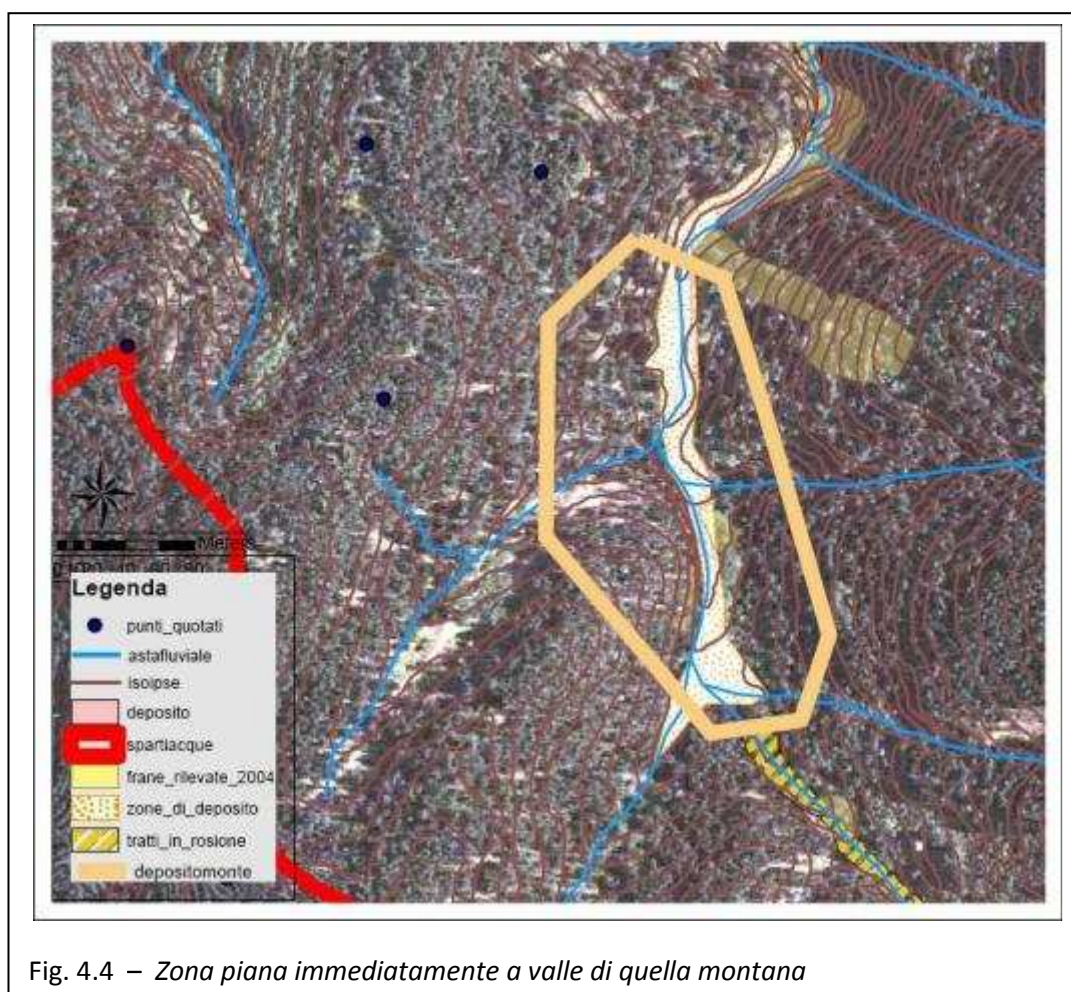
3 Morfologia dell'area di studio

Il Bonis ha un reticolo idrografico particolarmente inciso, piccole vallate con modeste pendenze di origine alluvionale alternate a tratti con elevata pendenza e accidentate per la presenza di diverse cascate e qualche pozza isolata (fig. 4.2). I versanti presentano elevata pendenza da non garantirne la stabilità.



La sezione di chiusura del bacino è stata strumentata dall' Unità Operativa di Supporto di Cosenza dell'Istituto per i Sistemi Agricoli e Forestali del Mediterraneo del Consiglio Nazionale per le Ricerche con un idrometrografo a galleggiante per la misura del deflusso ed un torbidimetro per la misura del trasporto solido in sospensione del corso d'acqua, nonché con una vasca di calma – dove è ubicato l'idrometrografo – per la misura del sedimento trasportato.

Il corso d'acqua presenta da pendenze molto elevate variabile dal 35-40 % nella zona montana (fig. 4.3), accentuato da salti, e cascate, fino ad una quota di quasi 1150 m s.l.m.m. caratterizzato da alveo in elevata erosione e dalla presenza di materiale grossolano nel greto del corso d'acqua.



Nella parte più a valle le pendenze sono relativamente moderate tra il 10-20 % e interrotte da piccoli salti, ed è caratterizzato da barre di deposito laterali, in zone a pendenza tra il 7-8%, di materiale sabbioso, nonché da una sinuosità sensibilmente maggiore del tratto precedente, tale zona si estende fino a quota 1100 m (fig. 4.4). Da quota 1100 m la pendenza aumenta nuovamente con punte intorno al 20%, seguono tratti a bassa pendenza 10%, alcuni tratti con pendenza intorno al 25%, con alcune cascate (fig. 4.5). a valle intorno a quota 1000 m circa le pendenze diminuiscono e si presentano grosse zone di accumulo con sabbia, il torrente è caratterizzato da una sinuosità

apprezzabile, in questo tratto la morfologia è stata modificata da alcune opere di sbarramento in legno che hanno accentuato il carattere deposizionale del torrente.

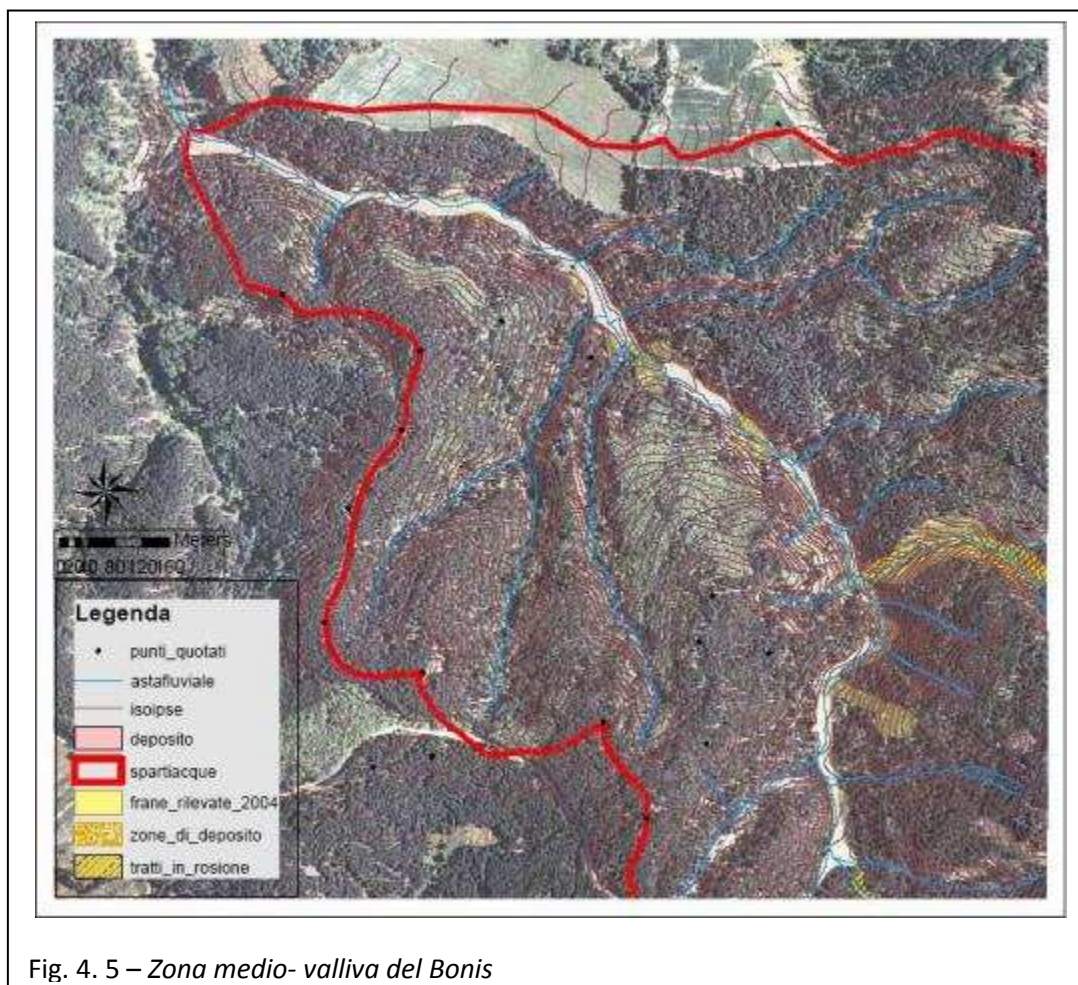


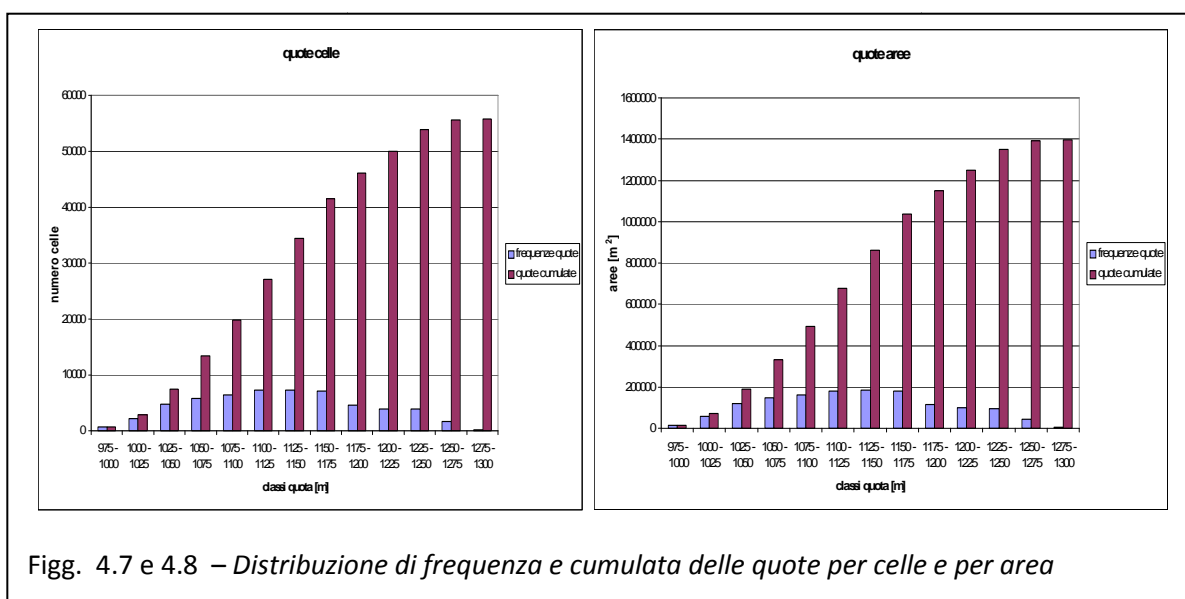
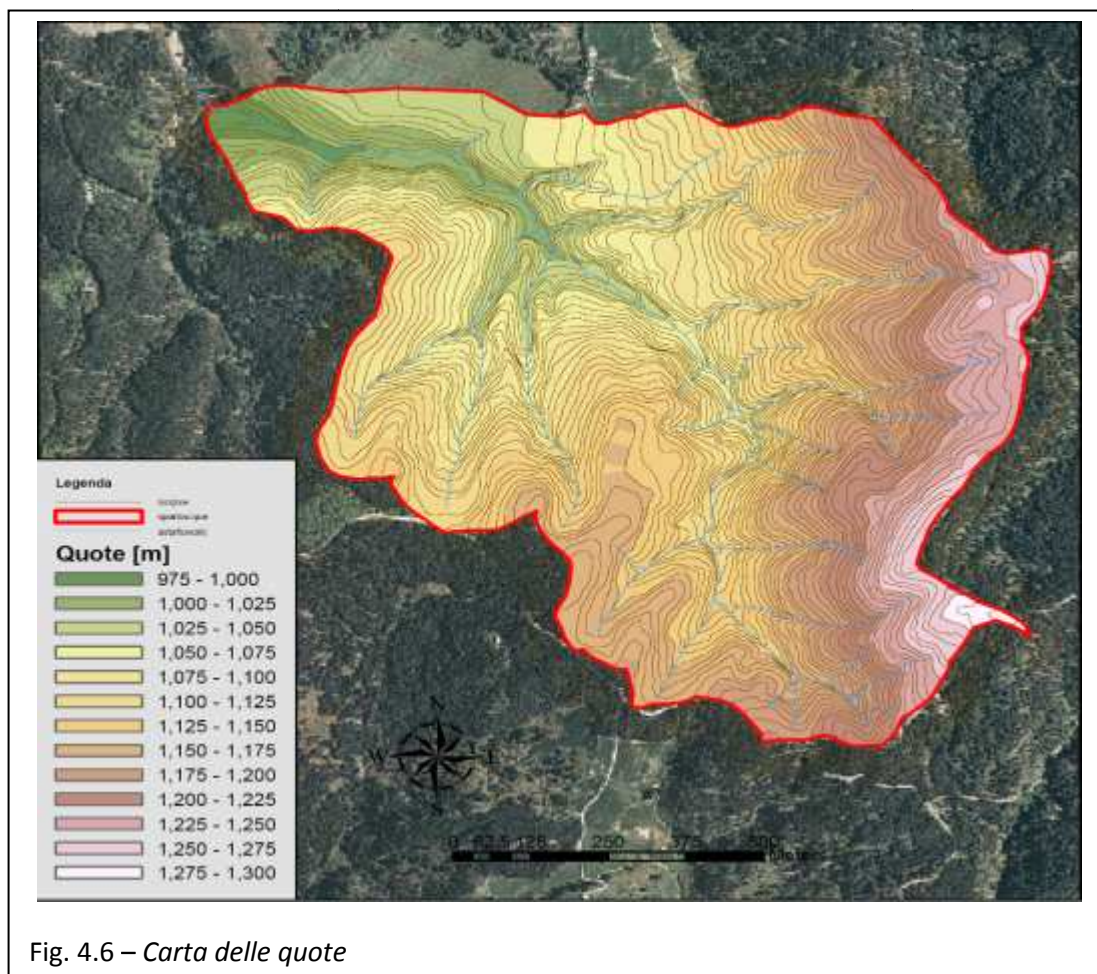
Fig. 4. 5 – Zona medio- valliva del Bonis

4 Morfometria dell'area di studio

L'analisi morfometrica è stata sviluppata con strumenti GIS: da un "TIN" derivato dai punti quotati e dalle carte delle isoipse, è stato ottenuto un "DEM" che presenta celle quadrate di lato 5 m. Dal DEM sono state calcolate le quote, le pendenze e l'esposizione. In fig.4.6 è riportata la carta delle quote, mentre nei grafici di figg. 4.7 e 4.8 la distribuzione di frequenza delle quote e sua cumulata, espressa sia in numero di celle che in m². La quota massima è di 1300,47 m, la minima di 975 m e la media di 1129,22 m. In figura 4.9 è riportato il grafico della curva ipsometrica del bacino.

Dalla carta delle pendenze (figg. 4.10, 4.11, 4.12) si rileva che il Bonis è in forte pendenza, con qualche tratto in piano e con pendenze isolate che denotano pendii pressoché a parete verticale, dovuti essenzialmente ai movimenti franosi. La pendenza minima è nulla, la pendenza massima è del 163 % e la pendenza media del 40 %.

L'esposizione prevalente del bacino è principalmente ad Ovest (fig. 4.13) con le distribuzioni riportate nei grafici delle figure 4.13 e 4.15 che mostrano un range da Sud-Ovest a Nord-Ovest.



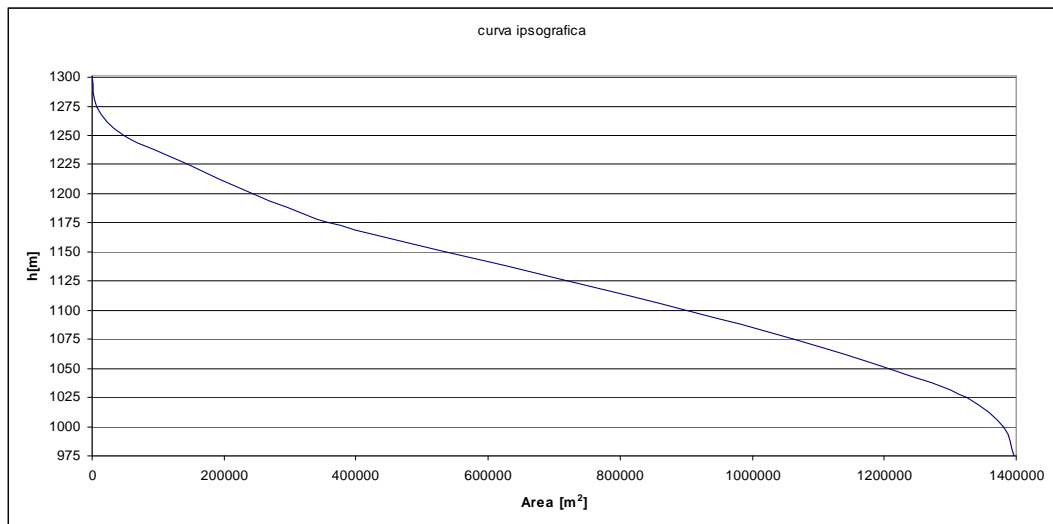


Fig. 4.9 – Curva Ipsografica

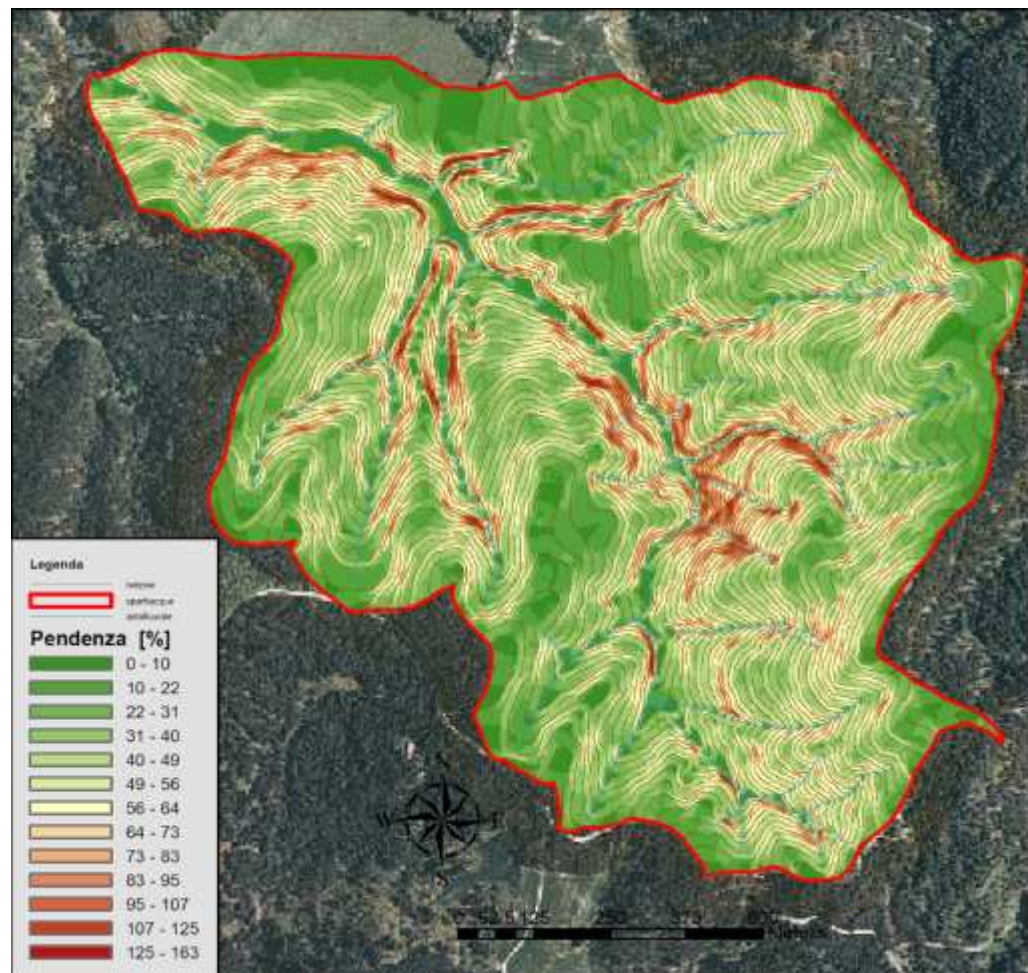
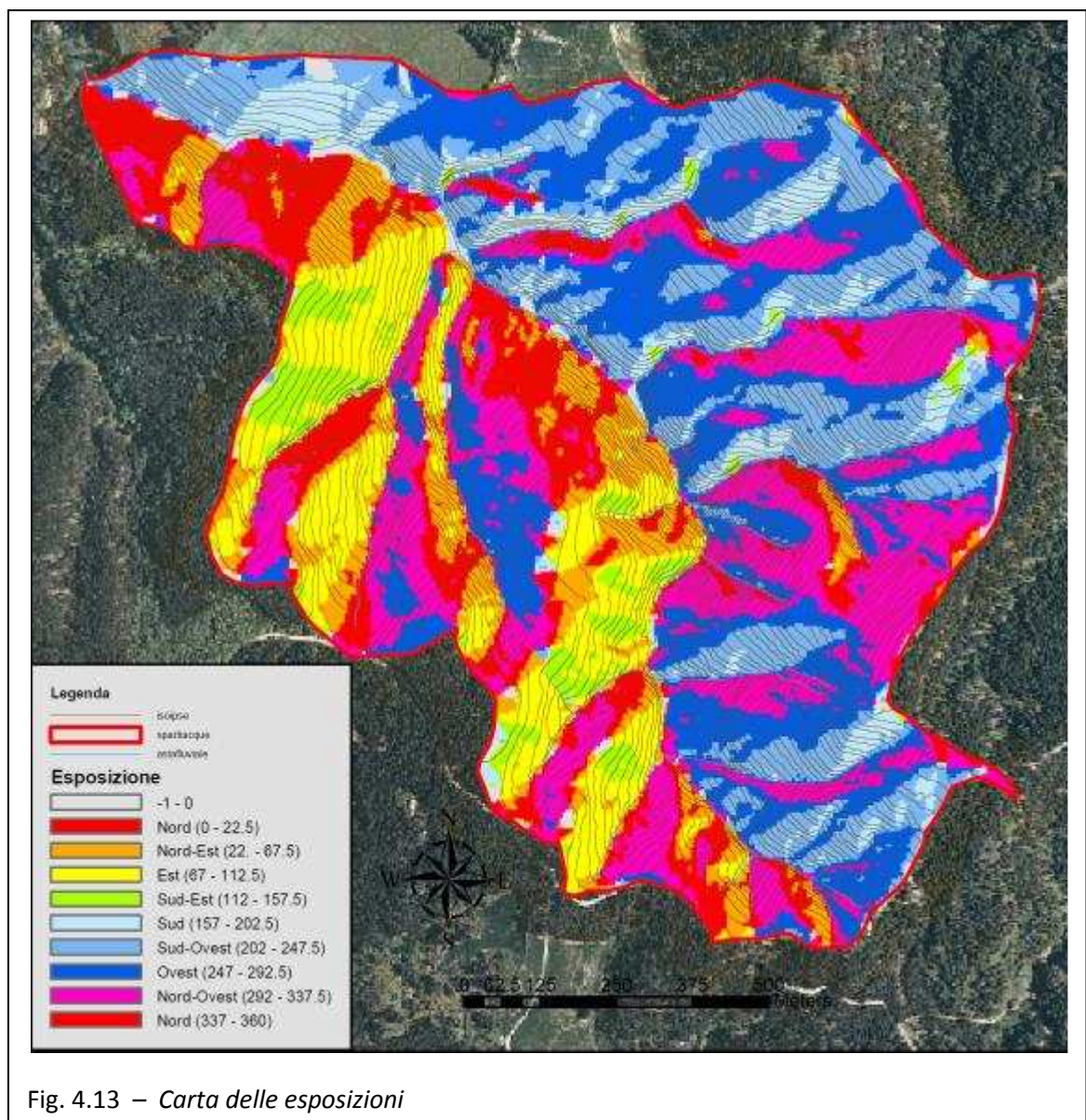
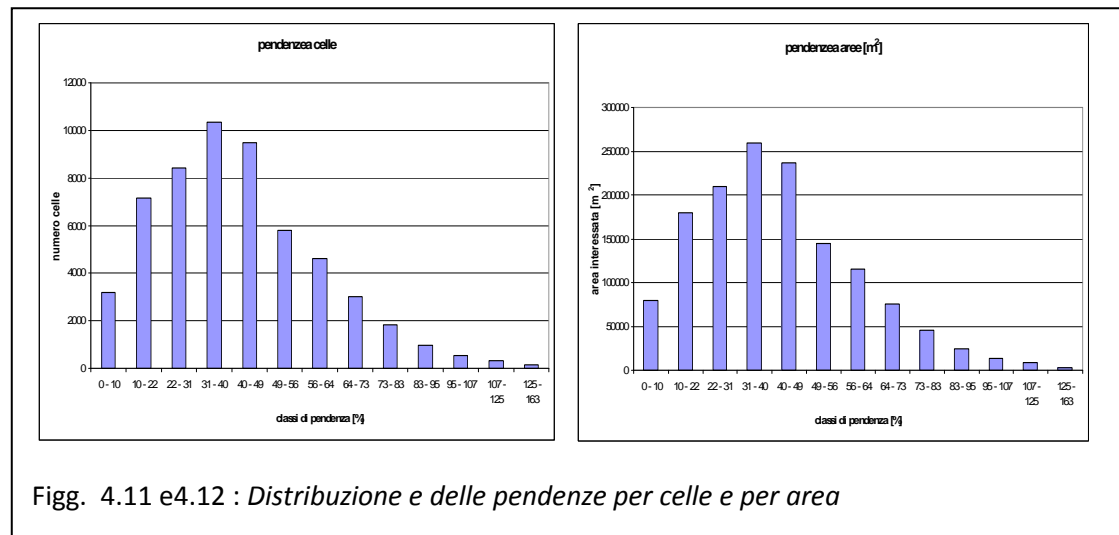
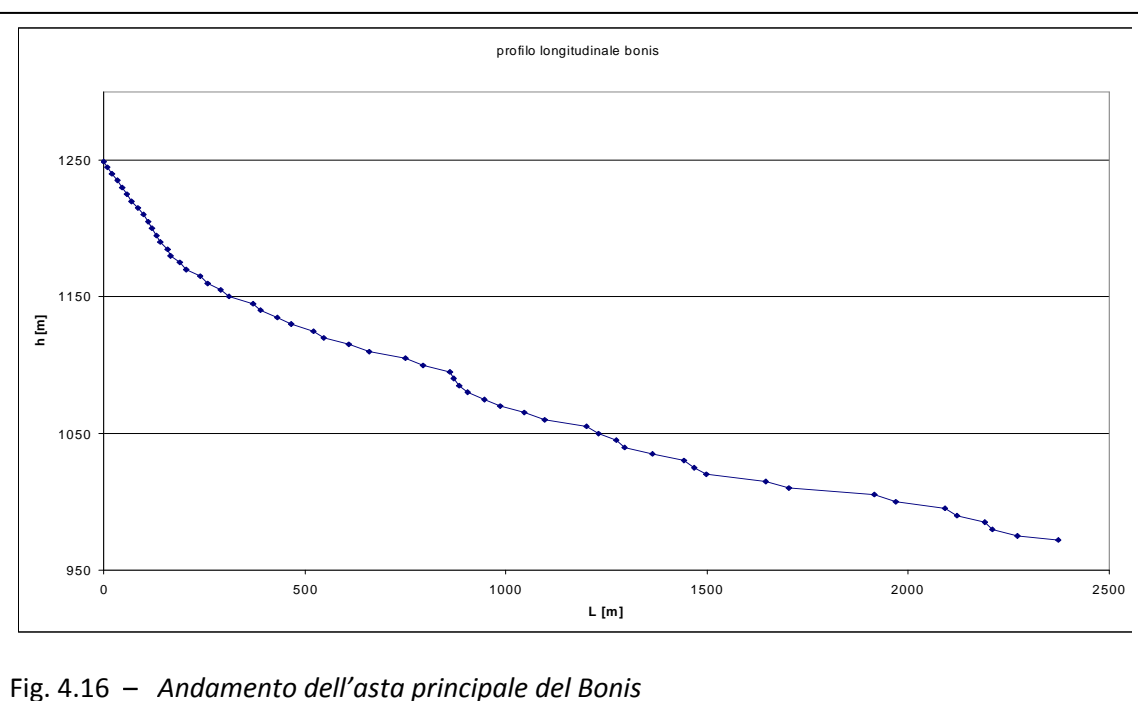
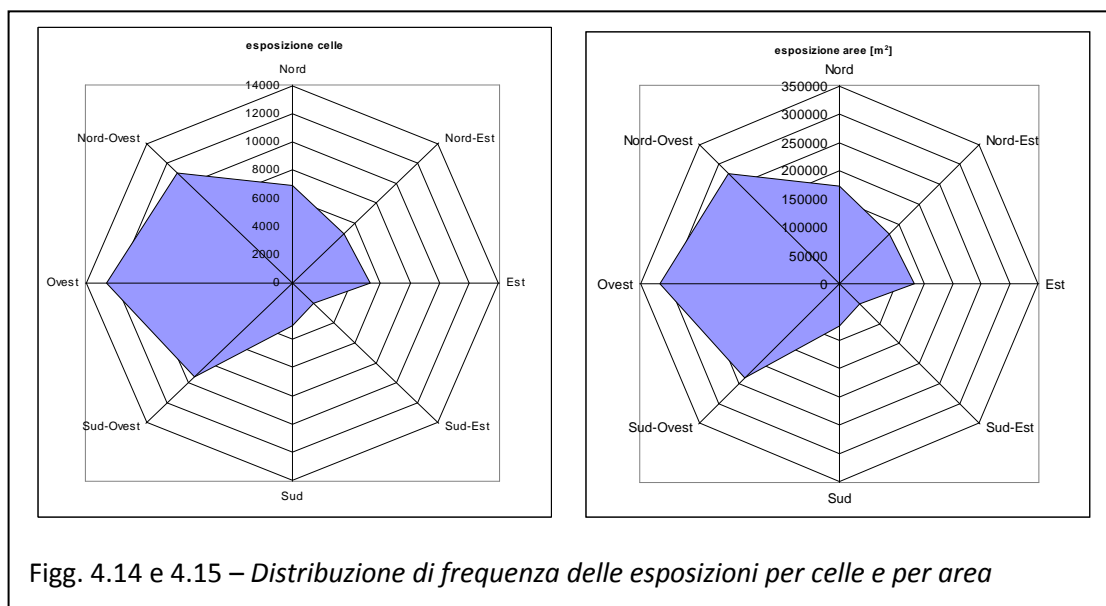


Fig. 4.10 – Carta delle pendenze



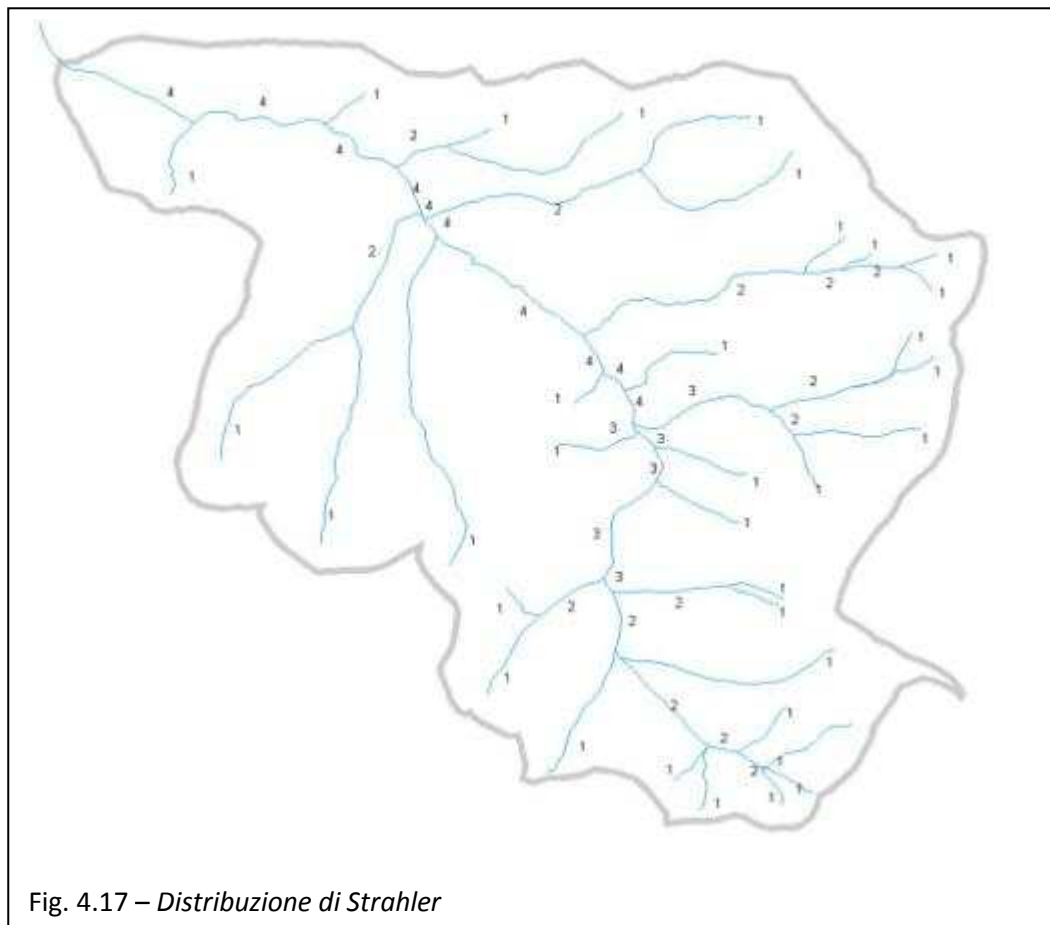


L'asta fluviale in esame ha una lunghezza di circa 2374 m; parte da una quota di 975 m s.l.m.m. e termina ad una quota di 1249 m s.l.m.m. presenta una pendenza media di circa il 10% meglio rappresentata dalla fig. 4.16 e dalla tabella 4.1

Tabella 4.1 – Pendenze dei tratti principali

h [m]	i	i [%]
1230		
1200	0,54	54
1150	0,24	24
1100	0,10	10
1050	0,10	10
1000	0,07	7
975	0,03	3

Il reticolo idrografico si estende per 11750 m è del 4° ordine secondo la classificazione di Strahler (fig. 4.17) e rispetta le leggi di Horton con un rapporto di biforcazione di circa 2,2.

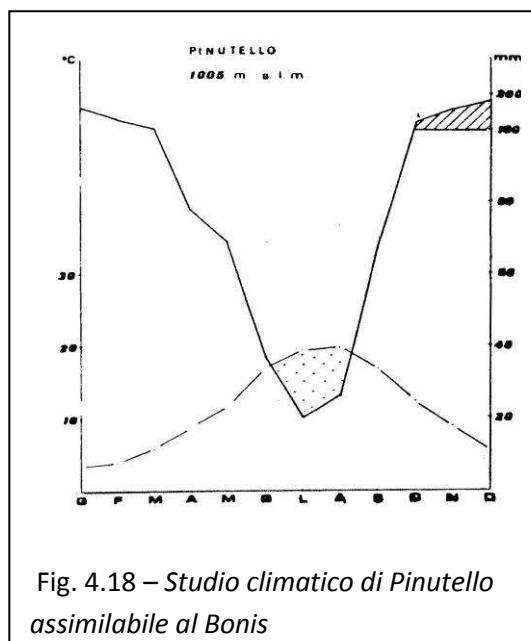


5 Clima dell'area di studio

Le temperature medie mensili variano fra 16,7°C di luglio ed un minimo di 1,3°C di gennaio, la temperatura media annua è di 8,8 ° C. La pioggia varia da 19,6 mm registrati a giugno e 136,2 mm registrati a dicembre. La precipitazione media annua per il bacino del Bonis è pari a 1250 mm/anno (Callegari et al.); essa aumenta fino a 900 metri di quota, subisce una lieve flessione fino a 1100 m per poi riprendere la crescita.

La stagione più piovosa è l'inverno con il 39.5% delle precipitazioni. Si ha un "clima montano-mediterraneo" con inverni freddi e piovosi ed estati fresche. Tali caratteristiche sono evidenziate dagli indici climatici e dai diagrammi termopluviometrici di Bagnouls e Gaussen (fig. 4.18).

Il Bonis per similitudine orografica, quota è stato assimilato idrologicamente alla stazione di Pinutello (1005 m s.l.m.m.).



6 Quadro geologico

Geologicamente gran parte della superficie è interessata da rocce acide plutoniche; una piccola area in destra idrografica da sabbie ghiaiose di un terrazzo fluviale pleistocenico in un ex bacino lacustre.

Dal punto di vista pedologico i suoli su rocce plutoniche rientrano prevalentemente nell'associazione dei Typic Xerumbrepts; quelli sul terrazzo fluviale nell'associazione degli Ultic Haploxeralfs (Dimase e Iovino: 1988). I primi sono suoli da mediamente profondi a profondi con tessitura dominante franca sabbiosa; lo scheletro, generalmente scarso nell'orizzonte umbrico, diventa frequente e talvolta abbondante negli altri orizzonti; il drenaggio è rapido; la pietrosità è comune tranne nelle zone più erose; la rocciosità è generalmente scarsa. La reazione è da moderatamente a fortemente acida. Gli Ultic Haploxeralfs hanno, invece, tessitura da franca, franca argillosa a franca limosa argillosa; lo scheletro, generalmente assente o scarso, è di piccole e medie dimensioni; il drenaggio è buono o moderatamente buono; la pietrosità è assente o scarsa; la rocciosità è assente. La reazione è da mediamente a fortemente acida.

L'origine della valle è di tipo alluvionale, la conformazione a valle indica come da sempre questa sia soggetta ad eventi alluvionali critici, frane, fenomeni di colamenti e di deflussi iperconcentrati di materiale fine e grossolano di grande entità. Il Bonis è soggetto ad eventi di questo tipo da sempre in periodi più o meno lunghi e più o meno distanti nel tempo.

7 Inquadramento vegetazionale

La vegetazione forestale è rappresentata in massima parte da popolamenti artificiali di Pino laricio realizzati nel periodo 1955-1970. In alcune zone, particolarmente nella parte più alta del bacino, in sinistra e in destra idrografica, vi sono nuclei d'origine naturale d'età prossima a quella dei rimboschimenti effettuati. Su limitate superfici è stato impiegato castagno a tratti anche misto a Pino laricio; più precisamente, si riscontrano zone nelle quali il castagno è stato utilizzato su gradoni distanti dieci metri e tra i gradoni, a buche, il Pino laricio. Tutti i fossi principali sono colonizzati da Ontano nero (*Alnus glutinosa* L.).

In merito alla copertura vegetale, la superficie del bacino risulta per l'80% interessata da popolamenti di pino laricio (*Pinus laricio* spp. calabrica), diversificati per origine, densità, grado di copertura e parametri dendro-auxometrici; rimboschimenti di castagno interessano circa il 6% della superficie; la restante parte è ripartita tra radure, seminativi e fossi del reticolo idrografico colonizzati, per ampi tratti, da ontano nero (*Alnus glutinosa* L.) (Tab 4.2).

Tab 4.2 – Copertura boschiva messa a dimora

TIPOLOGIE SUPERFICIE	SUPERFICIE	
	[m ²]	[% superficie]
Popolamenti di pino laricio di origine naturale	176000	12.7
Rimboschimenti di pino laricio	429000	30.9
Rimboschimenti di castagno	79000	5.7
Rimboschimenti di pino laricio e castagno	134000	9.7
Rimboschimenti degradati	256000	18.5
Piante sparse di pino laricio e vegetazione naturale	112000	8.1
Pioppo e ontano	16000	1.2
Radure e chiarie	28000	2.0
Aree percorse da fuoco	23000	1.6
Alveo colonizzato da ontano	113000	8.2
Seminativo	20000	1.4
TOTALE	1387000	100.0

La caratterizzazione della copertura forestale è stata effettuata da fotointerpretazione e restituzione cartografica a scala di dettaglio (1:2000). Per ogni tipo colturale è stato effettuato il rilievo dei parametri dendrometrici, mediante un campionamento per aree di saggio e transetti. I rilievi, eseguiti nel 1986, sono stati ripetuti nel 1993 e nel 1999 (Tab. 4.3).

Tab 4.3 – Copertura boschiva nei diversi momenti

anno		1986 ^a				1993 prima del diradamento			1993 dopo del diradamento			1999 ^c		
parametri		area ^a	N	Area di	Diametro	N	Area di	Diametro	N	Area di	Diametro	N	Area di	Diametro
Unità di misura		%	alberi	m ²	cm	alberi	m ²	cm	alberi	m ²	cm	alberi	m ²	cm
naturali	Alta densità	13,3	4000	52,8	13,0	3120	50,7	34,4	3270	37,4	19,2	1240	48,9	22,4
	Bassa densità	3,4	2700	52,3	15,7	1870	47,8	18,0	1100	35,8	20,0	1000	43,9	23,6
artificiali	Alta densità	48,8	2200	55,8	18,0	1701	52,2	19,8	1150	39,2	20,8	1102	49,1	23,8
	Bassa densità	5,0	1250	40,2	20,2	1162	43,2	21,8	800	32,4	22,8	775	45,8	27,4
misti		4,7	1325	43,9	21,0	1208	46,4	22,1	900	34,8	22,3	888	48,6	26,0
^a dati dell'intero bacino			^b dati all'inizio dell'attività di ricerca				^c dati dell'ultimo campionamento dentro metrico					^d dati inerenti i soli alberi di pino		

8 Quadro storico

Nel bacino Bonis sono stati realizzati rimboschimenti alla fine degli anni cinquanta del secolo scorso. Gli interventi sono stati realizzati per salvaguardare il territorio dagli eventi alluvionali.

La vulnerabilità di queste aree era dovuta all'irrazionale sfruttamento agricolo del suolo (fig. 4.19). Per gli abitanti della zona l'agricoltura era l'unica fonte di sostentamento e con l'abbandono delle zone montane la vulnerabilità agli eventi alluvionali è aumentata. Il rimboschimento e le opere idrauliche realizzate hanno ridotto la vulnerabilità delle aree a rischio come testimoniato le foto aeree successive al rimboschimento (fig. 4.20, 4. 21, 4. 22, 4.23).

Da qualche anno si è osserva un progressivo aumento del dissesto idrogeologico sul corso d'acqua in esame. La ragione del dissesto è legata alla natura litologica del substrato costituito da granito fortemente alterato (fig. 4.24).



Fig. 4.19 – L'area del Bonis nella foto aerea del 1954: mostra come il territorio era fortemente sottoposto ad uso agricolo e in parte abbandonato

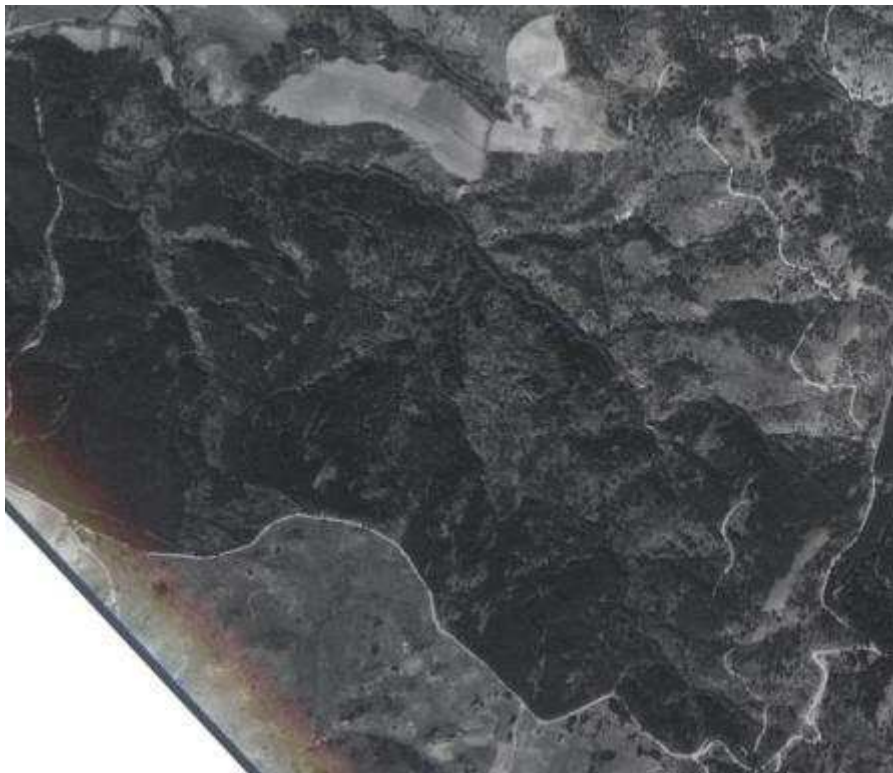


Fig. 4.20 – Ripresa aerea del 1978: si vedono i risultati del rimboschimento



Fig. 4.21 – Dalla foto aerea del 1984: si vede come gli effetti del rimboschimento si dimostrino sostanzialmente stabili.



Fig. 4.22 – Dalla foto del 1991: appare ancora stabile l'effetto del rimboschimento



Fig. 4.23 – *Dalla foto del 1996: appare ulteriormente stabile l'effetto del rimboschimento*



Fig. 4.24 – *Da questa ripresa aerea del 2000 si nota in alcuni punti sotto la vegetazione che le frane stanno insidiando il territorio in esame*

9 Risposta idrologica del bacino Bonis

9.1 Risposta idrologica di massima

La maggior parte di queste indagini erano finalizzate alla valutazione degli effetti della copertura vegetale sui deflussi. Risulta approfondire ulteriormente l'indagine idrologica con metodi appropriati alla determinazione dei parametri progettuali.

Il bacino è attrezzato con tre pluviografi, ma non sono in funzione da un periodo sufficientemente lungo da fornire un campione statisticamente rappresentativo ai fini progettuali (almeno un tempo di ritorno di 50 anni). I tre pluviografi, hanno avuto nel corso degli anni alcuni periodi di malfunzionamento, il numero di osservazioni a disposizione è un campione statisticamente rappresentativo, ma non sufficientemente grande da permettere di estrapolare un'altezza di pioggia con tempo di ritorno pari a 50 anni. Per avere un'altezza di pioggia statisticamente rappresentativa e con tempo di ritorno di almeno 50 anni, si è ritenuto utile utilizzare pluviografi esterni al bacino installati sul territorio dal servizio idrografico (fig. 4.25) dal 1921 al 2000. Fra questi alcuni funzionano solo da alcuni anni, specialmente se si considerano gli eventi di breve durata.



Fig. 4.25 – Ubicazione del bacino Bonis

I pluviografi più prossimi al bacino o affini sono quelli di Staggi, Pinutello C.C., Difesella, san Giacomo d'Acri, Cecita. Solo i dati di Cecita sono reperibili. I pluviografi utilizzabili sono

Cecita, Longobucco, San Giorgio Albanese, Macchia Albanese, Acri. Anche in questi casi non tutti i pluviografi possiedono una serie storica sufficientemente lunga per il calcolo di piogge con un tempo di ritorno pari a 50 anni (fig. 4.26).

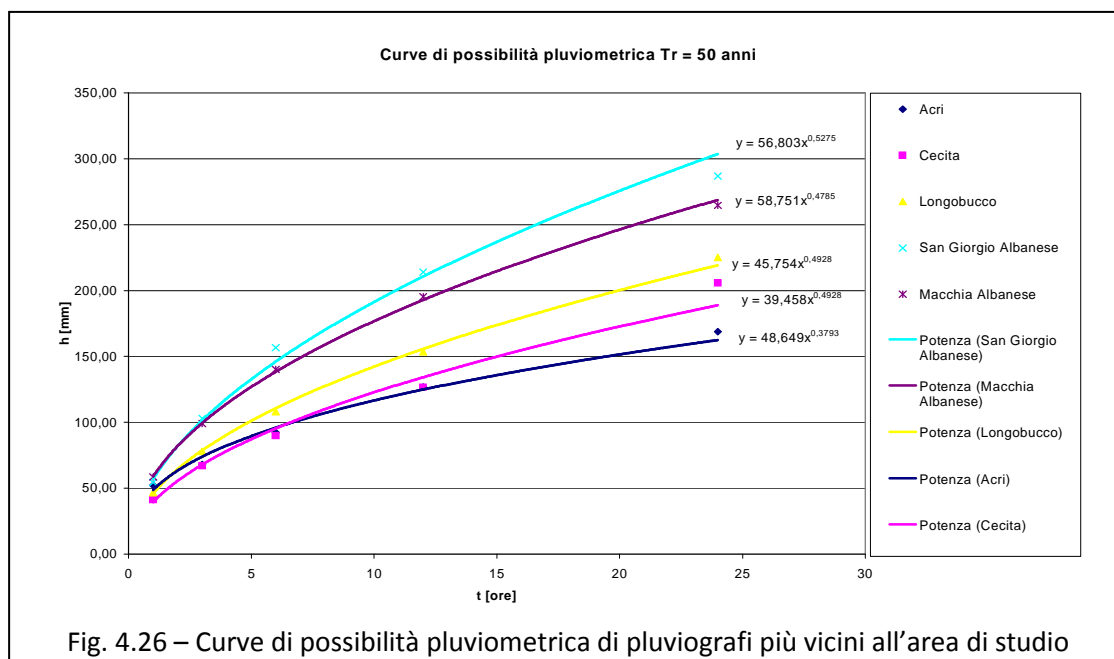


Fig. 4.26 – Curve di possibilità pluviometrica di pluviografi più vicini all'area di studio

Questi risultati possono essere messi a confronto con quelli ottenuti tramite il processo di regionalizzazione per la regione Calabria, che utilizza tutti i dati a disposizione, tiene conto di una legge statistica più accurata rispetto a quella di Gumbell fin qui usata per ottenere le linee segnalatrici di possibilità pluviometrica.

La regionalizzazione col metodo del T.C.E.V. prevede per un tempo di ritorno di 20, 50, 100, 200, 500 anni. Per la zona della Calabria in esame, relativi alla curva di crescita (fig. 4.27):

$$X_t = ct^{(d+ah)/\log 24} = 31,02t^{(0,517+0,000161132h)/\log 24} \quad 4.1$$

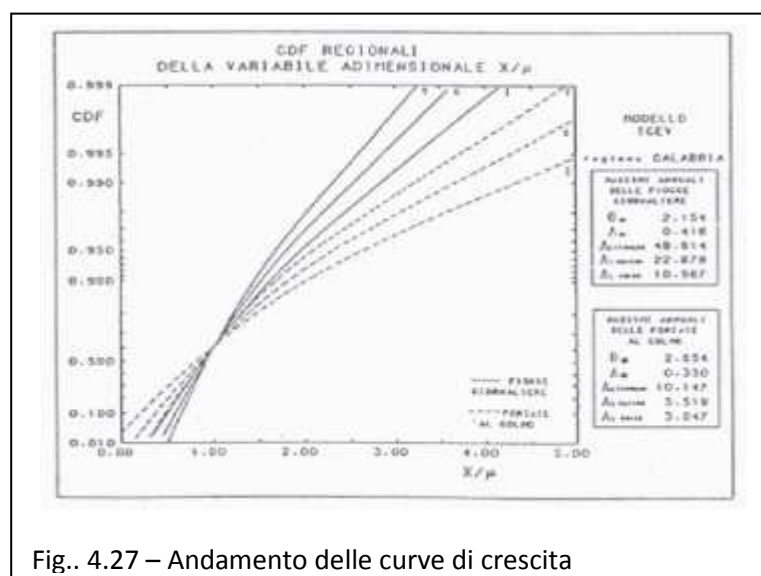


Fig. 4.27 – Andamento delle curve di crescita

Le seguenti linee segnalatrici di possibilità pluviometrica (fig. 4.28), riportati in Tab. 4.4.

Tab. 4.4 – Dati delle curva di crescita

Dati della curva di crescita					
T =	20 anni	50 anni	100 anni	200 anni	500 anni
X' =	1,968	2,455	2,843	3,239	3,769

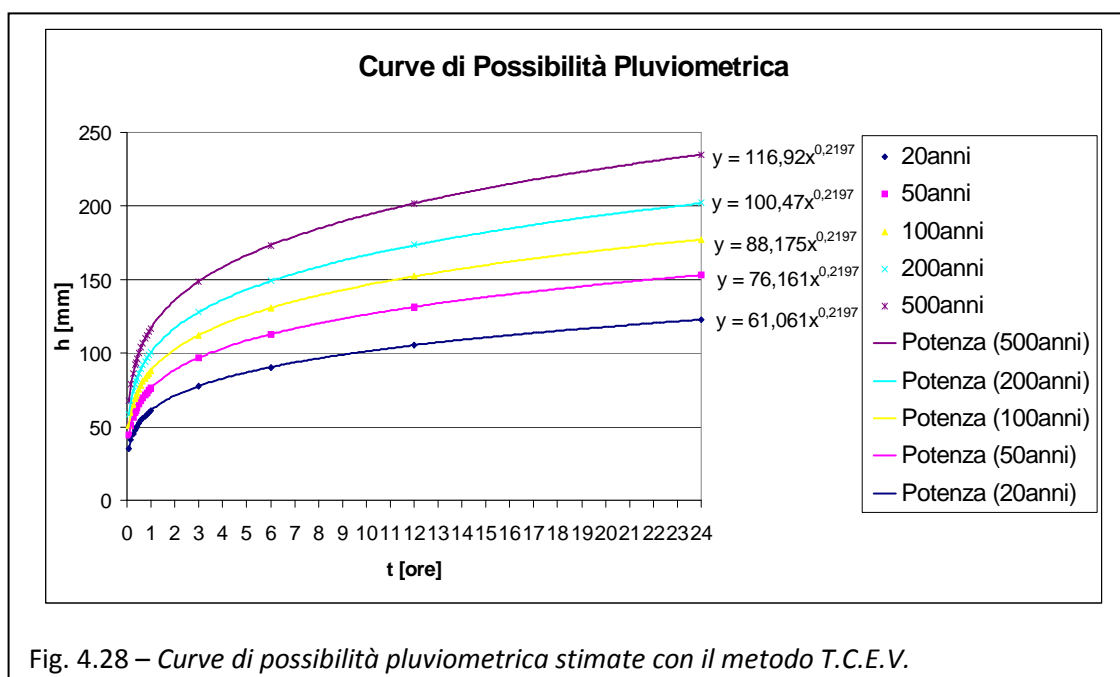


Fig. 4.28 – Curve di possibilità pluviometrica stimate con il metodo T.C.E.V.

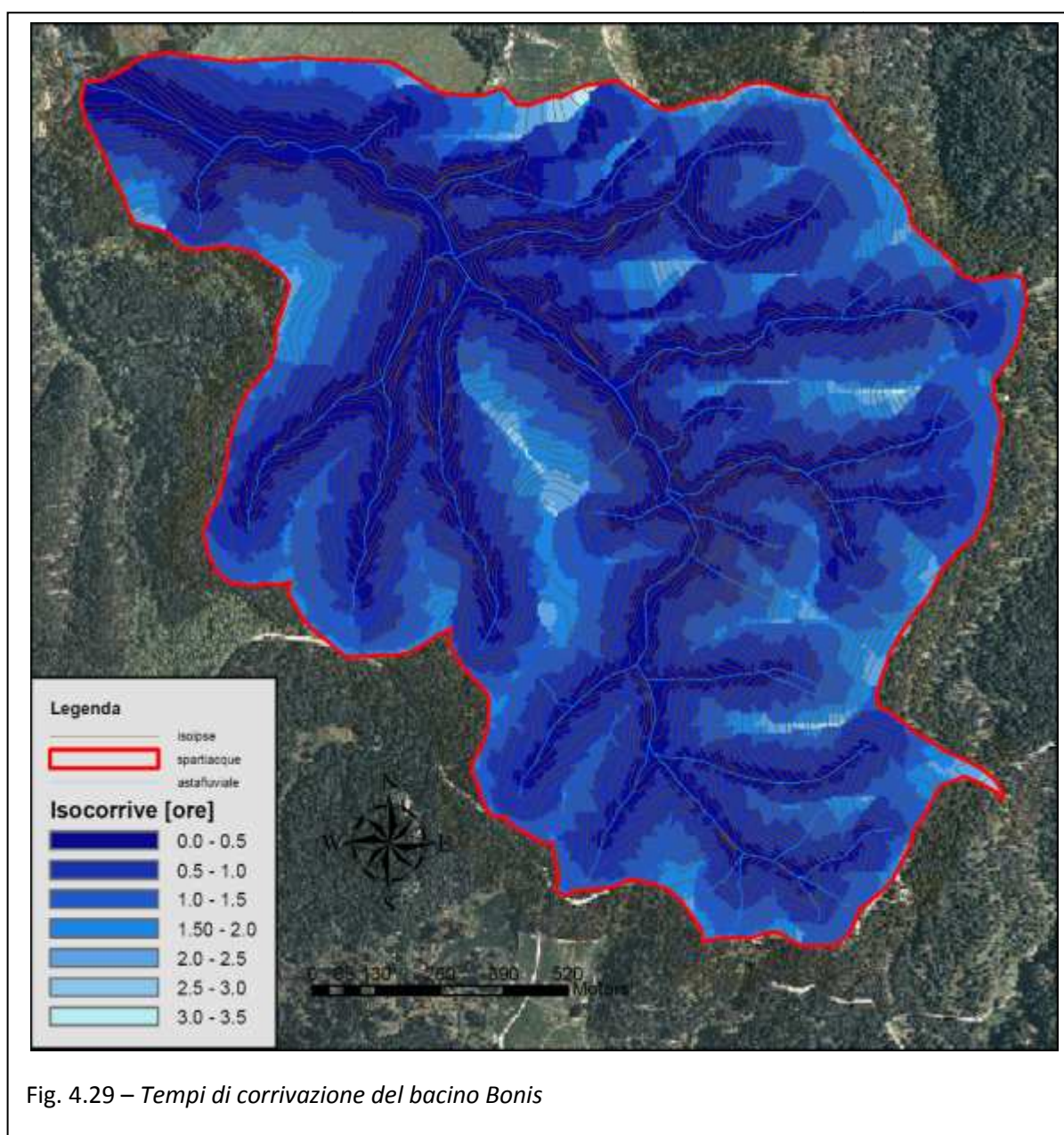
Dato che non sono presenti nel bacino elementi a rischi che prevedano verifiche per tempi di ritorno eccessivamente elevati, si può pensare di fare riferimento al tempo di ritorno di 50 anni:

$$h = 76,161t^{0,2197}$$

Determinata la curva di probabilità pluviometrica, si procede indagando come queste piogge possano interagire col bacino Bonis e dar luogo alla sua risposta idrologica. Uno strumento adeguato interfacciabile con le applicazioni GIS è il pacchetto Hydro Grid. (Cazorzi, disponibile su <http://www.dpvta.uniud.it/~Cazorzi/HydroGrid2k2/HyGrid2k2.htm>). Questo permette, a partire dal DEM del Bacino, dal raster dell'uso del suolo e dal raster dei gruppi idrologici del suolo, di pervenire alla risposta idrologica del bacino interessato da una pioggia assegnata, il modello permette di inserire direttamente i parametri della curva di probabilità pluviometrica.

L'uso di strumenti GIS abbinato con il pacchetto Hydro-Grid (o di pacchetti gis integrati come il Geo-Hms) permette di elaborare una carta dei tempi di contribuzione di ciascuna cella, arrivando quindi alla stesura di una vera e propria mappa delle isocorrive a partire dal DEM.

Il primo passo consiste nel depittaggio del DEM (operazione atta ad impedire che il DEM presenti delle depressioni locali, che a volte sono esistenti nel territorio e altre volte sono il frutto di errori o imprecisioni nel calcolo: comunque costituiscono un impedimento ai calcoli del deflusso che si eseguono successivamente). Eseguita questa operazione si passa al calcolo delle direzioni di deflusso, in questo caso si è usato il modello D8 classico, ed al calcolo delle celle drenate da ogni cella, elementi utili per il passaggio successivo che rappresenta il calcolo della mappa dei tempi di contribuzione.



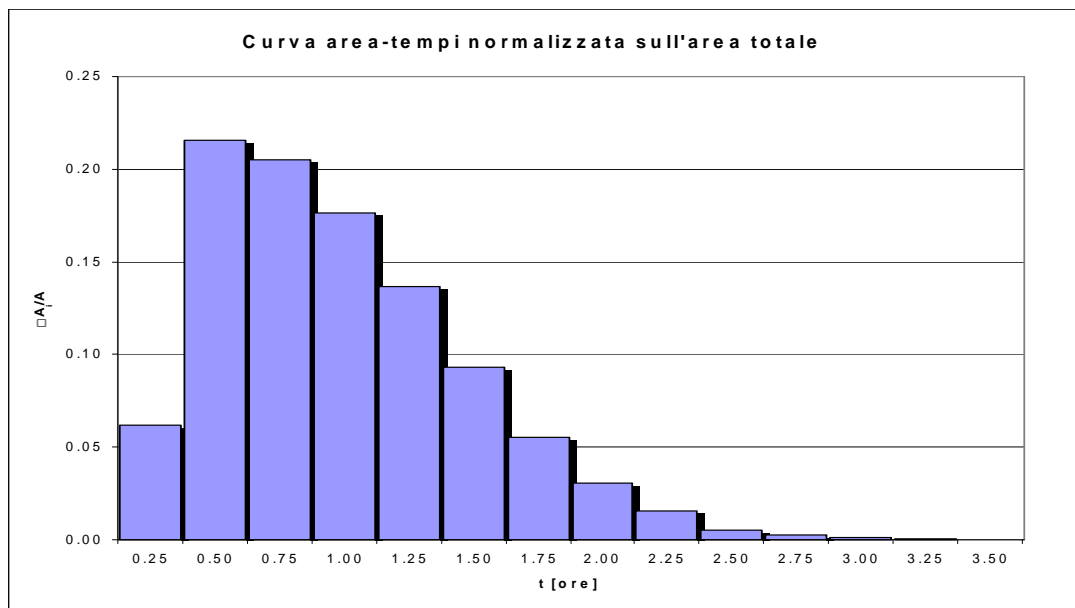


Fig. 4.30 – Curva area tempi, normalizzata sull'area totale del bacino Bonis

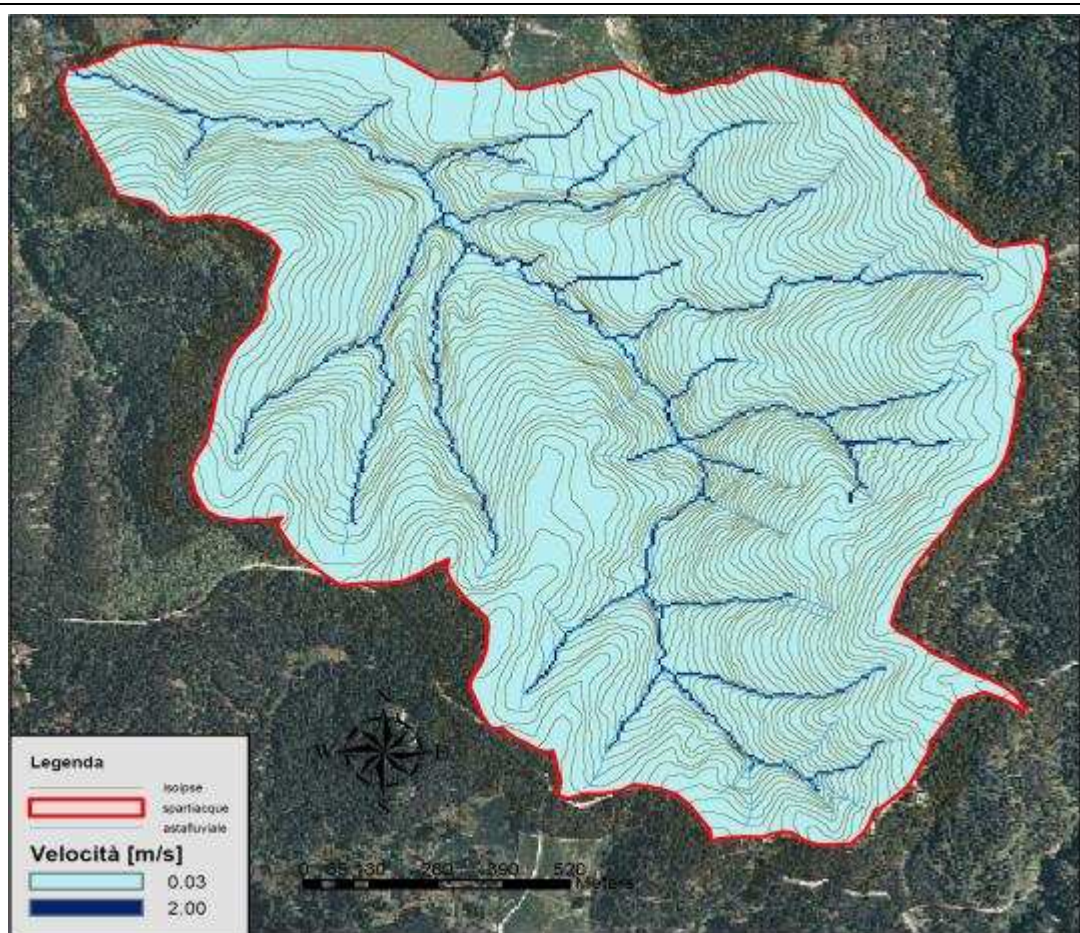


Fig. 4.31 – Mappa delle velocità: reticolo sintetico del bacino Bonis

Si passa, infine, alla determinazione del tempo che la pioggia caduta su ciascuna cella impiega a raggiungere la sezione di chiusura, si dispone una mappa con i tempi di contribuzione, relativi a tutte le celle, suddivisi in classi (fig. 4.29), da cui si ricava la curva area tempi normalizzata sull'area del bacino, riportata in fig. 4.30; contemporaneamente si ricava la mappa delle velocità di deflusso (fig. 4.31) che evidenzia il reticolo sintetico: nelle zone di canale si ha una velocità molto maggiore che sui versanti.

Operativamente si procede con la taratura dei parametri, si imposta la velocità del deflusso sui versanti e nei canali, i valori de default sono di 2 m s^{-1} per i canali e di $0,03 \text{ m s}^{-1}$ per i versanti, si è scelto di operare con i valori di default, non perché questi possano essere considerati realmente applicabili al bacino considerato, ma perché da innumerevoli studi risultano essere rappresentativi dell'ordine di grandezza del fenomeno; un altro parametro che l'applicazione richiede è l'area di soglia minima dopo il quale le celle drenate danno luogo a reticolo idrografico, ovvero a canale, in questo caso l'ordine di grandezza messo in evidenza da studi precedenti è di pochi ettari, con range abbastanza variabile, si è così proceduto alla taratura di questo parametro, confrontando il reticolo osservato con quello sintetico, da cui risulta che l'area di soglia minima per il bacino in esame è di 8250 m^2 , il tempo massimo necessario alla pioggia caduta nella cella più svantaggiata per giungere alla sezione di chiusura è di 3,50 ore, questo può essere suddiviso in 14 intervalli di 15 minuti (0,25 ore).

Successivamente si passa ad elaborare, a partire dalla carta dei tempi di contribuzione, l'effetto della pioggia sul bacino: si fa riferimento ad un modello afflussi-deflussi distribuito, applicato a ogni cella secondo la direzione di deflusso. Il modello utilizzato dal pacchetto Hydro Grid è quello proposto dal Soil Conervation System detto Curve Number, di seguito riportato. È uno dei metodi più utilizzati per questo tipo di stima. Secondo il Curve Number l'equazione di bilancio si scrive: $Q = P - S$ dove Q [mm] è il volume per unità di superficie defluito, P [mm] è il volume per unità di superficie affluito, S [mm] è il volume per unità di superficie complessivamente perduto. Il metodo ipotizza una relazione di proporzionalità lineare fra: $Q : P = S : S'$ dove S' è il massimo volume per unità di superficie immagazzinabile nel terreno a saturazione. Per sostituzione si ha:

$$Q = \frac{P^2}{(P + S')} \quad 4.2$$

tale P deve però tenere in conto delle perdite iniziali per unità di superficie (vegetazione, fossi, ecc...) si introduce la tale che :

$$Q = \frac{(P - I_a)^2}{((P - I_a) + S')} \quad 4.3$$

I_a può essere stimato intorno al 20% di S' e per tanto si ha:

$$Q = \frac{(P - 0,2S')^2}{(P - 0,8S')} \quad 4.4$$

Dove $S' = 25400 / CN(II) - 254$ proposto per i bacini americani e di argo uso anche in Europa. L'indice CN può essere soggetto a variazioni a secondo della classe di pioggia dei 5 giorni precedenti:

$$\begin{cases} CN(I) = \frac{4,2 CN(II)}{10 - 0,058CN(II)} \\ CN(III) = \frac{23 CN(II)}{10 - 0,13CN(II)} \end{cases} \quad 4.5$$

La carta dei gruppi idrologici è stata ricavata dalla carta geologica associando sabbie e ghiaie al gruppo A del CN, al gruppo B materiali eluviali e colluviale risultanti dall'alterazione di rocce acide intrusive ed al gruppo D le rocce acide intrusive ed al gruppo fratturate. Una volta implementato il CLEM con quest'ultimo dato il modello è in grado di fornire l'onda di piena.

Il modello (applicazione CLEM) ha bisogno della mappa dei tempi di contribuzione, dei parametri della curva di probabilità pluviometrica, e di una mappa raster (Grid) che associ un valore di CN ad ogni cella. Come è noto il modello Curve Number assegna i valori di CN in merito all'uso del suolo ed al tipo di suolo. È necessario produrre un raster dei valori di CN assegnati alle singole celle. Il pacchetto Hydro Grid contiene un'applicazione utile a questo scopo, il "Curve Number" che, a partire da un raster dell'uso del suolo (fig. 4.32) ed uno dei gruppi idrologici del suolo (fig. 4.33) assegnati i valori di CN per i diversi usi del suolo e gruppi idrologici del suolo, produce una mappa raster (fig. 4.34).

Restano da assegnare i diversi parametri: la portata iniziale è trascurata a causa del regime del corso d'acqua con portate di morbida trascurabile, gli intervalli scelti sono di 15 minuti, si deve assegnare la durata della pioggia. Per capire qual è la pioggia critica si fa riferimento ad una funzione obiettivo, atta ad individuare per quale tempo di pioggia si ha la portata maggiore.

Si fa riferimento in uno studio preliminare, a intervalli di 15 minuti con tempi compresi fra 0,25 ore e 3,5 ore (massimo della mappa dei tempi di corrivazione) (Tab. 4.9, fig. 4.35) si stima un tempo critico di 1,5 ore con il quale si ha la portata di $4,342 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ e l'idrogramma di piena il cui grafico è riportato in fig.4.36 con relativo pluviogramma rettangolare.

Successivamente vengono indagate le situazioni di diversi pluviogrammi già disponibili nell'applicativo e compatibili con la situazione.

Tab. 4.5 – SCS CN Tipi di suoli , uso del suolo e CN corrispondenti

Tipo di copertura (USO del suolo)	A	B	C	D
Terreno coltivato. Senza trattamenti di conservazione	72	81	88	91
Terreno coltivato. Con interventi di conservazione	62	71	78	81
Terreno da pascolo. Cattive condizioni	68	79	86	89
Terreno da pascolo. Buone condizioni	39	61	74	80
Praterie Buone condizioni	30	58	71	78
Terreni boscosi o forestati. Terreno sottile, sottobosco povero, senza foglie	45	66	77	83
Terreni boscosi o forestati. Sottobosco e copertura buoni	25	55	70	77
Spazi aperti, prati rasati, parchi. Buone condizioni con almeno il 75% dell'area con copertura erbosa	39	61	74	80
Spazi aperti, prati rasati, parchi. Condizioni normali, con copertura erbosa intorno al 50%	49	69	79	84
Aree commerciali (impermeabilità 85%)	89	92	94	95
Distretti industriali (imp. 72%)	81	88	91	93
Aree residenziali. Impermeabilità media 65%	77	85	90	92
Aree residenziali. Impermeabilità media 38%	61	75	83	87
Aree residenziali. Impermeabilità media 30%	57	72	81	86
Aree residenziali. Impermeabilità media 25%	54	70	80	85
Aree residenziali. Impermeabilità media 20%	51	68	79	84
Parcheggi impermeabilizzati, tetti	98	98	93	98
Strade. Pavimentate, con cordoli e fognature	98	98	98	98
Strade. Inghiaiate o selciate con buche	76	85	89	91
Strade in terra battuta (non asfaltate)	72	82	87	89

Tab.4. 6 – S.C.S. C.N. *Tipi di suolo*

Tipo di suolo	Descrizione
A	Scarsa potenzialità di deflusso. Comprende sabbie profonde con l scarsissimo limo e argilla; anche ghiaie profonde, molto permeabili.
B	Potenzialità di deflusso moderatamente bassa. Comprende la maggior parte dei suoli sabbiosi meno profondi che nel gruppo A, ma il gruppo nel suo insieme mantiene alte capacità di infiltrazione anche a saturazione.
C	Potenzialità di deflusso moderatamente alta. Comprende suoli sottili e suoli contenenti considerevoli quantità di argilla e colloid, anche se meno che nel gruppo D. Il gruppo ha scarsa capacità di infiltrazione a saturazione.
D	Potenzialità di deflusso molto alta. Comprende la maggior parte delle argille con alta capacità di rigonfiamento, ma anche suoli sottili con orizzonti pressoché impermeabili in vicinanza della superficie.

Tab. 4.7 – *Classe di C.N. al variare dell'umidità e del clima*

Classe AMC	Precipitazione nei 5 giorni precedenti (mm)	
	Stagione di riposo	Stagione di crescita
I	<13	<36
II	13-28	36-54
III	>28	>54

Attraverso i software applicativi in ambiente ArcGis (ArcView), implementati attraverso gli studi del prof. Cazorzi, che hanno dato luogo all'applicazione software del pacchetto Hydro-Grid-2002 è stata determinata la serie di CN riportati in tabella 4.8:

Tab 4.8 – SCS CN Tipi di suoli , uso del suolo e CN corrispondenti

Valori del CN per i vari complessi di suolo				
Uso del Suolo	Classe di Permeabilità			
	A	B	C	D
Fustaia di conifere densa	22	25	35	39
Fustaia di conifere mista densa	30	34	40	45
Fustaia di conifere rada	36	40	47	4552
Fustaia latifoglie	45	48	54	59
Ontani	52	55	61	66
Mughi	52	55	61	66
Arbusti	52	55	61	66
Prati e Colture	68	70	78	81
Rupi Vegetali	70	72	80	83
Piste da sci	74	76	83	85
Improduttivo	75	77	84	86
Aree Urbane	92	94	96	98
Corsi d'acqua e Laghi	99	99	99	99

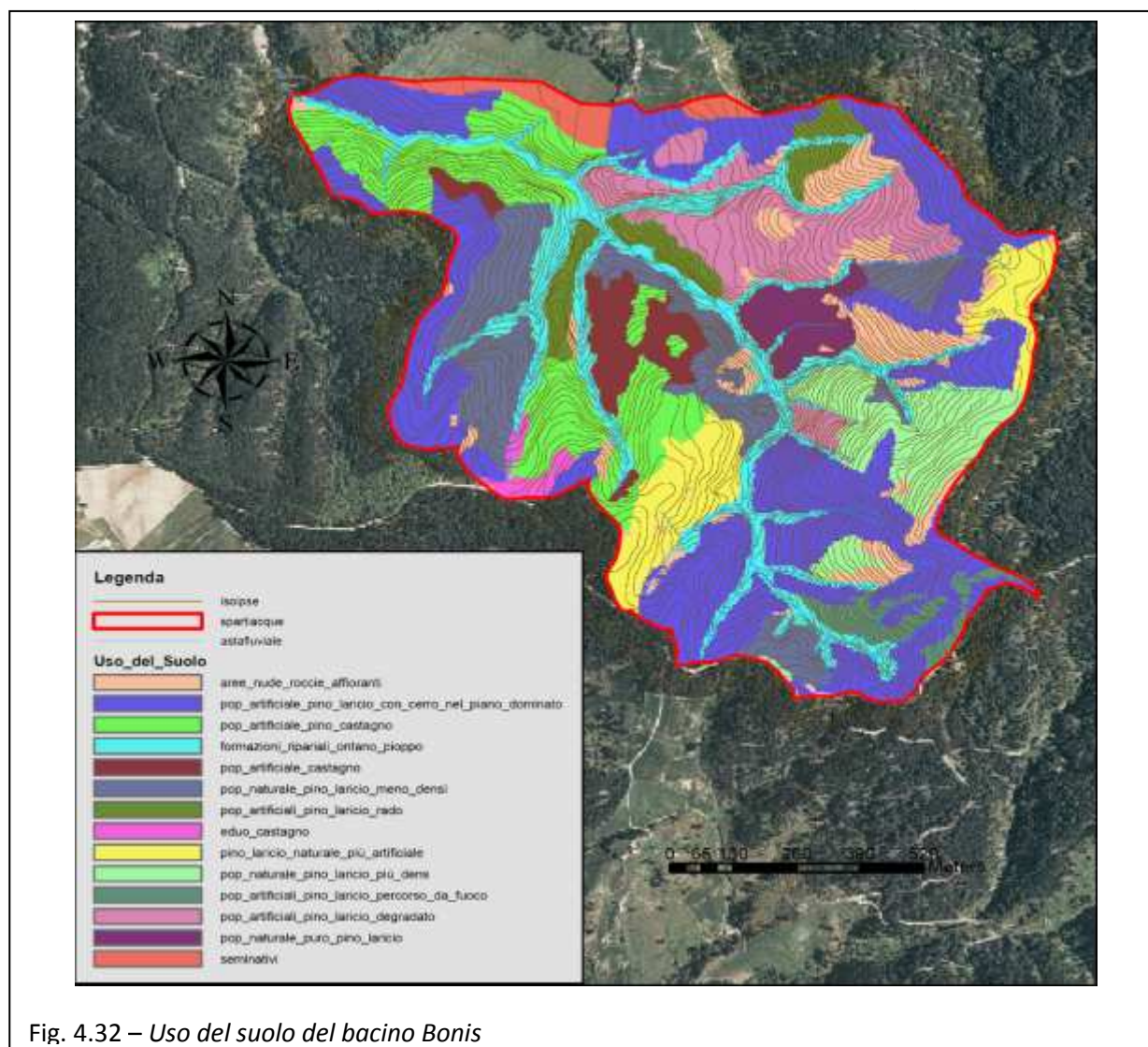


Fig. 4.32 – Uso del suolo del bacino Bonis

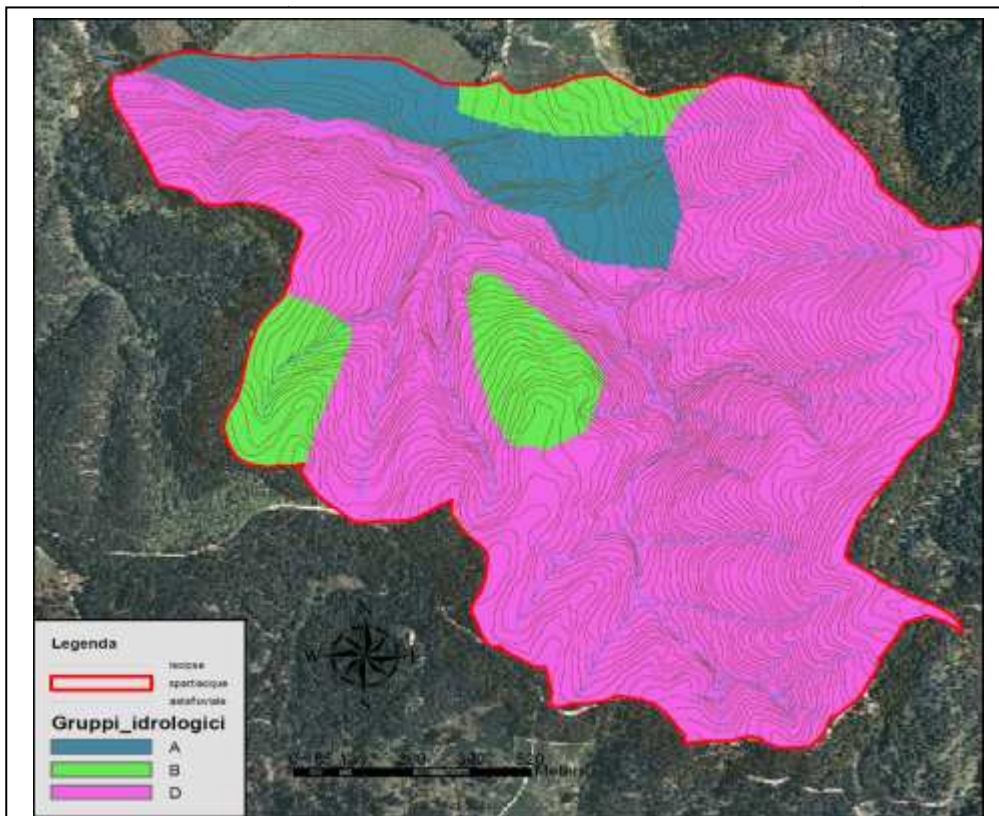


Fig. 4.33 – Gruppi idrologici del bacino Bonis

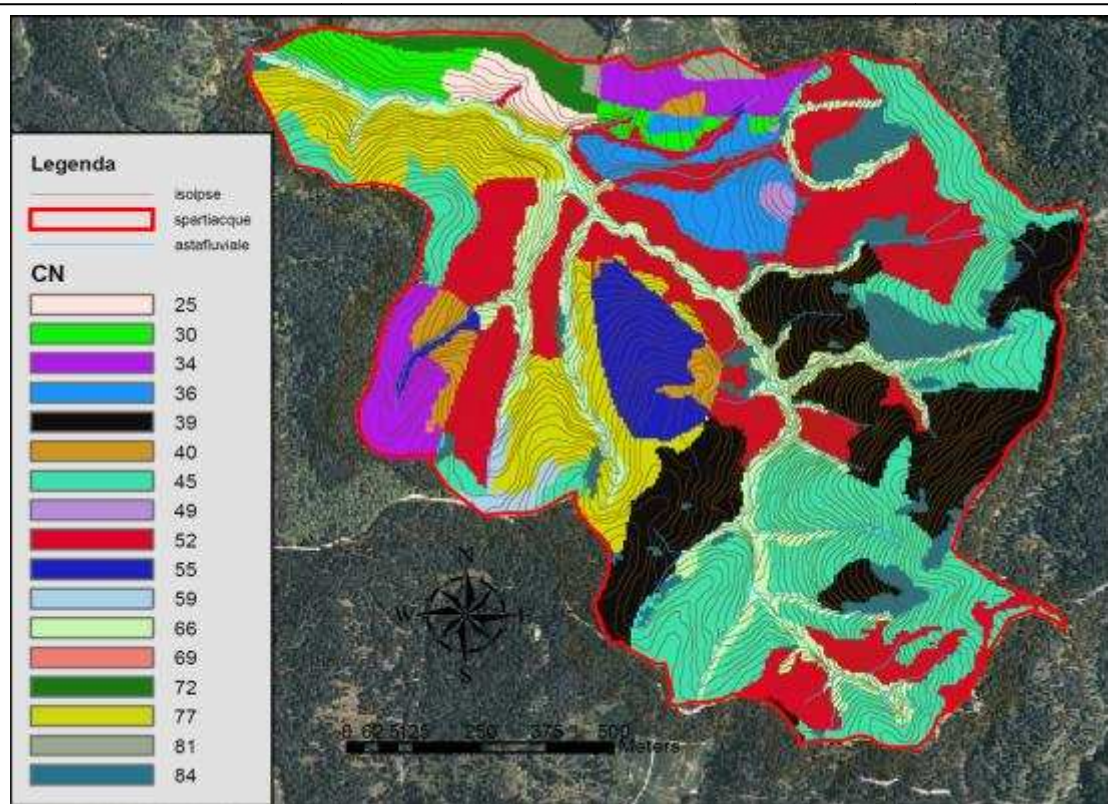
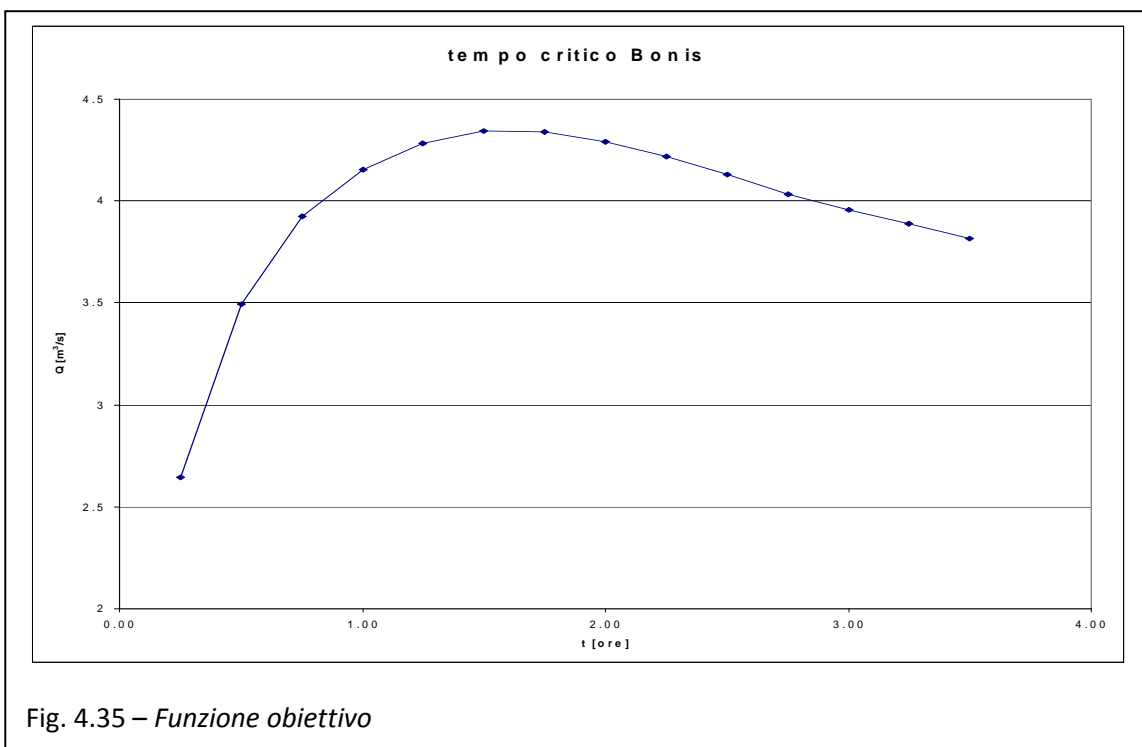


Fig. 4.34 – CN per celle del bacino Bonis

Tab. 4.9 – Portata massima e tempo critico

t_p	h [mm]	CN	% Area	Perdite Dirette [mm]	Perdite Base [mm]	t picco [ore]	Q [m ³ s ⁻¹]
0.25	56.2	57.418	96.005	6.2	50.0	0.50	2.643
0.50	65.4	56.660	98.609	8.8	56.6	0.75	3.493
0.75	71.5	56.251	98.609	10.7	60.8	1.00	3.926
1.00	76.2	55.973	98.609	12.3	63.8	1.25	4.154
1.25	80.0	55.796	100	13.7	66.2	1.50	4.282
1.50	83.3	55.609	100	14.9	68.3	1.75	4.342
1.75	86.1	55.475	100	16.0	70.1	2.00	4.339
2.00	88.7	55.362	100	17.0	71.6	2.25	4.29
2.25	91.0	55.264	100	18.0	73.0	2.50	4.217
2.50	93.1	55.178	100	18.9	74.3	2.75	4.129
2.75	95.1	55.101	100	19.7	75.0	3.00	4.032
3.00	97.0	55.031	100	20.4	76.5	3.00	3.956
3.25	98.7	54.968	100	21.2	77.5	3.25	3.89
3.50	100.3	54.910	100	21.9	78.4	3.50	3.816



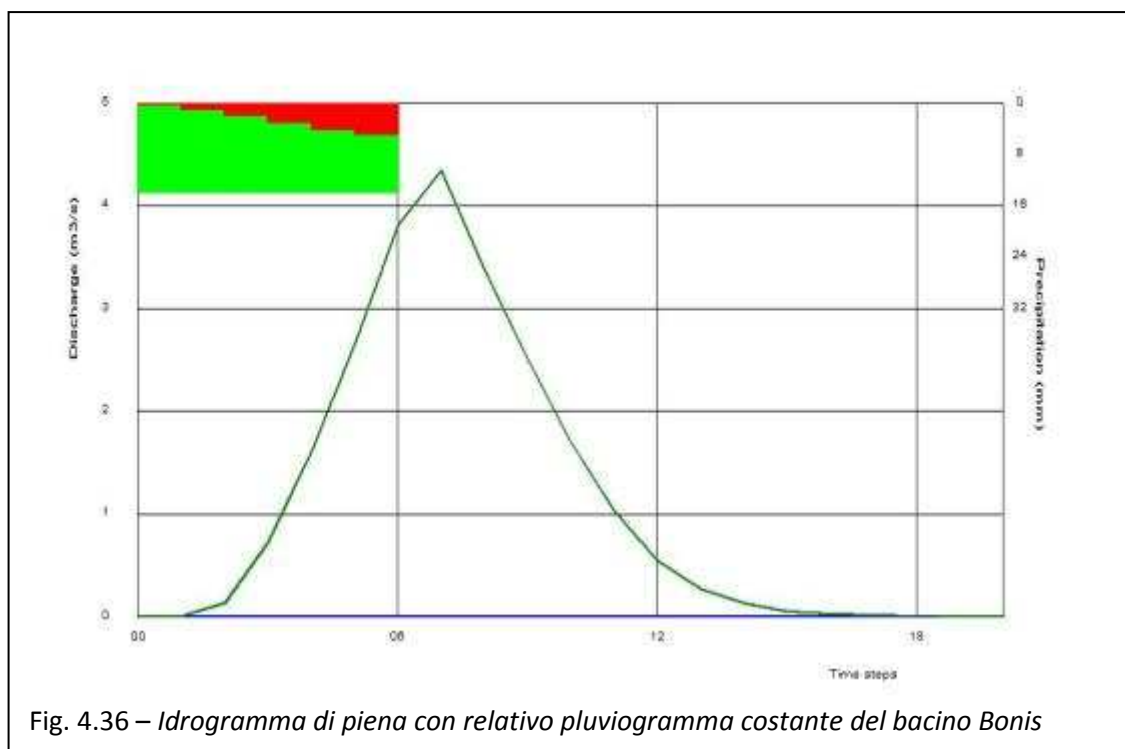


Fig. 4.36 – Idrogramma di piena con relativo pluviogramma costante del bacino Bonis

Con una portata di $4,342\text{m}^3\text{s}^{-1}$ per un tempo di pioggia di 1,5 ore.

9.2 Risposta idrologica approfondita.

Se si estende lo studio ai pluviogrammi disponibili nel software si ottiene la tabella 4.10 riassuntiva delle simulazioni effettuate.

Tab 4.10 – Portata massima e tempo critico

BONIS	T r = 50 anni									
	a=	76,161			n=	0,2197			t _c =	3,5 ore
modello di pluviogramma	T _p [ore]	h [mm]	CN	Area [%]	Pioggia Diretta [mm]	Pioggia Base [mm]	T _{picco} [ore]	T _{tot} [ore]	Q _{media} [m ³ s ⁻¹]	Q _{max} [m ³ s ⁻¹]
C O N T A N T E	0,25	56,2	57,4	96	6,2	50,0	0,50	3,75	0,632	2,643
	0,50	65,4	56,7	99	8,8	56,6	0,75	4,00	0,844	3,493
	0,75	71,5	56,3	99	10,7	60,8	1,00	4,25	0,970	3,926
	1,00	76,2	56,0	99	12,3	63,8	1,25	4,50	1,052	4,154
	1,25	80,0	55,8	100	13,7	66,3	1,50	4,75	1,108	4,282
	1,50	83,3	55,6	100	14,9	68,2	1,75	5,00	1,146	4,342
	1,75	86,1	55,5	100	16,0	70,1	2,00	5,25	1,172	4,339
	2,00	88,7	55,4	100	17,0	71,6	2,25	5,50	1,190	4,290
	2,25	91,0	55,3	100	18,0	73,0	2,50	5,75	1,201	4,217
	2,50	93,1	55,2	100	18,9	74,3	2,75	6,00	1,207	4,129
	2,75	95,1	55,1	100	19,7	75,4	3,00	6,25	1,209	4,032
	3,00	97,0	55,0	100	20,5	76,5	3,00	6,50	1,209	3,956
	3,25	98,7	55,0	100	21,2	77,5	3,25	6,75	1,206	3,890
	3,50	100,3	54,9	100	21,9	78,4	3,50	7,00	1,202	3,816

BONIS	T r = 50 anni									
	a=	76,161			n=	0,22			t _c =	3,5 ore
modello di pluviogramma	T _p [ore]	h [mm]	CN	Area [%]	Pioggia Diretta [mm]	Pioggia Base [mm]	T _{picco} [ore]	T _{tot} [ore]	Q _{media} [m ³ s ⁻¹]	Q _{max} [m ³ s ⁻¹]
W A L L I N G F O R D	0,25	56,2								
	0,50	65,4								
	0,75	71,5	56,2	99	10,7	60,8	0,00	4,25	0,060	3,961
	1,00	76,2	55,9	99	12,3	63,8	0,75	4,50	1,051	3,897
	1,25	80,0	55,8	100	13,7	66,3	1,25	4,75	1,107	4,303
	1,50	83,3	55,6	100	14,9	68,3	1,25	5,00	1,145	4,150
	1,75	86,1	55,5	100	16,0	70,1	1,50	5,25	1,172	4,522
	2,00	88,7	55,4	100	17,0	71,6	1,50	5,50	1,189	4,371
	2,25	91,0	55,3	100	18,0	73,0	1,75	5,75	1,201	4,625
	2,50	93,1	55,2	100	18,9	74,3	1,75	6,00	1,207	4,493
	2,75	95,1	55,1	100	19,7	75,4	2,00	6,25	1,209	4,654
	3,00	97,0	55,0	100	20,5	76,5	2,00	6,50	1,209	4,541
	3,25	98,7	55,0	100	21,2	77,5	2,25	6,75	1,206	4,637
	3,50	100,3	54,9	100	21,9	78,4	2,25	7,00	1,202	4,540
	3,75	101,8	54,9	100	22,6	79,2	2,75	7,25	1,196	4,641
	4,00	103,3	54,8	100	23,2	80,0	2,75	7,50	1,189	4,555
	4,25	104,7	54,8	100	23,9	80,8	3,00	7,75	1,182	4,643
	4,50	106,0	54,7	100	24,5	81,5	3,00	8,00	1,174	4,567
T R I A N G O L A R E	0,25	56,2	57,4	96	6,2	50,0	0,50	3,75	0,632	2,643
	0,50	65,4	56,6	99	8,8	56,6	0,75	4,00	0,844	3,253
	0,75	71,5	56,2	99	10,7	60,8	1,00	4,25	0,970	3,807
	1,00	76,2	56,0	99	12,3	63,8	1,00	4,50	1,052	3,993
	1,25	80,0	55,8	100	13,7	66,3	1,25	4,75	1,108	4,349
	1,50	83,3	55,6	100	14,9	68,3	1,50	5,00	1,146	4,393
	1,75	86,1	55,5	100	16,0	70,1	1,75	5,25	1,172	4,546
	2,00	88,7	55,4	100	17,0	71,6	1,75	5,50	1,190	4,444
	2,25	91,0	55,3	100	18,0	73,0	2,00	5,75	1,201	4,585
	2,50	93,1	55,2	100	18,9	74,3	2,25	6,00	1,207	4,481
	2,75	95,1	55,1	100	19,7	75,4	2,25	6,25	1,209	4,335
	3,00	97,0	55,0	100	20,5	76,5	2,50	6,50	1,209	4,401
	3,25	98,7	55,0	100	21,2	77,5	2,75	6,75	1,206	4,239
	3,50	100,3	54,9	100	21,9	78,4	2,75	7,00	1,202	4,253
B L O C C H I A L T E R N A T I	0,25	56,2	57,4	96	6,2	50,0	0,50	3,75	0,632	2,643
	0,50	65,4	56,6	99	8,8	56,6	0,75	4,00	0,843	3,128
	0,75	71,5	56,2	99	10,7	60,8	0,75	4,25	0,969	3,908
	1,00	76,1	56,0	99	12,3	63,8	0,75	4,50	1,051	3,908
	1,25	80,0	55,8	100	13,7	66,3	1,00	4,75	1,107	4,476
	1,50	83,3	55,6	100	14,9	68,3	1,00	5,00	1,145	4,476
	1,75	86,1	55,5	100	16,0	70,1	1,25	5,25	1,172	4,884
	2,00	88,7	55,4	100	17,0	70,1	1,25	5,50	1,289	4,884
	2,25	91,0	55,3	100	18,0	73,0	1,50	5,75	1,200	5,207
	2,50	93,1	55,2	100	18,9	74,3	1,50	6,00	1,206	5,207
	2,75	95,1	55,1	100	19,7	75,4	1,75	6,25	1,209	5,477
	3,00	97,0	55,0	100	20,5	76,5	1,75	6,50	1,208	5,477
	3,25	98,7	55,0	100	21,2	77,5	2,00	6,75	1,206	5,708
	3,50	100,3	54,9	100	21,9	78,4	2,00	7,00	1,202	5,709
	3,75	101,8	54,9	100	22,6	79,2	2,25	7,25	1,196	5,913
	4,00	103,3	54,9	100	23,2	80,0	2,25	7,50	1,189	5,913
	4,25	104,6	54,8	100	23,9	80,8	2,50	7,75	1,182	6,094
	4,50	106,0	54,7	100	24,5	81,5	2,50	8,00	1,174	6,094
	4,75	107,3	54,7	100	25,0	82,2	2,75	8,25	1,165	6,259
	5,00	108,5	54,6	100	25,6	82,9	2,75	8,50	1,156	6,259

BONIS	T r = 50 anni									
	a=	76,161			n=	0,2197			t _c =	3,5 ore
modello di pluviogramma	T _p [ore]	h [mm]	CN	Area [%]	Pioggia Diretta [mm]	Pioggia Base [mm]	T _{picco} [ore]	T _{tot} [ore]	Q _{media} [m ³ s ⁻¹]	Q _{max} [m ³ s ⁻¹]
I N T E R N A T I O N A L E	0,25	56,2	57,4	96	6,2	50,0	0,50	3,75	0,632	2,643
	0,50	65,4	56,7	99	8,8	56,6	0,75	4,00	0,844	3,430
	0,75	71,5	56,2	99	10,7	60,8	1,00	4,25	0,969	3,762
	1,00	76,2	56,0	99	12,3	63,8	1,00	4,50	1,052	4,056
	1,25	80,0	55,8	100	13,7	66,3	1,25	4,75	1,107	4,269
	1,50	83,3	55,6	100	14,9	68,3	1,50	5,00	1,146	4,320
	1,75	86,1	55,5	100	16,0	70,1	1,50	5,25	1,172	4,466
	2,00	88,7	55,4	100	17,0	71,6	1,50	5,50	1,190	4,496
	2,25	91,0	55,3	100	18,0	73,0	1,75	5,75	1,201	4,635
	2,50	93,1	55,2	100	18,9	74,3	1,75	6,00	1,207	4,666
	2,75	95,1	55,1	100	19,7	75,4	2,00	6,25	1,209	4,782
	3,00	97,0	55,0	100	20,5	76,5	2,00	6,50	1,209	4,815
	3,25	98,7	55,0	100	21,2	77,5	2,25	6,75	1,206	4,914
	3,50	10,3	54,9	100	21,9	78,4	2,25	7,00	1,202	4,947
	3,75	101,8	54,9	100	22,6	79,2	2,50	7,25	1,196	5,031
	4,00	103,3	54,8	100	23,2	80,0	2,50	7,50	1,189	5,066
	5,00	108,5	54,6	100	25,6	82,9	3,00	8,50	1,156	5,273

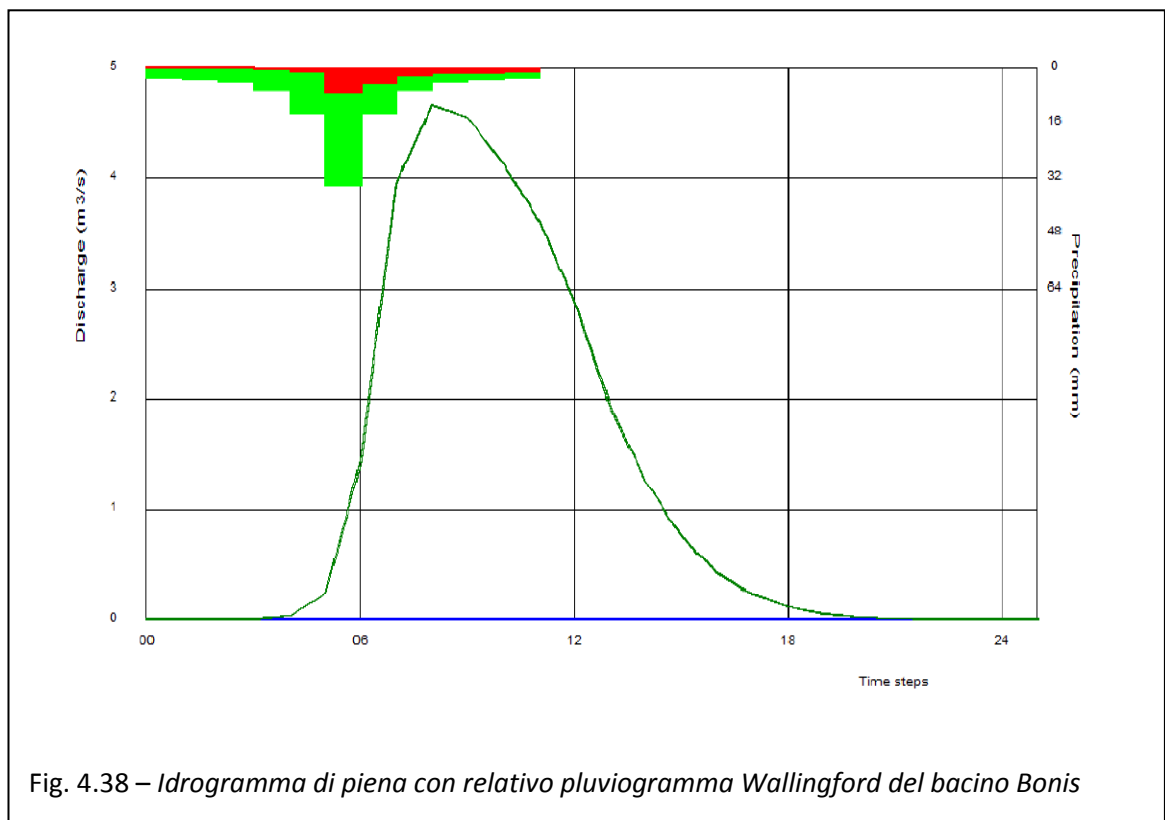
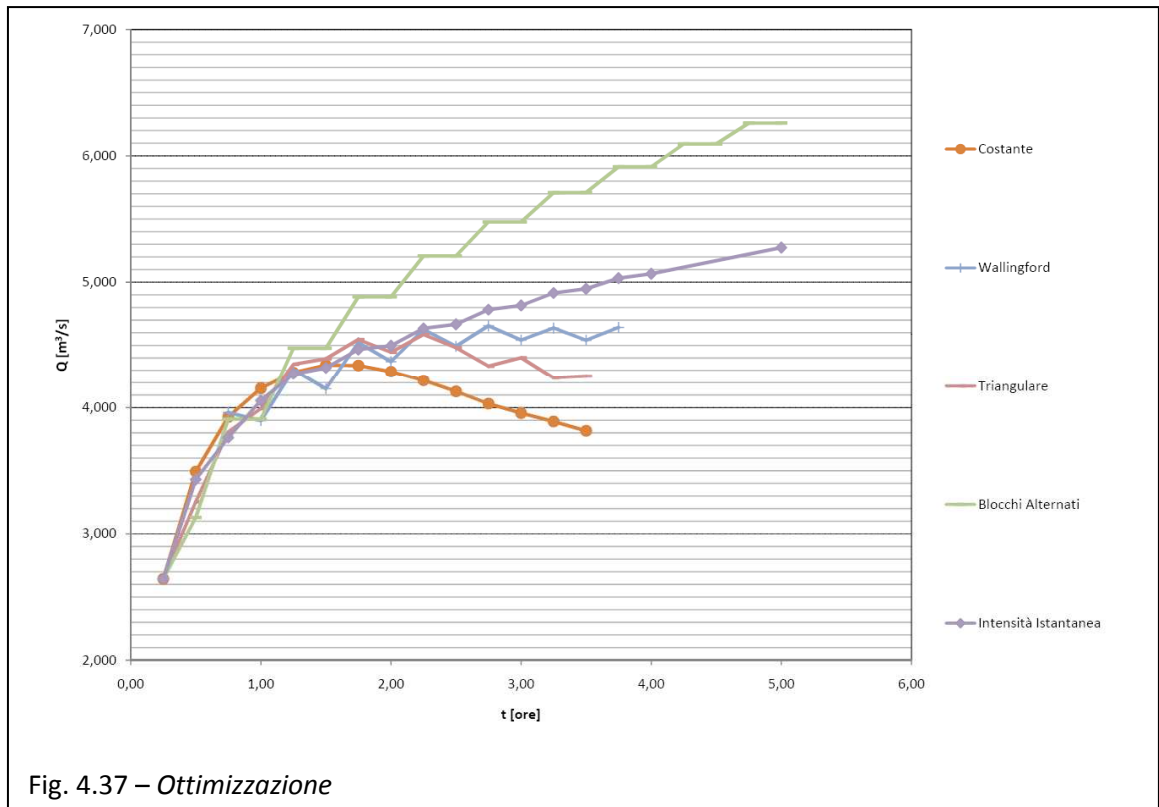
Si osserva che analogamente a quanto riportato per la tab. 4.9 vi è nelle simulazioni relative ai pluviogrammi Wallingford e Tringolare si ha un picco definito entro il massimo tempo di residenza delle acque meteoriche superficiali stimati nel bacino. Si riportano in evidenza simulazioni per tempi successivi, per mostrare come la portata decresca con l'aumentare del tempo di durata della pioggia oltre un certo tempo critico.

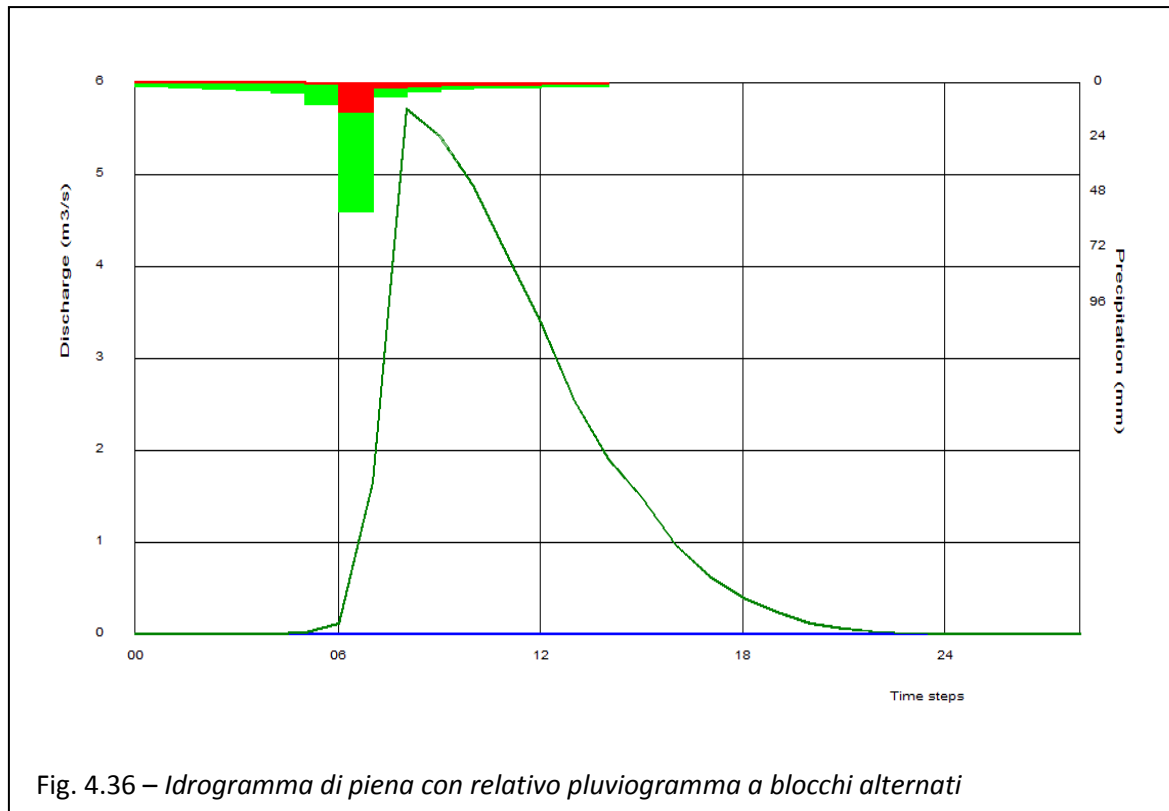
Nei successivi pluviogrammi è stata osservata un aumento monotono della portata all'aumentare del tempo di pioggia. In tal caso ha senso considerare come piogge critiche quelle comprese nel massimo tempo di residenza delle acque meteoriche, anche se da tale situazione sembra evincersi una scarsa affidabilità del modello di pluviogramma progetto utilizzato.

Tale situazione è evidenziata nel grafico riassuntivo di fig. 4.37.

Si possono considerare situazioni critiche quella descritta dalla fig. 4.38 per pluviogramma di progetto di tipo Wallingford e quello della fig. 4.39 per pluviogramma di progetto di tipo a blocchi alternati.

Il primo evidenzia una portata di 4,654 m³s⁻¹ mentre il secondo di 4,947 m³s⁻¹. Appare dunque confermata la tendenza del primo studio di una portata massima compresa fra 4 m³s⁻¹ e 5 m³s⁻¹. Sembra essere evidente, però, dallo studio più accurato una risposta idrologica dell'ordine di grandezza di 5 m³s⁻¹.





Capitolo V

CRITERI DI CAMPIONAMENTO DEL SUOLO

1 Distribuzione statistica di campionamento nel bacino sperimentale

Il campionamento ha come obiettivo la conoscenza della realtà a partire da un numero limitato di osservazioni. Quindi potremmo dire che il campionamento è un filtro che dovrebbe permettere la conoscenza della realtà. Tranne nel caso di immagini telerilevate da aereo o da satellite il numero di osservazioni è limitato ad un certo numero di punti sia per ragioni economiche sia per ragioni tecniche e pratiche. L'obiettivo del campionamento quindi è quello di ottenere la migliore informazione possibile dai punti di osservazione. Lo studio di uno schema di campionamento può avere diversi obiettivi: copertura uniforme dell'area di studio con la minimizzazione della distanza tra i punti campionati, oppure la minimizzazione della varianza di stima.

Il campionamento ha interessato l'orizzonte superficiale del suolo.

2 Supporto cartografico numerico per le elaborazioni

La distribuzione dei campioni è stata ottimizzata per ridurre la varianza dell'errore stimato nella mappatura delle proprietà indagate. Tale ottimizzazione è stata eseguita mediante un'elaborazione statistica con l'ausilio del calcolatore elettronico a partire da file di tipo GRID ottenuti in ambiente ArcInfo. Questo elaborato parte dalla digitalizzazione di elementi cartografici e da rilievi topografici eseguiti in situ che hanno portato alla stesura delle curve di livello con equidistanza 5 m e di punti quotati. Nella piattaforma ArcInfo sono stati ricavati il TIN (Triangular Irregular Network) ed il DEM (Digital Elevation Model) con cella di $5\text{ m} \times 5\text{ m}$. Dal DEM sono state ricavate le successive elaborazioni raster, come la corografia del bacino, ovvero il dominio completo di campionamento, l'uso del suolo e tutti gli elaborati cartografici inerenti la caratterizzazione del bacino.

Il dominio è stato depurato dalle aree nude con formazioni rocciose affioranti, perché non permettono il carotaggio. Sono state escluse anche le aree di pertinenza del corso d'acqua, in quanto possono presentare delle difficoltà di campionamento e non sono pienamente e totalmente riconducibili ai fenomeni di erosione superficiale, essendo soggette a diverse forme di erosione

dovute alla dinamica evolutiva del corso d'acqua come il trasporto iper – concentrato in materiale solido (Borga, Callegari, Falace, 2005). Dopo queste elaborazioni, operate in ambiente ArcInfo, è risultato il dominio di campionamento con forma irregolare.

A partire da tale dominio è stata elaborata la distribuzione dei campionamenti. Ogni punto campionario corrisponde ad una cella del GRID ottenuto dal DEM del bacino, pertanto ha una superficie di 25 m^2 su di essa possono essere eseguiti diversi carotaggi i cui dati, nella mappatura delle proprietà del suolo, saranno considerati eseguiti nello stesso punto, commettendo un errore trascurabile ai fini dell'elaborazioni previste.

3 Criteri di scelta dei punti campionari

La scelta dei punti di campionamento è stata guidata da due criteri di massima, procedendo alla implementazione di due parti della distribuzione in modo che entrambe concorrono a formare un'unica distribuzione.

La prima parte di punti è stata scelta, per semplicità di individuazione sulla carta, indicando come punti campionari le intersezioni del reticolo geografico (fuso Monte Mario Italy 2) con maglia quadrata di 150 m, ricadenti nel dominio campionabile del bacino. Sono stati ubicati 55 punti.

La seconda parte è stata pensata come complementare della prima, cercando di minimizzare la distanza di un qualsiasi punto dal carotaggio più vicino con un metodo statistico che tenga in conto dei punti della prima parte ricadenti nel dominio. Si è scelto di aggiungere altri 55 punti, per far sì che le due parti della distribuzione campionaria siano di pari entità in modo che successivamente si possa comparare le distribuzioni delle proprietà, con un numero di punti ridotto, con una distribuzione campionaria regolare ed una random, nonché verificare come influisce la regolarità della distribuzione campionaria sulla mappatura eseguita sulla totalità dei punti. Inoltre, le mappature in parola sono eseguite con la tecnica del kriging e sarà possibile verificare le diverse tecniche di kriging, che meglio si adattano al tipo di distribuzione operata.

La seconda parte di punti è stata ottenuta mediante un'elaborazione statistica tesa a minimizzare la distanza fra i punti della mappa in cui non si hanno dati con i punti campionari, nel tentativo di distribuire meglio tali punti e minimizzare la varianza dell'errore di stima.

Si è fatto uso del criterio proposto da Van Groenigen e Stein nel 1998 e modificato nel 2000. L'elaborazione della distribuzione in parola è stata eseguita al calcolatore elettronico col programma di calcolo SANOS.

4 Approccio SSA di Van Groenigen e Stein

Lo Spatial Simulated Annealing (SSA) sceglie la distribuzione ottimale basandosi su un indicatore chiamato fitness function che nel caso in esame si riferisce alla distanza fra i punti campione ed i restanti punti del dominio.

Questa procedura di ottimizzazione consente di avere una distribuzione tale che concorre a minimizzare l'errore, minimizzando la distanza fra ogni punto non campionato del dominio e il punto di campionamento più vicino, grazie alla ottimizzazione di una fitness function ϕ .

Si minimizza la fitness function $\phi(\cdot): S^n \rightarrow \mathbb{R}^+$ dove S^n è il dominio ed n il numero di punti.

L'ottimizzazione parte con una distribuzione casuale $S_0 \in S^n$ si induce una sequela di perturbazioni casuali S_{i+1} che ha probabilità di essere accettata $P_c(S_i \rightarrow S_{i+1})$. Tale trasformazione è realizzata secondo il criterio Metropolis:

$$\begin{cases} P_c(S_i \rightarrow S_{i+1}) = 1 & \phi(S_{i+1}) \leq \phi(S_i) \\ P_c(S_i \rightarrow S_{i+1}) = e^{\frac{\phi(S_i) - \phi(S_{i+1})}{c}} & \phi(S_{i+1}) > \phi(S_i) \end{cases} \quad 5.1$$

In cui c è un parametro positivo di controllo, che risulta via via ribassato durante il prosieguo dell'ottimizzazione, valutabile secondo le equazioni proposte da Aarts e Korst nel 1989:

$$c_{k+1} = \alpha c_k \quad 5.2$$

con k numero naturale che rappresenta il numero di elaborazioni svolte dell'ottimizzazione ed α parametro di “uso e scelta” assunto generalmente chiuso ad 1.

Se S_{i+1} è accettata servirà come punto di partenza per l'iterazione successiva S_{i+2} ed il processo continua in modo simile (Aarts e Korst, 1989).

La fitness function ϕ rappresenta una stima del grado di accettabilità di una soluzione in base alla distribuzione spaziale dei suoi punti ed alle distanze possibili fra i punti non campionati ed il campione più vicino ad ogni punto. Il criterio di Metropolis, enunciato, permette di scegliere la soluzione che presenta l'indicazione della distanza minima assegnandogli di volta in volta una probabilità di accettazione elevata.

Alcuni criteri di ottimizzazione sono stati introdotti nell'approccio SSA come applicazione di fitness function. In questa tipologia di studi sono sostanzialmente dominanti due tipologie di fitness function: il criterio MMSD e il criterio di kriging ordinario.

Il criterio MMSD (Minimized Means of Shortest Distances) basa sull'ottimizzazione sulla minimizzazione della media delle distanze di ogni punto del dominio dal punto di campionamento ad esso più vicino, la fitness function che ne indica l'entità si esprime:

$$\tilde{\phi}(S_i) = \int \|\vec{x} - V_s(\vec{x})\| dx \quad 5.3$$

che in un dominio di tipo raster come quello in esame diventa:

$$\phi(S_i) = \sum_{j=1}^{n_e} \frac{\|\vec{x}_e^j - V_s(\vec{x}_e^j)\|}{n_e} \quad 5.4$$

Il criterio del kriging ordinario minimizza la media della varianza di kriging ordinario sul dominio, la fitness function che ne stima l'entità è data da:

$$\tilde{\phi}_{OK}(S_i) = \int \sigma_{OK}^2(x_0|S_i) dx \quad 5.5$$

che in un dominio di tipo GRID elaborato da raster come quello in esame diventa:

$$\phi_{OK}(S_i) = \sum_{j=1}^{n_e} \frac{\sigma_{OK}^2(x_e^j|S_i)}{n_e} \quad 5.6$$

dove x_e^j il generico nodo raster e n è il numero dei nodi. Tale criterio permette di ottimizzare tenendo in conto le anisotropie del suolo, ma appunto per questo c'è bisogno di conoscere i parametri geostatistici che ne indicano l'entità, come il tipo di variogramma, le condizioni al contorno, il sill, il nugget ed altri. Per conoscere tali parametri è indispensabile avere uno studio preliminare che ne indichi una stima.

Questi due criteri sono quelli maggiormente utilizzati, ma ve ne sono molti altri, che in casistiche specifiche possono rappresentare soluzioni sensibilmente migliori. Alcune di queste non sono ancora completamente sviluppate, altre non sono ancora fruibili con strumenti di calcolo automatico. Un criterio utilizzabile in alcuni ambienti di calcolo è il WMSD (Weightd Means of Shortest Distances) che è una versione pesata del criterio MMSD, utile per domini con aree in cui si deve investigare con più accuratezza di altre e pertanto si assegna una funzione peso che conferisce alle aree da conoscere con maggiore dettaglio un peso maggiore cosicché la distribuzione vi investirà più punti, arrivando ad una fitness function che si scrive:

$$\tilde{\phi}_{WMSD}(S_i) = \int w(\vec{x}) \|\vec{x} - V_s(\vec{x})\| dx \quad 5.7$$

che in un dominio di tipo raster come quello in esame diventa:

$$\tilde{\phi}_{WMSD}(S_i) = \sum_{j=1}^{n_e} \frac{w(\vec{x}_e^j) \|\vec{x}_e^j - V_s(\vec{x}_e^j)\|}{n_e} \quad 5.8$$

La funzione peso va fissata in base alle caratteristiche del territorio o a peculiarità di studi precedenti.

Nell'approccio SSA la perturbazione casuale, che consente di cambiare soluzione di distribuzione, consiste nella trasformazione di tali distribuzioni casuali in un vettore di lunghezza e direzione casuale. Si considera un vettore δ_i^n , dove n è il numero degli elementi. Ad ogni iterazione si assegna ad un elemento casuale un valore casuale ed a tutti gli altri si assegna il valore nullo. Il vettore gode della proprietà: $\|\delta_i^n\| = 0$, $i \rightarrow \infty$. Questo metodo può includere delle osservazioni

preliminari che restano fisse all'interno del vettore. La procedura di ottimizzazione prevede che al vettore δ_i^n siano applicate perturbazioni tali da generare configurazioni successive fino ad ottenere un vettore accettabile, scelto secondo il criterio Metropolis esposto in precedenza.

In questo criterio la distribuzione dei punti durante l'elaborazione si comporta come la configurazione delle particelle nella materia durante un processo di decadimento della temperatura – visto che in natura i sistemi tendono alla energia minima ed all'entropia massima – che di distribuzione in distribuzione diminuiscono la “mobilità”, da una configurazione a quella successiva, da una trasformazione e quella successiva. In conclusione di questo processo si hanno trasformazioni quasi impercettibili fino ad avere configurazioni pressoché identiche in prossimità di quella ottimale, similmente al “congelamento” delle particelle nella formazione di un solido non cristallino. Tale procedimento conferisce alla distribuzione il massimo grado di disordine e di espansione nel dominio, generando, così, la migliore soluzione di distribuzione.

L'analogia della temperatura è molto comoda da utilizzare, per cui è usata nella definizione e nella implementazione di queste metodologie, al fine di usufruire del programma di calcolo automatico con l'approccio SSA in modo semplificato.

5 Scelte operative

In questo lavoro si è fatto uso del criterio MMSD, in quanto non si hanno stime di parametri utili ad utilizzare il kriging ordinario, né si ha motivo di dover ritenere più importante una zona rispetto ad un'altra (e di quanto) per l'uso del criterio WMSD. Il criterio del kriging ordinario potrà essere usato in ricerche successive a quelle in atto, attraverso i dati rilevati da queste ultime. Invece sarà possibile subito dopo aver ultimato la mappatura eseguire un raffronto fra la distribuzione ottenuta nel presente studio col criterio MMSD e quella ottenuta con il kriging ordinario a partire dai parametri di kriging ricavati da questo primo studio. Sarà così possibile stimare l'entità della variazione fra le due distribuzioni.

6 Elaborazione della distribuzione

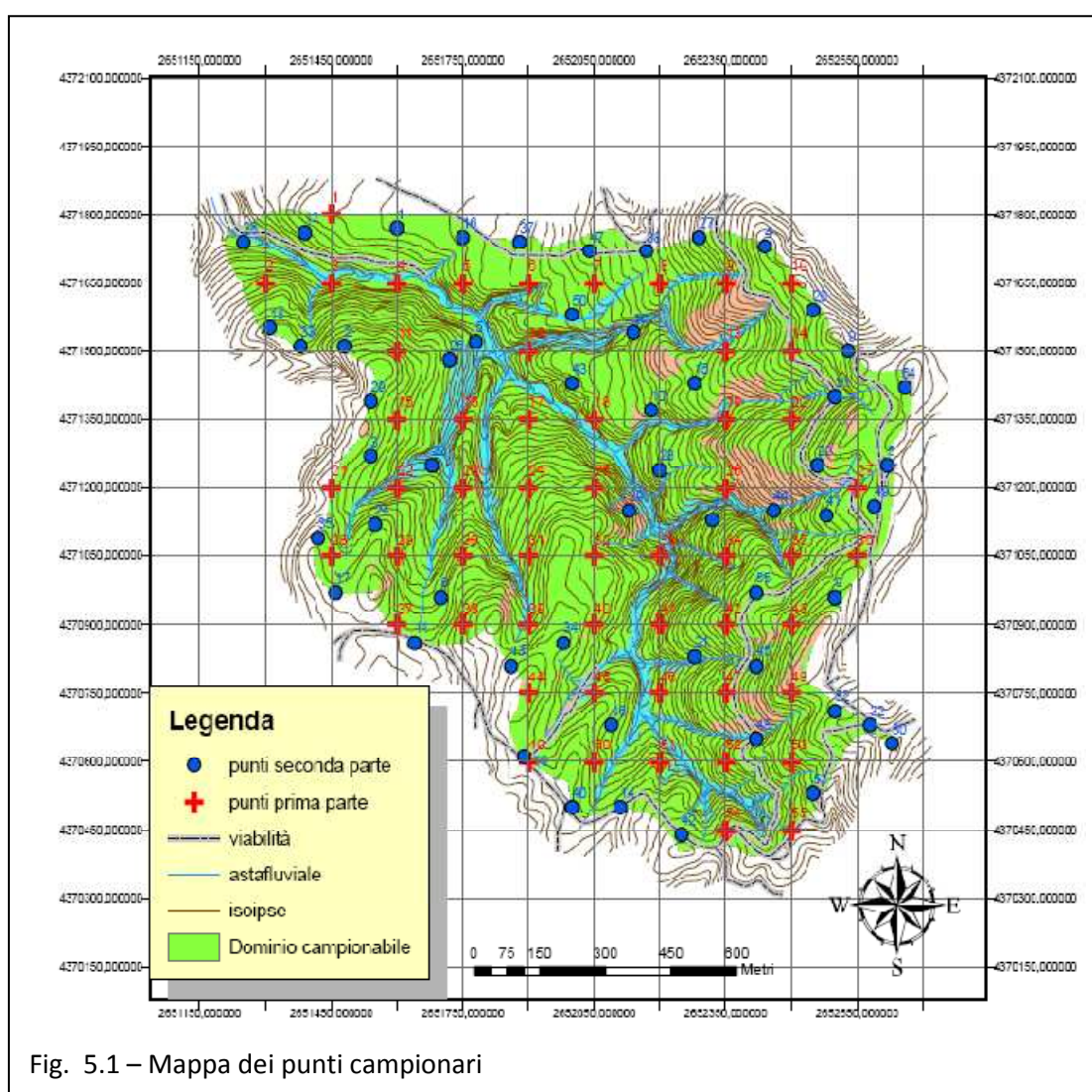
L'elaborazione in parola è stata eseguita tramite il programma di calcolo automatico assistito dal calcolatore denominato SANOS che a partire dal sopraccitato GRID del dominio di campionamento, da un file di testo contenete le coordinate dei 55 punti, già fissati, della prima parte della distribuzione ha elaborato la distribuzione della seconda parte dei punti.

La distribuzione ottenuta è riportata nella figura, questi 55 punti sono stati scelti in modo da integrare i primi 55 allo scopo di minimizzare la varianza dell'errore stimato nella mappatura delle proprietà del suolo inerenti le ricerche in parola. Tali punti conferiscono perciò significatività

statistica alla distribuzione in parola nel tentativo di tenere sotto controllo la varianza dell'errore di stima nelle caratteristiche del suolo mappate.

Sarà opportuno successivamente eseguire i controlli già enunciati in precedenza, e raffrontare la varianza dell'errore di stima ottenuta con la mappatura della distribuzione con quella delle due parti della distribuzione ed eventualmente confrontare fra loro queste ultime due.

Questa distribuzione costituisce il primo passo per le ricerche in atto, rappresentando un punto di partenza per le indagini. È importante che essa sia stata elaborata con una metodologia di tipo statistico che avrà ricadute positive nella mappatura dei dati e nella stesura dei lavori finali (Frega, Callegari, Falace, 2007). Tale posizione assunta nel presente lavoro influisce sensibilmente sui risultati finali nonché sulla precisione e l'accuratezza nella stima della loro mappatura.



Capitolo VI

ANALISI DI LABORATORIO DEI CAMPIONI DI SUOLO

1 Introduzione

L'analisi dei campioni di suolo è stata fatta secondo i metodi ufficiali di analisi fisica e chimica del suolo (Pagliai, 1997; Violante 2000).

Per i campioni di suolo è stata determinata la composizione granulometrico del suolo fine, con diametro inferiore ai 2 mm ed il contenuto di sostanza organica.

La composizione granulometrica, o tessitura, è stata determinata per valori di diametro teorico delle particelle di suolo ed ha permesso la determinazione delle curve granulometriche.

Si tratta di curve nelle quali si riporta in ascisse la dimensione delle particelle di suolo ed in ordinate la percentuale, in peso, avente quella dimensione.

La frazione sabbiosa è stata depurata dalla terra fine attraverso una serie di setacci Standard con maglie aventi dimensione fissata.

La separazione delle diverse frazioni granulometriche è stata ottenuta dal campione di suolo rimasto nell'ultimo setaccio, e comunque inferiore ad un diametro di 420 μm , facendo passare il campione di terra fine dal setaccio con la dimensione griglia maggiore fino a quella con la dimensione minima.

I trattenuti in peso T'_{St-j} ($j:=1\dots n$) devono essere espressi in percentuale, si esegue tale conversione dividendo il trattenuto come peso totale del campione P_{St} . Per ridurre l'effetto della perdita di materiale nello setacciatura, sull'elaborazione delle percentuali si considera il peso totale del campione non il peso del campione prima della setacciatura bensì la somma dei trattenuti a tutti gli setacci più il passante all'ultimo setaccio P_{St-n} , per cui si ha:

$$P_{St} = P_{St-n} + \sum_{j=1}^n (T'_{St-j}) \quad 6.1$$

Per ogni maglia di passo d_j si ha un trattenuto T_{St-j} in percentuale, calcolato:

$$T_{St-j} = \frac{T'_{St-j}}{P_{St}} \times 100 \quad 6.2$$

al quale corrisponde un passante pari al complementare al 100% della somma dei trattenuti fino al j -esimo setaccio:

$$P_{St-j} = P_{St-(j-1)} - T_{St-j} \quad 6.3$$

È stato prelevato un campione rappresentativo di circa 15 – 20 g. Il campione è stato essiccato in stufa per 24 ore a 105°C.

Il campione essiccato è stato depurato dalla sostanza organica, secondo la procedura esposta in seguito, ed è stato usato, in parte (circa 3 – 10 g), per la determinazione della massa volumica reale dei grani di suolo ed il resto (circa 10 – 15 g), sottoposto a processi di dispersione fisica di seguito riportati.

La soluzione disperdente è costituita da 40 g di esametafosfato di sodio in un cilindro graduato portata ad un volume di 1000 ml con acqua distillata. Si agita per almeno un minuto e si lascia riposare per almeno 24 ore. La soluzione che si ottiene ha una concentrazione di esametafosfato di sodio di 40 g l⁻¹ ($C_e = 40 \text{ Kg m}^{-3}$).

Si trasferisce, quindi la porzione di terreno essiccato (circa 10 – 15 g) rimanente dalla setacciatura, depurato della sostanza organica, in una bottiglia graduata adatta all'esecuzione della prova di sedimentazione con il metodo della pipetta, avendo cura di pesare e tarare la bilancia affinché si conosca il contenuto di terreno secco, P_{tot} . Si aggiungono (V_d) 10 ml della soluzione precedentemente preparata, si aggiungono circa 125 ml di acqua distillata e si agita per amalgamare il tutto. Si aggiungono nuovamente circa 125 ml di acqua distillata, si tappa ermeticamente la bottiglia e si lascia agitare su agitatore meccanico per almeno 12 ore per avere un'ulteriore dispersione meccanica delle particelle di suolo.

Per la stima delle frazioni solide si usano le 110 curve granulometriche calcolando le frazioni granulometriche per differenza a partire dalla classificazione di argilla, limo e sabbia fornita dall'International Union of Soil Science.

Secondo tale classificazione il limite fra argilla limo è considerato a 0,002 mm mentre quello fra sabbia e limo è di 0,02 mm. Pertanto vengono considerate argilla tutte quelle particelle di suolo che hanno una dimensione caratteristica non superiore a 0,002 mm, mentre vengono classificate come limo tutte quelle particelle di suolo che hanno una dimensione caratteristica compresa fra 0,002 mm e 0,02 mm, infine viene classificata come sabbia quella parte di suolo costituita da particelle di diametro superiore a 0,02 mm e non superiore a 2 mm.

2 Determinazione della sostanza organica

Nella determinazione del contenuto di sostanza organica, il campione di suolo essiccato uscente dall'ultimo setaccio è stato posto in un contenitore di peso noto e pesato.

Per differenza è stato ricavato il peso netto del terreno secco.

Il campione è stato mescolato con circa 25 ml di acqua distillata ed agitato. Dopo è stato posto in un beker di vetro. Sono stati aggiunti 5 ml di acqua ossigenata ad almeno 20 – 30 volumi ed agitato. Si è formata una grande quantità di schiuma e per raffreddare la soluzione il cilindro è stato immerso in acqua fredda continuando ad aggiungere perossido di idrogeno finché non si è arrestata la formazione della schiuma. Alla fine della formazione di schiuma la sostanza organica è stata quasi distrutta. La distruzione della materia organica è stata completata per riscaldamento a 90°C con successive aggiunte di perossido di idrogeno fino alla distruzione della maggior parte della sostanza organica. Tale stato del sistema è caratterizzato da bassa velocità di reazione contraddistinta dalla formazione di schiuma con grosse bolle bianche e dalla presenza di materiali in sospensione di colore bianco. Dopo di che la soluzione è stata riscaldata per almeno un'ora dopo l'ultima aggiunta di acqua ossigenata e la soluzione è stata ridotta a pochi ml in stufa anche per 12 ore.

Il miscuglio è stato versato successivamente in un contenitore e centrifugato e per allontanare il liquido limpido sovrastante per decantazione e aspirando successivamente con una siringa in modo da non disturbare miscuglio.

La soluzione, depurata dalla sostanza organica è stata poi versata in un contenitore di peso noto, essiccato in stufa e pesato per ricavare il peso del terreno secco per differenza.

Il contenuto di sostanza organica è stato determinato come la differenza di peso del terreno secco prima e dopo il processo di depurazione della sostanza organica.

3 Determinazione della massa volumica reale dei grani

La determinazione della massa volumica reale dei grani ρ_s è stata svolta sulla porzione di suolo privo di sostanza organica. Bisogna conoscere il peso P_{pc} , e il volume V_{pc} del picnometro. Il peso ed il volume del picnometro vuoto sono determinati durante la taratura. Il peso del picnometro pieno di acqua distillata P_{pw} , inoltre il volume del picnometro si ricava dalla seguente relazione:

$$V_{pc} = \frac{P'_w}{\rho_a} = \frac{P_{pw} - P_{pc}}{\rho_a}$$
 La densità dell'acqua ρ_a usata, è influenzata dalle condizioni di pressione e temperatura dell'ambiente in cui si esegue il procedimento, in condizione di pressione atmosferica ed a temperatura di 0°C la densità dell'acqua è $\rho_0 = 999,23 \text{ Kg/m}^3$, tale valore non risulta sensibile alle variazioni di pressione, pressoché costanti sulla superficie terrestre, mentre risulta sensibile alle variazioni di temperatura:

$$\rho_a = \rho_0 (1 + 0,000052939 \cdot T_a - 0,0000065322 \cdot T_a^2 + 0,00000001445 \cdot T_a^3) \quad 6.4$$

con T_a temperatura ambiente.

Nel caso di picnometri tarati il volume del picnometro è noto, tale strumento conferisce una maggiore precisione ai risultati finali. È bene fare uso di picnometri tarati.

Si introduce nel picnometro il suolo secco e si pesa nuovamente il picnometro con il solo terreno secco P_S pari al peso del picnometro P_{Pc} aumentato del peso netto dei grani di terreno secco P'_S . Per cui si ha

$$P_S = P'_S + P_{Pc} \quad 6.5$$

ovvero

$$P'_S = P_S - P_{Pc} \quad 6.6$$

Si deposita il terreno secco in esame nel picnometro completamente asciutto, quindi si ricopre completamente il suolo nel picnometro con acqua distillata e si lascia riposare per 16-24 ore.

Si aggiunge acqua distillata fino a circa metà del volume del picnometro, ovvero fino a circa la massima circonferenza in sezione orizzontale.

Al fine di conoscere il volume reale del suolo in esame si estrae l'aria intrappolata nei grani di terreno attraverso una pompa a vuoto collegata al picnometro tramite un gommino a tenuta stagna. L'aria si dissocia sotto forma di bollicine, che vengono a galla nel miscuglio.

Alla fine del procedimento si nota la scomparsa di tali bollicine ed il rapido raffreddamento del picnometro.

Successivamente si riempie totalmente il picnometro con acqua distillata e si esegue una pesata P_T . La massa volumica reale del terreno ρ_s è data dalla massa del terreno fratto il suo volume, ovvero:

$$\rho_s = \frac{P'_S}{V_S} \quad 6.7$$

dove V_S si stima per differenza dal volume totale del picnometro V_{Pc} depurato del volume della frazione liquida presente nel miscuglio privo di aria a picnometro pieno V_W :

$$V_S = V_{Pc} - V_W \quad 6.8$$

Il volume V_W è dato dal peso della frazione liquida P_W fratto la densità dell'acqua ρ_a :

$$V_W = \frac{P_W}{\rho_a} \quad 6.9$$

Il peso di tale frazione liquida è dato dal peso totale P_T depurato del peso del picnometro con il terreno secco P_S :

$$P_W = P_T - P_S \quad 6.10$$

e quindi

$$V_W = \frac{P_W}{\rho_a} = \frac{P_T - P_S}{\rho_a} \quad 6.11$$

avendo già stimato V_{Pc} dall'operazione di taratura preliminare, si può procedere con la determinazione

di V_S :

$$V_S = V_{Pc} - V_W = \frac{P_{PW} - P_{Pc}}{\rho_a} - \frac{P_T - P_S}{\rho_a} = \frac{P_S - P_{Pc} + P_{PW} - P_T}{\rho_a} = \frac{P'_S + P_{PW} - P_T}{\rho_a} \quad 6.12$$

e dunque della massa volumica reale dei grani

$$\rho_S = \frac{P'_S}{V_S} = \rho_a \frac{P'_S}{P'_S + P_{PW} - P_T} = \rho_a \frac{P_S - P_{Pc}}{P_S - P_{Pc} + P_{PW} - P_T} \quad 6.13$$

Nel caso, come quello in parola, che si usino picnometri tarati il V_{Pc} è noto e V_S diventa:

$$V_S = V_{Pc} - V_W = V_{Pc} - \frac{P_T - P_S}{\rho_a} \quad 6.14$$

per cui si ricava la massa volumica reale dei grani secondo la seguente relazione 6.7 diventa

$$\rho_S = \frac{P'_S}{V_S} = \rho_a \frac{P'_S}{V_{Pc} - \frac{P_T - P_S}{\rho_a}} = \rho_a \frac{P_S - P_{Pc}}{\rho_a V_{Pc} + P_S - P_T} \quad 6.15$$

4 Determinazione della granulometria col metodo della pipetta

Si trasferisce la porzione di terreno essiccato (circa 10 – 15 g) rimanente dalla setacciatura, depurato della sostanza organica, in una bottiglia graduata adatta all'esecuzione della prova di sedimentazione con il metodo della pipetta, avendo cura di pesare e tarare la bilancia affinché si conosca il contenuto di terreno secco, P_{tot} . Si aggiungono (V_d) 10 ml della soluzione precedentemente preparata, si aggiungono circa 125 ml di acqua distillata e si agita per amalgamare il tutto. Si aggiungono nuovamente circa 125 ml di acqua distillata, si tappa ermeticamente la bottiglia e si lascia agitare su agitatore meccanico per almeno 12 ore per avere un'ulteriore dispersione meccanica delle particelle di suolo.

Alla soluzione in bottiglia precedentemente agitata, si aggiunge dell'acqua distillata fino a raggiungere il volume V_t segnato dalla fine della graduazione utile a determinare l'affondamento h , del prelevamento con la pipetta.

Si agita per almeno un minuto, si pone il cilindro in un bagno termostatico a temperatura pressoché costante, e comunque nota, si lascia sedimentare senza produrre alcun disturbo. Il miscuglio di sedimentazione deve rimanere a pressione atmosferica.

Durante il processo di sedimentazione si eseguono i prelievi della sospensione a profondità h di un volume V_p , a tempi prestabiliti in modo da assegnare un diametro caratteristico alla frazione solida prelevata, secondo il modello di sedimentazione di Stokes. Tale modello si basa sulla sedimentazione selettiva dei corpi, nella soluzione i solidi sedimentano con velocità pari a:

$$v = 2 \frac{\rho_s - \rho_l}{9\mu_l} g \frac{d^2}{4} \quad 6.16$$

dove d è il diametro delle particelle solide di suolo, ρ_s è la massa volumica reale dei solidi, ρ_l è la densità dell'acqua distillata nella soluzione alla temperatura di sedimentazione: $\rho_l = \rho_a(1 + 0,000630 \cdot C_s)$, ρ_a è la densità dell'acqua distillata alla temperatura di sedimentazione come previsto dalla relazione 6.4, μ_l è la viscosità dell'acqua in soluzione alla temperatura di sedimentazione:

$$\mu_l = \mu(1 + 0,00425 \cdot C_s) \quad 6.17$$

μ è la viscosità dell'acqua distillata alla temperatura di sedimentazione dato dalla legge di Poiseuille:

$$\mu = \frac{\mu_0}{1 + 0,0337 \cdot T - 0,00022 \cdot T^2} \quad 6.18$$

μ_0 è la viscosità dell'acqua distillata alla temperatura di 0°C, $\mu_0 = 0,001775$ Kg/ms, C_s è la concentrazione di esametafosfato di sodio in soluzione:

$$C_s = C_e \frac{V_d}{V_t} \quad 6.19$$

g è l'accelerazione di gravità che mediamente in Italia è $g = 9,80667$ m s⁻². Dal modello di Stokes si può ricavare il tempo di sedimentazione considerando il legame generico con la velocità

$$v = \frac{h}{t} \quad 6.20$$

con v velocità di caduta, h altezza di caduta – già vista – e t il tempo di sedimentazione.

Tale relazione combinata con la velocità permette calcolare d :

$$d = \sqrt{\frac{18\mu_l h}{t' g(\rho_s - \rho_l)}} \quad 6.21$$

a partire dai tempi di sedimentazione fissati per cui si eseguono i prelievi V_p , tali tempi vengono corretti a seconda della temperatura, per temperature pari a 20°C il fattore di correzione è unitario, per temperature diverse vi sono delle correzioni da eseguire, per le quali la letteratura tecnica propone diverse tabelle semplificative con il suggerimento di interpolazione lineare per i dati mancanti, da tali dati è possibile ricavare, approssimazione accettabile una regressione, utilizzabile per tutte le temperature:

$$t' = t(-0,000006 \cdot T^3 + 0,0009 \cdot T^2 - 0,0527 \cdot T + 1,7472) \quad 6.22$$

Ad ogni tempo si associa un diametro caratteristico grazie alla legge di Stokes, ad ogni tempo (cui si associa un diametro) si associa un prelievo, ad ogni prelievo si associa una frazione solida, ne consegue che ad ogni diametro si associa una frazione solida che viene confrontato con il volume totale della sospensione, con il peso totale del terreno secco impiegato ed il peso del suolo raccolto nell'ultimo setaccio.

Il singolo prelievo deve avvenire in circa quindici secondi, inserendo la pipetta con entrambi i condotti, di aspirazione e di mandata, chiusi affinché il prelievo avvenga a profondità h .

Per ogni prelievo a tempo fissato, si essicca e si pesa in pesafiltro di peso noto il terreno secco prelevato P . Questa misura deve essere depurata dalla presenza dell'esametafosfato di sodio, per cui si calcola una correzione E sottraendo il peso dell'esametafosfato di sodio nel volume di prelievo:

$$E = C_s \cdot V_P \quad 6.23$$

Per ogni prelievo al tempo i -esimo il suolo in percentuale, associato al diametro corrispondente amplificato del fattore di raffronto del volume di sedimentazione rispetto a quello di prelievo è dato da:

$$P(d_i) = \frac{P_i - E_i}{P_{tot}} \cdot \frac{V_t}{V_P} \times 100 \quad 6.24$$

tale risultato deve essere moltiplicato per un fattore correttivo che tenga in conto che l'analisi è stata eseguita solo su un'aliquota del suolo in peso all'ultimo setaccio, al fine di usare correttamente i dati nel tracciamento della curva granulometrica:

$$P(d_i) = \frac{P_i - E_i}{P_{tot}} \cdot \frac{V_t}{V_P} \times 100 \times \frac{P_{tot}}{P_{St}} \quad 6.25$$

5 Determinazione della curva granulometrica

La determinazione della curva granulometrica si esegue riportando su un grafico i diametri caratteristici e le frazioni solide corrispondenti contenute nel campione. Il grafico presenta in ascissa i diametri caratteristici ed in ordinata la frazione in peso corrispondente.

Il primo punto corrisponde al primo setaccio, quello che lascia passare il 100% in modo da avere il punto iniziale dell'elaborato relativo al campione completo.

Successivamente si procede con i punti relativi ai rimanenti setacci, dalla maglia più grande a quella più piccola, a ciascuna maglia, corrispondente a ciascuno setaccio, indicatore del diametro caratteristico di ciascuna frazione solida, si fa corrispondere sul grafico una percentuale del peso del campione in esame. Non si traccia nel grafico il punto relativo al passante all'ultimo setaccio.

Si procede inserendo nel diagramma i punti derivanti dal processo di sedimentazione, si riportano sul grafico i punti relativi ai diametri caratteristici, in ascissa, ed, in ordinate, le corrispondenti percentuali di peso opportunamente correlati con il peso totale ed effettivo del campione P_{St} usato per l'intera indagine granulometrica. Si procede dal diametro maggiore fino al minore, l'ultimo diametro, caratteristico della frazione solida più fine esaminata, chiude la curva granulometrica. È necessario arrivare ad un diametro sufficientemente piccolo tale da poter indagare la presenza di argilla nel campione di suolo, considerando tutte le possibili classificazioni utilizzabili.

La curva granulometrica si presenta come una spezzata e permette di quantificare la percentuale di granuli presenti nel suolo, che abbiano dimensione caratteristica superiore od inferiore a qualsiasi dimensione considerata. Attraverso questo elaborato quantitativo è possibile

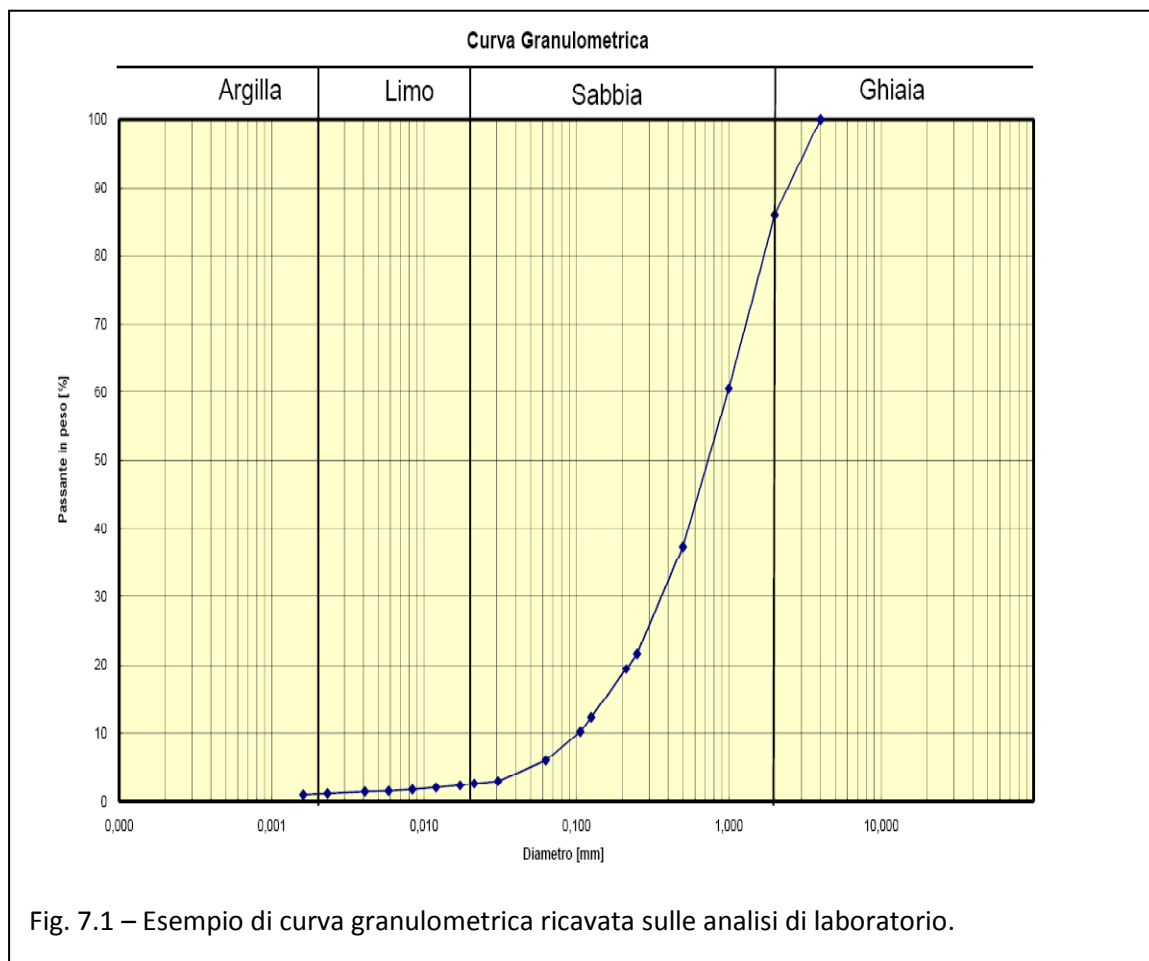
classificare i suoli sia in modo quantitativo che qualitativo attraverso i diversi standard proposti dalla letteratura tecnica e scientifica, in base alla presenza di argilla, limo, sabbia e ghiaia.

Capitolo VII

RISULTATI

1 Analisi di laboratorio

Nella figura 7.1 si riporta un esempio delle curve granulometriche ottenute dalle analisi di laboratorio, mentre in Tabella 7.1 sono riportate le principali statistiche dei risultati delle analisi di laboratorio.

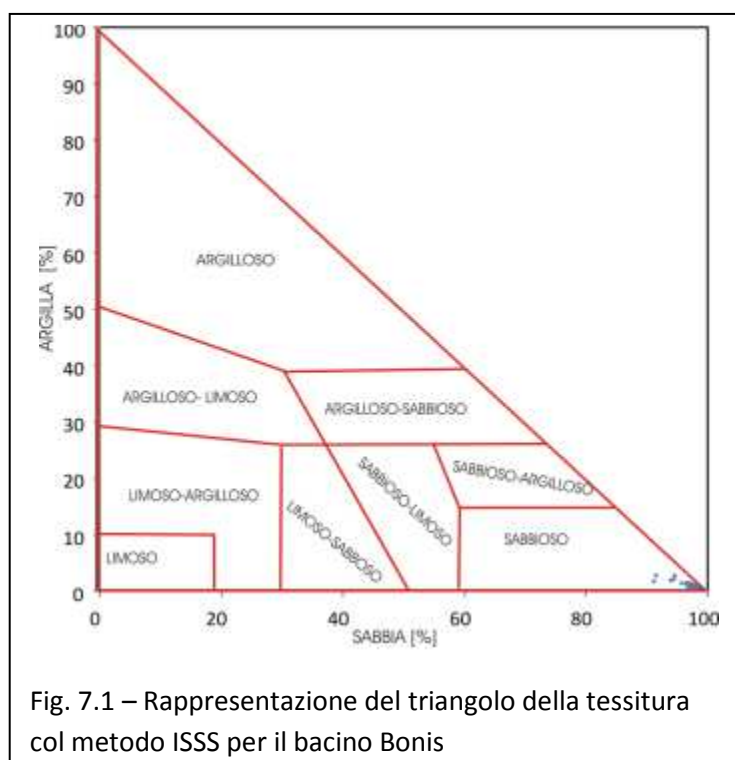


Tab. 7.1 – Valori caratteristici delle proprietà del suolo.

Principali Statistiche	Frazioni granulometriche			Sostanza Organica [%]
	Sabbia [%]	Limo [%]	Argilla [%]	
	2mm>D>0,02mm	0,02mm>D>0,002mm	D<0,002m	
MEDIA	97.9	1.4	0.7	645.1
MEDIANA	98.3	1.2	0.6	548.6
VARIANZA	0.0	0.0	0.0	2819.7
DEVIAZIONE STANDARD	1.3	0.9	0.4	531.0
ASIMMETRIA	-291.4	358.1	208.8	367.0
CURTOSI	1128.6	1723.2	629.3	1901.1
COEFFICIENTE DI VARIAZIONE	1.3	66.5	66.0	82.3

I suoli del bacino Bonis dai risultati delle analisi di laboratorio sono classificati sabbiosi. Infatti, sul diagramma triangolare delle tessiture (Fig. 7.2) tutti i dati sperimentali ricadono nell'area in basso a destra. Ovviamente, questo risultato era scontato dalla semplice analisi della Tabella 7.1.

Infatti, risulta la netta prevalenza della frazione sabbiosa rispetto a quella argillosa e limosa.



2 Analisi della variabilità spaziale delle proprietà del suolo

L'analisi variografica non ha rilevato alcuna anisotropia nella variazione spaziale delle proprietà del suolo. L'approccio multivariato seguito, ha richiesto di modellizzare il Modello Lineare di Coregionalizzazione (LMC) (Fig. 7.3). Il modello LMC è costituito da una matrice di 10

$(N(N+1)/2)$ variogrammi diretti e incrociati. La modellizzazione consiste nell'adattare contemporaneamente un modello di variogramma teorico ai variogrammi sperimentali.

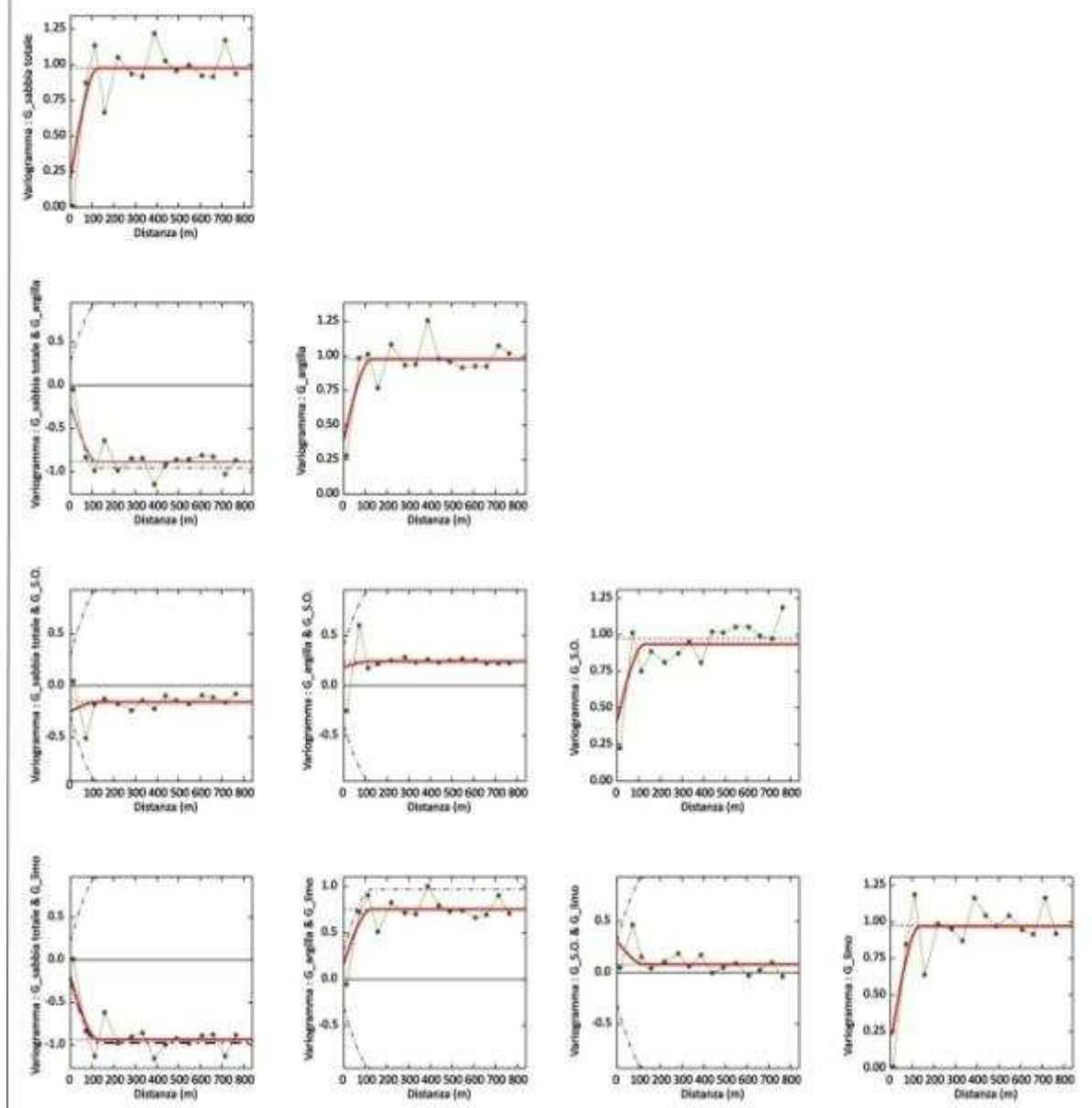


Fig. 7.3 – Variogrammi e variogrammi incrociati delle proprietà del suolo per il bacino Bonis

Il modello LMC è costituito da un effetto nugget e da un modello sferico con un range di 129 m. Il LMC evidenzia, inoltre, una bassa correlazione spaziale tra il contenuto in sostanza organica e le componenti della tessitura.

Nell'elaborato di fig. 7.4, relativo alla validazione incrociata del variogramma della frazione argillosa si evidenzia come nonostante una certa distanza fra i valori osservati e quelli stimati, l'errore e la deviazione standard, in particolare nella media siano contenuti, errore di 0,03 e la

deviazione standard di 0,03 nella media ed errore di 1,05 e la deviazione standard di 1,03 nella varianza. Tali valori danno consistenza all'affidabilità del variogramma scelto per l'argilla.

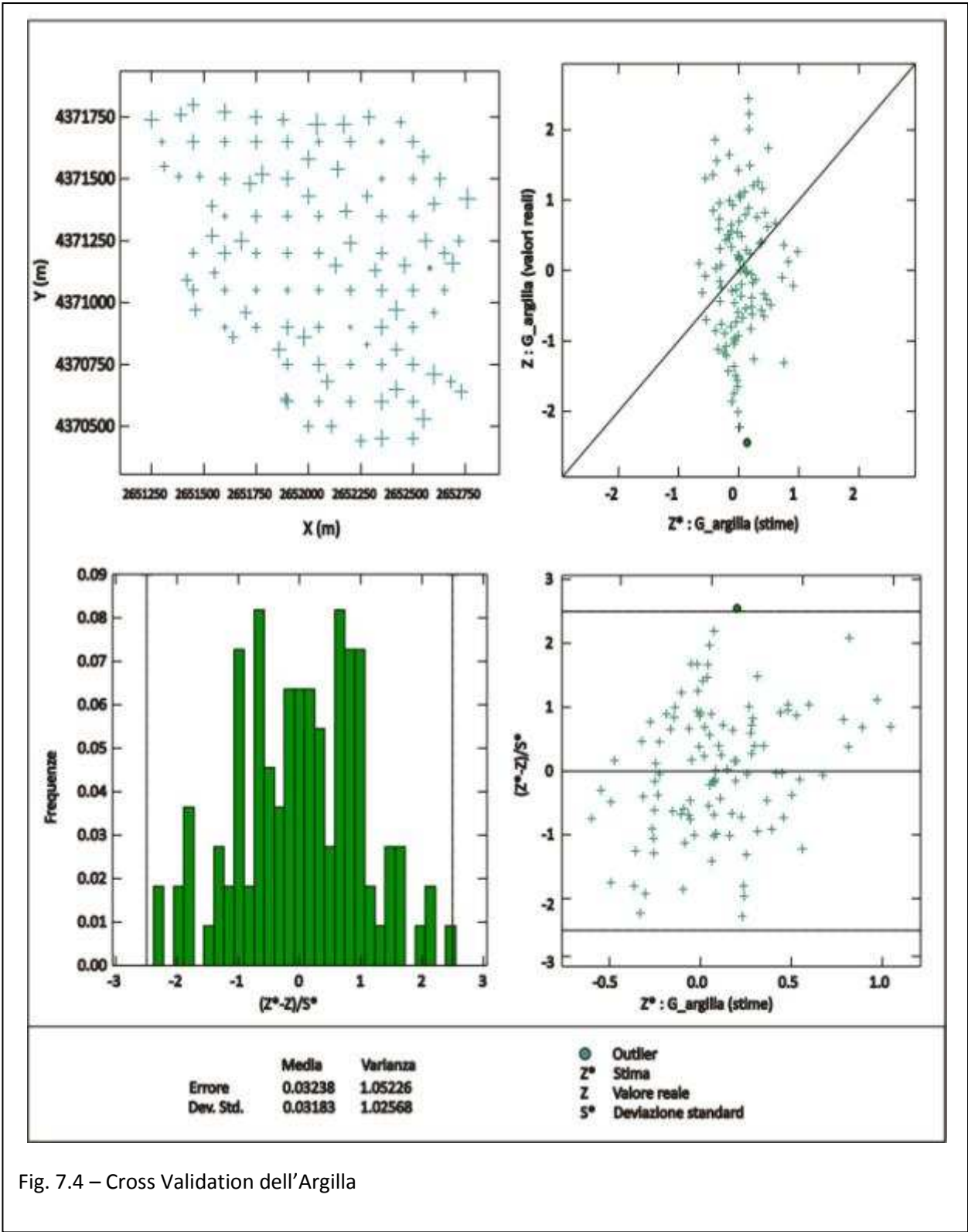


Fig. 7.4 – Cross Validation dell'Argilla

Per la frazione limosa si fa riferimento alla fig. 7.5, nella quale, analogamente all'argilla si evidenzia un errore contenuto, indice di una certa affidabilità del variogramma prescelto: errore di

0,02 e deviazione standard di 0,01 nella media; errore di 1,06 e la deviazione standard di 1,04 nella varianza.

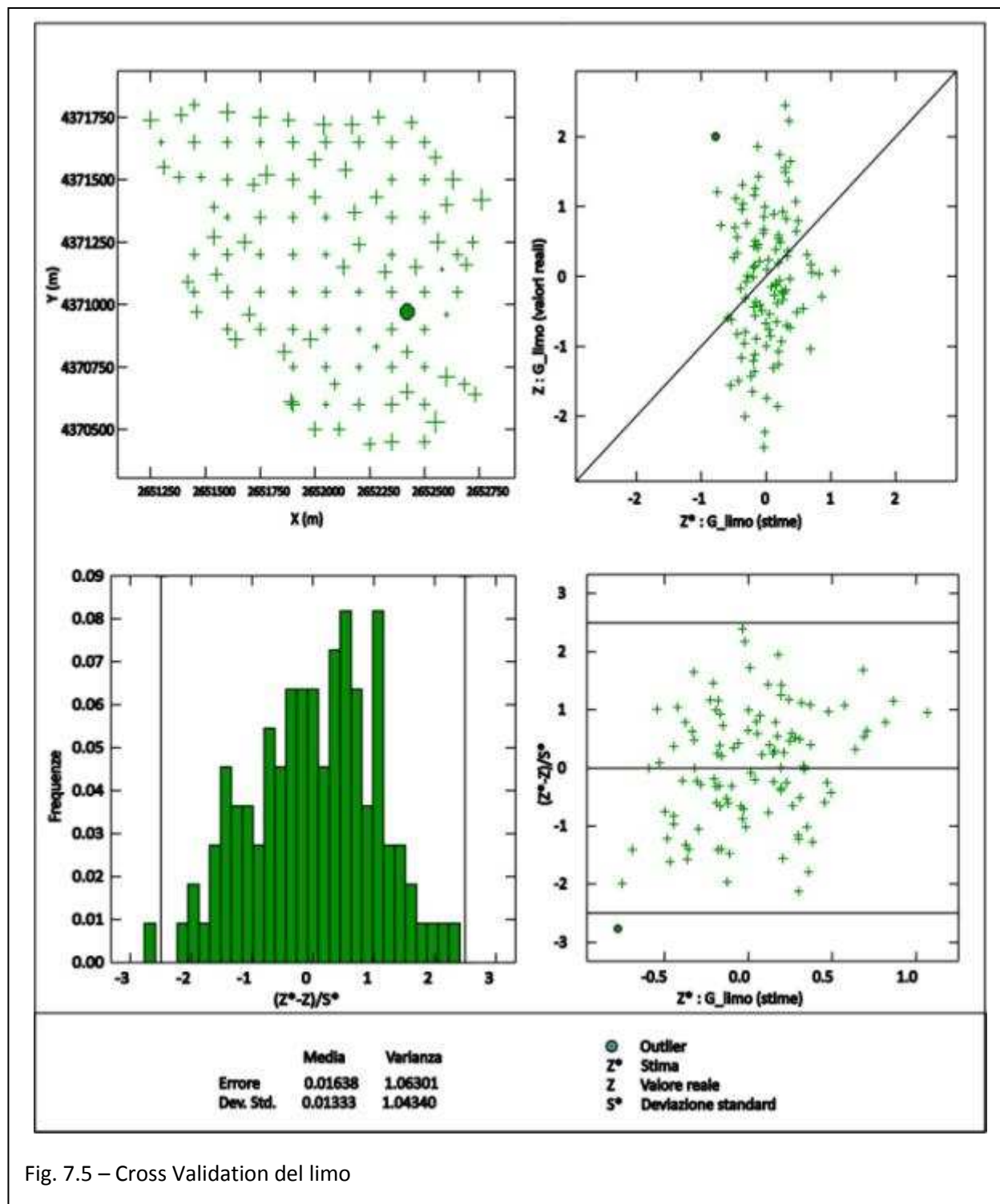


Fig. 7.5 – Cross Validation del limo

Per la sabbia, che costituisce la frazione prevalente, si ha l'elaborato di fig. 7.6.

In tale elaborato si ha una situazione analoga alle altre frazioni granulometriche per la sabbia. Errore di $-0,02$ e la deviazione standard di $-0,02$ nella media ed errore di 1,08 e la deviazione standard di 1,05 nella varianza.

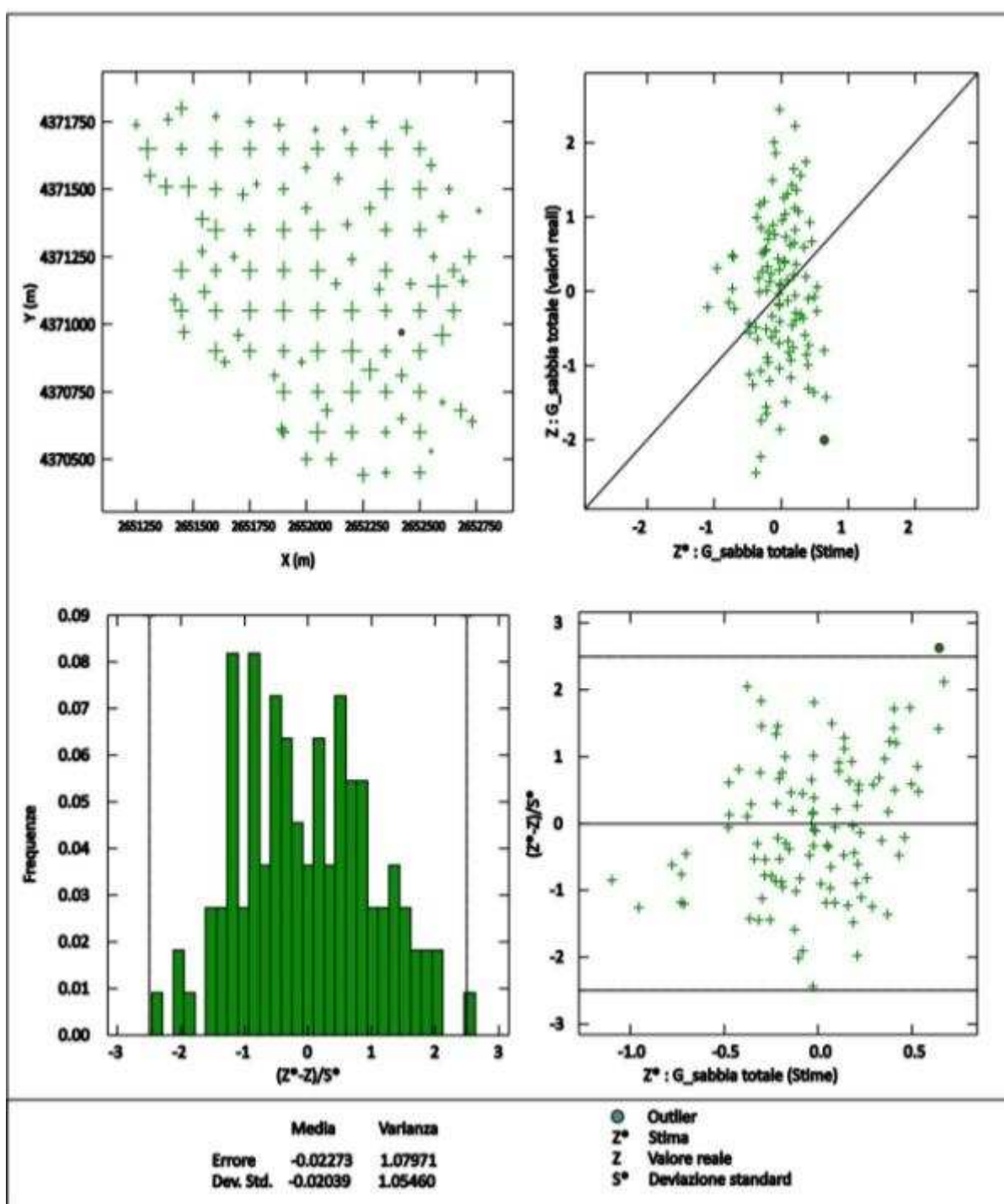


Fig. 7.6 – Cross Validation della Sabbia

Un ulteriore cross validation è stata eseguita per il contenuto di sostanza organica, per il quale si riportano i risultati nella fig. 7.7, da cui risulta un errore di 0,01 e deviazione standard di 0,01 nella media; errore di 0,86 e la deviazione standard di 0,87 nella varianza, che indica un grado di affidabilità finanche migliore di quelli riscontrati nelle frazioni granulometriche.

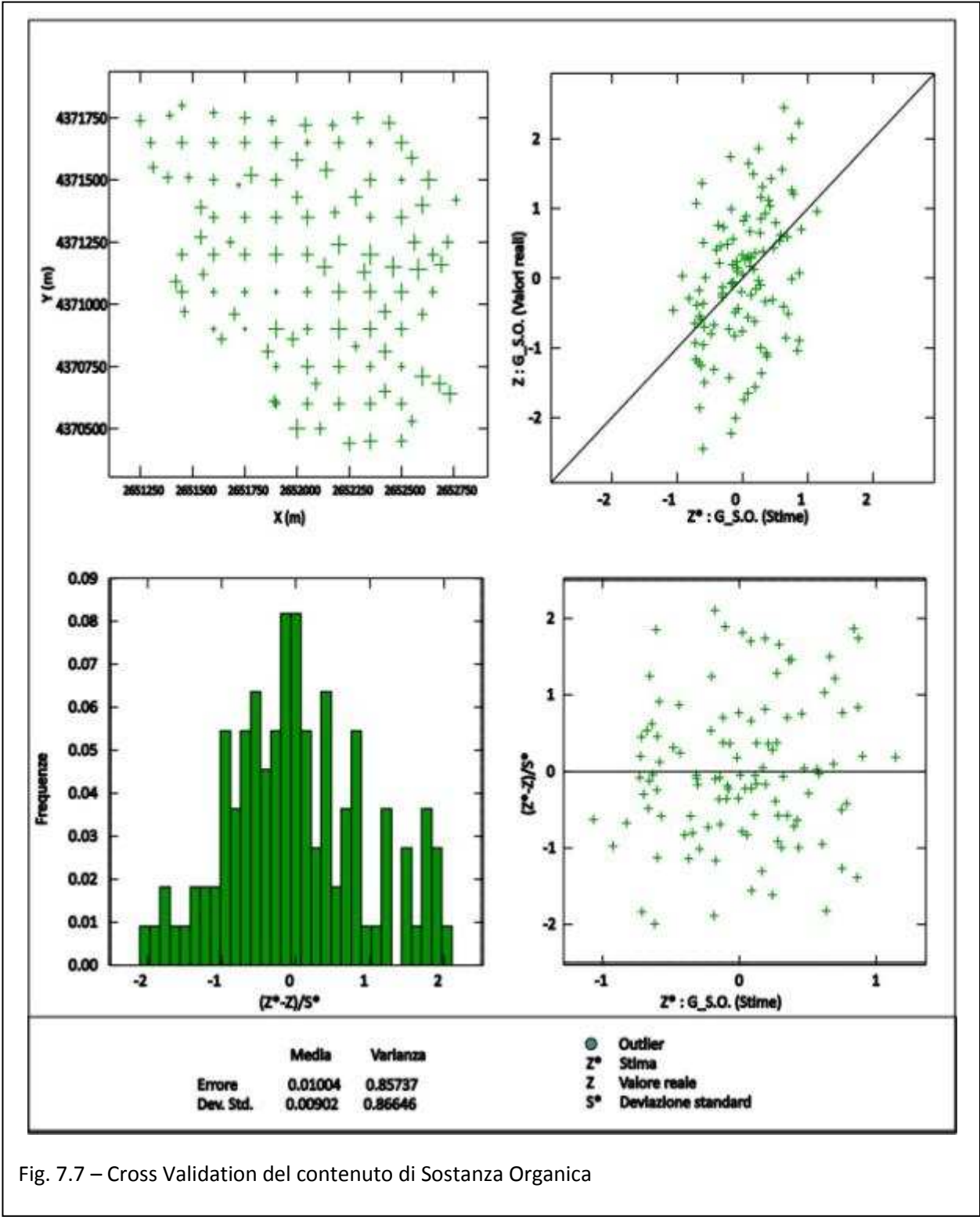


Fig. 7.7 – Cross Validation del contenuto di Sostanza Organica

Con i modelli ed i parametri dei variogrammi esposti, è possibile procedere all'implementazione di simulazioni stocastiche atte a determinare le mappature delle proprietà del suolo oggetto d'indagine. Le simulazioni geostatistiche possono fornire medie più realistiche nella valutazione della variabilità spaziale della caratteristica del suolo oggetto d'indagine, anche al confronto di uno strumento di stima efficace come il kriging.

3 Mappatura delle proprietà del suolo

La mappatura delle proprietà del suolo è stata eseguita attraverso le tecniche della geostatistica al fine di ottenere una mappatura che fornisca una stima attendibile delle caratteristiche del suolo anche nei punti del bacino Bonis non direttamente campionati ed esaminati. Tale mappatura fornisce una stima della media del valore della caratteristica oggetto d'indagine e della deviazione standard della stessa che rappresenta una stima dell'attendibilità del valore medio stimato.

La mappatura geostatistica fornisce anche una stima dell'errore commesso con l'allontanarsi dai punti di campionamento.

Mediante la simulazione a bande tornanti sono state prodotte 500 realizzazioni per ciascuna proprietà del suolo. Quindi, per ciascuna variabile abbiamo ottenuto 500 immagini equiprobabili con gli stessi istogramma e struttura spaziale. Inoltre, i valori simulati nei punti di campionamento hanno riprodotto i valori misurati.

La post elaborazione delle 500 immagini ha permesso di ottenere per ciascuna proprietà del suolo la realizzazione media e la mappa della deviazione standard. Mentre la prima ci consente la mappatura delle variabili, la seconda elaborazione ci permette di valutare l'incertezza spaziale.

È stata eseguita, per ogni caratteristica del suolo, una simulazione stocastica, con il metodo citato delle bande tornanti tesa a implementare 500 realizzazioni equiprobabili, dalle quali è stata stimata una realizzazione media e la mappa della stima della deviazione standard.

Il primo passo è quello di elaborare 500 realizzazioni non condizionate, che pertanto non riproducono necessariamente i dati misurati nei punti di misura. Successivamente si opera la simulazione di condizionamento per ogni punto per imporre che nei punti campionati la misura deve coincidere con la stima attraverso:

$$Z_{cs}(x_0) = Z_s(x_0) + \sum_{i=1}^n \lambda_i^0 [z^*(x_i) - Z_s(x_i)] \quad 7.1$$

Dove $Z_{cs}(x_0)$ è il valore condizionato in x_0 , $Z_s(x_0)$ è il valore non condizionato in x_0 , $z(x_i)$ è il valore campionario in un punto sperimentale x_i , $Z(x_i)$ è il valore stimato in un punto campionario x_i , λ_i^0 è il peso del kriging assegnato al punto campionario x_i quando si stima il condizionamento per il punto x_0 , n è il numero di punti campionari.

Il metodo delle bande tornanti è una tecnica di simulazione Gaussiana e richiede una piattaforma di sviluppo multiGaussiana.

La mappatura del valore medio della frazione d'argilla è data dalla fig. 7.8.

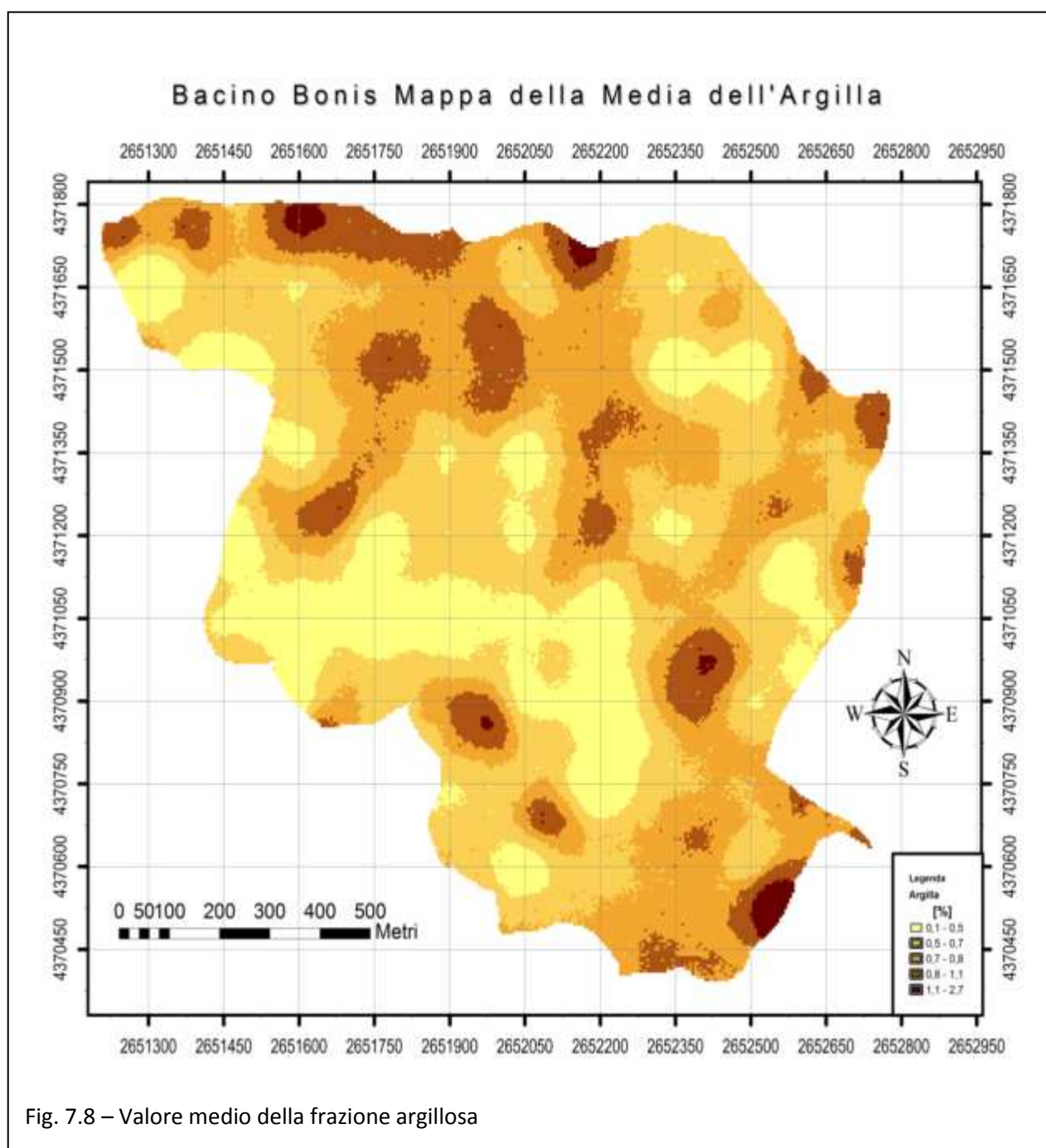


Fig. 7.8 – Valore medio della frazione argillosa

Da tale mappa si evince una scarsa presenza d'argilla nell'intero bacino. Si osserva una presenza più importante d'argilla sulla parte più alta a sud – sud-est e nella zona più a nord posta in destra idrografica. Nella parte centrale – in sinistra idrografica – vi è quasi mancanza di argilla. Le bassissime percentuali di argilla denunciano quasi da sole le zone potenziali aree sorgenti di sedimento grossolano presenti, costituite da versanti in ciottoli e ghiaia sotto una leggera coltre di terreno vegetale su cui insiste la vegetazione ripariale che fornisce il suo debole contributo alla precaria stabilità del versante.

Si riporta in fig. 7.9 la mappa della deviazione standard.

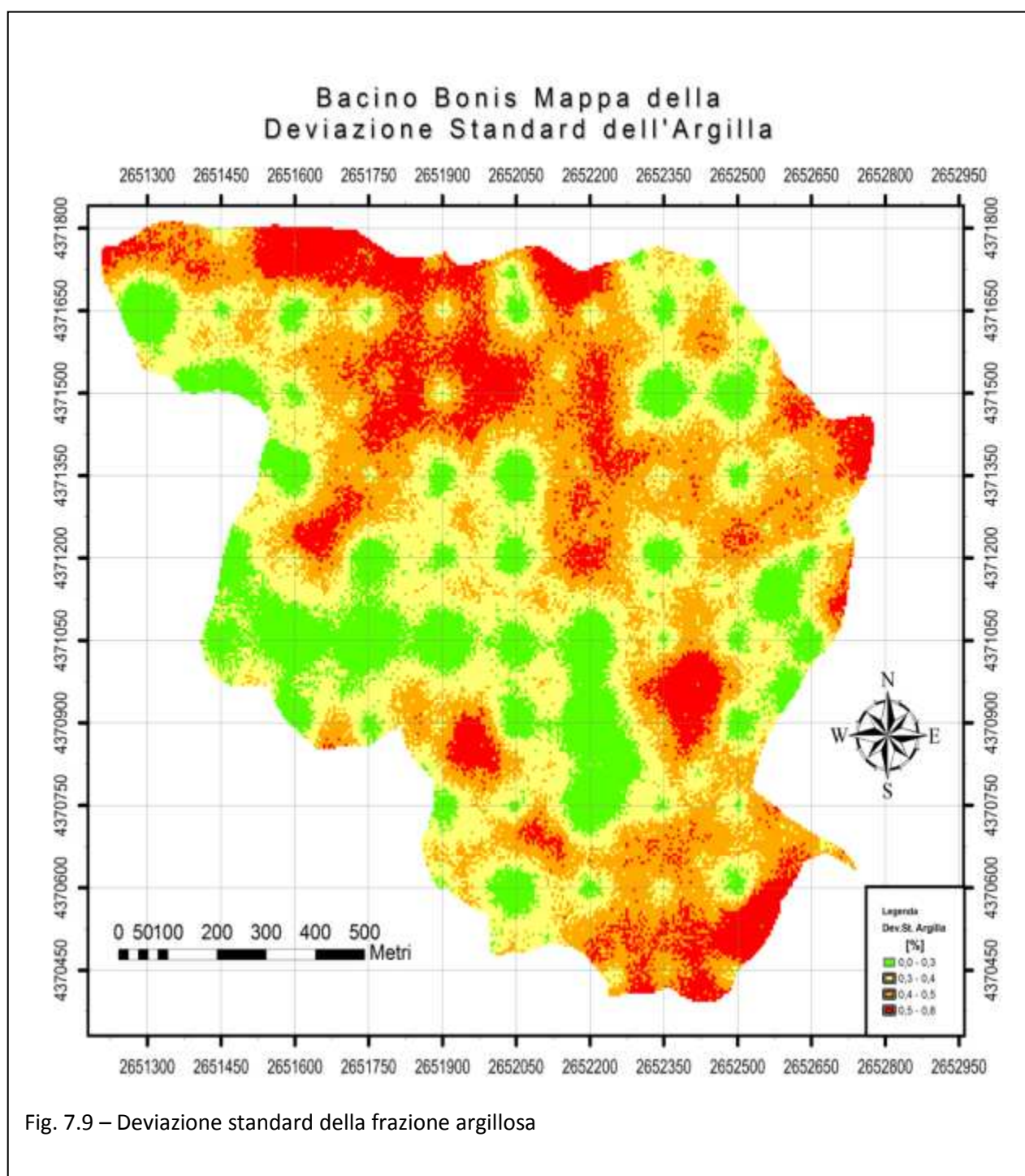


Fig. 7.9 – Deviazione standard della frazione argillosa

Appare evidente dalla carta che vi è un errore maggiore nelle zone con maggiore presenza d'argilla. Si nota dal confronto delle due carte, come la deviazione standard sia correlata anche all'entità della misura con l'uso delle simulazioni sequenziali stocastiche, al contrario del kriging. Infatti diventa, anche se di poco, leggermente più accentuata nei punti di maggiore presenza dell'argilla.

Analogo discorso vale per la presenza di limo, che è molto ridotta, come si evince dalla mappatura del valore medio in fig. 7.10 e successivamente della deviazione standard in fig. 7.10.

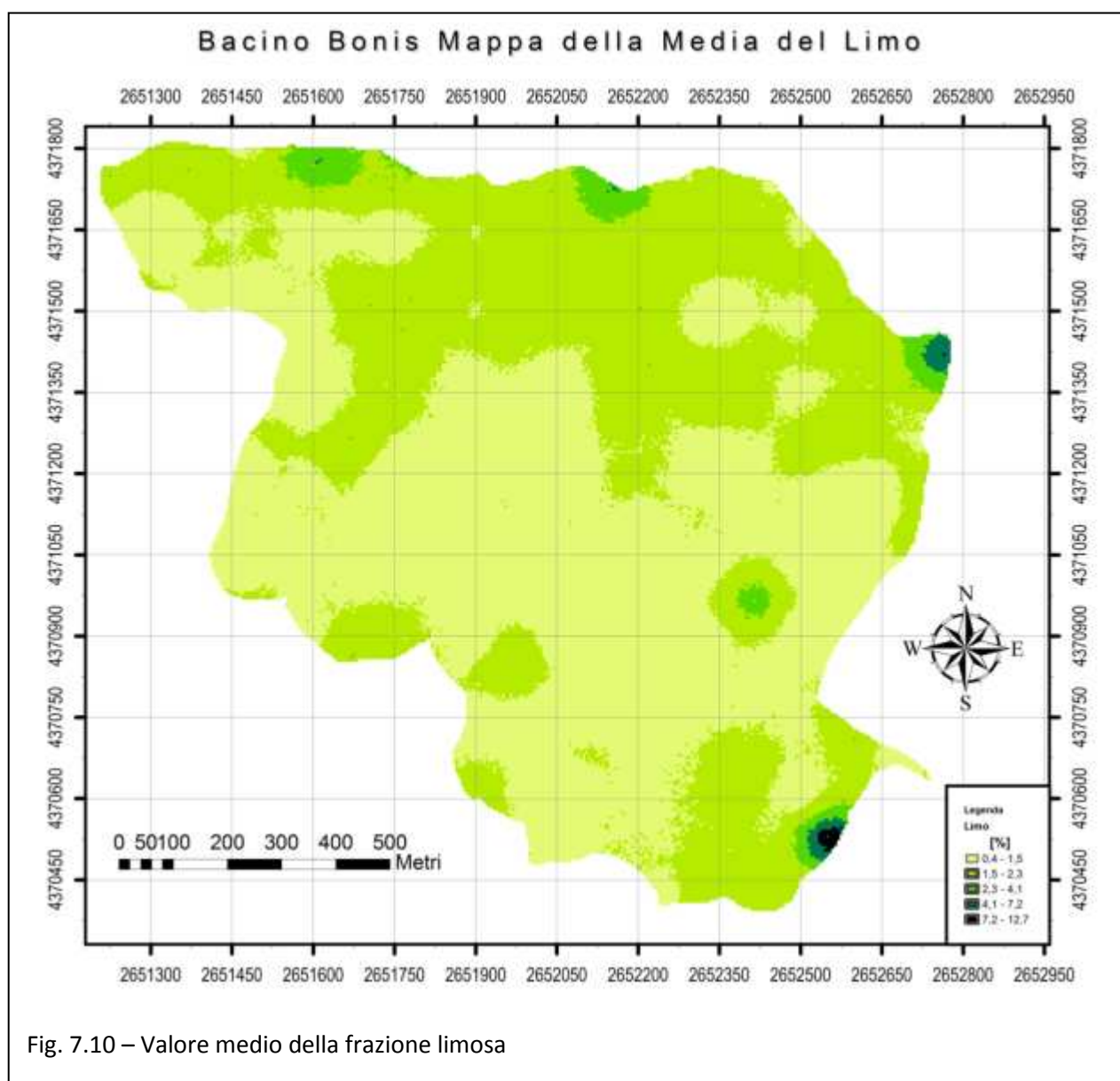


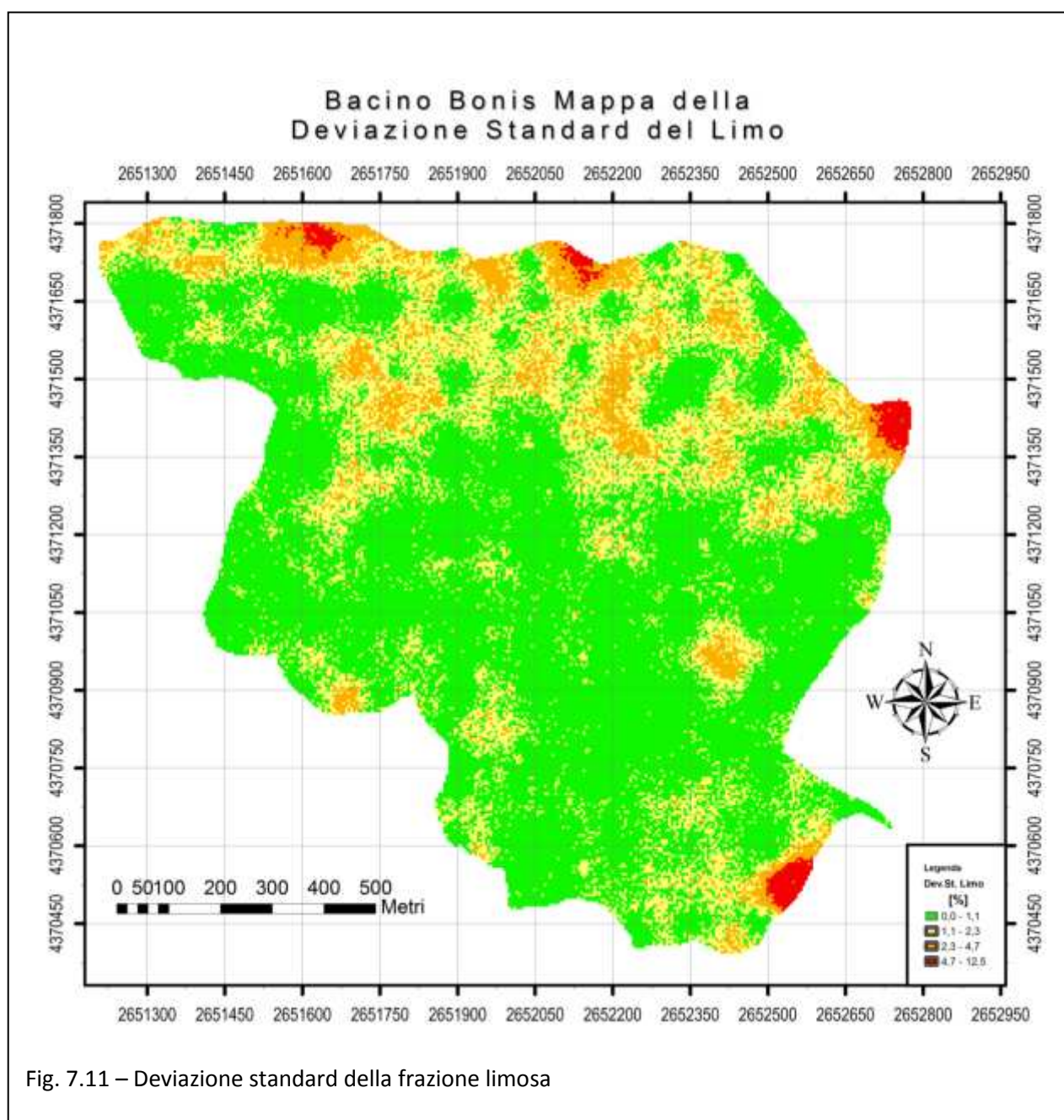
Fig. 7.10 – Valore medio della frazione limosa

La presenza del limo sia pur ridotta è certamente più importante dell'argilla ed arriva a toccare punte del 10%-12% nella zona più elevata a sud – sud-est e del 5%-7% nelle zone elevate ad est ed a nord. Sul resto del bacino, per la quasi interezza della sua estensione, la presenza di limo è modesta, generalmente sotto il 2,5%.

La variabilità della frazione limosa in quest'ultimo tratto è molto ridotta. Se si escludono alcune zone circoscritte, il bacino è sostanzialmente diviso in due grandi fasce: una con presenza compresa fra 1,5% e 2,5% a nord ed una con presenza di frazione limosa al di sotto di 1,5% a sud.

Analogamente a quanto visto per l'argilla, dal confronto delle due carte, si nota una certa correlazione fra l'entità del valor medio e la deviazione standard.

La deviazione standard riportata in fig. 7.11 evidenzia una sostanziale corrispondenza fra le zone a maggior contenuto di limo e quelle a minore contenuto di limo con le zone, rispettivamente, a più alta e più bassa deviazione standard.



Per completare il quadro delle frazioni granulometriche nel bacino Bonis si procede alla mappatura della sabbia, che su vasta parte del bacino è presente con una frazione superiore al 90%.

Si riporta in fig. 7.12 la mappatura della sabbia, che risulta essere preponderante sull'intero dominio.

Da tale figura risulta evidente come la natura del bacino sia prettamente sabbiosa. Tuttavia si nota una certa variabilità spaziale nella percentuale di sabbia presente. La parte in sinistra idrografica, ovvero la parte ovest – sud-ovest, risulta essere la più ricca di sabbia. Qui si possono trovare ampie porzioni di territorio che presentano una frazione sabbiosa maggiore del 98% con zone del 99% e punte del 99,5%: quasi la totalità della zona suolo.

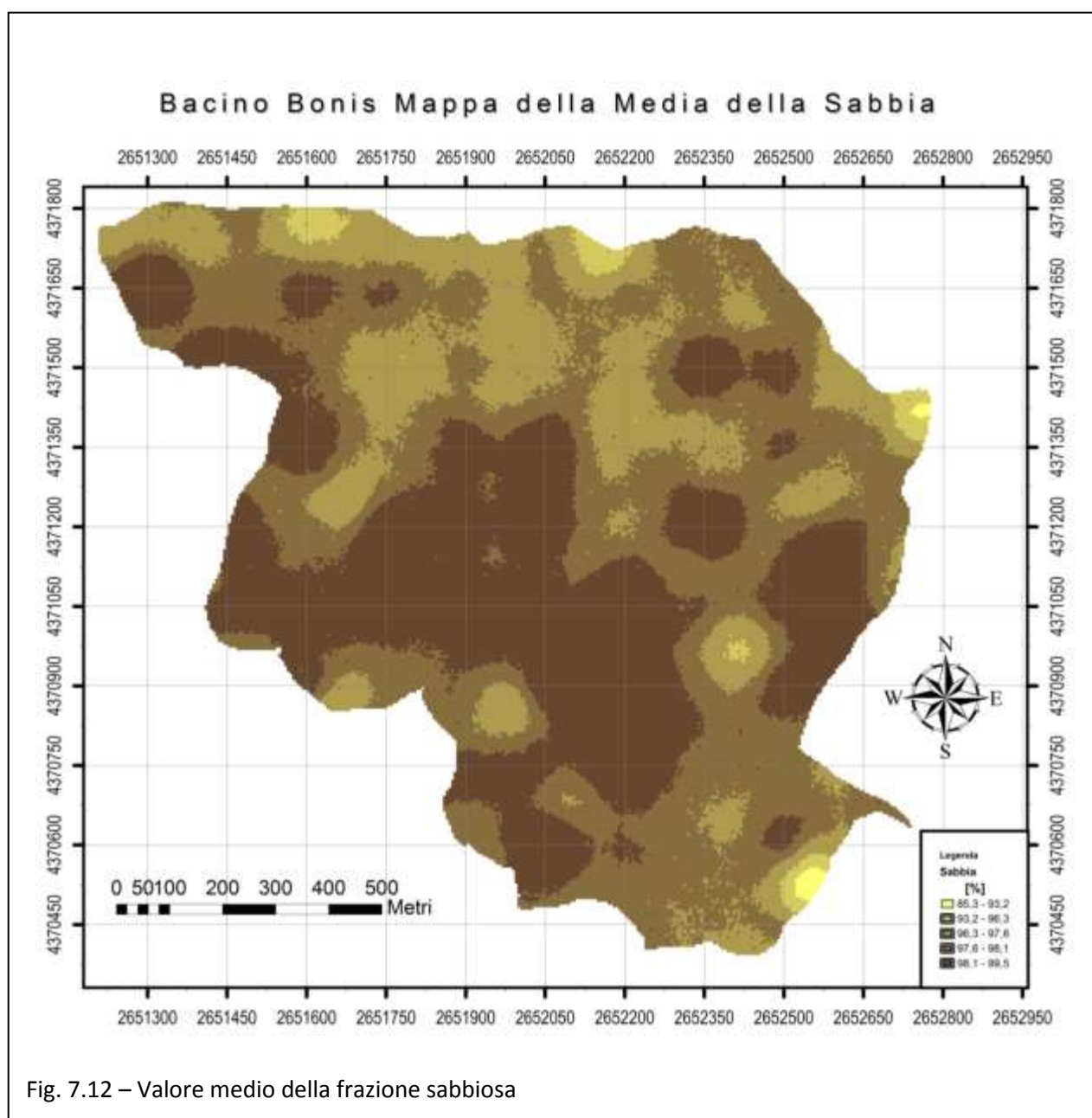


Fig. 7.12 – Valore medio della frazione sabbiosa

Dalla forte presenza di sabbia si può giustificare la presenza degli eventi di dissesto idrogeologico di deflusso iperconcentrato in trasporto solido presente sul bacino con una certa intensità.

L'elaborato di fig. 7.13 rappresenta la distribuzione spaziale della deviazione standard della frazione sabbiosa presente nel bacino Bonis.

Nonostante l'importante presenza di sabbia nel bacino, l'entità della deviazione standard è molto ridotta, a testimonianza dell'accuratezza della mappatura e del modello di simulazione stocastica. Analogamente a quanto visto per le altre frazioni granulometriche, dal confronto delle due carte, anche per la sabbia, si nota una certa correlazione fra l'entità del valor medio e la deviazione standard.

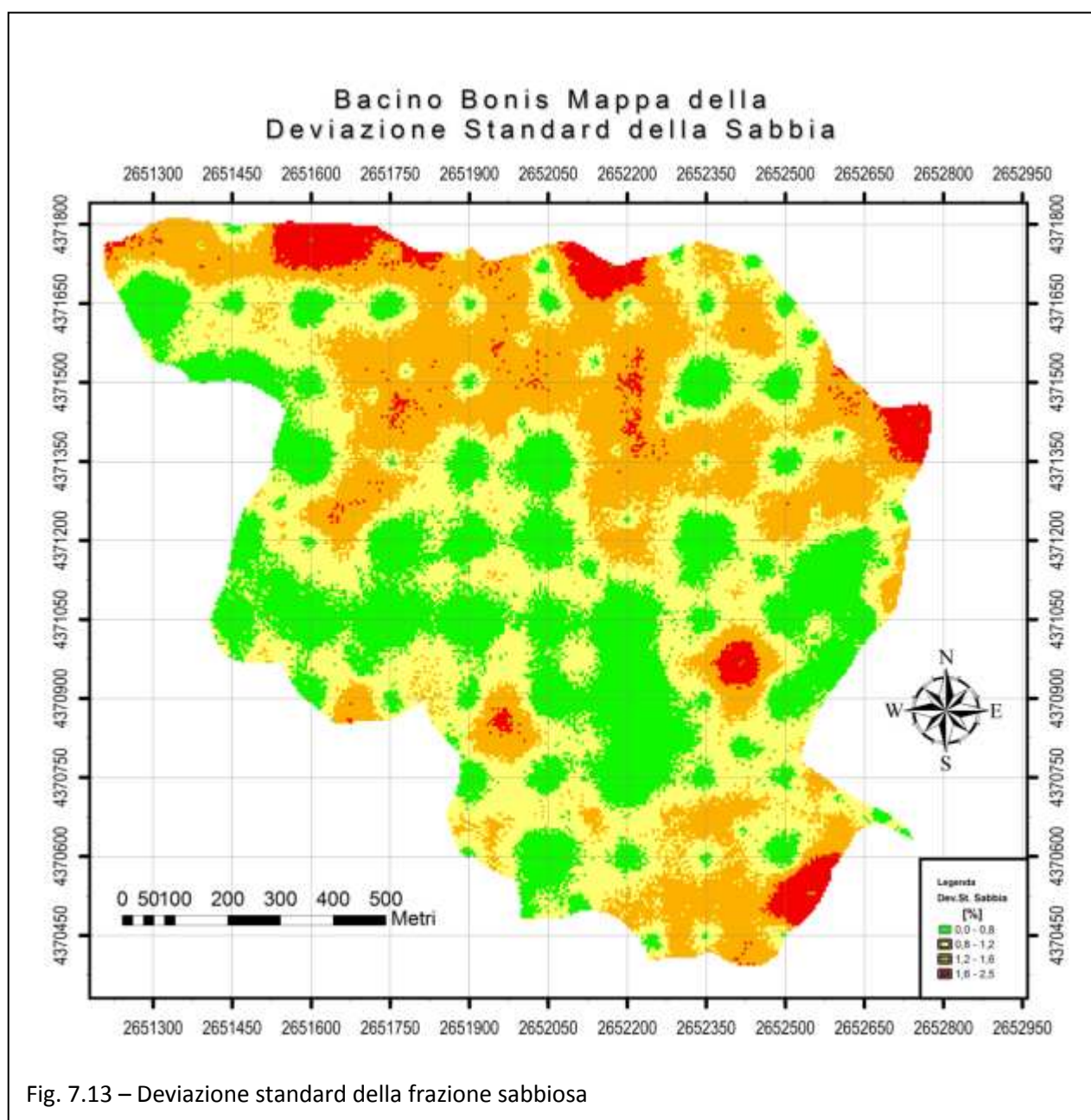


Fig. 7.13 – Deviazione standard della frazione sabbiosa

Oltre le frazioni granulometriche un'importante proprietà del suolo che gioca un ruolo fondamentale nei modelli di erosione in parola è il contenuto di sostanza organica. Questo è stato misurato secondo le procedure menzionate in precedenza ed elaborato attraverso gli strumenti geostatistici usati per le frazioni granulometriche.

In fig. 7.14 è riportata la mappa del valore medio del contenuto di sostanza organica per il bacino in esame.

Il contenuto – in percentuale sul peso – di sostanza organica nel suolo risulta essere relativamente importante: poche sono le zone con presenza non superiore al 4% mentre nei dataset globali la maggior parte dei bacini presenta valori caratteristici al di sotto del 4%.

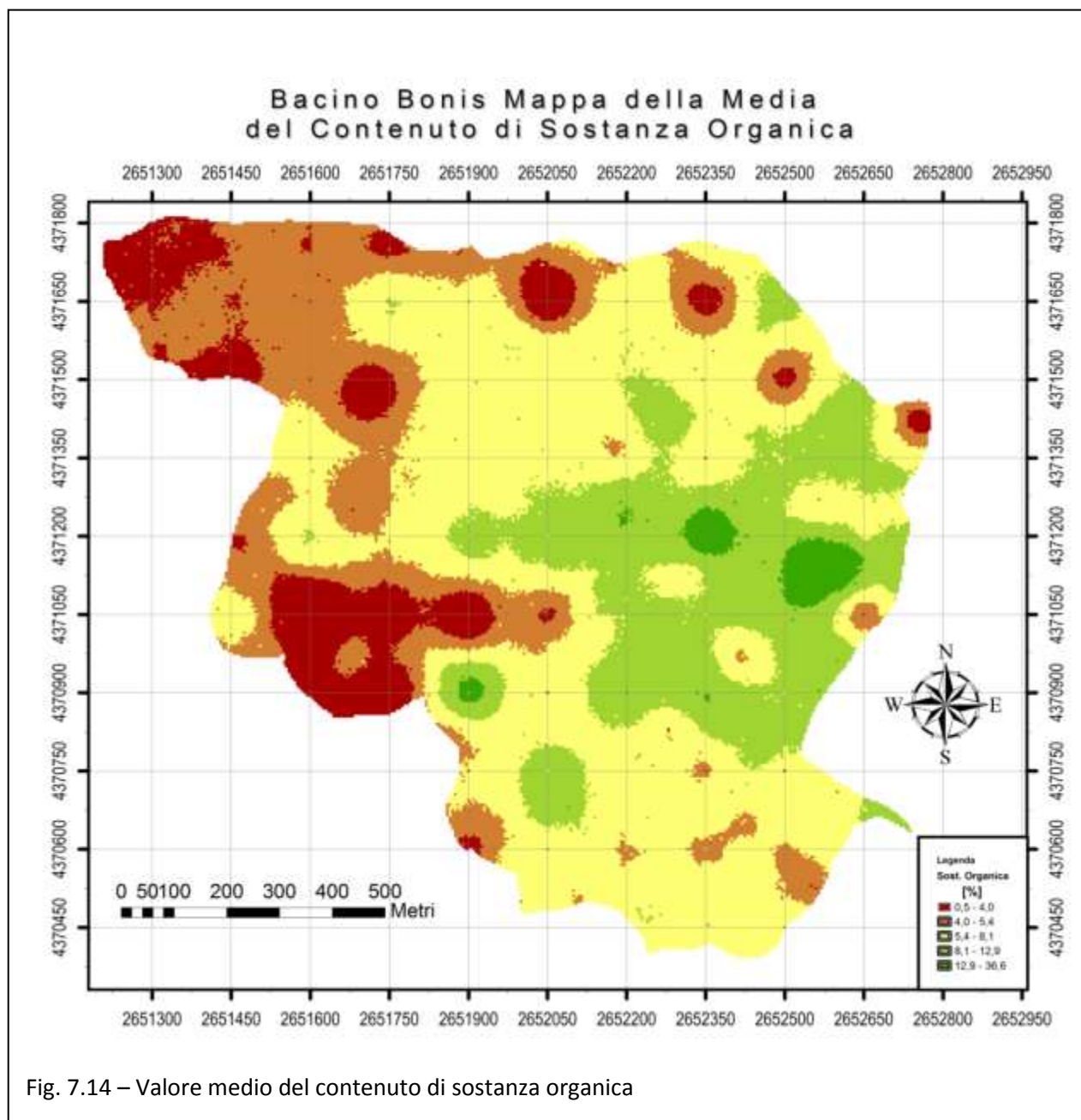


Fig. 7.14 – Valore medio del contenuto di sostanza organica

La mappa in fig. 7.14 evidenzia sostanzialmente due zone con valori di contenuto di sostanza organica moderati: una ad ovest e l'altra a nord – ovest, nella parte più a valle. Sul resto del bacino i valori sono relativamente alti. Si procede da ovest verso est trovando valori sempre più alti. Nella parte est del bacino vi si trova una zona a valori di sostanza organica molto elevata con picchi importanti, fino al 36%.

La mappa delle deviazioni standard in fig. 7.15 denuncia un errore stimato, sensibilmente ma non eccessivamente importante.

Analogamente a quanto visto per le altre frazioni granulometriche, dal confronto fra valore medio e deviazione standard, si nota una correlazione fra l'entità del valor medio e quella della deviazione standard.

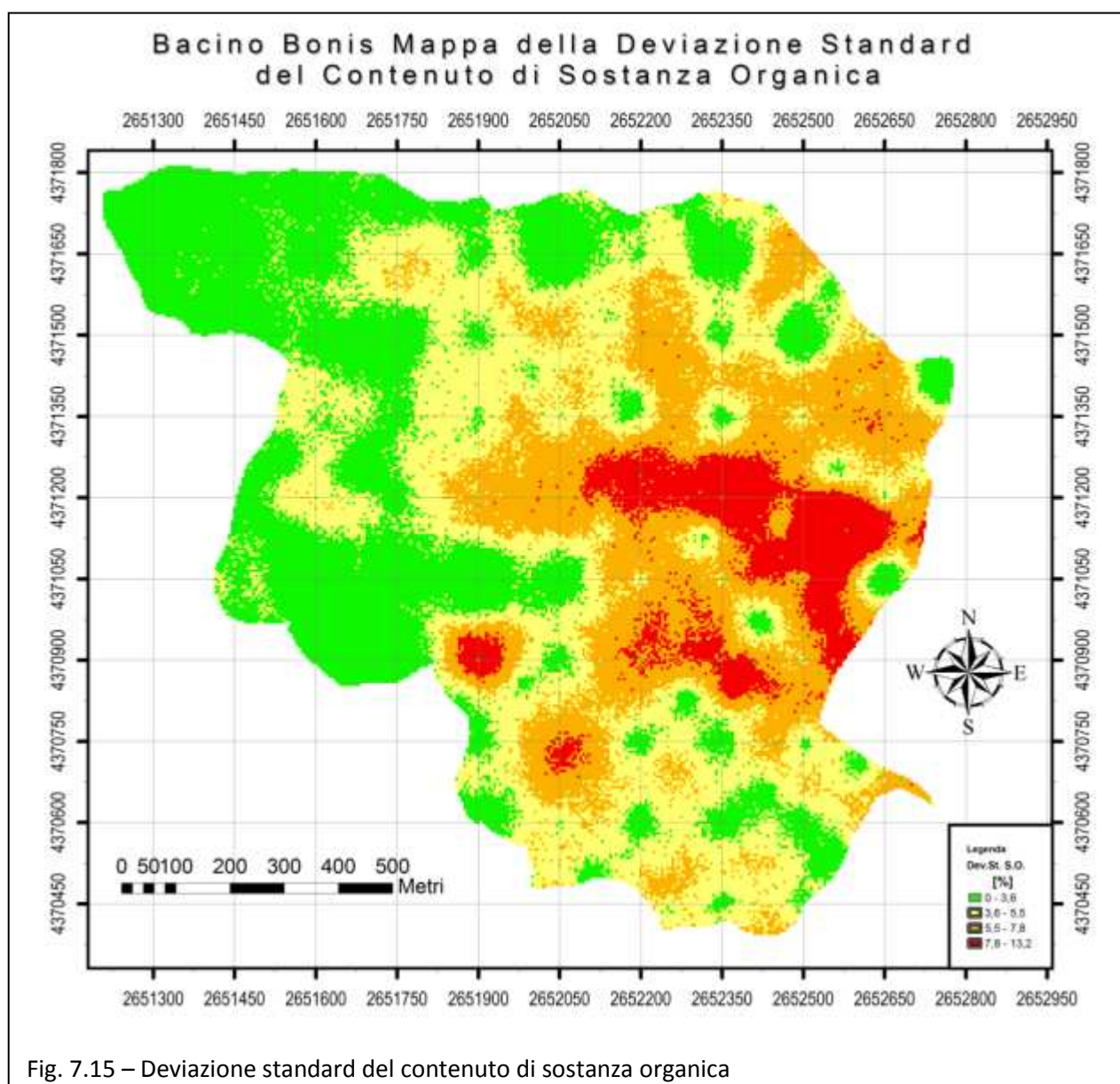


Fig. 7.15 – Deviazione standard del contenuto di sostanza organica

4 Il coefficiente di erodibilità del suolo K

La conoscenza delle caratteristiche granulometriche del suolo e del contenuto di sostanza organica permette di implementare diversi modelli per la stima del coefficiente di erodibilità del suolo, come quelli enunciati in precedenza.

I modelli proposti dalla letteratura sono molteplici. Quelli che sono stati precedentemente esposti sono quelli che possono meglio adattarsi alle caratteristiche del bacino in esame.

In particolare, il modello di Wischmeier e Smith del 1978 espresso dalla relazione 1.34, è uno dei primi modelli utilizzati. 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. Nello studio in atto non si dispongono di tali dati puntuali, pertanto si è proceduto con un'ipotesi di lavoro fissando i parametri relativi a tali dati, a partire da considerazioni effettuate su studi

precedenti ed in modo uniforme su tutto il bacino. Sotto tale ipotesi, anche se i valori di K ottenuti risultano attendibili, non è possibile osservare una variabilità spaziale dei parametri e, soprattutto, non è possibile valutare l'incertezza relativa a tali dati né come questa si propaghi nella valutazione dell'incertezza del coefficiente di erodibilità del suolo. Pertanto i dati relativi a tale modello risultano poco utili nella valutazione dell'incertezza spaziale del coefficiente di erodibilità del suolo K .

Il National Soil Survey Handbook degli Stati Uniti d'America ha proposto nel 1997 un approccio simile al modello di Wischmeier e Smith del 1978, fornendo una leggera rivisitazione del parametro relativo alla presenza delle frazioni granulometriche. Tale modello segue la relazione 1.34, con la modifica al parametro M proposta nella relazione 1.36. Anche in questo caso entrano nel computo parametri relativi alla permeabilità ed alla struttura del suolo. Fornendo, nelle stesse ipotesi, risultati analoghi a quelli del modello precedente e prestandosi così, alle stesse critiche relative alla possibilità di valutare la variabilità spaziale di tali parametri e l'incertezza relativa a tali dati nonché come questa si propaghi nella valutazione dell'incertezza del coefficiente di erodibilità del suolo K .

Appare evidente che debbono essere preferiti modelli che, a partire dai dati puntuali, consentano una maggiore accuratezza nella valutazione dell'incertezza. La valutazione sperimentale di parametri quali il coefficiente strutturale s ed il coefficiente di permeabilità p risulta sperimentalmente dispendiosa e poco efficiente con gli strumenti disponibili viste le condizioni di granulometria nelle quali si dovrebbe operar. Inoltre tali parametri, per loro definizione, presentano una valutazione a classi e non algebrica e, pertanto, sono, in qualche modo, affidati alla sensibilità di chi interpreta i dati con il rischio di una interpretazione non univoca e la difficoltà oggettiva di stimare una variabilità spaziale del dato ed un'incertezza.

È chiaro che lo studio in parola deve fare riferimento ai modelli che non dipendono da tali parametri come quelli di Torri et al. del 1997 e USDA – Renard et al. anch'esso del 1997.

Il modello proposto da Torri et al. nel 1997 e rivisitato dallo stesso autore nel 2001 è esposto nella relazione 2.2. 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'erborazione 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. In questo modello entra in modo importante il contenuto di sostanza organica, che come osservato in precedenza, è importante nel bacino Bonis, e che, pertanto, può denotare una influenza sensibile nel computo di K e nella propagazione dell'incertezza di K attraverso le simulazioni stocastiche.

Il modello USDA – Renard et al. del 1997 viene espresso dalla relazione 1.39, analogamente a quello di Torri esposto in precedenza, non è influenzato da parametri di difficile interpretazione come s e p , ma al contrario di quello di Torri et al. non tiene in considerazione la presenza della sostanza organica, basando i propri risultati esclusivamente sull'entità delle frazioni granulometriche. In tal modo non si tiene direttamente conto dell'azione di coesione fra i grani svolta dalla presenza sostanza organica.

Il modello proposto da Torri sembra essere, dalle prime considerazioni analitiche, quello più adatto all'interpretazione accurata del fattore di erodibilità del suolo K per la presenza del contenuto di sostanza organica nel computo. Il modello USDA – Renard, dal canto suo, offre altrettante garanzie di affidabilità delle interpretazioni alla luce della granulometria importante che caratterizza sostanzialmente il bacino che non sembra essere molto sensibile all'azione coesiva della sostanza organica.

Vista la capacità di entrambi i modelli di interpretare accuratamente e fedelmente i dati è pertanto indispensabile approfondire l'indagine critica, analiticamente e sperimentalmente, dell'attendibilità del modello alla luce dei risultati ottenuti per i valori puntuali e delle mappe simulate dei valori medi di K e della deviazione standard connessa.

Le simulazioni stocastiche sequenziali, secondo il metodo delle bande tornanti in ambiente multiGaussiano, già descritte vengono implementate cella per cella (o nodo per nodo, giacché ad ogni cella corrisponde un nodo nella griglia di calcolo) attraverso il modello di stima di K ed analogamente alle mappe delle vengono elaborati la mappa del valor medio del coefficiente di erodibilità del suolo K e quella della sua deviazione standard. Le inferenze statistiche sono state eseguite attraverso il programma statistico di calcolo numerico ISATIS[®] della Geovariances, già utilizzato per le simulazioni relative alle caratteristiche del suolo ed alla scelta dei variogrammi da utilizzare. La scelta di simulare la mappa del fattore K a partire dalle 500 realizzazioni equiprobabili attraverso altrettante simulazioni stocastiche equiprobabili implementate col modello di stima di K , anziché interpolare i dati puntuali di K o simulare la mappa di K a partire dai valori di K puntuali, produce una minore propagazione degli errori e pertanto conduce, con l'uso dello stesso modello, ad una mappatura più precisa ed accurata del coefficiente di erodibilità del suolo K .

5 Mappatura del coefficiente di erodibilità del suolo K : Torri et al., 1997

Con il modello proposto da Dino Torri nel caso del bacino Bonis i risultati puntuali mostrano una certa debolezza di dati ottenuti nel campo di variazione del modello, la maggior parte dei dati puntuali o sono nulli o differiscono di molto dal campo di applicabilità del modello. Restano pochissimi dati validi per la caratterizzazione del bacino attraverso il modello, a questo si aggiunge

l'indeterminatezza dovuta alla scarsa consistenza del modello di interpolazione dei dati, questo fa sì che il modello sia poco preciso e poco attendibile nell'elaborazione del fattore K .

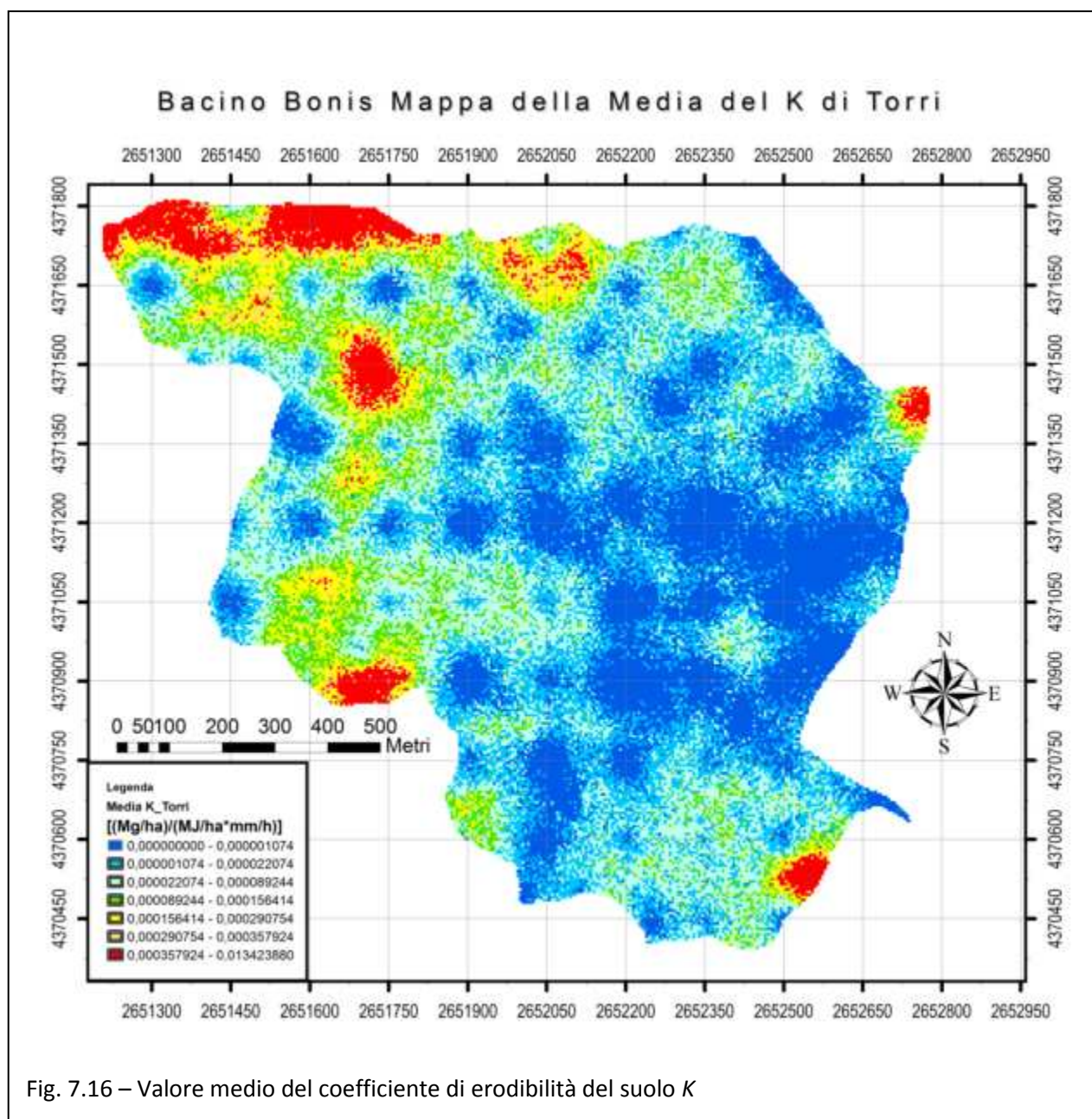


Fig. 7.16 – Valore medio del coefficiente di erodibilità del suolo K

La simulazione stocastica consente di valutare la propagazione degli errori dalle variabili input all'output del modello, in questo caso il fattore K . Il modello è applicato utilizzando come input le 500 simulazioni delle 4 variabili del suolo: in questo modo si ottengono 500 immagini del fattore K . Analogamente a quanto fatto per le variabili input è possibile ottenere la realizzazione media e la mappa della deviazione standard. La mappatura della deviazione standard del fattore K consente di valutare la propagazione dell'incertezza dalle variabili input all'output del modello.

Dalla Fig. 7.16 è possibile individuare la parte di bacino nella quale la propagazione dell'incertezza è maggiore.

A tale mappa viene associata una mappa della deviazione standard (fig. 7.17) che fornirà un'ulteriore discriminante per appurare l'accuratezza della mappatura attraverso la simulazione stocastica del modello di Torri. Questa mappa della deviazione standard rappresenta l'oggetto di studio per la valutazione dell'incertezza spaziale associata a tale modello.

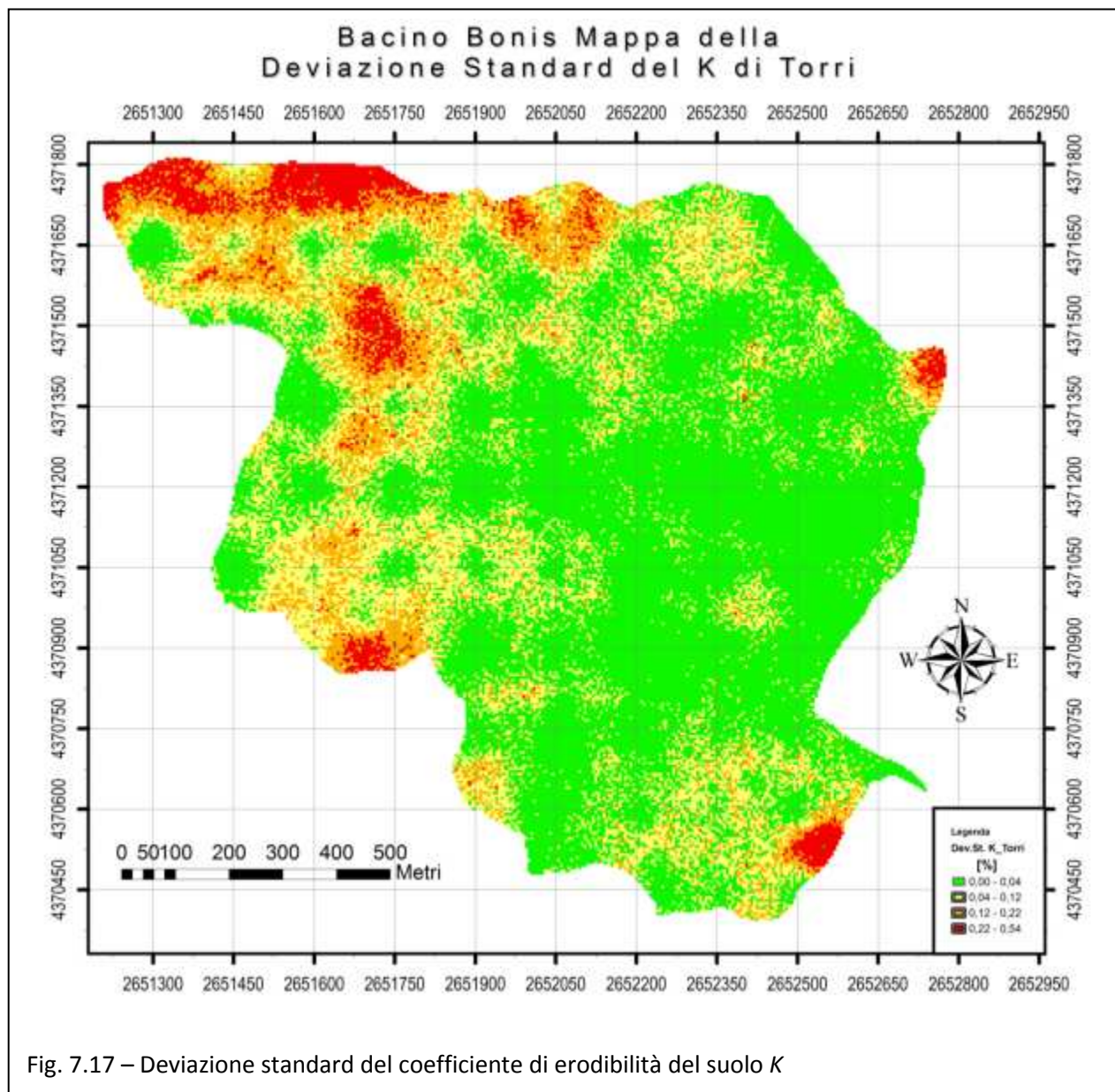


Fig. 7.17 – Deviazione standard del coefficiente di erodibilità del suolo K

Dalla mappa dei valori medi del coefficiente di erodibilità del suolo K , riportata in fig. 7.16, si evince una fascia ampia su cui il modello è scarsamente applicabile, tuttavia, l'uso della simulazione stocastica descritta in precedenza per l'ottenimento dei valori medi di K è tale potersi interpretare come una estrapolazione del modello di Torri. Alla diminuzione di affidabilità del modello dovuta al coefficiente di correlazione di calibrazione, eseguita da Dino Torri, di $r^2=0,41$ si aggiunge l'instabilità del modello dovuta all'operazione di estrapolazione che non sempre garantisce risultati accettabili.

L'affidabilità di tale estrapolazione è, però, avvalorata dalla mappa della deviazione standard, in fig. 7.16, che denota una deviazione standard molto ridotta.

Tale mappa della deviazione standard del fattore K evidenzia una certa stabilità verso valori bassi corrispondenti ai valori più bassi del valor medio del coefficiente di erodibilità del suolo K nella mappa di fig. 7.15.

Bisogna distinguere quanto la mappa della deviazione standard proposta in fig. 7.16 avvalori l'affidabilità dell'estrapolazione del modello di Torri per valori più bassi del range di applicabilità, e quanto invece non sia essa stessa influenzata dall'entità dei valori di K , visto che anche dalle mappe precedenti risulta che un basso valore medio induce una minore propagazione dell'errore.

6 Mappatura del coefficiente di erodibilità del suolo K : USDA, 1997

Il modello proposto è relativo al lavoro sul coefficiente di erodibilità dei suoli fornito da Römken, Young, Poesen, McCool, El-Swaify e Bradford nella vasta opera di revisione coordinata da Renard, Foster, Weesies, McColl e Yoder nel che ha dato luogo al: *“Predicting soli Erosion by Water: A Guide to Conservation planning With The Revised Soil Loss Equation (RUSLE)”* pubblicata sul N.° 703 del Agriculture Handbook dell'Agriculture Research Services del United States Department of Africulture (USDA).

La formulazione in parola non tiene conto del contenuto di sostanza organica, pertanto diventa sostenibile solo nel caso in cui l'azione di quest'ultima è trascurabile. La mancanza di un parametro considerato fondamentale dalla stragrande maggioranza dei modelli presenti nella letteratura scientifica in materia costituisce un punto di debolezza del modello, minandone l'accuratezza e la precisione nella stima.

Dalla serie di dati puntuali si osserva una risposta del modello molto buona i valori nei punti di campionamento sono interpretati dal modello nell'intervallo di calibrazione e danno risultati appartenenti a tale intervallo. Si nota una certa uniformità nei dati puntuali, che lascia trasparire la variabilità spaziale solo con accurato grado di dettaglio nelle analisi e nell'applicazione del modello.

Nonostante la mancanza di un parametro fondamentale come il contenuto di sostanza organica il modello risponde bene sui dati puntuali. Tale situazione è in qualche modo attesa in quanto il suolo presenta una granulometria piuttosto sabbiosa e in molti casi i campioni di suolo hanno evidenziato una folta presenza di scheletro roccioso (>2mm). Ciò fa pensare ad un forte ridimensionamento dell'azione del contenuto di sostanza organica. In tale situazione appare anche evidente che i parametri più importanti nel modello debbono essere quelli granulometrici: il modello USDA – Renard et al. del 1997 appare evidentemente quello più consono alla gestione di

tali dati ed all'interpretazione dei suoli sabbiosi come quello del bacino Bonis. La fig. 7.18 mostra l'andamento del coefficiente di erodibilità del suolo secondo il metodo in parola.

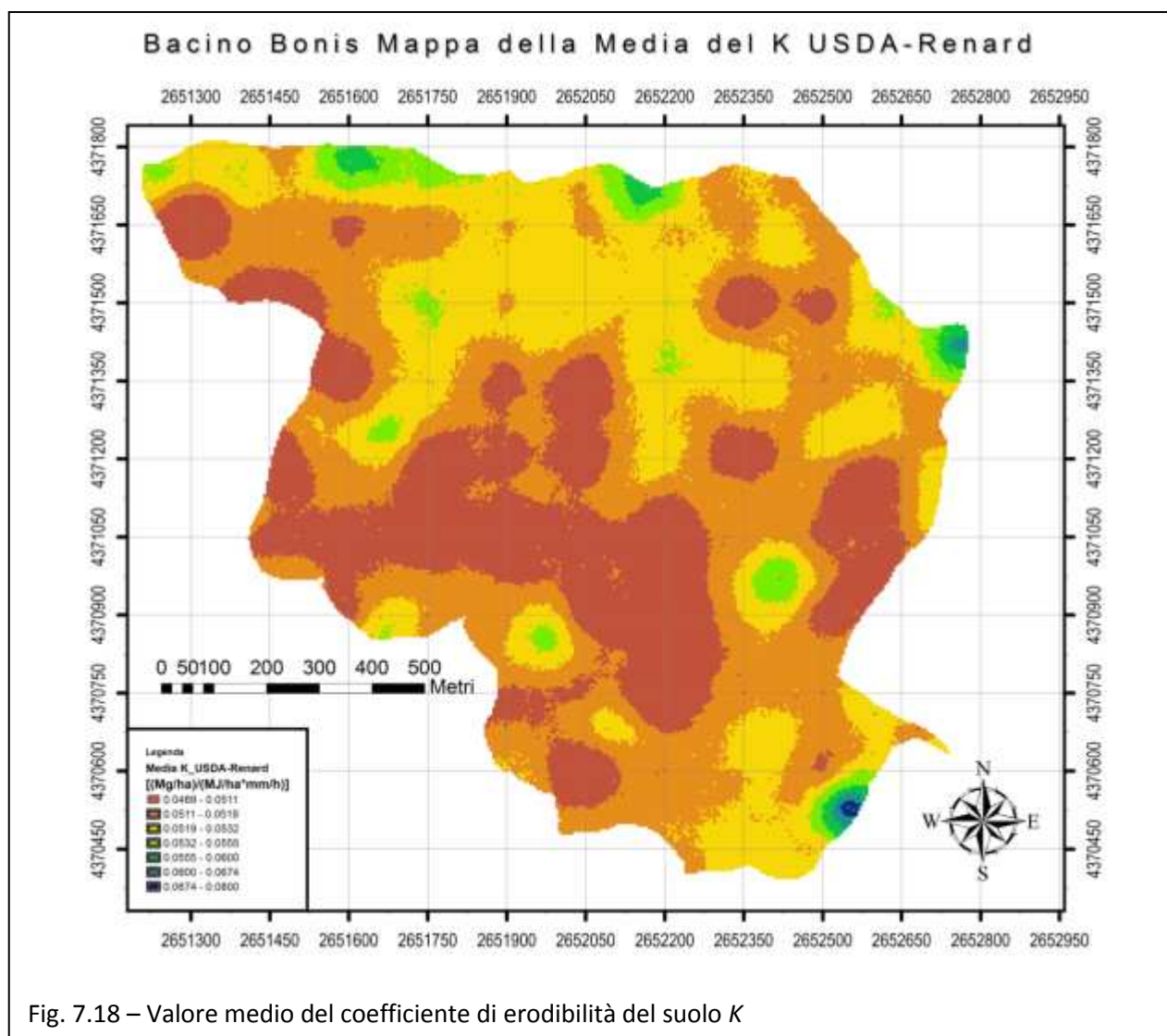


Fig. 7.18 – Valore medio del coefficiente di erodibilità del suolo K

La mappatura denota una buona affidabilità nel modello rispetto ai dati ottenuti. La variabilità di K risulta limitata ma si osserva una buona affidabilità del modello. Si deve osservare che il suolo in esame risponde meglio ad un modello che non tiene in conto l'azione coesiva della sostanza organica fra i grani di suolo. In effetti tale azione risulta poco importante rispetto alle dimensioni delle particelle ed alle interazioni fra di loro.

Pertanto tale mappatura è stata utilizzata per la stima della perdita di suolo attraverso il modello RUSLE.

7 Stima della mappatura del fattore di erosività della pioggia (R)

Secondo quanto fin qui asserito nel modello RUSLE, la perdita di suolo dipende, non solo dalla capacità del suolo a lasciarsi erodere, ma anche dall'aggressività degli eventi meteorici che la producono. Secondo il modello RUSLE esiste una soglia di intensità e durata degli eventi

pluviometrici, superata la quale l'evento si può ritenere aggressivo e pertanto dar luogo alla perdita di suolo, come innanzi detto nella trattazione del modello USLE e successivamente ripetuto per il modello RUSLE.

Dallo studio degli eventi di pioggia, a partire da registrazioni pluviografiche, relativi al bacino Bonis nel periodo 1994 – 2004, si evince il fattore R medio annuo.

Poiché si dispone di tre pluviografi la mappatura del fattore di erosività media annua della pioggia è stata realizzata attraverso l'interpolazione IDW – Inverse Distance Weighted (media pesata sull'inverso della distanza), non si può applicare un interpolatore kriging od ulteriori indagini geostatistiche visto l'esiguo numero di pluviografi. Tuttavia l'esistenza di tre pluviografi consente di procedere comunque ad una mappatura dalla quale si evidenzia una modesta variabilità (fig. 7.19).

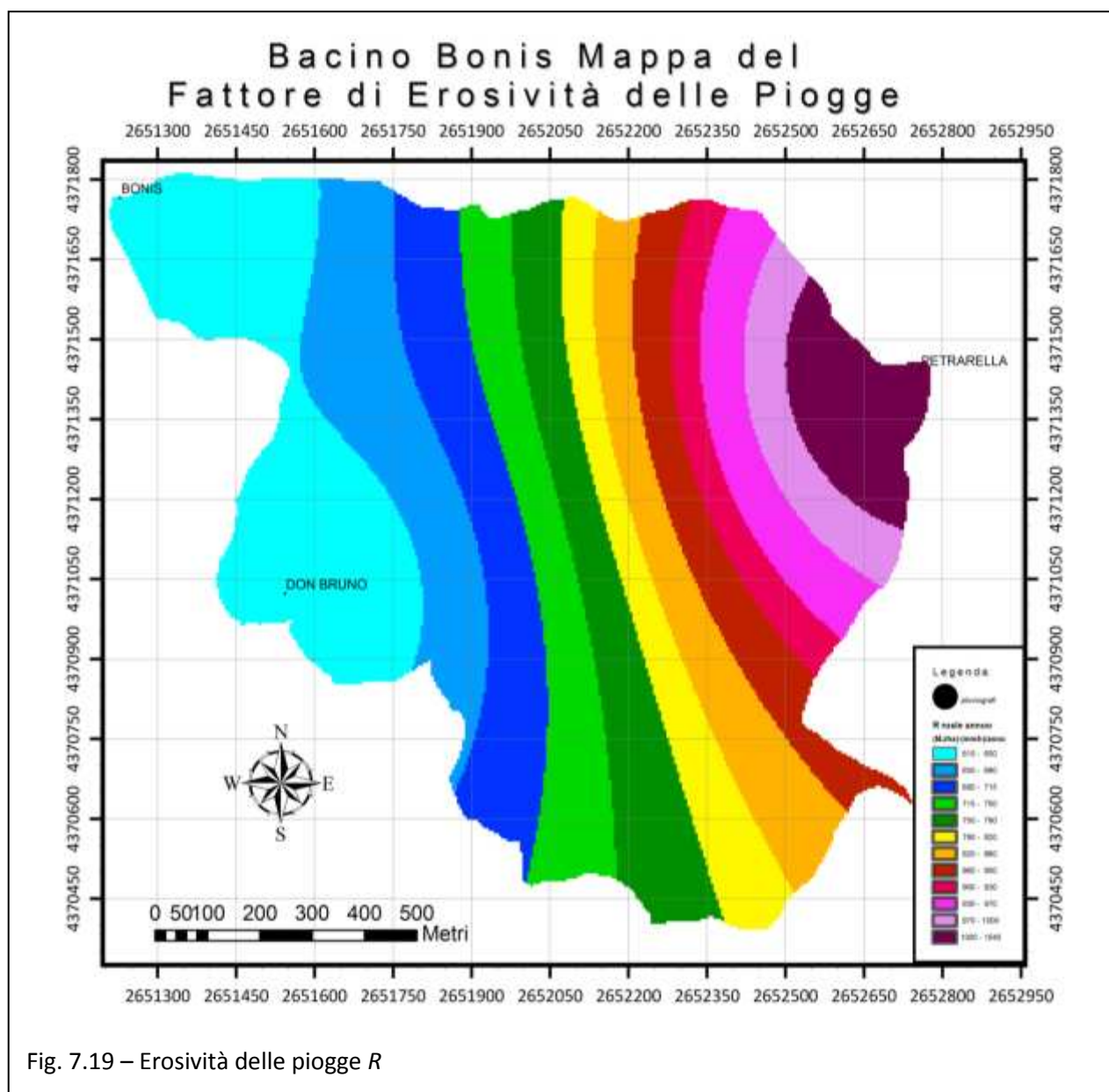


Fig. 7.19 – Erosività delle piogge R

8 Stima della mappatura del fattore morfologico ($L \times S$)

Il modello RUSLE prevede che i due parametri siano separati. Tuttavia è stato fatto uso di un approccio semplificativo applicabile ai bacini montani, con gran parte del territorio a pendenza superiore al 9%. Il fattore morfologico tiene conto degli effetti della lunghezza degli appezzamenti (fattore lunghezza, L) e della pendenza (fattore pendenza S) sull'entità dell'erosione.

In questo lavoro è stato fatto uso dell'espressione proposta da Moore e Burch nel 1986:

$$L \times S = \left(\frac{A}{22.1} \right)^{0,6} \times \left(\frac{\sin \alpha}{0,0896} \right)^{1,3} \quad 7.2$$

In cui A rappresenta l'area specifica complessivamente drenata a monte della cella quadrata utilizzata di lato pari a 5m ed α ($^\circ$) la pendenza del terreno nella cella.

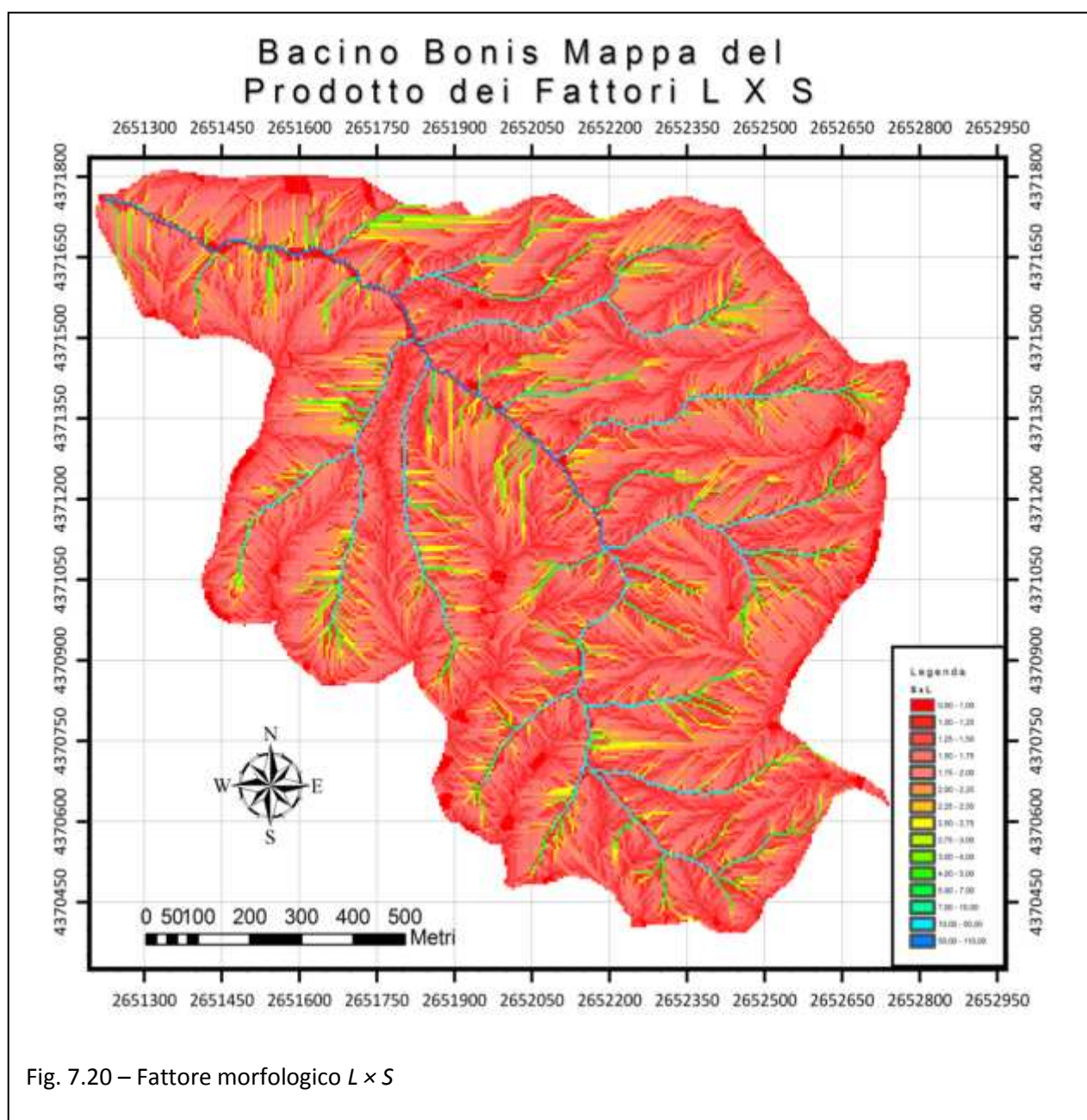


Fig. 7.20 – Fattore morfologico $L \times S$

Tale calcolo è stato eseguito attraverso un applicativo GIS (Geographic Information System) a partire dal modello digitale del terreno (DEM – Digital Elevation Model), 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.

La mappatura del fattore morfologico (fig. 7.20) è stata ottenuta attraverso uno strumento di map algebra con applicativi GIS su base cartografica raster.

9 Stima del fattore di copertura (C)

Il fattore di copertura C computa la funzione antierosiva svolta dalla vegetazione. Questa dipende essenzialmente dalla stagionalità, in quanto la funzione protettiva dipende strettamente dalle condizioni vegetazionali delle piante in dipendenza delle stagioni meteorologiche.

A seconda del tipo di coltura, della condizione biologica delle piante e dalla stagione in cui si trovano, il fattore C è soggetto ad una ampia variabilità. La stima di tale fattore dipende, quindi, da molteplici sub fattori che ne determinano la variabilità.

La stima di C è suggerita da alcuni studi di Wischmeier e Smith nel 1978, da Detar, Ross e Cunningham nel 1980 nonché da Dissmeyer e Foster nel 1981, oltreché dal metodo ufficiale RUSLE proposto dall'USDA nel 1997. 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 numerosità dei parametri in gioco.

Tuttavia gli stessi studi riconoscono una modesta variabilità di tale parametro nei suoli boscati, a causa della modesta variabilità delle condizioni nonostante l'evolversi delle stagioni e il cambiare dei cicli vitali degli alberi. Tale valore si attesta intorno a qualche millesimo, circa 0,003.

Seppure non sia accuratissimo, l'uso di tale valore può ritenersi accettabile per la stima della perdita di suolo, dato che si tratta di un bacino modesto e boscato. Per il calcolo grafico si è considerata una distribuzione uniforme su tutto il bacino.

10 Stima del fattore di pratiche colturali (P)

Il fattore P indica la perdita specifica di terreno del suolo convenzionale sul quale siano state attuate pratiche colturali antierosive. Giacché il bacino Bonis non risulta in alcun modo coltivato né soggetto ad alcun intervento antierosivo tale fattore deve essere considerato uniformemente distribuito ed unitario su tutta l'estensione superficiale di detto bacino.

11 Stima della perdita di suolo A attraverso il modello RUSLE

La stima della perdita di suolo media annua è stata eseguita attraverso il modello RUSLE applicando operazioni di map algebra e geomatica in ambiente GIS sulle mappe dei citati fattori.

Il periodo di osservazione è lo stesso del fattore R , ovvero dal 1994 al 2004. La stima della perdita di suolo media annua è mappata in figura 7.21, ha un valore medio di $0,276 \text{ t ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$ con deviazione standard di $0,682 \text{ t ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$ e quindi una perdita di suolo di $38,34 \text{ t all'anno}$.

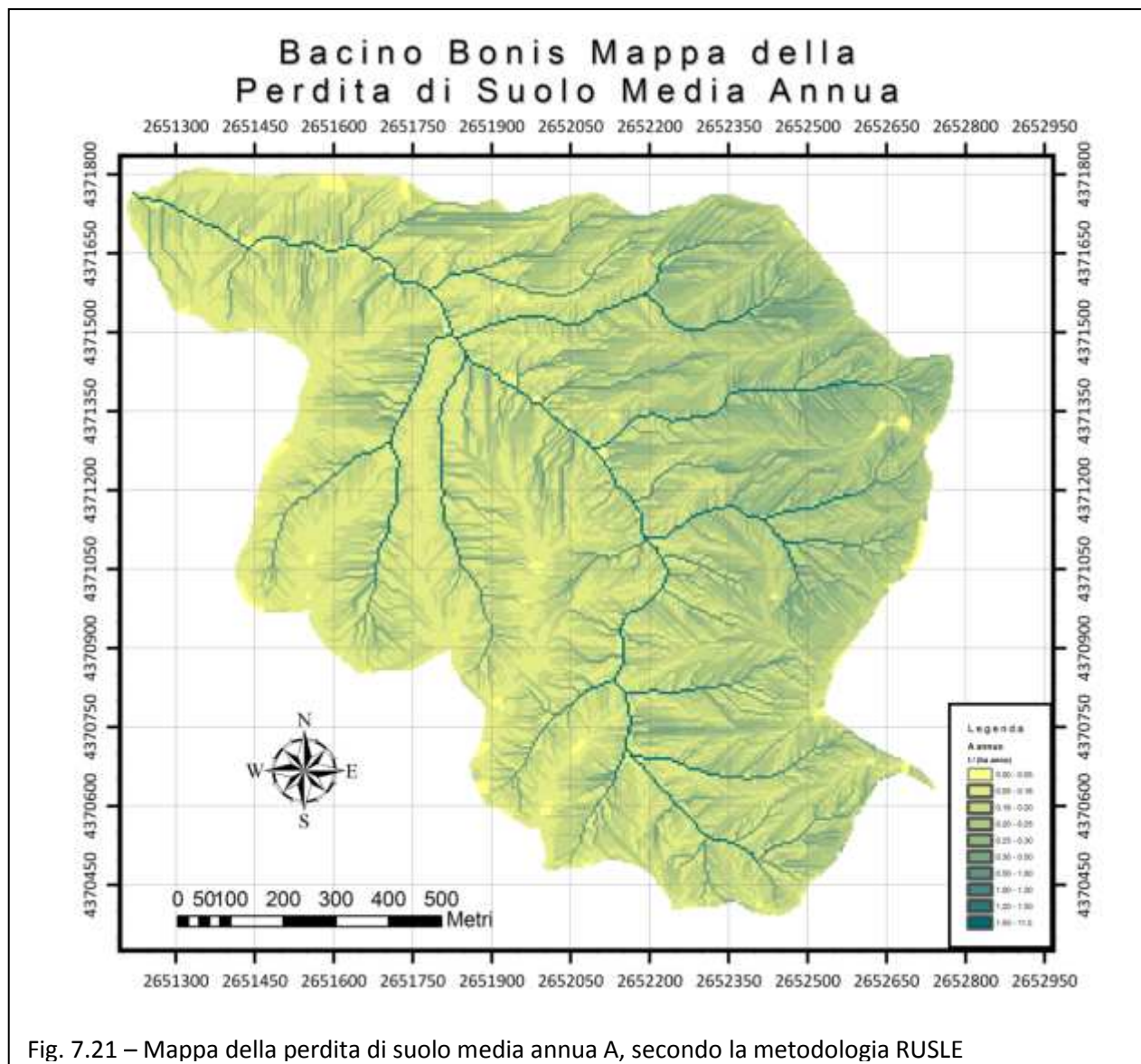


Fig. 7.21 – Mappa della perdita di suolo media annua A , secondo la metodologia RUSLE

Dalla mappatura, per confronto con fig. 7.20, si evince l'incidenza nel calcolo del fattore morfologico per un bacino molto acclive come il Bonis. Tale osservazione appare più chiara se si confronta con la fig. 4.10 che mostra le curve di livello e la carta delle pendenze. Si ha una stima importante nel reticolo idrografico, ma la RUSLE non si applica ai corsi d'acqua.

Tuttavia nella zona ad ovest ed a nord-ovest si evince una minore perdita di suolo, a causa di valori di K e di R che denotano rispettivamente una minore suscettibilità del suolo a lasciarsi erodere ed una minore aggressività degli eventi pluviografici.

Conclusioni

L'utilizzo dei metodi della geostatistica ha permesso la mappatura del valore medio delle proprietà del suolo che ne determinano l'erodibilità. In particolare, la mappatura è stata preceduta dall'analisi variografica per la quantificazione della struttura spaziale delle componenti granulometriche del suolo (sabbia, limo e argilla) e del contenuto in sostanza organica del suolo. La mappatura di tali proprietà è stata determinata dalla media dei 500 valori simulati per ciascuna cella mediante il metodo delle bande tornanti. Oltre alle mappe dei valori medi sono state determinate quelle della deviazione standard che rappresentano l'incertezza delle proprietà del suolo.

Le 500 realizzazioni delle proprietà del suolo ottenute mediante la simulazione stocastica denominata a bande tornanti, sono state utilizzate come input nei modelli di calcolo del fattore K . Quindi, sono state calcolate 500 mappe del fattore K e da esse è stata determinata la mappa del valore medio del fattore K per ognuno dei modelli utilizzati e la mappa della deviazione standard. La prima mappa consente di quantificare il fattore K e analizzarne la distribuzione dei suoi valori, mentre quella della deviazione standard permette di valutare l'errore dell'output del modello di calcolo del fattore K della RUSLE, a partire dall'incertezza delle proprietà del suolo input del modello.

L'approccio seguito ha quindi consentito l'individuazione delle aree maggiormente interessate dalla propagazione dell'errore nell'applicazione del modello. L'errore del modello non è stato incluso, nello studio perché è stata stimata la componente dell'errore dovuta all'incertezza dell'input. Il modello in se stesso è una rappresentazione semplificata della realtà, anche se gli input fossero noti esattamente, l'output del modello comprenderebbe ancora errori (Heuvelink, 1998).

I risultati del modello di calcolo del fattore K proposto da Torri et al. (1997; 2001) presentano dati molto vicini allo zero ed altri che differiscono dal range di applicabilità del modello. Questo determina che il modello sia poco preciso e poco attendibile nell'elaborazione del fattore K .

Il modello USDA (Renard et al., 1997) non tiene conto del contenuto di sostanza organica, ma dalla serie di dati puntuali si osserva una risposta del modello molto buona poiché i valori nei punti di campionamento sono interpretati dal modello nell'intervallo di calibrazione. Nonostante la mancanza di un parametro fondamentale come il contenuto di sostanza organica il modello risponde bene sui dati puntuali. Tale situazione era in qualche modo attesa in quanto il suolo presenta una granulometria piuttosto sabbiosa e in molti casi i campioni di suolo hanno evidenziato una presenza

importante di scheletro (> 2 mm). Questo risultato fa pensare ad un forte ridimensionamento dell'azione del contenuto di sostanza organica in un contesto come quello del bacino Bonis.

La quantificazione della distribuzioni spaziale della perdita di suolo attraverso il modello RUSLE è una stima sufficientemente accurata, per il fenomeno, della perdita di suolo prodotta. Tale stima non può essere confrontata con la stima del sedimento misurato nella sezione di chiusura, in quanto la perdita di suolo rappresenta la stima delle particelle che si staccano dai versanti, va tenuto in conto anche dei fenomeni di deposito lungo il percorso, in modo particolare in alveo. Lo studio del trasporto solido può essere il criterio di confronto fra la perdita di suolo ed il sedimento misurato nella sezione di chiusura, ovvero fra le particelle che si stima si siano staccate dal versante e quelle che effettivamente giungono alla sezione di chiusura del bacino che è attrezzata con una vasca di calma per la misura dei volumi di sedimento e con un idrometrografo. Tale aspetto può rappresentare uno dei possibili sviluppi futuri della presente attività di ricerca.

Inoltre, lo studio della distribuzione spaziale dei fattori della RUSLE e della perdita di suolo stimata – ciascuno con il grado di accuratezza consentito dalle tipologie di analisi disponibili e soprattutto dalla natura delle caratteristiche del suolo oggetto d'indagine – insieme alle mappature dell'incertezza di stima del modello rappresentano uno strumento capace di localizzare e caratterizzare i siti più suscettibili ad erosione, con grado di accuratezza dato dalla mappa dell'incertezza di stima, tali siti possono essere quelli più vulnerabili ed esposti al rischio idrogeologico. In tal modo è possibile realizzare uno strumento più accurato e potente per la mitigazione del rischio idrogeologico nella gestione e nel governo del territorio attraverso l'uso di applicativi GIS con operazioni di geomatica e map algebra.

Ringraziamenti

Si ringrazia il tutor del presente lavoro di tesi, il Ch. mo Prof. Giuseppe Corrado FREGA, Maestro ineguagliabile e guida insostituibile in ogni parte del presente lavoro ed in ogni attività svolta nel corso del dottorato di ricerca.

Si ringrazia il sig. Carlo Lauria, Dipartimento di Difesa del Suolo “*Vincenzo Marone*” – Università della Calabria, per gli edotti insegnamenti nei processi di analisi chimiche e fisiche del suolo.

Si ringrazia il dott. Gabriele Buttafuoco, CNR-ISAFOM-UOS-CS, per la collaborazione nel trattamento geostatistico dei dati su piattaforma ISATIS® sui calcolatori del CNR-ISAFOM-UOS-CS, e per la collaborazione nella stesura della presente tesi.

Si ringrazia il dott. Giovanni Callegari, CNR-ISAFOM-UOS-CS, per la collaborazione nella campagna di misura per il reperimento dei dati in bosco.

Si ringraziano il sig. Raffaele Froio, CNR-ISAFOM-UOS-CS, per la preziosa collaborazione nelle analisi di laboratorio.

Si ringraziano i sig.ri Curto Francesca, D'Ippolito Sonia, Maio Orlando, stagisti del corso di laurea in scienze geologiche dell'Università della Calabria, per l'indispensabile supporto nelle attività di analisi di laboratorio.

Si ringraziano i sig.ri Armando, Angelo, Basilio, Franco, operai forestali (il caposquadra, i loro dirigenti ed i loro sindacalisti), per il loro indispensabile lavoro nelle fasi di campionamento.

Si ringrazia il dott. Giulio Iovine, CNR-IRPI-CS e docente dell'Università della Calabria, per la collaborazione istituzionale concessa per le fasi di analisi in laboratorio.

Si ringrazia il prof. Giovanni Gullà, dell'Università della Calabria, per il gentile prestito di strumenti di analisi da laboratorio.

Si ringrazia l'ing. Ernesto Infusino, dell'Università della Calabria, per il gentile prestito di strumenti di analisi da laboratorio.

Si ringrazia il sig. Emilio Catalano, CNR-IRPI-CS, per la collaborazione in applicazioni di cartografia numerica.

Si ringrazia la dott.ssa Antonella Veltri, CNR-ISAFOM-UOS-CS, per la collaborazione nel trattamento dei dati di pluviografici.

Si ringrazia il prof. Mario Santoro, l'ing. A. Candela dell'Università degli studi di Palermo, per la gentilezza e la celerità nel ripartimento di atti bibliografici utili.

Si ringraziano le sig. re Paola Certomà Maria Giovanna Vizza, stagiste del corso di laurea in scienze forestali dell'Università Mediterranea per la collaborazione nell'elaborazione di dati di pioggia.

BIBLIOGRAFIA

1. **Aarts E. H., Korst L. J.** 1989. *Simulated annealing and boltzmann machines – a stochastic approach to combinatorial optimization and neural computing.*
2. **Annandale G. W.** 1987. *Reservoir sedimentation.* ELSEVIER.
3. **Aronica G., Ferro V.,** 1997. *Rainfall erosivity over the Calabria Region.* Hydrological Sciences – Journal – des Sciences Hydrologiques . Vol. N.° 42(2). pp. 35-48.
4. **Borga M., Callegari G., Falace M.** 2005. *Il bacino sperimentale bonis: inquadramento generale e dissesto idrogeologico in atto.* Master Project Work – Università degli Studi di Padova.
5. **Candela A., Ciraolo G., Noto L., Santoro M.** 2006. *Stima dell'erosione idrica in due bacini siciliani mediante tecniche GIS.* Atti del XXX° Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche – IDRA 2006 – Roma. pp. 62.
6. **Castrignanò A., Buttafuoco G., Canu A., Zucca C., Madrau S.** 2007. *Modelling spatial uncertainty of soil erodibility factor using joint stochastic simulation.* Land Degradation and Development. DOI: 10.1002/ldr.836.
<http://www.interscience.wiley.com>
7. **Cazorzi F.** 2002. *Manuale d'uso di Hydrological Grid 2002 – Hydro-Grid-2002.*
<http://www.dpvta.uniud.it/~Cazorzi/HydroGrid2k2/HyGrid2k2.htm>
8. **Chilès, J. P., Delfiner P.** 1999. *Geostatistics: Modelling Spatial Uncertainty.* Wiley, New York. pp. 654.
9. **Deutsch, C. V., Journel A. G.,** 1998. *GSLIB geostatistical software, library and user's guide.* Oxford University Press, New York.

10. **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. Vol. N.°35(1). pp. 40-41.
11. **Dave Favis–Mortlock** 2005. *Water Erosion. Soil erosion Site* - <http://www.soilerosion.net/>
12. **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. Vol. N.°36(4). pp. 235-240.
13. **Ferrari E., Callegari G., Garfi G., Iovino F., Veltri A.** 2003. *Impact of thinning on the water balance of a catchment in Mediterranean environment.* The Forestry Chronicle, Vol. 79, n. 2. pp. 301-306
14. **Ferro V., Porto P., Callegari G., Iovino F., Mendicino V., Veltri A.,** 1998. *Evaluating the effectiveness of forest crop to mitigate erosion using a sediment delivery distributed model.* IUFRO Division 8 “Forest Environment”. Kyoto University. 19-23 Ottobre 1998 . pp. 439-454.
15. **Frega G. C., Callegari G., Falace M.** 2007. *On statistical sampling distribution in experimental Bonis river basin (Sila Greca – Calabria – Italy).* 32nd Congress of IAHR, the International Association of Hydraulic Engineering and Research – “Harmonizing the Demands of Art and Nature in Hydraulics”. Venezia, Italia, 1 – 6 Luglio 2007. Volume 1. pp. 418. A2.b-170-P .
16. **Giordano G.** 2001. *Processi erosivi a scala di particella e di bacino. trasporto di acqua e sedimenti a scala di versante – Tecniche di misura per la verifica di alcuni modelli.* Editoriale BIOS, Cosenza (CS). pp. 9-61.
17. **Goovaerts, P.** 1997. *Geostatistics for natural resources evaluation.* Oxford University Press, New York. pp. 483.

18. **Heuvelink G. B. M.** 1998. *Error Propagation in Environmental Modeling with GIS*. Taylor, Francis. London. UK.
19. **Isaaks, E. H., Srivastava, R. M.** 1989. *An introduction to applied geostatistics*. Oxford University Press, New York. pp.56.
20. **Journel, A. G.** 1983. *Non-parametric estimation of spatial distributions*. Math Geol 15. pp. 445-468.
21. **Journel, A. G., Huijbregts, C. J.** 1978. *Mining geostatistics*. Academic Press, San Diego, CA, pp. 600.
22. **Matheron G.** 1971. *The theory of regionalised variables and its applications*. Les Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique de Fontainebleau, Fasc. 5. pp. 271.
23. **Moore I. G., Burch G. J.** 1986. *Length-slope factors for the Revised Universal Soil Loss Equation*. Journal of Soil and Water Conservation. N.° 47 (5). pp. 423-428.
24. **Pagliai, M.** (Ed.). 1997. *Metodi di analisi fisica del suolo, Ministero per le Politiche Agricole*. Franco Angeli, Milano.
25. **Pappagallo G.** 2005. *Modelli di simulazione a scala di bacino idrografico per la gestione integrata delle risorse idriche e forestali*. Tesi di dottorato - Università degli Studi della Tuscia - Corso di dottorato di ricerca in scienze e tecnologie per la gestione forestale ed ambientale, XVIII Ciclo. pp. 44-56
26. **Parysow P., Wang G., Gartner G., Anderson A. B.** 2001. *Spatial uncertainty analysis for mapping soil erodibility based on joint sequential simulation*. ELSEVIER – CATENA Vol. 53. pp. 65-78.
27. **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.

28. **Rodale Institute.** 1991. *Conference report and abstracts Int. Conference on the assessment and monitoring of soil quality.* Rodale Press, Emmaus, PA, USA.
29. **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. N.° 52. pp. 181-190.
30. **Soil Survey Staff.** 1999. *Soil taxonomy.* Agriculture Handbook 436. USDA.-NRCS. Washington D.C., pp. 869.
31. **Violante, P.** (Ed.). 2000. *Metodi di analisi chimica del suolo.* Ministero per le Politiche Agricole. Franco Angeli, Milano.
32. **Torri D., Poesen J., Borselli L.** 1997. *Predictability and uncertainty of the soil erodibility factor using a global dataset.* ELSEVIER – CATENA Vol. 31. pp. 1-22.
33. **Torri D., Poesen J., Borselli L.** 2002. *Corrigendum to “Predictability and uncertainty of the soil erodibility factor using a global dataset”.* ELSEVIER – CATENA Vol. 46. pp. 309-310.
34. **Van Groenigen, J. W.** *SANOS 0.1 for Windows. User's Manual.*
<http://agronomy.ucdavis.edu/groenigen>
35. **Van Groenigen, J. W.** in press. *The influence of variogram parameters on optimal sampling schemes for kriging.* GEODERMA.
36. **Van Groenigen, J. W., Pieters G., Stein A.** 2000. *Optimizing spatial sampling for multivariate contamination in urban areas.* Environmetrics 11. pp. 227-244.
37. **Van Groenigen, J. W.** 1999. *Constrained optimisation of spatial sampling – a geostatistical approach.* Tesi di dottorato – Wageningen Agricultural University. The Netherlands.
38. **Van Groenigen, J. W., W. Siderius, and Stein. A.** 1999. *Constrained optimisation of soil sampling for minimisation of the kriging variance.* GEODERMA 87: pp. 239-259.

39. **Van Groenigen, J. W. and Stein. A.** 1998. *Constrained optimization of spatial sampling using continuous simulated annealing*. Journal of Environmental Quality Vol. 27. pp. 1078-1086.
40. **Velthof, G.L., Van Groenigen J. W., Gebauer G., Pietrzak S., Jarvis S. C., Pinto M., Corre W., Oenema O.** in press. *Temporal stability of spatial patterns of nitrous oxide fluxes from sloping grassland*. Journal of Environmental Quality.
41. **Wang G., Gartner G., Liu X., Anderson A.** 2001. *Uncertainty assessment of soil erodibility factor for revised universal soil loss equation*. ELSEVIER – CATENA Vol. 46. pp.1-14.
42. **Webster, R., Oliver, M. A.** 2001. *Geostatistics for environmental scientists*. Wiley, Chichester. pp. 271.
43. **Wischmeier W. H.** 1959. *A rainfall erosion index for a universal soil loss equation*. Soil Science Society of American Journal. Procedures. N.° 23. pp. 246-249.
44. **Wischmeier W. H., Johnson C., Cross B.** 1971. *A soil erodibility monograph for farmland and construction sites*. Journal of Soil and Water Conservation, Vol. 26, N.° 25.
45. **Wischmeier W. H., Mennering J. V.** 1969. *Relation of soil properties to its erodibility*. Soil Science Society of American Journal. Procedures. N.° 33. pp. 131-137.
46. **Wischmeier W. H., Smith D. D.** 1958. *Rainfall energy and its relationship to soil losses*. Transaction of American Geophysical Union n.°39. pp. 285-291.
47. **Wischmeier W. H., Smith D. D.** 1965. *Predicting rainfall erosion losses from croplands east of the rocky mountain*. USDA. Agriculture Research Services. Agriculture Handbook n.° 282.
48. **Wischmeier W. H., Smith D. D.** 1978. *Predicting rainfall erosion losses. A guide to conservation planning*. USDA. Agriculture Research Services. Agriculture Handbook N.° 537.

INDICE

INTRODUZIONE.....	4
CAPITOLO I	
EROSIONE DEI SUOLI: POSIZIONE DEL PROBLEMA E STATO DELL'ARTE.....	7
1 Processo erosivo.....	7
1.1 Erosione da impatto.....	9
1.2 Erosione laminare	11
1.3 Erosione per rigagnoli	15
1.4 Erosione per fossi	17
2 Modelli matematici e fisici per la descrizione dei processi erosivi	18
2.1 AGNPS	21
2.2 CREAMS	23
2.3 GREAMS.....	24
2.4 SWRRB.....	25
2.5 PRZM.....	25
2.6 SWAT	26
2.7 EUROSEM	26
2.8 KINEROS 2.....	27
2.9 LISEM.....	27
2.10 RILLGROW	28
2.11 TCRP.....	28
2.12 WEPP.....	29
3 Modelli Razionali.....	29
3.1 Universal Soil Loss Equation.....	29
3.1.1 Fattore di erosività della pioggia R	31
3.1.2 Fattore di erodibilità del suolo K	31
3.1.3 Fattore Morfologico LS	33

3.1.4	Fattore di coperture vegetale C	35
3.1.5	Fattore pratiche conservative P	36
3.2	Modified Universal Soil Loss Equation.....	37
3.3	Modello USPED (Unit Stream Power Erosion/Deposition model)	38
3.4	Revised Universal Soil Loss Equation.....	40
3.4.1	Fattore di erosività della pioggia(R)	40
3.4.2	Fattore di erodibilità del suolo K	41
3.4.3	Fattore lunghezza L	42
3.4.4	Fattore pendenza S	42
3.4.5	Fattore di coperture vegetale C	43
3.4.6	Fattore pratiche conservative P	44

CAPITOLO II

ERODIBILITÀ DEI SUOLI: IL FATTORE K DELLA RUSLE		46
1	Il significato del fattore d'erodibilità dei suoli K	46
2	Modelli per la stima del fattore d'erodibilità del suolo.....	48
2.1	Wischmeier e Smith, 1978.....	48
2.2	Torri et al., 1997.....	49
2.3	USDA – Renard et al., 1997	49
2.4	USA – National Soil Survey Handbook, 1997	50

CAPITOLO III

ANALISI SPAZIALE DELLE PROPRIETÀ DEL SUOLO.....		51
1	Introduzione.....	51
2	Teoria delle Variabili Regionalizzate	52
3	Analisi della dipendenza spaziale.....	55
4	Modellizzazione del variogramma.	58
5	Modelli anisotropi.....	61
6	Interpolazione mediante kriging.....	63
7	Kriging puntuale.....	64
8	Proprietà del kriging.	65
9	Cross validation.....	66
10	Simulazione stocastica.	67
10.1	La teoria e l'implementazione della simulazione stocastica condizionale.....	67

10.2 Principi di simulazione stocastica.....	68
10.2.1 Interpolazione o simulazione?	69
10.3 Algoritmi di tipo Gaussiano	69
10.4 Metodo di simulazione delle bande tornanti.....	72

CAPITOLO IV

AREA DI STUDIO: IL BACINO BONIS.....	74
1 Il bacino Bonis – Sila Greca.....	74
2 Inquadramento geografico	74
3 Morfologia dell'area di studio	75
4 Morfometria dell'area di studio.....	78
5 Clima dell'area di studio.....	83
6 Quadro geologico	84
7 Inquadramento vegetazionale	85
8 Quadro storico.....	86
9 Risposta idrologica del bacino Bonis.....	90
9.1 Risposta idrologica di massima	90
9.2 Risposta idrologica approfondita.	102

CAPITOLO V

CRITERI DI CAMPIONAMENTO DEL SUOLO	107
1 Distribuzione statistica di campionamento nel bacino sperimentale	107
2 Supporto cartografico numerico per le elaborazioni	107
3 Criteri di scelta dei punti campionari	108
4 Approccio SSA di Van Groenigen e Stein.....	109
5 Scelte operative.....	111
6 Elaborazione della distribuzione.....	111

CAPITOLO VI

ANALISI DI LABORATORIO DEI CAMPIONI DI SUOLO.....	113
1 Introduzione.....	113
2 Determinazione della sostanza organica	114
3 Determinazione della massa volumica reale dei grani.....	115
4 Determinazione della granulometria col metodo della pipetta	117

5	Determinazione della curva granulometrica.....	119
---	--	-----

CAPITOLO VII

	RISULTATI.....	121
1	Analisi di laboratorio	121
2	Analisi della variabilità spaziale delle proprietà del suolo.....	122
3	Mappatura delle proprietà del suolo	128
4	Il coefficiente di erodibilità del suolo K	136
5	Mappatura del coefficiente di erodibilità del suolo K : Torri et al., 1997	138
6	Mappatura del coefficiente di erodibilità del suolo K : USDA, 1997	141
7	Stima della mappatura del fattore di erosività della pioggia(R).....	142
8	Stima della mappatura del fattore morfologico $L \times S$	144
9	Stima del fattore di copertura C	145
10	Stima del fattore di pratiche colturali P	145
11	Stima della perdita di suolo A attraverso il modello RUSLE.....	146
	CONCLUSIONI.....	147
	RINGRAZIAMENTI.....	149
	BIBLIOGRAFIA.....	150
	INDICE.....	155