

UNIVERSITA' DELLA CALABRIA



**UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DELLA CALABRIA**

**Facoltà Di Scienze Matematiche, Fisiche, Naturali**

---

*Dottorato Di Ricerca In Scienze Della Terra XXI Ciclo*

*Settore Scientifico Disciplinare  
Geo/04 (Geografia Fisica e Geomorfologia)*

**STUDIO GEOMORFOPEDEOLOGICO DEI PROCESSI EROSIIVI NEL  
BACINO DEL T. TURBOLO (CALABRIA SETTENTRIONALE) CON  
IL CONTRIBUTO DELLA SPETTROMETRIA DELLA RIFLETTANZA**

Relatori

Dott. Gaetano Robustelli

Dott. Fabio Scarciglia

Correlatori

Dott. Pietro Patrizio Giro Aucelli

Dott. Antonio Pasquale Leone

Coordinatore

Prof. Franco Russo

Dottorando

Dott. Massimo Conforti

---

Triennio 2005-2008



*Nessuna conquista è per sempre, c'è sempre qualcuno che è interessato a toglierla, per cui resistere è non solo un dovere, ma anche una necessità dei giovani, altrimenti non si va avanti..."*

*(da: F.lli Severini - Canti Partigiani- )*

*Alla persona che ci ha creduto più di me...*

***Franca***



# INDICE

<b>INTRODUZIONE .....</b>	<b>7</b>
<b>CAPITOLO PRIMO</b>	
<b>1. INQUADRAMENTO GENERALE.....</b>	<b>14</b>
1.1. CARATTERI GEOGRAFICI E OROGRAFICI DELLA CALABRIA.....	14
1.2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO ED OROGRAFICO DELL'AREA DI STUDIO .....	16
1.3. INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE .....	20
1.4. INQUADRAMENTO GEOLOGICO DEL SETTORE SETTENTRIONALE DELLA CALABRIA .....	22
1.4.1. <i>Inquadramento strutturale della Calabria settentrionale</i> .....	25
1.5. GEOLOGIA DEL BACINO DEL TORRENTE TURBOLO .....	28
1.5.1. <i>Assetto strutturale</i> .....	36
1.6. INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO GENERALE .....	39
<b>CAPITOLO SECONDO</b>	
<b>2. ANALISI DELLE CARATTERISTICHE GEO-AMBIENTALI.....</b>	<b>44</b>
2.1. LINEAMENTI GEOMORFOLOGICI DEL BACINO DEL TORRENTE TURBOLO.....	44
2.1.1. <i>Caratteristiche del reticolo idrografico</i> .....	49
2.1.2. <i>Acclività ed esposizione dei versanti</i> .....	51
2.1.3. <i>Forme antropiche</i> .....	54
2.2. CARATTERIZZAZIONE DELLE COPERTURE DETRITICHE E STESURA DELLA CARTA LITOLOGICA.....	58
2.3. CARATTERISTICHE PEDOLOGICHE .....	63
2.3.1. <i>Caratteristiche pedologiche del bacino del torrente Turbolo</i> .....	66
2.4. CARATTERISTICHE DELL'USO DEL SUOLO .....	81
2.5. ANALISI DELLE "UNITÀ DI PAESAGGIO" .....	87
2.6. ASPETTI CLIMATICI .....	94
2.6.1. <i>Aspetti climatici generali della Calabria</i> .....	94
2.6.2. <i>Descrizione della rete di misura meteorologica e dei dati climatici disponibili</i> .....	95
2.6.3. <i>Aspetti climatici del bacino del Turbolo</i> .....	100
2.6.4. <i>Tendenze di precipitazioni e temperatura</i> .....	106
<b>CAPITOLO TERZO</b>	
<b>3. CARATTERIZZAZIONE DEI PROCESSI EROSIVI.....</b>	<b>107</b>
3.1. PROCESSI E FORME DI EROSIONE .....	107
3.1.1. <i>Processi erosivi dovuti al dilavamento idrico superficiale</i> .....	108
3.1.2. <i>Processi erosivi dovuti all'azione della gravità</i> .....	116
3.1.3. <i>Relazioni tra fattori predisponenti e processi erosivi</i> .....	122
<b>CAPITOLO QUARTO</b>	
<b>4. ANALISI QUANTITATIVA DEI PROCESSI EROSIVI.....</b>	<b>128</b>
4.1. ANALISI GEOMORFICA QUANTITATIVA .....	128
4.1.1. <i>Analisi del drenaggio superficiale</i> .....	129
4.1.2. <i>Analisi ipsometrica</i> .....	132
4.1.3. <i>Valutazione indiretta dell'entità dell'erosione</i> .....	135
4.2. MISURE DIRETTE DELL'EROSIONE .....	139
<b>CAPITOLO QUINTO</b>	
<b>5. CARATTERIZZAZIONE CHIMICO-FISICA DEI SUOLI E DELLA LORO ERODIBILITÀ.....</b>	<b>146</b>
5.1. INTRODUZIONE.....	146
5.2. MATERIALI E METODI .....	146

5.3.	RISULTATI.....	150
5.3.1.	<i>Elaborazione dei parametri chimici e fisici dei topsoil analizzati.....</i>	<i>150</i>
5.3.2.	<i>Calcolo del coefficiente di erodibilità (K) .....</i>	<i>158</i>
<b>CAPITOLO SESTO</b>		
<b>6.</b>	<b><i>VALUTAZIONE DELLA SUSCETTIBILITÀ ALL'EROSIONE.....</i></b>	<b>163</b>
6.1.	INTRODUZIONE.....	163
6.2.	APPLICAZIONE DEL MODELLO RUSLE.....	165
6.3.	VALUTAZIONE DELLA SUSCETTIBILITÀ AI MOVIMENTI IN MASSA ED ALL'EROSIONE IDRICA LINEARE 175	
6.3.1.	<i>Metodologia.....</i>	<i>175</i>
6.3.2.	<i>Fattori predisponenti.....</i>	<i>178</i>
6.3.3.	<i>Valutazione della suscettibilità.....</i>	<i>181</i>
6.3.4.	<i>Validazione del modello.....</i>	<i>192</i>
<b>CAPITOLO SETTIMO</b>		
<b>7.</b>	<b><i>USO DELLA SPETTROMETRIA DELLA RIFLETTENZA NEL DOMINIO OTTICO-RIFLESSIVO PER LA CARATTERIZZAZIONE DEI SUOLI NEL BACINO DEL T. TURBOLO .</i></b>	<b>196</b>
7.1.	INTRODUZIONE.....	196
7.1.1.	<i>Misure spettrali .....</i>	<i>196</i>
7.1.2.	<i>La riflettanza bi-direzionale.....</i>	<i>198</i>
7.1.3.	<i>Valutazione degli spettri di riflettanza.....</i>	<i>201</i>
7.2.	MATERIALI E METODI.....	203
7.2.1.	<i>Misure spettrali.....</i>	<i>203</i>
7.2.2.	<i>Parametrizzazione degli spettri di riflettanza.....</i>	<i>205</i>
7.2.3.	<i>Interpretazione visuale dei dati spettrometrici .....</i>	<i>208</i>
7.2.4.	<i>Spazializzazione delle proprietà spettrali.....</i>	<i>208</i>
7.2.5.	<i>Analisi spettrale quantitativa delle proprietà dei suoli (pedometria).....</i>	<i>209</i>
7.3.	RISULTATI.....	212
7.3.1.	<i>Interpretazione visuale degli spettri di riflettanza.....</i>	<i>212</i>
7.3.2.	<i>Interpretazione visuale degli spettri di derivata II.....</i>	<i>221</i>
7.3.3.	<i>Relazioni tra colore Munsell e caratteristiche dei topsoil.....</i>	<i>225</i>
7.3.4.	<i>Analisi della variabilità spaziale dei parametri spettrali.....</i>	<i>230</i>
7.3.5.	<i>PLSR applicata agli spettri di riflettanza e alle proprietà chimico- fisiche dei topsoil... 241</i>	
<b>CAPITOLO OTTAVO</b>		
<b>8.</b>	<b><i>DISCUSSIONE.....</i></b>	<b>249</b>
<b>CONCLUSIONI .....</b>		<b>259</b>
<b>BIBLIOGRAFIA.....</b>		<b>262</b>
<b>APPENDICE.....</b>		<b>286</b>
CENNI GENERALI DI GEOSTATISTICA		
<b>ALLEGATO 1 .....</b>		<b>293</b>
DATI DELLE ANALISI CHIMICO-FISICHE DI LABORATORIO DEI <i>TOPSOIL</i>		
<b>ALLEGATO 2 .....</b>		<b>298</b>
DATI DELLA SPETTROMETRIA DELLA RIFLETTENZA		
<b>ALLEGATO 3 .....</b>		<b>306</b>
RELAZIONI TRA “UNITÀ DI PAESAGGIO” E FATTORE K		
<b>RINGRAZIAMENTI.....</b>		<b>311</b>

# ***INTRODUZIONE***

L'evoluzione morfologica del paesaggio avviene a causa dell'azione combinata di più fenomeni sia di tipo endogeno (vulcani, terremoti, ecc.) che esogeno (frane, erosione idrica, ecc.) che producono un progressivo modellamento della superficie terrestre. In generale, si può dire che i processi endogeni creano i rilievi, quelli esogeni tendono a demolirli. In particolare, l'azione degli agenti esogeni è distinta, nelle seguenti fasi: alterazione della roccia, erosione, trasporto e deposito.

Tra i vari processi morfogenetici che principalmente concorrono a trasformare il rilievo terrestre troviamo i processi di erosione idrica sia areale che incanalata, e i fenomeni gravitativi. I primi hanno come agente innescante l'acqua di ruscellamento superficiale, mentre i movimenti in massa hanno come agente dinamico principale la gravità.

Diversi fattori condizionano direttamente e/o indirettamente questi processi erosivi, tra i quali si annoverano le caratteristiche geologiche, la morfologia, l'uso del suolo, il clima ecc. Tali fattori sono tra loro correlati ed in grado di determinare, in differente misura, l'entità del processo erosivo e le sue variazioni spazio-temporali.

Tuttavia tali processi possono essere accelerati e resi più intensi da interventi antropici, causando una progressiva degradazione del suolo, che nei casi più gravi può condurre alla desertificazione del territorio.

L'erosione accelerata può causare la perdita progressiva della fertilità del suolo: in particolare, provoca negli orizzonti superficiali una diminuzione della sostanza organica, dell'argilla e dei nutrienti, la riduzione parziale o totale dell'attività biologica e, in casi estremi, la completa asportazione del suolo stesso.

Tenendo presente che il suolo è una risorsa difficilmente rinnovabile o comunque rinnovabile in un arco di tempo molto lungo (Rodolfi, 2006), il problema legato all'erosione è, quindi, di estrema importanza laddove il territorio

è particolarmente “vulnerabile”, nel senso che si trova in un equilibrio precario dove le azioni antropiche (coltivazione dei terreni, attività estrattive, urbanizzazione ecc.) comportano rapide modificazioni del territorio portandolo a situazioni di scompenso spesso irreversibili. Inoltre va di pari passo con altri problemi, altrettanto importanti e ad esso interrelati, come la progressiva desertificazione del territorio, l'aumento della popolazione a livello mondiale con il conseguente aumento dei fabbisogni alimentari.

In particolar modo con l'avvento della meccanizzazione agricola, iniziata in maniera imponente nella metà del secolo scorso, che ha comportato livellamenti delle pendici, l'abbandono delle sistemazioni idraulico-agrarie tradizionali e la specializzazione delle colture, l'erosione del suolo ha subito una significativa accelerazione, assumendo proporzioni preoccupanti specialmente nelle aree collinari e montane, con effetti ambientali, economici e sociali rilevanti.

Tra le cause da imputarsi alle ripetute lavorazioni meccaniche del terreno, danneggiamento vanno segnalate sia la degradazione della struttura di aggregazione e conseguentemente della porosità del suolo, che dell'attività biologica. L'aratura tende a disgregare particelle gli aggregati di suolo producendo aggregati di minori dimensioni o materiale sciolto, che risulta pertanto molto instabile e che, a seguito delle piogge e cicli di inumidimento ed essiccazione, può evolvere in una struttura compatta, spesso associata a croste superficiali. Queste ultime sono dei sottili strati che si formano sulla superficie del suolo in seguito all'azione delle gocce di pioggia battente sugli aggregati (Kosmas & Tsara, 2004). Nei periodi secchi tali strati si riducono di volume, diventando una dura e densa crosta che diminuisce notevolmente l'infiltrazione idrica nel suolo, ritarda gli scambi gassosi suolo-atmosfera, favorisce lo scorrimento idrico superficiale, facilitando così la perdita di particelle di suolo.

I danni arrecati dall'erosione accelerata, che si evidenziano in termini di perdita di suolo, di fertilità, di biodiversità, di modificazione del territorio ecc, influenzano direttamente anche la qualità delle acque; infatti se il suolo è considerato uno dei recettori primari delle sostanze inquinanti prodotte dalle

attività antropiche, l'acqua che lo attraversa in profondità o che scorre in superficie si comporta da veicolo per queste sostanze che, trasportate in sospensione o in soluzione, si possono depositare più a valle o si riversano nelle falde e nei corsi d'acqua per poi depositarsi, successivamente, nelle pianure alluvionali o in bacini naturali o artificiali.

Il problema legato all'erosione del suolo negli ultimi anni è andato sempre più amplificandosi, per via dei cambiamenti climatici a livello globale.

Dagli studi esposti durante l'*Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC, 2008) è emerso che il clima del pianeta sta subendo cambiamenti che potrebbero portare a trasformazioni ambientali profonde. In particolare, per il sud europeo e per i Paesi che si affacciano sul Mediterraneo, una repentina variazione climatica, dettata da una diminuzione delle precipitazioni, conseguente ad un incremento della temperatura media annua, porterà ad un progressivo allungamento della stagione secca a cui si alterneranno brevi periodi con precipitazioni meteoriche di elevata intensità. Tali caratteristiche climatiche, in generale, porteranno ad una crescente degradazione del suolo con una conseguente desertificazione del territorio. In particolare, le precipitazioni comporteranno un incremento del loro potere erosivo che causerà una crescita esponenziale dei processi erosivi.

Nelle aree che ricadono nel bacino del Mediterraneo, il problema legato all'erosione del suolo acquista una notevole importanza anche a causa della progressiva riduzione del rapporto fra risorse e popolazione e delle modificazioni ambientali che ne derivano.

È stato calcolato, inoltre, che nei Paesi che si affacciano nel Mediterraneo ben il 70% della superficie agricola coltivata è interessata da processi di erosione del suolo (*European Conservation Agriculture Federation*, 1999; FAO, 1999; Kirkby et al., 2004). Le percentuali delle aree a rischio di erosione in questi Paesi sono però alquanto disomogenee: si va dal 9% della Francia, al 68% del Portogallo e al 70% della Turchia. In Spagna oltre il 50% del territorio agrario è stato

classificato con un elevato rischio di erosione e, nella parte meridionale, la superficie ad alto rischio di erosione supera il 70%.

Per quanto riguarda l'Italia, risulta che i due terzi dei suoli del nostro paese presentano preoccupanti problemi di degradazione, più accentuati in quelle aree dove è stata più forte l'attività antropica (APAT). La Calabria, per le sue caratteristiche geologiche, morfologiche, pedologiche e climatiche, presenta per buona parte del suo territorio, una suscettibilità all'erosione molto elevata (ARSSA, 2005); essa è inoltre considerata, tra le regioni d'Italia, quella a rischio di essere colpita da fenomeni di dissesto idrogeologico, cioè di quell'insieme di fenomeni, spesso identificati con l'instabilità dei versanti, ma che si manifestano sia come fenomeni di erosione idrica accelerata (lineare e/o areale) sia come movimenti in massa.

Recenti studi evidenziano che l'Italia meridionale, e in particolare alcune zone del territorio calabrese (ARPACAL, 2004), mostrano già i primi segni di desertificazione, tra le cui cause svolgono un ruolo determinante i processi erosivi. In particolar modo un'elevata propensione alla desertificazione è stata riscontrata sul versante ionico calabrese che presenta un clima marcatamente mediterraneo. Questo settore della regione è caratterizzato da suoli che si sono sviluppati prevalentemente su un substrato argilloso-limoso, che le tecniche di coltivazione adottate lasciano privo di copertura vegetale per lunghi periodi dell'anno. Pertanto, lunghi periodi siccitosi, alternati ad eventi meteorici estremi, causano una forte erosione con una conseguente degradazione del suolo, determinando ingenti danni economici e sociali.

Quanto finora esposto porta a considerare che negli anni a seguire gli effetti sempre più disastrosi dei fenomeni erosivi sul territorio rendano sempre più auspicabile da un lato l'adozione di politiche di pianificazione territoriale mirate ad uno sfruttamento razionale e sostenibile delle risorse ambientali, e dall'altro l'affinamento progressivo dei metodi d'indagine volti alla caratterizzazione dei fenomeni erosivi, alla definizione delle condizioni di pericolosità, di vulnerabilità e di rischio derivato dall'erosione del suolo.

Risulta dunque evidente l'importanza sia della previsione dell'erosione, sia della valutazione del peso relativo dei diversi fattori che la determinano, in quanto strumenti indispensabili per la valutazione del rischio e per la conseguente progettazione degli interventi di mitigazione sia non strutturali che strutturali.

Inoltre la complessità e l'importanza del problema dell'erosione è documentata nella vasta letteratura scientifica sia nazionale che internazionale che negli anni ha proposto diversi approcci metodologici per la caratterizzazione e la valutazione dei fenomeni erosivi (Castiglioni, 1933; Passerini, 1937, Gavrilovic, 1959, 1988; Wischmeir & Smith, 1965, 1978; Vittorini, 1977, 1979; Rodolfi & Frascati, 1979; Ciccacci et al., 1981, 1988; Roxo, 1997; Torri et al., 1997; Lupia Palmieri, 1998, 2001; Bryan, 1999; Moretti & Rodolfi, 2000; Marker et al., 2001; Flügel et al., 2003; De Vente & Poesen, 2005; Aucelli, et al., 2006; Pulice et al., 2008).

Nell'ambito del quadro sin qui delineato, le finalità della presente Tesi di dottorato di ricerca, consistono nello studio dei processi erosivi, principalmente legati al ruscellamento idrico superficiale (areale o incanalato) e ai movimenti in massa, cercando di individuare quali sono le tendenze evolutive attuali e future in un bacino idrografico della Calabria. Inoltre si è tentato di valutare, attraverso sia metodi diretti che indiretti, i ritmi di erosione e, attraverso un'accurata caratterizzazione geo-ambientale, la suscettibilità del territorio indagato all'erosione. Infine si è cercato di sviluppare una metodologia per monitorare lo stato di degrado del suolo provocato essenzialmente dai processi di erosione.

Data la rilevanza e l'attualità del problema, si è ritenuto opportuno affrontare la tematica con un approccio multidisciplinare, mediante uno studio integrato di tipo geomorfologico e pedologico volto a comprendere sia i fattori che controllano l'erosione del suolo, a diversa scala, sia gli indicatori diretti ed indiretti per la valutazione quali/quantitativa della suscettibilità territoriale e dei ritmi di erosione potenziale.

Pertanto, si è provveduto alla caratterizzazione dei fenomeni erosivi agenti sia a scala di versante sia a scala di bacino, valutando i rapporti di influenza tra i vari fattori di controllo e i differenti processi erosivi inventariati. Particolare attenzione si è prestata all'individuazione di relazioni tra i processi erosivi e le differenti caratteristiche geo-ambientali attraverso metodi di analisi statistica bivariata e multivariata. Tra queste si è puntato a definire sia modelli concettuali ed analitici che le proprietà chimico-fisiche del suolo ed il suo stato di preservazione e/o degrado.

Come area campione è stato scelto il bacino del Torrente Turbolo, situato in Calabria settentrionale; esso è un affluente di sinistra del fiume Crati e può essere considerato altamente rappresentativo (per aspetti geologici, geomorfologici e climatici) sia di gran parte del bacino del Crati che di ampi settori della Calabria, dove la suscettibilità all'erosione è elevata.

La metodologia di lavoro è consistita nell'utilizzo di metodi ormai consolidati nel campo della geomorfologia e della pedologia, affiancati da metodi abbastanza innovativi per il settore delle Scienze della Terra, in particolare in studi di geomorfologia applicata.

Pertanto lo studio è stato espletato principalmente attraverso aerofotointerpretazione e rilevamento geomorfologico di campagna, che hanno permesso di caratterizzare dal punto di vista geo-ambientale il bacino del Turbolo e di riconoscere e cartografare le principali forme legate ai processi erosivi in atto. Inoltre, in aree rappresentative del bacino sono state effettuate delle misure dirette sui ritmi di erosione mediante l'istallazione di microparcelle e capisaldi metallici.

Contemporaneamente sono stati prelevati dei campioni superficiali di suolo (*topsoil*) all'interno del bacino, e successivamente sottoposti ad analisi chimico-fisiche di laboratorio. Inoltre i campioni di *topsoil* sono stati sottoposti ad analisi di laboratorio tramite spettrometria della riflettanza nel dominio ottico-riflessivo, finalizzata allo studio delle proprietà e dello stato di degrado dei suoli. La spettrometria della riflettanza è una tecnica innovativa nel campo delle Scienze



della Terra (Torrent & Barrón,1993; Palacios-Orueta & Ustin, 1998; Leone. & Sommer, 2000; Viscarra Rossel et al., 2006), alla quale tecnici e ricercatori hanno posto grande attenzione negli ultimi decenni. Si è pertanto ritenuto interessante inserirla nel presente lavoro di tesi, a integrazione dei più tradizionali metodi d'indagine.

Infine i dati raccolti hanno permesso l'implementazione di un *geo-database*, consolidato all'interno di un GIS (sistema informativo geografico), che ha consentito la loro spazializzazione, l'elaborazione di carte tematiche e l'applicazione di modelli per la stima indiretta dell'entità dell'erosione.

L'utilizzo di tali strumenti ha, inoltre, permesso di ricavare, tramite varie procedure di interrogazione del *geo-database*, informazioni complesse derivate dall'elaborazione dei livelli informativi di base, oltreché la stima della suscettibilità all'erosione.

# ***CAPITOLO PRIMO***

## ***1. Inquadramento generale***

### **1.1. Caratteri geografici e orografici della Calabria**

La Calabria (figura 1.1) è ubicata fra le latitudini 40°00'N e 38°12'N e fra le longitudini 16°30'E e 17°15'E. Il territorio regionale si estende su una superficie di circa 15.111 km<sup>2</sup> e si sviluppa in senso meridiano per circa 250 km; la larghezza massima (tra Punta Alice e Capo Bonifati) è di 111 km e la minima (tra i golfi di S. Eufemia e Squillace) è di soli 31 km. Il 59% della superficie della regione ricade al di sopra dell'isoipsa 300m s.l.m. determinando un'altitudine media del territorio di circa 556 m s.l.m. ; le aree pianeggianti sono limitate principalmente alle fasce costiere ed alle valli dei maggiori corsi d'acqua.

La più vasta area pianeggiante della regione, la piana di Sibari si estende per circa 180 km<sup>2</sup> ed è formata dalle alluvioni del fiume Crati e del suo affluente Coscile. Le rimanenti aree pianeggianti sono quelle di Sant'Eufemia e Gioia Tauro, sul versante tirrenico.

I rilievi della Calabria includono a Nord il massiccio del Pollino che con i 2271m di Serra Dolcedorme rappresenta la maggiore culminazione topografica dell'intera regione; a Sud dell'incisione valliva detta "del passo dello Scalone" (740m s.l.m.) inizia la Catena Costiera compresa fra il mar Tirreno ad Ovest e la valle del fiume Crati ad Est; essa si sviluppa parallelamente alla costa per circa 70 Km, presentando quote massime comprese fra 1100-1300 m s.l.m. che culminano con i 1544 m del Monte Cocuzzo.

Un altro importante massiccio è quello dell'altopiano Silano che raggiunge i 1929m s.l.m. a M. Botte Donato, situato sul lato centro-orientale della penisola calabrese. La Sila risulta delimitata a Sud dalla depressione compresa tra i golfi di Sant'Eufemia e di Squillace. Verso Sud-Est, si sviluppa per circa 60 Km la catena delle Serre che si configura come due dorsali parallele, separate tra loro

dalla valle dell'Ancinale; le cime più elevate sono M. Pecoraio (1423m s.l.m.) e M. Crocco (1276m s.l.m.); le Serre sono separate dall'Aspromonte dal piano del Limina.

La parte più meridionale della regione è occupata dal massiccio dell'Aspromonte che si eleva fino a 1955m s.l.m. con M. Montalto.

Come si è visto, alle relativamente elevate quote corrispondono distanze dal mare estremamente ridotte; conseguentemente le aree collinari, interposte fra i rilievi montuosi e le coste, risultano quasi ovunque aspre, caratterizzate da notevoli pendenze e profondamente incise dai corsi d'acqua.

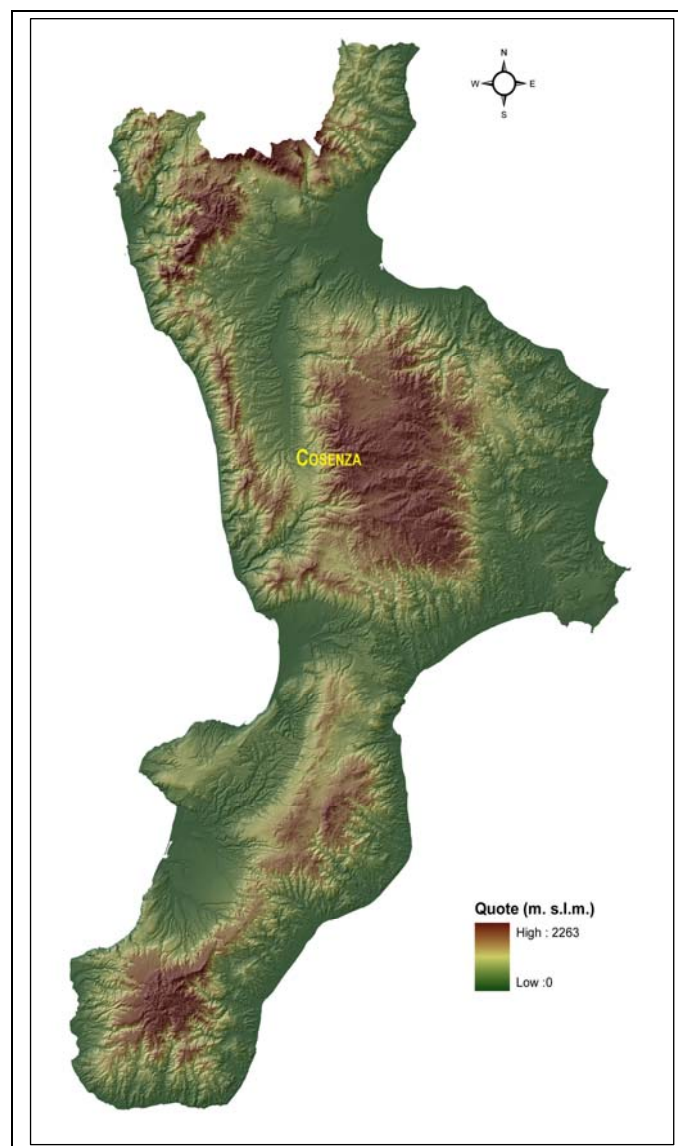


Figura 1.1 - Modello digitale del terreno della regione Calabria.

## 1.2. Inquadramento geografico ed orografico dell'area di studio

Il bacino del torrente Turbolo (figura 1.2), rappresentativo per aspetti geoambientali e climatici di ampi settori della Calabria, è ubicato nel settore centro-settentrionale della regione, geograficamente posizionato a circa 39°31' di latitudine e 3°42' di longitudine. Il torrente, affluente di sinistra del fiume Crati (figura 1.3), ha origine dalla Catena Costiera e si estende, da ovest verso est; per una lunghezza parallela all'asta principale di circa 11.5 km.

Tale area ricade interamente nel territorio della provincia di Cosenza, comprendendo in parte i comuni di Mongrassano, Cerzeto e Torano Castello (figura 1.2).

Il torrente Turbolo presenta una forma notevolmente allungata e si sviluppa su una superficie di circa 30 km<sup>2</sup>; il perimetro è di circa 28 km circa e le quote sono comprese tra 1015 m s.l.m, presso la località Serra dei Muli, e i 75m. s.l.m. alla confluenza col fiume Crati.

La notevole articolazione del rilievo e la complessa eterogeneità della morfologia evidenziano il ruolo svolto dalla tettonica e dai processi di denudazione nell'attuale assetto fisiografico del territorio.

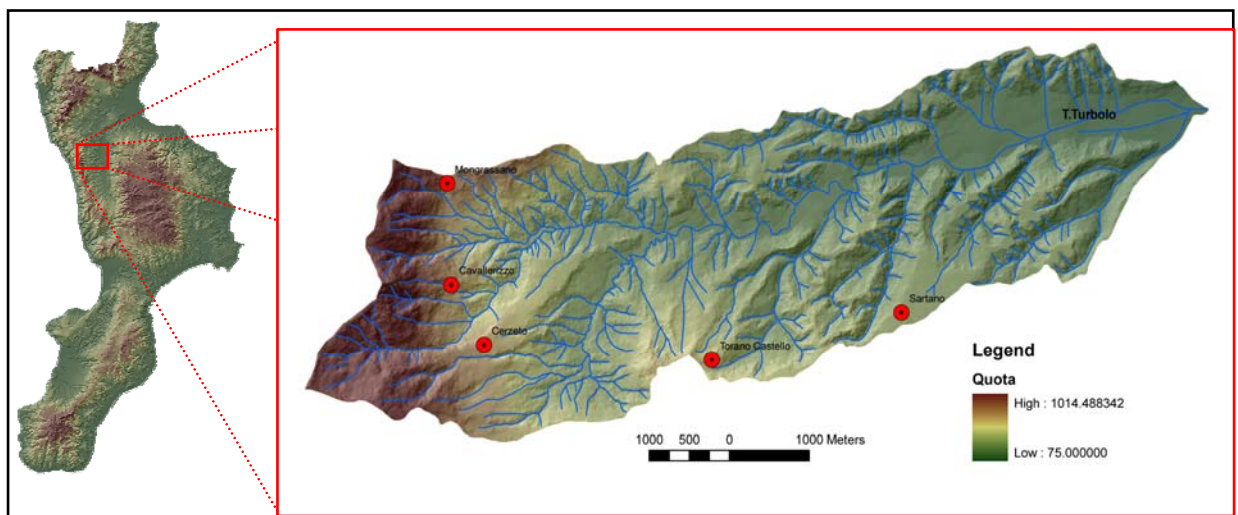


Figura 1.2– Localizzazione dell'area di studio.



Con riferimento alla cartografia I.G.M. (Istituto Geografico Militare) del 1954, l'area di studio ricade nelle seguenti sezioni in scala 1:10.000 (figura 1.4):

- Foglio N°229, IV-SE-B, Torano Castello;
- Foglio N°229, IV-SE-C, Mongrassano;
- Foglio N°229, IV-SO-C, Stazione Mongrassano Cervicati;
- Foglio N°229, IV-NE-D, Lattarico;

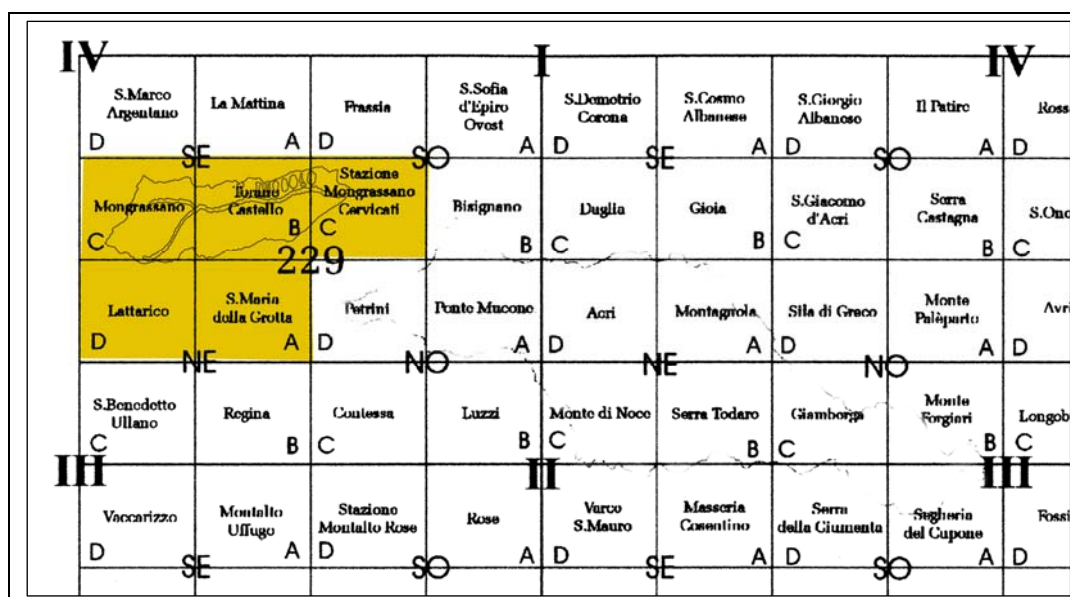


Figura 1.4 – Stralcio del quadro d'unione delle sezioni topografiche scala 1:10000 della Calabria, dove vengono evidenziate le sezioni che ricadono nel bacino del Turbolo.

Mentre, in riferimento alla nuova cartografia ufficiale dell'I.G.M. essa ricade nelle seguenti sezioni in scala 1:25.000 (figura 1.5):

- Foglio N°551, Sez. I, Bisignano;
- Foglio N°551, Sez. III, Montalto Uffugo;
- Foglio N°551, Sez. IV, Fagnano Castello.

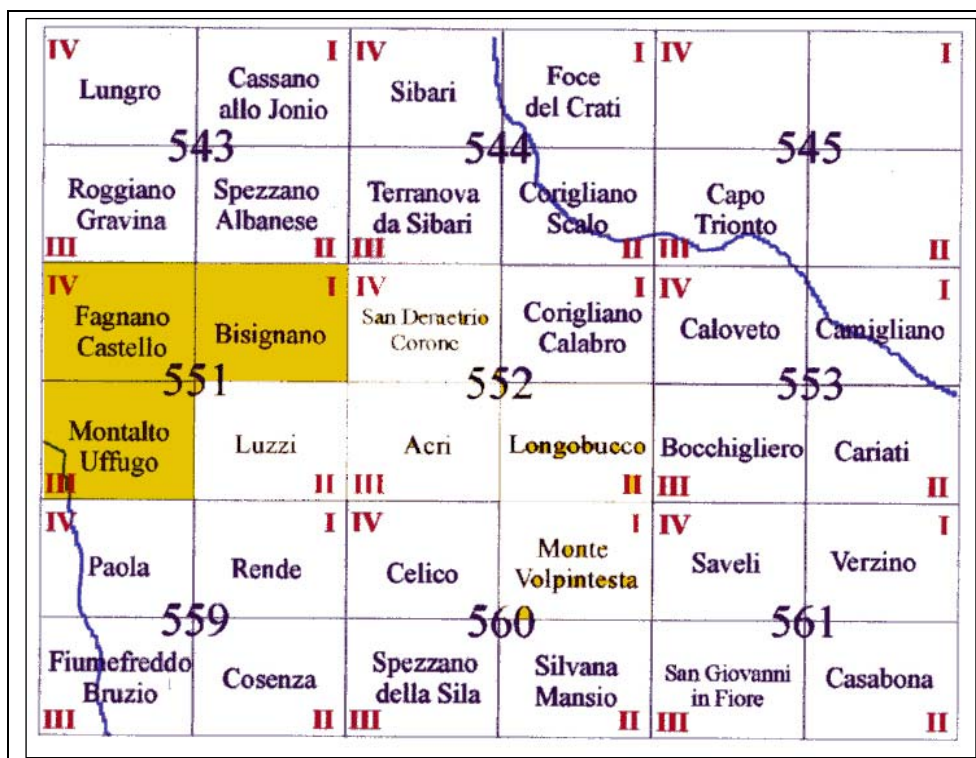


Figura 1.5 - Stralcio del quadro d'unione delle nuove sezioni topografiche I.G.M. (scala 1:25000)

### 1.3. Inquadramento geologico regionale

La struttura geologica della Calabria è costituita essenzialmente da una serie di falde cristalline sovrapposte, derivanti dalla deformazione di crosta oceanica e continentale che nell'insieme costituiscono l'Arco Calabro Peloritano (ACP). Esso rappresenta un elemento di congiunzione tra la catena appenninica e la catena siciliano-maghrebide (Amodio Morelli et al., 1976; Bonardi et al., 1982; Tortorici, 1982). Due importanti sistemi di faglie trascorrenti delimitano l'ACP dalla catena sud-appenninica e maghrebide; la linea di Sangineto a nord e la linea di Taormina a sud (Amodio Morelli et al., 1976; Bonardi et al., 2005) (figura 1.6).

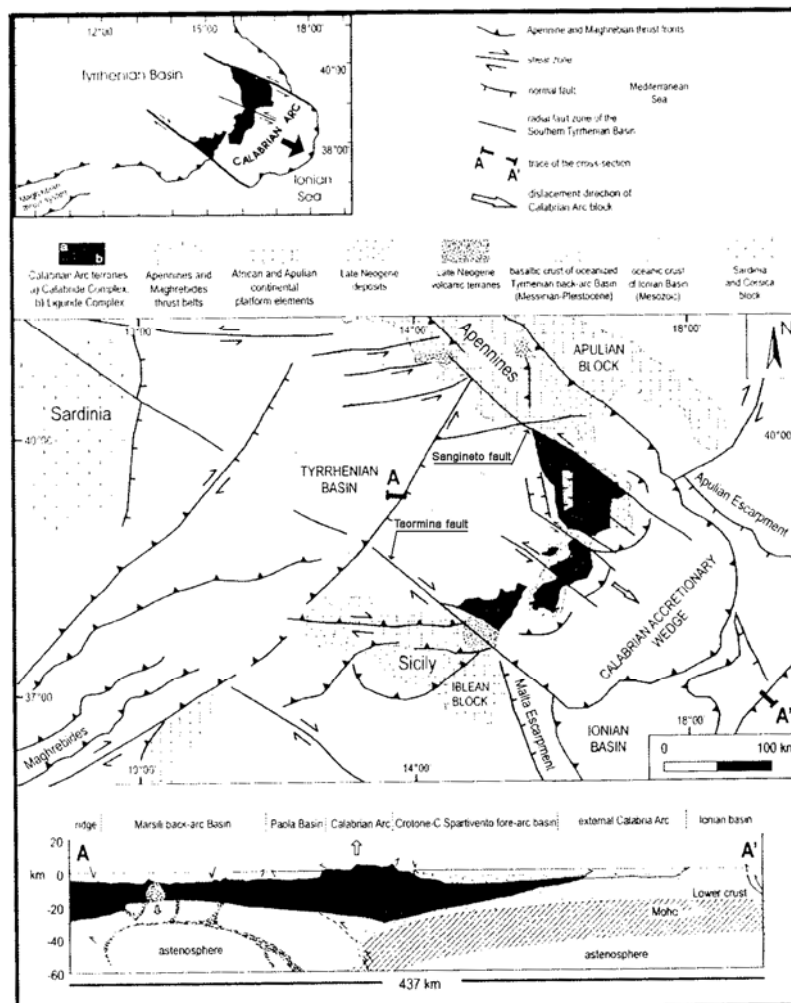


Figura 1.6 - Carta geologica schematica dell'area del Mediterraneo centrale, con in basso una sezione geologica (da Van Dijk & Scheepers, 1995, Van Dijk et al., 2000; Tansi et al., 2007.). In alto schema semplificato dell'Arco Calabro.



L'ACP viene interpretato come un frammento di catena alpina Europa-vergente, le cui falde sono sovrascorse nel Miocene inferiore sulla catena appennino-maghrebide. L'ossatura della catena è formata da rocce metamorfiche di basso grado costituite, in parte, da scaglie di basamento già deformato e di età ercinica, in parte da metagranitoidi tardo ercinici ed in minor misura da una copertura sedimentaria mesozoica costituita da depositi terrigeni e carbonatici e da frammenti di crosta oceanica sia metamorfica (HP-LT) sia non metamorfica laminata e tettonizzata.

Durante il Neogene, la catena subisce una serie di fasi tettoniche distensive e trascorrenti legate all'inizio del *rifting* del Tirreno. A seguito di tali deformazioni l'ACP risulta segmentato da importanti lineamenti tettonici, organizzati secondo sistemi longitudinali e trasversali rispetto alle due direttrici strutturali che lo separano dalla catena appenninica e dalla catena maghrebide (figura 1.7).

Questi sistemi di faglie concorrono all'apertura di importanti bacini sedimentari continentali e marini, sia longitudinali (bacino del Crati, del Mesima, di Paola e di Crotone-Capo Spartivento), sia trasversali (fossa del basso Crati-Sibari, fossa di Catanzaro e fossa di Siderno) (Ghisetti, 1979).

Durante il Quaternario la Calabria è stata caratterizzata prevalentemente da tettonica estensionale, durante la quale sono stati prodotti movimenti normali sui sistemi di faglia preesistenti.

L'ACP è stato differenziato in due distinti settori che vengono a contatto lungo un allineamento strutturale, poco a sud di Catanzaro che, da Capo Vaticano, attraverso la Valle del Mesima, si estende fino a Soverato (Bonardi et al., 1982; Tortorici, 1982). I due settori sono caratterizzati da un assetto tettono-stratigrafico e da una storia evolutiva differente che si traduce, per il settore meridionale, rispetto a quello settentrionale, nell'assenza di unità ofiolitiche e di un metamorfismo alpino nelle unità cristalline, nella mancanza delle unità carbonatiche appenniniche sottostanti le unità cristalline ed, infine, nella vergenza meridionale nell'accavallamento delle falde.



Figura 1.7 – Schema neotettonico dell’Arco Calabro Peloritano (da Ghisetti, 1979). Legenda: 1) Bacini peri-tirrenici di Paola, GioiaTauro e Cefalù; 2) Monti Nebrodi, Madonie e Madonne; 3) Bacini di Crotone, Capo Castelvetro; 4) Monti Sicani; 5) Fossa Catania-Gela; 6) Monti Iblei; 7) Catena Costiera Capo Vaticano, Monti Peloritani; 8) Fosse dell’alto Crati, di Messina e di GioiaTauro; 9) Sila, Serre, Aspromonte; 10) Fosse del basso Crati-Sibari; 11) Fossa di Catanzaro; 12) Fossa di Siderno; 13) Fossa di Messina; 14) Pollino.

#### 1.4. Inquadramento geologico del settore settentrionale della Calabria

Il settore settentrionale dell’Arco Calabro (figura 1.8), in cui ricade l’area di studio, è costituito dalla sovrapposizione di tre unità tettono-stratigrafiche. Le unità geometricamente più basse sono rappresentate da rocce carbonatiche mesozoiche che originariamente formavano il margine continentale africano, scollatesi dal loro basamento durante il Cenozoico, assumendo una vergenza orientale. L’unità intermedia è composta da rocce ofiolitiche, metasedimentarie e sedimentarie del Mesozoico-Cenozoico (Complesso Liguride), considerati come i resti di un cuneo di accrezione oceanico Paleogenico (Ogniben, 1969; Knott, 1987; Bonardi et al., 1988; Monaco et al., 1991; Critelli, 1993). L’unità strutturalmente più elevata comprende rocce ignee e metamorfiche di età paleozoica, localmente comprendenti coperture sedimentarie meso-cenozoiche (Complesso Calabride, Ogniben, 1969), interpretata come un frammento del margine europeo della neo-Tetide (Bouillin et al., 1986; Knott, 1997, Dewey et al., 1989).

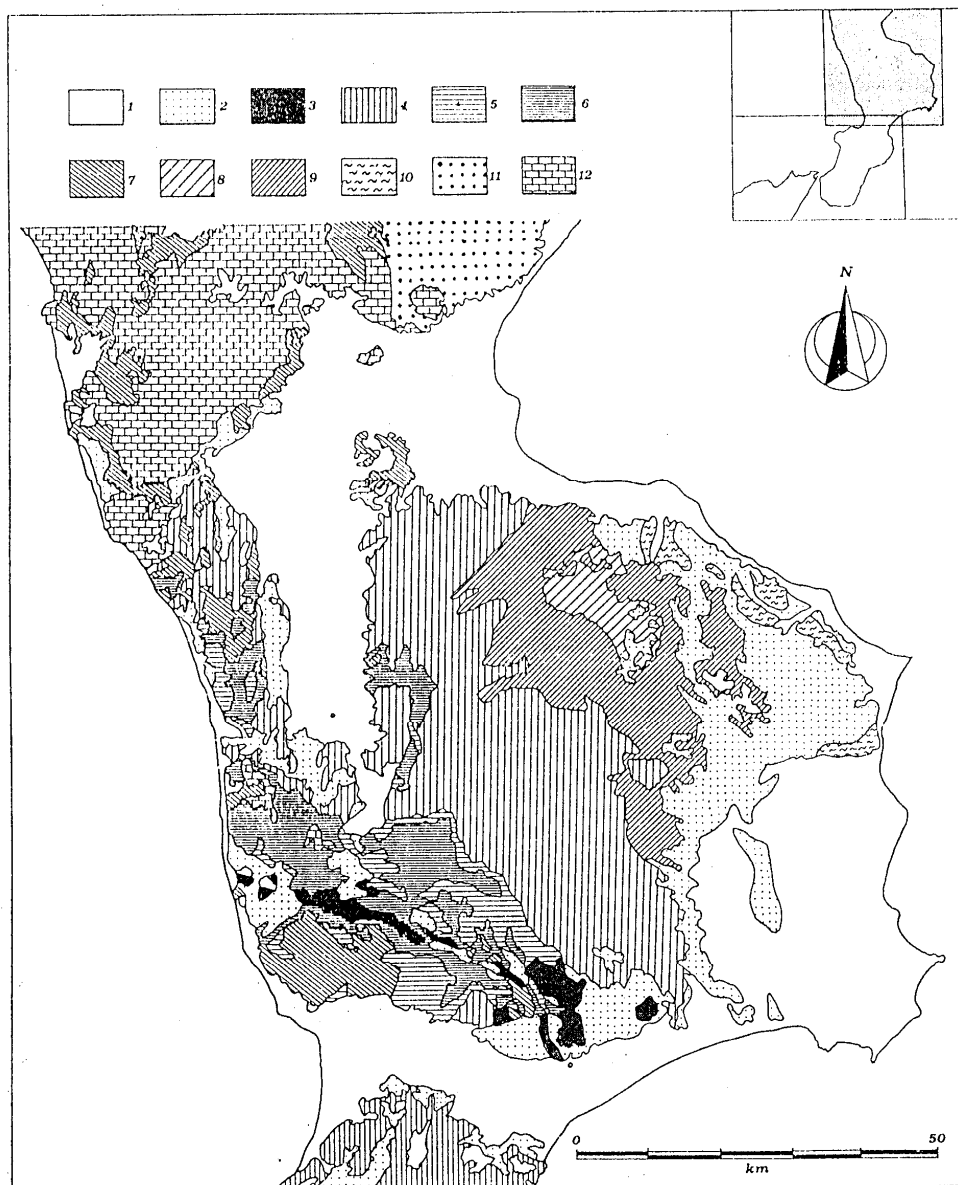


Figura 1.8 – Carta geologico-strutturale del settore settentrionale dell’Arco Calabro. 1) sedimenti plio-pleistocenici; 2) sedimenti del Tortoniano-Pliocene inf.; 3) Unità di Stilo; 4) Unità di Polia-Copanello; 5) Unità di Castagna; 6) Unità di Bagni; 7) Unità ofiolitiche, Unità di Longobucco; 8) Basamento cristallino; 9) Copertura sedimentaria Meso-Cenozoica; 10) Unità Sifilidi; 11) Gruppo del Cilento e Formazione del saraceno; 12) Unità carbonatiche del Complesso Panormide. Da Tortorici (1982).

Questo settore, che si estende a nord dell’allineamento Capo Vaticano – Soverato, è costituito da una serie di unità tettoniche, di cui le due più profonde, escludendo i carbonati basali, sono rappresentate da unità ofiolitifere mentre le rimanenti sono rappresentate da porzione di crosta continentale (Tortorici, 1982). L’autore distingue dal basso verso l’alto:

- **Unità di Verbicaro e Unità di San Donato:** costituiscono i domini della catena appenninica (Scandone, 1974; Amodio Morelli et al., 1976). Affiorano in finestre tettoniche (Cetraro, Capo Bonifati, etc.) al di sotto delle unità cristalline. L'unità basale è costituita dalla Unità di San Donato mentre quella superiore da quella di Verbicaro. Queste unità sono costituite essenzialmente da successioni calcareo-dolomitiche.
- **Unità del Frido:** affiora in tutto il settore settentrionale ed in Lucania; è costituita da una successione di metapeliti e quarziti a cui sono associate ofioliti rappresentate da prevalenti metabasalti, serpentiniti ed eccezionalmente da gabbri come metabrecce. Quest'unità di età cretacea, è caratterizzata da un metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura (Spadea et al., 1976).
- **Unità Ofiolitiche:** comprende le unità di Malvito e Gimigliano (Dietrich et al., 1976). L'unità di Malvito affiora lungo la "linea di Sanginetto" ed è costituita da lave a pillows e da breccie di pillow su cui poggiano coperture sedimentarie terrigene e carbonatiche. Presenta un metamorfismo alpino polifasico di basso grado. L'unità di Gimigliano è costituita da metabasiti e serpentiniti con copertura costituita da un'alternanza di filladi verdastre, metareniti e metacalcari di origine torbiditica. Anche questa unità presenta metamorfismo di tipo alpino.
- **Unità di Bagni:** rappresenta un'unità di derivazione continentale, affiorante principalmente in Sila Piccola, Catena Costiera e nell'alta valle del Fiume Crati; essa presenta un basamento filladico caratterizzato da un metamorfismo alpino di basso grado, che sopporta una copertura sedimentaria Mesozoica.
- **Unità di Castagna:** affiora prevalentemente in Sila Piccola e lungo il bordo orientale della valle del F. Crati lungo la parte settentrionale del massiccio delle Serre (Paglionico & Piccareta, 1977). Quest'unità è costituita da micascisti, paragneiss e gneiss occhiadini con presenza di

masse pegmatitiche e granitoidi. L'età di questa unità è paleozoica ed è caratterizzata da un metamorfismo prealpino in facies da scisti verdi profonda ad anfibolitica (Colonna & Piccareta, 1978).

- **Unità di Polia-Copanello:** affiora diffusamente in tutto il settore e rappresenta porzioni profonde di crosta continentale. È costituita da gneiss kinzigitici con intercalazioni di masse anfibolitiche e di metaperoditite ed è affetta da metamorfismo in facies granulitica (Paglionico & Piccarreta, 1978).
- **Unità di Longobucco:** affiora lungo la parte orientale della Sila e ricopre le unità sopra descritte; è costituita da basamento filladico con intercalazioni di quarziti e porfiroidi contenenti intrusioni granitiche, su cui trasgrediscono due successioni sedimentarie di età meso-cenozoica (Lanzafame & Tortorici, 1980).

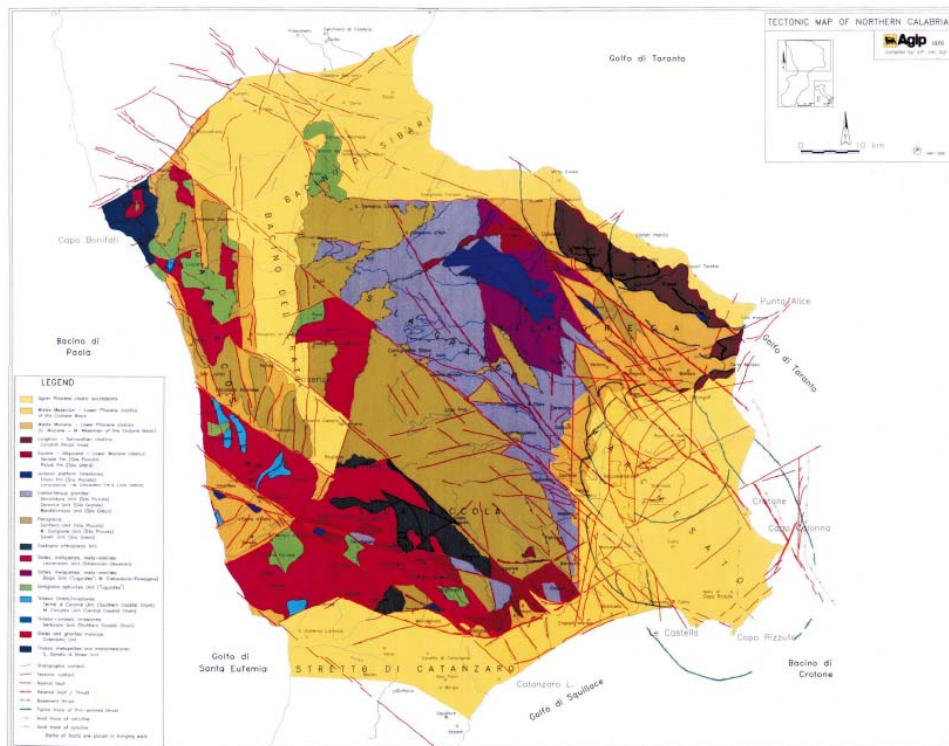
#### *1.4.1. Inquadramento strutturale della Calabria settentrionale*

Per quanto riguarda questo settore sono stati condotti degli studi di dettaglio (Tortorici, 1981) che evidenziano tre sistemi principali di faglie. Il primo presenta piani di faglia orientati NE-SO, il secondo sistema è caratterizzato da piani orientati in direzione NO-SE e il terzo sistema ha un andamento dei piani N-S (figura 1.9). Nel bacino Crotonese, precisamente nel settore nord-occidentale, è inoltre stato individuato un quarto sistema caratterizzato da faglie con andamento NNE-SSW (Tortorici, 1981).

*Sistema NE-SO-* questo sistema è rappresentato da due allineamenti principali; uno settentrionale che si identifica con la “linea di Sangineto”, che taglia trasversalmente la regione ed è caratterizzato da una serie di faglie normali che ribassano questo sistema, la “linea San Marco Argentano-Doria” e la dorsale di Tarsia-San Lorenzo del Vallo (Tortorici, 1979; Lanzafame & Tortorici, 1980).

Il lineamento meridionale è costituito da faglie normali con piani quasi verticali ed è identificato morfologicamente lungo il corso del fiume Savuto il cui elemento principale è rappresentato appunto dalla “linea del Savuto” (van Dijk et

al. 2000), che ribassa i vari blocchi verso NO fino alla zona più a sud di Amantea, dove vengono a contatto i termini del substrato con i sedimenti tortoniano-messiniani.



**Figura 1.9 - Principali strutture tettoniche della Calabria settentrionale (Van Dijk et al., 2000).**

*Sistema NO-SE-* Questo sistema di faglie è il più sviluppato della regione ed è costituito da una serie di faglie normali che presentano piani da verticali a subverticali. Suddivide la Calabria settentrionale in una serie di *horst* e *graben* (Tortorici, 1981).

Elementi facenti parte del sistema NO-SE sono individuati nella linea del Pollino e nella faglia che da San Sosti si estende verso sud-est fino al bordo Silano del bacino del Crati (Lanzafame & Tortorici, 1981).

*Sistema N-S-* Appartengono a questo sistema una serie di faglie normali che delimitano le strutture della Catena Costiera e della Valle del Crati. Si distinguono la faglia “San Marco Argentano-San Fili” e la faglia “Torano

Castello-Marano Marchesato”, ad est della stessa si ha l’allineamento “Zumpano-Bisignano” (Tansi et al. 2005).

Nella Valle del Crati, le faglie delimitano una struttura a gradinata che degrada da ovest verso est e divergono leggermente procedendo verso nord dalla zona adiacente a sud di Cosenza (Tortorici, 1979, 1981; Lanzafame & Tortorici, 1980).

Nella parte orientale della Calabria Settentrionale le faglie dirette con questo andamento, verso nord, limitano il bacino Crotonese rispetto alla Sila e si estendono da Cropani Marina fino all’altezza di Savelli troncando tutte le strutture del sistema NO-SE (Moretti et al., 1990).

## 1.5. Geologia del bacino del torrente Turbolo

Il bacino idrografico del torrente Turbolo si imposta nelle pendici orientali del *horst* della Catena Costiera e si diparte nel *graben* del Crati (figura 1.10).

La Catena Costiera è un elemento strutturale della catena alpina calabrese, allungato in senso meridiano dalla “linea di Sangineto” a nord fino alla bassa valle del fiume Savuto a sud. Essa è delimitata ad occidente dal mar Tirreno e ad oriente dalla Valle del Crati (Colonna & Compagnoni, 1982).

E' costituita da gneiss e scisti biotitico-granatiferi paleozoici appartenenti all'Unità di Polia-Copanello (Amodio-Morelli et al., 1976), da metabasiti, calcari cristallini e metaradiolariti cretache appartenenti all'Unità Ofiolitica di Diamante-Terranova (Tortorici, 1982) e da scisti filladici cretacei facenti parte dell'Unità del Frido (Amodio-Morelli et al., 1976). Queste unità sono sovrapposte in toto alle più elevate unità carbonatiche della catena appenninica che affiorano lungo una serie di “finestre tettoniche” allineate lungo la direttrice Cetraro-Monte Cocuzzo (Perrone et al., 1973), rappresentate dall'“Unità di San Donato” e l'“Unità di Verbicaro”, (Grandjacquet, 1971; Pierattini et al., 1975).

Questo elemento strutturale, con andamento N-S, si è sviluppato morfologicamente con le fasi tettoniche del Pliocene medio in concomitanza con la formazione del *graben* del Crati (Ortolani, 1975). Il suo sollevamento è ancora in atto come testimoniato dall'attività sismica presente lungo le faglie che lo delimitano (Tortorici et al., 1995).

Il *graben* del Crati è un bacino estensionale intermontano di età Pliocenico-Olocenico (Critelli et al., 1993), con forma allungata in direzione N-S, collocato in posizione assiale rispetto alla Catena appenninica. E' delimitato dalla Catena Costiera ad ovest, dal Massiccio della Sila ad est, dalla dorsale del Pollino a nord ed a sud, da una serie di lineamenti tettonici orientati NO-SE, di cui la faglia di Falconara è la più rappresentativa (Knott & Turco, 1991).



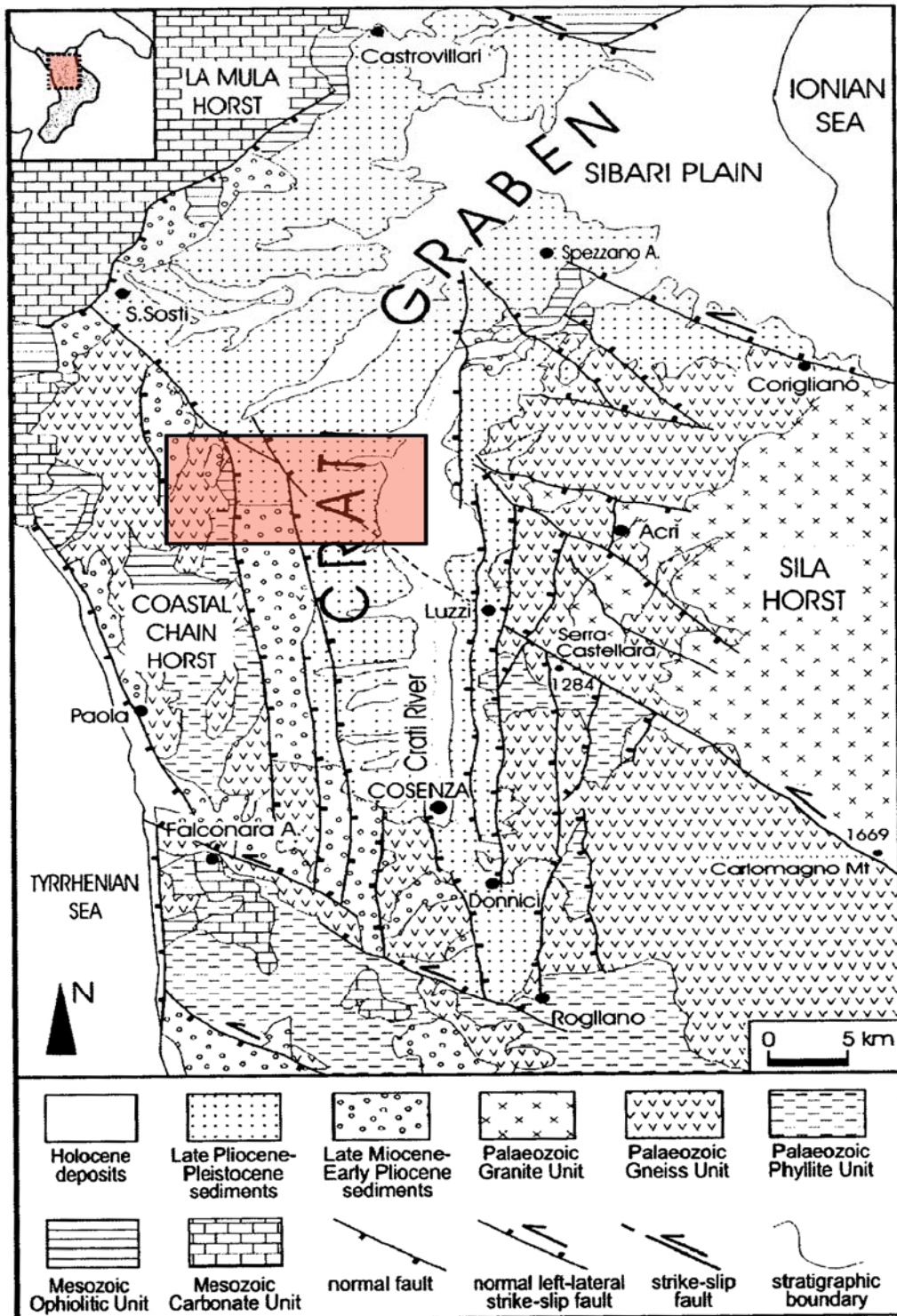


Figura 1.10 - Schema neotettonico della Calabria settentrionale (da Tansi et al., 2005). Il riquadro colorato indica l'area di studio.

Il bacino del Crati presenta una forma ad “L” e viene suddiviso in tre principali settori strutturali: la fossa del Crati, il dominio di Cassano e la fossa di Corigliano (Colella et al., 1987), (figura 1.11).

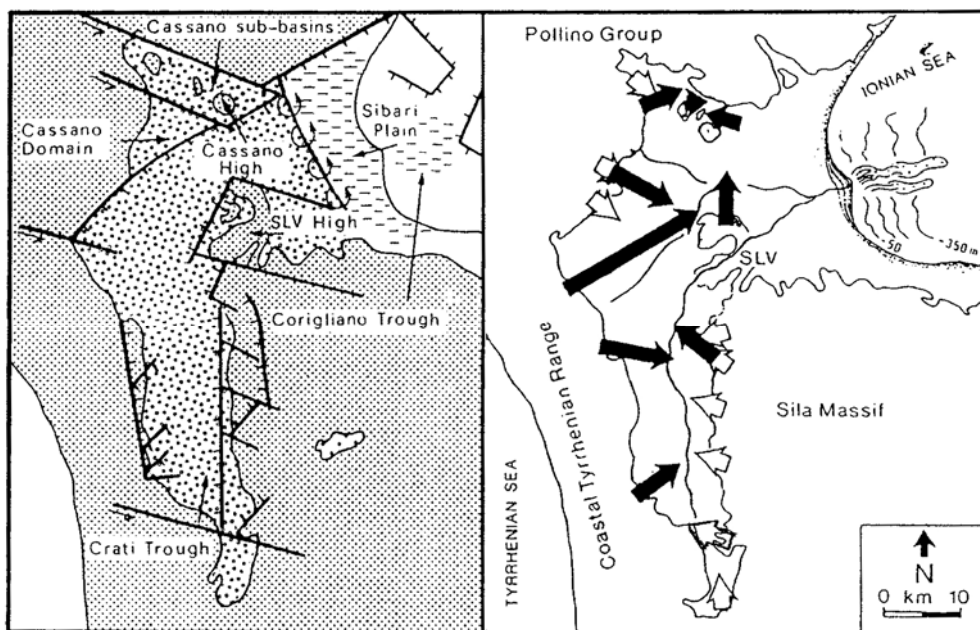


Figura 1.11 - Carta strutturale del bacino del Crati, a sinistra della figura; Carta dei sistemi deltizi del bacino del Crati a destra della figura. Le frecce indicano le principali direzioni di progradazione dei *fan delta* (da Colella et al., 1987).

Il settore del Crati presenta un'orientazione N-S ed ha subito essenzialmente movimenti distensivi (Lanzafame & Tortorici, 1981; Boccaletti et al., 1984).

Il settore di Cassano è orientato in direzione E-O ed è bordato a nord dalla faglia del Pollino, a sud è, in parte, separato dalla fossa del Crati dall'alto strutturale di San Lorenzo del Vallo.

Il settore di Sibari-Corigliano rappresenta la piana fluviale attuale del fiume Crati; la parte sommersa dell'omonimo bacino si riversa nel mar Ionio ed è bordata in mare da alti strutturali sottomarini che molto probabilmente rappresentano i thrust frontali delle unità dell'Arco Calabro (Ricci Lucchi et al., 1984).

Le unità stratigrafico-strutturali che costituiscono il bacino del Crati sono rappresentate da successioni sedimentarie del Tortoniano-Messiniano, Pliocene e Pleistocene (Ogniben, 1973).

Le successioni sedimentarie del Tortoniano sono rappresentate da conglomerati ed arenarie e raramente da peliti, in facies da continentale a marino marginale.

Le sequenze del Messiniano affiorano diffusamente nella Valle del Crati ed in Catena Costiera e sono rappresentate da depositi terrigeni ed evaporiti (Sorriso-Valvo, 1975; Lanzafame & Zuffa, 1976).

Le successioni plioceniche affiorano nel settore occidentale della Valle del Crati e sono rappresentati da conglomerati ed arenarie marine che passano verso l'alto ad argille siltose. I sedimenti del Pliocene medio-superiore poggiano su questi ultimi depositi e sono rappresentati da conglomerati poligenici che passano ad argille marnose.

Il ciclo sedimentario del Pleistocene è rappresentato da depositi conglomeratici e sabbiosi alla base, argille azzurre, sabbie e ghiaie verso l'alto. Questo ciclo è trasgressivo sul substrato sulla successione mio-pliocenica e, lungo tutto il bordo Silano, sulle rocce gneissiche e filladiche (Lanzafame & Zuffa, 1976).

In particolare, nel bacino del torrente Turbolo affiorano rocce metamorfiche appartenenti alla catena alpina di età paleozoica e sequenze sedimentarie con età che vanno dal Miocene all'Olocene.

Le rocce metamorfiche si presentano, spesso, fratturate e con un alto grado di alterazione ed affiorano nella porzione occidentale del bacino, ad ovest della faglia "San Fili-San Marco Argentano". Queste rocce metamorfiche sono rappresentate da:

- Gneiss biotitico-granitiferi (Paleozoico), appartenenti all'Unità di Polia Copanello. Questi litotipi appaiono di colore bruno-rossastro e risultano in genere profondamente alterate, soprattutto nei piano di sovrascorrimento notevole è la fratturazione e di conseguenza elevato il grado di alterazione (figura 1.12). Si osservano spesso dei filoni pegmatitici di colore verdastro.



Figura 1.12 – Rocce gneissiche fratturate.

- Ofioliti (Giurassico sup.-Cretaceo inf.), si tratta di metabasiti appartenenti all'Unità ofiolitica superiore. Le rocce presentano in prevalenza una pasta di fondo verde in cui spiccano fenocristalli biancastri di albite. A questo complesso appartengono anche metabasiti di colore verde noti come scisti ad epidoto. La fratturazione è intensa lungo le fratture e nelle zone più prossime alla superficie assumendo un colore marroncino-violaceo.
- Copertura metasedimentaria delle ofioliti (Giurassico sup.-Cretaceo inf.), costituita da filladi, semiscisti quarzosi con intercalazioni di metacalcari e metapeliti, radiolariti, calcari a calpionelle. Le rocce filladiche, prevalentemente affioranti nella zona di Cerzeto, sono a grana fine e di colore verde-grigiastro, con frequenti segregazioni di quarzo parallele alla foliazione. Si presentano molto alterate in superficie. I semiscisti, invece appaiono di colore grigio-verdognolo e presentano frequenti segregazioni di quarzo (figura 1.13); i metacalcari sono di colore grigio in strati decimetrici e presentano spesso venature di quarzo. Le metapeliti sono nerastre e sottilmente stratificate. Questa sequenza appare interessata da pieghe e fratture. Queste rocce passano, dopo alcuni metri di radiolariti (Lanzafame, 1973), a calcari a Calpionelle, in prossimità di Pizzo Fino. L'età dei calcari è titonico-

neocomimiana (Ogniben, 1969; Lanzafame & Zuffa, 1976); i calcari sono cristallini e appaiono notevolmente fratturati.



**Figura 1.13** – Alternanze di radiolariti e semiscisti quarzosi verdognoli (copertura metasedimentaria delle ofioloiti); tali materiali appaiono intensamente piegati e fratturati.

Le rocce sedimentarie affiorano nella parte posta ad est del lineamento tettonico “San Fili-San Marco Argentano” di seguito descritti in ordine dal più antico al più recente:

- Argille e gessi (Messiniano); affiorano nei pressi del centro abitato di Cavallerizzo e nel Burrone S. Maria (a sud del centro abitato di Mongrassano), l’affioramento si presenta con alcuni metri di argille a *Globirigerina multiloba* e grossi banchi di gesso.
- Conglomerati (Pliocene medio); questi conglomerati affiorano in un *horst* in prossimità della confluenza del Torrente Torano con il torrente Turbolo. Sono costituiti prevalentemente da elementi granitici e matrice da ghiaiosa a sabbiosa, potenti circa 50 metri. I clasti sono in genere ben arrotondati; le loro dimensioni, generalmente centimetriche, raggiungono il volume di alcuni metri cubi (Taddei, 1991). I blocchi più grandi sono costituiti da granito. Su questi conglomerati poggiano in leggera discordanza, calcari evaporitici, gessi, arenarie e argille; questi litotipi non sono cartografabili per la limitata estensione dell’affioramento (Taddei, 1991).



- Argille siltose grigio-azzurre (Pliocene sup.); questi sedimenti affiorano ampiamente tra i due lineamenti tettonici principali di San Fili-Cerzeto-San Marco Argentano e Moltalto Uffugo-Torano Castello (figura 1.14). Il loro spessore raggiunge circa 200 metri nei pressi di Mongrassano (località Rusticano). Nelle argille si rinvencono spesso livelli fossiliferi con *Dentalium*, gasteropodi (*Turritella*, *Natica*) e piccoli lamellibranchi (*Venus*); nella parte alta della successione sono presenti livelli abbondanti di gasteropodi (località Serra di Leo).



Figura 1.14 – Argille siltose grigio-azzurre affioranti a valle di Cavallerizzo.

- Sabbie ed arenarie (Pleistocene inf.); le argille grigio-azzurre passano in continuità di sedimentazione a sabbie ed arenarie; il passaggio, a luoghi, si presenta netto e in altri graduale e contrassegnato da sabbie argillose. Le sabbie sono di colore bruno chiaro, poco o per niente cementate. Ad esse sono intercalati alcuni livelli arenacei. Questa successione raggiunge uno spessore all'incirca di 100 metri. Spesso in questi sedimenti si osserva una macrofauna rappresentata nelle sabbie prevalentemente da *Ostreaedulis* e nelle arenarie da pectinidi ed ostreidi.
- Argille siltose grigio-azzurre (Pleistocene inf.); rappresentano il termine basale dell'emiciclo regressivo del Pleistocene inferiore. Esse affiorano limitatamente nell'area, con uno spessore massimo di

alcuni metri. Sono visibili in affioramento a tratti lungo il corso principale del T. Turbolo, in alcune incisioni torrentizie e ad est della faglia “Montalto-Torano”. La macrofauna osservabile in questi sedimenti è rappresentata prevalentemente da *Dentalium*, piccoli gasteropodi e piccoli lamellibranchi.

- Sabbie con intercalazioni conglomeratiche (Pleistocene inf.); questi sedimenti di colore giallastro, sono poco cementati. Nella porzione medio alta della successione vi sono delle intercalazioni conglomeratiche potenti alcuni metri. I conglomerati presentano una matrice sabbiosa e clasti prevalentemente calcareo-arenacei (figura 1.15).



**Figura 1.15 – Sabbie con intercalazioni conglomeratiche poco cementate del Pleistocene inferiore.**

- Conglomerati rossastri, sabbie e silts (Pleistocene inf.-medio); sono depositi di colore rossastro e sono di origine poligenica, generalmente poco cementati con ciottoli da arrotondati a subarrotondati. I clasti, costituiti essenzialmente da rocce metamorfiche, sono di dimensione variabili ma generalmente intorno a qualche centimetro di diametro. Affiorano nelle zone sommitali della parte medio bassa del bacino (figura 1.16).



**Figura 1.16 – Conglomerati rossastri, sabbie e silt, affioranti nelle zone sommitali della parte medio bassa del bacino.**

- Depositi continentali quaternari; sono costituiti essenzialmente da depositi alluvionali e colluviali, affioranti nei fondovalle, da depositi di conoidi alluvionali e da detriti di frana e di falda. Quest'ultimi affioranti nella zona di raccordo tra la Catena Costiera e la valle del Crati.

#### *1.5.1. Assetto strutturale*

Gli studi di carattere geologico-strutturale condotti in quest'area hanno consentito di riconoscere nelle unità stratigrafiche e tettonostratigrafiche descritte delle strutture distensive, compressive e trascorrenti (Sorriso-Valvo & Tansi, 1996).

Le strutture distensive sono rappresentate da faglie sub-verticali, con direzione N-S, legate al sollevamento dell'*horst* della Catena Costiera tuttora in atto (Guerra, 1986); le strutture compressive sono rappresentate da *thrust* con direzioni prevalenti N-S ed in subordine E-W; le strutture trascorrenti sono rappresentate da piani sub-verticali con direzioni medie E-W e costituiscono gli elementi più antichi e meno rappresentati.

L'area di studio, è caratterizzata dalla faglia normale a direzione N-S, di estensione regionale "San Fili-San Marco Argentano". Questa faglia si sviluppa per oltre 30 Km in lunghezza e circa 10 Km in profondità (Tansi et al., 2005),



delimita il bordo occidentale del *graben* del Crati, sollevando i litotipi cristallino-metamorfici dell'*horst* della Catena Costiera (figura 1.17) rispetto ai depositi sedimentari tortoniano-quadernari che riempiono il bacino del Crati.

Un altro importante sistema di faglie normali a direzione N-S che attraversa l'area è la direttrice tettonica "Montalto-Torano". Questo lineamento presenta il rigetto massimo nella zona di Regina dove mette a contatto la successione messiniana con le sabbie del Pleistocene.

Il sistema N-S è il più largamente rappresentato ed evidenzia il maggior grado di "freschezza morfologica" considerata l'età relativamente recente delle dislocazioni. Tali strutture sono messe in evidenza morfologicamente da versanti rettilinei resi discontinui da movimenti di massa di varia tipologia, con faccette triangolari e trapezoidali (Tortorici et al., 1995), con discontinuità plano altimetriche di crinale e corsi d'acqua deviati. Alla mesoscala Tortorici et al., (1995) hanno attribuito a tali strutture cinematismi prevalentemente normali, pur riconoscendo movimenti destrorsi riscontrati altresì alla scala macroscopica dall'analisi delle dislocazioni lungo le faccette triangolari.



Figura 1.17 – Nella foto la linea rossa tratteggiata evidenzia un tratto del lineamento tettonico che separa la Catena Costiera ad ovest dal graben del Crati ad est. Inoltre si può notare la forte energia del rilievo del "*mountain front*" creata dalla faglia.

Riguardo alle strutture compressive sono state considerate da Sorriso-Valvo & Tansi (1996) soltanto quelle prodottesi in ambiente fragile, in quanto hanno generato le anisotropie strutturali che peggiorano le qualità geotecniche dei litotipi. In particolare, le strutture compressive sono rappresentate maggiormente da *thrust* di origine transpressiva con piani orientati N-S a vergenza orientale, tali piani immergono generalmente verso E, presentano alla mesoscala (Tansi, 1993) inclinazioni variabili a seconda che si tratti di *ramp* (30-60°) o di *flat* (0-30°) e direzioni che si discostano dall'allineamento N-S in corrispondenza del "lateral ramp". Tali strutture documentano una direzione di compressione media E-W (Tansi, 1993). Tra le strutture compressive si riconoscono in subordine *thrust* orientati E-O con piani sub-orizzontali e vergenza sia verso N che S, con direzione di massima compressione N-S (Sorriso-Valvo & Tansi, 1996). Nelle zone di shear compressive le rocce cristalline sono caratterizzati da una riduzione sensibile della grana e da fasce di fillonizzazione che comportano una convergenza litologica verso termini filladici. Nella *shear zone* si rinvencono elementi poliedrici, corrispondenti a strutture di tipo *duplex* con fasce di argillificazione che evidenziano le fasce di massimo *shear*.

Il sistema trascorrente è rappresentato da faglie con piani sub-verticali con movimenti prevalentemente sinistri (Tansi, 1993; Van Dijk et al., 2000). Tali strutture si identificano morfologicamente con elementi morfotettonici ad andamento medio E-O, quali le creste a sviluppo rettilineo e lungo i corsi d'acqua, per i quali diventano vie preferenziali per il loro sviluppo.

Alla mesoscala le faglie trascorrenti indicano quasi sempre movimenti di tipo trascorrente che documentano una direzione di compressione massima compresa tra NE-SO e ENE-OSO. Talora le strutture legate a tale sistema hanno subito movimenti normali a causa di locali riattivazioni passive come già documentato da Sorriso-Valvo & Sylvester (1993) ascrivibili agli eventi distensivi tardivi.

## **1.6. Inquadramento geomorfologico generale**

La Calabria presenta caratteri morfologici molto complessi; infatti alle “forme nuove”, dovute a processi geomorfici ancora in atto, si affiancano “forme antiche” risalenti pre-oloceniche. Alcune di queste ultime sono state modificate dalla dinamica recente che, pertanto, ne rende più complessa ed articolata la loro interpretazione (Sorriso-Valvo, 1990).

Il sollevamento della regione, spazialmente e temporalmente discontinuo, ha creato una gerarchizzazione dei caratteri geomorfologici, con sistemi morfologici denominati di primo ordine, o morfostrutture (ad es. Catena Costiera, Sila, Valle del Crati, ecc.) e di secondo ordine rappresentate da forme e depositi inclusi nelle morfostrutture (ad es. le forme peneplanate dell’altopiano silano, le conoidi alluvionali della Catena Costiera tirrenica, ecc.) (Sorriso-Valvo, 1990).

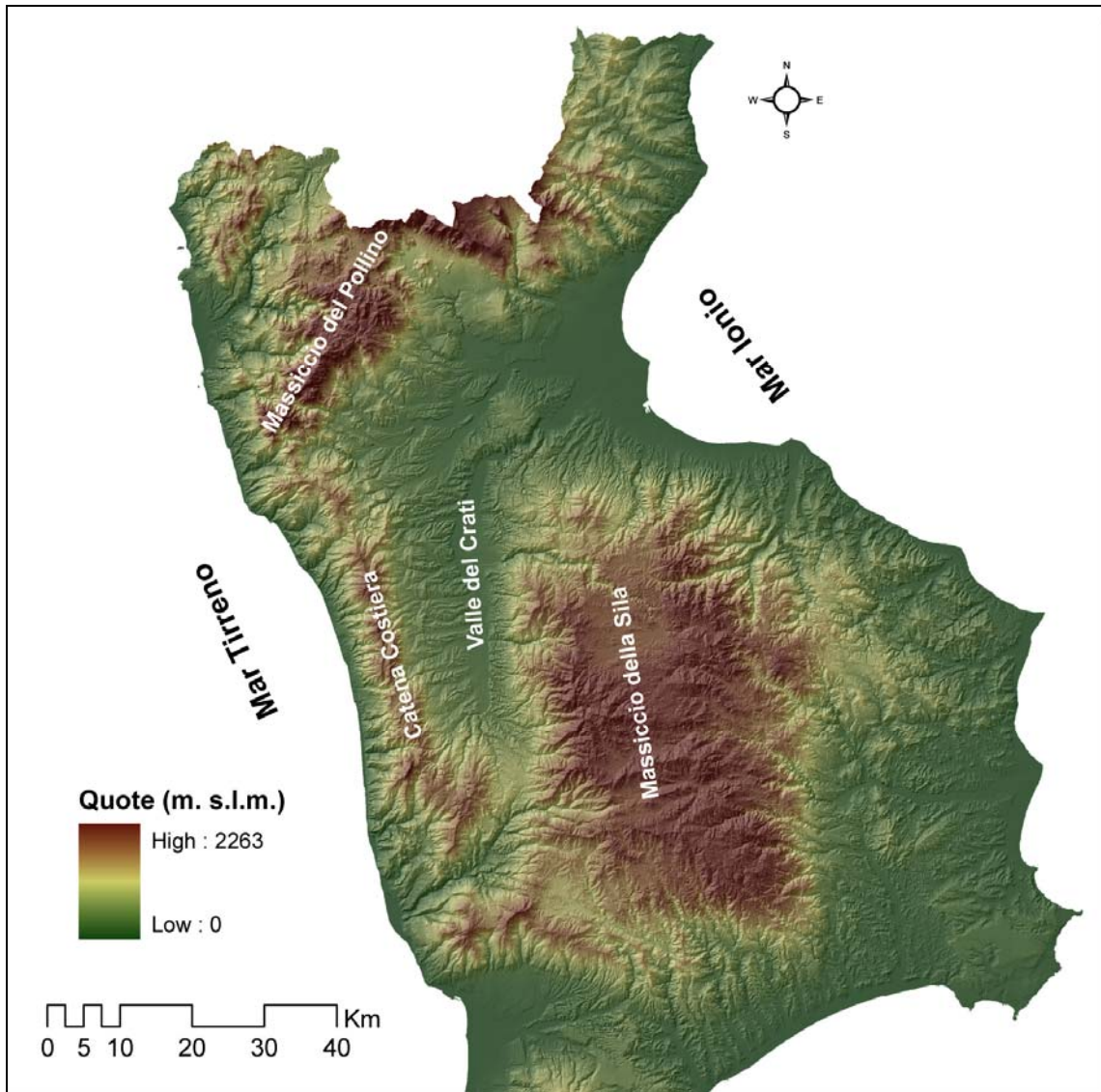
In Calabria settentrionale, nella quale ricade l’area di studio, si distinguono principalmente i seguenti sistemi morfologici: il gruppo montuoso del Pollino, nella porzione più a nord; verso sud si individuano, da ovest verso est, rispettivamente la Catena Costiera, la valle del Crati ed il Massiccio della Sila (Critelli et al., 1990; Sorriso-Valvo, 1990) (figura 2.14).

Il gruppo montuoso del Pollino si estende dallo Ionio al Tirreno e, presenta una morfologia articolata con versanti piuttosto acclivi e profonde incisioni fluviali. Il massiccio è costituito in prevalenza da rocce calcaree e dolomitiche, appartenenti alle Unità del Pollino, di San Donato e di Verbicaro (A. Morelli et al., 1976).

La Catena Costiera si estende, in direzione N-S, per circa 100 km, dalla faglia del Pollino al fiume Savuto. Essa rappresenta un alto morfostrutturale limitato ad est dalla valle del Crati e ad ovest dal bacino di Paola. Le sue cime sono superiori ai 1500m s.l.m.

La Catena Costiera è caratterizzata da un paesaggio fortemente controllato dalla tettonica; infatti è dominato dalla presenza di versanti e scarpate di faglia, valli e falesie a controllo strutturale. In particolare la Catena Costiera è limitata, sui due lati, da versanti di faglia modellatisi a partire da strutture tettoniche di

tipo normale (Sorriso-Valvo, 1990, 1993; Westaway, 1993) che presentano una direzione variabile da N-S a NNO-SSE. Queste faglie sono ritenute responsabili del sollevamento della dorsale a partire da Pliocene superiore (Sorriso-Valvo & Silvester, 1993).



**Figura 2.15 – Modello digitale del terreno della Calabria settentrionale dove si evidenziano i principali sistemi morfologici.**

La Catena Costiera nella zona di spartiacque è caratterizzata dalla presenza di lembi residuali di Paleosuperfici osservabili, principalmente, a quote variabili tra 1000 m e 1200 m s.l.m. che insistono sia su litotipi cristallino-metamorfici che su rocce sedimentarie altomiocenici.

In questa zona si rilevano, anche, versanti di faglia regolarizzati ed addolciti, con pendenze dell'ordine dei 25 gradi, oltre alla presenza di valli sospese e decapitate a basso gradiente topografico e, quindi, non correlabili all'attuale sistema di drenaggio (Muto, 2005).

I versanti orientali della dorsale sono caratterizzati da versanti di faglia, generalmente, molto acclivi nella parte alta, cedono il passo a morfologie più dolci e collinari nelle parti basse. Ad occidente, sono invece tipiche le morfologie terrazzate sia di origine marina che alluvionale.

Il massiccio della Sila, orientato circa N-S, presenta una forma subrettangolare e si estende a nord della stretta di Catanzaro fino alla pianura di Si Bari. L'intenso sollevamento tettonico che ha interessato *horst* del massiccio Silano, ha esercitato un imponente controllo sulla sua genesi e sulla sua evoluzione morfologica.

Nella porzione centrale il paesaggio è caratterizzato da superfici sommitali a debole pendenza, queste rappresentano ciò che rimane di antiche superfici morfologiche "paleosuperfici", i cui bordi sono stati ampiamente modellati da processi erosionali e gravitativi, innescati dall'aumento dell'energia di rilievo, conseguentemente al sollevamento tettonico quaternario (Parise & Calcaterra, 1999). Un carattere morfoevolutivo di questo settore è dato dagli elevati processi di alterazione fisico-chimica (*weathering*) che hanno subito le rocce cristalline e metamorfiche, in particolare graniti e gneiss. Questi ammassi rocciosi hanno sviluppato un intenso e profondo profilo di alterazione (Carrara & Merenda, 1974; Guzzetta, 1974; Lanzafame & Zuffa, 1976; Critelli & Matano, 1993), contenenti nuclei di roccia non alterata (*boulders*) che possono trovarsi come singoli blocchi isolati o raggruppati, in seguito all'allontanamento della matrice in cui si trovano immersi. (Critelli & Matano, 1993; Le Pera & Sorriso-Valvo, 2000; Scarciglia et al., 2005). Il *boulders* marcano il fatto che la morfologia attuale della Sila rappresenta ciò che rimane di un'antica superficie morfologica (Le Pera & Sorriso-Valvo, 2000).

I versanti, che degradano dalle spianate sommitali fino ai 600 m s.l.m. circa sono acclivi e, spesso rappresentano dei versanti di faglia. I processi denudazionali hanno prodotto valli strette e profonde, specie in corrispondenza delle zone di testata dei bacini di drenaggio.

A quote inferiori ai 600 m, dove affiorano depositi postorogeni, la morfologia è generalmente dolce. Nella fascia pedemontana, in destra orografica rispetto al F. Crati, vi sono numerose conoidi alluvionali. Questi grandi corpi sedimentari, con forma a ventaglio e pendenze blande, sono localizzati alla foce dei fiumi e dei torrenti affluenti del F. Crati e rappresentano, perciò, una delle più importanti ed interessanti forme del paesaggio porzione centrale della Sila,

La valle del Fiume Crati è una depressione tettonica fortemente asimmetrica, bordata da numerose faglie, si estende da poco più a Sud di Cosenza fino alla piana di Sibari (Lanzafame & Zuffa, 1976; Lanzafame & Tortorici, 1981). La sua disposizione è tale da poter riconoscere un settore più meridionale orientato in posizione assiale rispetto alla catena appenninica, ed uno settentrionale, orientato NE-SO, rappresentato dal bacino di Sibari-Corigliano

La morfologia fluviale è uno dei caratteri dominanti del bacino del Crati, presenta un corso variabile caratterizzato da un'alta valle, compresa tra Serra Vaccaro (1558 m) e Castiglione Cosentino di forma stretta e con una pendenza del corso d'acqua di 2,63%; una bassa valle con un letto a tratti abbastanza ampio e con una pendenza di 0,29%. (Critelli et al., 1993). Nella bassa valle del fiume Crati la morfologia si addolcisce e le aspre forme dell'alta valle vengono sostituite da forme collinari.

Il riempimento del bacino del Crati raggiunge uno spessore di circa 1500-1600 metri, ed è costituito da sedimenti ghiaiosi, sabbiosi ed argillosi, depositi dal Pliocene all'Olocene.

L'attiva incisione ed erosione operata dai corsi d'acqua che drenano i fianchi della Catena Costiera e della Sila, ha creato, una morfologia caratterizzata da valli strette e profonde ad andamento rettilineo. Un altro aspetto, osservabile soprattutto sul fianco sinistro del Crati, è rappresentato dalla struttura a gradinata

che si è venuta a creare a causa dei movimenti tettonici, i quali hanno interessato in vari stadi l'area. Inoltre oltre alla tettonica, hanno contribuito in modo determinante alla conformazione attuale della valle, le oscillazioni climatiche, nonché i movimenti eustatici.

Lungo la valle del Crati sovente si osservano terrazzamenti sia di origine marina che continentale, conoidi alluvionali ed alluvionali/deltizie (Lanzafame & Zuffa, 1976; Carobene & Damiani, 1985; Colella, 1987; Sorriso-Valvo, 1996).

L'intensa attività tettonica che hanno subito le rocce e i terreni affioranti nella Valle del Crati, associata ad un carattere impulsivo degli agenti atmosferici, ha dato vita, come abbiamo visto, alla formazione di coltri regolitiche che hanno favorito lo sviluppo di una forte instabilità dei versanti.

Nel contesto morfologico sopra descritto si inquadra il bacino idrografico del torrente Turbolo, ubicato in sinistra della media valle del fiume Crati.

Verso ovest esso, impostato su rocce cristallino-metamorfiche, è caratterizzato da versanti acclivi che, fortemente controllati dalla tettonica, creano un forte gradiente topografico con morfologie piuttosto aspre in prossimità delle formazioni rocciose più competenti e lungo le scarpate fluviali. Le forme del rilievo si addolciscono nella porzione più orientale, laddove affiorano litologie meno coerenti; i versanti costituiti da terreni argillosi appaiono invece profondamente segnati da frane e processi erosivi legati alla circolazione idrica incanalata. Il paesaggio della parte medio-bassa del bacino è caratterizzato principalmente dalla presenza di antiche superfici terrazzate marine, profondamente incise e smantellate da un'intensa erosione causata soprattutto da un forte sollevamento tettonico che ha interessato l'area. Attualmente delle antiche superfici deposizionali a dolce gradiente si sono conservati pochi lembi, ridotti per lo più a tratti sub pianeggianti collocati principalmente lungo lo spartiacque (Carobene et al., 1989). Rare aree presentano un'estensione maggiore, come ad esempio l'area in cui sorge l'abitato di Sartano.



# CAPITOLO SECONDO

## 2. Analisi delle caratteristiche geo-ambientali

### 2.1. Lineamenti geomorfologici del bacino del torrente Turbolo

Il torrente Turbolo ha origine dal versante orientale della Catena Costiera, ad oltre 1000 m di quota, con direzione da ovest verso est confluisce nel fiume Crati, dopo un percorso di oltre 13 km. Presenta una forma allungata e la sua conformazione risulta asimmetrica (figure 2.1).

L'analisi dell'assetto geomorfologico dell'area, mette in evidenza che i lineamenti morfologici principali sono controllate dall'assetto tettonico, dalla natura litologica delle formazioni affioranti e dai processi di degradazione meteorica e gravitativi di versante.

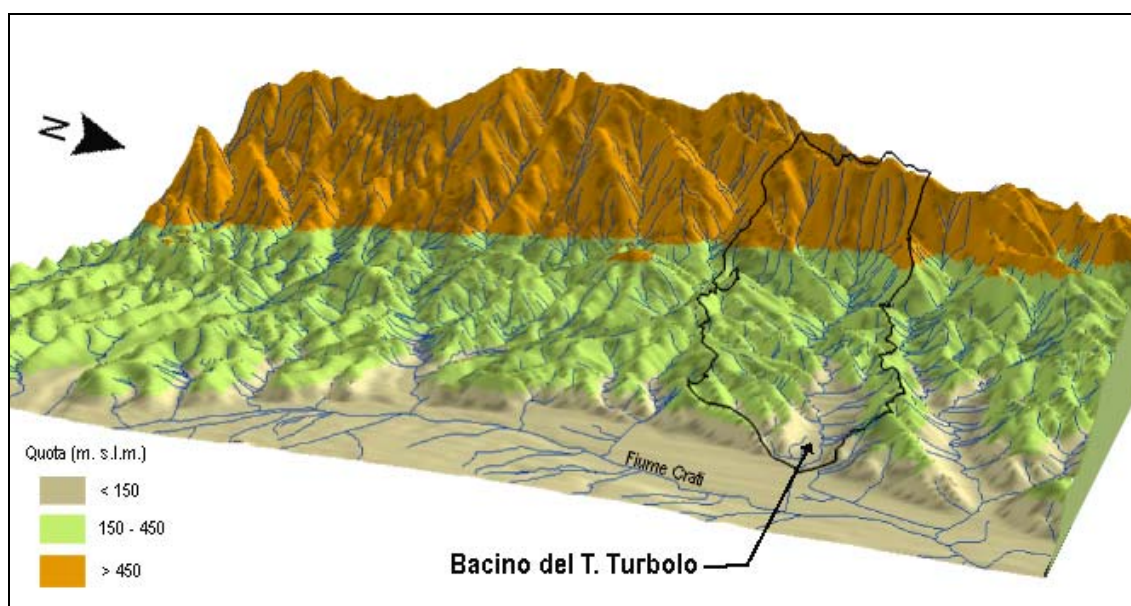


Figura 2.1 – Stralcio tridimensionale del versante sinistro della media valle del fiume Crati, dove viene evidenziato il bacino del T. Turbolo.

Nel settore occidentale, laddove affiorano le rocce metamorfiche più o meno litoidi, che costituiscono l'ossatura della Catena Costiera, il bacino presenta versanti caratterizzati da pendenze elevate (mediamente maggiore ai 30°) dal



profilo prevalentemente rettilineo-convesso, incisi da valli strette e in approfondimento (Sorriso-Valvo et al., 1996). Queste rocce formano un alto strutturale limitato verso valle da una serie di faglie orientate prevalentemente N-S che hanno prodotto un notevole incremento dell'energia del rilievo (Tortorici et al., 1995). Le strutture tettoniche, dal punto di vista morfologico hanno generato delle faccette triangolari, molto ben evidenti sui versanti impostati nelle rocce metamorfiche (Sorriso-Valvo et al., 1996; Tortorici et al., 1995). Altre forme che possono essere attribuite ai movimenti tettonici, sono delle discontinuità altimetriche e planimetriche di crinale osservabili nelle zone limitrofe alle faglie. Inoltre la tettonica ha influenza anche sullo sviluppo del reticolo idrografico, infatti molti impluvi presentano un andamento rettilineo e/o susseguente.

Le rocce metamorfiche si presentano spesso intensamente fratturate ed alterate ed inoltre non è difficile incontrare la disposizione degli scisti a franapoggio, questa situazione, unitamente alla forte acclività dei versanti, determina un'elevata propensione dell'area all'innescamento di movimenti franosi.

Man mano che ci si allontana dalla zona di monte il profilo topografico si presenta più dolce con una morfologia prevalentemente collinare (figura 2.1). In quest'area affiorano i depositi plio-quadernari che costituiscono il riempimento della valle del Crati.

Nel settore centro-occidentale del bacino, dove affiorano litologie argillose, poco competenti e più soggette all'instabilità geomorfologica, la morfologia è caratterizzata da frequenti pianori e forme con pendenze blande. I profili dei versanti, in generale, si presentano molto articolati (Sorriso-Valvo et al., 1996) con elementi concavo-convessi indicativi di fenomeni denudazionali di vario genere, infatti si osservano fenomeni erosivi dovuti alle acque dilavanti e/o incanalate ed alla gravità (figura 2.2), Sui pendii più ripidi si innescano frane rotazionali con evoluzione in colata.

Le vallecicole, generalmente, si presentano a fondo piatto o concavo con approfondimento scarso o nullo, e spesso lungo i versanti si verificano movimenti in massa.



**Figura 2.2 – Paesaggio argilloso nella parte centrale del bacino, in cui sono evidenti fenomeni erosivi dovuti sia alle acque dilavanti sia alla gravità.**

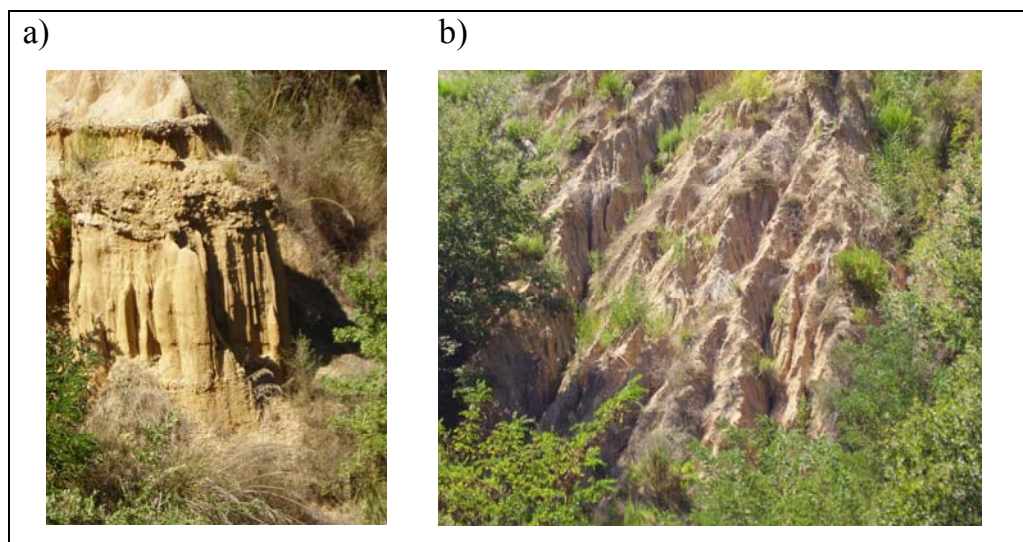
Il profilo dei versanti è generalmente concavo con brusca rottura di pendenza nel caso di affioramento di rocce a comportamento meccanico diverso. Questo fenomeno è ben osservabile nelle zone di passaggio da litologia argillosa a litologia sabbiosa-arenacea (figura 2.3). Pertanto in corrispondenza delle formazioni a prevalente componente arenacea sono associati versanti a forte pendenza o con scarpate molto ripide, come ad esempio nella zona posta ad est dell'abitato di Mongrassano dove le arenarie restano in rilievo, mentre le argille, più facilmente erodibili si adagiano sul versante con pendii meno inclinati.



**Figura 2.3 – Esempio di rocce poco erodibili (arenarie) nella parte alta del versante sovrastanti rocce più erodibili (argille) in sinistra idrografica del bacino del T. Turbolo.**

Nel settore orientale dell'area di studio sono presenti in misura rilevante sabbie e conglomerati che danno luogo a versanti con forme più aspre caratterizzate da creste e crinali poco arrotondati e da valli e impluvi con profonde incisioni. Piuttosto frequentemente si osservano vallecole a forma di "V" che costituiscono, generalmente, i tratti iniziali degli impluvi, spesso profondamente incisi e con pareti subverticali ed un'evoluzione retrogressiva.

L'erosione areale agisce particolarmente nelle zone prive di vegetazione e in quelle adibite a colture, dove la presenza di solchi di aratura favorisce la formazione di rivoli che tendono ad evolvere a fossi di erosione concentrata (*gullies*). Non di rado si osservano fenomeni di dilavamento superficiale anche nelle aree destinate a coltivi permanenti, uliveti e vigneti, e laddove è presente una copertura erbacea. Sui versanti a pendenza estremamente elevata fino a pareti subverticali, impostati su sedimenti sabbioso-conglomeratici, si impostano dei solchi di erosione ad andamento quasi verticale che sviluppano una morfologia a "canne d'organo" (figura 2.4a).



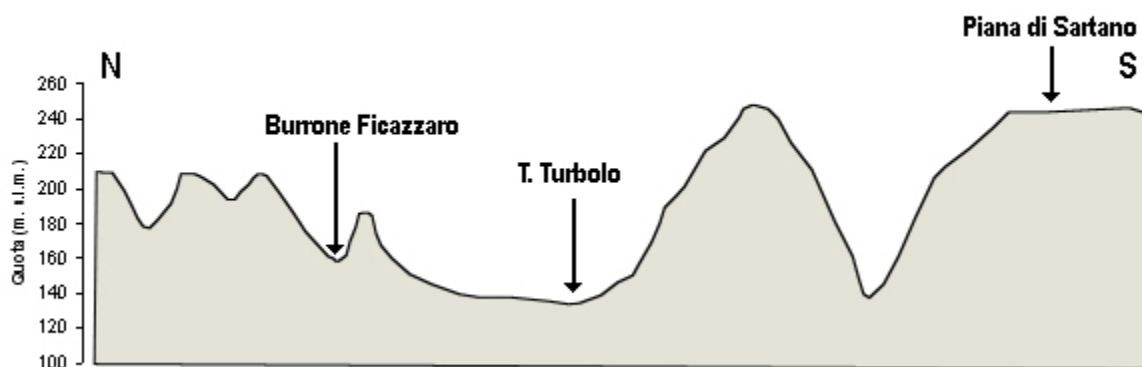
**Figura 2.4 – Forme di erosione su litologie sabbioso-conglomeratiche: a) solchi di erosione subverticali denominate “canne d’organo”; b) erosione lineare del tipo “pseudocalanchivo”.**

Inoltre, su queste stesse litologie caratteristiche sono le forme di erosione lineare del tipo “pseudocalanchivo” che si impostano su diversi versanti a pendenza elevata, localizzati sulla sponda sinistra del bacino (figura 2.4b). I

movimenti gravitativi che si verificano sulle litologie sabbiose, sono principalmente frane di scorrimento e, subordinatamente, piccoli crolli.

Lungo alcuni tratti del corso d'acqua principale e negli impluvi secondari si osservano fenomeni di erosione spondale che, spesso, per scalzamento al piede provocato dalle acque incanalate durante i periodi di precipitazione intensa, causano l'innescò di frane.

Tra gli elementi morfologici che caratterizzano il settore orientale del bacino, vanno ricordate le superfici terrazzate. Alcune di queste superfici sono interpretate come terrazzi marini (Carobene et al., 1989). Le superfici terrazzate, tra cui quelle localizzate lungo gli spartiacque, rappresentano i resti di un antico peneplano inciso dai corsi d'acqua successivamente ai sollevamenti tettonici che hanno interessato l'area. L'azione erosiva dei corsi d'acqua, ha profondamente disseccato le superfici suborizzontali originando l'attuale morfologia; essa è caratterizzata da una fitta ramificazione di crinali i quali presentano numerose discontinuità altimetriche e plano-altimetriche (figura 2.5).



**Figura 2.5 – Sezione topografica orientata N-S che taglia trasversalmente il bacino nella parte medio-bassa; sono ben evidenti i lembi residuali delle superfici terrazzate e le valli dalla tipica forma a “V” profondamente incise dai corsi d’acqua.**

Nel suo tratto terminale la valle è svasata e i versanti presentano scarpate e faccette (trapezoidali e/o triangolari) di erosione fluviale (figura 2.6). La loro origine è da imputarsi all'azione combinata dell'erosione del torrente al piede e di quella degli impluvi posti trasversalmente al versante. Inoltre nel tratto terminale del bacino, sul versante sinistro, si osserva un'estesa fascia colluviale

che si raccorda al fondovalle che morfologicamente rappresenta un *glacis* d'accumulo (figura 2.6).

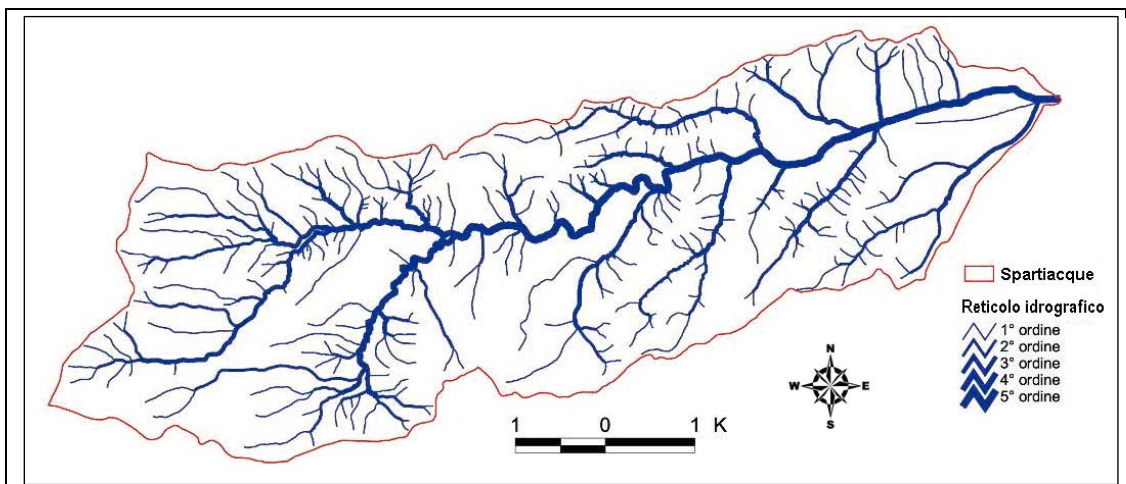


**Figura 2.6** –Faccetta triangolare di erosione sul versante sinistro della valle principale del T. Turbolo. Nella parte bassa del versante si può osservare il *glacis* d'accumulo che raccorda il fondovalle al versante..

### 2.1.1. *Caratteristiche del reticolo idrografico*

Il reticolo idrografico del torrente Turbolo mostra un *pattern* subdentritico nel settore montano e a traliccio nel settore collinare (figura 2.6). Il grado di gerarchizzazione del bacino, ottenuto secondo il metodo di *Strahler* (1952), risulta di V ordine, con una densità di drenaggio pari a  $5.16 \text{ Km}^{-1}$ . tale valore è indicativo di una rete idrografica piuttosto fitta e di un'area fortemente dissecata (Agnesi et al, 2005). La frequenza di drenaggio sull'intero bacino è pari a 13.88, ma risulta essere maggiore nella parte centrale, in accordo con la composizione pelitica dei terreni affioranti. L'intero reticolo è costituito da circa 405 aste, di cui 316 di primo ordine, e presenta uno sviluppo lineare complessivo di circa 150 km.



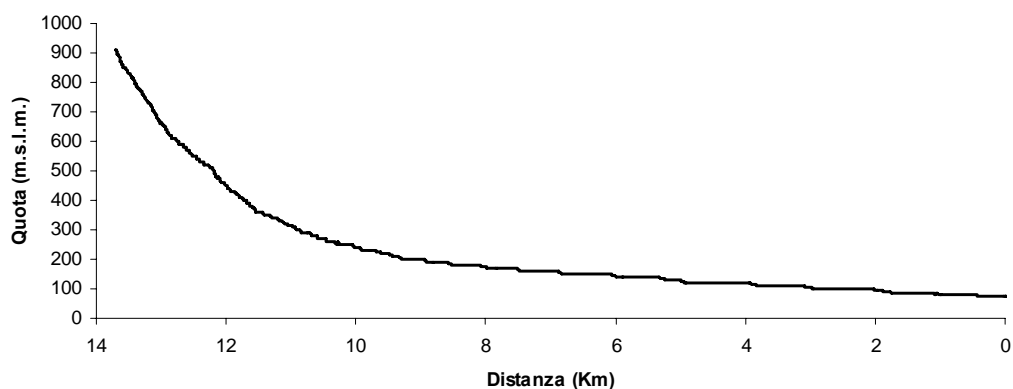


**Figura 2.6 – Reticolo idrografico del torrente Turbolo.**

Il reticolo idrografico del torrente Turbolo, dopo aver drenato per un breve percorso le rocce metamorfiche dell'*horst* della Catena Costiera, attraverso valli strette ed incassate spesso controllate dal sistema di faglie e fratture che caratterizzano l'area, fluisce nella depressione tettonica della valle del Crati, dove attraversa litologie più facilmente erodibili, principalmente sabbie e argille. In questo settore l'alveo presenta una conformazione più meandriforme ed un progressivo ampliamento dell'alveo principale fino alla confluenza con il fiume Crati.

In alcuni impluvi di II e III ordine, il verificarsi di movimenti in massa lungo i versanti ha deviato il percorso originale più rettilineo. Questo è particolarmente frequente nei corsi d'acqua che defluiscono su substrati argillosi.

La direzione del collettore principale è orientata circa W-E ed è caratterizzato da una pendenza media del 2.57 %. Il profilo longitudinale del corso d'acqua principale (figura 2.7) mostra una marcata differenza di pendenza fra il settore montano e quello vallivo. Infatti il profilo longitudinale si presenta molto ripido nella parte alta, dove affiorano le rocce metamorfiche, mentre nella parte centrale, dove affiorano le argille, mostra gradini arrotondati ed infine risulta più regolare nella parte bassa, dove si alternano tratti a lieve pendenza a tratti suborizzontali.



**Figura 2.7 - Profilo longitudinale del torrente Turbolo.**

### 2.1.2. *Acclività ed esposizione dei versanti*

Tra i principali caratteri morfometrici del rilievo analizzati, l'acclività e l'esposizione dei versanti sono estremamente utili per la definizione dei fattori che controllano la distribuzione e la tipologia dei processi erosivi. Per la determinazione dei suddetti parametri sono state georiferite e vettorializzate, mediante *software* GIS, le isoipse delle carte topografiche in scala 1:10000 della Calabria redatte dalla CASMEZ (1955). Quest'operazione ha permesso di ricavare un modello digitale del terreno (DTM) e successivamente l'elaborazione della carta delle pendenze e dell'esposizione dei versanti.

L'acclività media dei versanti nel bacino del torrente Turbolo è pari a 16°. Circa il 30 % dell'area è caratterizzato da pendenze inferiori a 10°, tipiche dei fondovalle colmati da sedimenti alluvionali e colluviali e delle superfici sommitali che bordano il bacino. Il 48.8 % è comunque contraddistinto da basse pendenze (< 15°), mentre solo l'8.4 % dell'area studiata presenta acclività superiori ai 30° (figura 2.8).

La carta delle pendenze elaborata è riportata in figura 2.9, è stata suddivisa in 6 intervalli che sono: 0-5°, 5-10°, 10-15°, 15-20°, 20-30° e > 30°.

L'acclività è un fattore di primaria importanza nella dinamica dei processi che regolano l'evoluzione dei versanti, infatti, condizionano il deflusso superficiale, la densità di drenaggio, l'erosione del suolo ecc, (Dramis e Gentili, 1977).

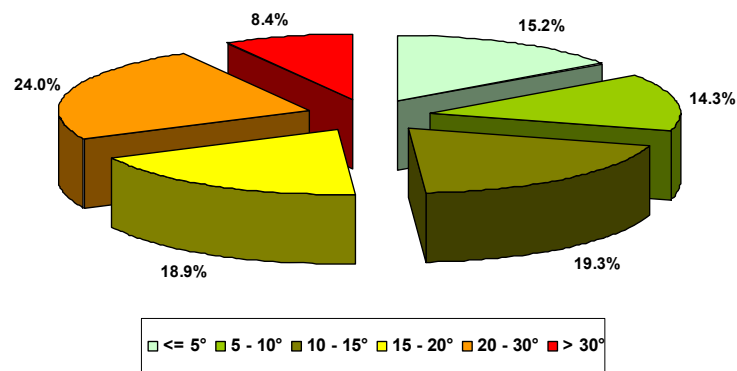


Figura 2.8 –Distribuzione areale, espressa in percentuale, delle diverse classi di pendenze all'interno dell'area studiata.

La distribuzione delle classi di acclività è fortemente condizionata dalla natura litologica presente nell'area di studio. Pertanto l'analisi della distribuzione delle litologie all'interno di ogni classe di pendenza ha evidenziato come generalmente i terreni granulari e i terreni coesivi favoriscano pendenze basse, e quindi pendii dolci e arrotondati, e come, invece, le rocce metamorfiche generalmente creano più facilmente condizioni idonee allo sviluppo di pendii acclivi e scarpate ripide.

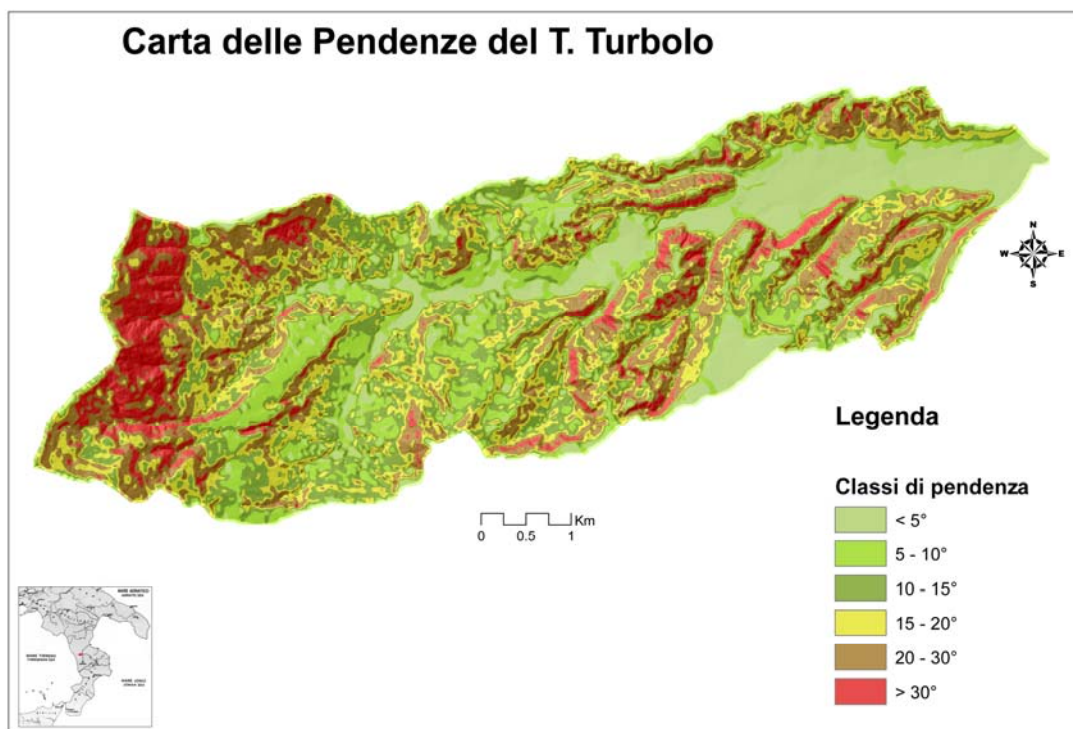


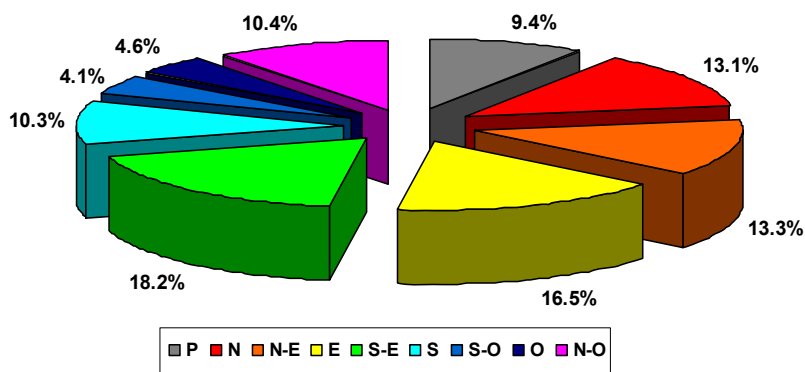
Figura 2.9 –Carta delle pendenze del bacino del T. Turbolo.



Pendenze elevate si sono registrate laddove affiorano rocce arenacee sovrastanti le argille per le quali costituiscono un *caprock*. Inoltre lungo scarpate di frana e lungo gli impluvi fortemente incassati dovuti ad erosione lineare prevalente, si registrano acclività superiori a 30°.

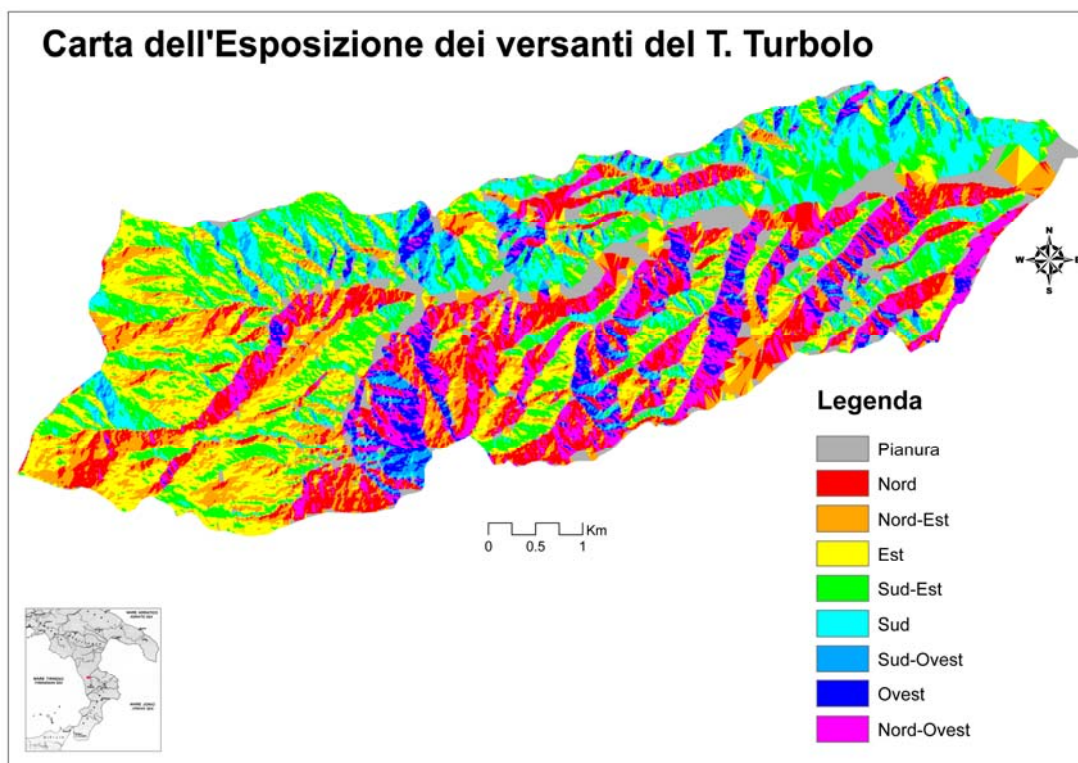
L'esposizione dei versanti è considerata un fattore molto importante per il controllo dei processi di erosione, poiché influenza il microclima attraverso l'angolo e la durata di incidenza dei raggi solari sulla superficie del suolo. In ambiente mediterraneo, aree con esposizione dei versanti a Sud e ad Ovest sono raggiunte da una quantità di energia solare maggiore; sono quindi più calde, presentano valori di evapotraspirazione maggiori ed una conseguente minore capacità di trattenere l'acqua, rispetto ai versanti esposti a Nord e ad Est. Nei versanti Sud ed Ovest il recupero della vegetazione è pertanto più lento ed i tassi di erosione sono più elevati rispetto ai versanti Nord ed Est (Poesen et al., 1993).

I valori del parametro morfometrico sono stati suddivisi in 9 classi, 8 delle quali secondo i punti cardinali ed una relativa alle superfici piane.



**Figura 2.10 - Distribuzione areale, espressa in percentuale, dell'esposizione dei versanti all'interno dell'area studiata.**

L'esposizione dei versanti del bacino del T. Turbolo è abbastanza omogenea (figure 2.10 e 2.11). I versanti rivolti a est e sud-est presentano una frequenza più alta (rispettivamente 16.5 % e 18.2%), meno frequenti risultano essere quelli esposti ad ovest e sud-ovest (rispettivamente 4.6 % e 4.1 %).



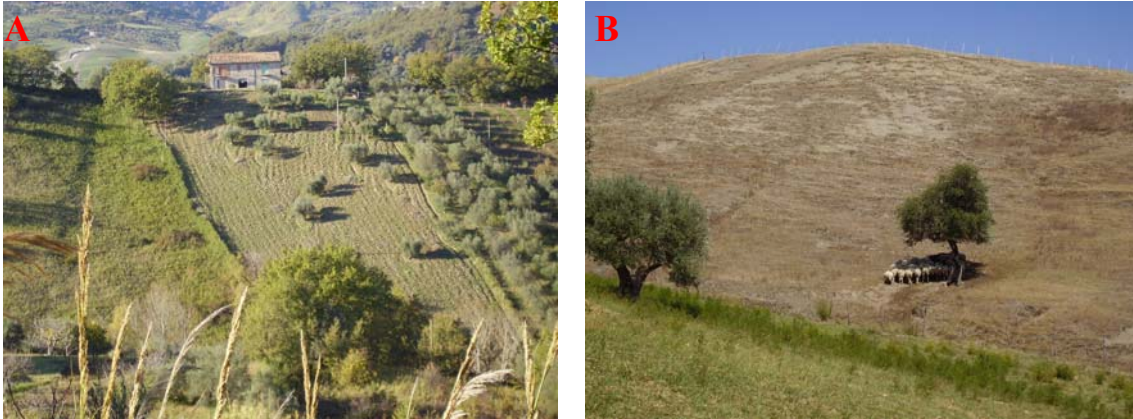
**Figura 2.11 - Carta dell'esposizione dei versanti del bacino del T. Turbolo.**

### 2.1.3. *Forme antropiche*

Il bisogno sempre crescente dell'uomo di spazi dove sviluppare le proprie attività e, soprattutto la cattiva gestione del territorio, spesso amplifica l'intensità dei processi erosivi, provocando talora un rimodellamento del territorio e la cancellazione delle sue forme naturali.

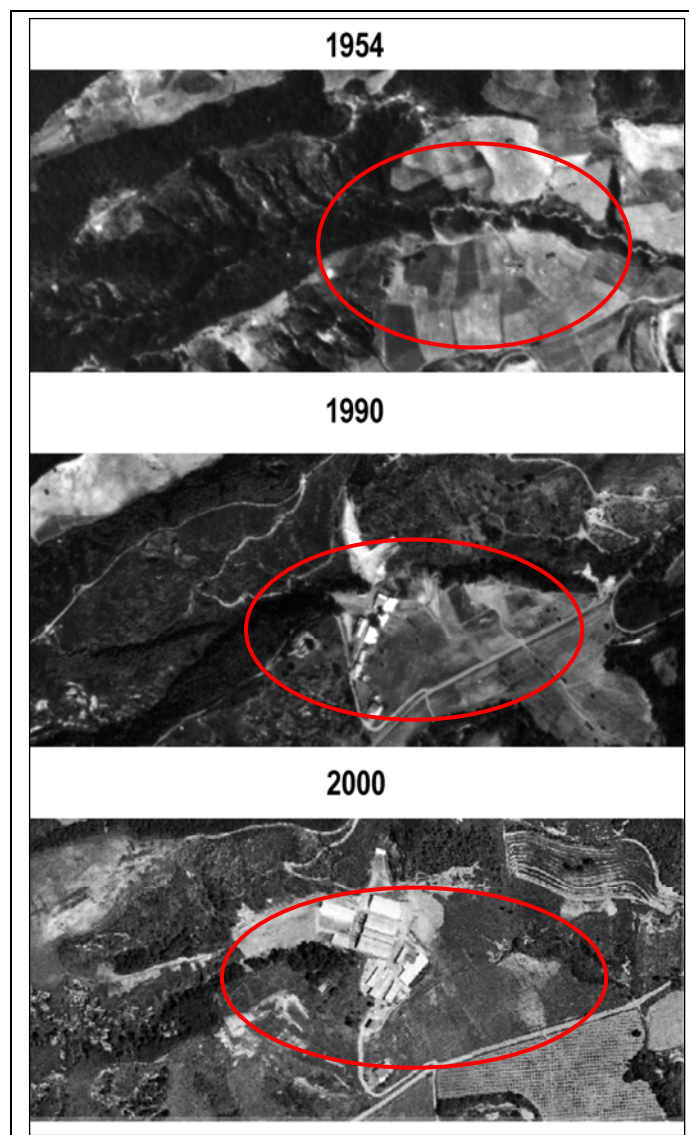
Le attività antropiche che insistono sul territorio indagato sono principalmente quella agricola e quella pastorale; in molti casi è stato possibile osservare, il progressivo incremento dello sfruttamento agricolo con il conseguente aumento dello stato di degrado dei suoli. L'impiego dei moderni macchinari agricoli permette di coltivare anche in aree acclivi che, unitamente alla diffusa tecnica di aratura "a rittochino" (figura 2.12), determinano condizioni favorevoli all'erosione del suolo. Nelle aree destinate a pascolo, in particolar modo sui rilievi collinari argillosi, il calpestio del bestiame favorisce il degrado del suolo provocandone il costipamento, riducendone la permeabilità e favorendo il

deflusso superficiale ed i conseguenti processi di dilavamento; inoltre non sono rari fenomeni di reptazione favoriti dal pascolo degli animali.



**Figura 2.12** –A) esempio di coltivazione di un versante a pendenza elevata, con aratura a “rittochino”; B) esempio di reptazione da pascolo.

In molte aree del bacino studiato l’azione dell’uomo, come agente morfogenetico, è rilevante e si manifesta anche con la continua opera di modellamento della superficie topografica, che determina il progressivo smantellamento e la modificazione delle morfologie originali. Nella figura 2.13 si riporta l’esempio della modifica della preesistente configurazione morfologica, nel corso di quasi un cinquantennio (dal 1954 al 2000), a causa dello sbancamento ed interrimento di parte del versante sinistro del burrone Ficazzaro per l’impianto e l’ampliamento di un’azienda agricola.



**Figura 2.13 – Le foto aeree di diverse annate mettono in evidenza la trasformazione del territorio per cause antropiche. In particolare la costruzione dei capannoni agricoli, iniziata intorno al 1990, ha comportato il riempimento della parte medio-bassa del burrone Ficazzaro e con il relativo sbancamento del versante sinistro.**

Infine, un segno indelebile lasciato sul territorio dalle attività umane è quello della presenza di diverse cave ormai dismesse aperte nelle aree di affioramento delle sabbie e conglomerati (figure 2.14 e 2.15). L'apertura di queste cave, spesso, ha prodotto una radicale modificazione della morfologia delle colline ubicate nel medio-basso bacino del T. Turbolo che, ormai prive di copertura vegetale, sono state soggette all'azione di intensi fenomeni erosivi.





**Figura 2.14 –Fronte della cava di inerti ubicata ad est dell’abitato di Sartano.**



**Figura 2.15 –Nelle due foto sono riportate due cave di inerti ormai dismesse che hanno causato l’asportazione parziale della sommità di due colline.**

## **2.2. Caratterizzazione delle coperture detritiche e stesura della carta litologica**

Per la caratterizzazione delle coperture detritiche che vanno dal Quaternario all'attuale, all'interno del bacino, è stato effettuato un rilevamento di dettaglio dei corpi deposizionali, che influenzano in modo particolare i processi pedogenetici oltre che essere facilmente soggetti ai fenomeni di erosione. Questo lavoro pertanto ha permesso di redigere una carta litologica integrando i depositi rilevati con la cartografia geologica ufficiale (elaborato 2). La carta litologica, mira ad individuare settori litologicamente omogenei rispetto ai processi erosionali; in tal senso le litologie con analoghe caratteristiche meccaniche e di erodibilità sono state accorpate pur avendo età differenti. I terreni affioranti sono stati, pertanto, suddivisi nei seguenti gruppi:

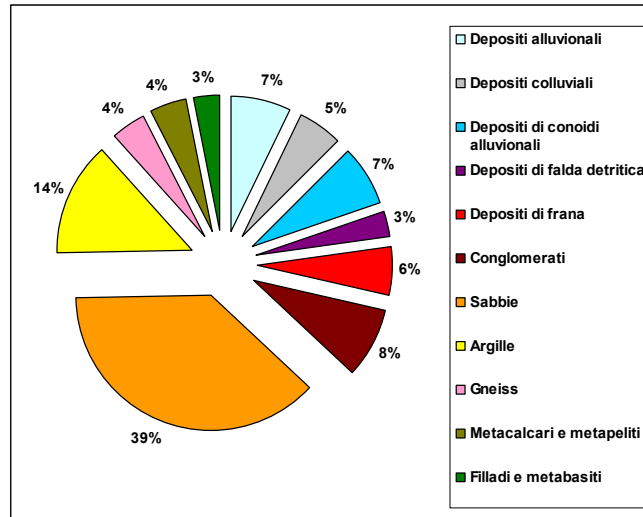
### Litologia del substrato:

- Conglomerati
- Sabbie
- Argille
- Gneiss
- Metacalcari e metapeliti
- Filladi e metabasiti

### Depositi superficiali

- Depositi alluvionali
- Depositi di frana
- Depositi colluviali
- Depositi di conoidi alluvionali
- Depositi di falda detritica

La figura 2.16 riporta la distribuzione areale, espressa in percentuale, delle litologie che affiorano all'interno del bacino.



**Figura 2.16 – Distribuzione areale delle diverse litologie presenti nel bacino del torrente Turbolo.**

Di seguito verranno descritte le caratteristiche principali dei depositi superficiali.

- I depositi alluvionali si osservano sul fondovalle del torrente Turbolo e dei suoi affluenti principali. Sono depositi prevalentemente sabbioso-conglomeratici poligenici, a luoghi limosi. (figura 2.17). In alcuni tratti tali depositi sono fissati dalla vegetazione.



**Figura 2.17 – Depositi alluvionali lungo il corso principale del torrente Turbolo.**

- I depositi colluviali affiorano alla base dei versanti, principalmente in sinistra della porzione medio-bassa del bacino (figura 2.18). Si presentano con una tessitura variabile da sabbie ad argille, con una presenza abbandonate di matrice fine dominante sui clasti.

Questi depositi rappresentano il materiale eroso dalle superfici sommitali e dai versanti adiacenti, che è trasportato e successivamente depositato dalla gravità e dalle acque di ruscellamento. I depositi colluviali, in molti casi, manifestano la sovrapposizione di depositi che, insieme ad intercalate superfici di erosione e paleosuoli, rappresentano la testimonianza di variazioni della dinamica di versante in risposta alle variazioni climatiche e, per tempi più recenti, antropogeniche.



**Figura 2.18 – Versante sinistro del bacino del Turbolo dove si osserva la fascia di depositi colluviali che si raccordano al fondovalle coperto da depositi alluvionali.**

Questi depositi raccordano gradualmente i versanti al fondovalle e raggiungono spessori che variano da pochi decimetri ad alcuni metri (figura 2.19). Molto spesso i materiali colluviali vengono rimaneggiati dalle acque dilavanti e/o dalle azioni antropiche.



**Figura 2.19 – Depositi colluviali lungo uno scavo nella parte basale di un versante in località Pianette, sponda sinistra del torrente Turbolo.**



- I depositi di frana sono stati cartografati diffusamente in tutto il bacino, anche se una prevalenza di corpi franosi è stata osservata in corrispondenza delle aree di affioramento dei depositi argillosi. I detriti di frana si presentano molto caotici. Nella zona di raccordo tra *horst* della Catena Costiera e la valle del Crati i depositi di frana presentano blocchi (spesso superiore al metro di diametro) di rocce metamorfica alterate, inglobate in una matrice fine. I depositi dovuti a movimenti in massa, molto spesso sono interessati da riattivazione di fenomeni franosi e da processi di denudazione dovuti alle acque dilavanti.

- I depositi di falda detritica affiorano lungo la zona di raccordo tra le rocce cristalline della Catena Costiera e i sedimenti di riempimento della valle del Crati. Questi depositi derivano dai processi di smantellamento dei versanti, dove l'attività tettonica esplicatesi lungo la faglia bordiera "San Marco Argentano-San Fili" che ha interessato l'area ha maggiormente predisposto i versanti ai suddetti processi. Infatti i detriti di falda hanno obliterato le originarie scarpate di faglia. Parte di questi depositi possono essere interpretati come antichi corpi di frana parzialmente rimaneggiati dalle acque dilavanti (Lanzafame & Zuffa, 1976). Questi depositi di falda sono composti, generalmente, da blocchi di roccia metamorfica di dimensioni variabili (da centimetrici a metrici), scarsamente arrotondati, immersi in una matrice sabbioso-limoso scarsamente cementata. Nei pressi dell'abitato di Cavallerizzo i detriti di falda sono costituiti da depositi di versante olocenici di color tabacco (figura 2.20) inglobati nelle cataclasiti prodotti dalla faglia "San Fili – San marco Argentano" (Tansi et al., 2006).



**Figura 2.20 – Depositi di falda detritica al di sotto del manto stradale, affioranti lungo la scarpata di frana che ha interessato l'abitato di Cavallerizzo nel mese di marzo 2005.**

- I depositi di conoide alluvionale affiorano come lembi residui tra l'abitato di San Giacomo e quello di Cerzeto (figura 2.21), nella zona di raccordo tra la Catena Costiera e i depositi di riempimento della Valle del Crati. Si tratta essenzialmente di ghiaie spigolose di origine metamorfica, a matrice talora prevalente e a clasti metamorfici. La dimensione dei clasti varia da alcuni millimetri fino a raggiungere quasi un metro di diametro. Lo spessore dei depositi di questa conoide, nel tratto apicale supera i 30 metri nella zona di raccordo con i versanti della Catena Costiera. Spesso questi depositi sono profondamente incisi dai corsi d'acqua attuali.

All'interno del bacino, altri depositi di conoide sono stati cartografati sul versante destro. Esse si sono formate allo sbocco degli impluvi nei fondovalle. Questi corpi deposizionali, data la granulometria dei litotipi erosi (principalmente sabbie ed argille e più raramente conglomerati), si presentano generalmente con tessitura più fine rispetto ai depositi della conoide descritta in precedenza e con pendenze piuttosto blande.



**Figura 2.21 – Depositi di conoide alluvionale a valle dell'abitato di san Giacomo affiorante lungo un'incisione valliva.**

### 2.3. Caratteristiche pedologiche

Il territorio che racchiude il bacino del torrente Turbolo è contraddistinto da una grande variabilità geo-ambientale (geologia, morfologia, uso del suolo, ecc.). Queste differenze si riflettono in maniera diretta sui processi pedogenetici e sui suoli che da essi si originano.

Per la caratterizzazione dei suoli presenti nell'area, si è principalmente fatto riferimento alla Carta dei suoli della regione Calabria (scala 1:250000) redatta dall'ARSSA (2003), integrata con rilievi diretti di alcuni profili di suolo. Nella carta dei suoli della Calabria (figura 2.22), sono stati distinti gli ambiti territoriali sufficientemente omogenei dal punto di vista pedologico (regioni pedologiche o *soil regions*), essi sono: i rilievi interni della Sila, delle Serre e dell'Aspromonte (*Soil Region 66.5*); il massiccio del Pollino (*Soil Region 59.7*); le aree collinari attraverso le quali i rilievi interni degradano verso il mare (*Soil Region 62.3*); i rilievi collinari dell'alto versante ionico (*Soil Region 61.1*). Di seguito verranno descritte le due regioni pedologiche (66.5 e 62.3) in cui ricade il bacino del torrente Turbolo.

#### *Rilievi montuosi della Sila, delle Serre e dell'Aspromonte (Soil Region 66.5)*

I suoli di questo ambito sono caratterizzati dalla presenza di un orizzonte di superficie di colore bruno scuro, ricco in sostanza organica, abbastanza soffice e con basso grado di saturazione in basi (epipedon *umbrico*, *sensu* USDA, 2006). La differenziazione di questo orizzonte, che prescinde generalmente dalla tipologia di substrato di origine, è da ricondurre al processo di accumulo della sostanza organica, favorito da specifiche condizioni climatiche. Infatti, il regime di umidità dei suoli *udico* (USDA, 2006) garantisce una buona disponibilità di acqua durante il ciclo vegetativo anche nel caso di suoli con bassa riserva idrica. Inoltre, le basse temperature, limitando la mineralizzazione in alcuni periodi dell'anno, contribuiscono all'accumulo di sostanza organica. Lo spessore dell'epipedon *umbrico* e più in generale la profondità del suolo, variano in funzione della morfologia locale. Dal punto di vista tassonomico prevalgono

*Inceptisuoli*, in larga misura suoli appartenenti al gruppo dei *Dystrudept* con sottogruppi *Humic* o *Humic pachic* nelle aree sub-pianeggianti degli altopiani, mentre sui versanti più o meno acclivi prevalgono il *Lithic Dystrudept*.

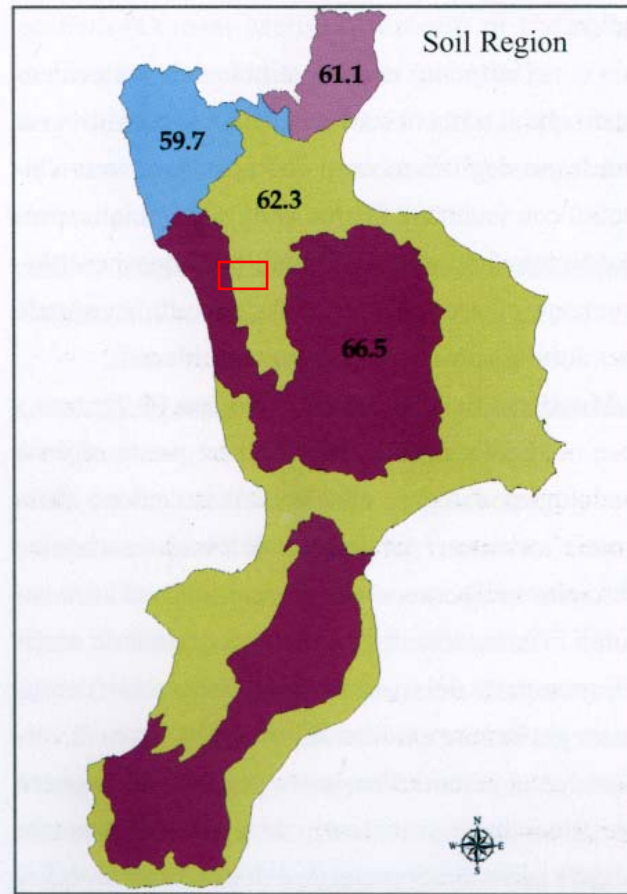


Figura 2.22 – Suddivisione della Calabria nelle diverse regioni pedologiche (ARSSA, 2003); nel riquadro in rosso viene evidenziata l'area di studio.

Nel complesso sono suoli da sottili a profondi, a tessitura moderatamente grossolana, con scheletro comune. Quest'ultimo, aumenta generalmente nei suoli evoluti su rocce metamorfiche. Presentano un buon drenaggio e si caratterizzano per una reazione acida.

I rischi di erosione a cui sono soggetti tali suoli, sono connessi quasi esclusivamente all'asportazione della copertura vegetale per attività antropica o a seguito di incendi.

*Aree Collinari e pianure costiere e fluviali (Soil Region 62.3)*

Nell'ambiente di questa regione pedologica, i suoli possono essere ricondotti a tre grandi ambienti: versanti a diversa acclività e substrato, antiche superfici terrazzate e depositi alluvionali recenti.

Sulle formazioni argillose ricche in carbonato di calcio, che interessano gran parte dei rilievi collinari, i processi di pedogenesi sono identificati nella lisciviazione dei carbonati, che porta alla differenziazione di un orizzonte sottosuperficiale di accumulo degli stessi definito *calcico* (USDA, 2006) e nel dinamismo strutturale che si manifesta con fessurazioni durante la stagione asciutta. Nelle aree più acclivi dello stesso ambiente, sono presenti suoli caratterizzati da una scarsa evoluzione pedologica in cui già a 20-30 cm di profondità affiora il substrato. Dal punto di vista tassonomico si collocano, nella maggior parte dei casi, nell'ordine degli *Inceptisuoli*, con regime di umidità che varia da *xerico* nelle aree a media-bassa quota ad *udico* nelle aree più elevate ed interne.

Sui rilievi collinari a substrato grossolano si va da suoli sottili a profilo A-R (*Lithic Xerorthents*), a suoli moderatamente profondi su versanti meno acclivi (*Typic Xeropsammets*).

Sulle antiche superfici terrazzate i suoli si evolvono su tre distinte tipologie di sedimenti, quali sabbie e conglomerati bruno rossastri, sedimenti fini e depositi di origine vulcanica. Nel primo caso si rinvencono suoli caratterizzati da forte alterazione biochimica con evidenza di lisciviazione di argilla dagli orizzonti superficiali che portano alla formazione di un orizzonte *argillico* (USDA, 2006). Si tratta di suoli profondi a tessitura media, non calcarei, da subacidi ad acidi. Appartengono all'ordine degli *Alfisuoli*.

Sui terrazzi modellati su argille, i suoli presentano caratteristiche *vertiche* che ne consentono la collocazione nell'ordine dei *Vertisuoli*. Sono suoli con scheletro scarso, da subalcalini ad alcalini.

Sui terrazzi del Quaternario del basso versante tirrenico i suoli si evolvono su depositi di origine vulcanica e presentano caratteristiche peculiari. Sono suoli

particolarmente soffici, di colore scuro e dall'aspetto polverulento quando asciutti, presentano una reazione acida e scheletro assente. Per la tassonomia USDA si collocano nell'ordine degli *Andisuoli*.

Sui depositi alluvionali recenti, i suoli variano a seconda dei sedimenti. Si va da suoli a tessitura grossolana, a suoli moderatamente fini, da sottili a profondi, che variano da calcarei a non calcarei, da subacidi ad acidi. Queste variazioni si riflettono nella loro collocazione tassonomica; infatti si rinvencono frequentemente suoli con evidente stratificazione (*Fluventic Haploxerepts*, *Tipic Xerofluvents*), suoli con spiccato comportamento *vertico* ed *Inceptisuoli* tipici caratterizzati da un orizzonte sottosuperficiale pedogenizzato.

In questa regione pedologica sono molto frequenti fenomeni di erosione da attribuire, oltre che ad una gestione impropria del territorio, alla imponente aggressività delle piogge e ad una intrinseca erodibilità dei suoli evoluti su substrato argilloso limoso.

### 2.3.1. *Caratteristiche pedologiche del bacino del torrente Turbolo*

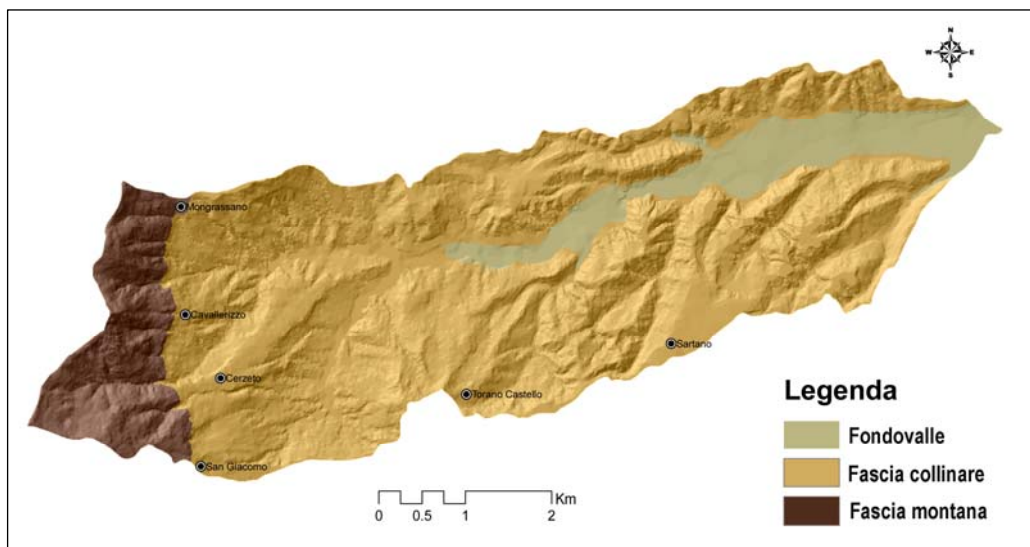
I suoli che si sviluppano all'interno del bacino del torrente Turbolo, si distribuiscono entro un intervallo di altitudine che dai 75 m circa arriva ai 1015 m di quota.

Una caratterizzazione generale dei suoli è stata effettuata sulla base delle tre principali unità fisiografiche (figura 2.23) riconosciute nell'area (fondovalle, fascia collinare e fascia montana).

Per quanto riguarda il regime pedoclimatico come definito dalla *Soil Taxonomy* (USDA, 2006), si passa da un regime di umidità *udico* per la fascia al di sopra dei 500 m di quota a quello *xerico* per la fascia pedemontana ed il fondovalle; il regime di temperatura del suolo varia dal regime *termico* per le zone pedemontane ed il fondovalle, al regime *mesico* per la zona montana (ARSSA, 2003).

### Suoli del fondovalle

Nel fondovalle del torrente Turbolo i suoli sono in larga parte scarsamente evoluti ed appartengono all'ordine degli *Entisuoli*, ricadono nel sottogruppo dei *Typic Xerofluvents*. Presentano generalmente un profilo Ap-BC-C, e più raramente Ap-Bw, con scarso contenuto di argilla; la tessitura è quasi sempre franco-sabbiosa o sabbioso-franca e la struttura è debolmente sviluppata negli orizzonti superficiali, diventando incoerente negli orizzonti profondi. La stratificazione che li caratterizza è legata alle diverse fasi di deposizione dei sedimenti alluvionali. Spesso alla profondità di circa 80 cm, si rinvencono screziature di colore ocraceo, testimonianza delle periodiche oscillazioni della falda acquifera.



**Figura 2.23** – La carta mostra le tre unità fisiografiche in cui è stato suddiviso il bacino del T. Turbolo.

Dal punto di vista chimico sono sempre suoli subalcalini, moderatamente calcarei. Il contenuto di sostanza organica nella maggior parte dei casi è scarso.

In questa unità fisiografica ricadono anche i suoli che si rinvencono sui depositi colluviali, che si interpongono nelle aree di raccordo tra la pianura alluvionale ed i versanti. Le pendenze sono molto blande (8 – 10%) ed il rischio di erosione è basso. In queste aree si ritrovano principalmente *Inceptisuoli* appartenenti al grande gruppo dei *Xerochrepts*. La tessitura di questi suoli è



generalmente franco-sabbiosa. La struttura risulta costituita da aggregati grossolani fortemente sviluppati e durevoli anche negli orizzonti sottosuperficiali. Il contenuto di calcare è basso, tale da non creare limitazioni sulle scelte delle colture; la reazione è solitamente neutra. Il contenuto di sostanza organica è basso.

#### Suoli della fascia collinare

In quest'area la distribuzione spaziale delle differenti tipologie di suolo è molto complessa, legata essenzialmente al substrato di origine ed alle caratteristiche plano-altimetriche. Infatti si osserva una morfologia da mediamente acclive ad acclive, dove le culminazioni dei rilievi spesso terminano con delle superficie sub-pianeggianti. Il substrato plio-pleistocenico è composto essenzialmente da argille, sabbie e conglomerati.

Sui sedimenti più fini si ritrovano due situazioni distinte:

- a) nelle zone a minor pendenza e di raccordo tra i rilievi, i suoli sono profondi, a tessitura fine, caratterizzati da un forte dinamismo strutturale, che si manifesta con formazione di fessure larghe alcuni centimetri e profonde circa un metro. Le crepacciature si formano durante la stagione secca, in seguito al disseccamento dell'argilla costituita da componenti espandibili (ad es. di tipo smectitico), richiudendosi per effetto dell'imbibizione nella successiva stagione umida. Questi suoli vengono indicati come *Vertisuoli*, hanno un comportamento idrologico condizionato dalla presenza o meno delle fessure. Infatti, le fessure fungono da vie preferenziali per il deflusso delle acque, disperdendole in profondità. Altra caratteristica importante di questi suoli è data dall'accumulo di carbonato di calcio nell'orizzonte B, il quale può creare condizioni limitanti per lo sviluppo in profondità degli apparati radicali di alcune piante. Il contenuto di sostanza organica va da medio ad elevato e si mantiene relativamente costante lungo tutto il profilo;
- b) nelle zone a pendenza elevata, a causa del continuo ringiovanimento del fronte della pedogenesi dovuto all'erosione superficiale, i suoli, che appartengono principalmente all'ordine degli *Inceptisuoli*, non differiscono



particolarmente dal substrato di origine. La tessitura è franco-limosa e condiziona il comportamento agronomico di questi suoli. Lo scheletro è sempre assente, la sabbia non supera il 15-20 % (ARSSA, 1996) ed è costituita in larga parte da sabbia molto fine, il cui comportamento è molto simile al limo. La reazione è alcalina. Il contenuto di sostanza organica mediamente risulta essere molto scarso (minore dello 0,7%).

Nella gran parte dei rilievi caratterizzati da sedimenti a granulometria da media a grossolana il processo pedogenetico più significativo è rappresentato dall'accumulo di carbonato di calcio in un orizzonte sottosuperficiale. La profondità ed il grado di espressione di tale orizzonte è funzione, oltre che delle variazioni granulometriche, dell'intensità dei fenomeni erosivi. A questi ultimi processi sono da attribuire anche le forti variazioni cromatiche che caratterizzano estensivamente gli orizzonti pedologici di superficie (figura 2.24). Le zone dove predominano i colori giallastri sono quelle maggiormente erose, di contro, laddove il suolo si presenta con colori bruno scuri, per effetto del maggior contenuto di sostanza organica, intimamente unita alla frazione minerale, si osserva una maggiore stabilità geomorfologica.



**Figura 2.24** –Versante lungo il quale si notano delle variazioni cromatiche degli orizzonti superficiali del suolo dovuti alla diversa intensità con cui agiscono i processi erosivi.

Nello stesso ambiente la presenza di un substrato costituito da sabbie con intercalazioni conglomeratiche non calcaree, ha consentito l'evoluzione di suoli

completamente diversi dai precedenti, infatti, si osservano suoli dal tipico colore bruno rossastro e/o rossi (rubefazione). Questa colorazione è data dalla liberazione di ferro dai minerali primari, per effetto della combinazione tra la circolazione di acqua all'interno del suolo, che crea un processo di idratazione e successivo deficit idrico stagionale che determina l'ossidazione del ferro.

In alcuni profili si riconoscono fenomeni di traslocazione (eluviazione e successiva illuviazione, cioè rideposizione) dell'argilla, anche se non molto espressi.

Nella zona ad est di Mongrassano e nelle aree limitrofe a Torano Castello, laddove affiorano arenarie calcaree, si evolvono *Inceptisuoli* con evidente lisciviazione di carbonati con accumulo nell'orizzonte sottosuperficiale (Bk). Questi suoli risultano ben strutturati e con abbondante porosità, molto profondi e privi di scheletro, a tessitura franco sabbiosa e reazione subalcalina. Il contenuto di sostanza organica varia in funzione dell'uso del suolo e dell'intensità dei processi erosivi. Presentano una forte limitazione all'uso agricolo a causa dell'elevata erodibilità.

Sui resti della antica conoide alluvionale di Cerzeto il rilevamento di dettaglio ha consentito di riconoscere *Inceptisuoli* ed *Entisuoli* da sottili a moderatamente profondi, con profili generalmente Ap-Bw-R e/o Ap-R, contrariamente a quanto riportato nella carta dei suoli della Calabria in scala 1:250000, dove vengono cartografati *Alfisuoli*. Il colore di questi suoli è bruno scuro, legato essenzialmente all'elevato contenuto di sostanza organica degli orizzonti superficiali, i quali appaiono molto soffici. La tessitura è moderatamente grossolana, con scheletro da frequente ad abbondante. Laddove l'orizzonte A risulta essere ben sviluppato, molto soffice e ben strutturato, ci troviamo in presenza di un orizzonte *mollico*, questi tipi di suoli pertanto appartengono all'ordine dei *Mollisuoli*. Nel materiale parentale inoltre non si esclude che si possano trovare delle ceneri vulcaniche.

Nelle aree sommitali sub-pianeggianti, con substrato sabbioso-conglomeratico non calcareo, che bordano il bacino nella parte medio-bassa, si differenziano

suoli caratterizzati da un grado di evoluzione piuttosto spinto, come mostrano i colori rossi e l'evidenza di processi di illuviazione di argilla, che determinano lo sviluppo di un orizzonte diagnostico Bt detto argillico. Sono molto profondi, la tessitura lungo il profilo varia da franco-argillosa ad argillosa, il grado di strutturazione è buono ed i singoli aggregati risultano abbastanza durevoli. Dal punto di vista chimico sono suoli non calcarei, a reazione neutra. Il contenuto di sostanza organica è variabile anche se prevalentemente è scarso (ARSSA, 1996). In alcune aree tali processi hanno interessato direttamente il substrato sabbioso-conglomeratico ed il profilo è costituito dalla successione di orizzonti A-Bt-C oppure A-Ct. In entrambi i casi si tratta di suoli molto scheletrici con evidenti pellicole di argilla sulla superficie dei ciottoli. Secondo la classificazione della *Soil Taxonomy* si tratta di *Alfisuoli* (ARSSA, 1996).

Laddove i processi erosivi sono stati molto spinti, questi suoli risultano troncati e privi totalmente dell'orizzonte A.

Infine nella fascia collinare, che risulta essere quella più estesa e con la più alta frequenza di erosione idrica, lungo una catena di versante che va dalla zona topograficamente più elevata sino a quella morfologicamente più depressa, (figura 2.25), sono stati realizzati una serie di profili di suolo che si spingono sino ad una profondità che dalla superficie raggiungono il substrato. I profili sono stati scelti lungo la catena in funzione della variazione di pendenza lungo il versante, per osservare le diverse dinamiche geomorfologiche (erosione, trasporto e deposizione) ed in particolar modo analizzare i tipi e lo sviluppo dei suoli e verificare la loro risposta nei confronti dell'erosione.

Il versante, molto rappresentativo per caratteristiche geologiche e geomorfologiche dell'area si trova in località Luccio, in destra idrografica del torrente Turbolo e si estende a quote comprese tra circa 85 e 140 m s.l.m. Le litologie affioranti sono di tipo sabbioso con una forte componente limoso-argillosa, nella parte bassa del versante il substrato è ricoperto da depositi colluviali. La pendenza lungo il versante varia dai 5 ai 20°. Presenta

un'esposizione a nord ed un uso del suolo attuale incolto con sparse piante di ulivi.

L'erosione idrica che si osserva lungo il versante, è essenzialmente di tipo laminare, che si associa a quella a rivoli nelle zone a pendenza più elevata e con vegetazione rada. I forti fenomeni erosivi legati a morfologie acclivi condizionano, come si è visto, l'evoluzione dei suoli.



**Figura 2.25 –Versante lungo il quale sono stati aperti i profili di suolo ubicati lungo la catena studiata.**

Lungo il versante sono stati aperti e descritti sei profili pedologici denominati: T1, T2, T3, T4, T5 e T6 (figura 2.26). Questi suoli appartengono all'ordine degli *Inceptisuoli* e mostrano un basso grado di evoluzione del profilo e relativamente una moderata differenziazione degli orizzonti.

Si tratta di suoli da moderatamente profondi a profondi, che si evolvono su un materiale parentale con tessitura fine perlopiù limosa. Il suoli presentano (tabella 2.1) un orizzonte superficiale organico-minerale con evidenze di disturbo antropico (Ap), di profondità variabile da pochi centimetri a più di 40 cm. Gli orizzonti sottostanti sono solitamente orizzonti di transizione BA e/o Bw.

Lungo alcuni profili si osservano, anche se poco espresse, pellicole di argilla nei pori, che evidenziano un debole processo di lisciviazione di argilla, insufficiente per definire veri e propri orizzonti argillici. Inoltre, negli orizzonti più profondi si osservano spesso delle facce di pressione.

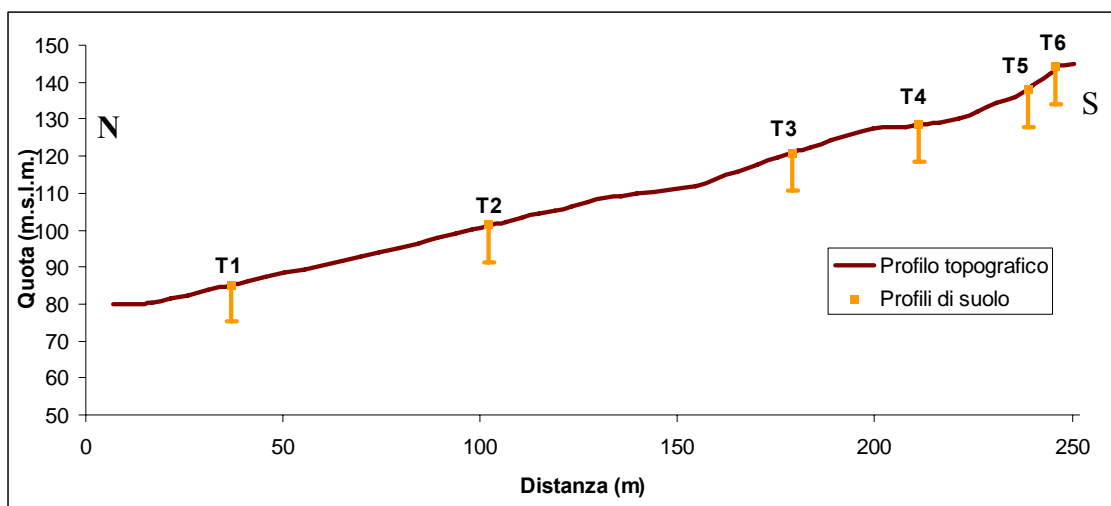


Figura 2.26 - Sezione topografica del versante con relativa ubicazione dei profili di suolo analizzati.

In alcuni orizzonti sottosuperficiali, la presenza di scarse concrezioni di carbonato di calcio indica un processo iniziale di lisciviazione degli stessi che non ha portato alla differenziazione di un evidente orizzonte di accumulo.

Tranne il profilo T6, collocato in cima al versante, in tutti gli altri profili si sono osservati orizzonti con predominanti colorazioni grigiastre, all'interno dello stesso orizzonte si osservano alternanze di screziature bruno rossastre o bruno giallastre dovute alla concentrazione di idrossidi e ossidi di ferro. Tali colorazioni sono localizzate, in genere, nelle zone del profilo più facilmente raggiungibili dall'ossigeno, sulla faccia degli aggregati e nei pori radicali. Questa situazione indica un ambiente in cui si verificano fenomeni di idromorfia, dovuti all'oscillazione stagionale della falda acquifera, che conferisce al profilo di suolo un orizzonte diagnostico, indicato con la lettera "g" (*gley*).

La tessitura franca, localmente franco sabbiosa e franco limosa, caratterizza sia gli orizzonti superficiali che gli orizzonti profondi di questi suoli. Le analisi di laboratorio hanno evidenziato un'abbondante presenza di limo ed argilla lungo

tutti i profili descritti, mostrando un contenuto medio del 41 % per il limo e del 24% per l'argilla (tabella 2.1).

Lo scheletro è generalmente scarso (1–5%). La struttura principalmente poliedrica angolare e subangolare e raramente prismatica, è moderatamente sviluppata con dimensioni da medie a grandi.

Il contenuto di sostanza organica, varia lungo il profilo, diminuendo man mano con la profondità, in quanto con essa diminuisce l'apporto di *humus*. Lungo la catena, invece la sostanza organica presente nell'orizzonte superficiale è correlata alle variazioni di pendenza lungo il versante, cioè diminuisce all'aumentare di quest'ultima e viceversa. Inoltre il quantitativo di sostanza organica presente nei *topsoil* è legato alla diversa intensità con cui agiscono i processi di erosione idrica,

. Gli orizzonti di superficie hanno mostrato un contenuto di sostanza organica che si aggira intorno al 2%. Il valore più basso si registra nel *topsoil* del profilo T5 (1,38%), il quale si colloca nella parte del versante a maggior pendenza e laddove agiscono più intensamente i processi di denudazione. Infatti lungo questo profilo, gli intensi processi erosivi hanno determinato l'assottigliamento e/o l'asportazione completa del livello superficiale, è mostra un orizzonte in superficie di transizione AB (tabella 2.2).

La diminuzione della sostanza organica ha effetti diretti sulla degradazione delle proprietà fisiche dei suoli, in particolare sulla capacità di formazione e sulla stabilità degli aggregati, che possono pertanto favorire una più facile ed intensa perdita di materiale fine per erosione idrica superficiale (Pare et al., 1999; Pagliai et al., 2004).

La presenza di processi erosivi è confermata dagli apporti recenti di materiale eroso lungo il versante, da una pedogenesi piuttosto recente e dalla presenza di carbonato negli orizzonti superficiali.

Pertanto in simili contesti sono sconsigliate, oltre alle lavorazioni profonde che porterebbero in superficie l'orizzonte calcico, anche le lavorazioni "a rittochino" che innescano od accelerano i fenomeni erosivi (ARSSA, 2002).

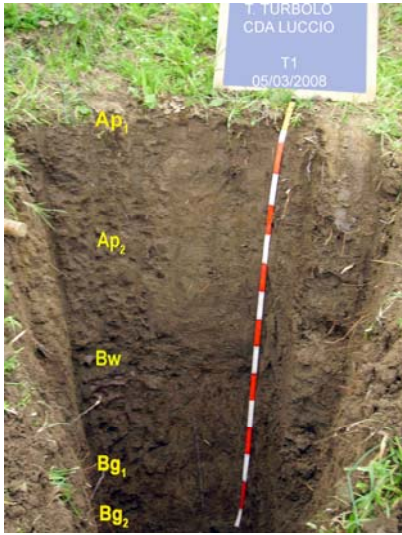
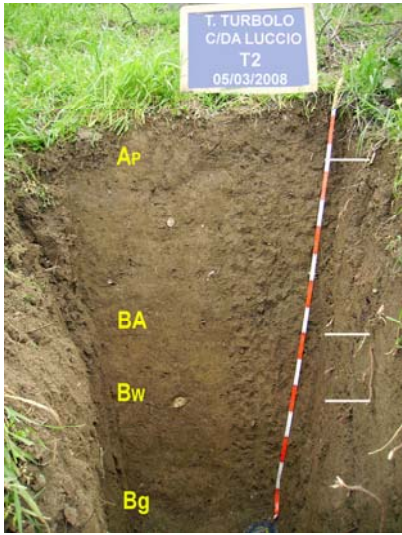


Sulla superficie di alcuni profili sono state osservate delle croste compatte e finemente laminate, formatesi in seguito all'azione battente delle piogge di forte intensità, le quali possono impedire l'infiltrazione dell'acqua, interferire nella germinazione delle piantine e favorire i processi di dilavamento.

**Tabella 2.1 -Caratteristiche granulometriche e di sostanza organica degli orizzonti dei differenti profili di suolo; S.O.= sostanza organica, S= sabbia, L=limo, A= argilla.**

<b>Profilo</b>	<b>Orizzonte</b>	<b>S.O. %</b>	<b>S (%)</b>	<b>L(%)</b>	<b>A(%)</b>
T1	Ap1	2,97	38,75	40,97	20,28
T1	Ap2	2,48	37,01	42,71	20,28
T1	Bw	1,47	44,99	34,73	20,28
T1	Bg1	0,97	36,38	42,90	20,72
T1	Bg2	0,34	53,90	27,38	18,72
T2	Ap	2,70	46,68	31,04	22,28
T2	BA	1,50	33,66	42,06	24,28
T2	Bw	0,93	44,04	32,96	23,00
T2	Bg	0,64	43,66	29,62	26,72
T3	Ap	2,64	31,24	43,76	25,00
T3	BA	2,20	35,40	38,32	26,28
T3	BW	1,46	53,00	20,28	26,72
T3	B(t)g	0,55	34,30	38,42	27,28
T4	Ap	2,70	25,48	47,80	26,72
T4	Bw	1,43	31,72	43,28	25,00
T4	Bg1	1,10	28,81	40,91	30,28
T4	Bg2	0,91	33,90	34,82	31,28
T5	AB	1,38	20,10	51,18	28,72
T5	Bg1	0,32	10,30	60,98	28,72
T5	Bg2	0,13	19,32	56,68	24,00
T6	Ap	2,26	40,52	45,48	14,00
T6	Bw1/A	0,97	44,54	37,74	17,72
T6	Bw2/R	0,86	34,48	46,80	18,72

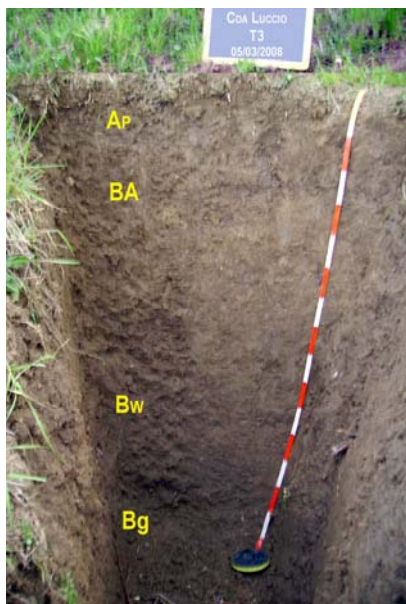
**Tabella 2.2 – Principali caratteristiche morfologiche dei profili di suolo**

<p style="text-align: center;"><u>Profilo T1</u></p> 	<p><b>Ap<sub>1</sub></b> - Profondità: 0-2 cm; colore umido bruno scuro (10YR 3/3), colore asciutto bruno oliva (2.5Y 4/3); tessitura franca; struttura poliedrica sub-angolare da fine a media; scheletro scarso da molto piccolo a piccolo, forma sub-arrotondata; effervescenza nulla; limite inferiore ondulato netto.</p> <p><b>Ap<sub>2</sub></b>: Profondità: 2- 40/45 cm; colore umido bruno giallastro scuro (10YR 2/3), colore asciutto bruno oliva (2.5Y 4/4); tessitura franca; struttura poliedrica angolare da grande a molto grande; scheletro scarso, piccolo, forma sub-arrotondata; comuni screziature e concentrazioni soffici di ossidi di Fe-Mn di colore ocraceo, rossastro e nerastro; comuni facce di pressione; scarse pellicole di argilla; effervescenza nulla; limite inferiore ondulato chiaro.</p> <p><b>Bw</b>: Profondità: 40/45 - 90 cm; colore umido (10YR 3/3), colore asciutto bruno oliva chiaro (2.5Y 5/4); tessitura franca; struttura poliedrica angolare da media a molto grande, con tendenza prismatica; scheletro scarso, piccolo, forma sub-arrotondata; comuni screziature di ossidi di Fe-Mn di colore ocraceo, rossastro e nerastro; comuni pellicole di argilla; comuni facce di pressione; effervescenza nulla; limite inferiore lineare chiaro.</p> <p><b>Bg<sub>1</sub></b>: Profondità: 90 - 130 cm; Colore umido bruno giallastro scuro (10YR 3/3), colore asciutto bruno giallastro 10YR 5/4; tessitura franca; struttura poliedrica angolare da grande a molto grande; scheletro scarso, da molto piccolo a piccolo, forma sub-arrotondata; abbondanti screziature e concentrazioni soffici di ossidi di Fe-Mn di colore ocraceo, rossastro e nerastro; scarse pellicole di argilla; comuni facce di pressione; effervescenza estremamente debole; limite inferiore ondulato graduale.</p> <p><b>Bg<sub>2</sub></b>: Profondità: 130 – 155+ cm; colore umido bruno giallastro scuro (10YR 3/3), colore asciutto bruno giallastro (10YR 5/4); tessitura franco sabbiosa; struttura poliedrica angolare da media a grande; scheletro scarso, piccolo, forma da sub-arrotondata a sub-angolare; abbondanti screziature e concentrazioni soffici di ossidi di Fe-Mn di colore ocraceo, rossastro e nerastro; scarse pellicole di argilla; scarse facce di pressione; effervescenza debole.</p>
<p style="text-align: center;"><u>Profilo T2</u></p> 	<p><b>Ap</b>: Profondità: 0-2/25 cm; colore umido bruno giallastro scuro (10YR 3/3), colore asciutto bruno oliva (2.5Y 4/4); tessitura franca; struttura poliedrica bruno giallastro scuro subangolare media e granulare media; scheletro scarso, piccolo, forma sub-arrotondata; effervescenza debole; limite inferiore irregolare abrupto.</p> <p><b>BA</b>: profondità: 2/25- 88/90 cm; colore umido bruno giallastro scuro (10YR 3/3), colore asciutto bruno oliva (2.5Y 4/4); tessitura franca; struttura poliedrica angolare da media a grande con tendenza prismatica; scheletro comune, piccolo, forma da sub-angolare a sub-arrotondata; scarse pellicole di argilla; scarse facce di pressione; effervescenza debole; limite inferiore ondulato chiaro.</p> <p><b>Bw</b>: Profondità: 88/90 - 110/125 cm; colore umido bruno molto scuro (10YR 3/4), colore asciutto bruno oliva chiaro (2.5Y 5/4); tessitura franca; struttura poliedrica angolare da fine a grande; scheletro comune, piccolo, forma da sub-angolare a sub-arrotondata; comuni screziature di ossidi di Fe-Mn di colore ocraceo, rossastro e nerastro; comuni pellicole di argilla; scarse facce di pressione; effervescenza debole; limite inferiore ondulato graduale.</p> <p>Note: Presenza di un frammento di carbone</p> <p><b>Bg</b>: Profondità: 110/125 - 160+ cm; colore umido bruno molto scuro (10YR 3/4), colore asciutto bruno oliva chiaro (2.5Y 5/4); tessitura franca; struttura poliedrica angolare da fine a grande; scheletro comune, piccolo, forma sub-arrotondata; abbondanti screziature e concentrazioni soffici di ossidi di Fe-Mn di colore ocraceo e rossastro; scarse pellicole di argilla; scarse facce di pressione; effervescenza debole.</p>

segue



### Profilo T3



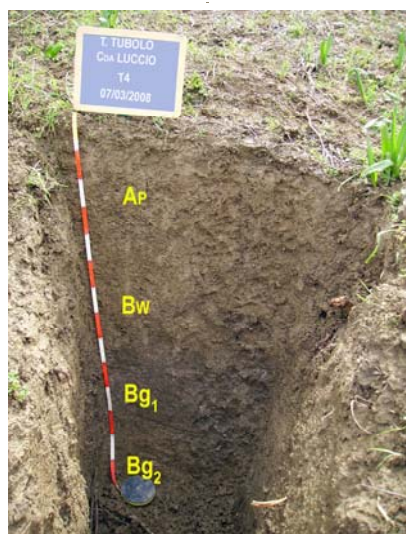
**Ap:** Profondità: 0-4/7 cm; colore umido bruno giallastro scuro (10YR 3/3), colore asciutto bruno oliva (2.5Y 4/3); tessitura franca; struttura poliedrica sub-angolare da fine a grossolana e granulare media; scheletro scarso, piccolo, forma da sub-arrotondata a sub-angolare; nella porzione più superficiale si osserva una crosta compatta e finemente laminata di spessore tra 0,5 e 1,5 cm; effervescenza moderata; limite inferiore ondulato netto.

**BA:** Profondità: 2/7- 25/30 cm; colore umido bruno giallastro scuro (10YR 3/3), colore asciutto bruno oliva (2.5Y 4/3); tessitura franca; struttura poliedrica subangolare da fine a molto grande con tendenza prismatica e localmente a cuneo; scheletro scarso, piccolo, forma da sub-angolare a sub-arrotondata; comuni pellicole di argilla; probabile presenza di facce di scivolamento (*slickensides*); effervescenza moderata; limite inferiore ondulato da netto a graduale.

**Bw:** Profondità: 25/30 - 90/110 cm; colore umido bruno giallastro scuro (10YR 3/3), colore asciutto oliva chiaro (2.5Y 5/4); tessitura franca-sabbiosa-argillosa; struttura poliedrica angolare da media a molto grande con tendenza prismatica; scheletro scarso, piccolo, forma da sub-angolare a sub-arrotondata; comuni screziature di ossidi di Fe-Mn di colore ocraceo; comuni pellicole di argilla; scarse facce di pressione; effervescenza forte; limite inferiore lineare diffuso.

**Bg:** Profondità: 90/110 - 150+ cm; colore umido bruno giallastro scuro (10YR 3/4), colore asciutto bruno oliva chiaro (2.5Y 5/4); tessitura franco-argillosa; struttura poliedrica angolare da fine a grande; scheletro comune, piccolo, forma sub-arrotondata; comuni screziature di ossidi di Fe-Mn di colore ocraceo e raramente nerastre; comuni pellicole di argilla; comuni facce di pressione; effervescenza da debole a moderata.

### Profilo T4



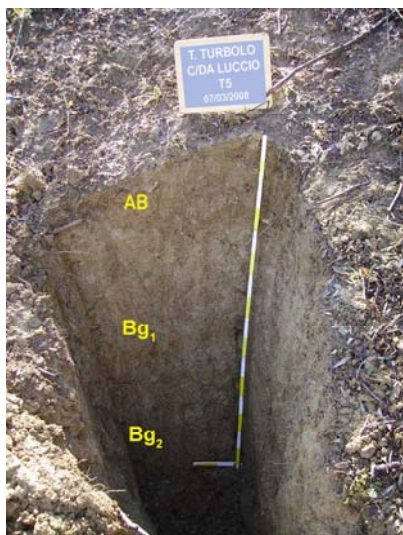
**Ap:** Profondità: 0-30 cm; colore umido bruno oliva scuro (2.5Y 3/3), colore asciutto bruno oliva chiaro (2.5Y 5/4); tessitura; struttura poliedrica sub-angolare da fine a molto grande e granulare media; scheletro scarso, piccolo, forma da sub-arrotondata a sub-angolare; comuni piccole concrezioni di carbonato di calcio; comuni screziature di ossidi di Fe-Mn di colore ocraceo e nerastro; effervescenza da moderata a forte; limite inferiore lineare chiaro.

**Bw:** Profondità: 30- 80 cm; colore umido bruno oliva scuro (2.5Y 3/3), colore asciutto bruno oliva (2.5Y 4/4); tessitura franca; struttura poliedrica angolare da fine a grande; scheletro assente; comuni piccole concrezioni di carbonato di calcio; scarse pellicole di argilla; scarse facce di pressione; effervescenza moderata; limite inferiore lineare netto.

**Bg<sub>1</sub>:** Profondità: 80 - 110 cm; colore umido bruno grigio molto scuro (2.5Y 3/2), colore asciutto bruno grigiastro scuro (2.5Y 4/2); tessitura franco-argillosa; struttura poliedrica angolare da fine a molto grande; scheletro scarso, piccolo, forma da sub-angolare a sub-arrotondata; comuni screziature di ossidi di Fe-Mn di colore ocraceo e nerastro; comuni facce di pressione; effervescenza moderata; limite inferiore lineare netto.

**Bg<sub>2</sub>:** Profondità: 110 - 140+ cm; colore umido bruno oliva scuro (2.5Y 3/3), colore asciutto bruno oliva (2.5Y 4/4); tessitura franco-argillosa; struttura poliedrica angolare da media a molto grande; scheletro assente; comuni screziature di ossidi di Fe-Mn di colore ocraceo e raramente nerastre; comuni pellicole di argilla; comuni facce di pressione; effervescenza debole.

### Profilo T5



**AB:** Profondità: 0-35/40 cm; colore umido bruno grigiastro scuro (10YR 3/4), colore asciutto bruno oliva chiaro (2.5Y 5/4); tessitura franco-limosa; struttura poliedrica sub-angolare da fine a grande e granulare media; scheletro scarso, piccolo, forma sub-arrotondata e sub-angolare; comuni piccole concrezioni di carbonato di calcio, forma da sub-sferica a mammellonata con piccole cavità all'interno; molto scarse screziature di ossidi di Fe-Mn di colore nerastro, scarse facce di pressione; effervescenza molto forte; limite inferiore ondulato netto.

**Bg<sub>1</sub>:** Profondità: 35/40- 95/110 cm; colore umido bruno oliva (2.5Y 4/4) colore asciutto bruno giallastro chiaro (2.5Y 6/4); tessitura franco-argilloso-limosa; struttura poliedrica angolare da fine a molto grande con tendenza prismatica; scheletro assente; comuni piccole concrezioni di carbonato di calcio, forma da sub-sferica a mammellonare, con cavità all'interno; abbondanti concentrazioni soffici e screziature di ossidi di Fe-Mn di colore ocraceo e nerastro; comuni pellicole di argilla; comuni facce di pressione; effervescenza molto forte; limite inferiore graduale irregolare.

**Bg<sub>2</sub>:** Profondità: 95/110 - 160+ cm; colore umido bruno oliva (2.5Y 4/4), colore asciutto bruno giallastro chiaro (2.5Y 6/3); tessitura franco-limosa; struttura poliedrica angolare da fine a molto grande; scheletro assente; molto abbondanti concentrazioni soffici e screziature di ossidi di Fe-Mn di colore ocraceo e nerastro; comuni facce di pressione; scarse pellicole di argilla; effervescenza da forte a molto forte.

### Profilo T6



**Ap:** Profondità: 0-20/30 cm; colore umido bruno grigiastro scuro (10YR 3/3), colore asciutto bruno oliva chiaro (2.5Y 5/4); tessitura franca; struttura poliedrica sub-angolare da fine a grande e granulare media; scheletro scarso, piccolo, forma sub-arrotondata; Effervescenza molto forte; limite inferiore ondulato netto.

**Bw<sub>1</sub>/A:** Profondità: 20/30- 90/100 cm; colore umido grigiastro molto scuro (10YR 3/4), colore asciutto bruno giallastro scuro (2.5Y 6/4); tessitura franca; struttura poliedrica angolare da fine a molto grande; scheletro assente; scarse piccole concrezioni di carbonato di calcio, forma da sub-sferica a mammellonata; molto scarse screziature di ossidi di Fe-Mn di colore ocraceo e nerastro; tasche occasionali di forma sub-circolare o irregolare, riempite da materiale con struttura granulare da fine a media e poliedrica sub-angolare media di colore più bruno rispetto all'orizzonte di appartenenza; effervescenza molto forte; limite inferiore ondulato graduale.

**Bw<sub>2</sub>/R:** Profondità: 90/100 - 130+ cm; colore umido bruno molto scuro (10YR 3/6), colore asciutto bruno giallastro scuro (2.5Y 6/4); tessitura franca; struttura poliedrica sub-angolare da fine a molto grande; scheletro grande, presenza sporadica di clasti alla base con forma sub-arrotondata; comuni piccole concrezioni di carbonato di calcio, forme sub-sferiche e lobate; molto scarse screziature di ossidi di Fe-Mn di colore nerastro; effervescenza molto forte.

### Suoli della fascia montana

In questa fascia si rilevano suoli a profilo poco evoluto, con un orizzonte A piuttosto spesso che poggia su un sottile livello di materiale poco alterato e quindi sulla roccia metamorfica. Subordinatamente, in zone a minore pendenza o meglio conservate, si ritrovano suoli sempre poco profondi, ma con sviluppo di un orizzonte B di alterazione. Si caratterizzano per l'elevato contenuto di sostanza organica negli orizzonti superficiali (epipedon *umbrico*). Tali orizzonti appaiono molto soffici, di colore bruno e dotati di una buona porosità. L'accumulo di sostanza organica inoltre garantisce una buona strutturazione del profilo con *ped* ben espressi e consistenti. Si sviluppano su versanti con pendenze da elevate a molto elevate dove la presenza della folta vegetazione ne assicura la loro conservazione. Laddove invece processi erosivi e molto spesso innescati a causa di incendi che hanno percorso il territorio, i profili pedologici appaiono troncati ed, in alcuni casi, affiora il substrato.

Dal punto di vista tassonomico, facendo riferimento alla classificazione della *Soil Taxonomy*, questi suoli appartengono alla famiglia degli *Inceptisuoli*, i quali presentano una moderata differenziazione degli orizzonti e un grado di evoluzione relativamente basso, più raramente si osservano degli *Entisuoli*. L'orizzonte B se presente mostra struttura poliedrica o prismatica, senza illuviazione di argilla ed è da considerarsi un orizzonte cambico (Bw). Per la maggior parte, questi suoli appartengono al grande gruppo dei *Dystrudepts*, con diversi sottogruppi, quali *Typic Humic*, *Humic Psammentic* e *Lithic*. Sono suoli da molto sottili a moderatamente profondi, con scheletro da comune a frequente, a tessitura moderatamente grossolana. Dal punto di vista chimico si caratterizzano per l'elevata presenza di sostanza organica e per una reazione acida.

Sulle rocce di origine calcarea si sviluppano suoli con un epipedon di colore bruno scuro, fortemente strutturato con elementi poliedrici subangolari fini e/o medi che poggia direttamente sul substrato calcareo. Il colore e le caratteristiche chimiche di questi suoli derivano dalla combinazione di abbondante sostanza organica umificata con eventuali sostanze argillose e subordinatamente

ossidi/idrossidi di ferro e alluminio (ARSSA, 2003). I suoli sono sottili, ricchi di scheletro (*Lithic Haploxerolls*), presentano una reazione da neutra a subacida. La loro formazione è legata alla lenta dissoluzione della roccia calcarea, per azione dell'acido carbonico disciolto nelle acque ed all'accumulo dei residui insolubili. Trattandosi di ambienti generalmente acclivi, solo una piccola frazione del residuo insolubile, contenuto originariamente nel substrato, rimane in "sito", mentre una grande quantità di esso viene trasportato nelle zone pedemontane.

Nelle zone a forte acclività e laddove la copertura vegetale è stata asportata, il substrato è privo di suolo. Trattandosi di una roccia carbonatica, i tempi di formazione dei suoli sono estremamente lunghi e pertanto l'asportazione del suolo si deve considerare pressoché irreversibile.

Sulla base dei dati ottenuti tramite il rilevamento pedologico all'interno del bacino, integrati con quelli estratti dalla carta dei suoli della Calabria, è stata redatta una carta pedologica di sintesi a scala 1:30000 (elaborato 3).

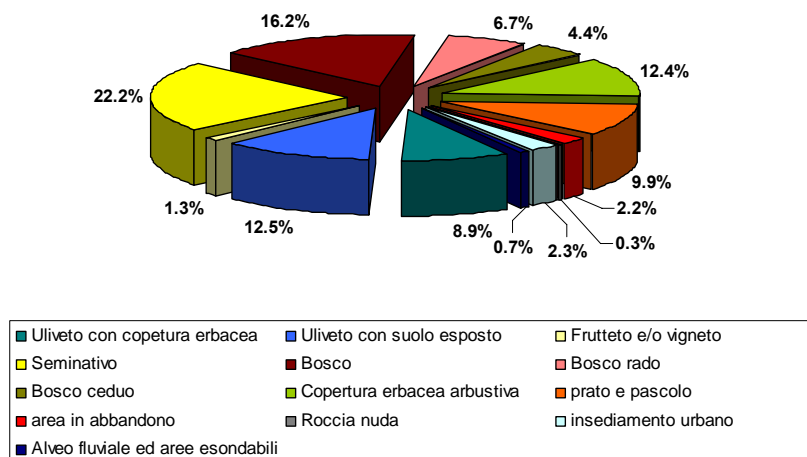
## 2.4. Caratteristiche dell'uso del suolo

Le diverse tipologie di uso del suolo sono state delineate mediante fotointerpretazione a video utilizzando le ortofoto del “Volo Italia” relative all'anno 2000. Nella fotointerpretazione è stato applicato un criterio di prevalenza: in presenza di due o più tipologie contemporanee, non cartografabili singolarmente, rispetto alla scala utilizzata (1:2000), si è fatto riferimento a quella che occupava la maggiore superficie. Successivamente, mediante rilievi diretti in campagna, è stato verificato quanto osservato dalle ortofoto ed il rilevamento è stato aggiornato all'anno 2007.

La legenda dell'uso del suolo è stata allestita tenendo conto delle oggettività del territorio del bacino del torrente Turbolo, dei diversi processi erosivi in relazione all'utilizzazione del suolo. Questo ha portato ad identificare tredici classi diverse di uso del suolo ed a redigere l'elaborato 4.

La figura 2.27 evidenzia la distribuzione areale delle diverse classi di uso del suolo in cui è stato suddiviso il bacino del T. Turbolo. Il territorio ha il 55 % dell'area con una vocazione agricola e pastorale, di cui il 22.2 % è destinato a seminativo, il 22.7 % a colture permanenti e la restante parte a prato e pascolo (figura 2.27) che rappresenta, principalmente, i coltivi abbandonati e gli spazi non adatti all'agricoltura sia per le pendenze eccessive che per il manifestarsi di dissesti. Le aree a seminativo si concentrano in larga parte nel settore medio-basso del bacino, precisamente nel fondovalle e sui versanti adiacenti, spesso a pendenze elevate ( $> 20^\circ$ ) che favoriscono l'innescare di intensi processi erosivi. Una coltura molto diffusa sulle colline del territorio studiato è quella dell'uliveto; a questa, in alcuni casi, sono associate coltivazioni a foraggiere e/o ortaggi. Questo tipo di uso del suolo, caratterizzato per lo più di piccoli appezzamenti, si osserva principalmente nelle vicinanze di centri abitati.





**Figura 2.27 –Distribuzione areale delle classi di uso del suolo attuale nel bacino del T. Turbolo.**

Inoltre, è stato osservato che più del 12 % delle aree coltivate ad uliveto, in modo particolare le nuove piantagioni, rimangono per diversi periodi dell'anno con suolo esposto, per via delle continue arature che quasi sempre sono effettuate a rittochino. Pertanto le zone comprese tra i filari sono percorsi da solchi rettilinei lasciate dalle lavorazioni con i mezzi meccanici che diventano delle vie preferenziali per le acque dilavanti, innescando intensi processi erosivi del tipo *sheet* e *rill* e nei casi più esasperati *gullies* (figura 2.28).



**Figura 2.28 – Intensi processi erosivi in una piantagione di uliveto con suolo esposto per via delle continue lavorazioni meccaniche.**

Inoltre gli uliveti di nuovo impianto, sempre più localizzati su versanti a forte pendenza, hanno indotto movimenti di terra per la riprofilatura del versante, con accumulo di materiale nella parte bassa e creazione di scarpate nella parte alta. Tali attività oltre all'asportazione completa del suolo, spesso provocano intensi fenomeni erosivi.

Il suolo sottostante ad uliveti più antichi, invece, rimane inerbito di vegetazione spontanea quasi per tutto l'anno e pertanto, non risulta più sede di fenomeni erosivi intensi come i precedenti.

Il 26 % circa del territorio, è ricoperto da boschi, i quali sono concentrati principalmente nella parte alta del bacino. Altrove, zone boschive si osservano a macchia di leopardo sulle superfici più acclivi dove i mezzi meccanici non possono intervenire o dove sono lasciate come forma di difesa dal dissesto idrogeologico. Nei fondovalle, spesso, si osservano zone con bosco rado unitamente ad una copertura arbustiva che delimitano l'andamento dei corsi d'acqua e/o ne occupano le piane di esondazione. In molte aree il bosco è sottoposto a periodica ceduzione risultando diradato.

Va segnalato che non di rado, nei mesi estivi, queste aree vengono percorse da incendi, che creano non pochi problemi dal punto di vista del dissesto idrogeologico. In particolare con l'asportazione della copertura vegetale i suoli vengono, in occasioni di precipitazioni meteoriche intense, pesantemente interessati da processi di erosione (figura 2.29).

È stato osservato che diverse aree del bacino si trovano in uno stato molto avanzato di degrado. Nella legenda redatta sono state identificate come aree in abbandono e rappresentano il 2.2 % dell'intera area studiata. Si identificano per lo più nelle zone di affioramento delle argille, completamente prive di suolo e spesso presentano una morfologia a calanchi nonché, vistosi movimenti in massa (figura 2.30).





**Figura 2.29** –Area percorsa da un incendio nell’agosto del 2007 dove con le prime piogge autunnali è stata interessata da processi di erosione idrica superficiale sia di tipo laminare che di tipo incanalata.



**Figura 2.30** –Area completamente degradata dagli intensi processi erosivi, impostati su litologie argillose, sul versante sinistro del settore centrale del bacino del T. Turbolo.

Mediante l’utilizzo delle foto aeree del 1954 e del 1990, sono state delineate le variazioni di uso del suolo succedutesi negli ultimi cinquanta anni di cui si riportano le rispettive distribuzioni percentuali areali (figura 2.31) e i relativi elaborati cartografici (figura 2.32).

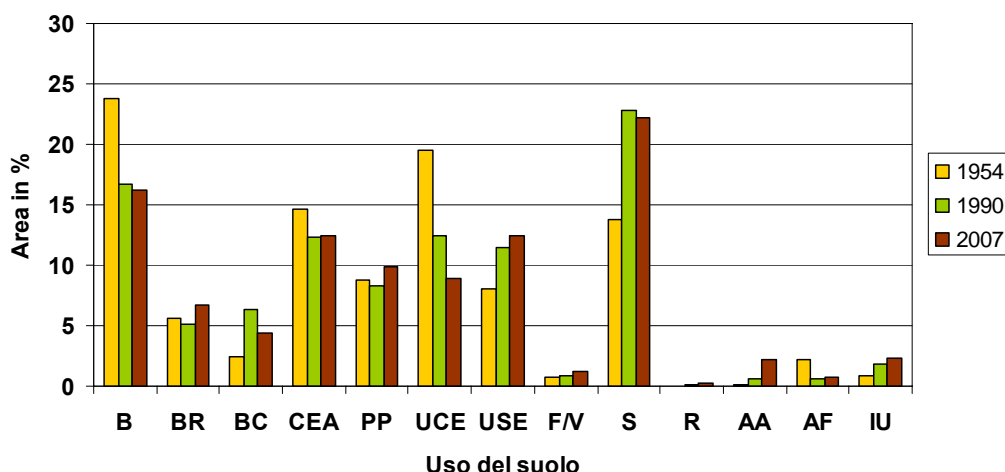


Figura 2.31 – Distribuzione areale delle classi di uso del suolo nei periodi 1954, 1990, 2007 del bacino del T. Turbolo (B=bosco; BR= bosco rado; BC= bosco ceduo; CEA= copertura erbacea arbustiva; PP= prato e pascolo; UCE=uliveto con copertura erbacea; USE= uliveto con suolo esposto; F/V= frutteto e/o vigneto; S= seminativo; AA= area in abbandono; R= roccia nuda; AF= alveo fluviale ed aree esondabili; IU= insediamento urbano).

Lo studio ha messo in evidenza che si è avuto un aumento progressivo delle aree destinate ad uso agricolo (figura 2.31 e 2.32), indicando modifiche morfologiche sul territorio, nonché comportando un'intensificazione dei processi erosivi connessi alle pratiche agricole. L'aumento delle aree coltivate è avvenuto a discapito delle zone boschive e di quelle con copertura erbacea arbustiva. Un leggero aumento negli anni si è avuto anche per le zone a prato e pascolo, che in molti casi rappresentano modesti appezzamenti di terreno abbandonati. Un decremento negli anni si è avuto, invece, per gli uliveti con copertura erbacea spesso a discapito dei nuovi impianti con suolo esposto per lunghi periodi dell'anno o per lasciare spazio all'urbanizzazione in aumento (figura 3.41). Una riduzione si registra anche per l'alveo fluviale e le aree esondabili che in molti casi sono state colonizzate dall'uomo per destinarle a seminativo. Infine, da segnalare che sono in aumento le superfici che nella legenda sono state denominate aree in abbandono. Queste aree erano quasi inesistenti nel 1954 e, negli anni sono aumentate progressivamente con conseguente aumento dell'instabilità geomorfologica.

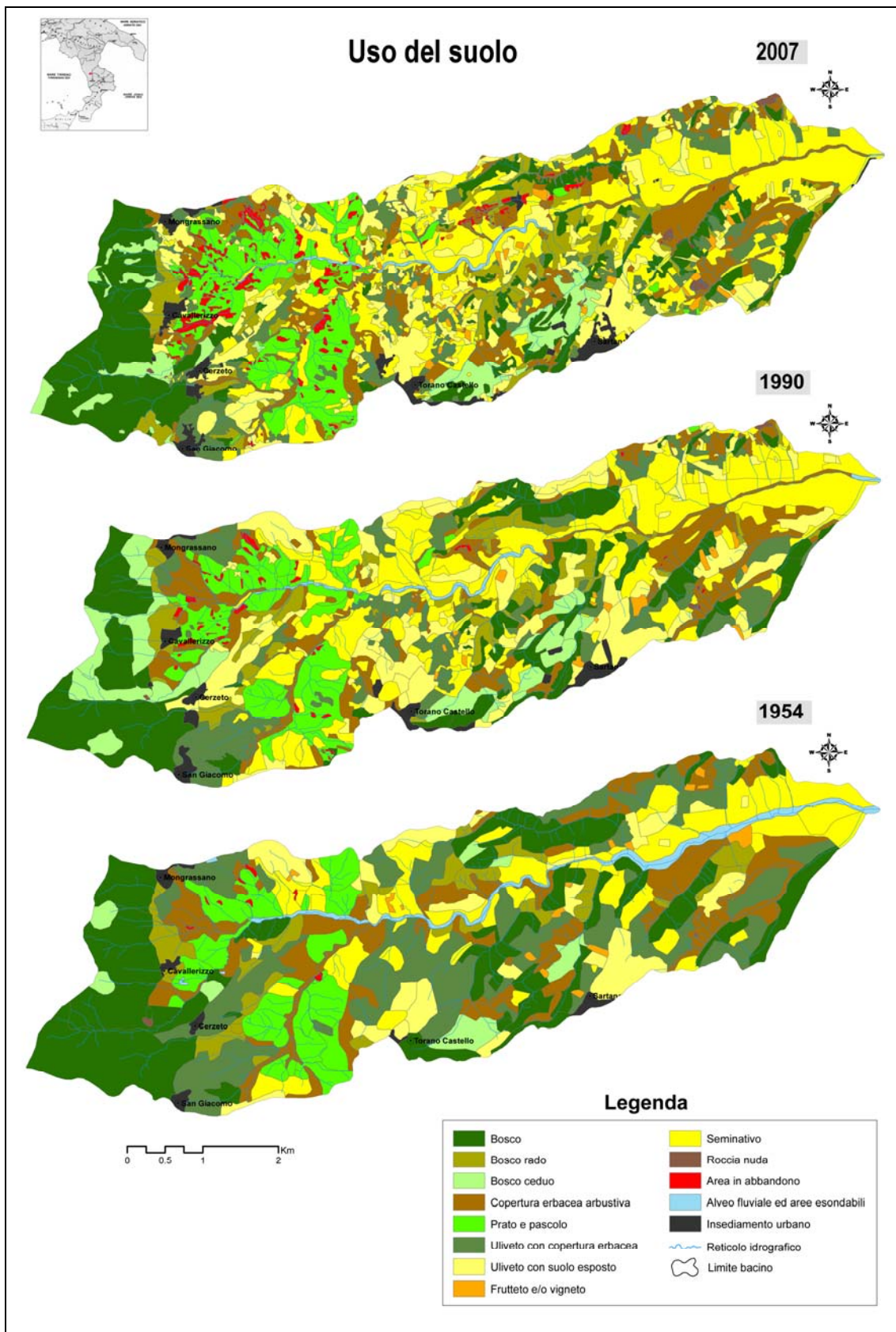


Figura 2.32 – Carte dell’uso del suolo nei periodi 1954, 1990, 2007 del bacino del T. Turbolo.



## 2.5. Analisi delle “unità di paesaggio”

Dall’esame della cartografia topografica in scala 1:25000, dall’interpretazione delle foto aeree e dalla successiva interazione con l’elaborato cartografico relativo all’acclività dei versanti, si è giunti all’elaborazione della carta delle “unità di paesaggio” (figura 2.33). Questa carta rappresenta le aree omogenee per caratteri, macro-morfologici che possono essere considerate i costituenti principali del paesaggio, all’interno delle quali, presumibilmente, a parità dei fattori geologici, pedologici, e di uso del suolo, i processi erosivi agiscono in maniera uniforme. In particolare il territorio racchiuso dal bacino idrografico del torrente Turbolo, è stato suddiviso in otto differenti unità di paesaggio che sono riconducibili a superfici sub-pianeggianti, crinali, versanti a pendenza elevata, versanti a pendenza media, versanti di raccordo a bassa pendenza, fondovalle, valli con forma prevalentemente a “V” e valli con forma prevalentemente concava.

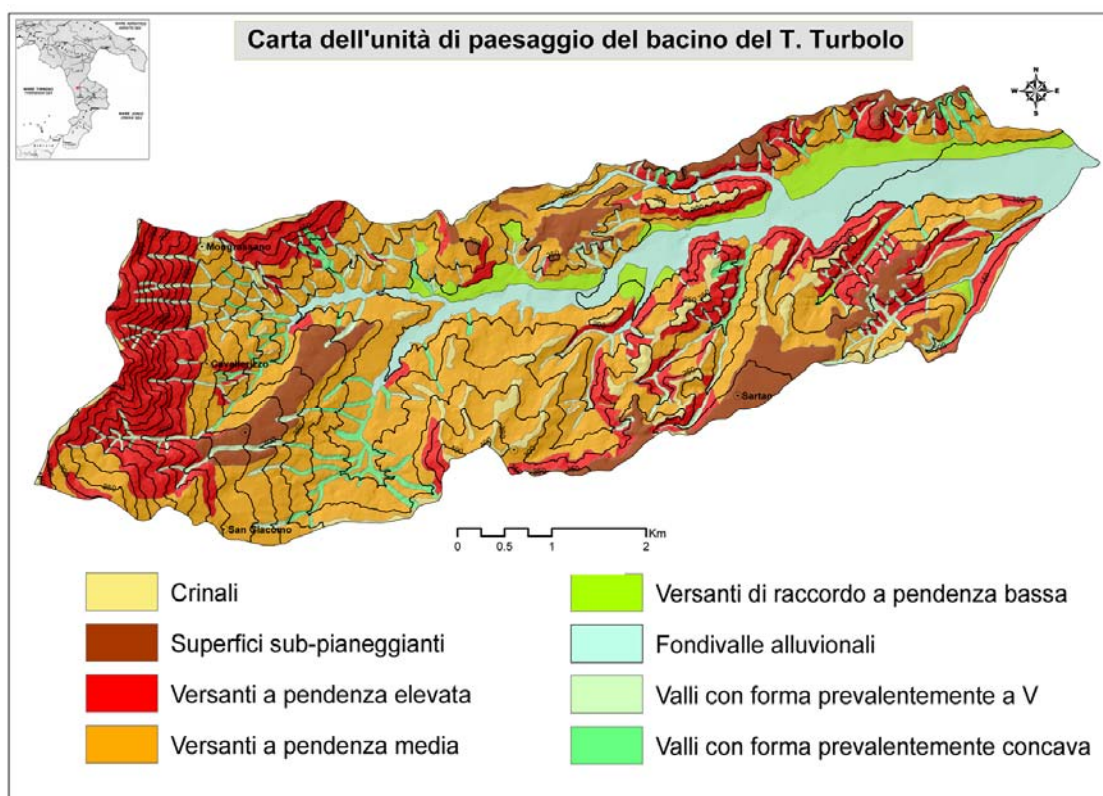
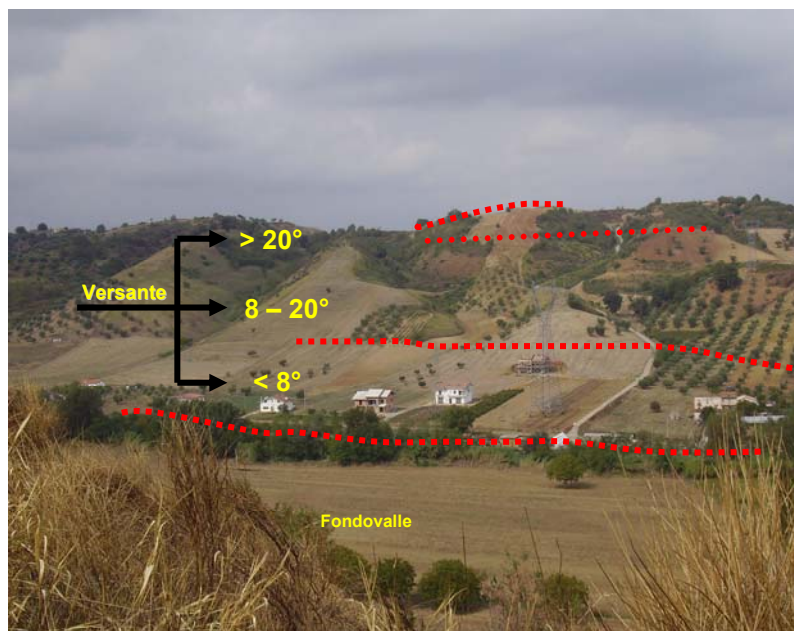


Figura 2.33 –Carta delle “unità di paesaggio” del bacino del torrente Turbolo.

Nella figura 2.34, viene mostrata la ripartizione in unità di paesaggio, del territorio ricadente in sinistra della parte medio-bassa del bacino.

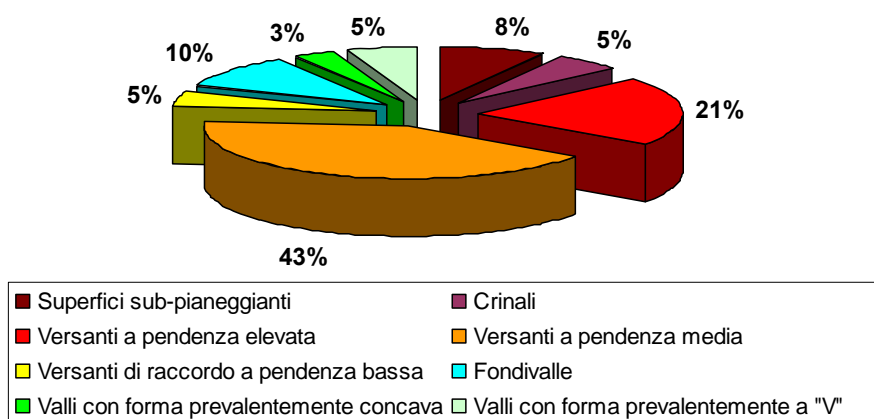
Partendo dal basso, le unità macro-morfologiche che caratterizzano quest'area sono: un tratto del fondovalle principale del torrente Turbolo, un versante di raccordo a bassa pendenza costituito da depositi colluviali, il versante a pendenza media è impostato su litologie sabbiose, il versante a pendenza elevata, invece, è impostato sulle sabbie e sui soprastanti conglomerati ed infine si osservano le superfici sub-orizzontali che insistono sullo spartiacque del bacino. Queste superfici sono costituiti da conglomerati rossastri.



**Figura 2.34 –Esempio di suddivisione del territorio nelle diverse “unità di paesaggio” riconosciute nel bacino del torrente Turbolo.**

In figura 2.35 viene riportata la distribuzione areale delle unità di paesaggio riconosciute. Le “superfici sub-pianeggianti” ricoprono l'8% del territorio studiato e rappresentano i resti di antichi paleopaesaggi. Per quanto riguarda l'unità morfologica relativa ai “crinali”, essi si osservano diffusamente in tutto il bacino e, in molti casi, differiscono dalle superfici sub-pianeggianti solo per le ridotte dimensioni. I crinali mostrano forme differenti a seconda del litotipo in cui si sono impostati. Nella parte medio-bassa del bacino, impostati su conglomerati, presentano una forma quasi tabulare e rappresentano anch'essi

piccoli lembi residui di paleopaesaggi. I crinali impostati su litologie argillose mostrano forme più arrotondate e spesso discontinuità altimetriche. Nella parte alta del bacino, sulle rocce metamorfiche, i crinali sono di dimensioni ridotte e delimitano lo spartiacque del bacino.



**Figura 2.35 –Distribuzione areale delle “unità di paesaggio individuate nel bacino del T. Turbolo.**

L’unità di paesaggio relativa ai “versanti a pendenza elevata” (>20°), ricoprono una superficie del 21% (figura 2.35). Quest’unità macro-morfologica si riscontra in maniera preponderante nella parte alta del bacino in accordo con le rocce metamorfiche ivi affioranti. Inoltre questa morfologia si riscontra lungo le scarpate di frana e/o di morfoselezione e sui versanti vallivi soggetti ad una forte erosione lineare.

L’unità macro-morfologica dei “versanti a pendenza media” (compresi tra 8° e 20°), con una distribuzione areale del 43%, sono l’unità di paesaggio maggiormente presente nel bacino. Si riscontra in maggior misura su litologie sabbiose, argillose e su depositi di frane.

Per quanto riguarda i “versanti di raccordo a pendenza bassa” (< 8°), essi rappresentano il più delle volte dei *glacis* di accumulo costituiti da depositi colluviali. In minor misura, rappresentano delle conoidi di deiezione allo sbocco dei tributari sulla valle principale.

L'unità di paesaggio relativa al “fondovalle” occupa una superficie sull'intero bacino del 10%; essa è rappresentata dai fondovalle del Torrente Turbolo e dei suoi affluenti maggiori.

Infine sono state riconosciute e cartografate separatamente le “valli con forma prevalentemente a V” e le “valli con forma prevalentemente concava”. Le due morfologie si differenziano perché, nella prima hanno prevalso e prevalgono processi erosivi lineari, tipo *gully erosion* che tendono ad approfondire l'alveo. Nella seconda, invece, prevalgono i processi denudazionali lungo i versanti (sia in massa che idrici) che tendono a riempire la valle di sedimenti (figura 2.26). Inoltre le valli con forma prevalentemente concava si impostano principalmente su litologie argillose che presentano impluvi di secondo e terzo ordine con forma svasata.



**Figura 2.36 –Esempio di valle con forma prevalentemente concava in cui su entrambi i versanti sono evidenti movimenti in massa.**

Le unità di paesaggio del territorio indagato sono state messe in relazione, mediante l'ausilio di *software* GIS, con le informazioni di carattere litologico e pedologico. In figura 2.37 viene riportato il grafico della distribuzione areale delle unità di paesaggio in relazione alle diverse litologie presenti nel bacino, dal quale si evince che le superfici sub-pianeggianti ricadono per più del 55% su conglomerati e per il 30% su depositi di conoidi alluvionali; la restante parte su sedimenti sabbiosi. I crinali, invece, per la maggior parte ricadono su sedimenti sabbiosi e su conglomerati ed in misura più ridotta su argille e rocce



metamorfiche. I versanti di raccordo a bassa pendenza, sono impostati per il 72% su depositi colluviali, il restante 28% si distribuisce tra depositi di conoide alluvionale, sabbie, argille e conglomerati. I versanti ad alta e media pendenza si impostano prevalentemente su sedimenti sabbiosi mentre, per quando riguarda i versanti a pendenza elevata, è importante segnalare che il 40 % circa ricade sulle rocce metamorfiche. Inoltre, l'interrelazione tra la litologia e le unità di paesaggio ha ulteriormente confermato che le valli con forma prevalentemente concava per il 40 % si impostano su depositi argillosi ed per una percentuale non trascurabile (15 %) sui depositi di frana.

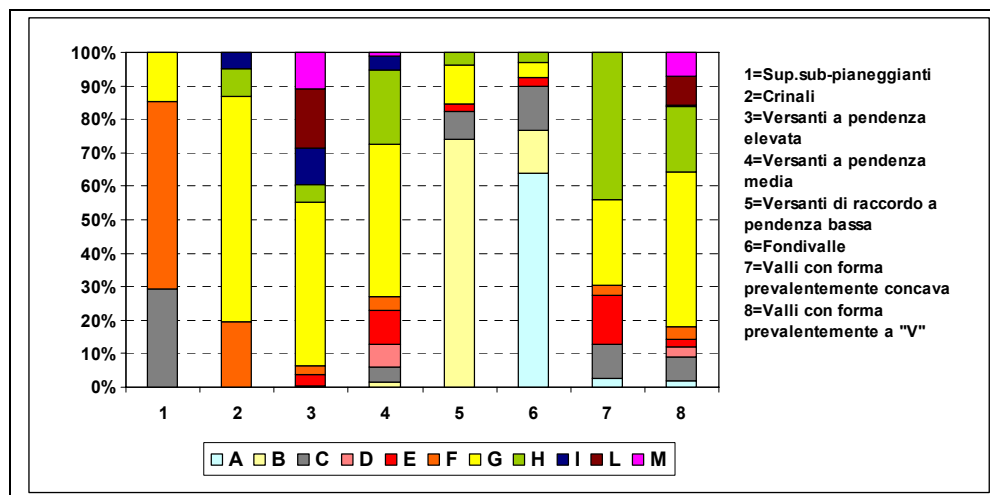


Figura 2.37- Distribuzione delle "unità di paesaggio" rispetto alla litologia. A=dep. alluvionali, B=dep. colluviali, C=dep. di conoidi alluvionali, D=dep. di falda detritica, E=dep. di frana, F=conglomerati, G=sabbie, H=argille, I=alternanza di matalcari e metapeliti, L=filladi e metabasiti, M=gneiss.

Per quando riguarda le relazioni tra tipologia di suolo ed unità di paesaggio, si è fatto riferimento alle caratteristiche pedologiche descritte nel paragrafo 2.3 ed alla carta dei suoli del bacino del T. Turbolo, appositamente redatta (elaborato 3). Pertanto possiamo affermare che lo sviluppo dei suoli è fortemente influenzato dalle unità morfologiche. Nei fondovalle si rinvencono suoli, secondo la classificazione della *Soil Taxonomy*, appartenenti all'ordine tassonomico degli *Entisuoli*, quindi suoli relativamente giovani e poco sviluppati. Nei versanti di raccordo a pendenza bassa si incontrano principalmente *Inceptisuoli*, i quali presentano una moderata differenziazione degli orizzonti e un grado di evoluzione

relativamente basso. In alcuni casi questi suoli presentano un orizzonte calcico. Più raramente si osservano degli *Entisuoli* meno evoluti.

Nelle unità di paesaggio “versanti a pendenza media” i suoli sono suddivisibili, in generale, in base al substrato d’origine. Pertanto sui versanti argillosi i suoli presentano caratteristiche “vertiche”, in quanto caratterizzati da minerali argillosi a reticolo espandibile. Nella stagione secca presentano crepacciature in superficie e fessure in profondità ed una maggiore porosità in cui acqua ed aria possono circolare liberamente. Nella stagione umida, invece, assorbendo acqua, i vuoti vengono occlusi e i suoli subiscono dei rigonfiamenti e, in casi di precipitazioni intense, si possono innescare dei movimenti in massa. Inoltre, questi suoli contengono quasi sempre carbonato di calcio e presentano quasi sempre scarsa presenza di sostanza organica. In alcune zone l’erosione intensa ha completamente eroso il suolo, facendo affiorare il substrato. I suoli che si sono sviluppati, invece, sulle sabbie appartengono principalmente all’ordine degli *Inceptisuoli* ed in percentuale minore a quello degli *Alfisuoli*.

Sui versanti a pendenza elevata, nella parte alta del bacino, i suoli, proprio per via della forte acclività, presentano profili poco sviluppati, con un orizzonte A ricco in sostanza organica, che spesso poggia su un sottile livello di materiale poco alterato e quindi sulla roccia metamorfica. Spesso a causa di incendi che hanno percorso queste aree, si sono innescati intensi processi erosivi che hanno troncato i profili pedologici ed, in alcuni casi, affiora il substrato. Dal punto di vista tassonomico, questi suoli appartengono all’ordine degli *Inceptisuoli*.

Sulle rocce di origine calcarea si sviluppano suoli con un *epipedon* di colore bruno scuro, dovuto all’elevato contenuto di sostanza organica che poggia direttamente sul substrato calcareo. I suoli sono sottili e ricchi di scheletro *Lithic Haploxerolls*. Nelle zone a forte acclività e laddove la copertura vegetale è stata asportata, il substrato è spesso completamente privo di suolo.

Nella parte centrale e distale del bacino i versanti a pendenza elevata presentano degli *Entisuoli* che mostrano una bassa differenziazione in orizzonti, e spesso sono troncati dai processi erosivi.

Infine sulle superfici sub-pianeggianti e sui crinali della parte medio bassa del bacino si differenziano suoli caratterizzati da un grado di evoluzione elevata come mostrano il colore rosso, la buona strutturazione e illuviazione abbondante di argilla che determinano lo sviluppo di un orizzonte argillico. Sono suoli molto profondi e secondo la classificazione della *Soil Taxonomy* si tratta di *Alfisuoli*. Laddove i processi erosivi hanno agito intensamente, questi suoli risultano troncati e privi totalmente dell'orizzonte superficiale.

## **2.6.Aspetti climatici**

### *2.6.1. Aspetti climatici generali della Calabria*

Il clima della Calabria, secondo la classificazione di Kooppen, è di tipo “mediterraneo”, con inverni piovosi ed estati calde e secche (Versace et al., 1989). In particolare, il clima di questa regione presenta, delle peculiarità e delle anomalie rispetto al generale contesto dell’Italia meridionale; i fenomeni metereologici osservati alla mesoscala sono, infatti, profondamente influenzati e modificati dalla particolare struttura fisica del territorio che favorisce la presenza di marcati contrasti climatici.

Nelle fasce litoranee e sui versanti che si affacciano sul mare si riscontrano estati calde e secche e piovosità concentrata in inverni solitamente miti, tipici del clima prettamente “mediterraneo”. Con l’aumentare dell’altitudine e nelle zone più interne il clima può invece definirsi “montano mediterraneo” con inverni più freddi e piovosi ed estati meno calde.

Per quanto concerne gli elementi climatici, la piovosità media annua in Calabria, pari a 1176 mm, è più alta rispetto alla media annua in Italia (970 mm). Quasi il 50% delle piogge si registra nel trimestre Novembre/Gennaio; Il mese più piovoso risulta essere Dicembre con i suoi 185 mm, pari al 16% dei giorni piovosi, mentre il meno piovoso è Luglio con i suoi 18mm di pioggia, pari al 2% dei giorni piovosi. (Caloiero 1975, Caloiero et al., 1990). La temperatura media mensile oscilla tra -1 (Gennaio) e 18°C (Agosto) secondo i dati relativi alla stazione termopluviometrica di Camigliatello Silano (1260m s.l.m.) in un periodo compreso tra il 1959 ed il 1970 (Caloiero et al., 1990). La massima assoluta (47°) e la minima assoluta (-21°) sono state rispettivamente registrate a Cosenza e Trepidò.

Le temperature medie annue della regione variano tra i 18°,5 di Melito Porto Salvo e gli 8°,7 di Trepidò (bacino del Neto).

Nel complesso la Calabria è stata suddivisa in due principali zone climatiche definite rispettivamente “Tirrenica” e “Ionica” (Critelli & Gabriele, 1991); La

zona Tirrenica, presenta una piovosità abbastanza alta ed un numero elevato di giorni piovosi all'anno mentre quella ionica è caratterizzata da pochi eventi piovosi che, talora, sono molto intensi.

La Valle del Crati, in cui ricade l'area di studio, mostra valori di piovosità che rispecchiano la sua disomogeneità morfologica; essa è, infatti, è delimitata quasi totalmente da catene montuose con altezze che oscillano tra i 1500 ed i 2000 metri che le conferiscono un carattere intramontano. I valori medi annui di precipitazione si aggirano intorno ai 500 mm alla foce del fiume Crati, fino a superare i 2000 mm a in prossimità della Catena Costiera.

#### *2.6.2. Descrizione della rete di misura meteorologica e dei dati climatici disponibili*

##### Rete di misura meteorologica e metodologia di analisi

Le stazioni di rilevamento meteorologico utilizzate per lo studio del clima del bacino del torrente Turbolo, appartengono alla rete dell'ex Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale (SIMN), la cui gestione è stata trasferita alla Regione Calabria (Dipartimento di Protezione Civile) dal DPCM del 24/07/2002.

Nell'analisi di serie storiche delle variabili meteorologiche, un elemento di criticità è costituito dalla valutazione dell'omogeneità dei dati a disposizione. Per poter identificare le variazioni legate a modificazioni del clima è infatti necessario depurare le serie dai disturbi artificiali verificatisi nel corso del funzionamento della stazione, a causa di cambi nell'ora di rilevamento delle grandezze, spostamenti o sostituzioni degli strumenti di misura, cambiamenti nelle tecniche di misurazione e nelle pratiche di osservazione, cambiamenti dell'ambiente circostante.

Sono state pertanto sviluppate tecniche volte all'identificazione delle eventuali disomogeneità presenti nelle serie di variabili meteorologiche e alla omogeneizzazione delle serie stesse, allo scopo di renderle adatte all'analisi climatologica.

Per il test di omogeneità delle serie di variabili meteorologiche esistono metodologie dirette e indirette (Peterson et al., 1998). Tra le prime, basate sull'analisi degli effetti prodotti da cambi documentati, si ricorda l'analisi dei metadati, ossia dell'insieme delle informazioni relative alla storia della stazione. I metadati, rintracciabili nei registri delle stazioni, negli annuali meteorologici, nelle schede di registrazioni originali, o ottenibili direttamente dalle persone responsabili della gestione di una specifica stazione, permettono di ricostruire i cambiamenti potenzialmente in grado di influire sul segnale climatico.

Le metodologie indirette cercano, invece, di identificare eventuali disomogeneità attraverso l'analisi della serie di misure oggetto di studio. Tra le varie disponibili è possibile citare i cosiddetti metodi oggettivi (Peterson et al., 1998), basati sull'applicazione di test statistici. Questi ultimi sono stati utilizzati nel presente studio, dove è stata fatta una comparazione tra i risultati forniti dal test di Pettitt (1979) e il test di Buishand (1982).

Entrambi i test sono non parametrici (cioè i modelli matematici non necessitano di ipotesi a priori sulle caratteristiche della popolazione) e sono basati sull'ipotesi nulla che i valori annuali della variabile testata siano indipendenti ed identicamente distribuiti. L'ipotesi alternativa suppone invece la presenza di un salto o rottura nella media della serie. Entrambi i test sono posizione specifici, ossia forniscono informazione sull'anno in cui è presente la disomogeneità (Wijngaard et al., 2003).

#### ❖ Test di Buishand

A partire dalla serie  $Y_i$  dei valori della grandezza da analizzare, si definiscono le somme parziali aggiustate:

$$S_0^* = 0 \quad \text{e} \quad S_k^* = \sum_{i=1}^k (Y_i - \bar{Y}) \quad k = 1, \dots, n$$

Quando una serie è omogenea, i valori di  $S_0^*$  fluttueranno intorno allo zero, in quanto non apparirà alcuna deviazione degli  $Y_i$  rispetto alla loro media. Se viceversa è presente un salto all'anno  $K$ , allora  $S_0^*$  raggiunge un massimo

(spostamento negativo) o un minimo (spostamento positivo) vicino all'anno  $k = K$ . La variabile  $(S_k^* / s) / \sqrt{n}$  (con  $s$  deviazione standard della serie originaria ed  $n$  numero degli anni che compongono la serie di partenza) esprime i risultati del test. La significatività di quest'ultimo può essere testata attraverso la differenza riaggiustata scalata  $R$ , che costituisce la differenza tra il massimo ed il minimo dei valori  $S_k^*$  scalati in funzione della deviazione standard del campione:

$$R = \left( \max_{1 \leq k \leq n} S_k^* - \min_{1 \leq k \leq n} S_k^* \right) / s$$

Buishand (1982) ha fornito i valori critici relativi alla variabile  $R / \sqrt{n}$ .

#### ❖ Test di Pettitt

Il test di Pettitt è un test non parametrico dei ranghi. I ranghi  $r_1, \dots, r_n$  della variabile  $Y_1, \dots, Y_n$  sono usati per calcolare la statistica:

$$X_k = 2 \cdot \sum_{i=1}^k r_i - k(n+1) \quad k = 1, \dots, n$$

La variabile  $X_k$  esprime i risultati del test.

Se un salto si verifica all'anno  $E$ , in corrispondenza di tale anno la statistica è massima o minima.

$$X_E = \max_{1 \leq k \leq n} |X_k|$$

Pettitt (1979) ha fornito i valori di riferimento con cui confrontare  $X_E$ .

#### Qualità dei dati disponibili e valutazione dell'omogeneità delle serie

Nell'analisi climatologica del Bacino del Torrente Turbolo sono state utilizzate registrazioni di temperatura e precipitazione provenienti da sette stazioni di rilevamento. In tabella 2.3 si riportano le stazioni utilizzate ai fini delle elaborazioni, specificandone le caratteristiche generali, i tempi di funzionamento per ogni tipologia di dato e le percentuali di dati disponibili.

Delle stazioni elencate, ricadono nel bacino del Turbolo quelle di Fitterizzi e Mongrassano.



Le informazioni riportate evidenziano scarsa continuità delle serie di dati a disposizione. In particolare, i dati termometrici sono quelli che presentano più ridotti periodi di rilevamento e il maggior numero di dati mancanti.

**Tabella 2.3- Caratteristiche delle stazioni utilizzate nello studio.**

STAZIONE	QUOTA (m.s.l.m.)	N *	E *	Periodo ** rilevamento P	% di dati disponibili	Periodo ** rilevamento T	% di dati disponibili
FAGNANO CASTELLO	516	4379900	2610688	1925-1987	96.3%	1925-1992	73.8%
FITTERIZZI	185	4375152	2618066	1990, 2000- 2005	81.8%	2000-2005	70.8%
MONGRASSANO	555	4375765	2615255	1922,1968-73	83.3%	-	-
SAN MARCO ARGENTANO	430	4379449	2615438	1916-2005	89.8%	1984-2005	81.7%
SAN MARTINO DI FINITA	470	4371723	2615299	1920-2001	93.5%	-	-
TARSIA	203	4386061	2629265	1922-2005	88.3%	1989-2005	83.8%
TORANO SCALO	97	4372283	2624039	1916-2005	94.5%	1957-2005	83.2%
* Le coordinate delle stazioni sono espresse nel sistema GAUSS-BOAGA.							
** Non si sono considerati dati posteriori al 2005.							

Tutte le stazioni analizzate presentano periodi di interruzione più o meno prolungati in corrispondenza del decennio '40-'50 del secolo scorso. Conseguentemente, si è ritenuta poco significativa un'analisi che includesse tale periodo, estendendosi dagli anni '20 (quando i dati fossero disponibili) al giorno d'oggi. Per garantire la significatività del confronto, si è deciso di realizzare l'analisi delle tendenze di lungo periodo all'intervallo temporale che va dal 1951 al 2001, dove la maggior parte delle stazioni presenta registrazioni continue. A questo periodo è stata limitata anche l'analisi di omogeneità.

I test di Buishand e Pettitt sono stati applicati alle serie delle precipitazioni totali annue di Fagnano Castello, San Marco Argentano, San Martino di Finita, Tarsia e Torano Scalo e alle serie delle temperature medie annue di Fagnano Castello e Torano Scalo. I test sono stati applicati, secondo le indicazioni di Rodionov (2005), alle serie dei residui, qualora fosse stata identificata una

tendenza statisticamente significativa. Per confronto, gli stessi test sono stati applicati anche alle serie originarie.

I test applicati alle serie dei residui permettono di concludere a un livello di confidenza del 99% che le serie analizzate sono omogenee. Nel caso di Fagnano Castello, San Martino di Finita e Tarsia, il test di Pettitt applicato alle serie originarie indicherebbe la presenza di almeno una disomogeneità. In tutti i casi, il test di Buishand e il test di Pettitt hanno prodotto risultati coerenti nell'identificazione di possibili disomogeneità, evidenziando punti di massimo o minimo in corrispondenza dello stesso anno. In figura 2.38 si mostrano i risultati ottenuti per la serie pluviometrica di Tarsia.

I test di omogeneità di Pettitt e Buishand applicati sulle serie delle temperature medie annue producono risultati discordi. La serie di Torano Scalo risulta disomogenea con un livello di significatività del 95%, ma non del 99%, secondo il test di Pettitt, mentre risulta omogenea secondo il test di Buishand. Il caso contrario si realizza per la stazione di Fagnano Castello. Tali risultati confermano la scarsa qualità dei dati termometrici, caratterizzati da molte discontinuità.

L'analisi delle tendenze è stata condotta su tutte e cinque le stazioni elencate in precedenza e, in mancanza di altri dati, si è comunque deciso di condurre un'analisi di tendenza anche sulle due serie termometriche di Fagnano Castello e Torano Scalo.

Per la caratterizzazione climatica del bacino, allo scopo di non ridurre eccessivamente il numero di stazioni su cui basare l'analisi, si sono presi in considerazione tutti i dati disponibili, ricavando i valori climatici su un periodo di trent'anni (1971-2000) solo ove possibile, limitandosi invece a calcolare le medie su periodi più corti per quelle stazioni per le quali non risulta disponibile una serie lunga di registrazioni.

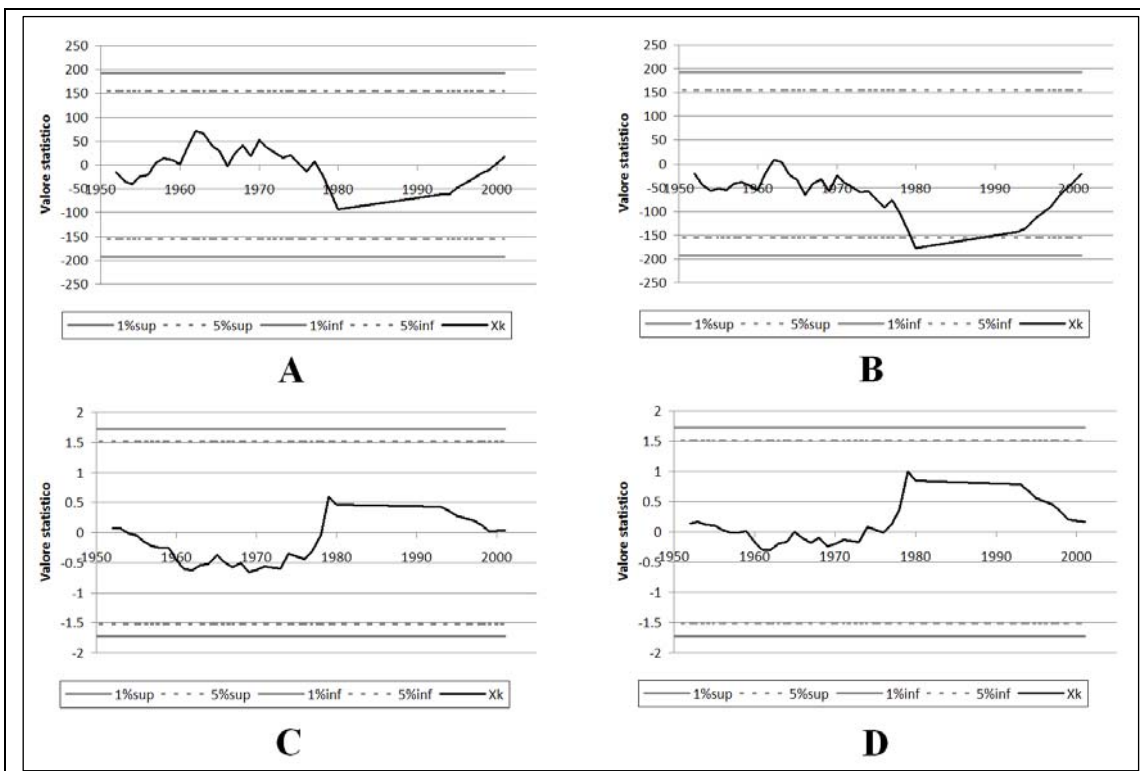


Figura 2.38 - Test di omogeneità relativo alla stazione di Tarsia. A: Test di Pettitt sulla serie dei residui; B: Test di Pettitt sulla serie delle precipitazioni totali annue; C: Test di Buishand sulla serie dei residui; D: Test di Buishand sulla serie delle precipitazioni totali annue.

### 2.6.3. Aspetti climatici del bacino del Turbolo

Dall'elaborazione dei dati pluviometrici relativi alle stazioni precedentemente descritte, l'area di indagine presenta una precipitazione media annuale di circa 1200mm distribuita su 105 giorni piovosi, con un valore medio di 11 mm/giorno. Il valore massimo di precipitazione è di 1600mm, registrato nella stazione di Fagnano Castello; quello minimo è di 770 mm nella stazione di Tarsia (figura 2.39). Le temperature medie annue variano poco nella zona considerata, attestandosi intorno ai 15.6°C (figura 2.40). Le precipitazioni sono concentrate (>60%) nel quadrimestre Novembre-Febbraio e le precipitazioni medie di questi mesi superano ovunque i 100mm con minimi di poco inferiore ai 90mm registrati nella stazione di Tarsia. Il mese più piovoso risulta essere dicembre per tutte le stazioni (figura 2.41).

Il numero medio mensile di giorni piovosi oscilla varia tra 16 e 10 nel corso dell'Inverno è intorno ai 2-3 nei mesi estivi (figura 2.42).

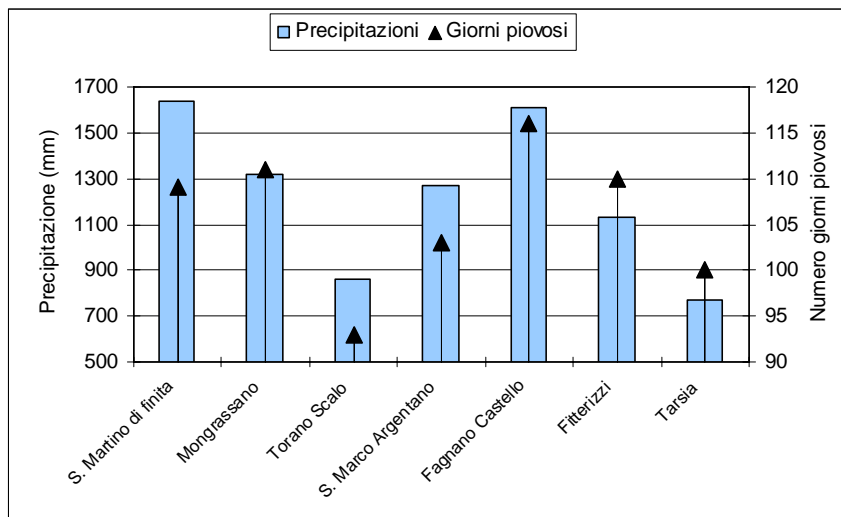


Figura 2.39- Precipitazioni medie annue e numero di giorni piovosi delle stazioni considerate.

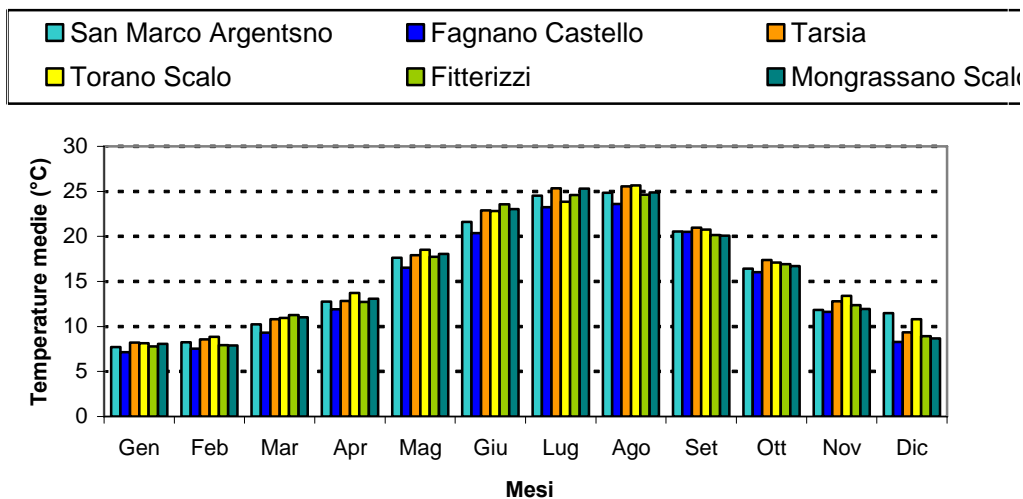


Figura 2.40 –Temperature medie mensili delle stazioni termometriche considerate.

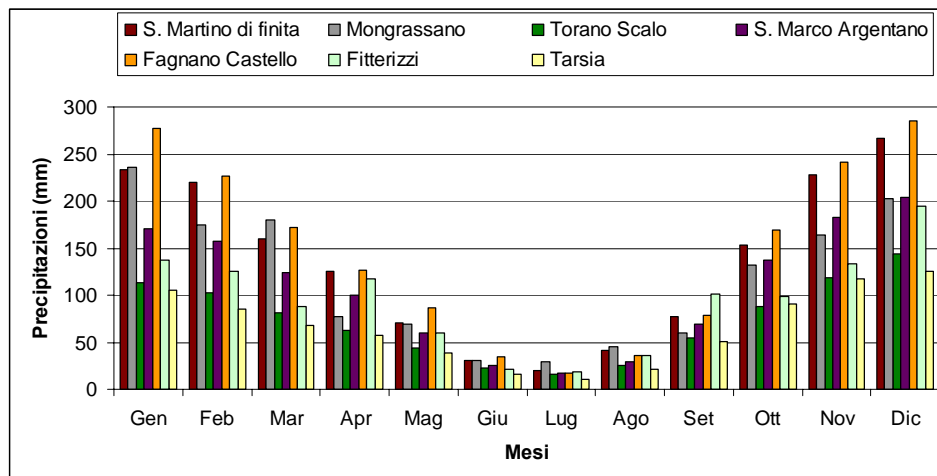


Figura 2.41- Precipitazioni medie mensili delle stazioni analizzate.

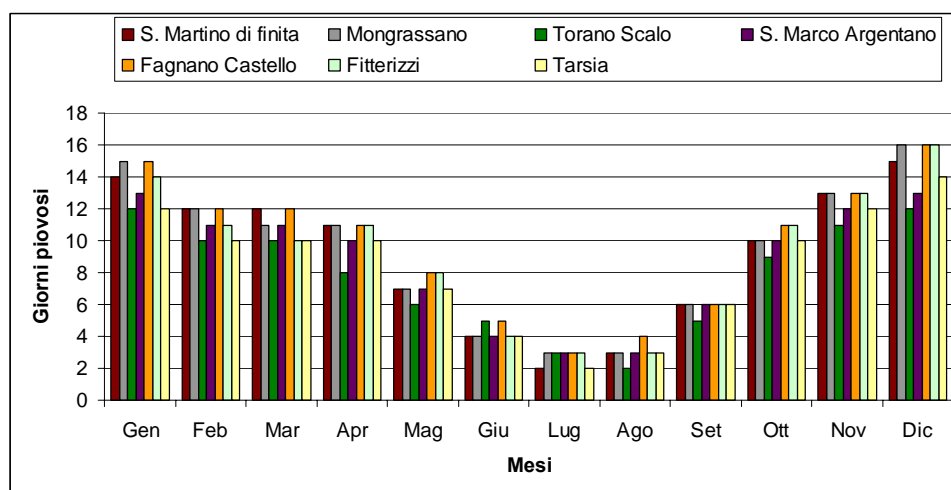


Figura 2.42- Distribuzione media mensile dei giorni piovosi delle stazioni analizzate.

Le figure 2.43 e 2.44 mostrano l'andamento delle isoiete e delle isoterme medie annue per il Bacino del Turbolo, ricavate dall'interpolazione tipo IDW, mediante il sistema GIS, dei valori rispettivamente di precipitazione e temperatura delle stazioni considerate. Si osserva un progressivo incremento delle precipitazioni annue procedendo da est verso ovest, conformemente con l'incremento dell'altitudine. Parallelamente si registra una riduzione della temperatura media annua passando dalle zone più orientali a quelle più occidentali.

Il bacino del Turbolo presenta un clima tipicamente mediterraneo, con le precipitazioni concentrate durante i mesi autunnali e invernali e una forte

riduzione degli apporti idrici durante i mesi estivi (figura 2.45), nei quali, conseguentemente al parallelo incremento della temperatura, si verifica un caratteristico periodo di aridità.

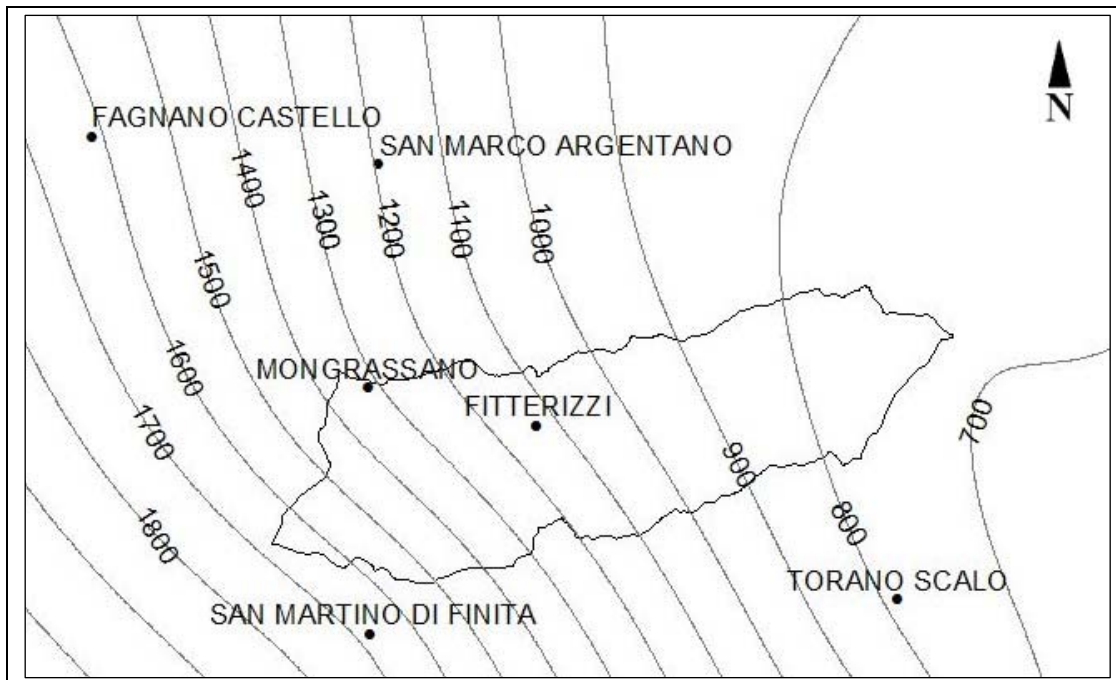


Figura 2.43- Isoiete delle precipitazioni medie annuali espresse in mm.

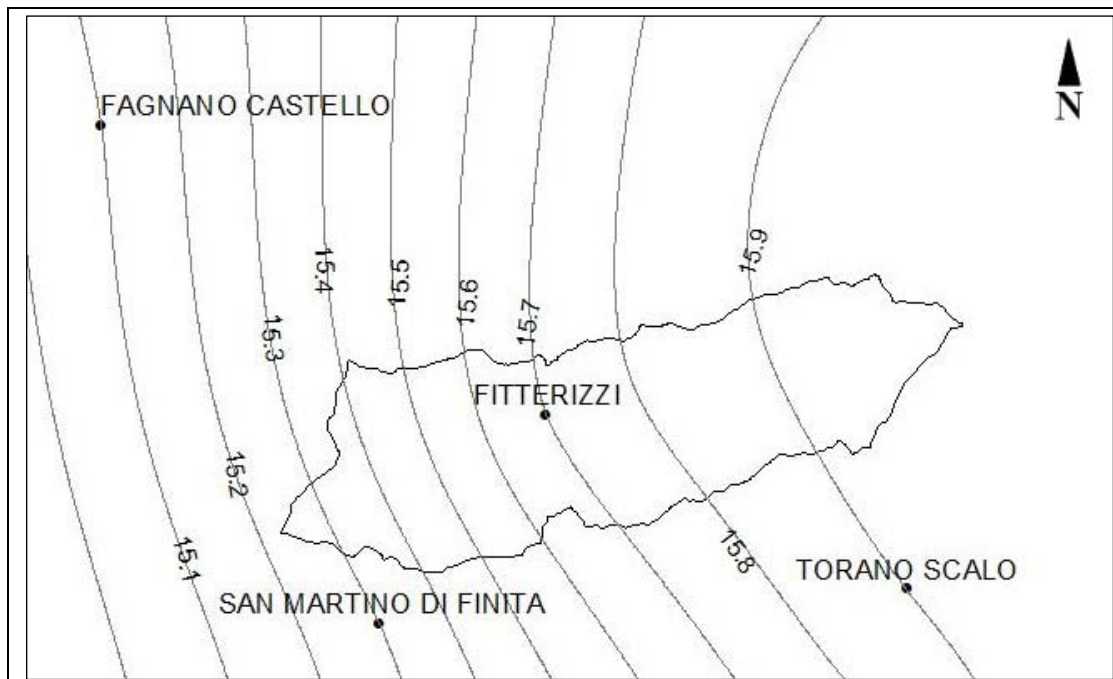
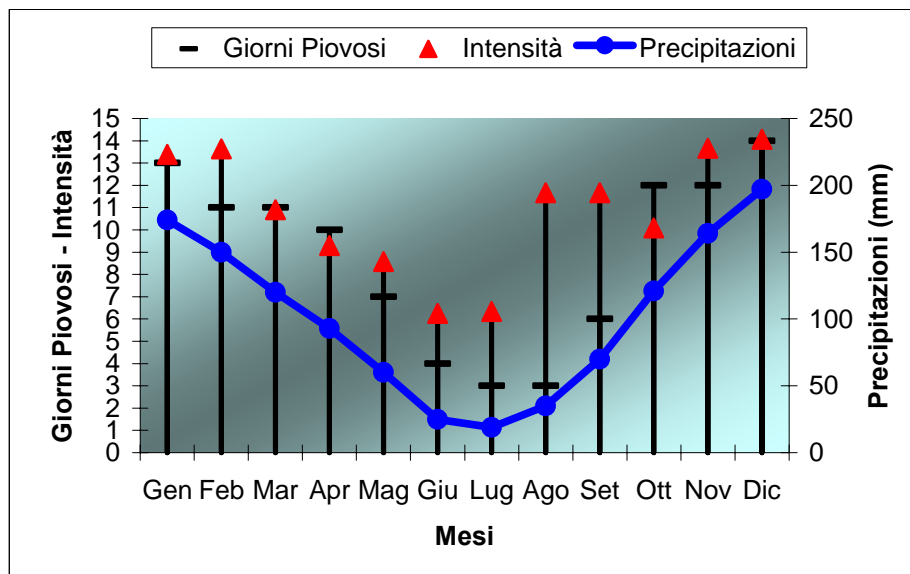


Figura 2.44- Isotherme della temperatura media annuale espressa in °C.



**Figura 2.45 – Precipitazioni medie mensili, numero di giorni piovosi ed intensità delle precipitazioni.**

In figura 2.46 si riportano i diagrammi ombro-termici di Bagnouls-Gausson relativi alle diverse stazioni dell'area di studio. Si evince una progressiva accentuazione dell'aridità estiva procedendo da ovest verso est e da nord verso sud. Tali risultati sono confermati anche dai climogrammi di Peguy (figura 2.47), che evidenziano un passaggio progressivo da condizioni, come quella di Fagnano Castello, in cui si ha un numero considerevole di mesi freddi e un periodo arido molto ridotto, a situazioni come quella delle zone orientali (stazioni di Torano Scalo e Tarsia), caratterizzate da una pressoché assenza di mesi freddi e un periodo arido che coinvolge quasi tutti i mesi estivi.



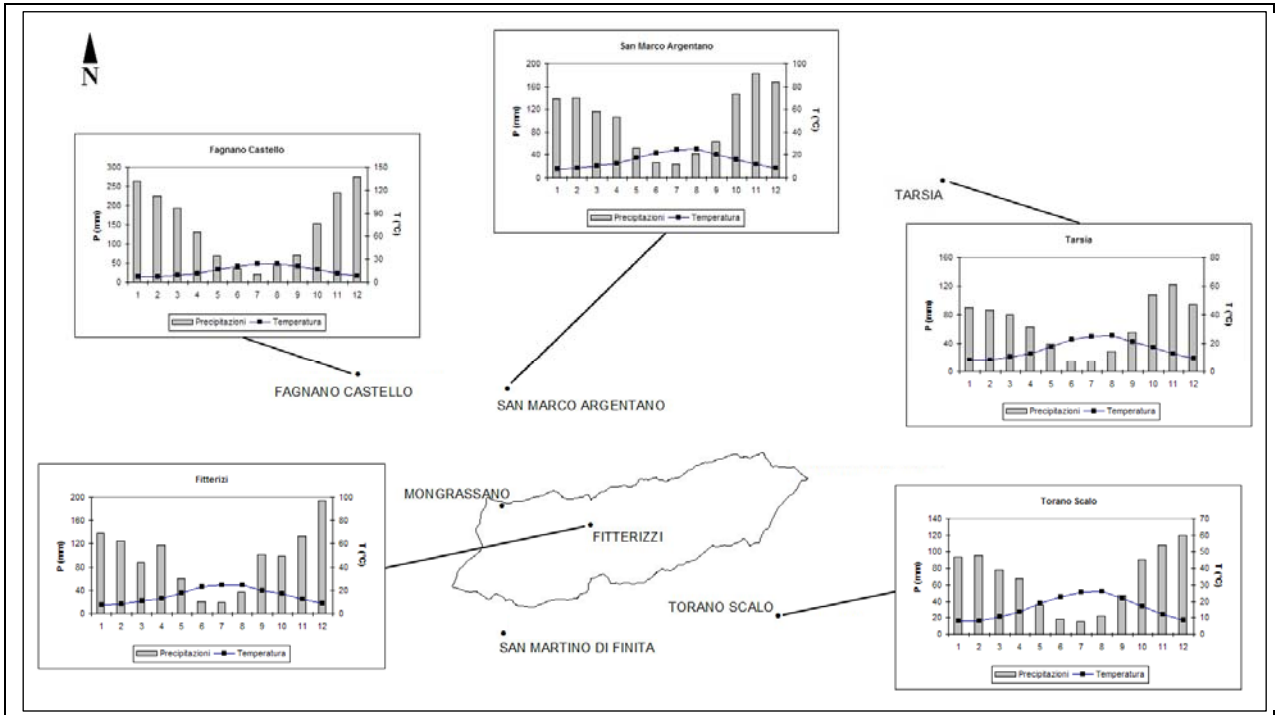


Figura 2.46- Diagrammi di Bagnouls-Gauss relativi alle diverse stazioni dell'area di studio.

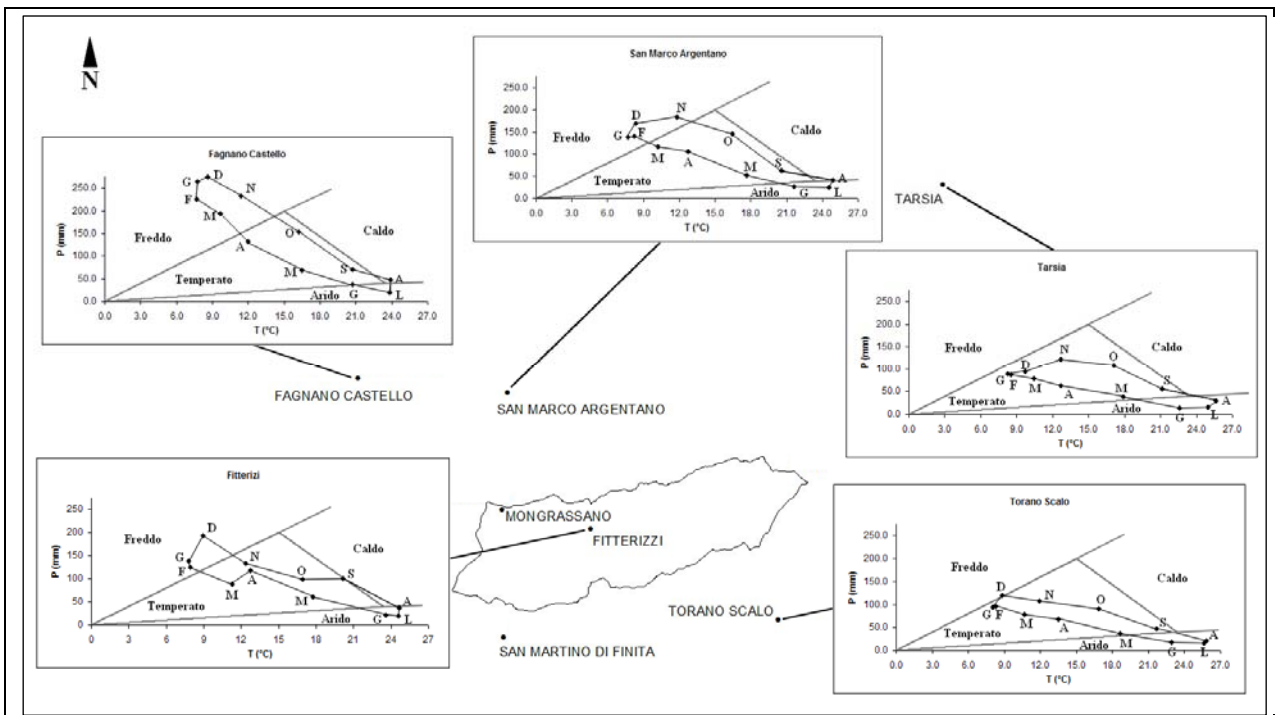


Figura 2.47 - Climogrammi di Peguy relativi alle diverse stazioni dell'area di studio.

#### 2.6.4. Tendenze di precipitazioni e temperatura

Le analisi realizzate non rivelano variazioni statisticamente significative delle precipitazioni, eccetto che per la stazione di Fagnano Castello, dove nel periodo 1959-1987 si registra una marcata riduzione delle precipitazioni (18mm/anno). Tutte le stazioni analizzate mostrano un decremento dei totali annui di precipitazione, sebbene statisticamente non significativi. Le variazioni relative a tutte le altre stazioni sono riportate in tabella 2.4.

**Tabella 2.4 - Tendenze rilevate nelle precipitazioni totali annue a un livello di confidenza del 95% (periodo di riferimento 1951-2001).**

Stazione	Quota (m slm)	Variazione precipitazione annua (mm/anno)
Fagnano Castello *	516	-18.0 ± 8.1
San Marco Argentano	430	-4.1 ± 3.1 (non significativa)
San Martino di Finita	470	-3.9 ± 3.3 (non significativa)
Tarsia **	203	-2.1 ± 2.0 (non significativa)
Torano Scalo	97	-3.2 ± 1.7 (non significativa)

\* Periodo di riferimento: 1959-1987

\*\* Periodo di riferimento: 1951-2005. La serie presenta una prolungata interruzione dal 1981 al 1992.

La tendenza negativa sembrerebbe maggiore all'aumentare dell'elevazione : se si esclude la stazione di San Martino di Finita, si evidenzia una legge quadratica del decremento delle precipitazioni con la quota (coefficiente di correlazione  $R^2 = 0.992$ ):

$$\Delta_p = -0.0001x^2 + 0.0377x - 5.4473$$

Per quanto riguarda le temperature, si evidenzia un incremento della temperatura media annua nella stazione di Fagnano Castello ( $0.05 \pm 0.02$  °C/anno) e una riduzione per la stazione di Torano Scalo ( $-0.02 \pm 0.01$  °C/anno). Tuttavia, i pochi dati disponibili e la loro ridotta qualità spingono a una cautela nell'interpretazione dei risultati.

I risultati ottenuti sono coerenti con quanto emerso da alcuni studi preliminari realizzati sul clima della Calabria (Coscarelli et al., 2005).

## *CAPITOLO TERZO*

### *3. Caratterizzazione dei processi erosivi*

#### **3.1. Processi e forme di erosione**

Questa fase del lavoro è consistita nell'individuazione, descrizione e cartografazione dei principali processi erosivi lungo i versanti del bacino del torrente Turbolo, mediante un rilevamento geomorfologico di campagna, alla scala 1:10000, integrato da una fotointerpretazione multitemporale, utilizzando le levate aeree relative agli anni 1954 e 1990.

Le tipologie di fenomeni denudazionali in atto, nell'area studiata, sono legate principalmente al ruscellamento idrico superficiale (areale o incanalato) e a movimenti in massa che inducono una rapida evoluzione dei versanti e dei fondovalle.

I dati raccolti sono stati riportati nel *geo-database*, appositamente implementato per la presente ricerca, mediante un sistema GIS, che ha permesso di elaborare la carta dei processi erosivi nella quali sono stati distinte:

- area interessata da movimenti franosi profondi;
- area interessata da *soil slip* e soliflusso;
- area a calanchi;
- area interessata da *gully erosion*, spesso associata a crolli laterali e/o della testata;
- area interessata prevalentemente da *rill e sheet erosion*;
- area interessate prevalentemente da *sheet erosion*.

Inoltre le suddette aree sono state messe in relazione, mediante tecniche GIS, con la litologia affiorante e l'uso del suolo attuale. Oltre che con alcuni parametri

morfometrici (pendenza ed esposizione) ricavati da un DEM (modello digitale del terreno) con risoluzione di 10 metri.

### 3.1.1. Processi erosivi dovuti al dilavamento idrico superficiale

L'azione erosiva esercitata dalle acque correnti superficiali, nel bacino del T. Turbolo, interessa il 59% dell'intera superficie e si manifesta attraverso i processi di erosione laminare (*sheet erosion*), a rivoli (*rill erosion*) e a solchi (*gully erosion*) (elaborato 5). Inoltre su litologie argillose sono stati cartografati le aree con morfologia a calanchi.

Il rilevamento geomorfologico, effettuato in diverse fasi, dal mese di gennaio del 2006 fino a giugno del 2008, ha portato a definire che gran parte dei versanti del bacino del Turbolo sono interessati periodicamente da erosione sia laminare che a rivoli. L'erosione laminare interessa quasi il 13 % dell'area studiata (figura 3.1) e si riscontra, prevalentemente, sulle parti alte dei versanti, sui pendii di breve lunghezza e nei versanti di raccordo a bassa pendenza.

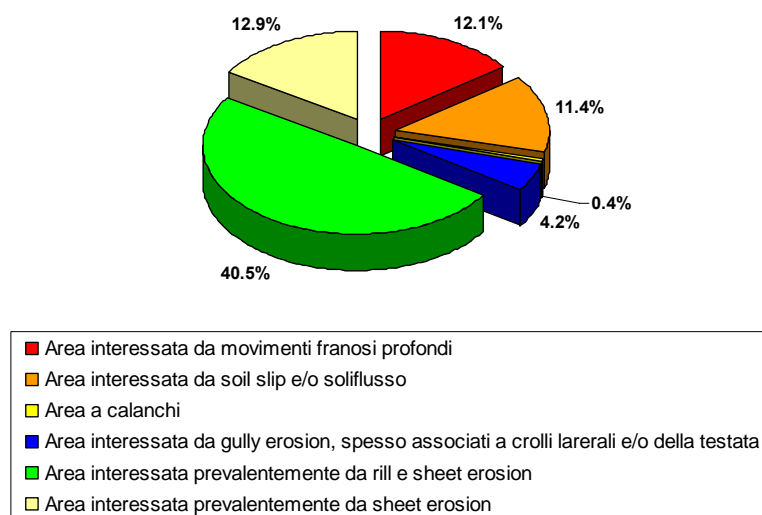
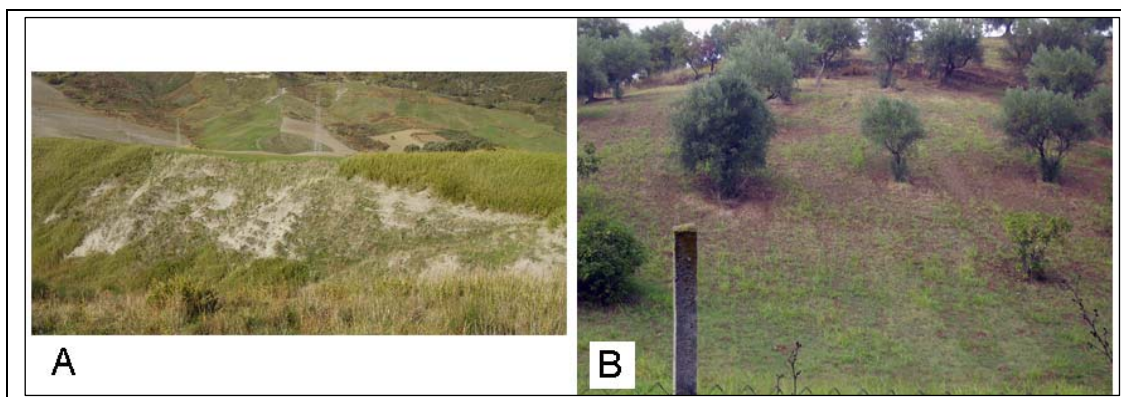


Figura 3.1 –Frequenza areale dei processi erosivi cartografati nel bacino del T. Turbolo.

Il dilavamento diffuso agisce non solo nelle aree prive di vegetazione ma interviene anche dove è presente una copertura vegetale di tipo erbaceo e, frequentemente, anche nelle aree destinate a coltivi permanenti (figura 3.2). Non

è raro, infatti, osservare sui versanti coltivati a uliveto e/o vigneto evidenti fenomeni erosivi, che spesso portano allo scalzamento dei filari. L'erosione è particolarmente efficace laddove la coltivazione viene praticata lungo le linee di massima pendenza ed i terreni sono privi di opere di regimazione delle acque piovane (es. fossi di scolo).



**Figura 3.2 – A) erosione laminare su litotipi argillosi con copertura erbacea; B) erosione laminare all'interno di un uliveto.**

L'erosione laminare diventa, in genere, più intensa quando le acque dilavanti, scorrendo lungo i pendii collinari con acclività molto spesso superiore ai 10°, incrementano il loro carico liquido, la velocità ed il loro potere erosivo man mano che procedono verso il basso. Si passa in tal modo a fenomeni di ruscellamento concentrato che si manifestano con la formazione di rivoli (*rill erosion*) (figura 3.3) e nei casi più esasperati, in occasione di intense precipitazioni, i processi di ruscellamento concentrato possono incidere profondi solchi andando ad erodere il suolo fino a giungere al substrato.

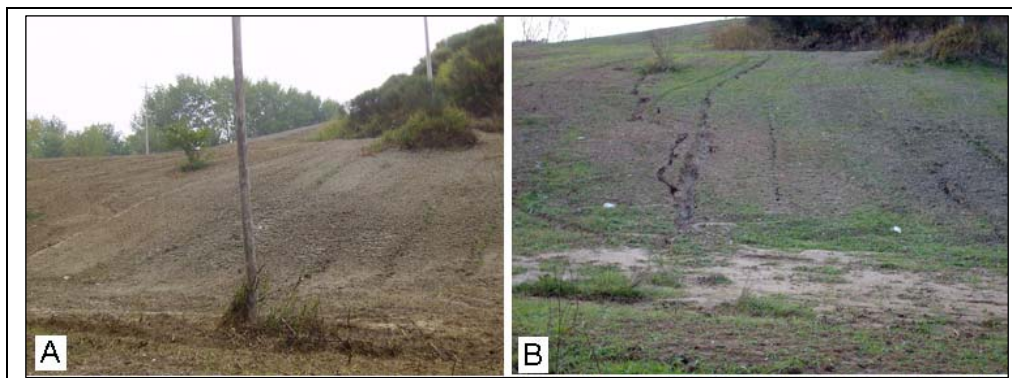
Il flusso sia laminare che concentrato può determinare la formazione di accumuli colluviali sia lungo il versante nelle zone con elevata concavità, che alla base dei rilievi.

L'erosione laminare e quella a rivoli sono dominanti nel settore orientale del bacino (elaborato 5), in modo particolare laddove il suolo presenta una forte componente limosa. In queste aree l'erosione idrica è favorita dall'intense pratiche colturali dove la presenza di solchi favorisce la formazione di *rill* che tendono ad incanalarsi formando in alcuni casi dei veri e propri fossi di erosione.

Il periodo in cui si registrano i fenomeni idrici più intensi è quello compreso tra novembre e febbraio. In questo periodo il suolo rimane esposto per via della semina del frumento e delle foraggiere, effettuata nei mesi di ottobre e novembre (figura 3.4).



**Figura 3.3** –Versante interessato da intensi fenomeni di erosione per rivoli. Al di sotto la linea tratteggiata si può osservare la fascia di depositi colluviali prodotti dall’evento.

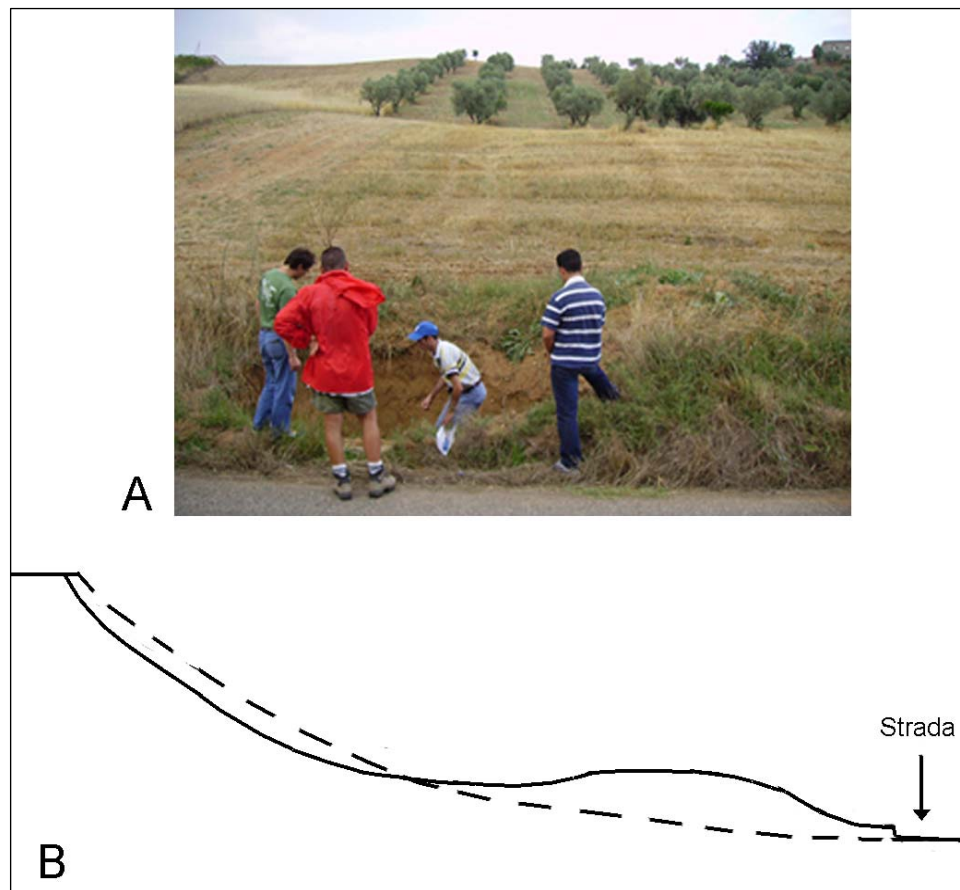


**Figura 3.4** – A) Terreno appena seminato nel mese di ottobre 2007; B) stesso terreno con intensi fenomeni erosivi nel mese di dicembre dello stesso anno in seguito a precipitazioni intense.

Lo studio fotointerpretativo multitemporale ha messo in evidenza che negli’ultimi cinquant’anni i fenomeni erosivi, dovuti alle acque di ruscellamento superficiale, si sono intensificati arealmente in particolar modo nella parte orientale del bacino. La causa è da ricercarsi nell’espansione e nella meccanizzazione agricola in territori sempre più acclivi. Inoltre le coltivazioni odierne sono quasi tutte di tipo estensivo e prive di qualsiasi opera antierosiva. Gli intensi processi denudazionali hanno comportato, spesso, la troncatura dei

profili di suolo, con orizzonti tipicamente profondi (Bw o Bt caratterizzati da argilla d'illuviazione) esposti o in prossimità della superficie topografica, ed in molti casi l'affioramento del substrato.

Frequentemente, nella parte medio-bassa del bacino i versanti che hanno subito un'intensa erosione unitamente a alle tecniche di aratura a "rittochino" hanno modificato il loro profilo, passando da un profilo leggermente concavo ad uno più articolato assimilabile ad una forma concavo-convessa (figura 3.5). Pertanto nella porzione basale (parte convessa) affiorano depositi colluviali, a tratti con spessori considerevoli, coprendo completamente il sottostante suolo.



**Figura 3.5 – A) esempio di un versante a morfologia concavo-convessa che ha subito erosione idrica intensa e con lavorazioni a “rittochino”; B) schema dell’evoluzione del profilo longitudinale del versante riportato nella foto. La linea tratteggiata rappresenta il profilo originario, la linea continua il profilo attuale.**

Sui versanti a prevalente litologia argillosa, invece, si è registrato un progressivo abbandono delle attività agricole (poco redditizie) che ha comportato



un degrado di tutte quelle aree terrazzate che sono particolarmente sottoposti ad erosione idrica e a piccoli movimenti in massa (figura 3.6).



**Figura 3.6 – Versante terrazzato in abbandono sottoposto periodicamente a processi di denudazione.**

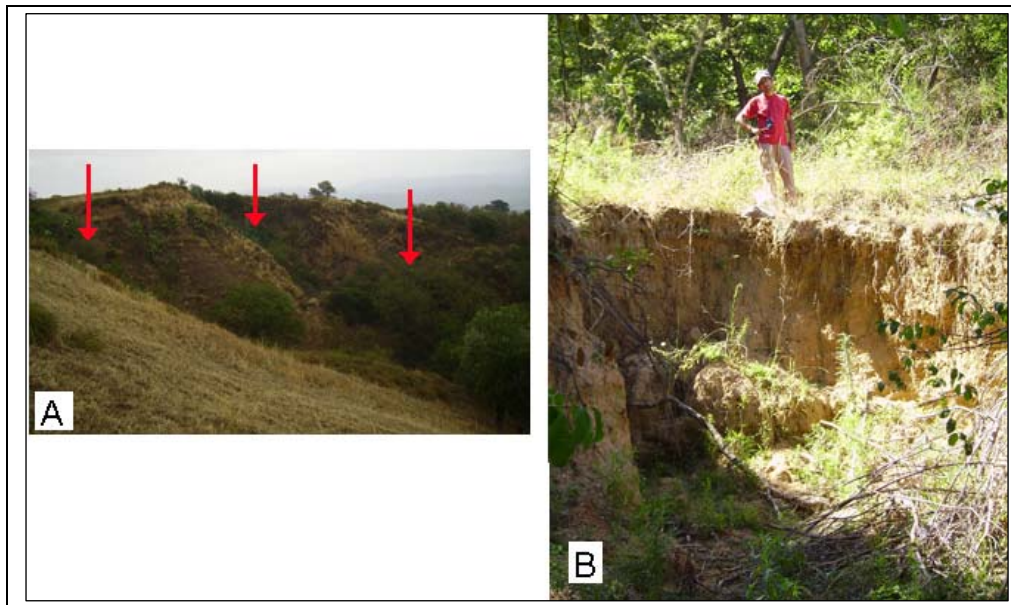
Vistosi fenomeni di *rill erosion* si osservano spesso sulle scarpate di frane e/o sui loro corpi, comportandone la loro rapida rimozione, e sovente sulle scarpate di origine antropica (figura 3.7).



**Figura 3.7 – A) Fenomeni di *rill erosion* che interessano su un corpo di frana su argille; B) solchi (*rill*) di erosione che interessano una scarpata terrazzata su conglomerati-sabbiosi lungo la strada che collega gli abitati di Sartano e Torano castello.**

Il 4.2 % dell'area del bacino (figura 3.1) è interessata da forme di erosione concentrata del tipo solchi e/o fossi (*gully erosion*). Queste forme di erosione concentrata mostrano incisioni spesso con profondità che superano i 4 metri e non possono essere eliminate dalle lavorazioni agricole diventando, pertanto, forme permanenti. Nella parte medio-bassa del bacino, dove affiorano sabbie e

conglomerati, interi versanti sono stati caratterizzati da questo processo con lo sviluppo di un insieme di vallecole spesso ramificate e separate da piccole creste (figura 3.8A). In modo particolare questi fenomeni si osservano lungo il burrone Ficazzaro, nella località Salerizzo ed a ovest della località Dominicello.



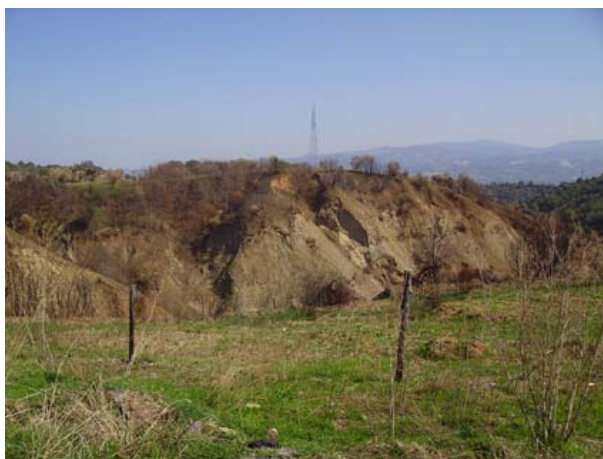
**Figura 3.8 – A) Fossi profondi ramificati separati da piccole creste, le frecce indicano i fossi di erosione; B) Crolli di terra sia laterali che della testata all'interno di un solco di erosione concentrato.**

Questo tipo di processi erosivi si riattivano in occasione di precipitazioni meteoriche intense e, frequentemente, oltre all'approfondimento verticale, comportano l'innesco di crolli laterali e/o della testata del *gully* (figura 3.8B). L'erosione a solchi una volta innescata, può evolvere rapidamente, e può produrre un progressivo e rapido arretramento delle testate delle incisioni. Nella figura 3.9 si può osservare l'evoluzione regressiva del solco di erosione che per l'arretramento della testata sta erodendo la superficie sommitale del versante, precedentemente interessato da sbancamenti per l'apertura di una cava di inerti.

Successivamente agli incendi che si verificano solitamente nei mesi estivi e in concomitanza delle successive piogge dei mesi invernali, i solchi di erosione concentrata si riattivano compromettendo la stabilità geomorfologica dei versanti (figura 3.10).



**Figura 3.9 – Evoluzione regressiva del solco di erosione per l'arretramento della testata.**



**Figura 3.10 - Fenomeni di *Gully erosion* riattivatesi su un versante messo a nudo per causa di un incendio.**

Sui terreni argillosi affioranti nella zona centrale del bacino si osservano morfologie a calanchi che conferiscono al territorio un aspetto molto peculiare (figura 3.11). Il rilevamento geomorfologico all'interno delle aree calanchive ha messo in evidenza che lungo gli impluvi principali i processi morfogenetici in atto sono legati principalmente a piccoli movimenti in massa e subordinatamente alle acque correnti superficiali e, presentano quasi tutti creste smussate. Nei canali secondari, invece, prevalgono i processi erosivi legate alle acque incanalate e le creste sono più strette ed affilate.

I versanti all'interno dei sistemi calanchivi ed i piccoli *glacis di accumulo* posti alla base del versante, appaiono spesso ricoperti da una copertura vegetale



essenzialmente di piante erbacee e raramente associate a specie arbustive che si riducono fino a scomparire nei tratti più ripidi.



**Figura 3.11 – Versante interessato da morfologia calanchiva impostatosi sul versante destro del torrente Turbolo.**

I versanti a calanchi dell'area di studio subiscono un'evoluzione regressiva, molto spesso per movimenti in massa che si verificano in corrispondenza delle testate dei fossi calanchivi, questo dato è supportato dall'osservazione in queste zone di gradini e fessure di trazione arcuate che preannunciano l'innesco dei fenomeni franosi. . Il terreno franato dai versanti si accumula nelle vallecole calanchive dando origine a colate di terra, attive durante la stagione piovosa, dove all'uscita dell'impluvio formano dei piccoli cono detritici (figura 3.12).



**Figura 3.12 – Impluvio calanchivo in cui si è verificata una colata di terra che ha dato origine ad un cono alluvionale.**

Molte zone con forme calanchive si sono impostate sia sui corpi che sulle scarpate di frane, in cui si sono attivati, in tempi relativamente brevi, sistemi di *rills* e *gullies*. Quest'ultimi poi sono evoluti in forme calanchive a causa della forte erodibilità dei litotipi argillosi. Queste morfologie possono venire parzialmente smantellate nel momento in cui si riattiveranno le frane. Esempi del genere si osservano nel Vallone Pezze a N-E di Torano Castello, nel tratto terminale del torrente Torano, affluente di destra del Turbolo e in località Rusticano.

### 3.1.2. *Processi erosivi dovuti all'azione della gravità*

L'azione morfogenetica esercitata dalla gravità si registra sul 23.5 % del territorio analizzato (figura 3.1). Essa si manifesta con intensità, meccanismi e effetti diversi a seconda delle caratteristiche geologiche, litotecniche, geomorfologiche e idrologiche delle formazioni interessate e delle relative coltri pedo-regolitiche.

I versanti risultano diffusamente interessati da movimenti in massa sia superficiali del tipo *soil slip* e soliflusso che profondi.

I movimenti più frequenti sono risultati essere gli scorrimenti rotazionali e i colamenti e in subordine crolli e fenomeni di origine complessa. Quest'ultimo termine è utilizzato quando un fenomeno gravitativo evolve nel tempo in due o più tipi di movimenti, ad esempio una frana che all'origine si era attivata con uno scorrimento, successivamente muta in un colamento (Cruden & Varnes, 1996). Queste tipologie di frane, ad esempio, si possono verificare nella situazione in cui il fenomeno interessa due o più litologie.

I movimenti in massa superficiali (*soil slip* e soliflusso), che rappresentano il 14 % dei processi denudazionali riconosciuti nel bacino, interessano le porzioni del terreno più prossimi alla superficie topografica. Questi fenomeni sono molto diffusi nella parte centrale del bacino, laddove affiorano principalmente litotipi argillosi. I *soil slip*, si attivano in concomitanza di intense precipitazioni meteoriche su versanti spesso a bassa pendenza con tipologie di movimento che

vanno dagli scorrimenti rotazionali alle colate di fango (figura 3.13). L'innesco di questi processi, in terreni argillosi, è ulteriormente favorito da evidenti fenomeni di fessurazione che si originano nella stagione secca e possono raggiungere profondità superiori ai 50 centimetri (figura 3.14) che, durante gli eventi meteorici estremi, favoriscono l'infiltrazione dell'acqua e di conseguenza la veloce saturazione del terreno, aumentando considerevolmente la propensione all'innesco dei fenomeni franosi superficiali.

Nelle parte medio-bassa del bacino (elaborato 5) questi fenomeni sono meno frequenti e si registrano, principalmente, su versanti sabbiosi a forte pendenza. L'attivazione è spesso favorita da processi di erosione torrentizia che causa lo scalzamento al piede del versante e di conseguenza innesca lo smottamento.



**Figura 3.13 – Esempio di frane superficiali tipo *soil slip* su litologie argillose.**



**Figura 3.14 –Evidenti fenomeni di fessurazione delle argille che raggiungono la profondità di quasi 50 centimetri.**

Nelle aree caratterizzate da spessa copertura eluvio-colluviali e con pendenze elevate, frequentemente in relazione ad opere antropiche quali scarpate stradali, terrazzamenti agricoli ecc., non è raro osservare dissesti di limitata profondità ed estensione (figura 3.15).



**Figura 3.15 – Fenomeni franosi superficiali a cui sono associati processi dovuti alle acque di ruscellamento lungo una scarpata di origine antropica.**

Inoltre, mediante la fotointerpretazione diacronica si è potuto constatare che molte volte i *soil slip* si innescano all'interno dei corpi franosi di maggiore entità e che rappresentano l'effetto della riattivazione parziale delle stesse.

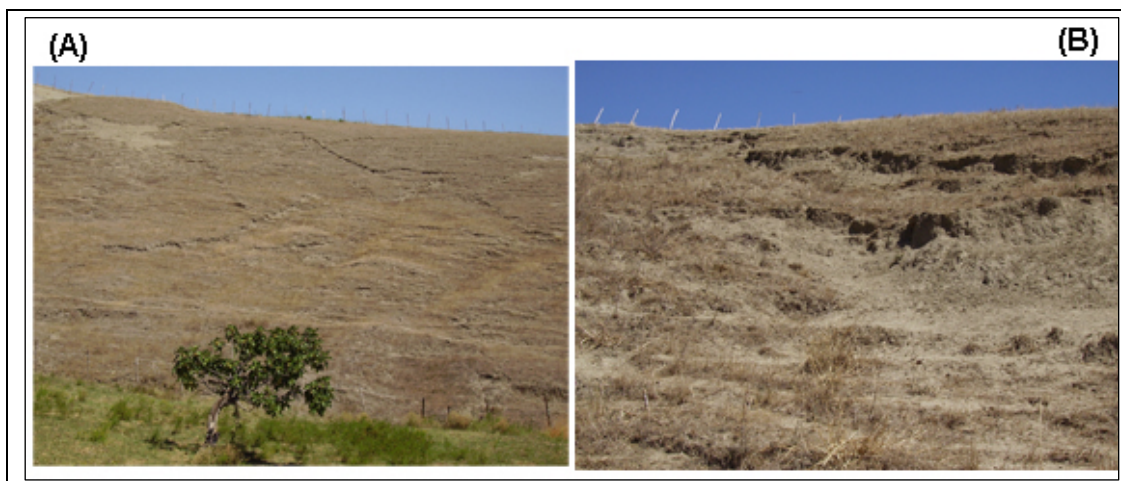
In molti bacini secondari del torrente Turbolo, impostati su litotipi argillosi, gli incessanti movimenti di massa superficiali sui versanti tendono a colmare di detriti gli impluvi, conferendogli una forma piuttosto concava ed, a volte, ne deviano il percorso originario.

I fenomeni di soliflusso, producono delle lente deformazioni del terreno, si riscontrano in maniera preponderante nelle argille e in depositi di frana, sia nel versante destro del torrente Turbolo che in quello sinistro. Queste aree appaiono caratterizzate da irregolarità topografiche (depressioni, rigonfiamenti, contropendenze) dovute al lento movimento, cui talora si associano rilevanti fessure di tensione che possono precludere a movimenti repentini (figura 3.16). Movimenti lenti del suolo sono particolarmente marcati nelle argille affioranti nella zona di Fitterizzi, in corrispondenza di antichi corpi di frana,



frequentemente associati ad intensi processi di dilavamento. Questi movimenti gravitativi creano annualmente problemi alla rete stradale ivi ricadente.

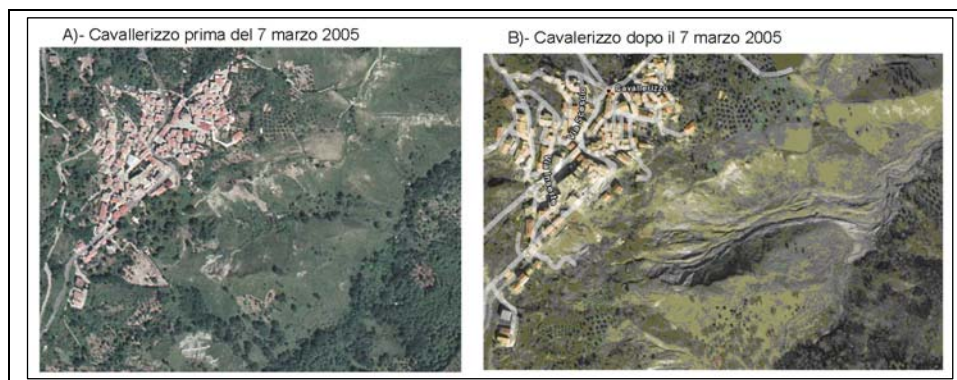
Fenomeni di soliflusso sono stati osservati anche su depositi colluviali depositi su versanti mediamente acclivi e interessati da pratiche agricole.



**Figura 3.16 – A) esempio di versante argilloso interessato da *soil creep* in cui sono evidenti le depressioni ed i rigonfiamenti della superficie; B) esempio di *creep* in cui è bene evidente la rilevante fessurazione che ha favorito l'innescarsi di un movimento franoso vero e proprio.**

Nel bacino del Turbolo sono stati rilevati numerosi fenomeni franosi di origine profonda riferibili alle diverse tipologie di movimento precedentemente citate, in funzione delle differenti condizioni morfologiche geologiche e di attività antropica. Le frane rappresentano il 14.8 % dei fenomeni erosivi rilevati, si verificano sia nel settore montano (principalmente si registrano sul basamento cristallino alterato) che presenta un'elevata energia di rilievo, a cui si associa un'elevata pendenza dei versanti, e sia nella fascia collinare, sovente sulle argille. Dall'elaborato 5 si osserva una forte presenza di movimenti in massa in corrispondenza della fascia di territorio posta a limite tra l'*horst* della Catena Costiera e il *graben* della valle del Crati, dove le due strutture sono delimitate dall'allineamento tettonico San Marco Argentano–San Fili con andamento N-S. L'instabilità di questi versanti è favorita dalle fasce di fratturazione di origine tettonica che spesso rappresentano la via preferenziale dell'infiltrazione delle acque meteoriche che, favorendo altresì i processi di alterazione, predispongono i litotipi al dissesto (Sorriso-Valvo e Tansi, 1996). Per questo motivo, in seguito ad

eventi meteorici particolarmente intensi si possono innescare o riattivare fenomeni franosi, tra questi l'esempio più recente è rappresentato dall'innescò della vasta frana che ha coinvolto l'abitato di Cavallerizzo nel 7 marzo 2005 distruggendone buona parte e rendendolo completamente inagibile (figura 3.17). La frana di Cavallerizzo si è attivata in seguito a precipitazioni considerate straordinarie (645 mm in 90 giorni) ed in concomitanza con abbondanti nevicate (Tansi et al., 2006). Il movimento franoso è di tipo complesso - scorrimento-colata ed ha coinvolto depositi di falda detritica, che nella zona raggiungono spessori ragguardevoli, e argille (figura 3.18).



**Figura 3.17 – A) stralcio di ortofoto che mostra come si presentava il territorio di Cavallerizzo prima dell'evento franoso; B) stralcio di ortofoto, prelevato dal sito internet *Google earth*, che mostra lo stesso territorio dopo la frana del 7 marzo 2005.**



**Figura 3.18 –Frana Cavallerizzo di tipo scorrimento-colata innescatasi nel marzo del 2005.**

Le frane di tipo scorrimento sono localizzate nella parte alta del bacino ed attualmente, molte di esse, si trovano in uno stato di quiescenza, subordinatamente alcune frane hanno subito una riattivazione parziale. Fenomeni

di scorrimento, per lo più rotazionali, si rilevano anche sulle argille. Questi fenomeni sono ben evidenti sui versanti posti rispettivamente a nord-est dell'abitato di Torano Castello ed a sud di Mongrassano. Frane di tipo complesso si rilevano, principalmente sui sedimenti argillosi e più raramente nelle rocce metamorfiche alterate e sulle sabbie.

Frane di colamento coinvolgono generalmente le argille plioceniche ma non mancano esempi di colate di detrito che si innescano sulle sabbie incoerenti e nella coltre di alterazione delle rocce metamorfiche.

Le pareti sub-verticali impostate su rocce metamorfiche, soprattutto lungo le fratture variamente orientate e inclinate, spesso non protette dalla vegetazione, possono dare origine a fenomeni di crollo (figura 3.19).



**Figura 3.19 –Frana da crollo su roccia metamorfica fratturata ed alterata, lungo la strada che collega Mongrassano a Cavallerizzo.**

Dissesti del tipo crollo si rilevano su versanti con litologie arenacee sovrastanti litotipi argillosi, in molti casi le frane sono favorite anche dal notevole approfondimento e dal conseguente scalzamento del versante operato dai corsi d'acqua. Un esempio è dato dall'impluvio situato nella zona di Rusticano, in sinistra idrografica del torrente Turbolo, dove, durante i periodi di precipitazione intensa, le argille vengono erose dalle acque meteoriche incanalate causando il crollo, per scalzamento al piede, delle sovrastanti arenarie. Inoltre, durante questi eventi si creano, lungo il corso d'acqua, delle colate detritiche che

inglobano sia il materiale argilloso sia i detriti delle arenarie precedentemente crollate (figura 3.20).



**Figura 3.20 – Colata detritica incanalata.**

### 3.1.3. *Relazioni tra fattori predisponenti e processi erosivi*

Una significativo contributo alla comprensione della morfodinamica del bacino del Turbolo deriva dall'interrelazione, effettuata tramite metodologie GIS, tra i processi erosivi e le possibili relazioni con alcune caratteristiche geo-ambientali (litologia, pendenza, esposizione dei versanti e uso del suolo), considerati tra i più importanti fattori di controllo.

Di seguito verranno presi in considerazione la distribuzione spaziale dei diversi processi erosivi (processi di erosione idrica e movimenti in massa) rispetto alle caratteristiche geo-ambientali sopra citate che concorrono in maniera differente a predisporre i versanti del bacino all' innesco dei processi erosivi.

Per quanto riguarda la distribuzione dei differenti processi di erosione idrica in base alla litologia affiorante nel bacino (figura 3.21), si è osservato che la maggior parte dei fenomeni di erosione laminare (*sheet erosion*) si verifica su sabbie e conglomerati ed è completamente assente sulle rocce metamorfiche. Per i processi di tipo *rill e gully erosion* più del 50 % ricade su litologie sabbiose. Come era prevedibile la quasi totalità delle morfologie calanchive interessa litotipi argillosi e solo il 4% si è impostato su depositi di frana.

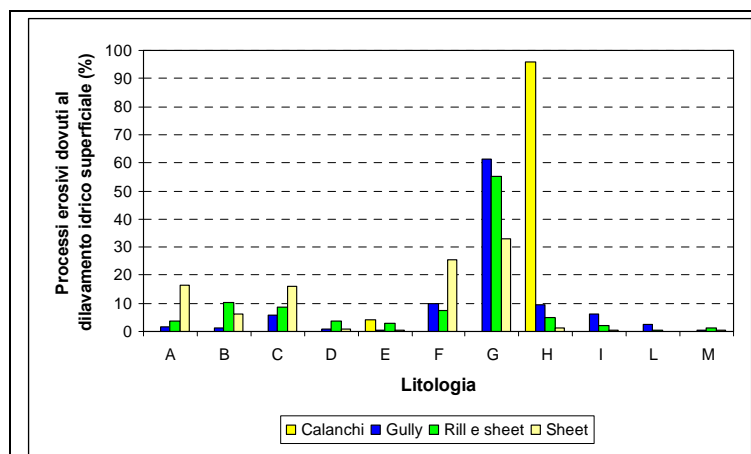


Figura 3.21 - Relazione tra litologia e processi di erosione idrica. A=dep. alluvionali, B=dep. colluviali, C=dep. di conoidi alluvionali, D=dep. di falda detritica, E=dep. di frana, F=conglomerati, G=sabbie, H=argille, I=alternanza di metacalcari e metapeliti, L=filladi e metabasiti, M=gneiss.

La distribuzione dei fenomeni di erosione idrica rispetto all'uso del suolo ha evidenziato che le morfologie calanchive ricadono per il 70% su aree in abbandono prive di vegetazione (figura 3.22). I solchi di erosione concentrata, con una frequenza maggiore al 30%, si riscontrano su aree con copertura erbacea arbustiva e, per il 20% circa, su aree boschive. La maggior parte dell'erosione sia laminare che a rivoli interessa le zone agricole, principalmente seminativi e secondariamente uliveti, confermando quanto detto nel paragrafo precedente,.

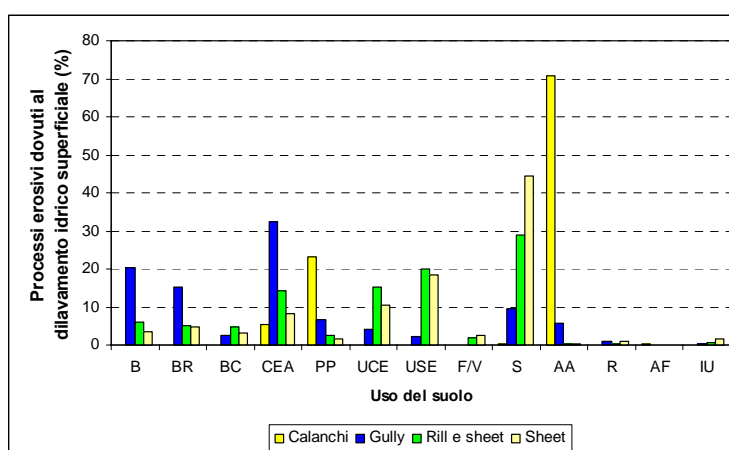


Figura 3.22 - Distribuzione dei processi erosivi dovuti al ruscellamento idrico superficiale rispetto all'uso del suolo. B=bosco; BR=bosco rado; BC=bosco ceduo; CEA=copertura erbacea arbustiva; PP=prato e pascolo; UCE=uliveto con copertura erbacea; USE=uliveto con suolo esposto; F/V=frutteto e/o vigneto; S=seminativo; AA=area in abbandono; R=roccia nuda; AF= alveo fluviale ed aree sondabili; IU= insediamento urbano.



Nella figura 3.23 si riporta il grafico della distribuzione dei processi erosivi rispetto alle classi di pendenza dei versanti. Si osserva che i fenomeni di erosione laminare si verificano maggiormente su versanti a bassa pendenza (<10°). L'erosione a rivoli, si evidenzia in maniera rilevante sui versanti con pendenza compresa tra i 10 e i 30°. Fenomeni di tipo *gully erosion* e calanchi si verificano rispettivamente per il 70% e l'80% su versanti con pendenze maggiori ai 20° (figura 3.23).

L'esposizione dei versanti non sembra influenzare la distribuzione dei fenomeni erosivi (figura 3.24), tranne che per i calanchi, di cui si è osservata una leggera prevalenza sui versanti esposti a NO e a SO e per i processi di *rill erosion*, dove una maggiore frequenza (22 %) si rileva in corrispondenza di versanti orientati a SE.

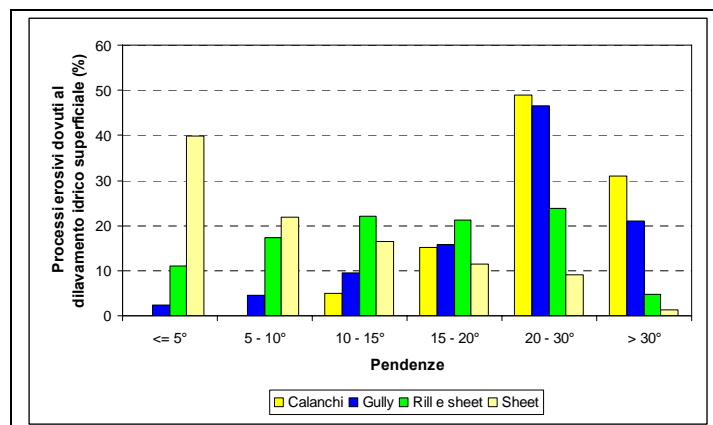


Figura 3.23 –Distribuzione dei processi erosione idrica rispetto alle classi di pendenze dei versanti.

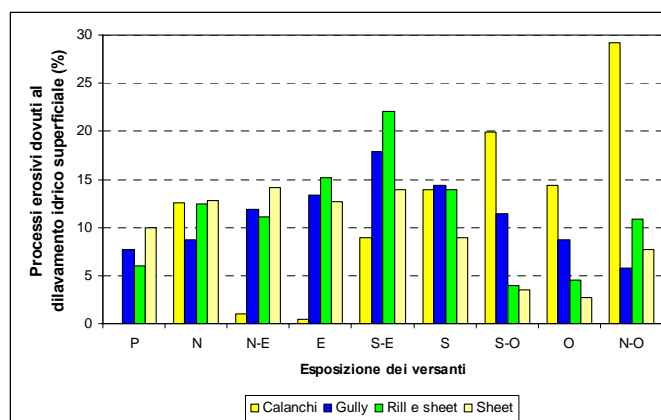


Figura 3.24 –Distribuzione dei processi di erosione idrica rispetto all'esposizione dei versanti.

Dalle relazioni tra movimenti in massa e fattori predisponenti (litologia, uso del suolo, pendenza ed esposizione dei versanti), è stato delineato un primo quadro sui fattori che controllano in maniera differente i fenomeni gravitativi all'interno del bacino.

Da queste elaborazioni emerge che la distribuzione delle frane profonde in relazione alle diverse litologie affioranti nel bacino del Turbolo, si concentra per più del 30% su terreni argillosi, per il 23% circa su depositi di frana questo dato indica che una buona parte dei movimenti gravitativi è una riattivazione di frane pregresse (figura 3.25). Le frane superficiali si osservano con una frequenza quasi del 60% sulle argille. Inoltre con frequenze rispettivamente del 18 % e del 14 % circa su sabbie e depositi di frana.

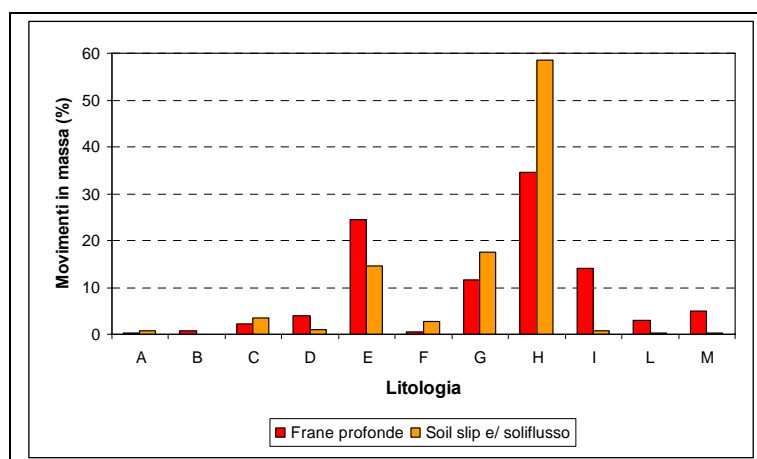
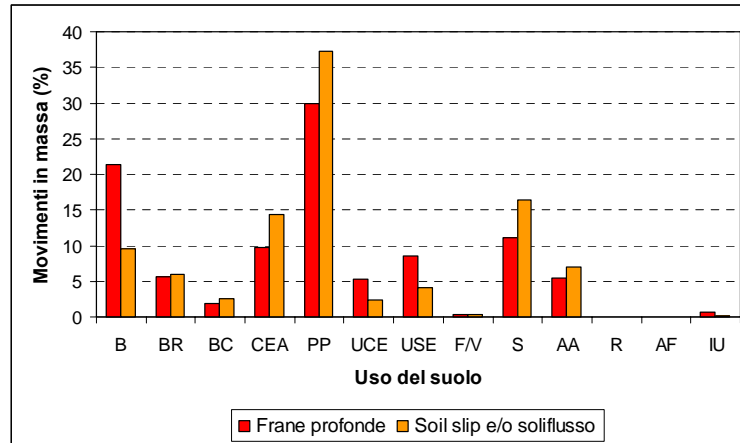


Figura 3.25 - Relazione tra litologia e movimenti in massa. A=dep. alluvionali, B=dep. colluviali, C=dep. di conoidi alluvionali, D=dep. di falda detritica, E=dep. di frana, F= conglomerati, G=sabbie, H=argille, I=alternanza di metacalcari e metapeliti, L= filladi e metabasiti, M=gneiss.

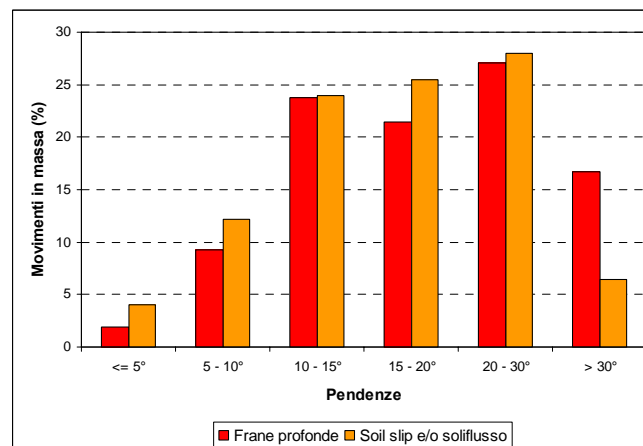
Per quanto riguarda l'uso del suolo, sia le frane profonde che le frane di tipo *soil slip* e/o soliflusso si riscontrano maggiormente su aree destinate a prato e pascolo e, subordinatamente, su zone con una copertura erbacea arbustiva, bosco e seminativi con frequenze sempre superiori al 10% (figura 3.26).





**Figura 3.26 - Distribuzione dei movimenti in massa rispetto all'uso del suolo. B=bosco; BR=bosco rado; BC=bosco ceduo; CEA=copertura erbacea arbustiva; PP=prato e pascolo; UCE=uliveto con copertura erbacea; USE=uliveto con suolo esposto; F/V=frutteto e/o vigneto; S=seminativo; AA=area in abbandono; R= roccia nuda; AF= alveo fluviale ed aree sondabili; IU= insediamento urbano.**

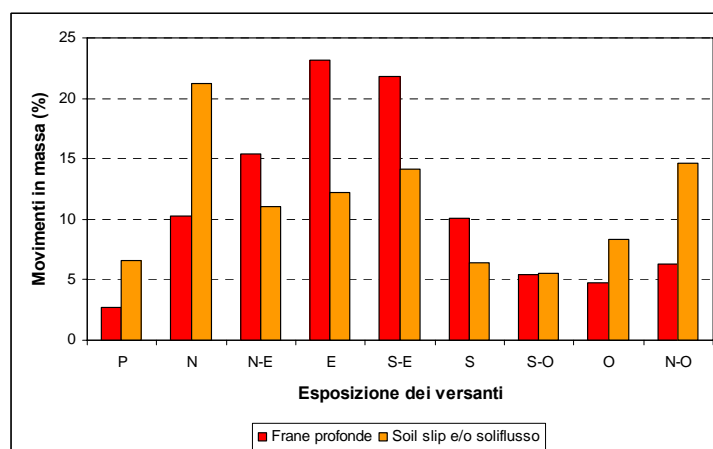
La maggiore frequenza di frane, sia superficiali che profonde, si rileva in corrispondenza dei versanti con pendenze compresi tra i 10° e i 30° (figura 3.27). Inoltre le frane profonde per più del 15% ricorrono su pendii con acclività superiore ai 30°. Queste frane sono principalmente quelle che ricadono nel settore montano del bacino, dove si riscontra un'elevata energia del rilievo.



**Figura 3.27 - Distribuzione dei movimenti in massa rispetto alle classi di pendenze dei versanti.**

Il grafico di figura 3.28 riporta le relazioni tra l'esposizione dei versanti e i movimenti in massa. Le frane profonde ricorrono con una maggiore frequenza sui versanti esposti rispettivamente ad E, SE e NE; di contro, sui versanti esposti a O, SO e NO si osserva una scarsa frequenza di fenomeni franosi profondi.

Le frane di tipo *soil slip* e soliflusso mostrano una leggera predominanza sui versanti esposti a N, NO e SE (figura 3.28).



**Figura 3.28 - Distribuzione dei movimenti in massa rispetto all'esposizione dei versanti.**

## *CAPITOLO QUARTO*

### *4. Analisi quantitativa dei processi erosivi*

La valutazione quantitativa dell'erosione in un bacino idrografico rappresenta uno dei parametri più significativi per lo studio dell'intensità dei processi denudazionali che ne determinano l'evoluzione geomorfologica (Pellegrini, 1983).

Per il bacino del T. Turbolo è stata applicata l'analisi geomorfica quantitativa che ha permesso di individuare le aree dove i processi erosivi risultano più intensi applicando metodi di valutazione indiretta dell'intensità di denudazione.

In alcune aree, ritenute altamente rappresentative di gran parte del bacino, sono state inoltre allestite delle stazioni per effettuare misure dirette dell'erosione del suolo. Le stazioni sperimentali hanno fornito una serie di indicazioni, anche se preliminari, sui ritmi di erosione.

#### **4.1. Analisi geomorfica quantitativa**

Al fine di determinare il possibile apporto della geomorfologia quantitativa allo studio dei processi erosivi in atto nel bacino del T. Turbolo, sono state prese in esame alcune caratteristiche morfometriche (densità di drenaggio, anomalia gerarchica, ecc) che condizionano, la tipologia e la diffusione dei processi di erosione e che a loro volta ne sono più o meno influenzate (Ciccacci et al., 1988).

L'applicazione della analisi geomorfica quantitativa (Ciccacci et al., 1981), ha fornito una zonazione dell'intensità dell'erosione, consentendo di stimare il "trasporto torbido unitario" (Tu) prodotto all'interno del bacino. Inoltre a completamento dell'indagine geomorfica quantitativa è stata effettuata un'analisi ipsometrica, con l'intento di valutare lo stato di equilibrio del bacino idrografico

che, in parte, dipende dall'entità e dalla velocità dei processi di denudazione che agiscono attualmente nel bacino (Ciccacci et al., 1988; Lupia Palmieri et al., 2001).

#### *4.1.1. Analisi del drenaggio superficiale*

L'analisi del reticolo idrografico nel bacino del T. Turbolo è stata effettuata utilizzando, come suggerito da Ciccacci et al., (1981) la carta topografica in scala 1:25000 dell'IGM. Tale cartografia, preventivamente georiferita, ha permesso di mappare il reticolo idrografico tenendo conto di tutte le possibili vie di drenaggio superficiale; l'intero bacino è stato quindi suddiviso in 28 sottobacini. Partendo dal reticolo idrografico sono stati calcolati i parametri morfometrici principali sia dell'intero bacino del T. Turbolo che per tutti i sottobacini. Tali parametri definiscono il grado di sviluppo e di organizzazione del drenaggio superficiale oltre ad essere necessari per la stima del trasporto torbido. In particolare è stata calcolata la densità di drenaggio (D), definito come rapporto tra la lunghezza delle aste fluviali (L) e l'area che essi drenano (A) (Horton, 1945). La densità di drenaggio come noto, dipende dalle caratteristiche geologiche dell'area presa in esame; in particolare essa è funzione della permeabilità e dell'erosibilità delle litologie affioranti. Tale parametro, inoltre, è legato alla copertura vegetale, alle condizioni climatiche ed alle caratteristiche morfologiche del bacino (Lupia Palmieri et al., 2001).

Esaminando i valori della densità di drenaggio (tabella 4.1) si osserva che il bacino del T. Turbolo presenta un drenaggio superficiale di  $5.16 \text{ Km}^{-1}$ . Per i sottobacini i valori della densità di drenaggio variano da un massimo di 12.39 (per il sottobacino n° 22) ad un minimo di 4.26 (per l'area direttamente drenata). I valori di densità di drenaggio più elevati ( $D > 7$ ), si sono registrati in piccoli sottobacini, impostati principalmente su litologie sabbiose e argillose, molto spesso caratterizzate da intensi processi di erosione incanalata. Valori di D compresi tra 5 e 6, si osservano nella parte medio-alta dell'area studiata. Questi sottobacini sono impostati principalmente su litologie argillose e caratterizzate da

una diffusa franosità; inoltre, per i sottobacini 1 e 2 il reticolo idrografico drena, oltre alle argille, anche rocce metamorfiche caratterizzate da un elevato grado di alterazione e con versanti a pendenze elevate ( $> 30^\circ$ ). I valori più bassi di D ( $< 5$ ) si incontrano nei sottobacini contraddistinti da versanti con pendenze medio-basse ( $< 15^\circ$ ) e impostati principalmente su sabbie e conglomerati.

**Tabella 4.1 - Parametri morfometrici relativi ai sottobacini e all'intero bacino del T. Turbolo.**

Bacino	L (Km)	A (Km <sup>2</sup> )	D (Km <sup>-1</sup> )	Ga	ga	$\Delta a$
1	13.27	2.33	5.70	4	1.72	0.17
2	14.12	2.70	5.23	14	5.19	0.45
3	9.33	1.98	4.71	0	0.00	0.00
4	2.81	0.51	5.52	3	5.90	0.43
5	4.4	0.64	6.88	0	0.00	0.00
6	4.53	0.78	5.81	2	2.56	0.17
7	2.4	0.28	8.42	3	10.53	0.43
8	8.71	1.32	6.58	15	11.33	0.56
9	4.94	0.91	5.46	2	2.21	0.17
10	11.28	2.34	4.81	6	2.56	0.26
11	7.09	1.44	4.93	11	7.64	0.52
12	8.83	1.85	4.76	8	4.31	0.36
13	10.53	2.37	4.45	3	1.27	0.16
14	2.68	0.48	5.57	0	0.00	0.00
15	0.97	0.13	7.46	0	0.00	0.00
16	3.34	0.61	5.48	2	3.28	0.25
17	1.43	0.22	6.63	0	0.00	0.00
18	2.22	0.42	5.34	0	0.00	0.00
19	2.88	0.56	5.11	0	0.00	0.00
20	2.05	0.26	7.80	1	3.80	0.20
21	1.94	0.38	5.11	1	2.63	0.14
22	0.7	0.06	12.39	0	0.00	0.00
23	0.92	0.17	5.30	0	0.00	0.00
24	0.68	0.10	6.70	0	0.00	0.00
25	1.01	0.11	9.46	0	0.00	0.00
26	0.56	0.06	9.84	0	0.00	0.00
27	0.62	0.07	9.29	0	0.00	0.00
28	0.96	0.13	7.67	0	0.00	0.00
<b>Area direttamente drenata</b>	<b>25.38</b>	<b>5.96</b>	<b>4.26</b>	<b>164</b>	<b>27.52</b>	<b>5.13</b>
<b>Intero bacino</b>	<b>150.58</b>	<b>29.17</b>	<b>5.16</b>	<b>327</b>	<b>11.21</b>	<b>1.03</b>

I valori di D di ogni sottobacino sono stati raggruppati in quattro classi e sono rappresentati nella carta della densità di drenaggio di figura 4.1.

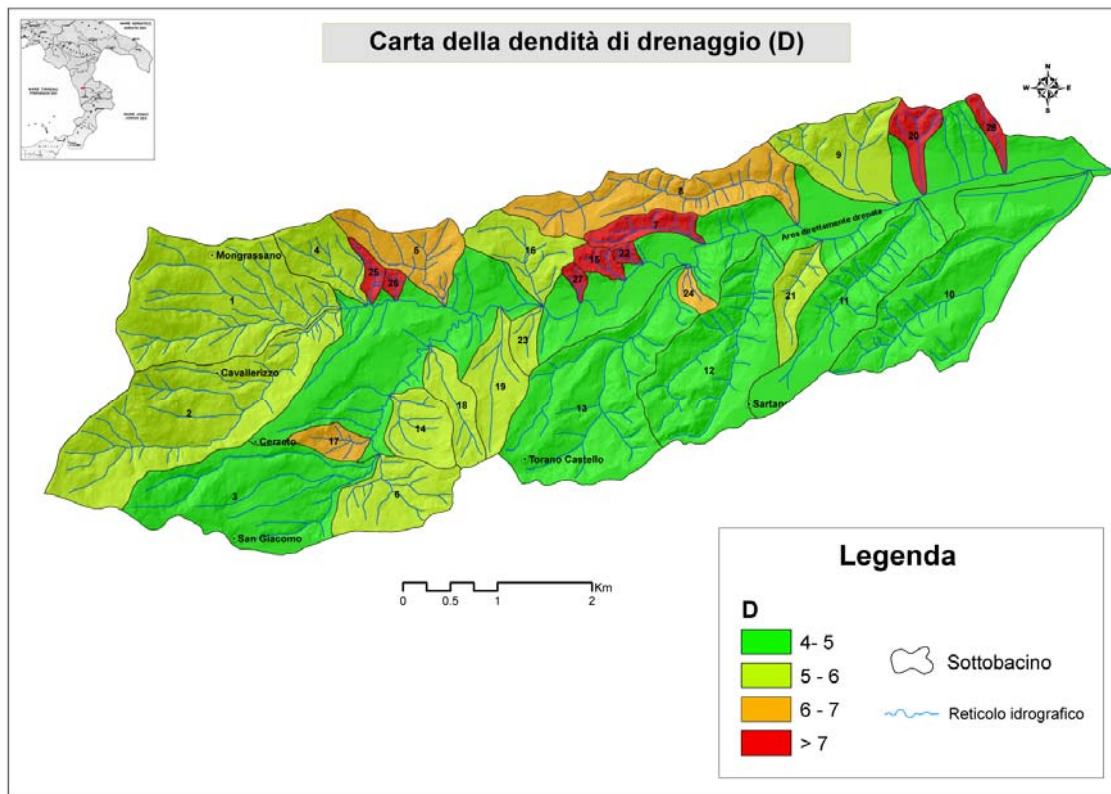


Figura 4.1– Carta della densità di drenaggio (D).

Per la definizione quantitativa dello stato di organizzazione del reticolo idrografico sono stati calcolati alcuni parametri che esprimono il grado di gerarchizzazione del drenaggio superficiale. Tali parametri forniscono utili indicazioni per l'individuazione delle tendenze evolutive dei bacini fluviali e dell'entità dell'erosione. Pertanto dopo aver classificato la rete idrografica secondo il metodo di *Strahler* (1954), si è passati al calcolo dei seguenti parametri: *numero* ( $G_a$ ), *indice* ( $\Delta a$ ) e *densità di anomalia gerarchica* ( $g_a$ ) (Avena et al., 1967; Avena e Lupia Palmieri, 1969). Il numero di anomalia gerarchica ( $G_a$ ) costituisce il numero minimo di aste di primo ordine necessarie affinché il reticolo idrografico risulti privo di anomalie e sia quindi perfettamente gerarchizzato. L'indice di anomalia gerarchica ( $\Delta a$ ) si calcola dal rapporto tra  $G_a$  e il numero di aste del primo ordine. La densità di anomalia gerarchica ( $g_a$ ), invece, si calcola dal rapporto tra  $G_a$  e l'area del bacino.

L'analisi di questi valori, riportata in tabella 4.1, mette in evidenza che il drenaggio superficiale del T. Turbolo risulta mediamente organizzato. Infatti se

si osservano i parametri ritenuti i più espressivi del grado di organizzazione della rete idrografica, ( $\Delta a$ ) e ( $ga$ ), si evince che essi presentano valori non particolarmente elevati (Lupia Palmieri et al., 2001). I valori più elevati dei due parametri ( $ga=27.52$  e  $\Delta a=5.13$ ), come era prevedibile si osservano per l'area direttamente drenata, perché essa è contraddistinta da numerose aste di 1° ordine che confluiscono direttamente nel collettore principale del 5° ordine.

#### 4.1.2. *Analisi ipsometrica*

Per una maggiore caratterizzazione morfometrica e morfodinamica dell'intero bacino e dei relativi sottobacini è stata eseguita anche l'analisi ipsometrica secondo il metodo di *Strahler* (1952; 1957). Tali curve sono riportate nelle figure 4.2a e 4.2b. Osservando la curva dell'intero bacino del Turbolo, si nota che essa presenta una generale concavità verso l'alto con un integrale ipsometrico basso (0.23). Tale andamento, secondo la definizione di *Strahler* (1952,1957), è indicativo di uno stadio evolutivo piuttosto avanzato che, in generale, sembra essere in accordo con lo stato di organizzazione osservato per la rete idrografica.

Prendendo in esame le curve ipsometriche relative ai sottobacini è possibile individuare tre famiglie principali, ciascuna caratterizzata da un particolare andamento. Alla prima famiglia appartengono le curve che mostrano una marcata concavità verso l'alto, con valori dell'integrale ipsometrico relativamente bassi ( $< 0.4$ ). La seconda famiglia di curve è caratterizzata da una prevalente concavità verso il basso ed è contraddistinta da valori dell'integrale ipsometrico maggiore di 5 (figura 4.2a e 4.2b). Le curve della terza famiglia presentano andamenti intermedi fra le due precedenti e il valore dell'integrale ipsometrico è prossimo a 5 (Lupia Palmieri et al., 1998, 2001).

Le curve che appartengono alla prima famiglia si riferiscono a sottobacini nei quali affiorano prevalentemente litologie argillose (ad esempio, i bacini n° 3, 5, 6, 17, 25) e sono ubicati nella parte medio-alta dell'area studiata. Le curve ipsometriche della seconda famiglia si osservano, invece, nei sottobacini della zona centro-orientale del bacino dove affiorano generalmente depositi sabbiosi e



subordinatamente conglomeratici (ad esempio, i bacini n° 7, 8, 11, 15, 20, 21, 22). Le curve appartenenti alla terza famiglia, più numerose, sono diffuse in tutto il bacino. Alcune di queste curve sono caratterizzate dalla presenza di uno o più flessi che separano tratti ad andamento diverso; esse si riferiscono a sottobacini contraddistinti da una marcata disomogeneità litologica e strutturale come nel caso dei bacini n° 1 e 2 impostati nella zona di testata, su rocce metamorfiche e, nella parte medio-bassa, su argille. Inoltre questi bacini intersecano la faglia bordiera che separa l'alto strutturale della Catena Costiera dalla valle del Crati.

Da ricerche condotte su diversi bacini dell'Italia centrale (Ciccacci et al., 1988; 1992; Lupia Palmieri et al., 1995, 1998, 2001; Della Seta et al., 2006) si evince che le curve ipsometriche esprimono non solo i vari stadi del "ciclo geomorfico" (Strahler, 1952, 1957), ma anche le modalità e l'intensità con le quali si verificano i processi di denudazione nei bacini idrografici. Pertanto, secondo questa interpretazione, le curve della prima famiglia non corrispondono semplicemente a bacini in una fase senile "*monadnock*", e quindi sottoposti a processi erosivi poco attivi, ma più precisamente a bacini in cui l'azione morfodinamica dominante va attribuita ai fenomeni denudazionali sui versanti, in particolar modo erosione areale (ruscellamento idrico superficiale e movimenti in massa) con valli a "V" molto svasate. Analogamente, le curve della seconda famiglia non caratterizzano bacini in condizioni di "inequilibrio", ma piuttosto bacini in cui i processi erosivi di maggior efficacia sono legati ad erosione incanalata operata dai corsi d'acqua. Le curve ipsometriche della terza famiglia, infine, non indicano solo "bacini di equilibrio", bensì bacini nei quali l'erosione lineare e quella sui versanti tendono a bilanciarsi.

L'analisi delle caratteristiche ipsometriche, pertanto, ha messo in evidenza che nel bacino del T. Turbolo c'è una buona corrispondenza tra l'andamento delle curve ipsometriche e la tipologia e l'intensità dei processi erosivi in atto nel bacino e descritti nel capitolo terzo.

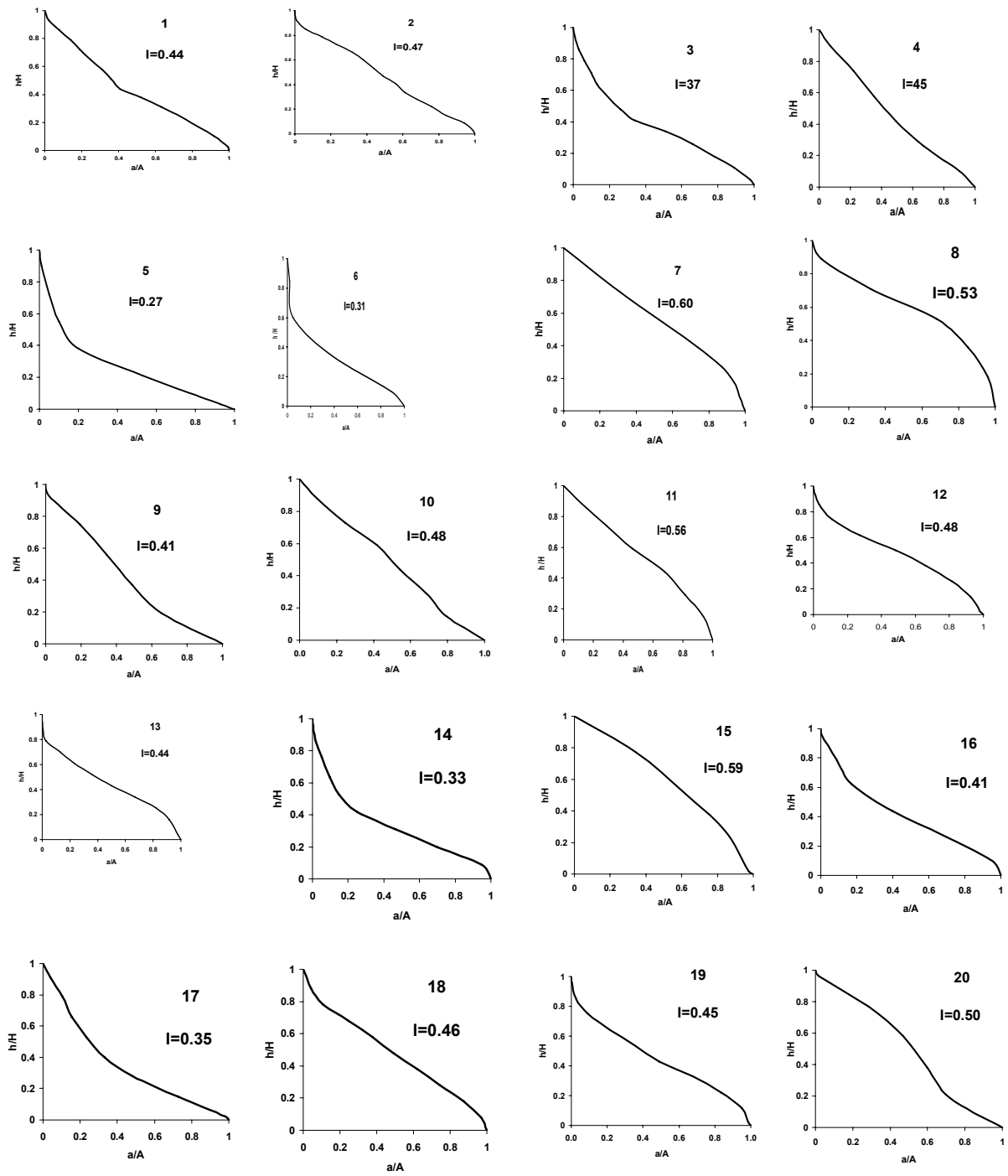


Figura 4.2a – Curve ipsometriche dei sottobacini del T. Turbolo;  $I$ = integrale ipsometrico.

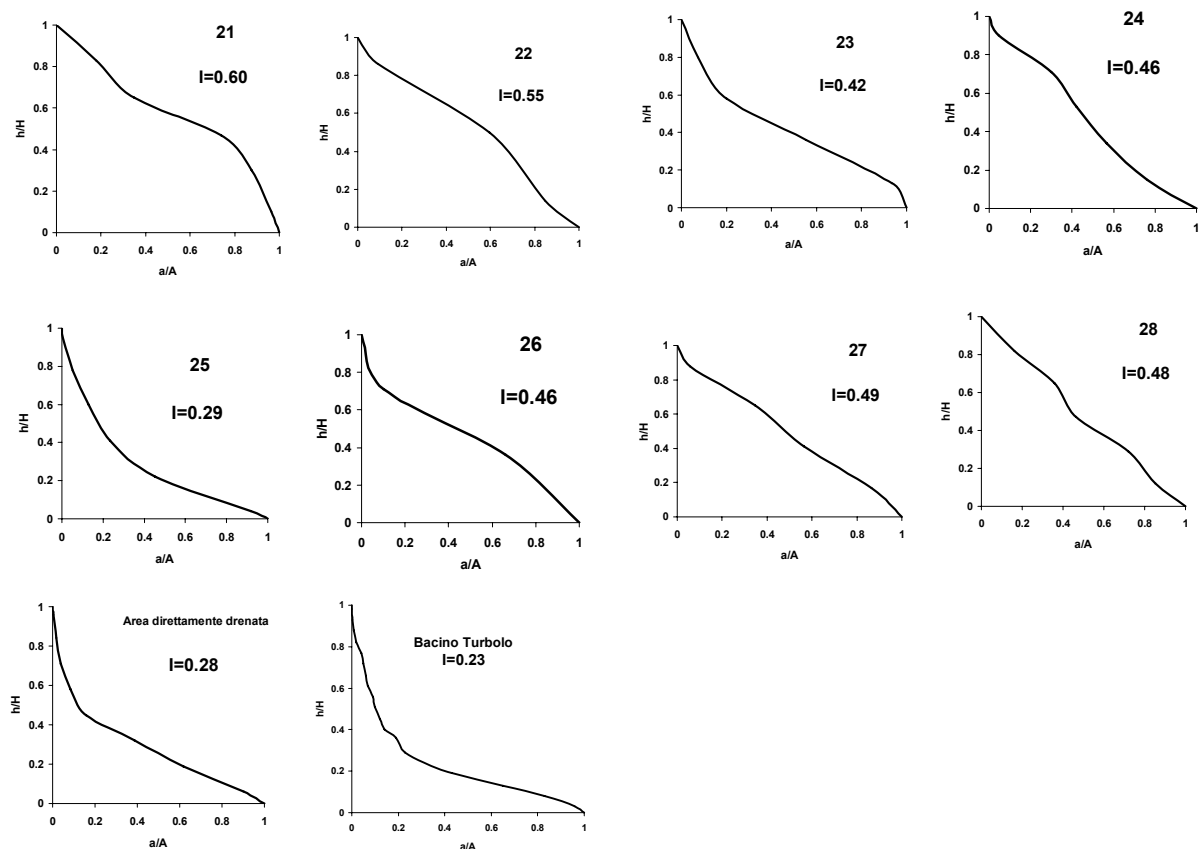


Figura 4.2b – Curve ipsometriche dei sottobacini e dell'intero bacino del T. Turbolo; I= integrale ipsometrico.

#### 4.1.3. Valutazione indiretta dell'entità dell'erosione

La metodologia utilizzata per valutare quantitativamente l'entità dell'erosione, adottata in molti studi (Ciccacci et al., 1981; 1988; 1992; Lupia Palmieri et al., 1995; 1998; 2001; Della Seta et al., 2006), ha permesso di calcolare indirettamente il trasporto torbido unitario ( $Tu$ , in  $t/km^2/anno$ ) assunto come *indice di erosione* (Lupia Palmieri et al., 2001).

Il calcolo dell'indice di erosione ( $Tu$ ) dell'intero bacino e dei sottobacini è stato effettuato tramite le seguenti equazioni:

$$\text{Log } Tu = 1.05954 + 2.79687 \cdot \log D + 0.13985 \cdot \Delta a \quad D \geq 6 \quad (1)$$

$$\text{Log } Tu = 1.44780 + 0.32619 \cdot D + 0.10247 \cdot \Delta a \quad D \leq 6 \quad (2)$$

L'equazione (1) è stata utilizzata per i sottobacini caratterizzati da un valore di  $D \geq 6$ , mentre la (2) ha fornito il  $Tu$  nei bacini caratterizzati da un  $D \leq 6$ .

Come si evince osservando la formula, per la stima del Tu sono stati utilizzati i dati relativi alla densità di drenaggio ed all'indice di anomalia gerarchica. Il valore del Tu stimato per l'intero bacino del Turbolo è pari a 1738 t/km<sup>2</sup>/anno (tabella 4.2) ed è indicativo di processi denudazionali di moderata intensità.

**Tabella 4.2 - Valori della densità di drenaggio (D), dell'indice di anomalia gerarchica ( $\Delta a$ ) e dell'indice del trasporto torbido unitario (Tu) medio annuo relativo ai sottobacini e all'intero bacino del T. Turbolo.**

Bacino	D (Km <sup>-1</sup> )	$\Delta a$	Tu (t/Km <sup>2</sup> /anno)
1	5.70	0.17	2089
2	5.23	0.45	1585
3	4.71	0.00	955
4	5.52	0.43	1950
5	6.88	0.00	2511
6	5.81	0.17	2291
7	8.42	0.43	5129
8	6.58	0.56	2691
9	5.46	0.17	1778
10	4.81	0.26	1175
11	4.93	0.52	1288
12	4.76	0.36	1096
13	4.45	0.16	813
14	5.57	0.00	1820
15	7.46	0.00	3162
16	5.48	0.25	1819
17	6.63	0.00	2291
18	5.34	0.00	1549
19	5.11	0.00	1318
20	7.80	0.20	3801
21	5.11	0.14	1349
22	12.39	0.00	13182
23	5.30	0.00	1514
24	6.70	0.00	2344
25	9.46	0.00	6166
26	9.84	0.00	6918
27	9.29	0.00	5888
28	7.67	0.00	3388
Area direttamente drenata	4.26	5.13	2291
Intero bacino	5.16	1.03	1738

I valori di Tu stimati per ogni sottobacino (tabella 4.2) variano da un minimo di 813 t/km<sup>2</sup>/anno (bacino 13), ad un massimo di 13182 t/km<sup>2</sup>/anno (bacino 22). Le variazioni areali del parametro Tu sono stati rappresentati graficamente in una

carta dell'indice di erosione (figura 4.3), sulla quale i valori del parametro sono stati raggruppati in cinque classi.

Esaminando la carta dell'indice di erosione emerge che i valori di  $Tu$  maggiori ( $Tu > 3000$ ) si registrano nei bacini parziali di piccole dimensioni, impostati prevalentemente su litologie di tipo sabbioso e, subordinatamente, di tipo argilloso. In tutti questi sottobacini (ad esempio i bacini 15 e 21) sono attivi intensi processi di erosione incanalata (*gully erosion*). I valori più bassi ( $Tu < 1000$ ) si riscontrano, invece, dove i versanti sono mediamente poco acclivi e pertanto conferiscono alle acque correnti superficiali una scarsa capacità erosiva.

In generale, è stato osservato che i sottobacini impostati sul fianco sinistro del T. Turbolo presentano valori di  $Tu$  relativamente elevati. Questo dato trova conferma nella carta dei processi erosivi redatta (capitolo 3 – elaborato 5) dove sono stati cartografati intensi processi denudazionali sia di tipo areale che incanalato.

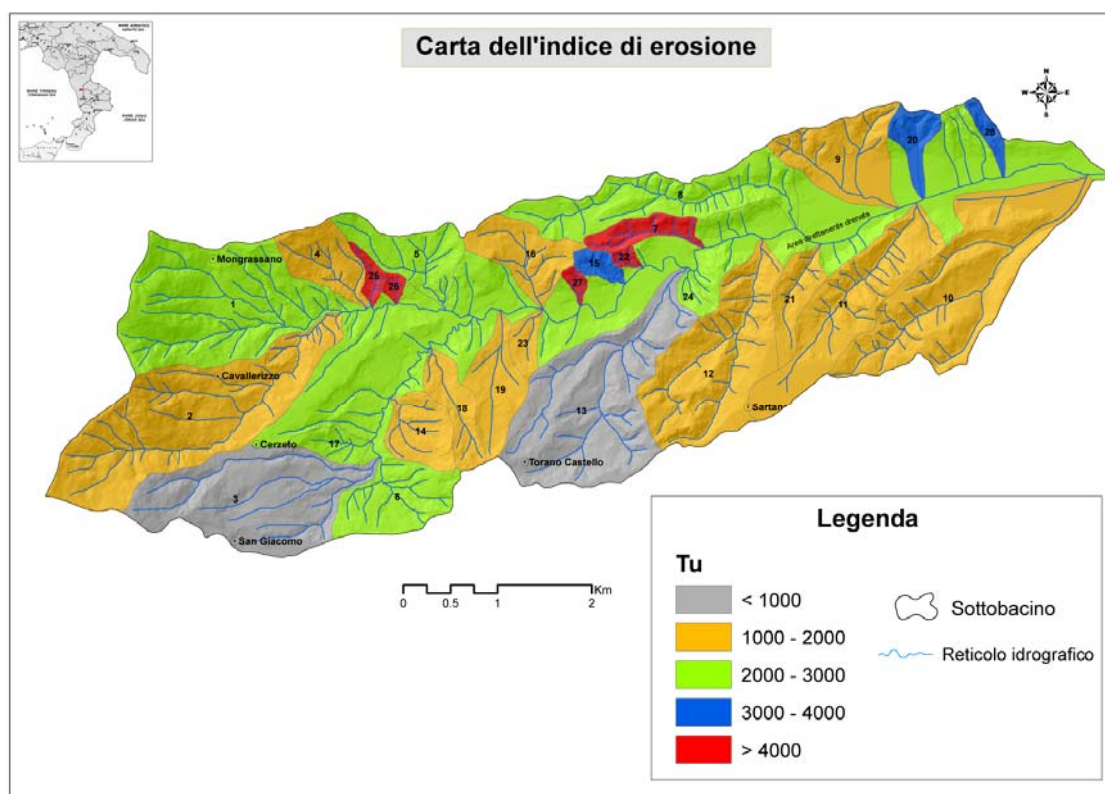


Figura 4.3 – Carta dell'indice di erosione dei relativi sottobacini, ricavata dai valori di trasporto torbido unitario ( $Tu$ ).

Infine, i risultati ottenuti dall'utilizzo dell'analisi geomorfica quantitativa hanno consentito di individuare come si distribuisce l'intensità dell'erosione nei sottobacini in cui è stata suddivisa l'area di studio. Il trasporto torbido stimato con tale metodo è risultato fortemente correlato ( $R^2 = 0.89$ ) con la distribuzione spaziale della densità di drenaggio (figura 4.4). Pertanto i bacini parziali che presentano alti valori di Tu sono caratterizzati da un densità di drenaggio elevata.

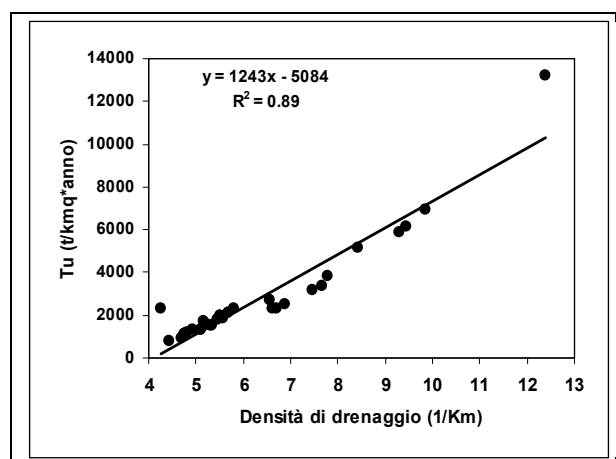


Figura 4.4 –Relazione tra la densità di drenaggio ed il trasporto torbido unitario (Tu).

## 4.2. Misure dirette dell'erosione

Contemporaneamente allo studio che ha portato alla caratterizzazione morfodinamica e morfometrica del bacino, sono state condotte su alcune aree campione, comunque rappresentative di ampie porzioni del bacino, delle misure dirette sui tassi di erosione idrica. Per stimare i ritmi di erosione sono state installate delle microparcelle sperimentali, in tre siti (figura 4.5) con differenti caratteri geo-ambientali (suolo, pendenza, esposizione, litologia, ecc.). All'interno delle parcelle si sono misurate la quantità di sedimento eroso per ogni evento piovoso considerato. Su un versante calanchivo, invece, sono stati infissi dei paletti metallici in modo tale da avere delle misure dirette su quelli che sono i ritmi di erosione sia lungo il canale che lungo i versanti (figura 4.5).

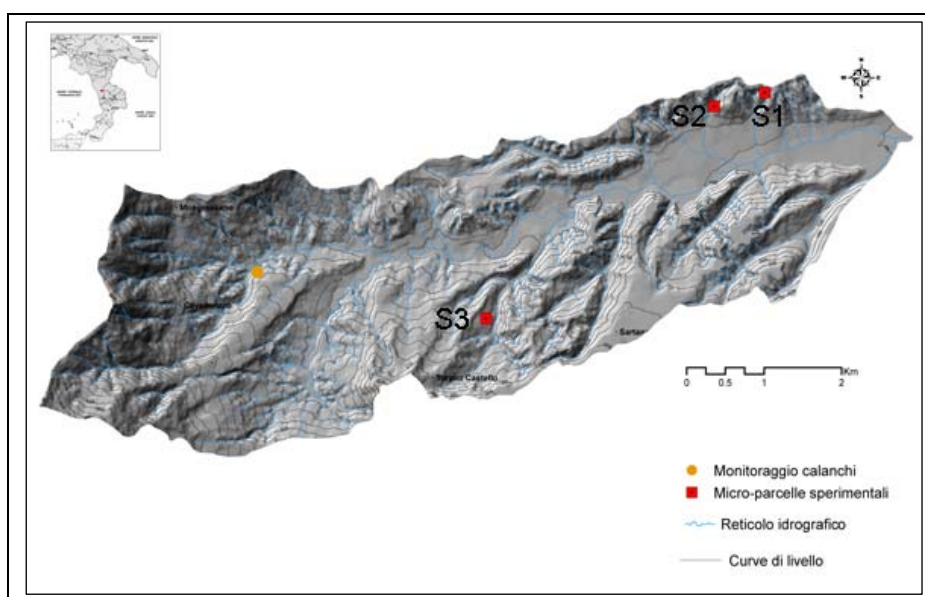


Figura 4.5 – Ubicazione dei siti dove sono state effettuate le misure dirette dell'entità dell'erosione.

### Monitoraggio dell'erosione nelle microparcelle sperimentali

Nel bacino del T. Turbolo, in tre aree con differente litologia, tipo di suolo ed esposizione sono state installate due microparcelle di forma rettangolare e con dimensioni di 100 x 80 cm a cui corrisponde una superficie di 0.8 m<sup>2</sup>. (figura 4.5 e 4.6). Tutte le sei microparcelle sono tenute costantemente con suolo esposto (prive di vegetazione); in ogni sito le due parcelle differiscono solo per il diverso



grado di pendenza che, insieme all'uso del suolo, è tra i fattori che maggiormente regolano l'erosione del suolo. In tabella 4.3 sono riportate le principali caratteristiche geo-ambientali dei siti.

Le parcelle risultano delimitate ognuna da sottili strisce di plastica in alcune e di lamiera zincata in altre, infisse nel terreno ed attrezzate nella loro sezione di chiusura da un convogliatore a forma trapezoidale in lamiera zincata che consente di far defluire le acque di ruscellamento provenienti dalle parcelle in dei bidoni in plastica per la raccolta delle portate liquide e solide.



Figura 4.6 – Microparcella P2 ubicata nel sito S3

Tabella 4.3 - Principali caratteristiche delle parcelle

Sito	Parcelle	Litologia	Tipo di suolo	Esposizione	Pendenza
S1	P1	Conglomerati	Typic Haploxeralfs	S	15°
	P2	Conglomerati	Typic Haploxeralfs	S	22°
S2	P1	Sabbie	Typic Calcixerepts	O	25°
	P2	Sabbie	Typic Calcixerepts	O	10°
S3	P1	Sabbie	Typic Calcixerepts	E	26°
	P2	Sabbie	Typic Calcixerepts	E	12°

I dati di pioggia utilizzati sono stati quelli della stazione di Fitterizzi, ubicata nella zona centrale del bacino. Dopo ogni evento meteorico significativo il sedimento eroso viene raccolto e portato in laboratorio, lasciato asciugare e successivamente pesato.

L'attività di monitoraggio è iniziata nel mese di aprile 2007 e da questo periodo in poi fino al mese di ottobre 2008 sono stati registrati 16 eventi

meteorici giudicati significativi dal punto di vista dell'erosione del suolo. Nella tabella 4.4 e figura 4.7 sono riportati i dati e i grafici relativi al quantitativo di sedimento eroso in ogni evento.

Il monitoraggio effettuato ha portato a definire che le piogge al di sotto dei 10 mm producono uno scarso deflusso idrico superficiale e di conseguenza hanno una scarsa capacità erosiva.

**Tabella 4.4 – Eventi meteorici risultati significativi dal punto di vista dell'erosione del suolo.**

Eventi meteorici	Precipitazioni (mm)	Sedimento eroso (g)					
		SITO 1		SITO 2		SITO 3	
		P1	P2	P1	P2	P1	P2
17/04/2007	0	0	0	0	0	0	0
28/05/2007	48.5	21.03	17.4	32.12	22.29	27.3	20.8
04/09/2007	11.6	0.77	1.87	2.6	1.45	4.12	3.06
07/10/2007	26	8.78	12.17	14.2	12.5	17.17	13.16
21/10/2007	37.4	17.07	24.73	33.95	26.5	24.55	20.03
01/11/2007	14.6	2.21	3.18	16.65	14.72	12	9.1
14/11/2007	76.4	33.33	38.21	45.86	37.98	53.24	44.16
15-16/11/2007	66.8	11.43	13.88	26.67	24.03	42.01	32.73
08/12/2007	13	1.67	2.62	4.37	2.87	2.74	1.27
10-11/12/2007	41.8	20.76	23.08	32.76	26.02	42.08	35.33
22/01/2008	16.6	5.39	7.19	9.02	7.76	8.52	6.13
05/02/2008	17	2.86	4.62	5.8	3.2	5.51	3.81
11/03/2008	41	6.52	8.19	27.8	23.54	28	26.69
24/03/2008	65.4	22.51	26.32	57.74	49.91	57.2	46.3
24/09/2008	28.6	10.1	17.4	11.91	14.4	15.1	12.8
04/10/2008	40.4	21.2	28.4	31.2	26.7	31.3	26.4

Per tutti gli eventi meteorici considerati, nelle parcelle dei siti S2 e S3 si è registrato un quantitativo di sedimenti erosi sempre superiore rispetto alle parcelle installate nel sito S1. Questo dato è in accordo sia con le caratteristiche litologiche che pedologiche delle aree monitorate (tabella 4.3). Infatti, nel sito S1 affiorano dei conglomerati sui quali si sono sviluppati dei suoli (*Typic Haploxeralfs*) con un elevato contenuto di sabbia, mentre nelle parcelle dei siti S2 e S3 affiorano delle sabbie ed i suoli (*Typic Calcixerpts*) sono più ricchi di limo, pertanto più facilmente erodibili. Inoltre i terreni del sito S1 mostrano una maggiore capacità di assorbire le acque meteoriche anche in occasione di precipitazioni prolungate. (tabella 4.4 – evento 15-16/11/2007).

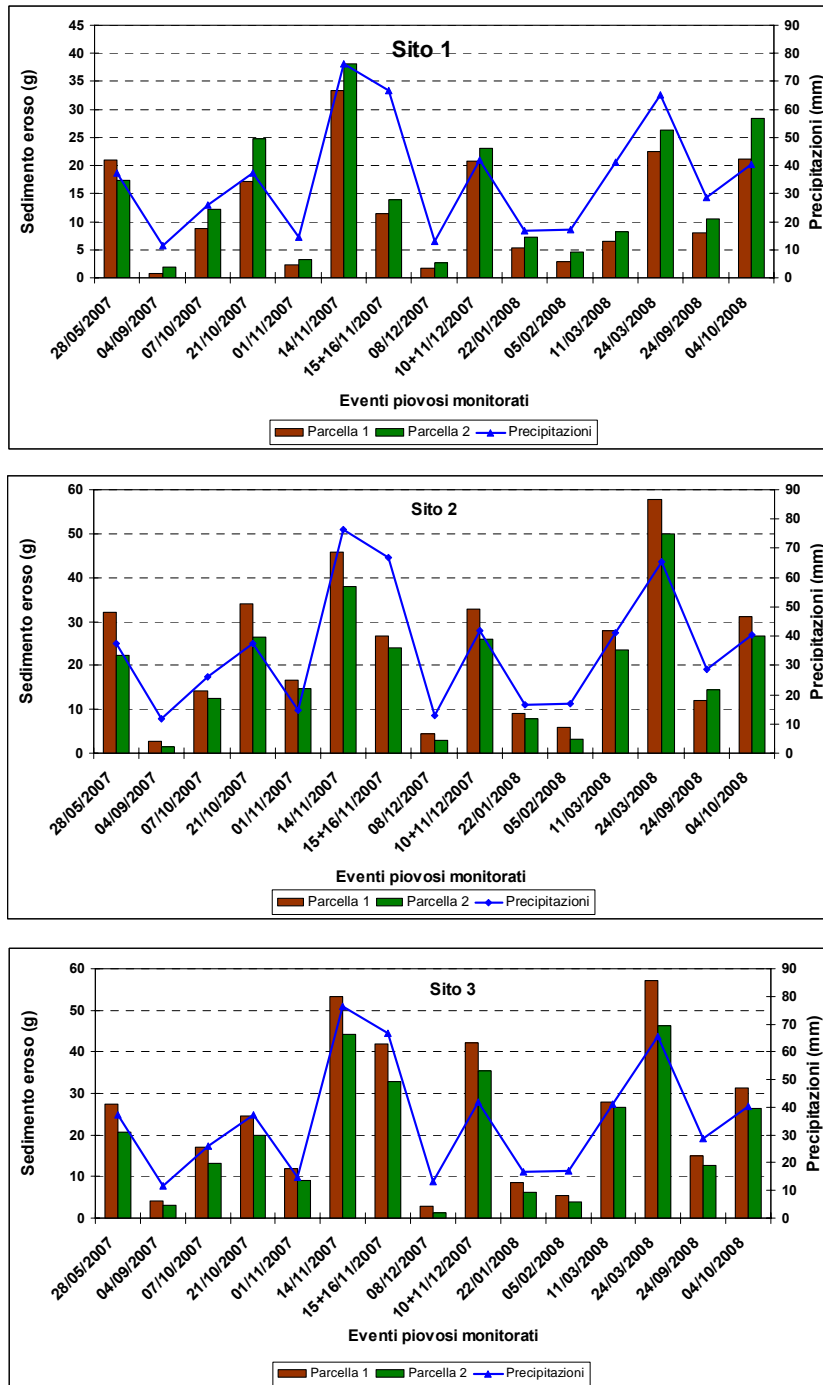


Figura 4.7 – Valori dei sedimenti erosi in funzione degli eventi meteorici considerati nelle tre aree campione monitorate.

Dai dati ottenuti, risulta evidente che, a parità di altri fattori, l'erosione superficiale cresce al crescere della pendenza su tutte e tre i siti di sperimentazione. Inoltre osservando i dati delle parcelle relativi ai siti S2 e S3

(tabelle 4.2 e 4.3), emerge che l'esposizione occupa un ruolo secondario nella determinazione dei processi erosivi.

Le condizioni iniziali di umidità del suolo condizionano fortemente il deflusso superficiale, infatti le piogge che si sono registrate alla fine del periodo arido (04/09/07 e 24/09/08) presentano uno scarso potere erosivo a causa dell'elevata infiltrazione. Questo fenomeno è stato osservato in corrispondenza dei siti S2 e S3 che durante il periodo estivo, a causa dell'elevata componente limosa, sono stati caratterizzati da fessurazioni superficiali che hanno favorito successivamente l'infiltrazione.

In media la quantità dei sedimenti erosi nel periodo di osservazione, anche se è un tempo relativamente breve per avere dati attendibili, mette in risalto uno scenario erosivo di moderata intensità, considerando che il monitoraggio è stato effettuato su terreni privi di vegetazione quindi nelle condizioni più favorevoli per l'innescio di processi erosivi. Le maggiori quantità di suolo eroso (circa il 60% per tutte le parcelle) si sono registrati nei mesi che vanno da novembre 2007 a marzo 2008. I tassi di erosione riscontrati nel periodo di monitoraggio sono riportati nella tabella sottostante.

Tassi di erosione (t/ha/anno)					
SITO 1		SITO 2		SITO 3	
P1	P2	P1	P2	P1	P2
1.53	1.85	2.93	2.44	3.09	2.51

#### Monitoraggio versante calanchivo

Parallelamente alle aree campione monitorate attraverso piccole parcelle, è stato sottoposto a monitoraggio, mediante l'uso di capisaldi metallici, anche il versante calanchivo ubicato nella zona centro-occidentale del bacino (figura 4.5), la cui esposizione è verso NW. I capisaldi metallici sono stati collocati all'interno di un piccolo bacino calanchivo sia lungo il canale (8 paletti) che sui versanti (3 paletti) (figura 4.8). Il canale presenta una pendenza media di circa 45°, mentre i

versanti raggiungono pendenze superiori a  $60^\circ$  e, nella zona di testata, sono quasi sub verticali.



**Figura 4.8 – Parte medio-alta del calanco monitorato nel quale si possono osservare sia i paletti lungo il canale che sui versanti.**

I paletti sono stati collocati nel calanco nel mese di giugno 2006 e, con cadenza trimestrale, sono state effettuate le misure che hanno consentito di verificare sia le eventuali variazioni morfologiche che di determinare l'intensità con cui agiscono i processi erosivi in atto; ciò ha permesso, per quanto possibile, di stimare le modalità e la velocità di tali processi sia nello spazio che nel tempo. Le misure sono state effettuate a partire da un valore iniziale corrispondente all'altezza del paletto rispetto alla superficie topografica al momento della sua collocazione; le variazioni di tale valore forniscono indicazioni sull'erosione o sulla deposizione di sedimenti in corrispondenza del paletto, ovvero sui processi erosivi che avvengono rispettivamente presso il caposaldo o nella porzione di versante posta a monte. I valori misurati sono riportati nei grafici di figura 4.9 e 4.10. Dal monitoraggio effettuato da giugno 2006 ad ottobre 2008 risulta che l'entità dell'erosione dovuta alle acque dilavanti è pari a circa 1 cm/anno sul

crinale e dell'ordine di 4/5 cm/anno lungo il canale. Questo dato mette in evidenza che i processi erosivi lungo l'impluvio sono più incisivi comportando un approfondimento dello stesso, In ogni caso, tali ritmi di erosione corrispondono solo ad un'aliquota del materiale complessivamente eroso, perché lungo i versanti e la testata dei calanchi si innescano, spesso, fenomeni gravitativi che mobilizzano un volume di sedimenti non trascurabile. Nella misurazione del 12/10/2008, infatti, si è constatato che l'innescò di una colata, nella zona di testata, ha completamente rimosso e sepolto cinque degli otto paletti sistemati lungo il canale. Inoltre la frana ha ostruito parzialmente il collettore.

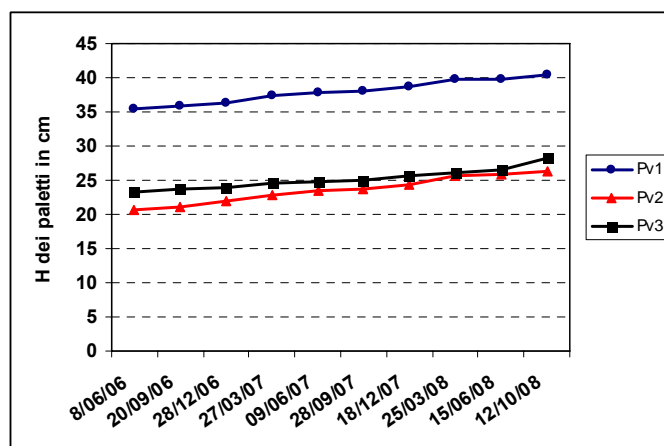


Figura 4.9 –Variazioni della superficie topografica misurate sui paletti (Pv) infissi sul crinale del calanco.

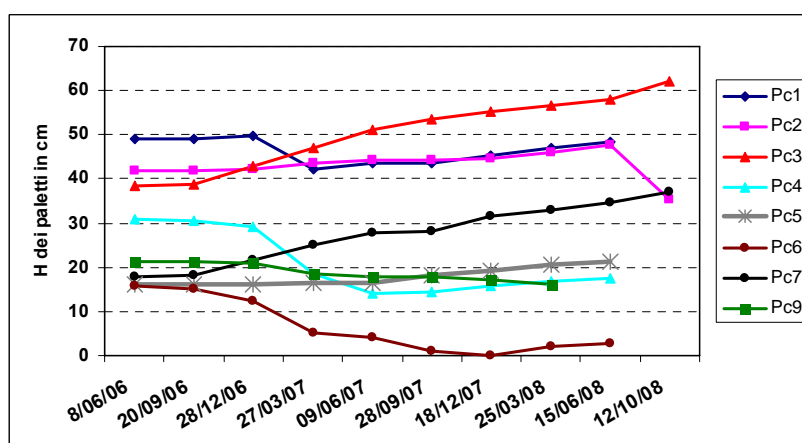


Figura 4.10 –Variazioni della superficie topografica misurate sui paletti (Pc) infissi lungo il canale del calanco.

## ***CAPITOLO QUINTO***

### ***5. Caratterizzazione chimico-fisica dei suoli e della loro erodibilità***

#### **5.1. Introduzione**

Nel seguente capitolo vengono presentati i risultati delle analisi fisiche e chimiche di laboratorio su campioni di *topsoil* prelevati all'interno del bacino del T. Turbolo. In modo particolare sono stati determinati la granulometria, la struttura, il contenuto di sostanza organica ed il contenuto di carbonato di calcio. La conoscenza di queste proprietà, come vedremo, è di fondamentale importanza per studi finalizzati alla valutazione dello stato di degrado dei suoli.

Infatti, la sostanza organica, similmente alla componente argillosa, è un fattore di aggregazione delle particelle del suolo, e può pertanto svolgere una funzione di protezione dai fenomeni erosivi. Inoltre, la tessitura, la sostanza organica e la struttura di aggregazione dei suoli modulano il rapporto tra la quantità di acque ruscellanti e di infiltrazione, determinando di conseguenza una diversa efficacia dell'erosione superficiale, sia diffusa che incanalata.

I dati ottenuti da queste analisi, oltre ad essere utilizzati per la valutazione della suscettibilità all'erosione all'interno del bacino, serviranno per validare i risultati ricavati dall'analisi di riflettanza spettroradiometrica, illustrata nel Capitolo 7.

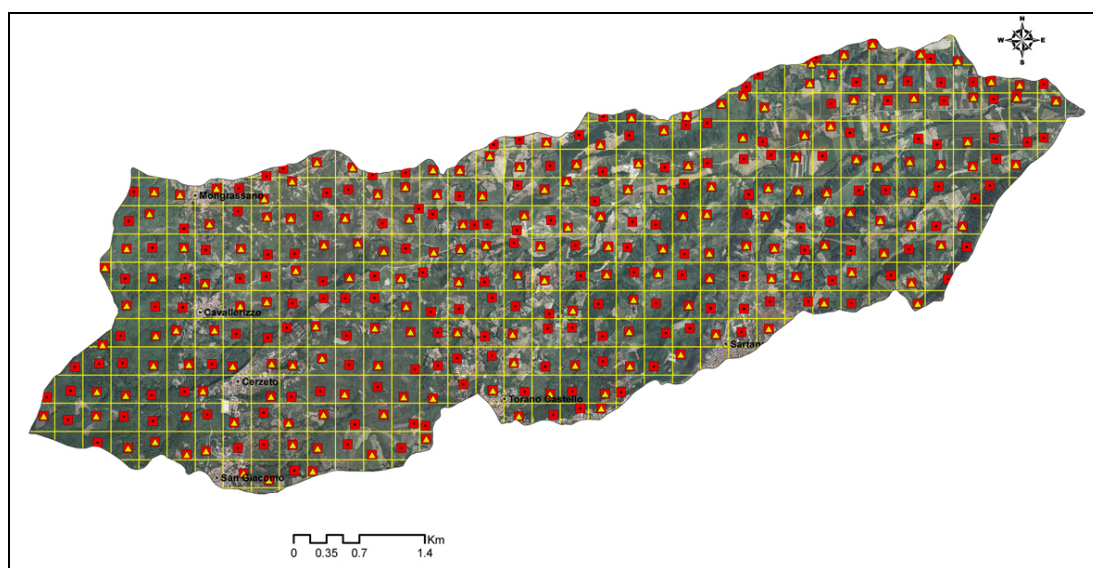
#### **5.2. Materiali e metodi**

All'interno del bacino del T. Turbolo sono stati prelevati 345 campioni di *topsoil* (0-20 cm di profondità). In particolare, per il campionamento il bacino è stato preventivamente suddiviso in una griglia a maglie quadrate di lato pari a 300 m: all'interno dell'area sottesa da ogni cella è stato prelevato un campione di *topsoil* in un punto particolarmente rappresentativo dei suoi caratteri geo-



ambientali (figura 5.1). Per ogni sito di campionamento, è stata compilata una scheda contenente informazioni su: coordinate del sito di campionamento, ottenute mediante l'ausilio di un GPS, quota altimetrica, tipo di substrato, uso del suolo, tipo di erosione se presente, caratteristiche morfometriche (pendenze, esposizione) e struttura di aggregazione dell'orizzonte superficiale di suolo.

Parte del terreno campionato è stato destinato per le analisi della riflettanza spettrometrica (vedi Capitolo 7) e parte per le analisi chimico-fisiche di laboratorio. Tenuto conto dei dati forniti dal rilevamento pedologico e della suddivisione del bacino in unità di paesaggio, si è ritenuto opportuno effettuare le analisi di laboratorio sulle proprietà chimiche e fisiche dei suoli, su un numero di campioni inferiore a quelli prelevati (175 su 345), rappresentativo delle diverse tipologie di *topsoil* e delle loro condizioni di sviluppo o degrado, anche considerata la ridotta estensione areale del bacino (circa 30 Km<sup>2</sup>).



**Figura 5.1 – Bacino del T. Turbolo con sovrapposizione della griglia di campionamento. All'interno di ogni cella con i quadratini rossi viene riportata l'ubicazione dei punti di campionamento dei *topsoil* sottoposti ad analisi di riflettanza spettroradiometrica. I triangolini gialli sovrapposti ai quadratini sono i campioni sottoposti ad analisi chimico-fisiche di laboratorio.**

I campioni portati in laboratorio, sono stati essiccati all'aria e successivamente passati al setaccio di 2 mm. Le analisi effettuate sui *topsoil* sono state: tessitura,

sostanza organica e carbonato di calcio, condotte secondo i metodi ufficiali di analisi del suolo (MiPAF, 2000).

Le percentuali delle tre classi tessiturali (argilla, limo e sabbia) sono state determinate con il metodo della “pipetta”.

Il carbonio organico è stato valutato mediante il metodo di Walkley Black (Nelson & Sommer, 1982); moltiplicando il valore così ottenuto per il coefficiente 1.72 è stato valutato il contenuto in sostanza organica, espresso in percentuale. Il contenuto di carbonato di calcio è stato determinato con il metodo del calcimetro De Astis.

Per ciascuna proprietà del suolo sono stati elaborati i parametri statistici descrittivi, inoltre le proprietà del suolo sono state relazionate alle caratteristiche litologiche e geomorfologiche principali.

La stima del coefficiente di erodibilità (K) (Wischmeier & Smith, 1978), che sintetizza la suscettibilità del suolo ad essere eroso, con riferimento ad un evento meteorico caratterizzato da erosività unitaria, può essere diversamente stimato a partire dai dati analitici in funzione delle informazioni disponibili (Pelacani et al., 2005). Al fine di utilizzare tutte le informazioni a nostra disposizione, è stata utilizzata la funzione proposta da Wischmeier & Smith, (1971) che prende in considerazione le differenti frazioni granulometriche, il contenuto di sostanza organica ed i dati qualitativi relativi a struttura di aggregazione e permeabilità dei suoli secondo la seguente formula:

$$K=2.77 \cdot 10^{-7} M^{1.14} (12 - OM) + 4.28 \cdot 10^{-3} (SS - 2) + 3.29 \cdot 10^{-3} (PP - 3) \quad (5.1)$$

in cui M è un parametro legato alla tessitura pari a:

$$M = f(f + g) = f(100 - cl)$$

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

Per la stima della struttura e della permeabilità è stata utilizzata la metodologia messa a punto da Giordano et al., (2005) basata sulle informazioni tessiturali e sulle caratteristiche medie di permeabilità individuate da Carsel e Parrish (1988). In particolare per la stima della struttura è stata utilizzata la classificazione, derivata dal triangolo della tessitura USDA riportato in figura 5.2.

Per assegnare l'indice di permeabilità si è tenuto conto del metodo proposto da Wischmeier et al. (1971) che tiene conto del tipo di tessitura del suolo. I dati ottenuti per il bacino del T. Turbolo sono riportati in tabella 5.1.

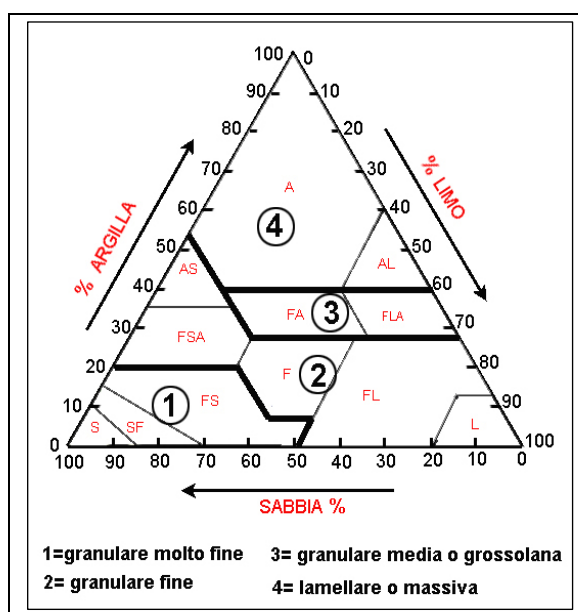


Figura 5.2 – Triangolo della tessitura USDA con indicazione delle zone di assegnato indice di struttura (Da Giordano et al., 2005).

Tabella 5.1 – Valori dell'indice di permeabilità utilizzando il metodo proposto da Wischmeier et al. (1971) per i suoli del Bacino del T. Turbolo.

Tipo di tessitura	Range di $K_s$ , ( $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ )	Indice di permeabilità
Franco sabbioso, Sabbioso franco, Sabbioso	$10^{-3}$ - $10^{-2}$	2
Franco limoso, Franco, Franco sabbioso argilloso	$10^{-4}$ - $10^{-3}$	3
Argilloso, Franco argilloso, Argilloso sabbioso,	$10^{-5}$ - $10^{-4}$	4

Infine i dati rilevati sia in campagna sia dalle analisi di laboratorio, sono stati introdotti all'interno di un sistema informativo geografico (GIS), appositamente creato e standardizzato per la presente ricerca.

### 5.3. Risultati

#### 5.3.1. Elaborazione dei parametri chimici e fisici dei topsoil analizzati

La tabella 5.2 riporta i parametri statistici descrittivi delle proprietà dei topsoil. Per quanto riguarda la tessitura, i contenuti di sabbia oscillano tra il 18 e il 93 %, con una media di 65.5 %. Limo e argilla si attestano su valori medi compresi tra il 14 e il 21 % (13.56 e 20.94 rispettivamente). La sabbia presenta un coefficiente di variazione (CV) medio (20 ÷ 50) e rappresenta la proprietà del suolo con il CV più basso in assoluto (24.58 %), tra quelle considerate nel presente studio. I CV sono alti, 54.77 % per l'argilla e 60.99 % per il limo. Quest'elevata variabilità potrebbe essere collegata sia a variazioni locali delle caratteristiche dei suoli, dovute anche alla variabilità del substrato, sia all'azione diversificata dei processi erosivi nel bacino.

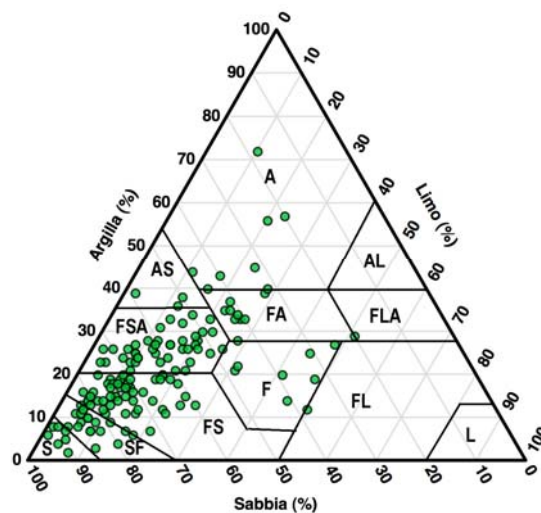
**Tabella 5.2 – Statistica descrittiva delle proprietà chimiche e fisiche dei topsoil.**

	Min.	Max	Media	D. std.	Skewness	Kurtosis	CV (%)
Sabbia (%)	18.00	93.00	65.50	16.10	-0.63	-0.08	24.58
Limo (%)	1.00	51.18	13.56	8.27	1.25	3.01	60.99
Argilla (%)	2.00	72.00	20.94	11.47	1.15	2.37	54.77
Sostanza organica (%)	0.30	12.10	3.03	2.17	1.71	3.00	71.62
Carbonati (%)	0.00	28.40	5.74	6.46	1.17	0.44	112.50

(CV: 0 – 20%=basso; 20 – 50%=medio; > 50%=alto)

*Skewness* e *kurtosis* esibiscono valori relativamente bassi per la sabbia. Per questa variabile pertanto, la distribuzione di frequenza si può considerare prossima alla distribuzione normale. Il limo e l'argilla, invece, mostrano valori più elevati di *skewness* e *kurtosis* che indicano un allontanamento dalla distribuzione normale, che può essere legato alla forte eterogeneità dei pedoambienti presenti nell'area di studio.

La distribuzione dei valori percentuali di sabbia, limo e argilla nel triangolo della tessitura proposto dall'USDA (*Soil survey staff, 2006*) (figura 5.3) rivela che la maggior parte dei suoli esaminati presenta tessitura franco-sabbiosa (FS) e franco-sabbiosa-argillosa (FSA). Non trascurabile è anche la frazione di suoli a tessitura sabbioso-franca (SF). L'analisi tessiturale mette in evidenza che la maggior parte dei campioni analizzati ha una forte componente sabbiosa, infatti più dell'80 % dei *topsoil* esaminati, ha un contenuto di sabbia superiore al 50 %.



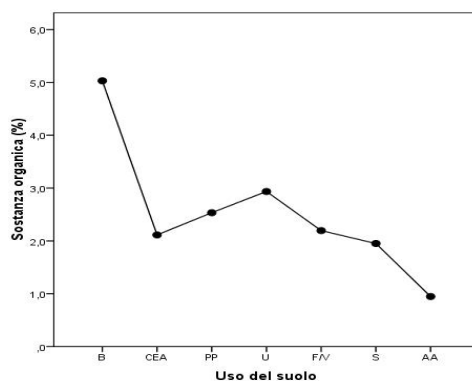
**Figura 5.3 - Distribuzione dei campioni di *topsoil* esaminati sul triangolo della tessitura USDA. S=sabbiosa; SF=sabbioso-franca; FS=franco-sabbiosa; FSA=franco-sabbioso-argillosa; F=franca; FL=franco-limosa; L=limosa; FLA=franco-limosa-argillosa; FA=franco-argillosa; AS= argilloso-sabbiosa; AL= argilloso-limosa; A=argillosa.**

La tessitura del suolo è un parametro estremamente importante, perché può fornire delle indicazioni generali sul grado di sviluppo pedogenetico dei suoli; ad esempio, suoli molto sabbiosi, come la maggior parte dei *topsoil* analizzati, indicano la presenza di molti minerali primari. Ciò indica che siamo di fronte a suoli poco evoluti o che hanno subito ringiovanimento a causa di processi di erosione che hanno asportato completamente gli orizzonti di superficie. Infatti elevati contenuti di sabbia, nell'area di studio, si ritrovano negli *Entisuoli* e nelle zone soggette a intensi processi di dilavamento, spesso sino all'asportazione completa del suolo, con conseguente affioramento del substrato litologico.

In termini generali gli orizzonti di suolo superficiali hanno mostrato un tenore di sostanza organica abbastanza variabile, con valori che oscillano tra 0.3 e 12.1% ed un valore medio pari a 3,03 %. Il CV (71.62 %) è alto, *skewness* e *kurtosis* sono anch'essi elevati ed indicano un allontanamento dalla distribuzione normale, che può essere legato alla distribuzione disomogenea della sostanza organica, quest'ultima associata principalmente all'uso del suolo, bassi contenuti di sostanza organica si sono osservati nelle aree destinate a seminativi e nelle zone con vegetazione rada e/o assente, ed al tipo ed all'intensità dei processi erosivi. Pertanto nelle aree in cui si verifica un'intensa erosione idrica laminare e a rivoli o nei casi più esasperati di erosione concentrata in solchi, i suoli hanno mostrato contenuto di carbonio organico sempre al di sotto dell'1 %.

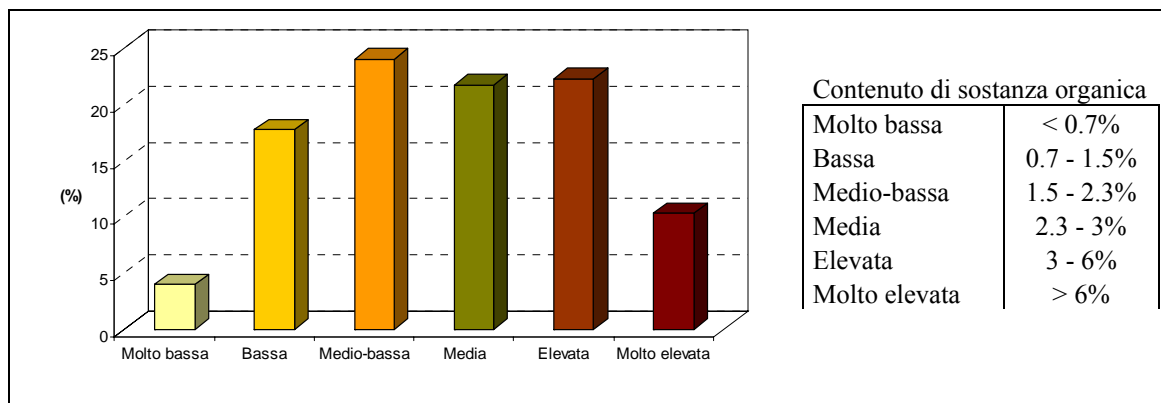
I terreni ricchi di sostanza organica invece, mostrano una buona resistenza ai fenomeni erosivi. Oltre che per la migliore struttura, l'erosione idrica viene limitata grazie anche all'azione assorbente della sostanza organica, che riduce il ruscellamento, ed all'effetto protettivo contro il costipamento.

I risultati ottenuti confermano che il contenuto di sostanza organica è fortemente dipendente dall'uso del suolo. Infatti è risultato alto nei suoli forestali, per poi diminuire repentinamente nei suoli utilizzati ad uliveto e pascolo fino a toccare valori molto bassi nei suoli a seminativo e con destinazione d'uso a vigneto e/o frutteto. Nelle aree in abbandono prive di copertura vegetale si registrano i valori più bassi (figura 5.4).



**Figura 5.4 – Andamento dei valori medi del contenuto di sostanza organica dei *topsoil* in relazione al diverso uso del suolo. B= bosco; CEA= copertura erbacea arbustiva; PP= prato e pascolo; U= uliveto; F/V= frutteto e/o vigneto; S= seminativo; AA= area in abbandono.**

Nei *topsoil* analizzati più del 20 % presenta un contenuto di sostanza organica da basso a molto basso (< 1.5 (figura 5.5) e solo il 10 % mostra un valore molto elevato, cioè superiore al 6 %.



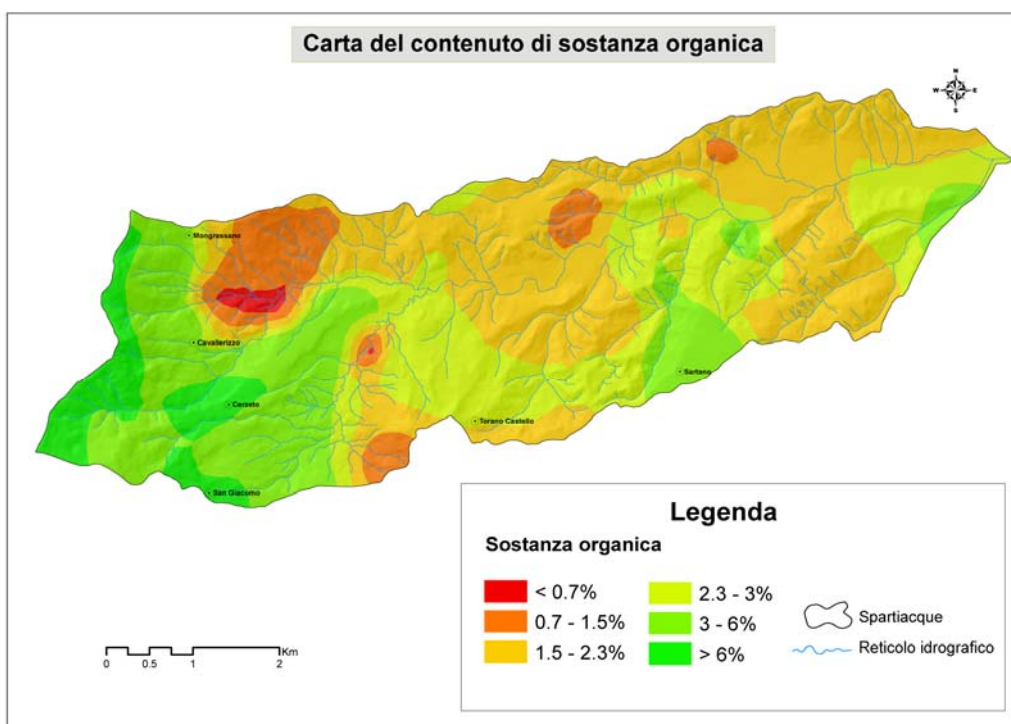
**Figura 5.5 – Distribuzione in percentuale dei contenuti di sostanza organica registrati nei *topsoil*.**

Nella figura 5.6 viene riportata la carta della distribuzione spaziale dei valori di sostanza organica. I dati sono stati interpolati con il metodo *kriging* con l'ausilio del *software* Arcview 3.2. I *topsoil* impostati su substrato argilloso, nella parte medio-alta del bacino, sono quelli che mostrano solitamente un basso contenuto di sostanza organica, inoltre scarsi contenuti di carbonio organico si registrano nei suoli che si sviluppano su depositi colluviali e utilizzati a seminativo. Molto probabilmente la presenza di più bassi tenori in sostanza organica, in queste aree, è legata agli intensi processi erosivi e spesso ad una non appropriata gestione del terreno. Infatti le pratiche di aratura, quasi sempre effettuate perpendicolarmente alle curve di livello, cioè lungo le linee di massima pendenza, durante il periodo autunnale, per la preparazione del letto di semina, disgregando almeno in parte la struttura degli orizzonti di superficie (solitamente più ricchi in carbonio organico), potrebbero aver favorito una maggiore asportazione della loro porzione superficiale per erosione idrica, nonché una maggiore interazione suolo/aria, che a sua volta favorisce il processo di mineralizzazione (Sparks, 2003).



L'impoverimento di sostanza organica, in alcune zone, ha portato anche alla formazione di croste superficiali le quali, oltre che interagire negativamente con la crescita delle piante (ostacolo dell'emergenza del seme), riducono drasticamente l'infiltrazione dell'acqua con aumento del ruscellamento superficiale e quindi dei processi erosivi.

Suoli con alto contenuto di sostanza organica, invece, si hanno nella parte alta del bacino, laddove è presente una folta copertura arborea e quindi risulta abbondante l'accumulo di materiale organico nel suolo, con conseguente limitazione e/o assenza di fenomeni erosivi (vedi elaborati 4 e 5 relativi all'uso attuale del suolo ed ai processi erosivi).

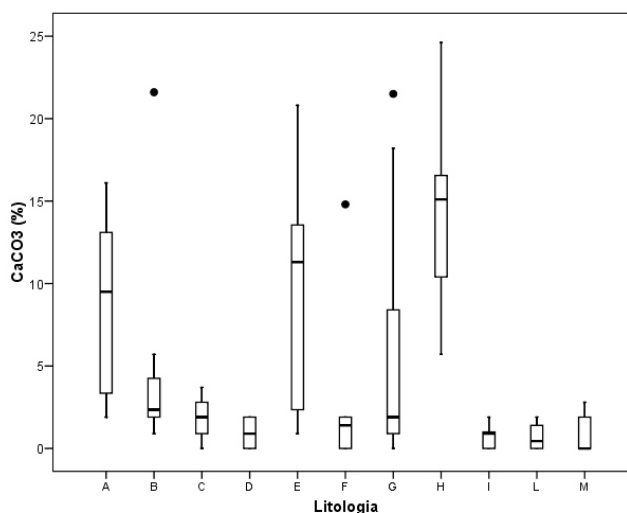


**Figura 5.6 – Distribuzione spaziale dei valori di sostanza organica nel bacino del T. Turbolo**

Il carbonato di calcio presente nei *topsoil* è anch'esso abbastanza variabile all'interno dell'area di studio: si passa da orizzonti di superficie privi di carbonati a *topsoil* con contenuti molto elevati (tabella 5.2). Il valore medio è pari a 5,74 %. Il CV (112.50 %) è il più alto registrato tra i parametri del suolo determinati che ne spiega l'eterogeneità della distribuzione all'interno del bacino. *Skewness* e *kurtosis* indicano, anche in questo caso, un allontanamento dalla distribuzione

normale. Questo è attribuibile principalmente ai diversi tipi di substrato d'origine dei suoli. Infatti, bassi contenuti di carbonati si registrano nei suoli evoluti su rocce cristalline (gneiss) o su rocce sedimentarie silicoclastiche (non carbonatiche); al contrario alti contenuti di carbonati si osservano nei suoli presenti su calcareniti e su argille (figura 5.7).

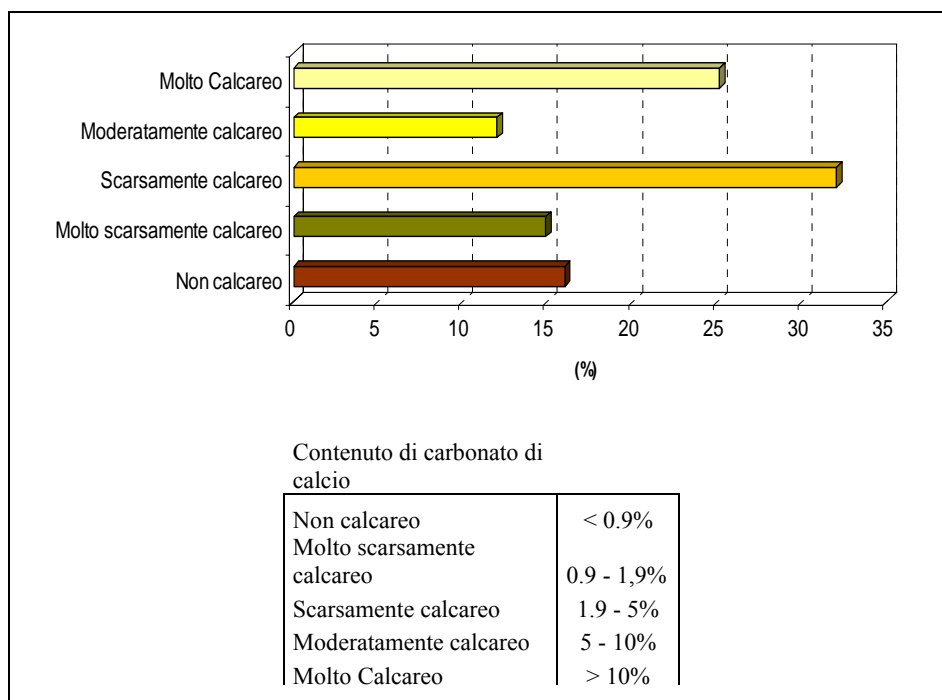
L'elevato contenuto di carbonato di calcio nei *topsoil* è abbastanza comune nei suoli originati da *parent material* ricchi di minerali di Ca o nel caso in cui il carbonato viene lisciviato dagli orizzonti superficiali verso gli orizzonti più profondi (Torrent, 1995), andando a costituire un orizzonte calcico. Pertanto la rimozione dell'orizzonte superficiale per erosione causa l'esposizione in superficie degli orizzonti più profondi, ricchi di  $\text{CaCO}_3$ , questa situazione indica che siamo di fronte ad un suolo troncato dai processi erosivi. In queste zone, inoltre, la presenza di carbonato negli orizzonti di suolo superficiali, è legata, anche, alle pratiche di aratura, spesso profonde (maggiori di 40 cm), che portano in superficie tale orizzonte calcico.



**Figura 5.7 - Box-Plot** relativo al contenuto di carbonato di calcio nei *topsoil* in relazione alla litologia. La linea orizzontale dentro la scatola rappresenta la mediana; I cerchi neri gli *outliers*. A=dep. alluvionali, B=dep. colluviali, C=dep. di conoidi alluvionali, D=dep. di falda detritica, E=dep. di frana, F= conglomerati, G=sabbie, H=argille, I=alternanza di matalcari e metapeliti, L=filladi e metabasiti, M=gneiss.

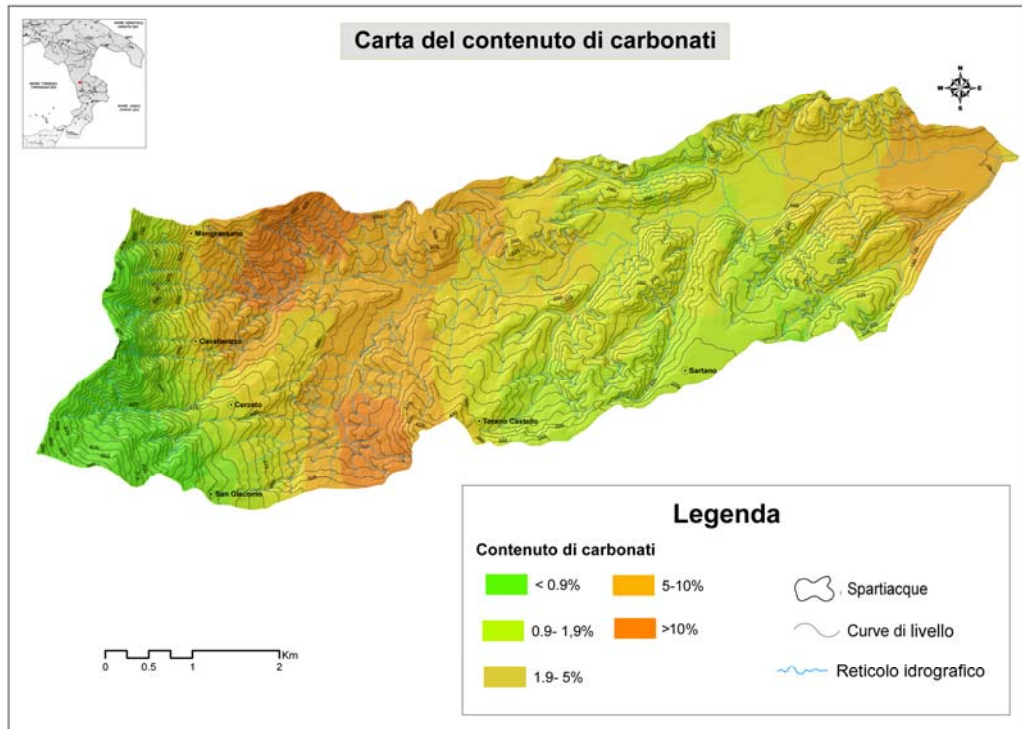
I risultati ottenuti, inoltre, mostrano che più del 20% dei suoli analizzati presentano un contenuto di carbonato di calcio superiore al 10%, e possono per

questo essere classificati come “molto calcarei”. Circa il 16% è risultato contenere meno dell’1% di carbonato e per questo identificati come suoli “non calcarei” (figura 5.8).



**Figura 5.8 – Distribuzione in percentuale dei contenuti di carbonato di calcio registrati nei *topsoil***

In figura 5.9 è riportata la carta della distribuzione spaziale del contenuto di carbonato di calcio nel bacino del T. Turbolo. I metodi di spazializzazione sono gli stessi utilizzati per interpolare i dati riguardanti la sostanza organica. L’analisi spaziale evidenzia, ancora una volta, la forte concentrazione di carbonato nelle zone di affioramento delle argille. Valori elevati di carbonato di calcio si osservano anche nella parte terminale del bacino, in particolare nella piana alluvionale, dove spesso i sedimenti sottostanti il suolo, sono ricchi di ciottoli carbonatici che vengono portati in superficie dalle lavorazioni, visto che quest’area ha una destinazione d’uso prettamente agricola.



**Figura 5.9 - Distribuzione spaziale del contenuto di carbonato di calcio all'interno del T. Turbolo**

In campo è stata valutata anche la struttura di aggregazione dei *topsoil*, definibile come l'organizzazione spaziale delle particelle minerali e organiche del suolo in aggregati, che sono dotati di specifiche forme e dimensioni. La struttura del suolo influenza: la permeabilità e la conducibilità idraulica, i regimi di temperatura e umidità del terreno, la crescita delle radici, l'attività biologica, la lisciviazione delle basi e dell'argilla e non ultimo la resistenza dei suoli all'erosione.

La determinazione della struttura dei *topsoil* è avvenuta mediante la descrizione sia della forma che della dimensione. L'analisi ha portato a definire che la gran maggioranza dei campioni presenta una struttura con forma poliedrica sub-angolare da fine a grossolana (figura 5.10).

Sui suoli sviluppati su depositi argillosi, si è osservata una struttura con forma prismatica da media a grossolana. Inoltre si è osservato che i suoli che hanno un buon quantitativo di sostanza organica (>3 %) e contenuti di argilla elevati, presentano una struttura fortemente sviluppata e molto resistente, contrariamente ai suoli sabbiosi che presentano una struttura poco sviluppata e spesso friabile.

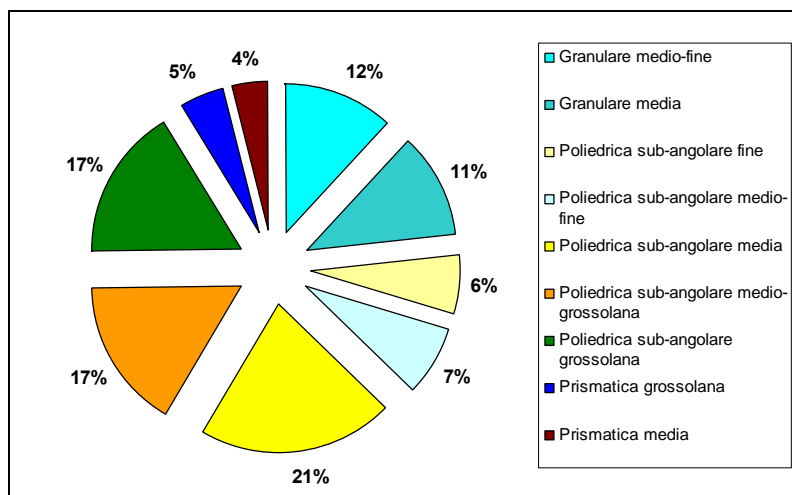


Figura 5.10 – Distribuzione in percentuale delle diverse tipologie di strutture individuate nei *topsoil*.

Sui suoli con una destinazione d'uso a seminativi, l'impiego delle lavorazioni meccaniche causa la rottura degli aggregati, producendo una struttura sciolta con un'elevata macroporosità (Yassoglou et al., 2001). Pertanto la struttura risulta molto instabile e i cicli di inumidimento ed essiccazione possono portare il suolo ad assumere una struttura di tipo compatta, spesso associata a croste superficiali e di conseguenza, favorire il ruscellamento idrico superficiale che comporta una maggiore intensità dei processi di erosione.

### 5.3.2. Calcolo del coefficiente di erodibilità ( $K$ )

L'erodibilità, intesa come la propensione di un suolo all'erosione, dipende dalle caratteristiche intrinseche del suolo, che influenzano il distacco delle particelle e il loro trasporto, quali la tessitura, il contenuto di sostanza organica, la stabilità e la dimensione degli aggregati, la struttura, l'infiltrazione, la densità apparente, la resistenza al taglio della superficie del suolo, la permeabilità ecc.

Nella seguente ricerca è stato calcolato il coefficiente di erodibilità ( $K$ ) per i campioni di *topsoil* utilizzando la formula (5.1) di Wischmeier et al., (1971), descritta nel paragrafo 5.2, che comporta la conoscenza di una serie di parametri alcuni dei quali sono determinati quantitativamente mediante analisi di laboratorio, granulometria, contenuto di sostanza organica, descritti in

precedenza, mentre per le altre, struttura e permeabilità, si fa ricorso a giudizi qualitativi (vedi paragrafo 5.2 - figura 5.2 e tabella 5.1).

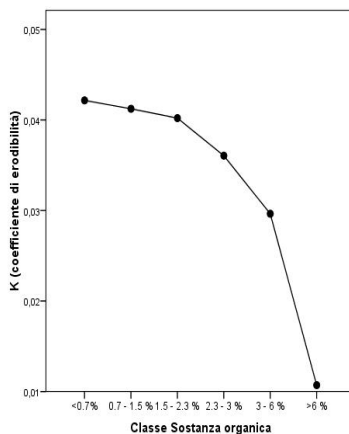
Il coefficiente K è definito come la perdita specifica di suolo, misurata in  $t \cdot ha \cdot h \cdot ha^{-1} \cdot MJ^{-1} \cdot mm^{-1}$ .

La statistica descrittiva dei valori di K, calcolati utilizzando la formula (5.1), evidenzia che il campo di variazione dei valori oscilla da un minimo di 0.001 ad un massimo 0.08 ( $t \cdot ha \cdot h \cdot ha^{-1} \cdot MJ^{-1} \cdot mm^{-1}$ ).

Il valore medio è pari a 0.036 ( $t \cdot ha \cdot h \cdot ha^{-1} \cdot MJ^{-1} \cdot mm^{-1}$ ) ed il coefficiente di variazione (CV) è medio (41.83%), indicando una discreta variabilità del parametro all'interno del bacino.

I valori ottenuti sono in buon accordo con i valori di riferimento riportati in letteratura (Steward et al., 1975) per suoli con caratteristiche simili.

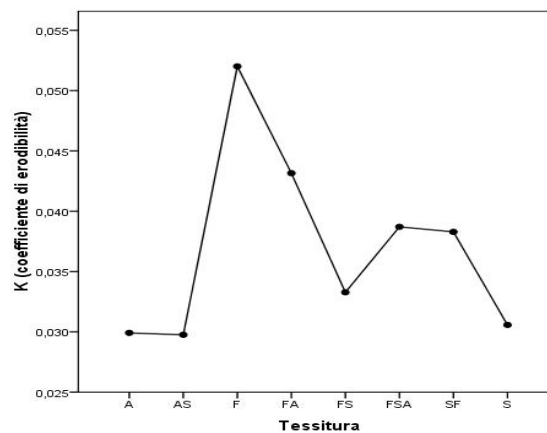
È stato riscontrato che esiste una buona corrispondenza tra le aree caratterizzate dai più bassi valori di K e quelle con il maggior contenuto di sostanza organica (figura 5.11).



**Figura 5.11 - Andamento dei valori medi del coefficiente K in relazione alle diverse classi di sostanza organica.**

La frazione granulometrica che maggiormente influenza il valore di K e la sua distribuzione sembra essere il limo. Infatti i suoli risultati con un valore alto di K, sono quelli con un'elevata frazione limosa dove, tendenzialmente il distacco di queste particelle è relativamente agevole, dato che i legami tra le particelle elementari sono meno intensi di quelli di un suolo argilloso e, i sedimenti

vengono più facilmente trasportati rispetto a quelli prodotti da un suolo sabbioso (Bagarello e Ferro, 2006). Nella figura 5.12 vengono rappresentati i valori medi per il coefficiente K in funzione della classe tessiturale. Si osserva chiaramente come i valori più elevati si registrano per la classe franca (con elevata percentuale di limo), valori medio alti per la classe franco-argillosa, valori intorno alla media generale per le classi franco-sabbioso-argillosa e sabbioso-franca, valori medio-bassi per le classi tessiturali franco-sabbiosa e sabbiosa e, infine, valori bassi per le classi tessiturali argillosa e argilloso-sabbiosa.



**Figura 5.12 - Andamento dei valori medi del coefficiente K in relazione alle tessiture. S=sabbiosa; SF=sabbioso-franca; FS=franco-sabbiosa; FSA= franco-sabbioso-argillosa; F=franca; FA=franco-argillosa; AS= Argilloso-sabbiosa; A=argillosa.**

L'influenza delle caratteristiche geologiche e dell'uso del suolo sul fattore di erodibilità del suolo, è stata messa in risalto plottando su un grafico i valori medi di K in relazione alle diverse litologie ed al diverso uso del suolo (figure 5.13 e 5.14).

In figura 5.13 si può osservare che bassi valori di K si hanno per *topsoil* che si sviluppano su litologie di tipo metamorfico, su depositi di conoide alluvionale, e su depositi di falda detritica. I valori di K più elevati si registrano su suoli che insistono sulle argille, depositi alluvionali e depositi colluviali, mentre sulle restanti litologie i valori di K si attestano intorno alla media generale.



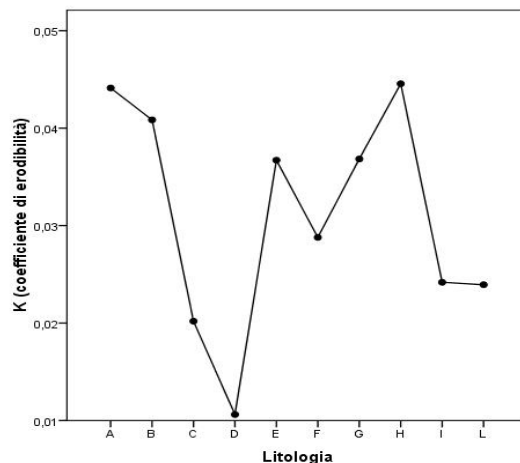


Figura 5.13 – Andamento dei valori medi del coefficiente K in relazione alle diverse litologie. A=dep. alluvionali, B=dep. colluviali, C=dep. di conoidi alluvionali, D=dep. di falda detritica, E=dep. di frana, F=conglomerati, G=sabbie, H=argille, I=alternanza di metabasiti e metacalcari, L=filladi+gneiss.

Nel caso dell'uso del suolo, i valori di K sono significativamente bassi nelle aree boschive (figura 5.14), valori intorno alla media generale si registrano per le aree occupate da uliveti e da copertura erbacea arbustiva. I valori più elevati, si registrano nelle aree a seminativo, nelle aree in abbandono, spesso prive di copertura e con evidenti segni di erosione idrica e di massa, e nelle aree destinate a prato e pascolo che per la quasi totalità insistono su litologie argillose.

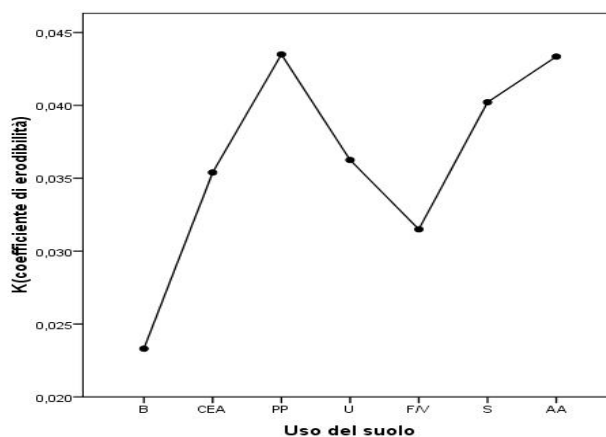
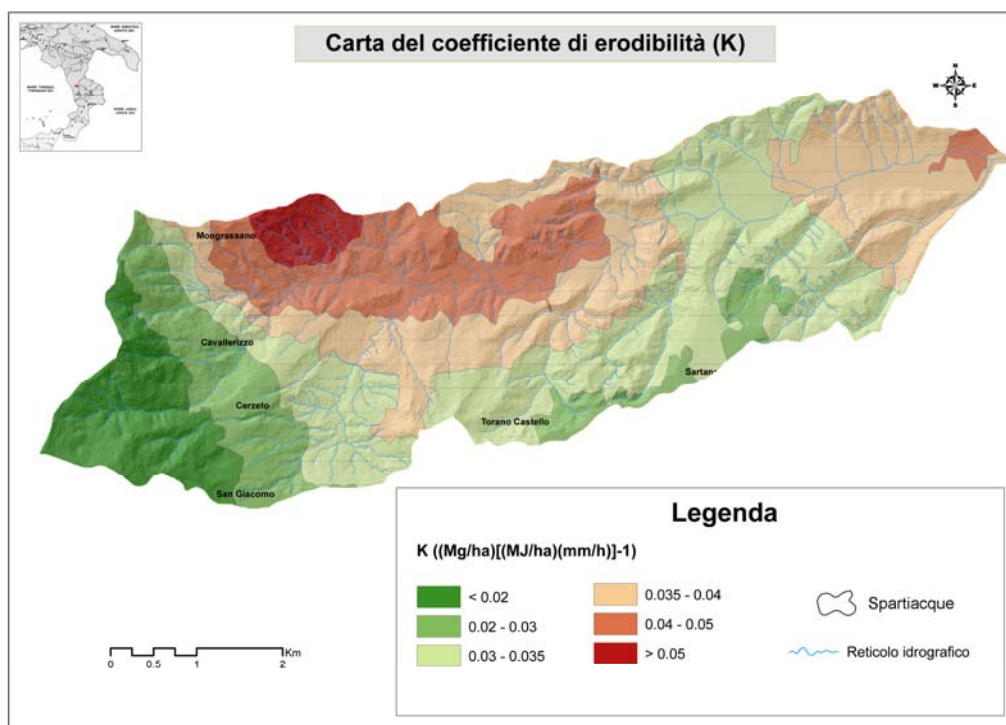


Figura 5.14 - Andamento dei valori medi del coefficiente K in relazione al diverso uso del suolo. B=bosco; CEA=copertura erbacea arbustiva; PP=prato e pascolo; U=uliveto; F/V=frutteto e/o vigneto; S= seminativo; AA= area in abbandono.

I valori di K relativi ad ogni *topsoil* sono stati introdotti nel sistema GIS ed spazializzati a tutta l'area di studio, mediante la tecnica di interpolazione *kriging*

che ha permesso di ottenere la distribuzione del coefficiente K nel bacino del T. Turbolo (figura 5.15).

Dai valori di K ottenuti per ogni singolo *topsoil* e dalla successiva distribuzione su tutto il territorio indagato, è risultato che la sua variabilità è legata essenzialmente alle caratteristiche granulometriche e, secondariamente, al contenuto di sostanza organica che a sua volta è fortemente condizionato dal tipo di uso del suolo. Possiamo affermare, quindi, che i suoli del bacino del T. Turbolo, in accordo con i risultati ottenuti da Rodolfi et al. (2006) e da Garfi et al., (2006) su aree con caratteristiche geo-ambientali tendenzialmente simili, sono caratterizzati tenendo conto della classificazione di Wischmeier et al., (1971) da erodibilità medio-alta.



**Figura 5.15 - Distribuzione spaziale del coefficiente di erodibilità (K) nel bacino del T. Turbolo.**

# ***CAPITOLO SESTO***

## ***6. Valutazione della Suscettibilità all'erosione***

### **6.1. Introduzione**

La suscettibilità è espressa come la “propensione di un territorio ad una calamità naturale, senza considerare la probabilità temporale del fenomeno” (Dai et al., 2002). Nel determinare la suscettibilità di un'area a un dato fenomeno naturale, si indica l'attitudine al verificarsi del fenomeno (es. frana) in relazione alle caratteristiche fisiche del territorio.

Nel caso specifico, l'obiettivo è stato quello di valutare, nel bacino del T. Turbolo, la suscettibilità all'erosione dovuta sia al ruscellamento idrico superficiale (*runoff*) che ai movimenti in massa.

Numerosi sono i metodi per calcolare la suscettibilità dei suddetti fenomeni, in generale si possono suddividere in metodi: empirici, deterministici e statistici.

Nel presente studio, per stimare la suscettibilità concernente i suddetti processi erosivi, sono state utilizzate due metodologie. La prima consiste nell'applicazione del modello RUSLE (*Revised Universal Soil Loss Equation*) (Renard et al., 1997) che ha permesso di valutare, in maniera empirica, la perdita di suolo prodotta dai processi di erosione di tipo laminare e a rivoli (*sheet* e *rill*); esso, è stato sviluppato utilizzando un Sistema Informativo Geografico (GIS) che ha permesso sia la stima dei fattori che compongono il modello, che la perdita di suolo media annua.

Per la valutazione della suscettibilità relativa ai processi di erosione idrica lineare (*gullies*) e ai movimenti in massa sia superficiali che profondi è stato utilizzato un metodo di statistica bivariata, mediante in un sistema GIS, ampiamente utilizzato in letteratura per la valutazione della pericolosità da frana

(Van Westen; 1993; Soeters R, Van Westen CJ, 1996 Clerici et al., 2002; Carrasco et al., 2003; Remondo et al., 2003).

L'adozione di un approccio di tipo statistico ha contribuito a definire una maggiore oggettività nella valutazione critica del contributo dei numerosi fattori che regolano i processi di erosione di un versante. In particolare, quest'analisi consiste nell'assegnare un "peso" a ciascun fattore segnalato come "causa" dell'erosione, consentendo di far interagire tra loro, tramite formule statistiche, i fattori con i propri "pesi" in modo da evidenziare l'erosione potenziale di un versante su base probabilistica.

Infine, la tecnica adottata ha portato all'analisi della suscettibilità, opportunamente validata, dei fenomeni erosivi considerati ed alla redazione di elaborati cartografici.

## 6.2. Applicazione del modello RUSLE

L'applicazione del modello RUSLE (*Revised Universal Soil Loss Equation*) permette di valutare in maniera empirica l'entità della perdita di suolo provocata dai processi di erosione laminare (*sheet*) e a rivoli (*rill*).

Questo modello rappresenta una rivisitazione dell'originale modello USLE (Wischmeier & Smith, 1965, 1978) che permette di stimare il valore medio della perdita di suolo in specifiche condizioni climatiche, pedologiche, topografiche e di uso del suolo. Di conseguenza il processo di erosione deve essere indagato adottando una strategia distribuita, ossia suddividendo il bacino in unità morfologiche (celle) di lunghezza e pendenza definite, per le quali possono essere valutati i differenti fattori del modello parametrico scelto (Ferro e Minacapilli, 1995).

Il modello RUSLE (Renard et al., 1997), per il calcolo della perdita di suolo media annua (A) espressa in t/ha/anno, è dato dal prodotto di cinque fattori:

$$A=R \cdot K \cdot LS \cdot C \cdot P \quad (6.1)$$

- R costituisce un fattore idrologico, noto come «indice di aggressività della pioggia», che tiene conto della capacità erosiva media annua delle precipitazioni ([MJ/ha·mm/h]/anno);
- K è il fattore di erodibilità di uno specifico suolo, relativo all'attitudine intrinseca del suolo ad essere eroso (t/ha·R).
- Le grandezze L, S, C e P sono dei fattori adimensionali, relativi rispettivamente alla lunghezza del versante, alla pendenza della superficie drenata, all'uso del suolo e alle pratiche di difesa dall'erosione.

Al fine di stimare la perdita di suolo media annua tramite l'equazione (6.1), è stato necessario il calcolo di tutti i fattori previsti dal metodo per l'intera area di studio. Il metodo è stato applicato suddividendo il bacino in una maglia quadrata (*grid*), con celle di lato 10 m, e calcolando per ogni cella i parametri necessari per la stima di A. Mediante l'utilizzo della funzione *map calculator* del *software*

Arcview 3.2 è stato effettuato il prodotto dei *grid* relativi a ciascun fattore dell'equazione (6.1) che ha permesso di ottenere il valore di A per ogni cella.

### Fattore R

Il fattore R è uno dei parametri fondamentali che influiscono sul processo di erosione perché, esso determina sia lo stato di saturazione momentanea del suolo che l'energia cinetica delle gocce che impattano sul terreno. Infatti, quando la quantità di pioggia supera la capacità di assorbimento del suolo, si verifica un ruscellamento e l'energia sviluppata nel corso dell'evento pluviometrico degrada la superficie del suolo. Pertanto ai fini di un'adeguata valutazione dell'erosione nasce, quindi, la necessità di analizzare il comportamento degli eventi pluviometrici relativi alla zona di interesse sia in termini di quantità di pioggia sviluppata che in termini di durata temporale del fenomeno. Nel nostro caso i dati pluviometrici reperiti non presentano l'intervallo di acquisizione necessario per poter calcolare il parametro "EI" proposto da Wischmeier et al. (1958), e quindi si è deciso di utilizzare la formula di Arnoldus (1980). L'indice di erosività proposto da Arnoldus (R) è stato ritenuto il più adatto considerate le applicazioni in ambienti pedoclimatici molto simili alla nostra area di studio (D'Asaro, Santoro, 1983; Ferro, Girodano e Iovino, 1991). La stima si basa sul rapporto tra la somma dei quadrati delle piogge mensili e la precipitazione totale annua:

$$R = 4.17 \cdot \Sigma(p_i^2 / P) - 152$$

dove p= pioggia mensile; P= pioggia annuale.

I dati pluviometrici utilizzati sono relativi alle stazioni di Fagnano Castello, Fitterizzi, Mongrassano, San Marco Argentano, San Martino di Finita, Tarsia e Torano Scalo, di queste stazioni (come descritto nel Capitolo 2 – paragrafo 2.6) solo le prime due ricadono all'interno del bacino, le altre sono ubicate nelle aree limitrofe. I valori di R ottenuti per ogni singola stazione, (tabella 6.1), sono stati spazializzati mediante interpolazione *spline*. Quest'operazione ha permesso di ottenere il *grid* che esprime la variabilità spaziale del fattore R all'interno del bacino (figura 6.1).

Tabella 6.1- Valori degli indice di erosività di Arnoldus (R) per le stazioni dell'area di studio.

Stazione	R ([MJ/ha × mm/h]/anno)
Fagnano Castello	732
Fitterizzi	354
Mongrassano	480
San Marco Argentano	394
San Martino di Finita	627
Tarsia	213
Torano Scalo	206

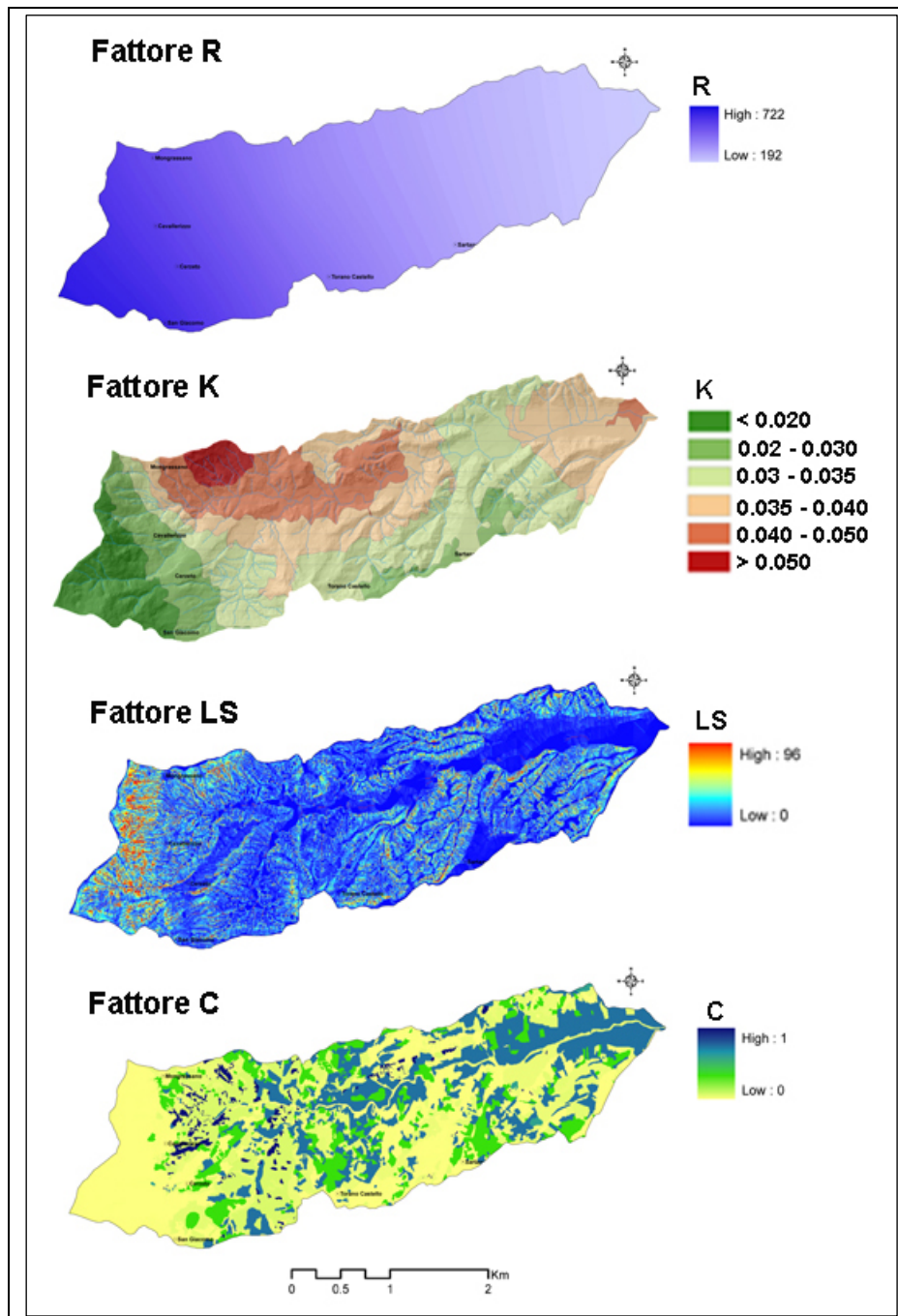


Figura 6.1 –Grid dei fattori utilizzati per la stima della perdita di suolo media annua (A).



### Fattore K

Il fattore K, è stato ampiamente discusso nel Capitolo 5 (paragrafi 5.1 e 5.2), esprime l'erosività dei suoli in funzione della percentuale di sostanza organica e delle sue caratteristiche tessiturali, strutturali e di permeabilità. Esso indica la perdita di terreno della parcella standard (lunghezza 22.1 m e pendenza del 9 %) per unità di indice di aggressività della pioggia (t/ha·R). Il fattore di erosività del suolo è stato stimato utilizzando la formula di Wischmeier e Smith (1971) (figura 6.1).

### Fattore LS

Il fattore LS è un termine adimensionale relativo alle caratteristiche topografiche dell'area esaminata che tiene conto della lunghezza (L) e della pendenza del versante (S), ed è uno fra i parametri che più influenzano l'entità della perdita di suolo (Mendicino e Sole, 1998). La lunghezza del versante è la distanza orizzontale media dal punto di origine del deflusso al punto in cui la pendenza diminuisce in modo tale da consentire l'inizio dell'attività deposizionale o il punto in cui le acque vengono canalizzate (Foster e Wischmeier, 1974; Wischmeier e Smith, 1978; Renard et al., 1997). Elevati valori del fattore L comportano delle perdite di suolo più consistenti a causa di un aumento del volume del deflusso idrico lungo un versante di maggiore lunghezza. Pertanto il fattore LS si può considerare un indice della capacità di trasporto di sedimento da parte delle acque di scorrimento superficiale. Per il bacino del T. Turbolo, il *grid* relativo al fattore LS (figura 6.1) è stato realizzato, sulla base del modello digitale del terreno (DEM), applicando la relazione sviluppata da Moore & Wilson (1992):

$$LS=(As/22.13)\cdot 1.4\cdot(\sin\sigma/0.0896)^{1.3}$$

dove  $As$  (area specifica contribuyente) è pari all'area della porzione di versante drenata e  $\sigma$  rappresenta la pendenza. Questi due parametri sono stati calcolati utilizzando l'algoritmo di direzione di deflusso di tipo "D8" in Arcview 3.2 (O'Callaghan & Mark, 1984).

### Fattore C

Il fattore C valuta l'effetto antierosivo della copertura vegetale, che varia con la rotazione colturale, le pratiche agronomiche adottate, il livello di produttività del suolo, la durata delle diverse fasi vegetative e la distribuzione temporale delle precipitazioni. Il fattore C, noto come «fattore colturale», indica la perdita di suolo della parcella indagata rispetto ad una parcella standard, coltivata e tenuta permanentemente a maggese (Wischmeier e Smith, 1978). Rispetto agli altri fattori, C si presenta di più complessa ed incerta valutazione a causa della notevole variabilità spaziale dei parametri che lo definiscono. Infatti in uno stesso ambiente si riscontra una diversità nelle successioni colturali, nelle lavorazioni, nel quantitativo e nella gestione dei residui delle coltivazioni. Inoltre bisogna considerare che la copertura vegetale presenta una variabilità legata anche a differenti fasi vegetative e alla fertilità del suolo e il suo potere conservativo nei confronti di questo è funzione non solo del tipo di copertura ma anche del periodo in cui si verificano le precipitazioni più intense. Queste infatti innescheranno dei fenomeni erosivi più marcati se la copertura vegetale non offre una sufficiente protezione del suolo. Da quanto finora detto emerge che il valore di C per una stessa coltivazione può variare sia spazialmente che temporalmente.

A causa delle difficoltà oggettive nel definire quantitativamente la moltitudine dei parametri che controllano la variabilità del fattore per l'area di studio si è fatto riferimento ai dati riportati in letteratura (Wischmeier e Smith, 1978; Bossard et al., 2000; Janguo Ma, 2001).

Per il bacino del T. Turbolo lo strato informativo del fattore C (figura 6.1) è stato calcolato sulla base della carta dell'uso del suolo realizzata appositamente per il seguente studio (elaborato 4). I valori di C utilizzati per le diverse classi di uso del suolo sono riportati nella tabella 6.2.

**Tabella 6.2 – Valori del fattore C delle classi di uso del suolo utilizzati nel bacino del T. Turbolo**

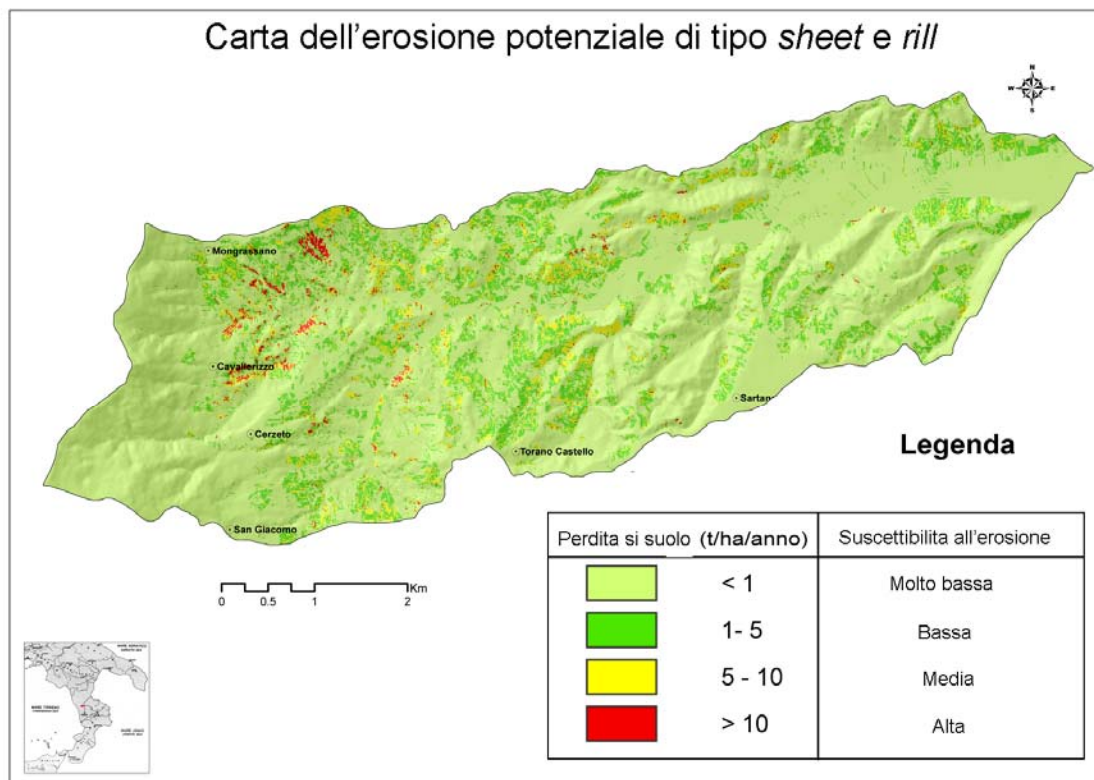
<b>Uso del suolo</b>	<b>Fattore C</b>
Bosco	0.003
Bosco ceduo	0.007
Bosco rado	0.008
Copertura erbacea arbustiva	0.020
Prato e pascolo	0.040
Uliveto con copertura erbacea	0.030
Uliveto con suolo esposto	0.200
Seminativo	0.450
Frutteto e/o vigneto	0.400
Area in abbandono	1.000
Alveo fluviale e aree esondabili	0.000
Roccia nuda	0.360
Insediamiento urbano	0.000

### Fattore P

Il fattore P rappresenta l'influenza delle pratiche antierosive sulla perdita di suolo, e assume un valore adimensionale compreso tra 0 e 1. Per l'area indagata, non essendo stati rilevati interventi antropici finalizzati alla riduzione degli effetti dell'erosione del suolo, il fattore P si può considerare pari a 1.

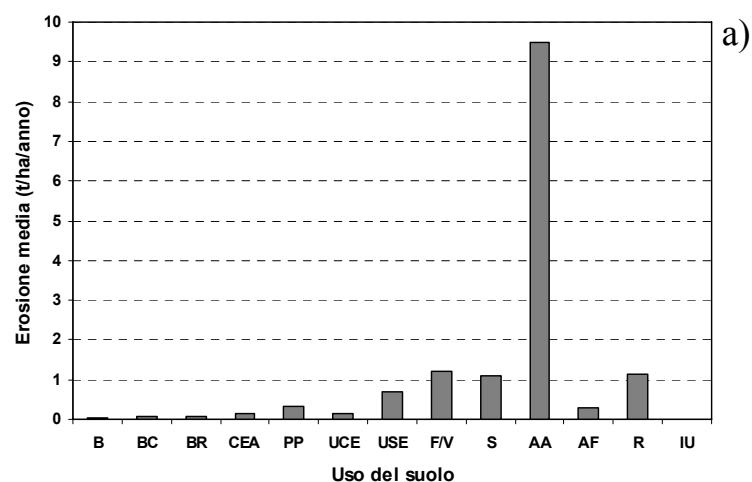
Dal prodotto dei *grid* relativi ai fattori della RUSLE, mediante la funzione *Map Calculator* di Arcview 3.2, è stata stimata la perdita di suolo media annua suddivisa in quattro classi (figura 6.3).

La stima delle perdite di suolo sull'intero bacino, è risultata di circa 187170 t/anno, con un valore medio di circa 0.64 t/ha/anno (tabella 6.3). Analizzando separatamente l'influenza dei diversi fattori – tipo di uso del suolo, pendenza – che principalmente concorrono nella determinazione della perdita di suolo, è stato possibile apprezzare con maggiore dettaglio in che misura ognuno di essi contribuisce nella produzione complessiva di sedimenti.



**Figura 6.2 – Carta dell'erosione potenziale di tipo *sheet* e *rill* stimata tramite il modello **RUSLE** nel bacino del T. Turbolo.**

Considerando i dati di perdita di suolo in funzione del tipo di uso del suolo, le aree in abbandono (con copertura vegetale rada e/o assente), le aree a seminativo e le aree a frutteti e/o vigneti sono le tipologie che concorrono maggiormente nella produzione di sedimenti, con valori medi rispettivamente di 9.50, 1.09 e 1.21 t/ha/anno (figura 6.3a) (tabella. 6.3). Rispetto all'intera area di indagine, il contributo dei seminativi e delle aree in abbandono sono assolutamente preponderanti, rappresentando il 37.6 e il 33.3 % rispettivamente, delle perdite di suolo totali.



B=bosco; BC= bosco ceduo; BR= Bosco rado; CEA=copertura erbacea arbustiva; PP=prato e pascolo; UCE=uliveto copertura erbacea; USE= uliveto suolo con suolo esposto; F/V=frutteto e/o vigneto; S=seminativo; AA=area in abbandono; AF= alveo fluviale ed aree esondabili; IU=insediamento urbano.

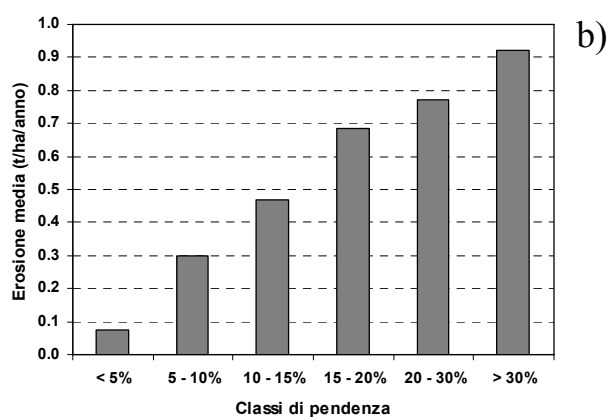


Figura 6.3 –Entità dell’erosione media in funzione dell’uso del suolo (a) e della pendenza dei versanti (a).

Dopo la copertura vegetale, la pendenza è, come già accennato, il fattore più importante nell’innesco dei processi erosivi. Infatti, si osserva che l’entità dell’erosione media cresce con l’incremento della pendenza (figura 6.3b) (tabella 6.4). Su versanti con pendenza maggiore di 30° si osservano valori medi di erosione fino a 0.92 t/ha/anno, invece, in aree con pendenze inferiori a 5° le perdite di suolo scendono al di sotto di 0.1 t/ha/anno (figura. 6.4b) (tabella 6.4).

Considerando l'intero bacino i versanti che ricadono nelle classi di pendenza comprese tra i 20 e i 30° e > 30° contribuiscono, rispettivamente per il 37.6 e il 29.6 %, dell'erosione del suolo totale (tabella 6.4).

**Tabella 6.3 – Entità dell'erosione in funzione del tipo di uso del suolo.**

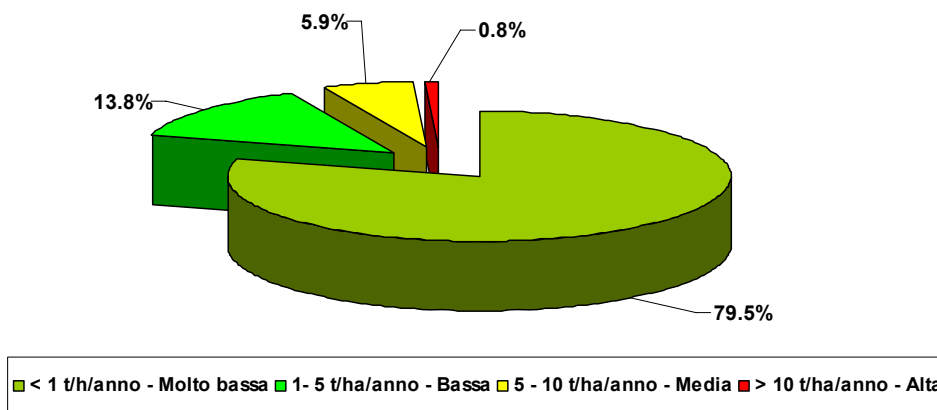
Uso del suolo	Superficie		Totale		min	max	media	STD
	Km <sup>2</sup>	%	t/ha/anno	%	t/ha/anno	t/ha/anno	t/ha/anno	t/ha/anno
Bosco	4.72	16.2	1517.6	0.8	0.001	22.77	0.03	0.294
Bosco ceduo	1.30	4.4	765.7	0.4	0.001	23.63	0.06	0.041
Bosco rado	1.95	6.7	1667.1	0.9	0.001	59.08	0.09	0.436
Copertura erbacea arbustiva	3.66	12.5	5916.6	3.2	0.001	119.33	0.16	1.249
Prato e pascolo	2.90	9.9	9705.7	5.2	0.001	113.69	0.34	2.642
uliveto con copertura erbacea	2.61	8.9	4008.5	2.1	0.001	35.32	0.15	0.238
Uliveto con suolo esposto	3.65	12.5	25041.1	13.4	0.001	42.72	0.69	1.027
Frutteto e/o vigneto	0.37	1.3	4425.8	2.4	0.001	18.40	1.21	0.752
Seminativo	6.48	22.2	70374.6	37.6	0.001	326.83	1.09	1.643
Area in abbandono	0.66	2.2	62402.0	33.3	0.001	489.41	9.50	20.584
Alveo fluviale e aree esondabili	0.16	0.5	478.4	0.3	0.001	164.82	0.30	1.463
Roccia nuda	0.08	0.3	867.1	0.5	0.001	12.99	1.13	4.718
Insediamiento urbano	0.68	2.3	0.0	0.0	0.000	0.00	0.00	0.000
Totale	29.90	100.0	187170	100.0	-	-	0.64	-

**Tabella 6.4 – Entità dell'erosione in funzione della pendenza.**

Pendenze	Superficie		Totale		min	max	media	STD
	Km <sup>2</sup>	%	t/ha/anno	%	t/ha/anno	t/ha/anno	t/ha/anno	t/ha/anno
< 5%	4.55	15.2	2113.5	1.1	0.001	25.2	0.07	0.37
5 - 10%	4.29	14.4	7478.4	4.0	0.001	50.7	0.30	1.18
10 - 15%	5.79	19.4	17510.3	9.4	0.001	94.5	0.47	1.35
15 - 20%	7.11	23.8	33508.9	17.9	0.001	326.8	0.69	3.09
20 - 30%	5.65	18.9	70448.6	37.6	0.001	489.4	0.77	4.18
> 30%	2.51	8.4	55481.6	29.6	0.001	284.4	0.92	5.58
Totale	29.90	100.0	187170.0	100.0	-	-	0.64	-

I risultati ottenuti dall'applicazione del modello RUSLE, per mancanza di misure dirette nei differenti contesti geo-ambientali del bacino e per il differente dettaglio dei dati utilizzati, deve essere interpretato in senso qualitativo. Pertanto i valori di perdita di suolo ottenuti sono stati riclassificati in quattro classi che rappresentano la suscettibilità (da molto bassa, per valori inferiori a 1 t/ha/anno, ad alta, per valori superiori a 10 t/ha/anno), del territorio studiato all'erosione di tipo *sheet* e *rill* (figura 6.2 e 6.4).

Le diverse classi di suscettibilità sono state stabilite facendo riferimento a precedenti lavori (Wischemeier e Smith, 1978; McCormack e Young, 1981; Pahari et al., 1996; Mati et al., 2000; Mancino, 2002). Quasi l'80% del bacino rientra nella classe di suscettibilità molto bassa (perdita di suolo < 1t/ha/anno), mentre solo lo 0.8% presenta una suscettibilità alta (perdita di suolo > 10 t/ha/anno) (figura 6.4).



**Figura 6.4 –Distribuzione della suscettibilità all’erosione di tipo *sheet* e *rill* nel bacino del T. Turbolo, stimata con il metodo della RUSLE.**

I dati ottenuti hanno messo in evidenza che il tipo di uso del suolo svolge un ruolo decisivo, come viene rilevato dalle differenze sensibili di produzione di sedimento riscontrate nelle aree destinate a seminativo e nelle aree in abbandono prive di copertura vegetale, in confronto a quelle aree ricoperte da vegetazione arborea. In queste aree, inoltre, è stato evidenziato che l’erosione è spesso subordinata alla morfologia che caratterizza i versanti.

In ogni caso, considerata l’entità dell’erosione ottenuta nell’intero bacino, relativamente al ruscellamento idrico superficiale, essa non sembra costituire complessivamente un motivo di particolare rischio, in quanto i valori medi di perdita di suolo si mantengono generalmente al di sotto della soglia critica di 10 t/ha/anno.



### 6.3. Valutazione della suscettibilità ai movimenti in massa ed all'erosione idrica lineare

Nel seguente paragrafo sono presentati la metodologia utilizzata ed i risultati che hanno portato a definire la suscettibilità ai movimenti in massa (frane profonde e superficiali) ed all'erosione idrica lineare, ottenuta mediante l'applicazione di un metodo di analisi statistica bivariata (Van Westen, 1993) utilizzando un *software* GIS.

#### 6.3.1. Metodologia

Il modello utilizzato per definire la suscettibilità da frane profonde, da frane superficiali e da erosione idrica incanalata si basa sul teorema di *Bayes* (Morgan B.W., 1968) applicato alla valutazione dell'instabilità geomorfologica dei versanti secondo il quale ciascuna "frequenza" può essere utilizzata per calcolare la probabilità del verificarsi di un evento futuro. Per "frequenza" (o densità) si intende, ad esempio, il rapporto tra le aree realmente in frana per una data classe (es. pendenza compresa tra 10 - 15°), e l'area della classe stessa. Il punto di partenza è quindi la zonazione dell'area di studio in unità aventi caratteristiche comuni (UCU=*unique-condition units*) quali classi di pendenza, aree con uguale litologia, versanti con la medesima esposizione ecc. Per ciascuna UCU la frequenza del tipo di processo erosivo considerato (FE) viene calcolata come:

$$FE = \text{Area} / \text{Area UCU}$$

Pertanto, per il teorema di *Bayes*, FE è uguale alla probabilità di innesco di un dato processo erosivo (esempio frana), che si assegna al parametro in esame (uso del suolo, litologia ecc.) per ogni UCU.

Conseguentemente, le probabilità riguardanti l'area complessiva del territorio analizzato sono:

$$P = \text{Area processo erosivo} / \text{Area totale}$$

Il teorema di *Bayes* consente di assegnare un peso (*W*) a ciascuna UCU che verrà poi utilizzato nella costruzione dei differenti strati informativi (*layers*) nel GIS:

$$W = FE/P$$

Questa analisi consente di assegnare un "peso" a ciascun parametro segnalato come "fattore predisponente" all'erosione dei versanti, permettendo di far interagire, tramite formule statistiche, i parametri stessi con i propri "pesi" in modo da evidenziare la suscettibilità di un versante a un dato fenomeno erosivo su base probabilistica.

Van Westen (1993), ha proposto che il "peso", per ogni classe di fattori predisponenti (esempio: litologia, pendenze, uso del suolo ecc.) sia definito dal logaritmo naturale della densità delle frane nella classe in esame, diviso la densità di tutte le frane nell'intera mappa di studio. Quindi:

$$W = \ln [DensClas/Densmap] = \ln [(NpixSi/NpixNi)/(\sum NpixSi/\sum NpixNi)] \quad (6.2)$$

dove:

*W* = peso di ciascuna classe di parametri;

*Densclas* = densità di frane entro la classe di parametri in esame;

*Densmap* = densità di frane nell'intera area;

*Npix(Si)* = numero di *pixels* in frana entro la classe in esame;

*Npix(Ni)* = numero totale di *pixels* nella mappa.

Tutti i dati necessari si ottengono tramite funzioni del sistema GIS che permette di "sovrapporre" e "incrociare" i *grid* delle carte inventario dei processi erosivi con i *grid* delle carte dei fattori predisponenti (figura 6.5). Ad esempio, incrociando la carta delle frane con la carta delle classi di pendenza, si ottiene una mappa e una tabella in cui per ogni classe di pendenza viene valutato il numero di *pixels* in frana; proprio dalla tabella è possibile calcolare la densità di frane (indice *W*). Il logaritmo naturale impone che siano assegnati valori negativi dove la densità di frane è bassa e valori positivi dove la densità è alta.

Per calcolare la suscettibilità da frane profonde nel bacino del T. Turbolo, sono state preventivamente distinte le scarpate dal deposito di frana ritenendo considerare nell'analisi le sole scarpate in quanto rappresentative delle zone di innesco dei fenomeni gravitativi.

Sommando i diversi "pesi" (W) derivanti dall'incrocio con tutti i fattori selezionati, si ottiene la carta della suscettibilità nella quale ad alti valori corrispondono alte probabilità di instabilità geomorfologica sui versanti. La carta così ottenuta avrà un *range* di valori continui da negativi a positivi.

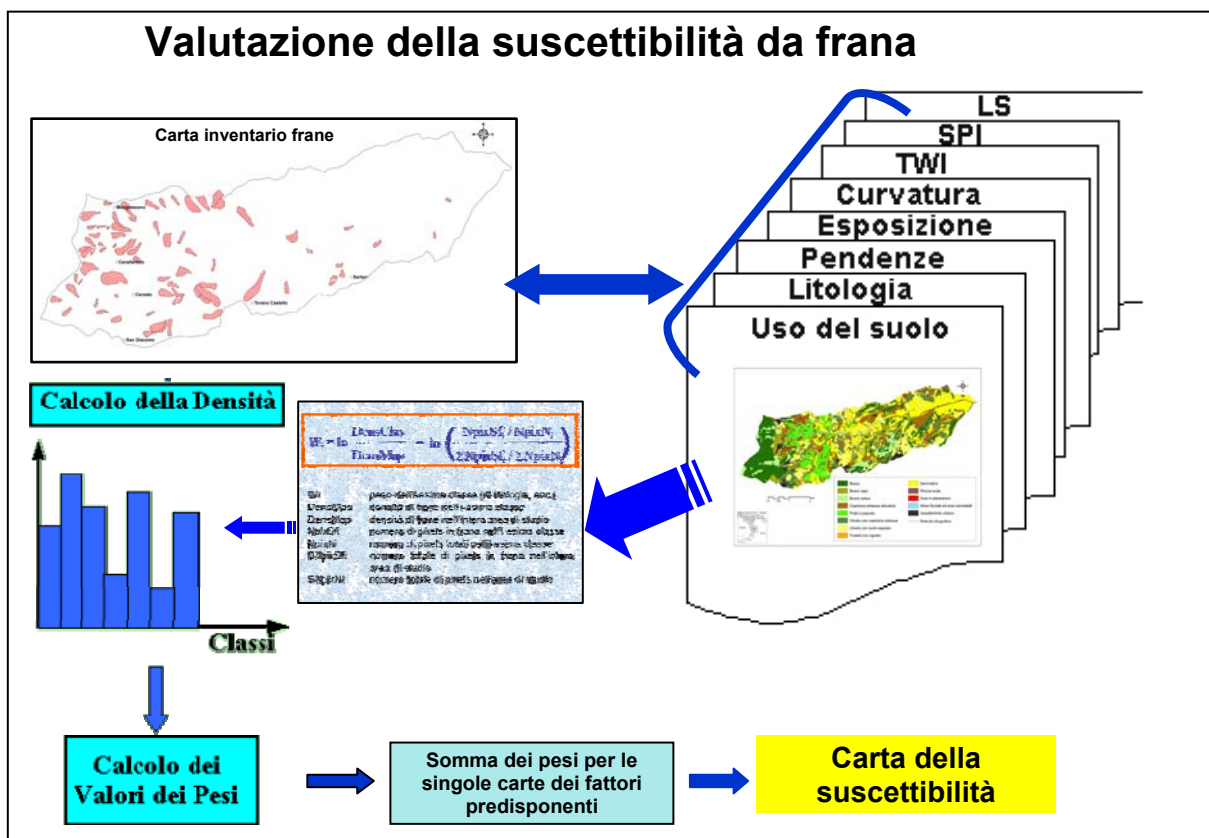


Figura 6.5 – Esempio del diagramma di flusso raffigurante le varie fasi che hanno portato all'elaborazione della suscettibilità da frana nel bacino del T. Turbolo.

Infine, per validare i risultati ottenuti dall'analisi di suscettibilità, il *database* dei tre processi erosivi (frane profonde, frane superficiali e *gullies*) considerati sono stati divisi rispettivamente in due gruppi quantitativamente analoghi adottando una suddivisione *random* (Chung e Fabbri, 2003). Un gruppo (*training set*) è stato utilizzato per costruire il modello di stima della suscettibilità col metodo statistico illustrato, mentre l'altro (*validation set*) è stato impiegato per

valutare la capacità previsionale del modello, verificando la percentuale di processi erosivi che ricadono nelle diverse classi di suscettibilità.

### 6.3.2. Fattori predisponenti

Come descritto in precedenza, l'applicazione dell'analisi statistica per la stima della suscettibilità all'erosione necessita della selezione di un certo numero di fattori predisponenti di varia natura (geologica, geomorfologica, climatica, ecc.), che si presume siano in qualche modo legate alla generazione dei processi erosivi che si stanno considerando.

I fattori predisponenti utilizzati per valutare la suscettibilità di tutti e tre i processi erosivi sono litologia, uso del suolo e una serie di fattori topografici: pendenza, esposizione dei versanti, curvatura planare, *stream power index* (SPI), *topographic wetness index* (TWI) e *length-slope factor* (LS) definito anche come indice della capacità di trasporto (Moore et al., 1991). Tutti questi parametri sono stati ricavati da un modello digitale del terreno (DEM) con cella 10 x 10 m, utilizzando le funzioni di gestione del DEM offerte dalle estensioni *3D analyst*, *Spatial analyst* e *Sinmap* di Arcview 3.2.

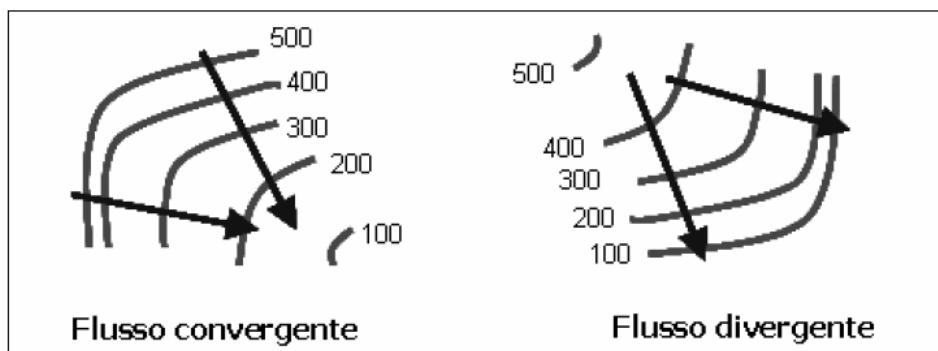
Per maggiori chiarimenti sul significato morfodinamico dei parametri topografici sopra descritti si rimanda al lavoro di Wilson & Gallant (2000).

Inoltre, per l'analisi della suscettibilità all'erosione incanalata oltre ai suddetti fattori è stato utilizzato il coefficiente di erodibilità dei suoli.

Per quanto riguarda la litologia, l'uso del suolo e il coefficiente di erodibilità (K), rispettivamente descritti nel secondo e quarto capitolo, i dati vettoriali sono stati convertiti in formato *raster* anche in questo caso con cella quadrata di lato 10 m.

I fattori predisponenti relativi a pendenza ed a esposizione sono stati descritti nel secondo capitolo; per quanto riguarda la curvatura planare dei versanti, data dalla derivata seconda della curva generata dall'intersezione della superficie topografica con il piano verticale tangente alle curve di livello, essa esprime la curvatura convessa o concava dei versanti con valori rispettivamente positivi e

negativi. Per valori intorno allo zero la curvatura del versante è stata considerata piana. Questo parametro è importante per determinare la divergenza o la convergenza del flusso idrico (figura 6.6 e 6.7a).



**Figura 6.6 - Curvatura piana: divergenza e convergenza del flusso in base alla disposizione delle isoipse.**

Il fattore SPI indica il potere erosivo del flusso idrico in ogni cella del *grid*, è stato definito utilizzando l'espressione proposta da Moore et al., (1991):

$$\text{SPI} = A_s \times \tan \sigma$$

dove  $A_s$  (area specifica contribuyente) è pari all'area della porzione di versante drenata e  $\sigma$  rappresenta la pendenza espressa in gradi. Il parametro SPI, in generale, è risultato fortemente correlato con le linee di impluvio dove raggiunge i valore più elevati (figura 6.7b).

Il parametro TWI, riportato nella figura 6.8c, indica la capacità di infiltrazione delle acque ruscellanti di un'area in base alle differenti condizioni topografiche (Moore et al., 1991); esso è definito dalla seguente espressione:

$$\text{TWI} = \ln (A_s / \tan \sigma)$$

dove  $A_s$  (area specifica contribuyente) è pari all'area della porzione di versante drenata e  $\sigma$  rappresenta la pendenza espressa in gradi.

I due parametri appena descritti sono stati calcolati utilizzando l'algoritmo di direzione di deflusso di tipo "D8" in Arcview 3.2 (O'Callaghan & Mark, 1984).

Per quanto riguarda il parametro LS, esso è stato già descritto in questo stesso capitolo (paragrafo 6.1) perché utilizzato per l'applicazione della RUSLE.

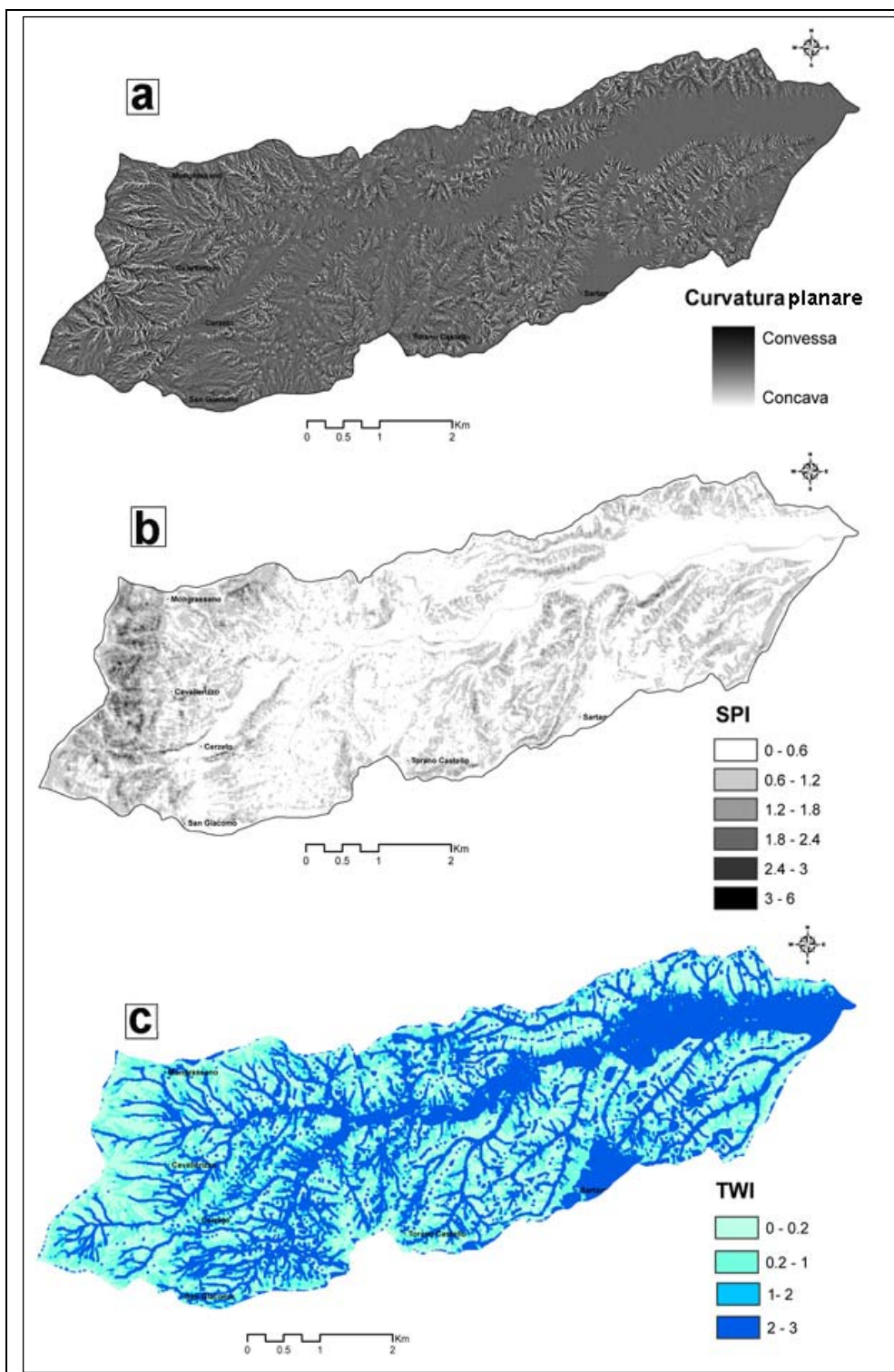


Figura 6.7 – Carte dei parametri topografici del bacino del T. Turbolo relativi a: carta delle curvature planari (a), carta del parametro SPI (b) e carta del parametro TWI (c).

### 6.3.3. Valutazione della suscettibilità

I fattori predisponenti scelti per l'analisi, organizzati ciascuno in un livello informativo a se stante, suddivisi in classi e convertiti in formato *grid* con celle quadrate di 10 m di lato, sono stati relazionati mediante un'operazione di sovrapposizione in ambiente GIS, con il *grid* "training set" dei rispettivi processi erosivi (frane profonde, frane superficiali e processi di erosione idrica incanalata).

Per ogni fattore predisponente, è stato calcolato il numero di *pixels* totali di ciascuna classe (ClasseTot) e dei fenomeni erosivi - esempio erosione incanalata (ClasseEI) - considerati per la costruzione del modello (*training set*), ricadenti in ogni classe. Dividendo, per ogni classe, i rispettivi valori di ClasseEI su ClasseTot, si ottiene il parametro denominato "DensClass" che indica la frequenza con la quale nella classe in esame compaiono aree interessate dal processo di erosione analizzato (nel caso specifico erosione incanalata). Il rapporto fra il numero totale di *pixels* del *training set* di ciascun processo erosivo e il numero totale di *pixels* del bacino del T. Turbolo fornisce il parametro "DensMappa". Infine, come indicato nella formula (6.2), dal logaritmo naturale del rapporto tra DensClass e DensMap si ottiene il "peso" (W) delle classi di ciascun fattore predisponente.

Nelle tabelle 6.5, 6.6 e 6.7 si riportano i fattori predisponenti prescelti per l'analisi di suscettibilità da frana profonda, frana superficiale ed erosione lineare, la loro suddivisione in classi e tutti i termini necessari alla determinazione del valore W per ogni classe. Inoltre per meglio evidenziare l'andamento dell'indice W, ottenuto dall'incrocio fra la distribuzione dei processi erosivi e le classi di ogni fattore predisponente nelle figure 6.8, 6.9 e 6.10, si riportano gli istogrammi di distribuzione di W per ogni fattore predisponente. Analizzando dettagliatamente i grafici si può constatare quali sono i parametri che maggiormente incidono sull'instabilità geomorfologica dei versanti dell'area studiata.



Tabella 6.5 – Calcolo dei pesi (WF) di ciascuna classe per ogni fattore predisponente utilizzato per la valutazione della suscettibilità da frana profonda nel bacino del T. Turbolo.

Litologia	Classe Tot NpixNi	Classe F NpixNi	DensClass	Dens Map	WF
Depositi alluvionali	21293	1	0.000	0.039	-7.43
Depositi colluviali	15291	1	0.000	0.039	-6.40
Depositi di conoidi alluvionali	20586	806	0.039	0.039	-0.01
Depositi di falda detritica	8891	927	0.104	0.039	0.97
Depositi di frana	17444	368	0.021	0.039	-0.63
Conglomerati	24151	134	0.006	0.039	-1.96
Sabbie	109829	3009	0.027	0.039	-0.37
Argille	40312	2792	0.069	0.039	0.56
Gneiss	12157	1090	0.090	0.039	0.82
Metacalcari e metapeliti	12347	1541	0.125	0.039	1.15
Filladi e metabasiti	9273	1095	0.118	0.039	1.10
<b>Area Totale</b>	<b>299780</b>	<b>11836</b>			
Uso del suolo	Classe Tot NpixNi	Classe F FNpixNi	Dens Class	Dens Map	WF
Uliveto con copertura erbacea	25887	920	0.036	0.039	-0.10
Uliveto con suolo esposto	36508	1491	0.041	0.039	0.03
Frutteto e/o vigneto	3658	41	0.011	0.039	-1.26
Seminativo	65054	562	0.009	0.039	-1.52
Bosco	47281	3375	0.071	0.039	0.59
Bosco rado	19553	1811	0.093	0.039	0.85
Bosco ceduo	12889	263	0.020	0.039	-0.66
Copertura erbacea arbustiva	36396	1463	0.040	0.039	0.02
Prato e pascolo	28912	2197	0.076	0.039	0.65
Area in abbandono	6548	346	0.053	0.039	0.29
Roccia nuda	775	0	0.000	0.039	-4.81
Insediamnto urbano	6860	80	0.012	0.039	-1.22
Alveo fluviale ed aree esondabili	2100	0	0.000	0.039	-5.80
<b>Area Totale</b>	<b>299780</b>	<b>11836</b>			
Pendenze	Classe Tot NpixNi	Classe F NpixNi	Dens Class	Dens Map	WF
0 - 5°	45489	36	0.001	0.039	-3.92
5 - 10°	42930	360	0.008	0.039	-1.55
10 - 15°	57880	2263	0.039	0.039	-0.01
15 - 20°	56521	2494	0.044	0.039	0.11
20 - 30°	71902	4159	0.058	0.039	0.38
>30°	25059	2525	0.101	0.039	0.94
<b>Area Totale</b>	<b>299780</b>	<b>11836</b>			
Esposizione dei versanti	Classe Tot NpixNi	Classe F NpixNi	Dens Class	Dens Map	WF
P	27301	141	0.005	0.039	-2.04
N	38148	857	0.022	0.039	-0.56
N-E	38596	2164	0.056	0.039	0.35
E	47861	3544	0.074	0.039	0.63
S-E	52931	2572	0.049	0.039	0.21
S	29893	886	0.030	0.039	-0.29
S-O	11944	475	0.040	0.039	0.01
O	13435	686	0.051	0.039	0.26
N-O	30257	454	0.015	0.039	-0.97
<b>Area Totale</b>	<b>299780</b>	<b>11836</b>			
SPI	Classe Tot NpixNi	Classe F NpixNi	Dens Class	Dens Map	WF
0 - 0.6	188207	4559	0.024	0.039	-0.49
0.6 - 1.2	87477	5051	0.058	0.039	0.38
1.2 - 1.8	16394	1765	0.108	0.039	1.00
1.8 - 2.4	2935	405	0.138	0.039	1.25
2.4 - 3	432	69	0.160	0.039	1.40
3 - 6	55	9	0.164	0.039	1.42
<b>Area Totale</b>	<b>299780</b>	<b>11836</b>			
TWI	Classe Tot NpixNi	Classe F NpixNi	Dens Class	Dens Map	WF
0 - 0.2	78497	4329	0.055	0.039	0.33
0.2 - 1	75372	4502	0.060	0.039	0.41
1 - 2	10804	498	0.046	0.039	0.15

continua tabella 6.5

2 - 3	126864	2456	0.019	0.039	-0.71
<b>Area Totale</b>	<b>299780</b>	<b>11836</b>			
<b>LS</b>	<b>Classe Tot NpixNi</b>	<b>Classe F NpixNi</b>	<b>Dens Class</b>	<b>Dens Map</b>	<b>WF</b>
0 - 0.2	134380	2818.25	0.021	0.039	-0.63
0.2- 3	153986	8696.75	0.056	0.039	0.36
3 - 5	1995	189	0.095	0.039	0.88
5 - 10	907	57.25	0.063	0.039	0.47
> 10	303	4.75	0.016	0.039	-0.92
<b>Area Totale</b>	<b>299780</b>	<b>11836</b>			
<b>Curvatura Planari</b>	<b>Classe Tot NpixNi</b>	<b>Classe F NpixNi</b>	<b>Dens Class</b>	<b>Dens Map</b>	<b>WF</b>
Concavo	26837	1832	0.068	0.039	0.55
Convesso	80580	3927	0.049	0.039	0.21
Piana	190499	6104	0.032	0.039	-0.21
<b>Area Totale</b>	<b>299780</b>	<b>11836</b>			

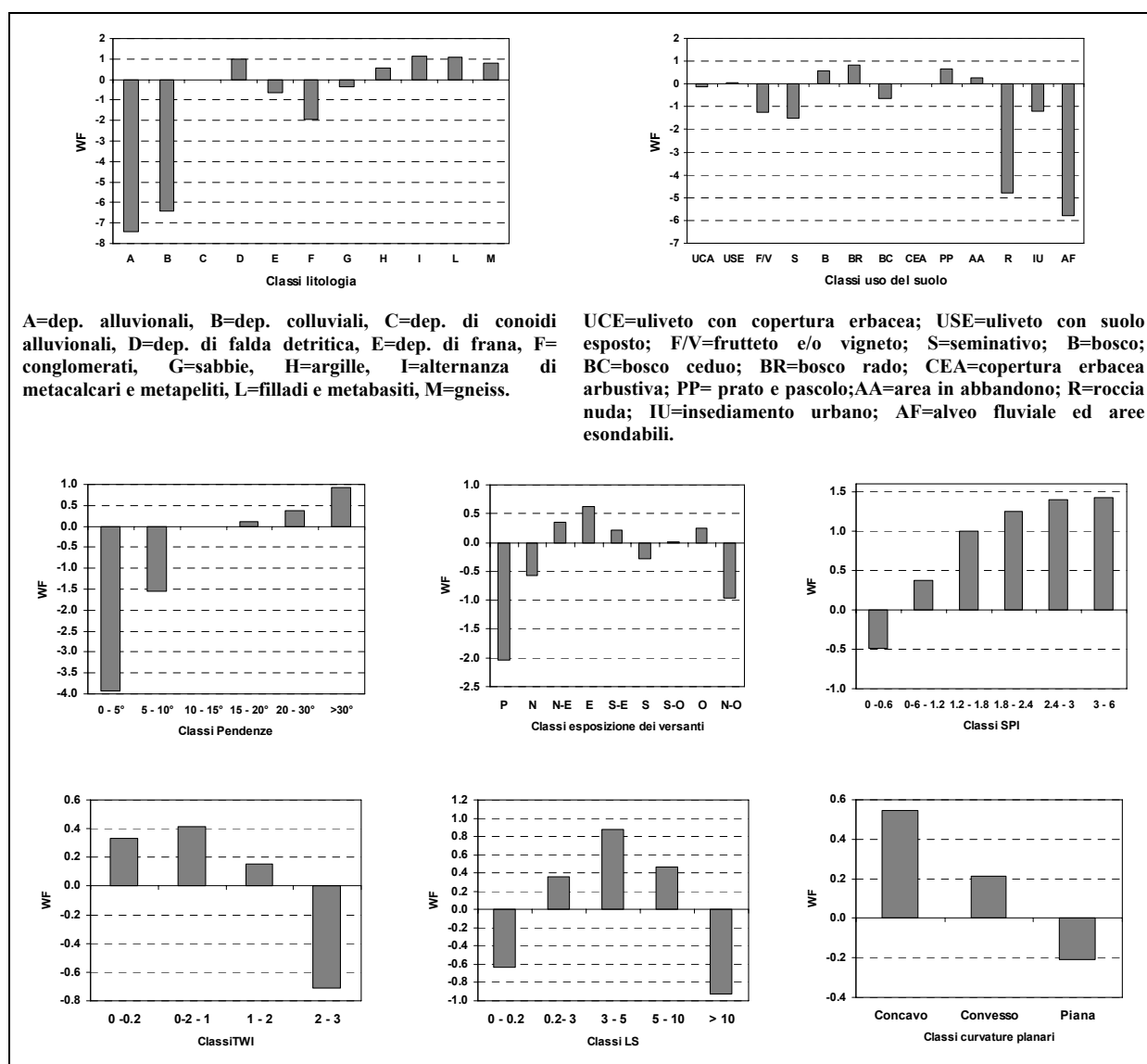


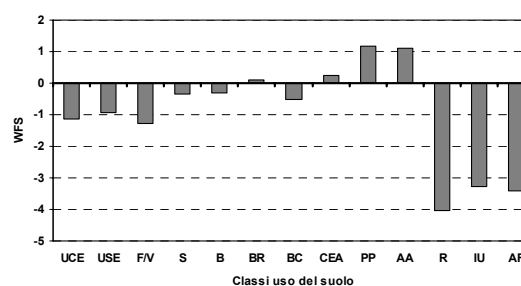
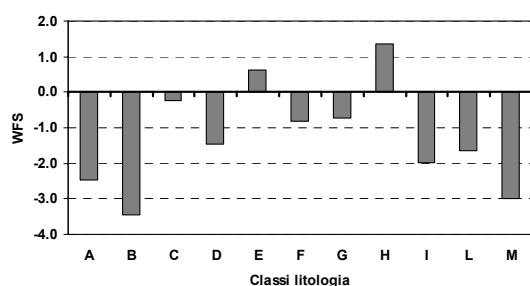
Figura 6.8 – Istogramma della distribuzione dei pesi relativi alle frane profonde (WF) per ogni classe dei fattori predisponenti.

**Tabella 6.6 – Calcolo dei pesi (WFS) di ciascuna classe per ogni fattore predisponente utilizzato per la valutazione della suscettibilità da frana superficiale nel bacino del T. Turbolo.**

<b>Classe Litologia</b>	<b>Classe Tot NpixNi</b>	<b>Classe FS NpixNi</b>	<b>Dens Class</b>	<b>Dens Map</b>	<b>WFS</b>
Depositi alluvionali	21293	133	0.006	0.073	-2.46
Depositi colluviali	15291	36	0.002	0.073	-3.44
Depositi di conoidi alluvionali	20586	1181	0.057	0.073	-0.25
Depositi di falda detritica	8891	151	0.017	0.073	-1.46
Depositi di frana	17444	2379	0.136	0.073	0.62
Conglomerati	24151	783	0.032	0.073	-0.82
Sabbie	109829	3922	0.036	0.073	-0.72
Argille	40312	11528	0.286	0.073	1.36
Gneiss	12157	45	0.004	0.073	-2.99
Metacalcari e metapeliti	12347	127	0.010	0.073	-1.97
Filladi e metabasiti	9273	132	0.014	0.073	-1.64
<b>Area Totale</b>	<b>299780</b>	<b>21387</b>			
<b>Classe Uso del suolo</b>	<b>Classe Tot NpixNi</b>	<b>Classe FS NpixNi</b>	<b>Dens Class</b>	<b>Dens Map</b>	<b>WFS</b>
Uliveto con copertura erbacea	25887	606	0.023	0.073	-1.14
Uliveto con suolo esposto	36508	1056	0.029	0.073	-0.93
Frutteto e/o vigneto	3658	75	0.021	0.073	-1.28
Seminativo	65054	3372	0.052	0.073	-0.35
Bosco	47281	2588	0.055	0.073	-0.29
Bosco rado	19553	1586	0.081	0.073	0.10
Bosco ceduo	12889	573	0.044	0.073	-0.50
Copertura erbacea arbustiva	36396	3441	0.095	0.073	0.25
Prato e pascolo	28912	6822	0.236	0.073	1.17
area in abbandono	6548	1474	0.225	0.073	1.12
Roccia nuda	775	1	0.001	0.073	-4.04
Insedimento urbano	6860	19	0.003	0.073	-3.28
Alveo fluviale e aree esondabili	2100	5	0.002	0.073	-3.43
<b>Area Totale</b>	<b>299780</b>	<b>21387</b>			
<b>Classe pendenze</b>	<b>Classe Tot NpixNi</b>	<b>Classe FS NpixNi</b>	<b>Dens Class</b>	<b>Dens Map</b>	<b>WFS</b>
0 - 5°	45489	1017	0.022	0.073	-1.19
5 - 10°	42930	2853	0.066	0.073	-0.10
10 - 15°	57880	4998	0.086	0.073	0.16
15 - 20°	56521	5394	0.095	0.073	0.26
20 - 30°	71902	5859	0.081	0.073	0.10
> 30°	25059	1266	0.051	0.073	-0.37
<b>Area Totale</b>	<b>299780</b>	<b>21387</b>			
<b>Classe Esposizione</b>	<b>Classe Tot NpixNi</b>	<b>Classe FS NpixNi</b>	<b>Dens Class</b>	<b>Dens Map</b>	<b>WFS</b>
P	27301	1525	0.056	0.073	-0.27
N	38148	4873	0.128	0.073	0.55
N-E	38596	2020	0.052	0.073	-0.34
E	47861	2387	0.050	0.073	-0.39
S-E	52931	3087	0.058	0.073	-0.23
S	29893	1189	0.040	0.073	-0.61
S-O	11944	908	0.076	0.073	0.03
O	13435	1895	0.141	0.073	0.65
N-O	30257	3526	0.117	0.073	0.46
<b>Area Totale</b>	<b>299780</b>	<b>21387</b>			
<b>SPI</b>	<b>Classe Tot NpixNi</b>	<b>Classe FS NpixNi</b>	<b>Dens Class</b>	<b>Dens Map</b>	<b>WFS</b>
0 - 0.6	188207	12942	0.069	0.073	-0.07
0.6 - 1.2	87477	7253	0.083	0.073	0.12
1.2 - 1.8	16394	1025	0.063	0.073	-0.16
1.8 - 2.4	2935	84	0.029	0.073	-0.94
2.4 - 3	432	7	0.016	0.073	-1.51
3 - 3.6	55	1	0.018	0.073	-1.40
<b>Area Totale</b>	<b>299780</b>	<b>21387</b>			
<b>TWI</b>	<b>Classe Tot NpixNi</b>	<b>Classe FS NpixNi</b>	<b>Dens Class</b>	<b>Dens Map</b>	<b>WFS</b>
0 - 0.2	78497	4928	0.063	0.073	-0.16
0.2 - 1	75372	6823	0.091	0.073	0.21
1 - 2	10804	1035	0.096	0.073	0.27
2 - 3	126864	9124	0.072	0.073	-0.02

continua tabella 6.6

Area Totale	299780	21387			
<b>LS</b>	<b>Classe Tot NpixNi</b>	<b>Classe FS NpixNi</b>	<b>Dens Class</b>	<b>Dens Map</b>	<b>WFS</b>
0 - 0.2	134380	8388	0.062	0.073	-0.16
0.2 - 3	153986	12750	0.083	0.073	0.12
3 - 5	1995	157	0.079	0.073	0.07
5 - 10	907	85	0.094	0.073	0.24
> 10	303	37	0.122	0.073	0.51
Area Totale	299780	21387			
<b>Curvatura Planari</b>	<b>Classe Tot NpixNi</b>	<b>Classe FS NpixNi</b>	<b>Dens Class</b>	<b>Dens Map</b>	<b>WFS</b>
Concavo	26837	2543	0.095	0.073	0.25
Convesso	80580	5928	0.074	0.073	0.00
Piana	190499	12939	0.068	0.073	-0.08
Area Totale	299780	21387		0.073	



A=dep. alluvionali, B=dep. colluviali, C=dep. di conoidi alluvionali, D=dep. di falda detritica, E=dep. di frana, F= conglomerati, G=sabbie, H=argille, I=alternanza di metacalcari e metapeliti, L=filladi e metabasiti, M=gneiss.

UCE=uliveto con copertura erbacea; USE=uliveto con suolo esposto; F/V=frutteto e/o vigneto; S=seminativo; B=bosco; BR=bosco ceduo; BC=bosco rado; CEA=copertura erbacea arbustiva; PP=prato e pascolo; AA=area in abbandono; R=roccia nuda; IU=insediamento urbano; AF=alveo fluviale ed aree esondabili.

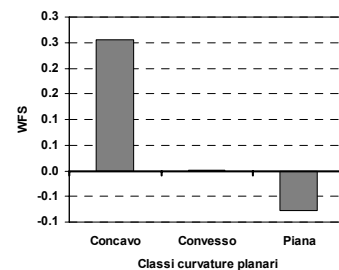
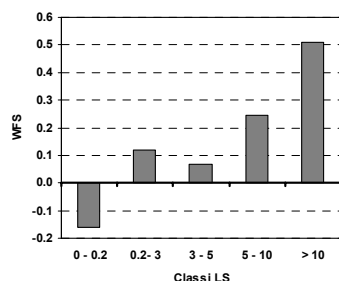
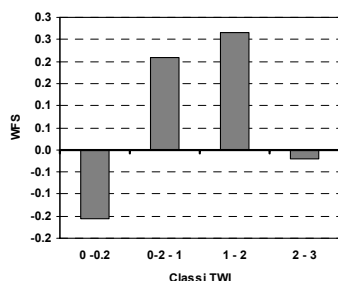
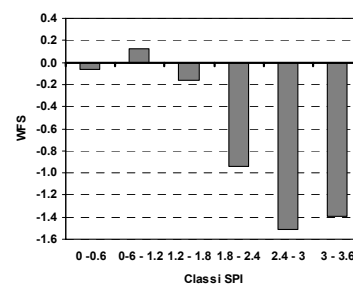
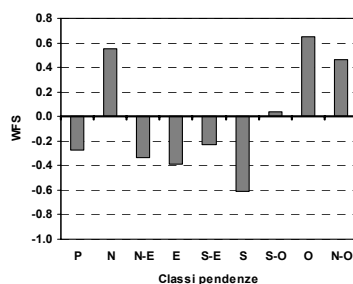
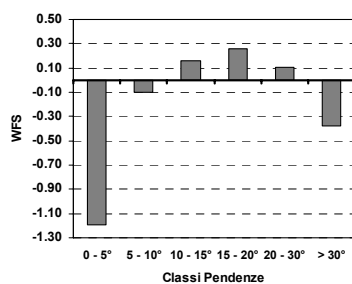


Figura 6.9 – Istogramma della distribuzione dei pesi relativi alle frane superficiali (WFS) per ogni classe dei fattori predisponenti.

Tabella 6.7– Calcolo dei pesi (WEI) di ciascuna classe per ogni fattore predisponente utilizzato per la valutazione della suscettibilità da erosione lineare nel bacino del T. Turbolo.

Classe Litologia	Classe Tot NpixNi	Classe Ei NpixNi	Dens Class	Dens Map	WEI
Depositi alluvionali	21293	197	0.009	0.034	-1.31
Depositi colluviali	15291	130	0.009	0.034	-1.39
Depositi di conoidi alluvionali	20586	707	0.034	0.034	0.00
Depositi di falda detritica	8891	109	0.012	0.034	-1.03
Depositi di frana	17444	81	0.005	0.034	-2.00
Conglomerati	24151	925	0.038	0.034	0.11
Sabbie	109829	5713	0.052	0.034	0.42
Argille	40312	1566	0.039	0.034	0.13
Gneiss	12157	37	0.003	0.034	-2.42
Metacalcari e metapeliti	12347	324	0.026	0.034	-0.27
Filladi e metabasiti	9273	484	0.052	0.034	0.42
<b>Area Totale</b>	<b>299780</b>	<b>10272</b>			
Classe Uso del suolo	Classe Tot NpixNi	Classe Ei NpixNi	Dens Class	Dens Map	WEI
Uliveto con copertura erbacea	25887	468	0.018	0.034	-0.64
Uliveto con suolo esposto	36508	266	0.007	0.034	-1.55
Frutteto e/o vigneto	3658	41	0.011	0.034	-1.12
Seminativo	65054	925	0.014	0.034	-0.88
Bosco	47281	1995	0.042	0.034	0.21
Bosco rado	19553	1416	0.072	0.034	0.75
Bosco ceduo	12889	179	0.014	0.034	-0.90
Copertura erbacea arbustiva	36396	2807	0.077	0.034	0.81
Prato e pascolo	28912	752	0.026	0.034	-0.28
Area in abbandono	6548	1094	0.167	0.034	1.58
Roccia nuda	775	347	0.448	0.034	2.57
Insedimento urbano	6860	0	0.000	0.034	-6.85
Alveo fluviale e aree esondabili	2100	5	0.003	0.034	-2.62
<b>Area Totale</b>	<b>299780</b>	<b>10272</b>			
Classe pendenze	Classe Tot NpixNi	Classe Ei NpixNi	Dens Class	Dens Map	WEI
0 - 5°	45489	275	0.006	0.034	-1.74
5 - 10°	42930	520	0.012	0.034	-1.04
10 - 15°	57880	1043	0.018	0.034	-0.64
15 - 20°	56521	1703	0.030	0.034	-0.13
20 - 30°	71902	4568	0.064	0.034	0.62
> 30°	25059	2164	0.086	0.034	0.92
<b>Area Totale</b>	<b>299780</b>	<b>10272</b>			
Classe Esposizione	Classe Tot NpixNi	Classe Ei NpixNi	Dens Class	Dens Map	WEI
P	27301	821	0.030	0.034	-0.13
N	38148	986	0.026	0.034	-0.28
N-E	38596	1161	0.030	0.034	-0.13
E	47861	1216	0.025	0.034	-0.30
S-E	52931	1785	0.034	0.034	-0.02
S	29893	1411	0.047	0.034	0.32
S-O	11944	1124	0.094	0.034	1.01
O	13435	880	0.066	0.034	0.65
N-O	30257	876	0.029	0.034	-0.17
<b>Area Totale</b>	<b>299780</b>	<b>10272</b>			
SPI	Classe Tot NpixNi	Classe Ei NpixNi	Dens Class	Dens Map	WEI
0 - 0.6	188207	4047	0.022	0.034	-0.47
0.6 - 1.2	87477	4731	0.054	0.034	0.46
1.2 - 1.8	16394	1217	0.074	0.034	0.77
1.8 - 2.4	2935	228	0.078	0.034	0.82
2.4 - 3	432	34	0.079	0.034	0.83
3 - 3.6	55	6	0.109	0.034	1.16
<b>Area Totale</b>	<b>299780</b>	<b>10272</b>			
TWI	Classe Tot NpixNi	Classe Ei NpixNi	Dens Class	Dens Map	WEI
0 - 0.2	78497	2014	0.026	0.034	-0.29
0.2 - 1	75372	1616	0.021	0.034	-0.47
1 - 2	10804	312	0.029	0.034	-0.17
2 - 3	126864	6321	0.050	0.034	0.37
<b>Area Totale</b>	<b>299780</b>	<b>10272</b>			

continua Tabella 6.7

LS	Classe Tot NpixNi	Classe Ei NpixNi	Dens Class	Den Map	WEI
0 - 0.2	134380	2998	0.022	0.034	-0.43
0.2 - 3	153986	6826	0.044	0.034	0.26
3 - 5	1995	235	0.118	0.034	1.24
5 - 10	907	143	0.158	0.034	1.53
> 10	303	70	0.230	0.034	1.90
<b>Area Totale</b>	<b>299780</b>	<b>10272</b>			
Curvatura Planari	Classe Tot NpixNi	Classe Ei NpixNi	Dens Class	Dens Map	WEI
Concavo	26837	3824	0.142	0.034	1.43
Convesso	80580	2342	0.029	0.034	-0.16
Piana	190499	4097	0.022	0.034	-0.47
<b>Area Totale</b>	<b>299780</b>	<b>10272</b>			
Fattore K	Classe Tot NpixNi	Classe Ei NpixNi	Dens Class	Dens Map	WEI
< 0.02	27308	482	0.018	0.034	-0.66
0.02 - 0.03	54556	2260	0.041	0.034	0.19
0.03 - 0.035	75584	2646	0.035	0.034	0.02
0.035 - 0.040	81926	2049	0.025	0.034	-0.31
0.04 - 0.05	44538	2626	0.059	0.034	0.54
> 0.05	7629	200	0.026	0.034	-0.27
<b>Area Totale</b>	<b>299780</b>	<b>10272</b>			

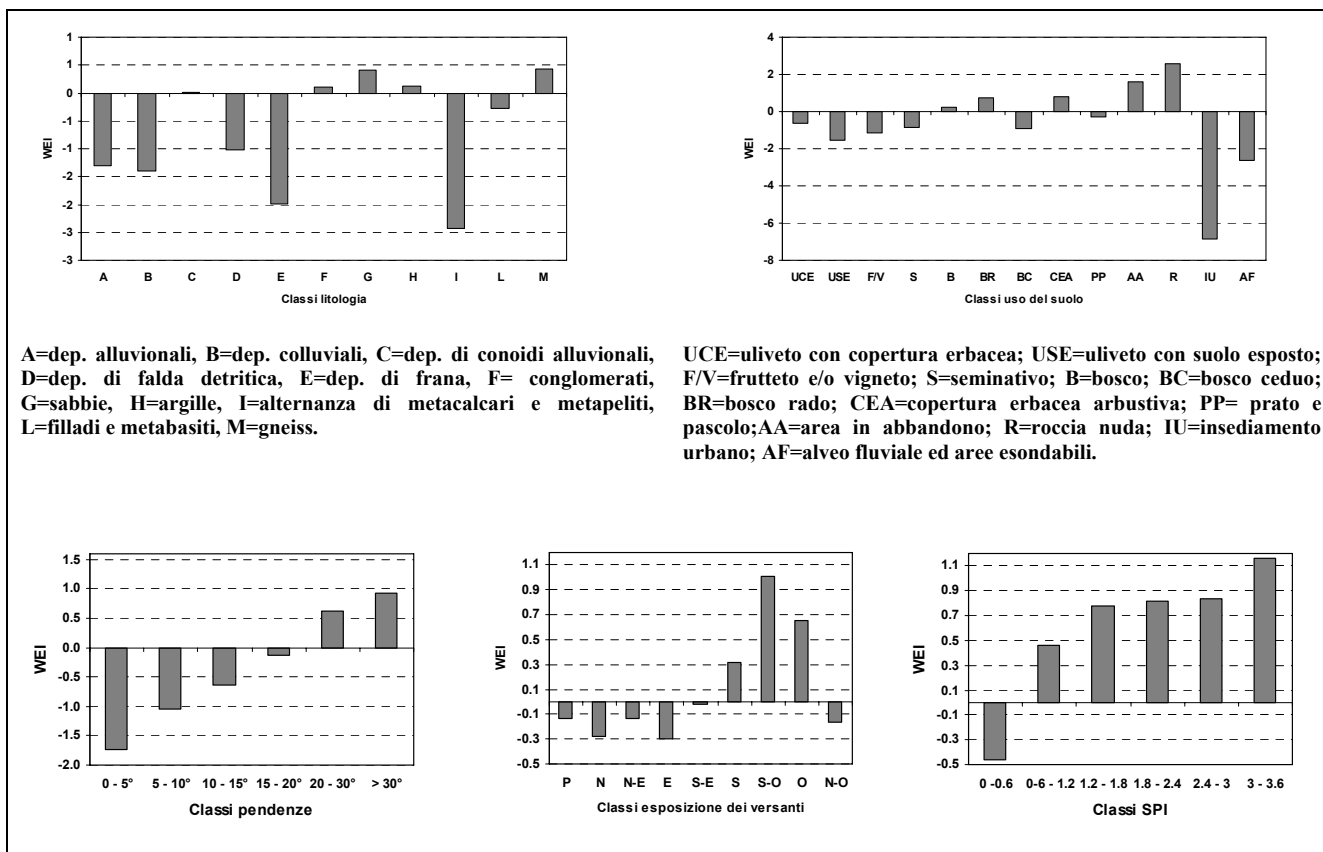
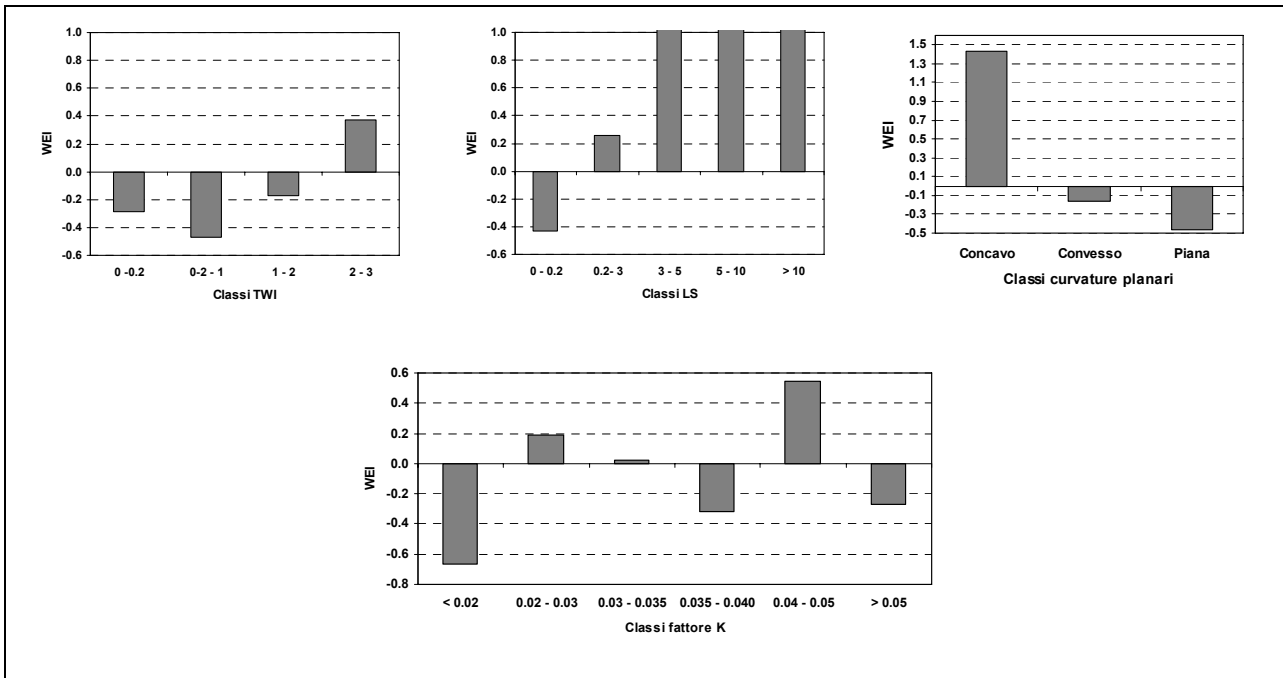


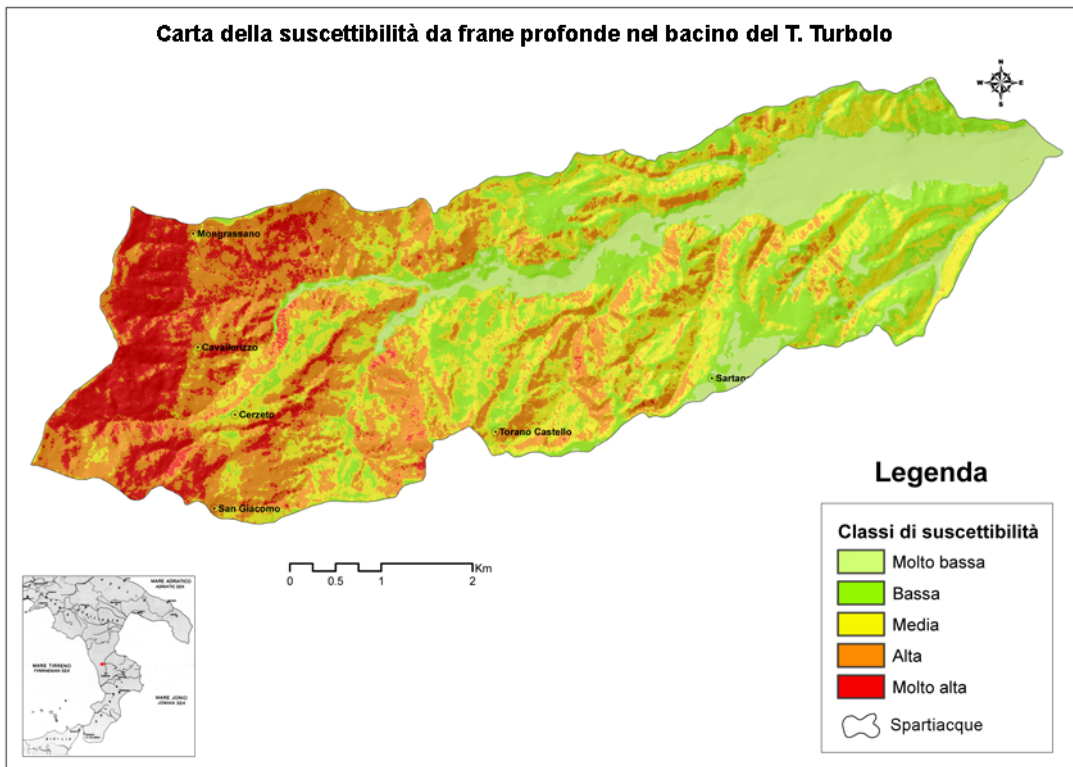
Figura 6.10 – Istogramma della distribuzione dei pesi relativi all’erosione lineare (WEI) per ogni classe dei fattori predisponenti.

Continua figura 6.10

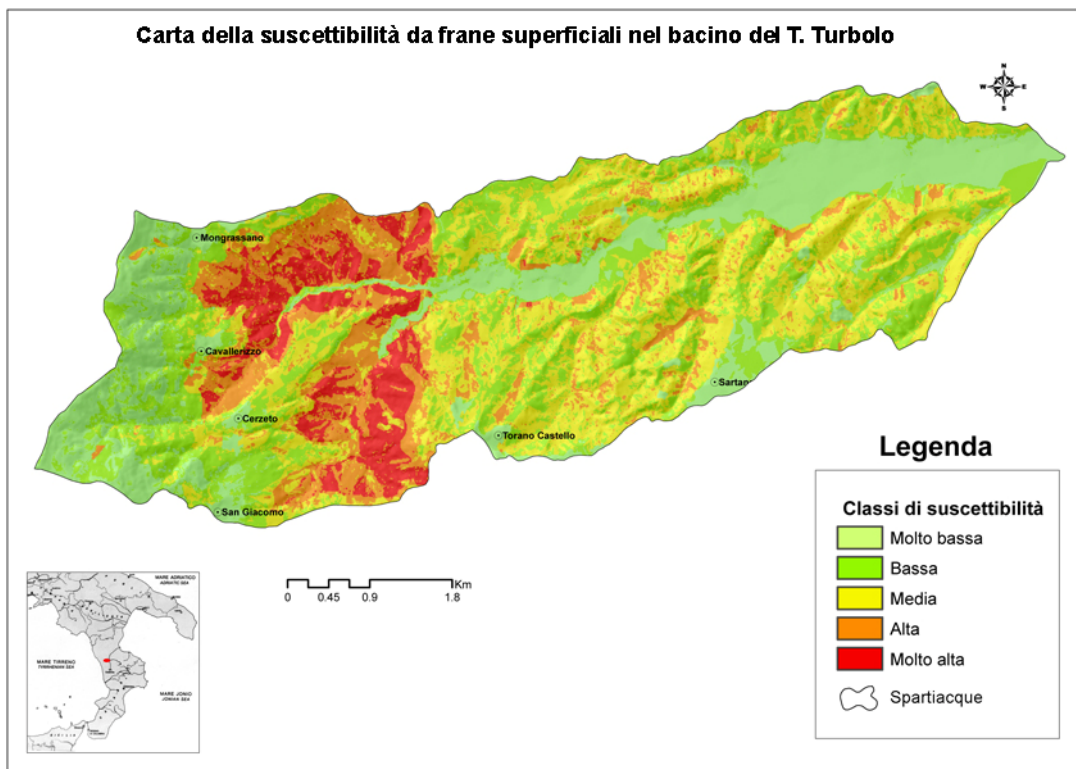


Determinati i pesi per ciascuna classe di ogni fattore predisponente, mediante la funzione *Map Calculator* di Arcview 3.2, sono stati sommati ottenendo così le relative carte di suscettibilità del bacino del T. Turbolo, riportate nelle figure 6.11 (frane profonde), 6.12 (frane superficiali) e 6.13 (erosione idrica lineare). Il campo di variabilità del peso W è stato suddiviso in cinque classi a cui corrisponde un diverso livello di suscettibilità (molto bassa, bassa, media, alta e molto alta). Al fine di rendere più oggettiva possibile l'individuazione dei valori soglia delle classi, è stato utilizzato un algoritmo di calcolo computerizzato (algoritmo di *Jenks*).

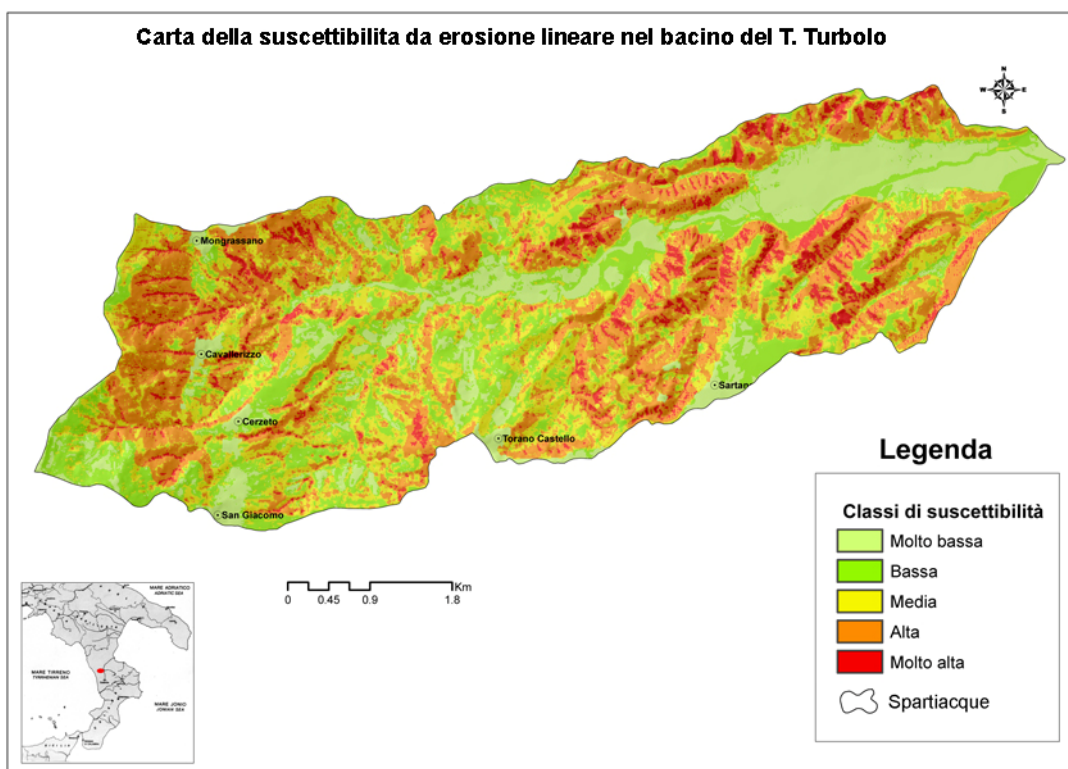




**Figura 6.11 –Carta della suscettibilità da frana profonda nel bacino del T. Turbolo.**

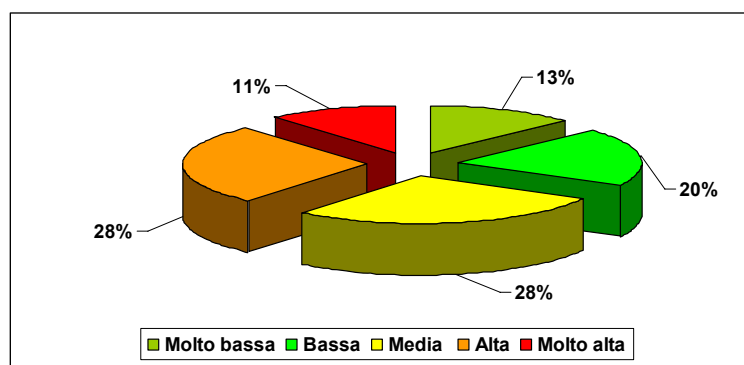


**Figura 6.12 – Carta della suscettibilità da frane superficiali nel bacino del T. Turbolo.**



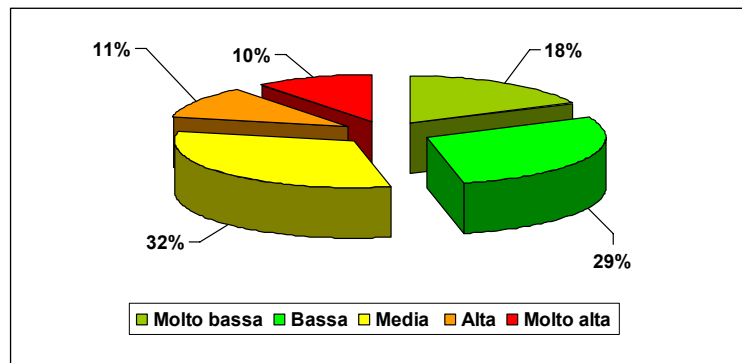
**Figura 6.13 – Carta della suscettibilità da erosione incanalata nel bacino del T. Turbolo.**

Per quanto riguarda la propensione da frana profonda nel bacino del T. Turbolo, è stato stimato che quasi il 40 % dell'area totale ricade nelle classi di suscettibilità alta e molto alta (figura 6.14). I valori di suscettibilità più elevati si osservano nella parte più occidentale del bacino, in concomitanza delle aree di affioramento delle litologie argillose, di gneiss e filladi con elevato grado di alterazione. Inoltre in questo settore i versanti presentano elevate pendenze associate ad una forte energia di rilievo.



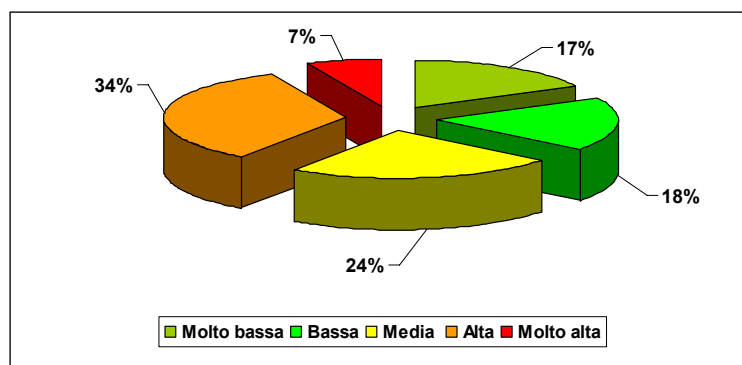
**Figura 6.14 –Distribuzione areale della suscettibilità da frane profonde.**

Le classi di suscettibilità da frane superficiali alta e molto alta, che ricoprono rispettivamente l'11 e il 10% dell'area studiata (figura 6.15), si registrano soprattutto laddove affiorano argille e depositi di frana. Queste aree inoltre sono caratterizzate da un uso del suolo a prato e pascolo e subordinatamente da aree prive di copertura vegetale.



**Figura 6.15 - Distribuzione areale della suscettibilità da frane superficiali.**

Per quanto riguarda la suscettibilità all'erosione idrica incanalata, la carta elaborata evidenzia che più del 40% dell'area che racchiude il bacino del T. Turbolo presenta un'elevata propensione a questo tipo di fenomeno (figura 6.16). Pertanto, le aree più suscettibili sono risultate quelle che presentano elevati valori dei parametri SPI, LS e i versanti con curvature concave. Inoltre le aree con suscettibilità alta e molto alta sono spesso caratterizzate da vegetazione rada o assente.



**Figura 6.16 - Distribuzione areale della suscettibilità all'erosione idrica incanalata.**

#### 6.3.4. Validazione del modello

La validazione del metodo utilizzato per la valutazione della suscettibilità è stata effettuata tramite la realizzazione e l'analisi di due curve: *prediction-rate curve* e *success-rate curve* (Chung e Fabbri, 2003; Remondo et al., 2003; Conoscenti et al. 2008).

Per applicare la metodologia di validazione, come anticipato in precedenza, i *database* relativi ai tre processi erosivi sono stati divisi rispettivamente in due gruppi adottando una suddivisione *random* (Chung e Fabbri, 2003); un gruppo (*training set*) è stato utilizzato per stimare la suscettibilità ed un altro (*validation set*) è stato utilizzato per valutare la capacità predittiva del modello.

La *prediction-rate curve* è costruita plottando sull'ascisse di un grafico la percentuale di area cumulata a partire dalle aree a più alta suscettibilità, mentre sulle ordinate si riporta la percentuale cumulata delle aree dei processi erosivi del *validation set* (non utilizzati nell'analisi) che ricadono nelle rispettive classi di suscettibilità (figura 6.17).

La forma delle curve di predizione (*prediction-rate curve*) esprime il tipo di correlazione fra le classi di suscettibilità e l'instabilità geomorfologica "futura". Una tendenza diagonale della curva implica una predizione totalmente casuale (Conoscenti et al 2008). Pertanto, più la curva si allontana dalla diagonale e più è ripida nella parte iniziale, maggiore sarà la capacità predittiva del modello (Chung e Fabbri, 2003; Remondo et al., 2003).

Le *success-rate curve* (figura 6.17) sono ottenute seguendo la stessa procedura con la differenza che sull'asse delle ordinate si plottano i processi erosivi del *training set* utilizzato per costruire il modello. Le curve *success-rate* definiscono la capacità dei modelli nel classificare il *subset* utilizzato per stimare la suscettibilità e, pertanto, ci permettono di stimare la bontà (*goodness of fit*) dei modelli predittivi (Chung e Fabbri, 2003).

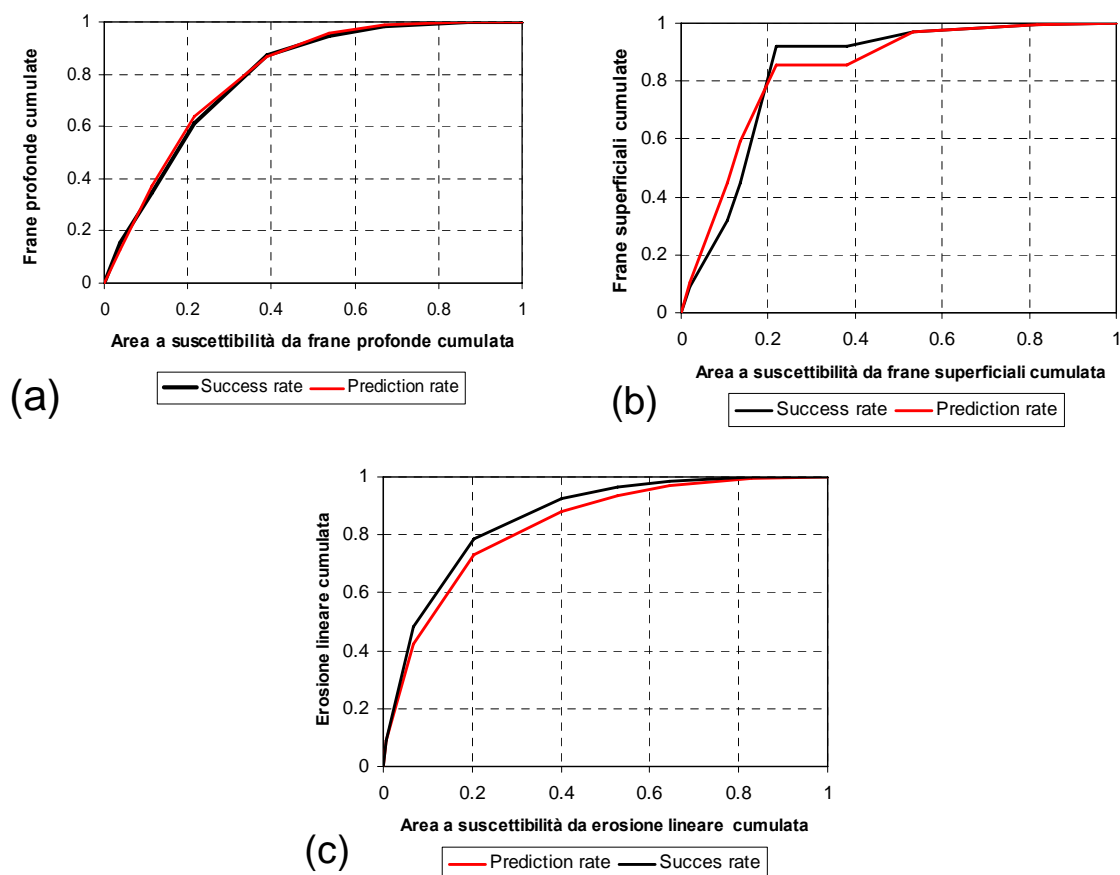


Figura 6.17 – *Prediction* e *success rate* curve per il modello di suscettibilità da frane profonde (a), da frane superficiali (b) e da erosione idrica lineare (c).

Le tre curve *success-rate* ottenute (figura 6.17), si presentano generalmente ripide nella parte iniziale dopodiché decrescono in maniera abbastanza monotona. Le curve *prediction-rate* mostrano una forma molto simile alle curve *success-rate* e dalla figura 6.17, si osserva che le due fittano quasi in maniera perfetta, in modo particolare, le curve del modello di suscettibilità da frane profonde (figura 6.17a).

La validazione dei modelli di suscettibilità per i tre processi denudazionali considerati conferma un'effettiva (non casuale) correlazione fra le carte di suscettibilità predette e la distribuzione spaziale dei processi erosivi del *validation set* (figura 6.18 e 6.19).

L'elevata capacità predittiva è, pertanto, giustificata dal fatto che per tutti e tre i modelli più dell'80% dei processi ricade nelle classi di suscettibilità alta e molto

alta (figura 6.18), di contro nelle aree a bassa suscettibilità ricade una percentuale di processi erosivi sempre al di sotto del 5% (figura 6.18).

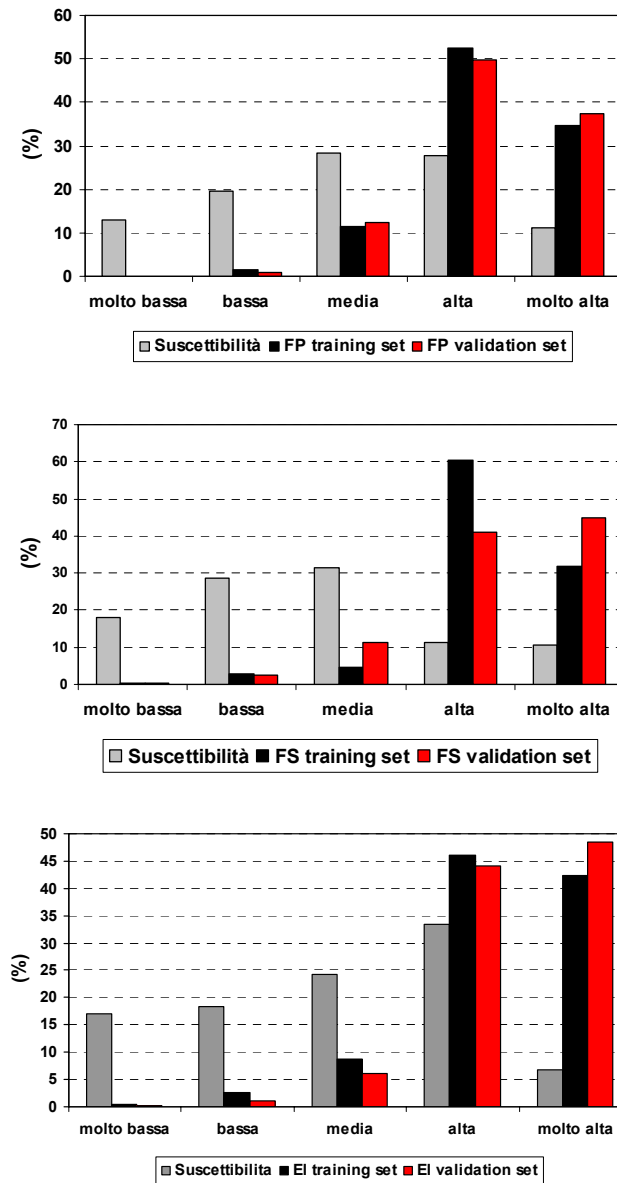


Figura 6.18 – Distribuzione dei processi erosivi nelle diverse classi di suscettibilità; FP= frane profonde, FS= frane superficiali, EI= erosione incanalata.

In conclusione possiamo affermare che sia il metodo di statistica bivariata utilizzato che i fattori predisponenti scelti per l'analisi riescono a valutare in modo soddisfacente la propensione da frane profonde, da frane superficiali e da erosione idrica incanalata nell'area di studio.



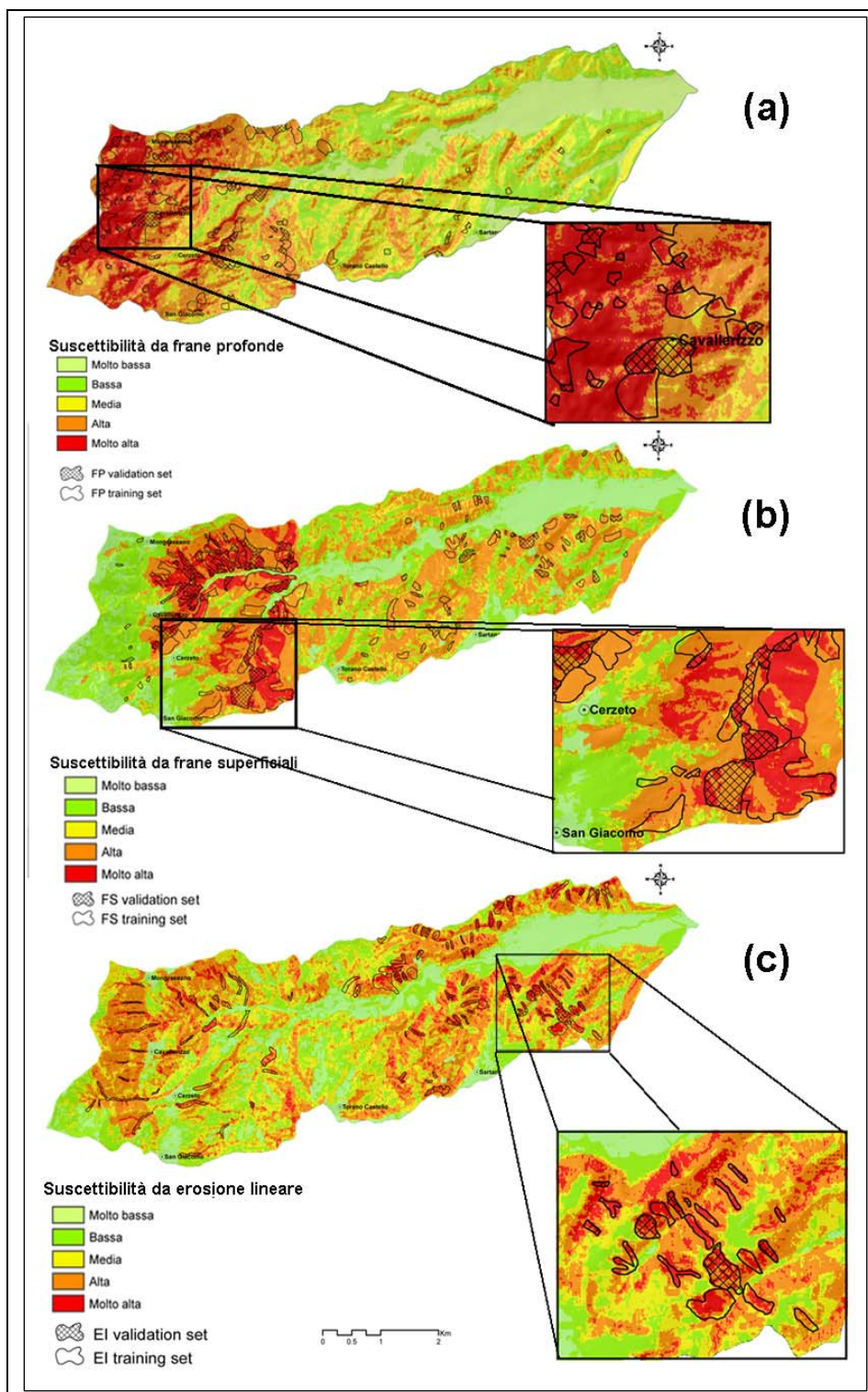


Figura 6.19 –Sovrapposizione sulle relative carte di suscettibilità delle scarpate di frane profonde(a), delle frane superficiali (b) e dei fenomeni di erosione idrica incanalata (c) sia del *validation set* che del *training set*.

## ***CAPITOLO SETTIMO***

### ***7. Uso della spettrometria della riflettenza nel dominio ottico-riflessivo per la caratterizzazione dei suoli nel bacino del T. Turbolo***

#### **7.1.Introduzione**

Il presente capitolo tratta l'applicazione della spettrometria della riflettenza nel dominio ottico riflessivo (350 - 2500) allo studio delle proprietà e dello stato di degrado dei suoli del T. Turbolo.

La riflettenza è definita dal rapporto tra l'energia riflessa da un corpo e quella incidente su di esso in uno specifico intervallo di lunghezza d'onda (Muders, 1987).

La spettrometria (da *spectrum* "apparenza" e *métron* "misura") è una tecnica riguardante la misura della risposta spettrale di un oggetto (suolo, vegetazione, acqua, ecc.) e la valutazione delle sue relazioni con le caratteristiche bio-fisiche dell'oggetto stesso (Milton, 1987).

La spettrometria della riflettenza è una tecnica innovativa nel campo delle scienze della terra (Torrent J., Barrón V., 1993; Palacios-Orueta A., Ustin S.L., 1998; Leone A.P., Sommer S., 2000; Viscarra Rossel, et al., 2006), alla quale tecnici e ricercatori hanno posto grande attenzione negli ultimi decenni. Si è pertanto ritenuto interessante inserirla nella presente tesi, a integrazione dei più "tradizionali" metodi d'indagine.

##### *7.1.1. Misure spettrali*

Le misure spettrali possono essere realizzate dalla breve distanza (*proximal sensing*), in condizioni di campo (*Field spectrometry*) o di laboratorio (*laboratori*



*spectrometry*), o dalla grande distanza, da piattaforme aeree o satellitari (*airborne* o *spaceborne remote sensing*).

La spettrometria di campo e di laboratorio viene utilizzata da molto tempo in studi di base o in supporto al telerilevamento aereo e satellitare. Molte delle applicazioni hanno riguardato misure di riflettanza spettrale (*reflectance spectrometry*) nel campo di lunghezza d'onda compreso tra il visibile (*visible, VIS, 350-700 nm*), l'infrarosso vicino (*near infrared, NIR, 700- 1300 nm*) e le onde corte infrarosse (*short-wave infrared, SWIR, 1300 – 2500 nm*).

La spettrometria nel dominio ottico riflessivo (350-2500 nm), di campo e di laboratorio, è stata applicata con successo in pedologia. Numerosi studi hanno utilizzato la spettrometria per la valutazione delle potenzialità del telerilevamento aereo e satellitare nella discriminazione dei suoli e del loro stato di degradazione (es. Leone et al., 2000). Altri studi hanno utilizzato la spettrometria di campo e di laboratorio in supporto alla pedologia classica, specificamente, come strumento alternativo o integrativo dei più costosi metodi di analisi di laboratorio, per la identificazione e quantificazione di specifici costituenti del suolo.

In laboratorio, la riflettanza spettrale può essere misurata con l'ausilio di uno *spettrofotometro*, su piccoli campioni di materiali. Questo strumento consente misure precise e standardizzate di riflettanza diffusa, ad elevata risoluzione spettrale (Bédidi e Cervelle, 1996).

La riflettanza diffusa è espressa dal rapporto tra l'intensità della luce riflessa da un oggetto, in tutte le direzioni e l'intensità della luce incidente perpendicolarmente su di esso [Bédidi e Cervelle, 1996].

In campo, è possibile realizzare misure rapide e dettagliate di riflettanza bi-direzionale su superfici di dimensioni variabili da qualche centimetro a diversi metri, utilizzando uno spettroradiometro portatile (Escadafal et al., 1993; Escadafal, 1995). Gli spettroradiometri possono essere vantaggiosamente adoperati anche per misure di laboratorio (es. de Jong, 1993; Leone, 2000; Leone e Sommer, 2000). I significativi progressi registrati nell'ultimo decennio nelle prestazioni di questi strumenti (sia in termini di qualità degli spettri che di

velocità di misura) hanno accresciuto notevolmente l'interesse di ricercatori e tecnici verso l'uso della spettrometria della riflettanza bi-direzionale nell'analisi delle risorse ambientali (Curtiss e Goetz, 1994).

### 7.1.2. *La riflettanza bi-direzionale*

In condizioni di campo, l'illuminazione del sole è fortemente direzionale ed il *target* (superficie del suolo) è il più delle volte eterogeneo e non lambertiano. In queste condizioni, il valore della riflettanza varia in funzione dell'angolo di vista del sensore e dell'altezza e dell'azimut solare (Milton, 1987). La grandezza misurata è, allora, il fattore di riflettanza bi-direzionale (*bi-directional reflectance factor*, BRF).

Nel caso in cui la superficie del suolo è molto omogenea (assenza di ciottoli o residui organici) e "idealmente rugosa" (rugosità distribuita omogeneamente in tutte le direzioni) il valore del BRF sarà costante, qualunque sia l'angolo di osservazione e direttamente correlato alla riflettanza diffusa (Escadafal, 1995). Valori del BRF, molto vicini a quelli della riflettanza diffusa, possono essere più facilmente ottenuti in laboratorio, operando su campioni setacciati e livellati (Leone, 2000) ed illuminati secondo un angolo di incidenza della radiazione, rispetto alla normale al piano di osservazione (es.,  $45^\circ$ ), tale da minimizzare gli effetti della riflessione speculare (Melville e Atkinson, 1985).

Il concetto di fattore di BRF è stato ampiamente discusso da Baumgardner et al. (1985), Milton (1987) Milton et al. (1995), Deering (1989), Leone (2000). La figura 7.1 illustra le relazioni geometriche di base tra la radiazione che arriva alla superficie del suolo e quella da essa riflessa.

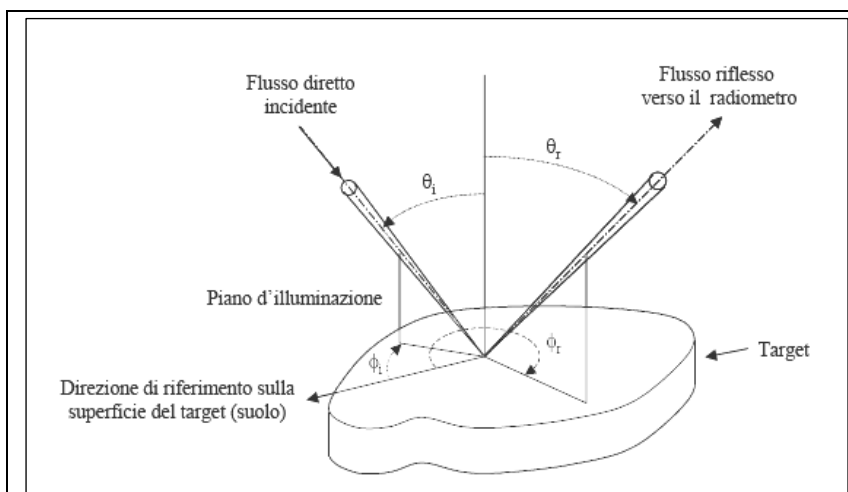


Figura 7.1 - Geometria dei parametri della riflessione da una Superficie in condizioni di campo (da: Baumgardner et al., 1985).

La posizione della sorgente principale d'irraggiamento (il sole) e quella del sensore (lo spettroradiometro) sono definiti, ciascuno, da due angoli: l'angolo rispetto alla verticale (angolo zenitale,  $\theta$ ) e quello misurato sul piano orizzontale, rispetto ad una direzione di riferimento (angolo azimutale  $\phi$ ). L'energia proveniente dal sole e quella riflessa verso il sensore possono essere pensate come confinate in due esili coni allungati, ciascuno dei quali sottende un piccolo angolo alla superficie del *target* (suolo), chiamato angolo solido e misurato in steradiani (sr). Se questi angoli solidi sono sufficientemente piccoli, la riflettanza del *target* può essere definita come:

$$f(\theta_i, \phi_i, \theta_r, \phi_r) = \frac{dL(\theta_r, \phi_r)}{dE(\theta_i, \phi_i)}$$

dove  $dL$  è il flusso di radiazione solare riflesso per unità di angolo solido (*radianza*);  $dE$  è il flusso di radiazione solare incidente per unità di angolo solido (*irradianza*); 'i' ed 'r' indicano, rispettivamente, la radiazione incidente e riflessa. Entrambe, radianza ed irradianza, variano in zenith e azimut. Pertanto, per specificare completamente il campo di riflettanza al *target*, la riflettanza stessa deve essere misurata in tutte le possibili direzioni della sorgente e del sensore. La misura risultante è la funzione di distribuzione della riflettanza bi-direzionale (*bidirectional reflectance distribution function*, BRDF) (Nicodemus

et al., 1977). La misura della BRDF rappresenta, comunque, un problema particolarmente complicato. Sarebbe, infatti, necessario posizionare un sensore alla superficie del *target*, per misurare la radiazione incidente, quindi prendere questo sensore, o un altro sensore identico e posizionarlo nella posizione d'osservazione, per misurare la radiazione riflessa. Un metodo sperimentalmente più comodo è quello che utilizza, nella procedura di misura, la riflettanza *standard* di un pannello di riferimento ideale, perfettamente diffusivo e completamente riflettente (Baumgardner et al., 1985; Milton, 1987). In questo caso, un singolo sensore, situato nella posizione d'osservazione, è utilizzato per misurare sia la radiazione riflessa dal pannello, sia quella riflessa dalla superficie d'interesse (es., suolo). Se entrambe le superfici sono osservate ed illuminate nelle stesse condizioni, il rapporto tra le due misure è definito “fattore di riflettanza”. Se, invece, sono rilevate utilizzando strumenti con angoli di osservazione stretti e conici, allora si parla, più propriamente, di fattore di riflettanza bi-conica (*bi-conical reflectance factor*) (Leone 2000).

Poiché in pratica non esiste un pannello perfettamente riflettente, viene fatta una correzione che tiene conto della riflettanza spettrale del pannello:

$$R(\theta_i, \phi_i; \theta_r, \phi_r) = \frac{dL_t(\theta_r, \phi_r)}{dL_p(\theta_r, \phi_r)} k(\theta_i, \phi_i; \theta_r, \phi_r)$$

dove,  $dL_t$  è la radianza del *target*,  $dL_p$  quella del pannello nelle stesse specifiche condizioni di illuminazione e di osservazione e  $k$  è il fattore di correzione del pannello. Occorre osservare che  $k$  dipende anche dalla configurazione angolare, poiché in pratica non è possibile ottenere un pannello standard perfettamente lambertiano. In queste condizioni, la quantità misurata è definita fattore di riflettanza bi-direzionale (*bi-directional reflectance factor, BRDF*) (o semplicemente riflettanza bi-direzionale). Il BRDF è relazionato alla BRDF nel modo seguente:

$$R(\theta_i, \phi_i; \theta_r, \phi_r) = \pi f(\theta_i, \phi_i; \theta_r, \phi_r)$$

Il termine bi-direzionale, in questo contesto, fa riferimento ai due angoli coinvolti, uno per la posizione della sorgente ed uno per la posizione del sensore.

Nella precedente equazione, tutti i termini sono anche dipendenti dalla lunghezza d'onda,  $\lambda$ , non indicata, per chiarezza. L'uso del BRF, invece della BRDF, implica una serie di assunzioni. Pertanto, si assume che: a) l'irradianza totale sia dominata dal flusso solare diretto, ignorando, il contributo della radiazione riflessa dal cielo e dalle superfici adiacenti alla superficie d'interesse; b) le proprietà di riflettanza del pannello di riferimento siano note e costanti nel corso delle misure; c) non si verifichino cambiamenti nella quantità e distribuzione dell'irradianza tra le misure del pannello di riferimento e del *target*. Per una dettagliata trattazione di questo argomento, si rimanda ai lavori di Baumgardner et al. (1985), Milton et al. (1995), Escadafal (1995), Leone (2000).

### 7.1.3. *Valutazione degli spettri di riflettanza*

L'analisi visuale delle misure di riflettanza spettrale (diffusa o bi-direzionale) consente di formulare valutazioni qualitative sulle proprietà di suoli sconosciuti (dal punto di vista delle caratteristiche bio-fisiche), per confronto con spettri di suoli noti e/o di minerali di riferimento (Singer, 1982; Morris et al., 1989).

Valutazioni quantitative delle proprietà dei suoli richiedono, invece, l'adozione di opportuni metodi di parametrizzazione degli spettri di riflettanza (Torrent and Barrón, 1993). Tali metodi riguardano: il calcolo del colore (es. Torrent and Barrón, 1993; Escadafal et al., 1988, Nogano et al., 1992; Escadafal, 1993; Nogano et al., 1994); la normalizzazione degli spettri (es. (es., De Jong, 1993; Leone, 2000); il calcolo delle derivate di diverso ordine delle curve di riflettanza, delle loro funzioni di remissione (es., Kosmas et al., 1984, 1986; Scheinost et al., 1998); o degli spettri di assorbanza. La parametrizzazione degli spettri è utile anche nell'analisi visuale per l'identificazione di specifici costituenti del suolo.

L'uso della spettrometria nella valutazione quantitativa delle proprietà dei suoli (pedometria) passa attraverso l'applicazione di metodi di analisi statistica bivariata (es. Scheinost et al., 1998; Leone, 2000) o multivariata (es. Kooistra et

al., 2003; Viscarra Rossel, et al. 2006) o di metodi di intelligenza artificiale (es. Leone et al., 2008).

Ai fini della presente tesi di dottorato, sono state utilizzate misure spettroradiometriche di laboratorio (riflettanza bi-direzionale) per: a) la valutazione qualitativa delle proprietà e dello stato di degrado dei suoli attraverso l'analisi visuale degli spettri di riflettanza e degli spettri parametrizzati; b) la valutazione quantitativa delle proprietà del suolo con l'aiuto di metodi statistici multivariati.

I parametri ottenuti dalle trasformazioni degli spettri di riflettanza sono stati "spazializzati" utilizzando metodi geostatistici, in ambiente GIS, per la produzione di specifiche carte tematiche.

La mole considerevole delle misure spettrali e dei parametri da esse derivati costituisce una base di dati importante per ulteriori applicazioni e sviluppi della ricerca nel campo della pedometria.

## 7.2. Materiali e metodi

### 7.2.1. Misure spettrali

Per l'applicazione della spettrometria della riflettanza ai suoli del bacino del T. Turbolo sono stati utilizzati 345 campioni di *topsoil* distribuiti (figura 7.2) nell'area di studio – come detto in precedenza (Capitolo Quinto) – in modo da rappresentare il più possibile la variabilità dei fattori pedogenetici (substrato geologico, forma del rilievo, copertura del suolo) e, quindi, dei tipi di suolo e del loro stato di degrado. Escludendo le aree urbanizzate, la densità di campionamento è risultata di circa 11.5 punti per km<sup>2</sup>.

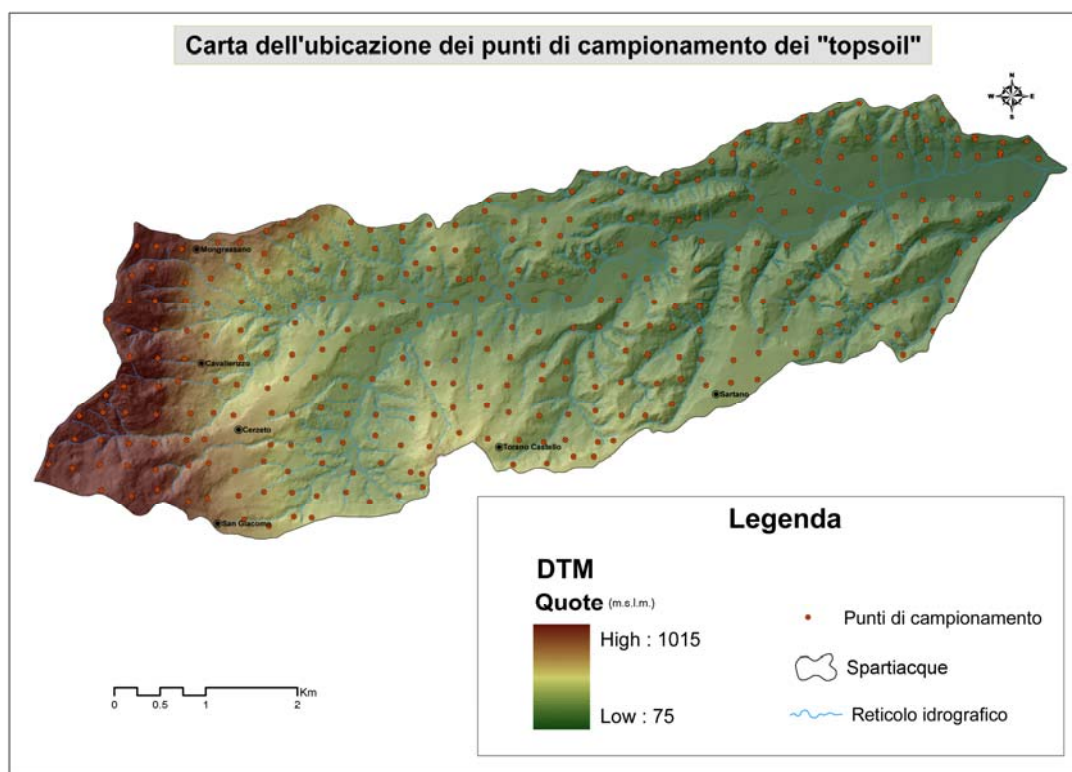


Figura 7.2 - Ubicazione dei punti di campionamento dei *topsoil* all'interno del bacino del T. Turbolo.

I campioni di suolo sono stati essiccati all'aria, setacciati a 2 mm, e sottoposti a misure spettroradiometriche, presso il laboratorio, di spettrometria del CNR ISAFoM di Ercolano (NA), utilizzando uno spettroradiometro mod. ASD FieldSpec Pro 350-2500 nm (figura 7.3).



Figura 7.3 - Spettroradiometro mod. ASD FieldSpec pro 350-2500 nm.

Questo strumento combina tre spettrometri (figura 7.4) operanti nell'intero spettro di lunghezza d'onda 350–2500 nm, con un intervallo di campionamento < 1.5 nm, nella regione 350-1000 nm e di 2 nm nella regione 1000-2500 nm.

Per la misura ciascun campione di suolo è stato sistemato in una capsula circolare nera, di 10 cm di diametro e 0.5 cm di profondità, livellato, ma non compresso, in modo da ottenere una superficie liscia ed evitare, nel contempo, la riflessione speculare. Il campione è stato illuminato con due lampade alogene posizionate nello stesso piano, ad una distanza di 50 cm dal campione, con una inclinazione di 45° (figura 7.5). La distanza tra l'estremità del cavo di fibra ottica dello spettroradiometro ed il campione di suolo da analizzare è stata di circa 10 cm, consentendo, in tal modo, di misurare la radianza di un'area circolare di circa 4.5 cm di diametro.

La radianza del *target* (suolo) è stata rapportata a quella di un pannello bianco di riferimento (*Spectralon*), misurata nelle stesse condizioni di illuminazione del *target*, per ottenere valori di riflettanza bi-direzionale. Per ciascun campione è stata realizzata una misura al nadir (posizione verticale del sensore). Per ridurre il rumore strumentale casuale, su ciascun campione sono state effettuate quattro misure di riflettanza. Le quattro misure sono state successivamente mediate, utilizzando un *software* dedicato denominato SPEX (*Spectral Explorer*, Loecher, 1996), operante in ambiente IDL (*Interactive Data Language*, 1995) vers. 6.1.



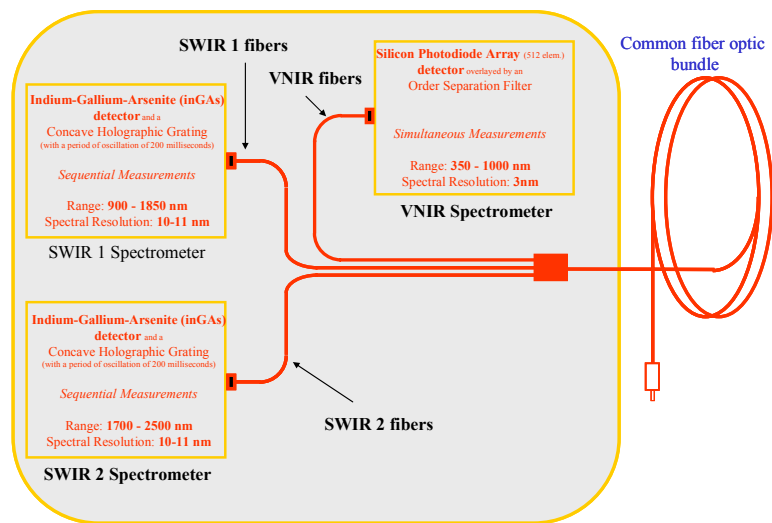


Figura 7.4 - Rappresentazione schematica della struttura interna di uno spettroradiometro mod ASD FieldSpec pro 350-2500 nm (da Leone, 2000).

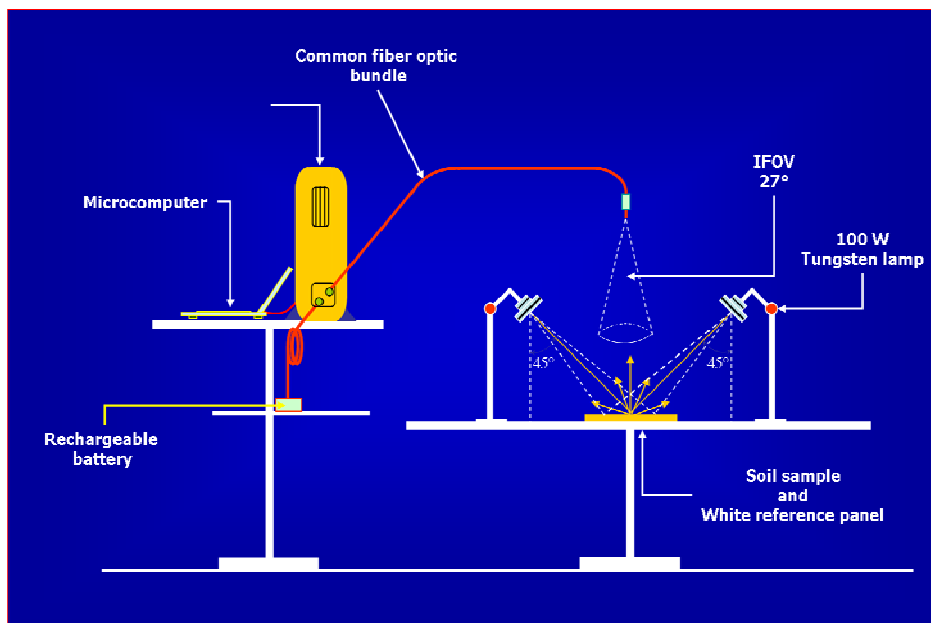
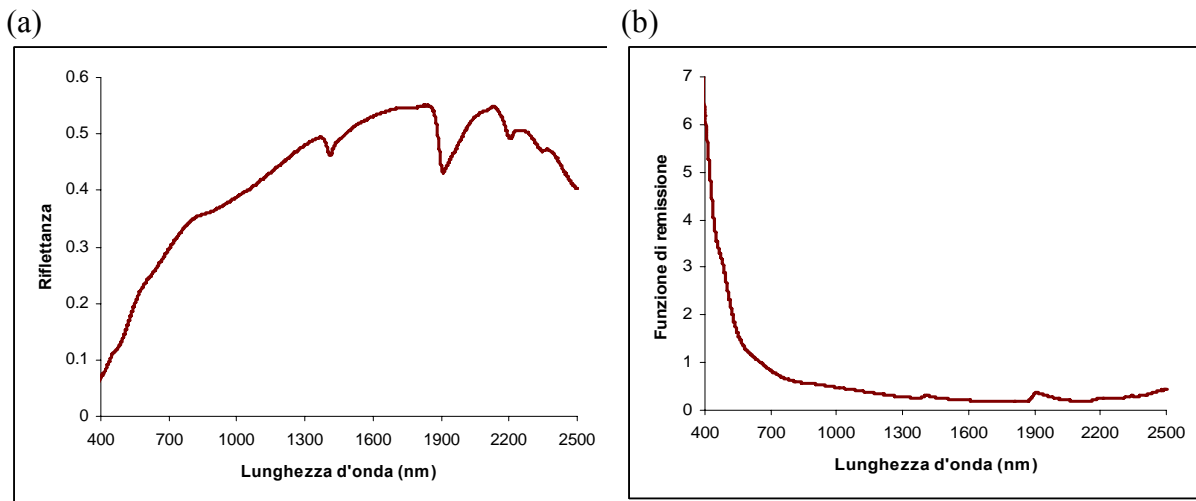


Figura 7.5 - *Setup* di laboratorio utilizzato per l'esecuzione delle misure di riflettanza dei suoli (cortese concessione dr. Leone).

### 7.2.2. Parametrizzazione degli spettri di riflettanza

#### Spettrometria derivata

Gli spettri mediati di riflettanza ( $R$ ) sono stati trasformati nei relativi spettri di assorbanza ( $=\log 1/R^2$ ) (figura 7.6). Successivamente, sono state calcolate le derivate seconde degli spettri di assorbanza.

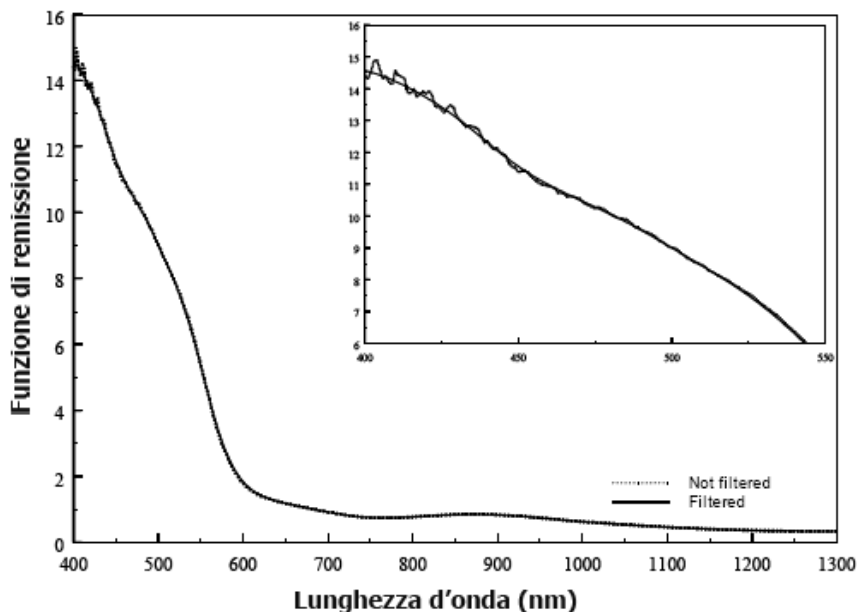


**Figura 7.6- Esempio di spettro originale di riflettanza di un campione di *topsoil* (a) e relativo spettro di assorbanza (b) nell'intervallo di lunghezza d'onda 400-2500 nm.**

La spettrometria derivata consiste nel calcolare la derivata prima, seconda o di ordine superiore di uno spettro di riflettanza, della sua “funzione di remissione” o dello spettro di assorbanza, in relazione alla lunghezza d’onda, e nel plottare la derivata piuttosto che lo spettro stesso (Cahill, 1979; Whitbeck, 1981). È quindi possibile valutare la posizione e l’ampiezza dei picchi di massima e di minima sulle curve derivate. Una descrizione dettagliata dei principi della spettrometria derivata è riportata in Kosmas et al., 1984, 1986; Malengreau et al., 1994, 1996, Leone, 2000).

La trasformazione in derivata II degli spettri di assorbanza è particolarmente sensibile al rumore strumentale ad elevata frequenza. La mediazione degli spettri, di cui si è riferito in precedenza, anche se efficace, non è sufficiente a produrre una riduzione del rumore strumentale adeguata al procedimento di calcolo delle derivate. Per ovviare a tale problema è necessario adottare idonee procedure di filtraggio (Tsai and Philpot, 1998) da applicare agli spettri originali, agli spettri di assorbanza o, direttamente, alle curve derivate (Kosmas et al., 1984). Nel nostro caso, il migliore risultato è stato ottenuto applicando agli spettri di assorbanza un filtro “Savitzky-Golay” (Savitzky and Golay, 1964), prima della loro trasformazione in derivata II. Utilizzando questo procedimento, il rumore ad elevata frequenza è stato significativamente ridotto, senza tuttavia degradare la

forma della curva di assorbanza (figura 7.7). Il filtraggio spettrale ed il calcolo della derivata seconda sono stati realizzati utilizzando il software *Table Curve 2D* Vers. 5.0 (AISN Soft. Inc, 2000).



**Figura 7.7 - Effetti del filtraggio *Savitzky-Golay* sullo spettro di assorbanza dell'intervallo di lunghezza d'onda 350-1300 nm.**

Operando in ambiente SPEX è stata quindi individuata la posizione delle principali bande di assorbimento e misurata la profondità (o intensità) di ciascuna banda. In particolare, sono state individuate otto principali bande di assorbimento, tre nel VIS, intorno a 420, 480 e 530 nm, associate alla presenza di ossidi-idrossidi di Fe e cinque nelle SWIR, intorno a 1400, 1900 2160, 2200 e 2340 nm, associate alla presenza di minerali argillosi e carbonati.

### Calcolo del colore

Gli spettri medi di riflettenza sono stati ricampionati nell'intervallo di lunghezza d'onda 350 - 700 nm (VIS) e trasformate in coordinate del colore *Munsell*. A tal fine, gli spettri ricampionati sono stati integrati con le funzioni di

corrispondenza cromatica, per ottenere i valori di tristimolo X, Y, Z<sup>(1)</sup> (per approfondimenti, vedi Wyszecki e Stiles, 1982; Torrent e Barròn, 1993; Leone et al, 2000). La stima è stata realizzata utilizzando un programma appositamente implementato in ambiente IDL (*Interactive Data Language*) vers. 6.1. a partire dai valori di tristimolo e con l'ausilio di un *software* dedicato denominato *Munsell Conversion Vers. 8.03* ([www. Munsell.com](http://www.Munsell.com)) sono stati calcolati i tre parametri del colore *Hue, Value e Chroma*.

### 7.2.3. Interpretazione visuale dei dati spettrometrici

Gli spettri di riflettanza e le derivate II degli spettri di assorbanza sono stati “interpretati” visualmente per estrarre informazioni qualitative riguardanti le proprietà (soprattutto quelle mineralogiche) dei suoli, i tipi di suolo e il loro stato di degrado.

### 7.2.4. Spazializzazione delle proprietà spettrali

I parametri del colore e i valori delle intensità delle bande di assorbimento sono stati spazializzati utilizzando gli strumenti di analisi geostatistica disponibile nel *software* Arcview vers. 3.2.

Alcuni elementi di base della geostatistica sono riportati nell'Appendice A.

---

(1) Il colore è l'espressione visiva di una riflettanza (o di un'assorbanza). Esso può essere quantificato integrando lo spettro di riflettanza nel dominio visibile di un suolo con le cosiddette funzioni di corrispondenza cromatica (x, y e z) dell'osservatore standard, così come definito dalla Commission International d'Éclairage (CIE, 1931). Come risultato, si ottengono i valori di tristimolo X, Y, e Z. Il colore del suolo può essere specificato con riferimento a questi valori oppure alle coordinate cromatiche  $x = X/(X+Y+Z)$  e  $y = Y/(X+Y+Z)$  e alla “brillanza”, Y, perpendicolare al piano definito dalle coordinate x e y. (CIE-Yxy colour system).

Le coordinate cromatiche sono difficili da interpretare, poiché non hanno un'espressione visiva. Per superare questo problema possono essere adoperati altri spazi cromatici, più uniformi in termini psicofisici (Scheinost and Schewertmann, 1999). Tra questi, lo spazio Munsell riveste particolare importanza per il suo uso tradizionale nella scienza del suolo (Simonson, 1993). Secondo il sistema Munsell, i colori sono organizzati sistematicamente utilizzando tre coordinate cilindriche, Hue, Value e Chroma. Hue fa riferimento alla lunghezza d'onda dominante; Chroma esprime la saturazione del colore; Value è la brillantezza totale (Escdafal, 1993).

Il colore Munsell può essere determinato anche visivamente, confrontando un suolo con carte cromatiche standard (Munsell Colour Company, 1975). Tuttavia, accuratezza e precisione della stima del colore utilizzando l'approccio visuale dipende da molti fattori, includenti la luce incidente, le condizioni del campione e l'abilità della persona che realizza la valutazione. Per questo, la determinazione del colore per via spettrometrica è preferibile a quella visuale.

Le carte tematiche presentate nella presente tesi, sono state ottenute studiando prima i variogrammi sperimentali nelle varie direzioni. Al modello sperimentale è stato poi sostituito un modello teorico che meglio si adattava a quello sperimentale. La scelta di un modello rispetto ad un altro, è stata fatta verificando quale dei due offriva il miglior risultato attraverso la “*cross-validation*”.

#### 7.2.5. *Analisi spettrale quantitativa delle proprietà dei suoli (pedometria)*

I dati spettro radiometrici acquisiti sono stati statisticamente relazionati alle proprietà dei suoli analizzati (pedometria), utilizzando il metodo statistico multivariato della *Partial Least Squares Regression* (PLSR) (Martens and Naes, 1989). Ciò al fine di valutare le potenzialità della spettrometria come metodo “*low cost*” di determinazione delle predette proprietà, nelle specifiche condizioni pedo-ambientali dell’area di studio.

La PLSR è un metodo statistico multivariato largamente utilizzato in chemometria, per l’analisi spettrale quantitativa (Viscarra Rossel, et al. 2006a), utilizzato per generare modelli predittivi nel caso in cui il numero di variabili predittive è molto elevato, rispetto al numero dei casi (matrice rettangolare), e le variabili sono altamente collineari. Questa condizione si verifica, pienamente, nello studio dei suoli del bacino del T. Turbolo (numero di campioni di suolo molto inferiore al numero di variabili spettrali). La PLSR è strettamente collegata alla *Principal Component Regression* (PCR) *analysis*. Tuttavia, contrariamente alla PCR, l’algoritmo PLSR seleziona fattori ortogonali successivi che massimizzano la varianza tra il predittore (X, spettri di riflettanza) e le variabili risposta (Y, proprietà del suolo). Fittando un modello PLSR, si spera di trovare pochi fattori che chiariscono gran parte della variabilità in entrambe le variabili, predittrici (X) e risposta (Y). In genere, i primi fattori esprimono gran parte della variazione di X e Y. I rimanenti fattori rappresentano “rumore” e pertanto possono essere ignorati.

Una descrizione accurata della PLSR esula dagli scopi della presente tesi. Per approfondimenti si rimanda a Martens and Naes (1989).

La PLSR può essere applicata agli spettri originali, agli spettri d'assorbanza ( $=\log_{10}(1/R)$ , dove R= riflettanza), alle funzioni di K-M o alle derivate, I e II degli spettri di riflettanza o delle funzioni di K-M.

Nel nostro caso, sono state valutate tutte le eventuali possibilità, scegliendo tra queste quella più efficace e che davano il maggior grado di correlazione tra i dati chimico-fisici e le firme spettrali.

Per verificare la capacità predittiva del modello di PLSR è stata adottata una procedura di validazione nota come “*leave-one-out*” (Viscarra Rossel et al., 2006b). In accordo con tale procedura, di volta in volta, sono stati utilizzati n-1 campioni di quelli disponibili per costruire il modello di regressione. Il valore della proprietà del suolo del campione non utilizzato nello sviluppo del modello è stato predetto. La procedura è stata ripetuta per tutti gli “n” campioni del *training-set*. La qualità del risultato ottenuto è valutata, oltre che dal coefficiente di determinazione ( $R^2$ ), dal valore del “*root mean square error*” (*RMSE*) (errore quadratico medio), dato da:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum (y_m - y_p)^2}{n}}$$

dove  $y_m$  è il valore misurato di una determinata proprietà del suolo e  $y_p$  rappresenta il valore predetto dal modello PLSR. Il numero ottimale di fattori da utilizzare è stato determinato attraverso questa procedura di validazione dei dati. In particolare è stato selezionato il modello con il più basso RMSE. (Viscarra Rossel et al., 2006b).

Per valutare ulteriormente la bontà del modello, è stata calcolata la deviazione percentuale relativa (RPD) espressa dal rapporto tra la deviazione standard delle singole proprietà dei *topsoil* misurati in laboratorio ed il valore di RMSE del modello di predizione (Williams, 1987). Da Viscarra Rossel et al., (2006b) a seconda del valore di RPD il modello di predizione è classificato: molto scarso (RPD < 1,0) e non se ne raccomanda l'uso; mediocre (RPD 1,0 - 1,4); discreto (RPD 1,4 - 1,8); buono (RPD 1,8 - 2,0); molto buono (RPD 2,0 - 2,5); eccellente (RPD > 2,5).

Per l'applicazione della PLSR è stato utilizzato un software dedicato denominato *ParLes*, gentilmente concesso dal Dr. Viscarra Rossel, *dell'Australian Centre for Precision Agriculture, University of Sydney, Australia* ed il Dr. Leone, co-relatore della presente tesi.

## 7.3. Risultati

### 7.3.1. Interpretazione visuale degli spettri di riflettanza

L'analisi visuale ha consentito di rilevare un significativo impatto delle proprietà dei suoli, del sottostante substrato geologico e dello stato di degrado dei suoli stessi sulle caratteristiche degli spettri di riflettanza.

La figura 7.8 riporta lo spettro medio e i relativi spettri di deviazione standard dei *topsoil* del bacino del T. Turbolo. Le caratteristiche osservabili sono quelle tipiche dei suoli di ambienti sud-appenninici (Leone e Sommer, 2000). La forma generale è convessa, la riflettanza totale è media; si osserva un rapido declino della riflettanza verso le lunghezze d'onda minori, causato da processi di trasferimento di carica dal ferro all'ossigeno (Hunt, 1980), e la presenza di bande di assorbimento larghe e poco profonde nel VIS-NIR a transizioni elettroniche coinvolgenti il Fe (Hunt e Salisbury, 1970; Stoner e Baumgardner, 1980; Irons et al, 1989). Nel dominio spettrale SWIR sono presenti le bande strette e profonde dei minerali argillosi e dei carbonati.

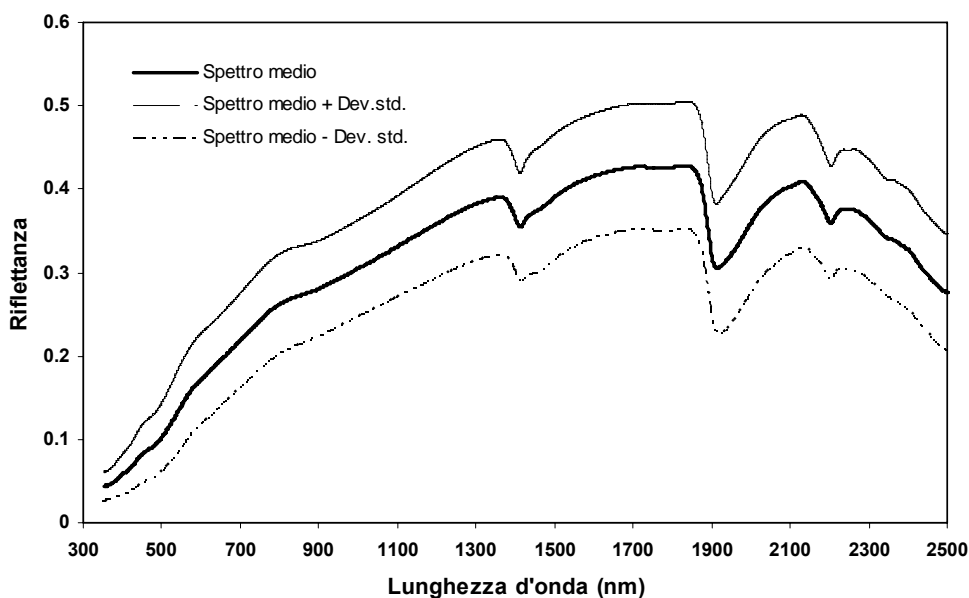
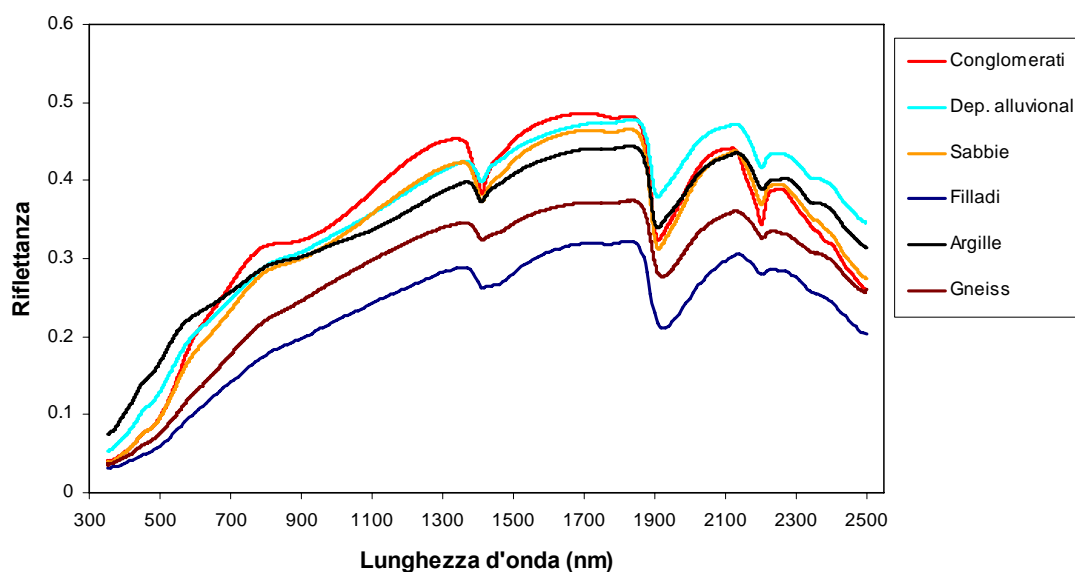


Figura 7.8 – Spettro medio e della deviazione standard delle curve di riflettanza dei *topsoil* del bacino del T. Turbolo.



La figura 7.9 mostra gli spettri medi dei suoli originati dai differenti substrati geologici dell'area di studio. L'analisi della predetta figura rivela l'impatto evidente del materiale geologico di origine sulle caratteristiche spettrali dei suoli.

I suoli impostati su rocce metamorfiche mostrano i più bassi valori di riflettenza; gli spettri presentano forme molto simili, ma si differenziano tra loro per valori di riflettenza totale, minore nei suoli su rocce tipo filladi, probabilmente per la presenza, in questi suoli, di minerali opachi (magnetite e/o ilmenite), poco riflettenti (Hunt and Salisbury, 1971; Ben-Dor et al., 1999). La bassa riflettenza dei minerali opachi è stata attribuita da Strens e Wood (1979), al trasferimento di carica negli ioni  $Fe^{2+}$  e  $Fe^{3+}$ . Per l'ilmenite l'assorbimento è stato attribuito al trasferimento di carica  $Fe^{2+} \rightarrow O$ ;  $Ti^{4+} \rightarrow O$ ;  $Fe^{2+} \rightarrow Ti^{4+}$  e alla transizione intra-ionica negli ioni  $Fe^{2+}$ .



**Figura 7.9–** Curve di riflettenza medie dei *topsoil* impostati sui principali substrati presenti nell'area di studio.

Gli spettri dei conglomerati sono caratterizzati da valori elevati di riflettenza e da un'evidente concavità tra 750 e i 1000 nm, attribuibile alla presenza di ossi-idrossidi di Fe (Demattè et al., 2004).

La separabilità spettrale in relazione al materiale geologico di origine lascia ipotizzare una significativa influenza del substrato pedogenetico sulle proprietà dei suoli dell'area di studio, soprattutto sul loro "assemblaggio" mineralogico.

Come noto (Olson, 2005), i suoli che si originano da un determinato *parent material* ereditano da esso le caratteristiche mineralogiche. Tuttavia, il tempo modifica l'influenza del *parent material*: i minerali originari sono alterati (dissolti) e nuovi materiali si accumulano nel suolo. Pertanto, soltanto nei suoli giovani o ringiovaniti o relativamente immaturi il *parent material* costituisce il fattore dominante dei processi di formazione del suolo. Nei suoli "vecchi", alterati, possono tuttavia essere presenti i materiali iniziali, se altamente resistenti, come ad esempio le sabbie quarzose.

Il ringiovanimento dei suoli del bacino del T. Turbolo dipende soprattutto da processi di erosione. Questi processi determinano l'asportazione della coltre superficiale e l'esposizione degli orizzonti sottostanti, meno alterati, più ricchi di minerali primari. L'esposizione degli orizzonti determinata dai processi erosivi provoca, oltre all'aumento di minerali, una riduzione più o meno importante del contenuto di sostanza organica (Hill, 1993; Palacios-Orueta A., Ustin S.L., 1998). La sostanza organica, insieme agli ossi-idrossidi di Fe, è il più importante cromoforo del suolo (Ben-Dor, 2002; Fontes et al., 2005).

Pertanto, variazioni di questo costituente sono spettralmente osservabili (figura 7.10) e costituiscono, quindi, un importante indicatore dello stato di degrado dei suoli (Leone e Sommer 2000). In generale, quanto il contenuto di sostanza organica diminuisce, la riflettenza aumenta nell'intero intervallo spettrale 400 – 2500 nm (Hoffer e Johannsen, 1969). In particolare l'aumento del contenuto di sostanza organica nel suolo causa una riduzione della pendenza e conferisce una forma concava o lineare allo spettro nel *range* di lunghezza d'onda compreso tra 500 – 800 nm (Latz et al., 1984).

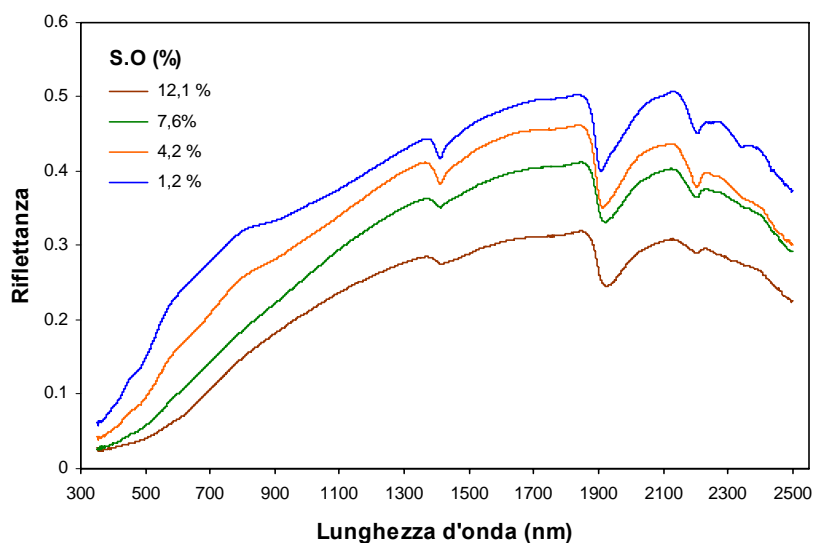
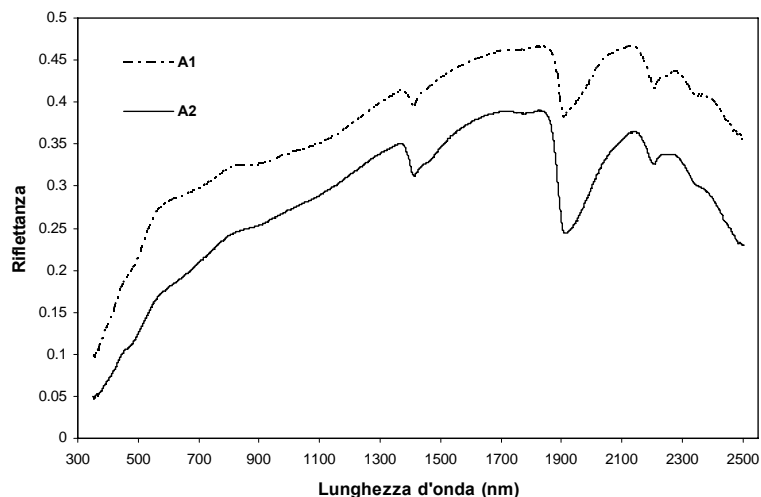


Figura 7.10 – Curve spettrali con differente contenuto di sostanza organica (S.O).

La figura 7.11 riporta, a titolo di esempio, gli spettri di riflettanza dell'orizzonte superficiale di due suoli, ricadenti all'interno della stessa litologia (argille), ma differenziati dal punto di vista del loro stato di degrado. Il primo (A1) è localizzato su un versante ad elevata pendenza ( $> 20^\circ$ ), privo di vegetazione, interessato da fenomeni di erosione intensa di tipo *rill* e spesso, nei periodi ad elevata precipitazione meteorica, da fenomeni franosi superficiali, tipo *soil slip*. Il secondo *topsoil* (A2) è localizzato su un versante a media pendenza ( $8 - 20^\circ$ ), utilizzato a prato e pascolo, interessato da fenomeni di erosione modesti, tipo *sheet* e *rill*. Il processo erosivo determina una variazione evidente del contenuto di sostanza organica (0.3 % nel suolo A1 e 2.0 % nel suolo A2) che si traduce in differenze evidenti nella riflettanza degli spettri dei due suoli nell'intero intervallo ottico-riflessivo: il suolo A1 manifesta una “*overall reflectance*” molto più bassa del suolo A2.

Anche il carbonato di calcio può dare utili informazioni sull'erosione del suolo. Spesso la rimozione dello strato superficiale di suolo causa l'esposizione in superficie dagli orizzonti più profondi ricchi di carbonato di calcio, questo fenomeno è stato osservato nell'area di studio principalmente sui *topsoil* campionati su litologie argillose ricche in carbonati. Il carbonato di calcio tende

ad aumentare la brillantezza del suolo (Girard e Girard, 1989) e mostra specifiche bande di assorbimento nella regione dello SWIR, principalmente un picco di assorbimento molto evidente a 2.35  $\mu\text{m}$ .

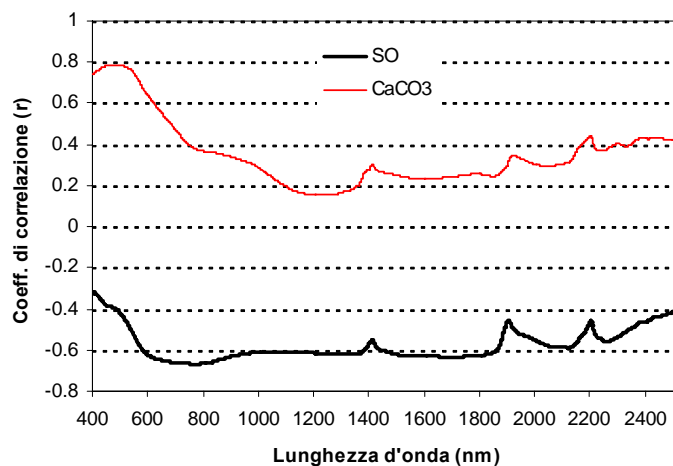


**Figura 7.11 - Curve di riflettanza e relativi siti di campionamento di due campioni ricadenti su un substrato argilloso con differente contenuto di sostanza organica (SO).**

Per meglio evidenziare l'influenza sulle curve di riflettanza dei parametri chimici dei suoli, è stata effettuata una analisi statistica di correlazione lineare tra i valori di riflettanza e i valori di sostanza organica e carbonato di calcio stimati in laboratorio con i metodi convenzionali (figura 7.12).

Per la sostanza organica le correlazioni sono risultate negative e le più importanti (circa  $r=-0.7$ ), sono state osservate nell'intervallo di lunghezza d'onda compreso tra 600 e 800 nm. Per quanto riguarda il carbonato di calcio le correlazioni sono risultate positive e le più significative (intorno a  $r=0.8$ ), sono

state riscontrate nel *range* di lunghezza d'onda compreso tra 400 e 600 nm. Questo denota che i due componenti del suolo influenzano maggiormente le curve spettrali nel dominio del visibile.



**Figura 7.12** –Coefficiente di correlazione tra i valori di riflettanza ed il contenuto di sostanza organica (SO) ed il contenuto di CaCO<sub>3</sub>.

Anche la granulometria influenza la riflettanza dei *topsoil*. Si è osservato che, a parità di altre caratteristiche (sostanza organica, carbonati, litologia, ecc.), all'aumentare del contenuto di sabbia aumenta la riflettanza totale.

La spiegazione circa l'effetto della dimensione delle particelle sulla riflettanza è stata fornita da Simmons (1972): le particelle di materiali più fini hanno una superficie più uniforme e presentano un numero minore di pori per intrappolare la luce. Numerosi lavori sperimentali sono in accordo con questa teoria. Per esempio, Bowers e Hanks (1965), studiando la riflettanza della caolinite pura, con granuli di dimensioni variabili da 0.022 a 2.68 mm di diametro (corrispondenti alle classi dimensionali che vanno dal limo grossolano alla sabbia molto grossa), hanno evidenziato una rapida crescita esponenziale della riflettanza, al decrescere della dimensione delle particelle, in tutte le lunghezze d'onda comprese tra 400 e 1000 nm. Tuttavia, nell'esperienza comune, i suoli argillosi appaiono spesso più scuri dei suoli sabbiosi, anche se le particelle argillose primarie sono molto più piccole dei granelli di sabbia. La differenza è spiegata in parte dalla differente mineralogia delle frazioni argillose (dominata da

fillosilicati) e sabbiosa (dominata da quarzo), in parte (e talvolta soprattutto) dalla tendenza delle particelle argillose ad aggregarsi in elementi strutturali (fluocculazione) di dimensioni maggiori dei granelli di sabbia (Irons et al., 1989; Hill, 1994; Palacios-Orueta e Ustin, 1998; Leone e Sommer, 2000)

La figura 7.13 riporta l'esempio di due *topsoil* che presentano lo stesso contenuto di sostanza organica (circa 2.5%), di carbonato di calcio (3.7%), appartengono alla stessa tipologia di suolo (*Typic Calcixerepts*), ricadono nella stessa formazione litologica (sabbie), ma sono differenti per tessitura. Lo spettro T1 appartiene ad un suolo a tessitura argillosa, lo spettro T2 appartiene ad un suolo a tessitura franco-sabbiosa-argillosa. I due spettri presentano un profilo con forma molto simile, ma differiscono per il valore della riflettanza totale, maggiore per lo spettro T2, con un più elevato contenuto di sabbia.

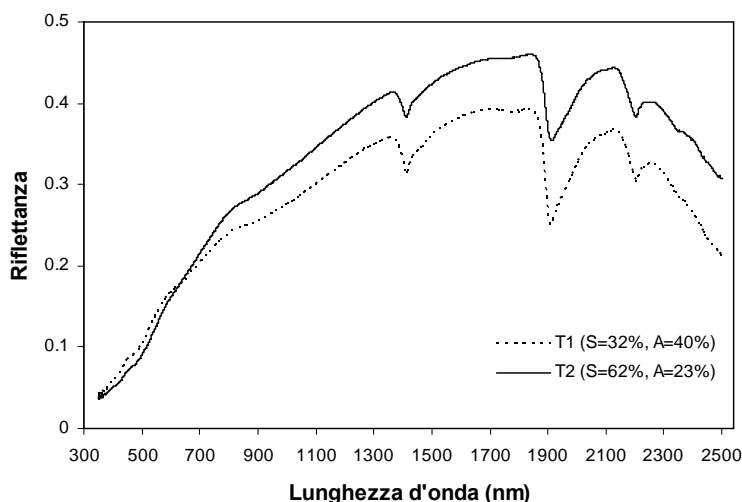


Figura 7.13 - Curve di riflettanza di due *topsoil* con differente tessitura. S= sabbia e A= argilla.

Inoltre, l'analisi visuale degli spettri medi di riflettanza ha portato ad individuare particolari concavità nell'intervallo di lunghezza d'onda compreso tra 450 e 600 nm e tra 750 e 1000 nm figura 7.14. Queste “depressioni” presentano generalmente il punto di massima assorbanza intorno ai 500 nm ed a 850 nm, rispettivamente. Sono state distinte a seconda dell'intensità della concavità in: forte, media, debole ed assente.

L'individuazione di queste concavità, in assenza di dati quantitativi, fornisce un'utile indicazione sulla presenza di ferro in forma ferrica o ferrosa.

In accordo con Demattè et al. (2004), le curve con concavità deboli contengono un basso contenuto di ferro totale, mentre per concavità da medie a forte il quantitativo di ferro presente nei suoli è tendenzialmente maggiore. Per gli spettri che non presentano nessuna delle due concavità ci si aspetta un contenuto di ferro molto basso e/o assente.

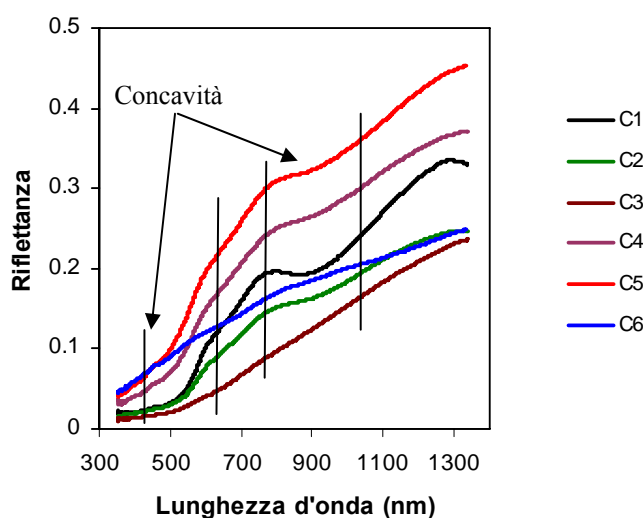
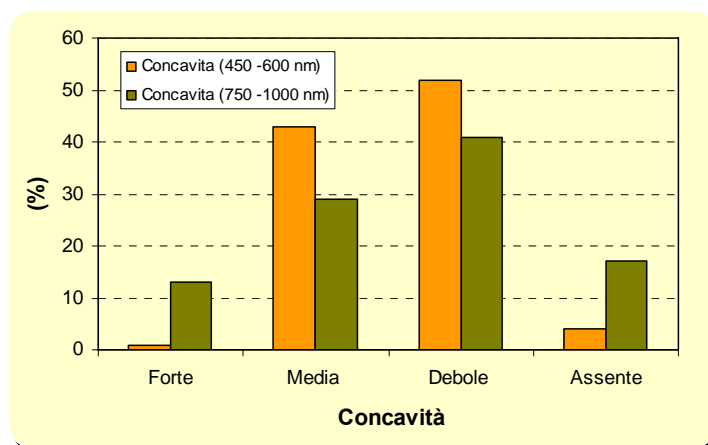


Figura 7.14 - Comparazione di curve medie di riflettanza nel VIS-NIR con differente grado di concavità. Le linee nere verticali indicano i due intervalli nei quali sono stati individuate le concavità. C1=spettro con forte concavità nell'intervallo 450–600 nm e forte concavità nell'intervallo 750–1000 nm; C2=spettro con forte concavità nell'intervallo 450–600 nm e bassa concavità nell'intervallo 750–1000 nm; C3=spettro con debole concavità nell'intervallo 450–600 nm e concavità assente nell'intervallo 750–1000 nm; C4=spettro con media concavità nell'intervallo 450–600 nm e bassa concavità nell'intervallo 750–1000 nm; C5=spettro con media concavità sia nell'intervallo 450–600 nm sia nell'intervallo 750–1000 nm; C6=spettro con concavità assente sia nell'intervallo 450–600 nm che nell'intervallo 750–1000 nm.

Le concavità sono particolarmente influenzate dal contenuto di sostanza organica, pertanto un elevato valore di sostanza organica, in suoli con basso contenuto di ferro, oblitera le concavità, oltre a ridurre l'intensità della riflettanza (Demattè et al. 2004). Inoltre, la forma del ferro presente all'interno del suolo ha effetto sulle predette concavità (Demattè e Garcia, 1999); la forma cristallina determina le concavità, mentre il ferro in forma amorfa no.

La distribuzione delle concavità distinte nei due intervalli di lunghezza d'onda 450-600 nm e 750-1000 nm degli spettri di riflettanza dei *topsoil* indica che gran

parte delle depressioni presentano concavità classificate come media e debole, con una leggera prevalenza di quest'ultima in entrambi gli intervalli (figura 7.15). Nel primo intervallo sono state individuate il 52% di concavità deboli e il 43% di concavità medie. Nel secondo intervallo sono state classificate con concavità debole e medie il 41% ed il 29%, rispettivamente, degli spettri di suoli analizzati. Le concavità con forte intensità sono presenti principalmente nell'intervallo di lunghezza d'onda 750-1000 nm.



**Figura 7.15 – Distribuzione percentuale delle due concavità individuate sugli spettri di riflettanza dei *topsoil* nell'intervallo di lunghezza d'onda tra 450-600 nm e 750-1000 nm rispettivamente. Queste depressioni ci danno indicazioni sulla presenza di ossidi di ferro nei *topsoil*.**

Lo studio, inoltre, ha messo in evidenza che la maggior parte delle curve di riflettanza dei *topsoil* con forti concavità in entrambi gli intervalli, a cui si associano elevati contenuti di ferro in forma cristallina, sono quelli i cui suoli (*Alfisuoli*) si sviluppano su conglomerati. Le concavità medie e deboli di entrambi gli intervalli, si osservano sugli spettri dei *topsoil* ricadenti in tutte le litologie affioranti, con una leggera prevalenza dei depositi sabbiosi e di conseguenza interessano tutti i tipi di suoli (*Entisuoli*, *Inceptisuoli* e *Alfisuoli*). Le curve di riflettanza prive di concavità nell'intervallo 450-600 nm si riscontrano maggiormente sugli spettri di suoli (*Vertisuoli* e *Inceptisuoli*) che si sviluppano su litologie argillose. Di contro gli spettri di riflettanza con concavità assente nell'intervallo 750-1000 nm, predominano nei suoli che si sono formati su substrato metamorfico, ad elevato contenuto di sostanza organica.



### 7.3.2. Interpretazione visuale degli spettri di derivata II

Per meglio valutare il contributo dei costituenti mineralogici dei suoli sono state analizzate le curve di derivata II degli spettri di assorbanza. L'analisi ha consentito di individuare specifiche bande di assorbimento e di calcolare le loro ampiezze relative, utilizzando il metodo picco a picco (Leone, 2000). Gli spettri di derivata II (figura 7.16 e tabella 7.1) in tutti i 345 suoli esaminati hanno rivelato la presenza di evidenti bande di assorbimento nel VIS e nello SWIR.

Nel VIS sono state individuate due bande d'assorbimento centrate intorno a 420 e 482 nm. In accordo con Sherman and Waite (1985) e con Scheinost et al. (1998), queste bande sono determinate da singole transizioni elettroniche ( ${}^4T_1 \leftarrow {}^6A_1$ ,  ${}^4T_2 \leftarrow {}^6A_1$ , e  ${}^4E; {}^4A_1 \leftarrow {}^6A_1$ ) e da una coppia di transizioni elettroniche [ ${}^2(T_1) \leftarrow 2({}^6A_1)$ ] (figura 7.17) nei cristalli di due ossidi di ferro, la goethite ( $\alpha$ -FeOOH) e la ferridrite ( $Fe_5HO_8 \cdot 4H_2O$ ).

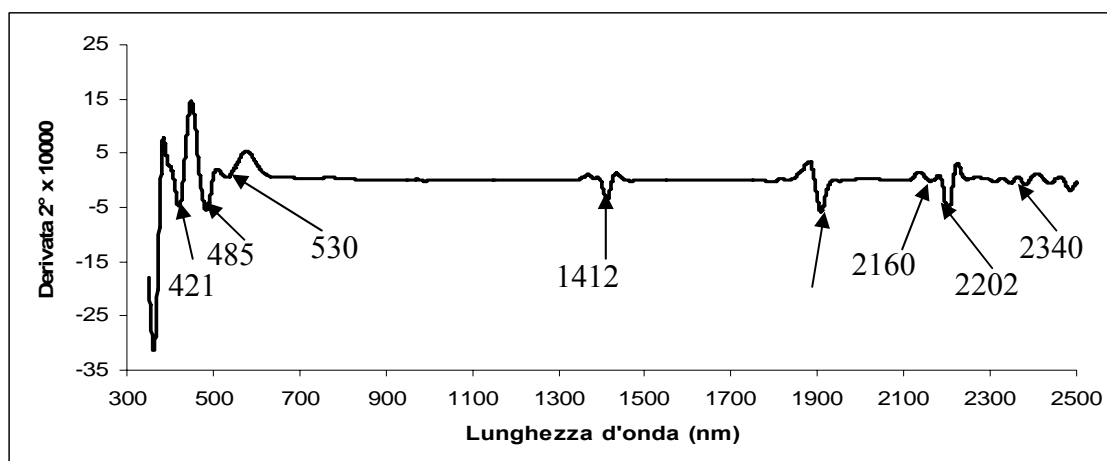
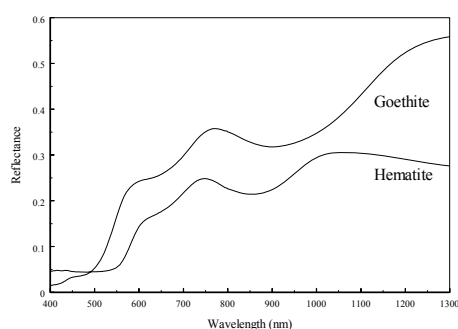


Figura 7.16- Derivata II dello spettro medio di assorbanza dei suoli esaminati, nell'intervallo di lunghezza d'onda 350–2500 nm, con indicazione delle principali bande individuate.

Tabella 7.1– Valori delle bande di assorbimento presi dalla letteratura e relativi costituenti del suolo (Hant and Salisbury, 1971; Mulders, 1987; Madeira Netto, 1995 Scheinost et al. (1998)).

Bande di assorbanza (nm)	Componenti del suolo
420	Goethite
480	Goethite
530	Ematite
1400	Ioni ossidrilici presenti nei reticoli cristallini di minerali argillosi e presenza di acqua inglobata nella struttura degli stessi
1900	Ioni ossidrilici presenti nei reticoli cristallini di minerali argillosi e presenza di acqua inglobata nella struttura degli stessi
2200	Minerali argillosi
2335	Calcite



Tipologia di transizione	Posizione di assorbimento delle bande (nm)	
	Ematite	Goethite
${}^4T_1 \leftarrow {}^6A_1$	885	915
${}^4T_2 \leftarrow {}^6A_1$	650	650
${}^2({}^4T_1) \leftarrow 2({}^6A_1)$	530	480
${}^4E, {}^4A_1 \leftarrow {}^6A_1$	445	435

Figura 7.17 - Spettri di riflettanza della goethite (FeOOH) e dell'ematite (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) nella regione 400 – 1300 nm [origine degli spettri: ENVI 3.2 spectral library, 1999]. L'attribuzione e l'esatta posizione delle differenti bande d'assorbimento sono mostrate nella tabella (da: Sherman and Whaite, 1985).

Il 33% circa degli spettri di derivata seconda dei suoli analizzati presenta una banda d'assorbimento intorno a 530 nm (figura 7.18) attribuibile a coppie di processi di transizione elettronica nei cristalli di ematite (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) (Leone, 2000).

In particolare la banda a 530 nm si rinviene negli spettri dei suoli appartenenti all'ordine degli *Alfisuoli*, notoriamente molto ricchi di ossidi di ferro, tanto da conferirgli la tipica colorazione rossastra (Barrón e Torrent, 1986)

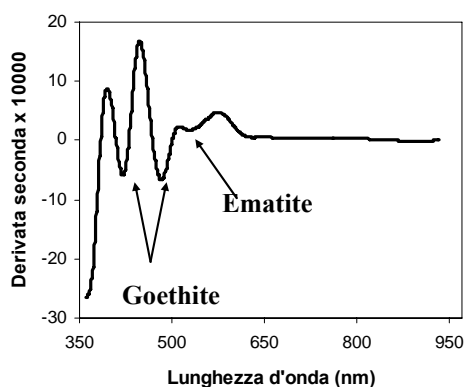


Figura 7.18 – Derivata II dello spettro medio di assorbanza nell'intervallo di lunghezza d'onda VIS – NIR dei *topsoil*. Sono evidenti le bande di assorbimento della goethite a 420 e 480 nm e dell'ematite intorno a 530 nm.

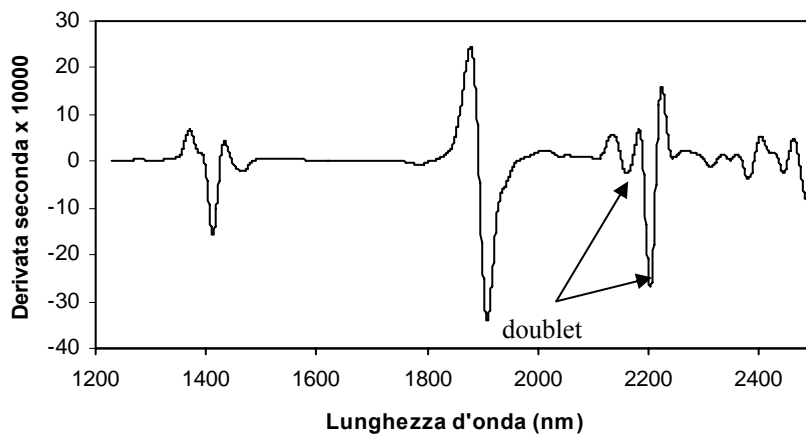
Nella regione spettrale dell'infrarosso vicino, tra 700 e 1300 nm non ricade alcuna banda di assorbimento rilevante. Un numero significativo di bande è, invece, rilevabile nella regione delle onde corte infrarosse, tra 1300 e 2500 nm.

In particolare sono evidenti una forte banda d'assorbimento centrata mediamente intorno a 1908 nm, e due bande meno profonde, ma in ogni caso importanti posizionate intorno a 1412 e 2202 nm (figura 7.16).

Le suddette bande sono determinate da processi di transizione vibrazionale che interessano le strutture cristalline di diversi minerali argillosi e/o l'acqua in esse inglobata (Leone, 2000 e bibliografia citata). Le vibrazioni transizionali causano oscillazioni nella disposizione relativa degli atomi componenti le molecole. Tali oscillazioni allungano i legami molecolari (*molecular bond stretching*) o curvano gli angoli fra i legami (*interbond angles bending*). Le transizioni nello stato energetico vibrazionale sono associate all'emissione o all'assorbimento di radiazione nella porzione infrarossa dello spettro. Le transizioni più importanti riguardano gli ioni ossidrile (OH<sup>-</sup>) e le molecole di acqua inglobate nella struttura dei minerali del suolo o presenti nel suolo come inclusioni fluide (Hunt and Salisbury, 1970; Clark et al., 1990). Le molecole polari dell'acqua hanno tre transizioni vibrazionali, risultanti dall'allungamento simmetrico del legame O-H (*symmetrical stretch*,  $\nu_1$ ), dalla curvatura dell'angolo fra i legami O-H-O (*symmetrical bend*,  $\nu_2$ ) e dall'allungamento asimmetrico del legame O-H (*asymmetrical stretch*,  $\nu_3$ ).

La presenza della banda intorno a 1908 nm è sicuramente associabile a processi di *bending* nella molecola d'acqua inglobata nei minerali argillosi di tipo 2:1 (montmorillonite). La presenza delle bande a 1412 e 2202 nm è invece associabile a modi fondamentali O-H *stretching* e a combinazioni di ioni O-H *stretching* e Al-OH *bending* che si verificano sia nelle strutture cristalline dei minerali espandibili tipo 2:1, sia in quelle di minerali non espandibili di tipo 1:1 (caolinite). La presenza di caolinite nei suoli esaminati è, fra l'altro confermata dalla presenza di una piccola banda a 2160 nm, dovuta ad un processo vibrazionale di tipo *bending* nel legame Al-OH, che, insieme alla banda

principale centrata intorno a 2202 nm costituisce, quella che è definita una “doublet” (figura 7.19).



**Figura 7.19 – Derivata II dello spettro di assorbimento di un *topsoil*. Sono evidenti le bande di assorbimento centrate intorno a 1400 a 1900 e a 2200 nm associate alla presenza di minerali argillosi. Alla banda 2200 nm è associata la banda 2160 nm (doublet) che conferma la presenza di caolinite nel suolo.**

Oltre i 2202 nm è evidente una serie di bande poco profonde (figure 7.16 e 7.19), di non sempre facile interpretazione. Una prima banda centrata intorno a 2242 nm attribuibile alla caolinite, una seconda banda centrata intorno a 2290 nm è probabilmente attribuibile allo stesso minerale argilloso.

Un'importante banda individuata intorno a 2340 nm, è situata in posizione intermedia tra la banda tipica dei carbonati (2330 nm) e quella tipica dell'illite (2350 nm). La posizione della banda intorno a 2340 nm tende a spostarsi alternativamente verso il primo o il secondo dei predetti costituenti mineralogici del suolo a seconda dell'abbondanza dell'uno o dell'altro. Il grafico riportato in figura 7.20 mostra come all'aumentare del contenuto di CaCO<sub>3</sub>, la posizione della banda di assorbimento in questione, mediamente, si sposta verso le lunghezze d'onda più basse, per avvicinarsi a quella tipica del carbonato di calcio. Evidentemente, la posizione, oltre che la profondità di questa banda dipende dalla presenza e dall'abbondanza dei predetti minerali.

Infine, sono presenti altre due piccole bande (figura 7.19), la prima centrata intorno a 2383 nm attribuibile, anch'essa, alla caolinite; la seconda intorno a

2438 nm, attribuibile, invece, alla montmorillonite e/o all'illite (Clark et al., 1990).

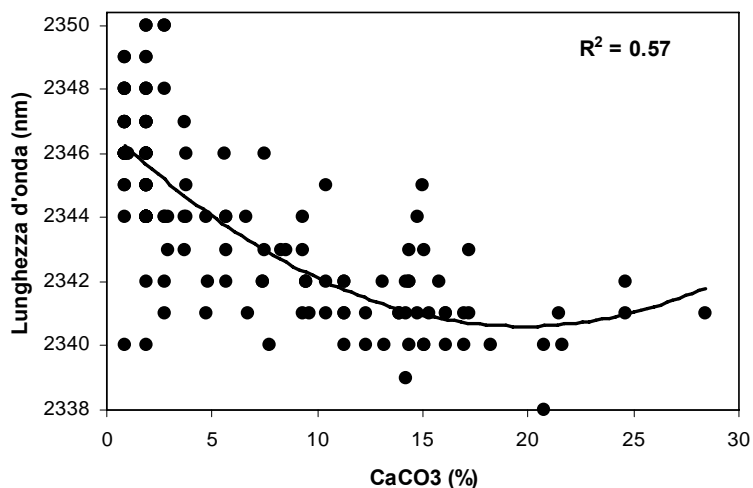


Figura 7.20 – Variazione della posizione del picco di minima della banda di assorbimento centrata intorno a 2340 nm in relazione al contenuto di carbonato di calcio.

### 7.3.3. Relazioni tra colore Munsell e caratteristiche dei topsoil

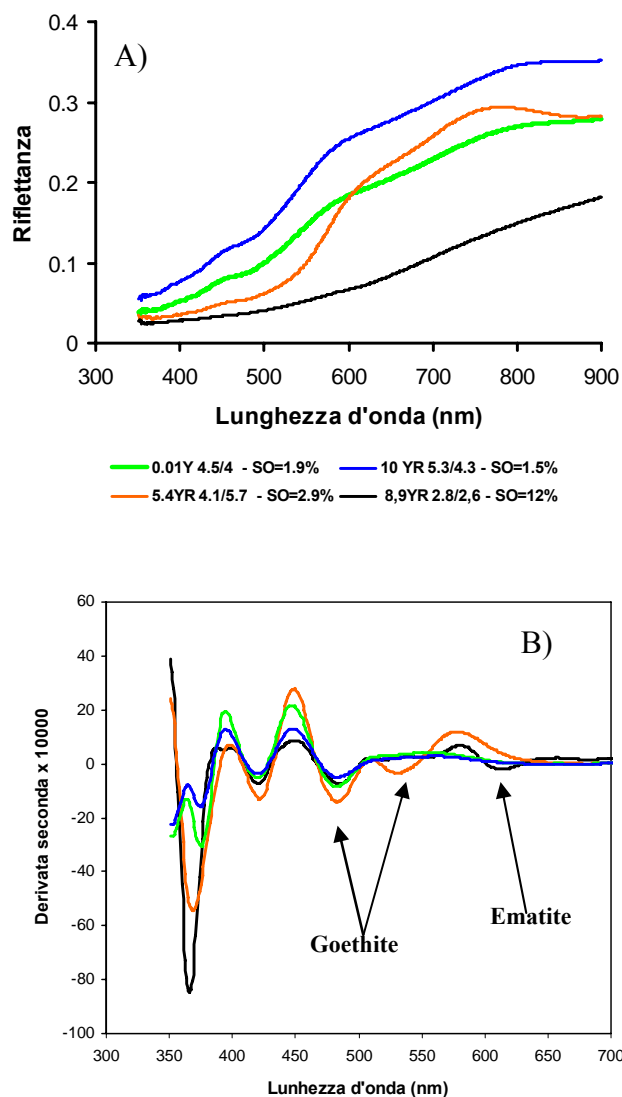
Il colore è uno degli attributi diagnostici più utili e comunemente utilizzati per caratterizzare e differenziare i suoli (Torrent e Barrón, 1993). La stima di questo parametro è importante perché è strettamente correlata a diverse proprietà del suolo, in particolare alla sostanza organica, alla tessitura e al contenuto di ossididrossidi di ferro. La sostanza organica e i minerali del ferro sono i maggiori agenti pigmentanti dei suoli (Fontes et al., 2005). Gli ossidi di ferro principali sono la goethite, che è responsabile delle cromature gialle e brune dei suoli e l'ematite che impartisce al suolo una colorazione rossiccia. Quest'ultimo minerale presenta un alto potere pigmentante che tende a mascherare il colore giallo della goethite. Scheffer et al. (1958), hanno rilevato che solo l'1.7% di ematite può dare al suolo un colore rosso.

La spettrometria ha permesso di ottenere misure molto accurate, riuscendo a cogliere anche piccole variazioni cromatiche tra i suoli, questo aumenta senz'altro la probabilità di sviluppare relazioni più dettagliate tra il colore e le proprietà del suolo.

Le relazioni tra i costituenti del suolo e i parametri del colore *Munsell* sono state evidenziate tramite analisi statistiche di correlazione. Per tale scopo, è stato necessario trasformare i codici *Hue* in variabili numeriche continue. Considerando che il valore dello *Hue* nei suoli studiati varia tra 5.22YR e 0.01Y e tenuto conto di quanto riportato in letteratura (Mokma, 1993; Li et al., 1998; Leone et. al 2003) la trasformazione è stata realizzata assegnando ai colori con *Hue* compreso tra 5.22YR e 10YR il numero che precede la sigla (es. 5.22YR=5.22, 8.75YR=8.75) ed ai colori con *Hue* superiore a 10YR al numero che precede alla sigla viene sommato 10 (0.01Y= 10.01, 1.22Y=11.22).

In figura 7.21A sono stati riportati alcuni spettri di riflettanza nei quali si evidenzia l'influenza della sostanza organica sulla curva spettrale e di conseguenza sui tre parametri cromatici (*Hue*, *Value* e *Chroma*) del sistema *Munsell*.

Le differenze di colore risentono anche della presenza di ossidi di ferro, in particolar modo della goethite e in minor misura dell'ematite. Questi due minerali sono stati rilevati nei *topsoil* studiati dalla presenza di specifiche bande di assorbimento nelle derivate seconde delle funzioni di Kubelka-Munk (figura 7.21B), quest'ultime calcolate a partire dagli stessi spettri di riflettanza utilizzati per la stima del colore *Munsell*. I suoli che contengono solo goethite presentano mediamente colorazioni bruno giallastre; il valore dello *Hue* varia tra 10YR e 2,5Y (Torrent et al. 1980). Invece nei suoli con valori dello *Hue* compresi tra 7.5YR e 5YR si ha la presenza sia di goethite che di ematite.



**Figura 7.21 – A)** Curve di riflettenza di *topsoil* contraddistinti da differenti caratteristiche cromatiche e con contenuti diversi di sostanza organica (SO) ed ossidi di ferro. **B)** Confronto degli stessi spettri di riflettenza trasformati in derivata seconda. Sono evidenti in tutti gli spettri le bande della goethite, intorno a 420 e 480 nm ed in uno solo la banda relativa all’ematite, intorno a 530 nm. infatti è l’unico suolo dei quattro con colorazione rossa.

Il *pattern* cromatico dei *topsoil* analizzati manifesta l’eterogeneità sia dei pedotipi che della litologia affiorante nel bacino. Particolarmente evidenti sono le variazioni dei valori del *Value* e del *Chroma*, che oscillano entrambi tra 2 e 6 (figura 7.22). Per quanto riguarda il *Value* i campioni presentano in maggior misura, con una frequenza del 56%, valori compresi tra 4 e 5; per il *Chroma* si osservano nella maggior parte (59%) dei casi valori compresi tra 3 e 4. Le variazioni dello *Hue* manifestano per il 96% dei *topsoil* valori compresi tra

7.5YR e 2.5Y, questo dato dimostra la forte dipendenza cromatica di questi suoli dalla goethite e dalla sostanza organica.

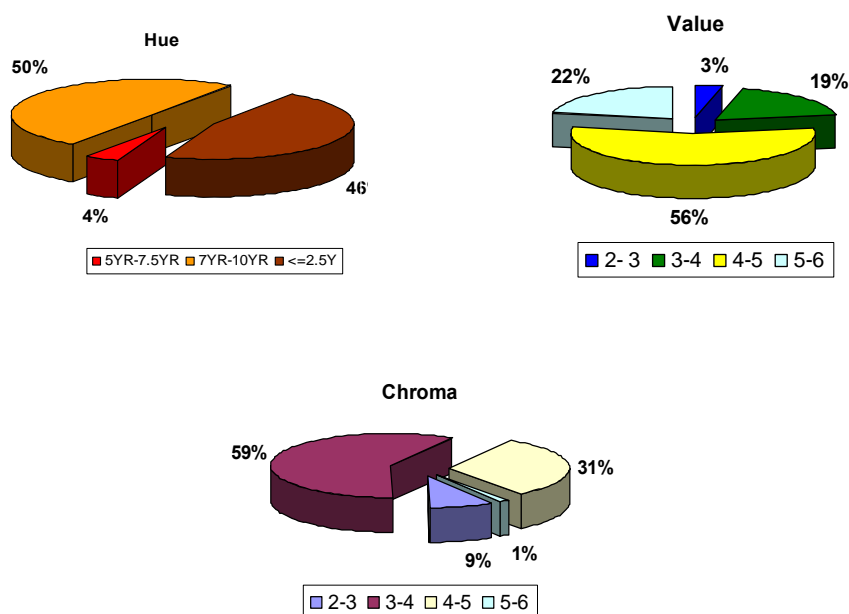


Figura 7.22 – Distribuzione dei tre parametri del colore *Munsell* ricavati dall'analisi spettrometrica.

I suoli campionati nelle aree di affioramento delle argille, che sono le zone maggiormente degradate del bacino e con i più bassi contenuti di sostanza organica, mostrano rispettivamente valori dello *Hue* compresi tra 1.93Y e 0.28Y, *Value* tra 5.77 e 3.80 e *Chroma* tra 4.91 e 2.07. I colori variano quindi dal grigio-brunastro chiaro al bruno-oliva. Inoltre questi suoli presentano spesso un'elevata concentrazione di carbonato di calcio che influenza molto il *Value* ( $r=0.85$ ). I suoli molto erosi, che si sviluppano su un substrato sabbioso rivelano un *Hue* più giallo, un *Value* più chiaro e un *Chroma* con più alta saturazione.

In accordo con Fontes et al. (2005), i suoli con basso valore di *Chroma* ( $< 2.5$ ) e *Hue* minore di 2.5Y, mediamente contengono uno scarso contenuto di goethite. Questo viene confermato dalle basse profondità delle bande della goethite, centrate rispettivamente intorno a 420 e 480 nm, dello spettro di derivata seconda della funzione di K-M dei rispettivi *topsoil*.

*Hue* con colorazioni del rosso, comprese tra 5YR e 7.5YR, e *Value* e *Chroma* tendenzialmente compresi tra 4 e 6 si rinvengono negli *Alfisuoli*, spesso troncati



dall'erosione. L'andamento del colore riflette in modo evidente i processi di erosione idrica del suolo. In questo gioca un ruolo molto importante il contenuto di sostanza organica. Infatti i suoli poveri di sostanza organica, quindi molto erosi, hanno *Value* e *Chroma* generalmente alto.

L'analisi di correlazione applicata ai *topsoil* studiati, ha consentito di valutare l'entità delle relazioni tra i suddetti parametri del colore *Munsell*, la sostanza organica, il contenuto di carbonato di calcio e la tessitura (tabella 7.2 e figura 7.23).

**Tabella 7.2 – Matrice dei coefficienti di correlazione lineare tra parametri del colore e caratteristiche chimico-fisiche dei *topsoil*. I valori sottolineati sono risultati quelli più significativi ( $p < 0.01$ ).**

	Hue	Value	Chroma
SO	-0.12	<u>-0.58</u>	-0.46
CaCO <sub>3</sub>	<u>0.73</u>	<u>0.66</u>	-0.28
Sabbia	-0.37	0.33	0.43
Limo	0.38	0.25	-0.45
Argilla	0.25	0.29	-0.28

Le correlazioni lineari più significative sono risultate quelle tra: *Hue* e carbonato di calcio ( $r=0.73$ ), *Value* e sostanza organica ( $r=-0.58$ ), *Value* e carbonato di calcio ( $r=0.66$ ). È inoltre interessante osservare che l'analisi di correlazione tra parametri del colore e sostanza organica e carbonati evidenzia, in accordo con Schulze et al., (1993), che i valori di “r” risultano più elevati quando alla distribuzione dei dati sperimentali vengono adattate funzioni curvilinee anziché lineari (figura 7.23).

La scarsa correlazione tra *Hue* e sostanza organica, è imputabile al fatto che altri costituenti del suolo, in particolare gli ossidi-idrossidi di ferro contribuiscono a conferire la tinta (*Hue*) al suolo (Torrent et al., 1983; Torrent e Barrón, 1993).

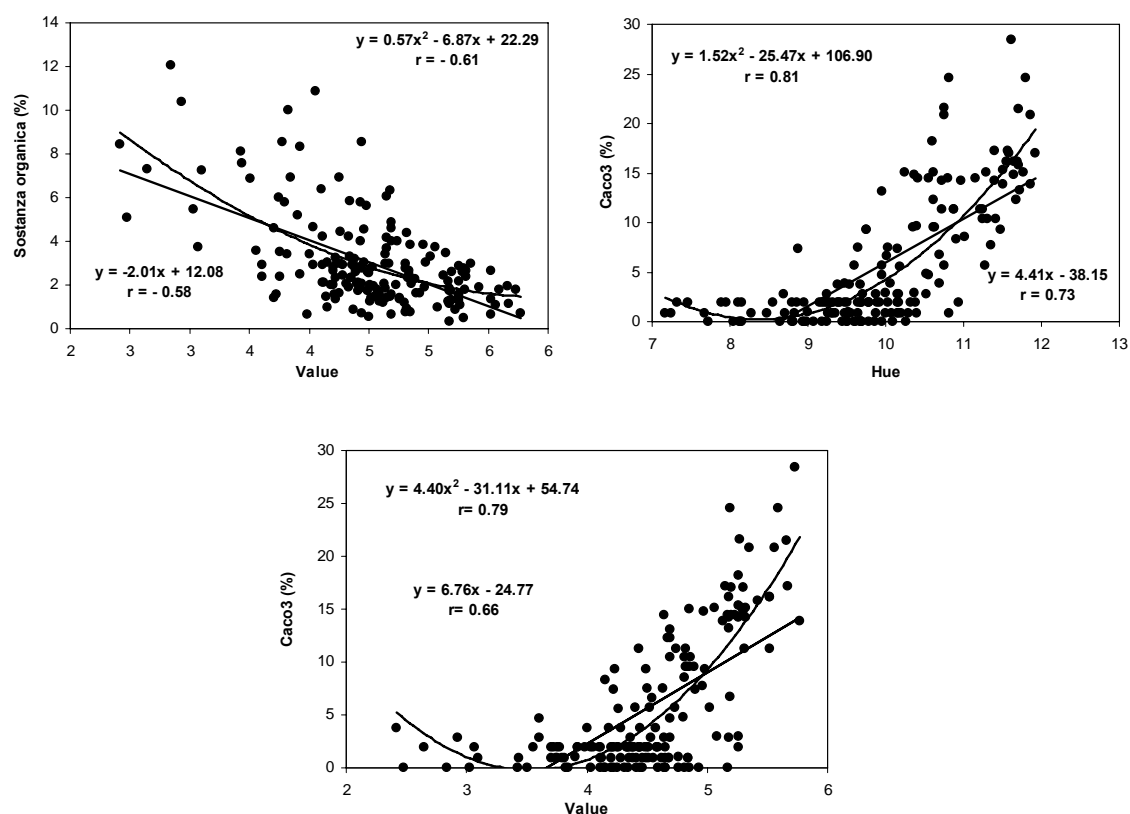


Figura 7.23 – Correlazioni lineari e curvilinee tra i parametri del colore *Munsell* ricavati mediante l'analisi spettrometrica e sostanza organica e carbonato di calcio.

#### 7.3.4. Analisi della variabilità spaziale dei parametri spettrali

Sono stati spazializzati al fine di conoscere la loro distribuzione in relazione alle principali caratteristiche geo-ambientali del bacino i risultati delle trasformazioni degli spettri di riflettanza (bande di assorbimento e notazioni *Munsell*).

L'interpolazione dei dati è stata effettuata mediante *software* GIS, utilizzando il metodo geostatistico del *kriging* ordinario, ed ha portato all'elaborazione di una carta tematica per ogni variabile considerata.

Nello specifico sono state spazializzate le ampiezze delle bande di assorbimento, centrate rispettivamente intorno a 480, 530 1900 e 2200 nm.

Non sono state spazializzate le profondità delle bande centrate intorno a 420 e 1400 nm perché esse sono correlate alle bande 480 e 1900 nm, rispettivamente.

Per quello che riguarda il colore sono stati spazializzati i tre parametri del sistema *Munsell* (*Hue*, *Value* e *Chroma*).

Preliminarmente è stata effettuata un'analisi statistica descrittiva dei valori di ampiezza delle bande di assorbimento e dei caratteri del colore (tabella 7.3). Sono state, inoltre, prodotte ed interpretate le distribuzioni di frequenza delle singole variabili ed identificati ed eliminati gli *outliers*, tramite l'analisi di *box-plots*.

**Tabella 7.3– Statistica descrittiva dei valori di ampiezza delle principali bande di assorbimento individuate sulle derivate seconde delle funzioni di Kubelka-Munk dei *topsoil* e dei parametri del colore *Munsell*.**

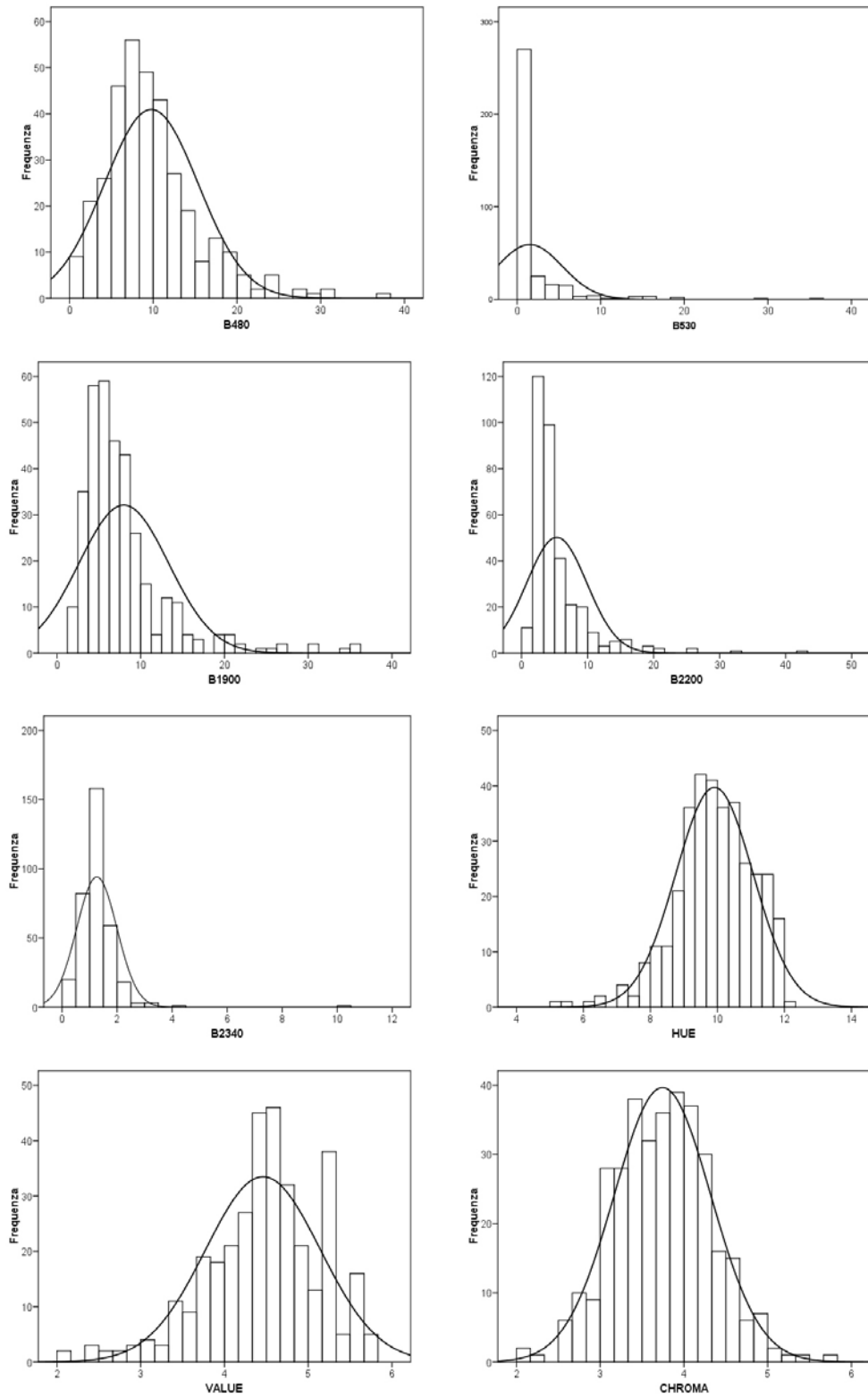
	<b>N</b>	<b>Min</b>	<b>Max</b>	<b>Media</b>	<b>Dev. std.</b>	<b>Skewness</b>	<b>Kurtosis</b>	<b>CV %</b>
<b>B480</b>	345	0.31	37.08	9.77	5.60	1.32	2.74	57
<b>B530</b>	345	0.00	36.43	1.52	3.87	4.73	29.77	255
<b>B1900</b>	345	1.37	36.19	7.98	5.36	2.46	7.87	67
<b>B2200</b>	344	1.09	42.87	5.33	4.56	3.59	19.04	86
<b>Hue</b>	345	5.22	12.18	9.91	1.15	-0.64	1.02	12
<b>Value</b>	345	2.09	5.77	4.46	0.69	0.64	0.64	15
<b>Chroma</b>	345	2.07	5.69	3.74	0.58	-0.09	0.09	18

(CV: 0 – 20%=basso; 20 – 50%=medio; > 50%=alto)

In considerazione della particolare eterogeneità dei caratteri geo-ambientali dell'area di studio, i coefficienti di variazione (CV) delle ampiezze delle bande di assorbimento associabili ognuna, come visto, a specifici minerali presenti nei suoli, sono risultati relativamente alti per tutte le bande di assorbimento e bassi per i parametri del colore (tabella 7.3). Nel caso della banda centrata a 530 nm il CV è risultato molto alto (255%).

*Skewness* e *kurtosis* sono risultati bassi per *Hue*, *Value* e *Chroma* e alti (>1) per le ampiezze delle bande di assorbimento. Per i parametri cromatici la distribuzione di frequenza deve essere pertanto considerata prossima alla distribuzione normale (figura 7.24). Per le bande di assorbimento la distribuzione di frequenza si allontana dalla distribuzione normale. Tale comportamento è probabilmente attribuibile a condizioni pedo-ambientali locali ed all'influenza dei diversi fattori che controllano lo sviluppo/degrado dei suoli.

L'analisi spettroradiometrica in generale ed l'identificazione di specifiche bande di assorbimento, sulle derivate II delle curve di assorbimento, in particolare, ha portato a definire che i suoli del bacino del T. Turbolo mostrano una grande varietà nei contenuti di ferro.



**Figura 7.24– Distribuzione di frequenza dell’ampiezza delle bande di assorbimento e dei parametri del colore che sono stati spazializzati.**

Questo comportamento deve essere messo in relazione ai diversi litotipi affioranti che vanno dalle rocce metamorfiche paleozoiche, spesso con un alto grado di alterazione, alle argille e sabbie del Pliocene. Al *top* dei depositi sabbiosi si ritrovano conglomerati Pleistocenici, spesso smantellati dai processi erosivi e ridotti a piccoli lembi residuali. (vedi carta litologica- Elaborato 2). Nei fondovalle si rinvengono depositi colluviali e alluvionali olocenici e/o attuali.

L'analisi spaziale della banda di assorbimento centrata intorno a 480 nm (figura 7.25), fornisce importanti informazioni, come già discusso in precedenza, sulla presenza e distribuzione di goethite nei *topsoil* campionati nel bacino del T. Turbolo. La goethite, espressa dalla presenza della banda centrata a 480 nm in tutti i campioni analizzati, si può considerare il principale minerale ferroso presente nei suoli analizzati.

La carta tematica elaborata, mette in evidenza che su buona parte del bacino, la profondità della banda di assorbimento a 480 nm presenta i valori maggiori (10-37) tra quelli registrati (in figura 7.25 sono rappresentati dai colori rossi), collocati in modo particolare nella parte centrale dell'area di studio. In questa zona si rinvengono *Alfisuoli* ricchi di ossidi di ferro. Ancora, una profondità elevata della banda a 480 nm si osserva nella parte alta del bacino, laddove affiorano gneiss fortemente alterati, che spiegherebbe in questi suoli la presenza di goethite. I valori più bassi si registrano, invece, laddove affiorano litologie argillose, sulle quali insistono suoli con caratteristiche vertiche e/o *Inceptisuoli* spesso troncati dall'erosione, e nella parte alta del bacino dove emergono dei *Mollisuoli*. Quest'ultimi caratterizzati da orizzonti superficiali di colore bruno scuro, per l'elevato accumulo di sostanza organica, favorito da specifiche condizioni climatiche. Infatti, il regime di umidità *udico*. (USDA, 2006) di questi suoli, garantisce una buona disponibilità di acqua durante il ciclo vegetativo anche nel caso di suoli con bassa riserva idrica. Quest'elevato contenuto di materia organica maschera l'effetto della banda di assorbimento della goethite (Demattè e Garcia, 1999).

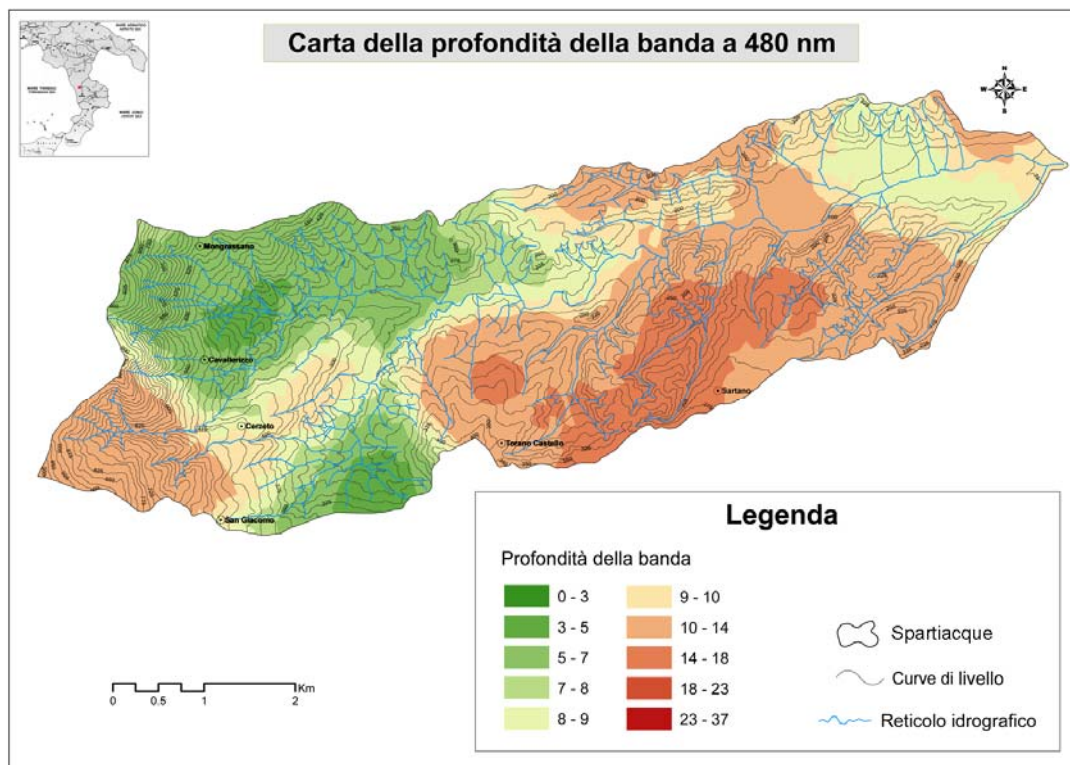
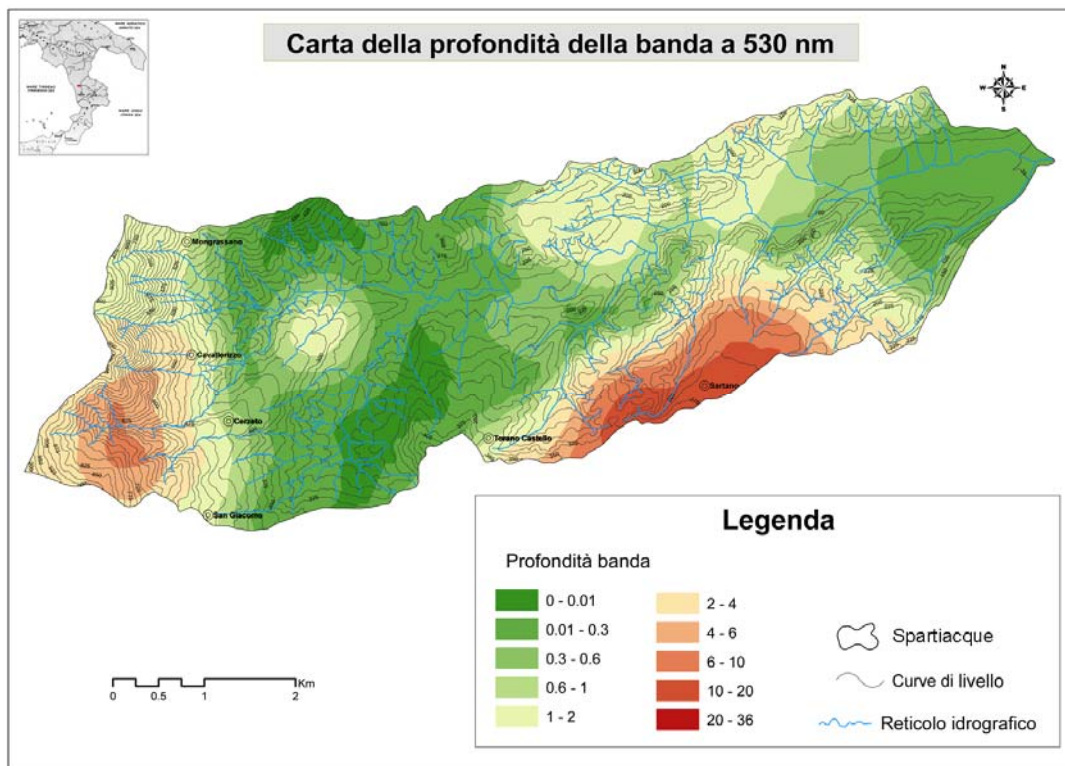


Figura 7.25 – Carta della profondità della banda di assorbimento a 480 nm, diagnostica della goethite.

La distribuzione spaziale della banda di assorbimento a 530 nm relativa alla presenza di ematite nel suolo, è stata individuata con le ampiezze maggiori nei *topsoil* prelevati principalmente sugli *Alfisuoli* con tipiche caratteristiche *cambiche*, e con colorazioni rossiccie, che si sviluppano sui depositi conglomeratici (figura 7.26), affioranti in larga misura sulla superficie sub-pianeggiante di Sartano e sui crinali adiacenti. Spesso lungo i versanti che bordano queste superfici, sui quali affiorano litologie e suoli diversi, si osservano modeste ampiezze della banda dell'ematite. Questo è spiegabile con i processi di erosione dei *topsoil* degli *Alfisuoli* nelle parti alte dei versanti. I materiali erosi contenenti ematite, si depositano lungo i versanti. Inoltre, i processi di erosione incanalata, spesso favoriscono la redistribuzione del contenuto di ferro nei suoli (Bartholomeus et al., 2007).

Nella parte occidentale del bacino, si registrano ampiezze della banda che presuppongono la presenza di ematite nei suoli. Nel resto dell'area esaminata, in

accordo con i tipi di suoli affioranti (con presenza nulla o scarsa di ematite), questa banda è assente o mostra deboli profondità.

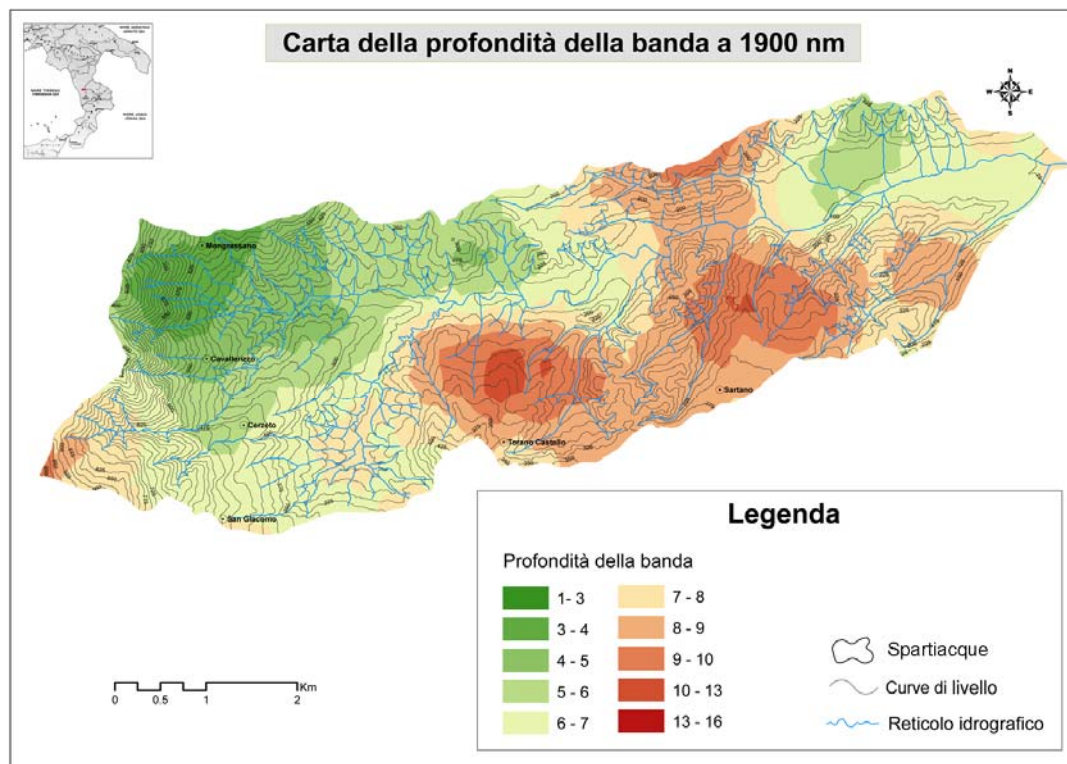


**Figura 7.26- Carta della profondità della banda di assorbimento a 530 nm, diagnostica dell'ematite.**

La distribuzione della banda di assorbimento centrata intorno a 1900 nm (figura 7.27), è diagnostica della presenza di diverse tipologie di minerali argillosi nei suoli. In particolare, essa può essere correlata, tenendo conto della maggior parte dei pedotipi che si sviluppano nell'area di studio, a minerali argillosi con struttura 2:1 espandibili (smectite). In particolare le profondità maggiori si osservano sui suoli che stanno a valle del paese di Torano Castello, i quali presentano caratteristiche vertiche che per l'appunto confermano la presenza di minerali espandibili.

Tenuto conto che la riflettanza del suolo è una proprietà cumulativa (Baumgardner et al., 1985), non si esclude che la banda a 1900 nm possa essere collegata anche alla presenza di minerali argillosi tipo caolinite e/o illite. In generale all'aumentare dei contenuti di caolinite e illite la profondità della banda

a 1900 nm tende ad attenuarsi, mentre all'aumentare del contenuto di montmorillonite essa tende ad approfondirsi (figura 7.28). Ciò che viene misurato in un determinato istante è l'effetto combinato dei tre minerali.



**Figura 7.27 - Carta della profondità della banda di assorbimento a 1900 nm, diagnostica di minerali argillosi caolinite e/o montmorillonite.**

Quanto detto sopra, giustificerebbe i bassi valori di ampiezza che si rinvenivano sui suoli che si sviluppano sulle argille (spesso con un forte dinamismo strutturale) a valle del paese di Mongrassano (vedi carta litologica - elaborato 2). La presenza di caolinite in questi suoli è avvalorata sia dalla distribuzione spaziale della banda di assorbimento a 2200 nm sia da analisi sui minerali delle argille effettuati sui suoli di quest'area da Torretti (1992) nei quali vengono individuati sia caolinite che illite. I bassi picchi di assorbimento della banda a 1900 nm inoltre, potrebbero essere legati anche alla forte componente sabbiosa presente nei *topsoil* analizzati che indica anche la bassa evoluzione pedologica dei suoli, legata spesso alla forte erosione che ne limita lo sviluppo.



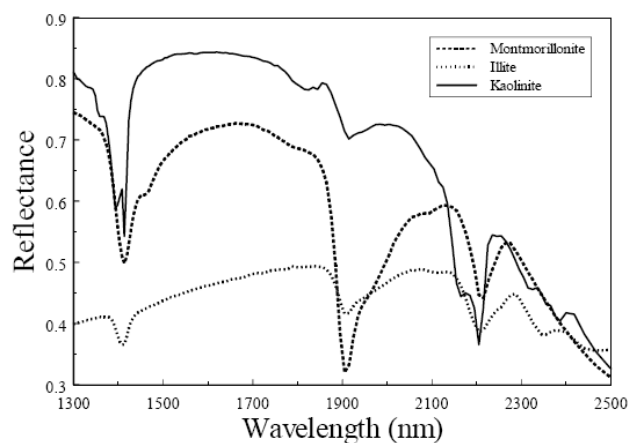


Figura 7.28 - Spettri di riflettanza della montmorillonite, della caolinite e dell'illite nell'intervallo di lunghezza d'onda 1300 – 2500 nm.

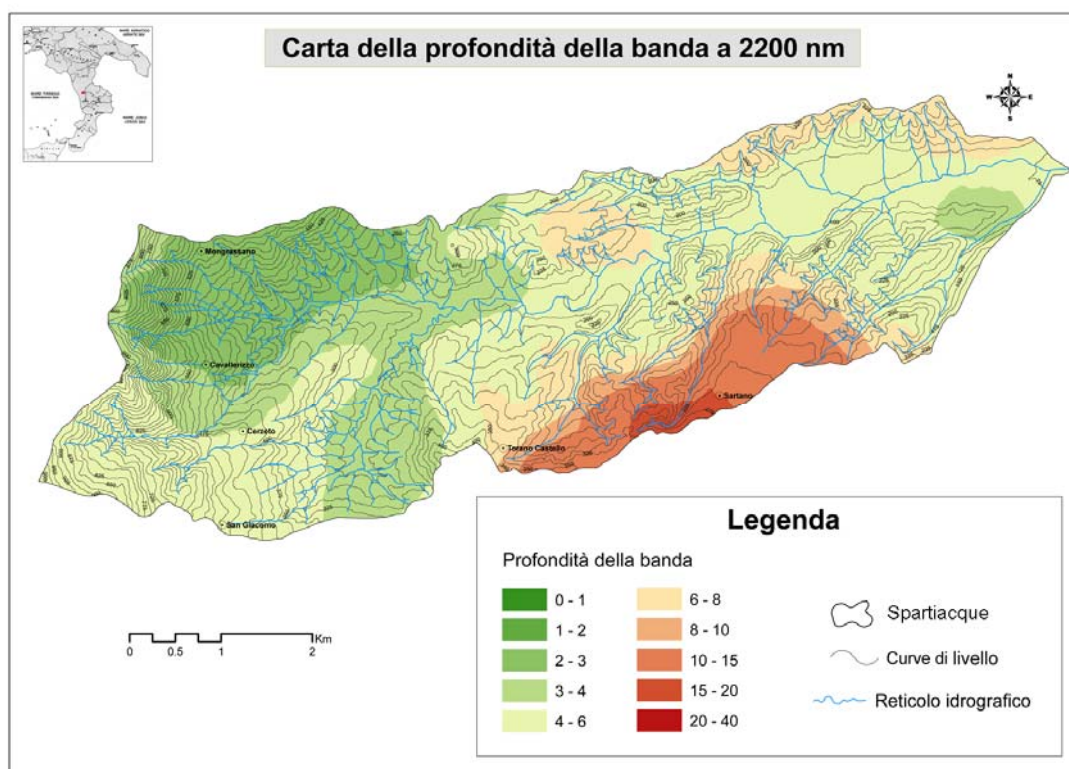


Figura 7.29 -- Carta della profondità della banda di assorbimento a 2200 nm, diagnostica della caolinite.

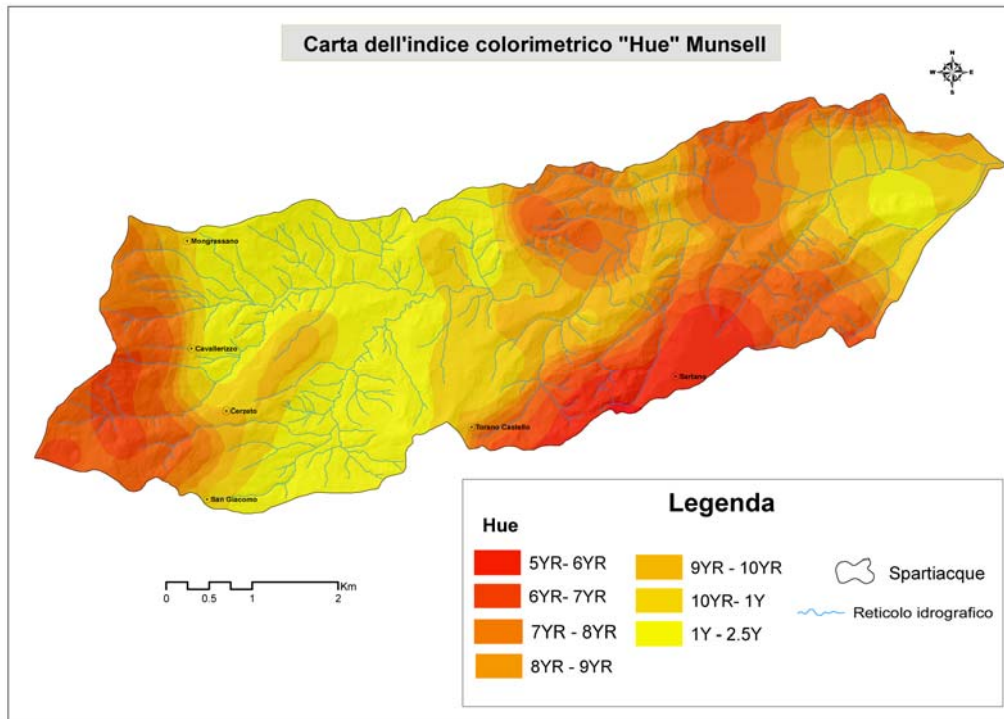
La distribuzione della banda centrata a 2200 nm (figura 7.29) diagnostica della caolinite, registra i picchi più elevati sui *topsoil* arrossati delle superfici terrazzate che bordano il bacino nella parte medio-bassa. La presenza della

caolinite è confermata da analisi sui minerali argillosi di questi suoli (Torretti, 1992) i quali evidenziano la forte presenza di caolinite spesso associata all'illite.

Inoltre la presenza di caolinite è confermata da analisi realizzati sui suoli dei terrazzi marini della fascia costiera dell'alto Tirreno (Scarciglia et al., 2006), i quali presentano caratteristiche simili (si sono sviluppati con lo stesso clima ed hanno età confrontabili). Nel resto del bacino le ampiezze di queste bande sono piuttosto blande e questo è spiegabile con quanto detto per la distribuzione della banda a 1990 nm.

Particolarmente importante è risultata la distribuzione dei parametri del colore *Munsell*. Per quanto riguarda la distribuzione spaziale del parametro *Hue* (figura 7.30), esso mette in evidenza la stretta correlazione con i pedotipi presenti nel bacino. Valori compresi tra 5YR e 7.5YR si osservano sugli *Alfisuoli* con colorazioni rossastre. Inoltre stessi valori di *Hue* si osservano anche nella parte più occidentale del bacino, laddove affiorano rocce gneissiche con un alto grado di alterazione, con suoli che presentano spesso una colorazione bruno rossastra. Nella zona di affioramento delle argille con suoli, spesso, molto degradati e con scarsi contenuti di materia organica, i valori di *Hue* mostrano rispettivamente valori compresi tra 0.2Y e 2Y. I colori variano quindi dal grigio brunastro chiaro al bruno oliva. Questi suoli, inoltre, sono ricchi di carbonato di calcio che solitamente aumenta la brillantezza (Girard e Girard, 1989) e, di conseguenza, il valore del *Value* (figura 7.31). Nell'unità litologica delle argille, con elevata erosione idrica, il parametro *Value* assume solitamente valori compresi tra 5-6 e il parametro *Chroma* presenta una bassa saturazione (valori compresi tra 2-3) (figure 7.31 e 7.32). Sui versanti della parte centrale del bacino, dove affiorano in larga parte depositi sabbiosi ed i suoli appartengono principalmente all'ordine degli *Inceptisuoli* e secondariamente agli *Entisuoli*, spesso, i parametri cromatici sono condizionati dall'intensità con cui agiscono i processi erosivi. Pertanto in queste aree si osservano *Hue* tendenzialmente con colorazioni giallastre (1Y–2.5Y) *Value* più chiari (5-6) e i valori di *Chroma* con un'alta saturazione (5-6). Contrariamente in questa stessa unità litologica, laddove l'erosione è bassa o

assente i parametri del colore variano rispettivamente: *Hue* tra 7.5YR e 10YR, *Value* compreso tra 3 e 5 e *Chroma* varia da 6 a 4.5 (figure 7.30, 7.31 e 7.32).



**Figura 7.30 - Carta dell'indice colorimetrico *Hue Munsell* del bacino del torrente Turbolo.**

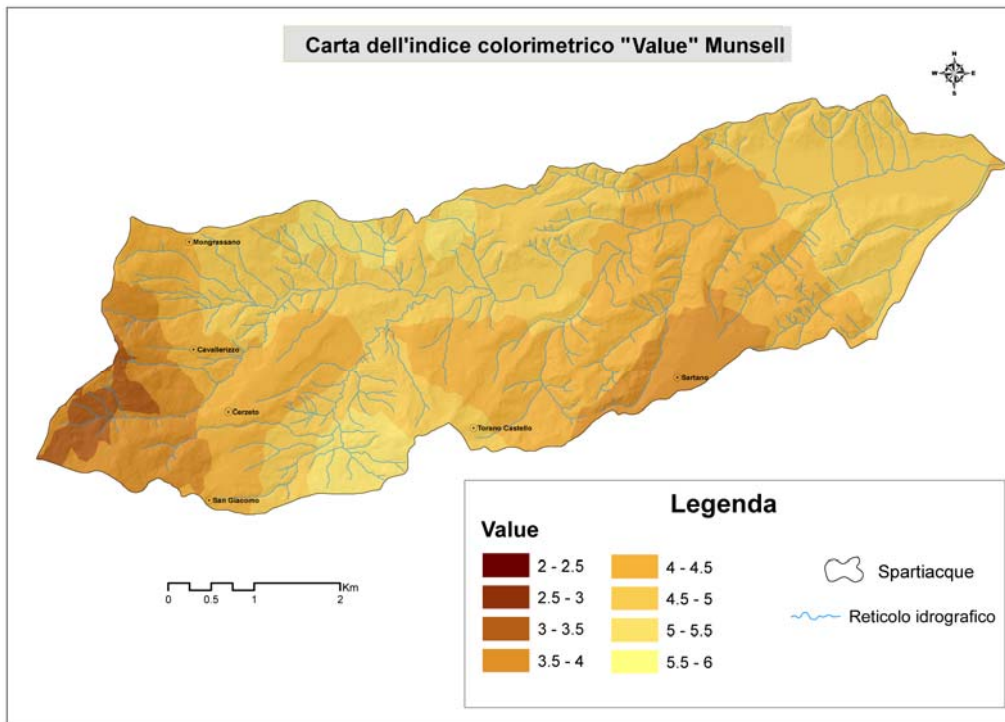


Figura 7.31 - Carta dell'indice colorimetrico *Value Munsell* del bacino del torrente Turbolo.

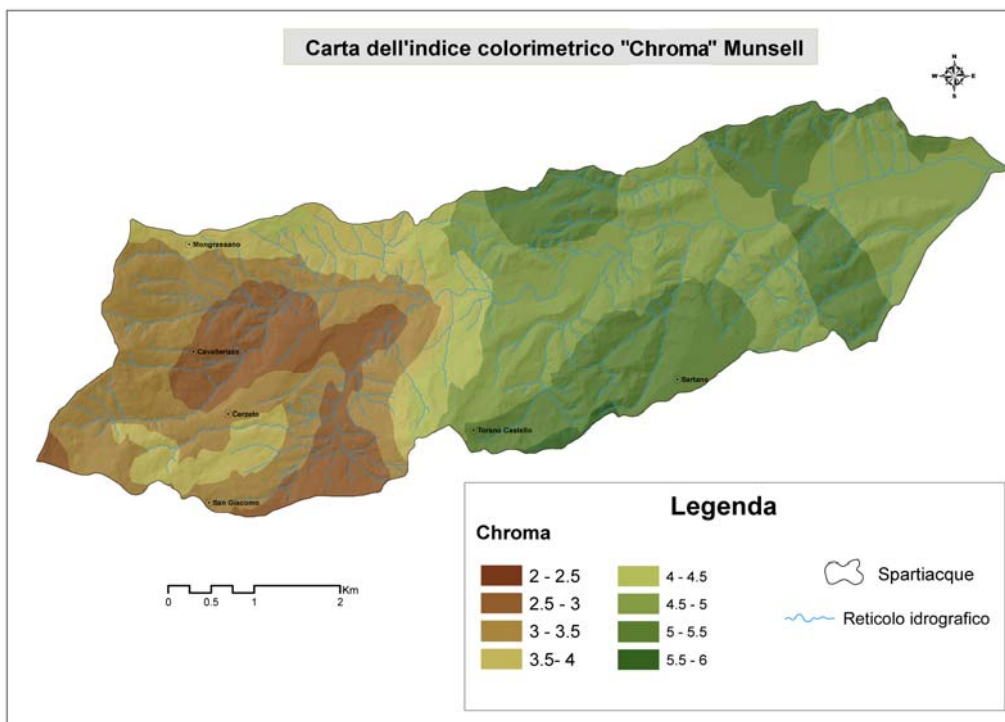


Figura 7.32 - Carta dell'indice colorimetrico *Chroma Munsell* del bacino del torrente Turbolo

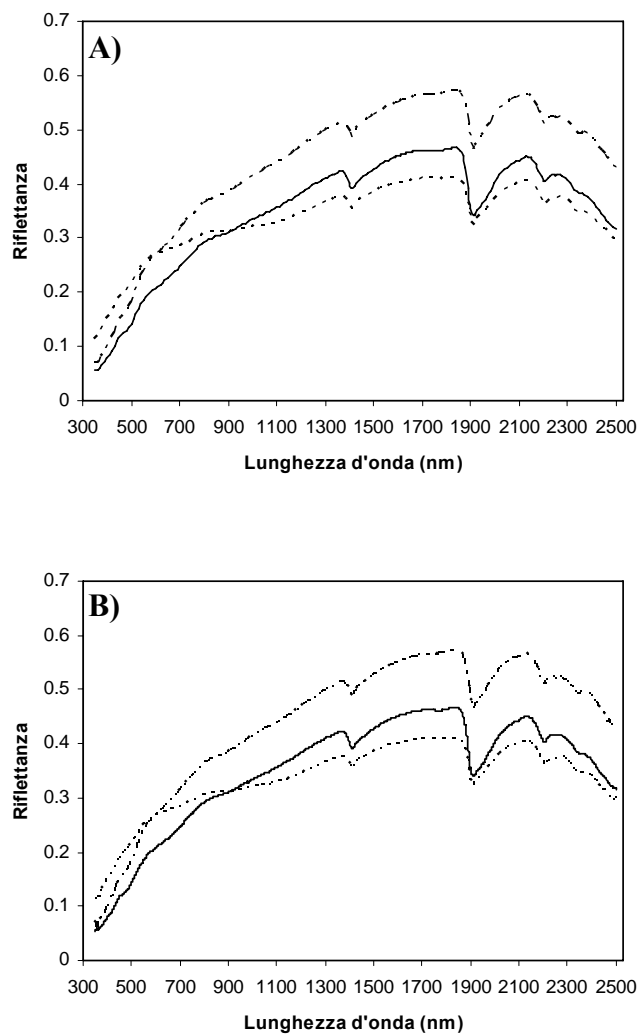
### 7.3.5. PLSR applicata agli spettri di riflettanza e alle proprietà chimico-fisiche dei topsoil

L'analisi e la previsione delle caratteristiche fisiche e chimiche del suolo, sono un requisito fondamentale per un uso sostenibile del territorio (McBratney et al., 2000; Florinsky et al., 2002). Alcuni costituenti del suolo, come la sostanza organica hanno un'imponente influenza sia sulle caratteristiche fisiche del suolo che sull'intensità dei processi erosivi.

Metodi statistici multivariati come la *Partial Least Squares Regression Analysis* (PLSR) o la *Principal component regression* (PCR) possono essere usate per estrarre informazioni sulle caratteristiche dei suoli da spettri di riflettanza nel VIS, NIR e MIR (Viscarra Rossel et al., 2006b).

In questo paragrafo vengono presentati i risultati dell'applicazione della (PLSR), utilizzata per stimare le relazioni tra le misure di riflettanza e le proprietà dei suoli misurati in laboratorio con i metodi classici. Inoltre vengono valutate le potenzialità della tecnica statistica nel calibrare dei modelli di predizione mediante i dati spettrometrici per il monitoraggio spaziale e temporale dei principali costituenti chimico-fisici del suolo che influenzano i processi di degradazione del suolo.

Ciascuna delle curve di riflettanza dei *topsoil* analizzati è costituita dalla sequenza di un numero elevatissimo di bande (specificamente 2150 bande) nell'intervallo spettrale 350-2500 nm. Inoltre, i valori di riflettanza delle singole bande sono altamente intercorrelati (Leone e Sommer, 2000). Pertanto, per facilitare l'analisi delle relazioni tra bande originali e proprietà dei suoli può tornare vantaggioso ridurre la variabilità spettrale, utilizzando un numero minore di bande, selezionando ad intervalli regolari, rappresentativo della forma e delle curvature degli spettri interi (Leone e Sommer, 2000). Nel nostro caso, utilizzando tale approccio, sono state selezionate 216 bande sugli spettri originali, con un intervallo di campionamento di 10 nm, a partire dalla lunghezza d'onda 350 nm. L'efficacia del campionamento è evidente nell'esempio riportato nella figura 7.33.



**Figura 7.33 – Confronto fra tre spettri originali (A) e gli stessi spettri ottenuti “fittando” le curve alle 216 bande ricampionate ad intervallo di 10 nm (B).**

Il metodo statistico multivariato della PLSR applicato agli spettri ricampionati ogni 10 nm è stato impiegato per stimare le relazioni tra tessitura (sabbia, limo e argilla), coefficiente di erodibilità (K) dei suoli e spettri di riflettanza su un numero di 140 campioni di *topsoil*. Per sostanza organica e carbonati totali su 175 campioni.

La prima operazione eseguita mediante il *software ParLes* per effettuare la calibrazione dei modelli di predizione, è stata quella di effettuare dei procedimenti di trasformazione dei dati spettrali, in modo tale da normalizzare gli spettri, ridurre la non linearità ed il rumore strumentale. Dalle diverse prove, i

risultati migliori, per tutti i modelli di stima dei parametri del suolo considerati, sono stati ottenuti trasformando gli spettri di riflettanza originali (R) nei relativi spettri d'assorbanza ( $\log_{10} (1/R)$ ). L'operazione successiva è stata quella di applicare, tra le tecniche comunemente utilizzate, un *pre-processing* ai dati spettrometrici. Il *pre-processing* che ha fornito i migliori risultati per l'applicazione della PLSR a carbonati totali e limo, è stato ottenuto utilizzando per le curve di riflettanza un filtro "Savitzky-Golay" (Savitzky and Golay, 1964) ed una trasformazione in derivata prima. Per il modello della sostanza organica il *pre-processing* migliore si è ottenuto applicando un filtro denominato "Median filter" ed una trasformazione degli spettri in derivata prima. Inoltre è stato effettuato un pretrattamento chiamato "Mean centre". Il *pre-processing* migliore per l'argilla ed il coefficiente di erodibilità (K) è stato ottenuto utilizzando il filtraggio "Wavelet filter". Per il *pre-processing* di K si è effettuata anche la trasformazione in derivata prima ed un pre-trattamento "Mean centre".

Ulteriore miglioramento ai modelli di predizione sono stati apportati, così come altre esperienze (es., Kooistra et al., 2001) insegnano, eliminando dal *data set* gli *outliers*.

I risultati ottenuti sono riportati nelle figure 7.34 e 7.35 e riassunti in tabella 7.4.

In generale, fatta eccezione per il limo ( $R^2=0.59$ ) i coefficienti di determinazione ( $R^2$ ) ottenuti tra i valori osservati (parametri del suolo stimati in laboratorio) e i valori predetti dalle curve spettrali dei *topsoil* sono tendenzialmente alti, oscillando tra 0.77 per la sabbia e 0.87 per il contenuto di carbonato di calcio. Inoltre è stata trovata una buona relazione ( $R^2=0.81$ ) tra la riflettanza dei *topsoil* ed il coefficiente di erodibilità (K) dei suoli.

La sostanza organica ed il carbonato di calcio (figura 7.34) sono le proprietà che richiedono il valore più basso di fattori per costruire il modello della PLSR (tabella 7.4) contrariamente al limo che ha necessitato di un numero di fattori più alto. Al numero di fattori utilizzati per determinare il modello di predizione, corrisponde il più basso errore quadratico medio (*root mean square error relative RMSE*). Quest'ultimo, seguendo il criterio utilizzato da Kooistra et al., (2001), è

stato diviso per la media dei valori, stimati in laboratorio, di ogni parametro dei *topsoil* utilizzati, così facendo si è calcolato l'errore quadratico medio relativo (RMSEr).

**Tabella 7.4 - Sintesi dei risultati ottenuti della PLSR applicata agli spettri (originali e trasformati) e alle proprietà chimiche e fisiche dei campioni di *topsoil* investigati.**

Proprietà del suolo	Numero di fattori	RMSEr	R <sup>2</sup>	RPD
Sabbia (%)	18	0.1	0.77	2.06
Limo (%)	19	0.447	0.59	1.55
Argilla (%)	17	0.233	0.78	2.09
Sostanza org. (%)	12	0.287	0.85	2.54
CaCO <sub>3</sub> (%)	12	0.397	0.87	2.82
K=Coeff. di erodibilità ((Mg/ha)[(MJ/ha)(mm/h)] <sup>-1</sup> )	15	0.149	0.81	2.30

Inoltre i valori di deviazione percentuale relativa (RPD), che stabiliscono la “robustezza” del modello di predizione sono risultati: per sabbia, argilla e coefficiente di erodibilità compresi tra 2 e 2.5, questo indica che i modelli ottenuti sono molto buoni per predizioni quantitative dei parametri del suolo; per sostanza organica e carbonati i valori di RPD sono risultati maggiori di 2.5 che sta ad indicare che il modello di predizione è eccellente (Viscarra Rossel et al., 2006b); per il limo il valore di RPD è uguale a 1,55 ed indica un discreto modello che deve essere utilizzato solo per valutazioni qualitative e per correlazioni.



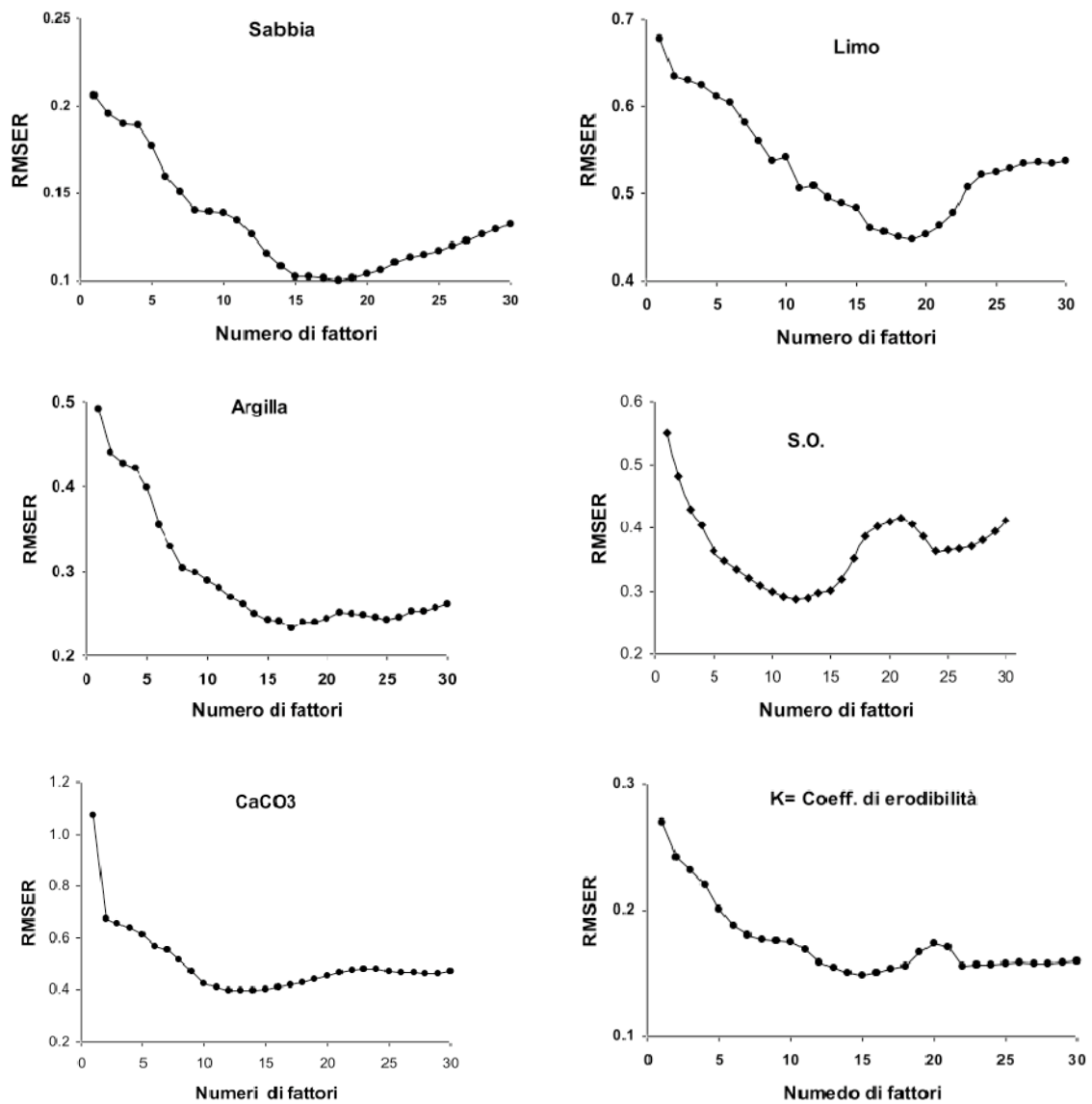


Figura 7.34 - RMSER (*root mean square error relative* =  $RMSE/\text{media della proprietà}$ ) della predizione relativa alle proprietà dei suoli considerati in relazione al numero di fattori risultanti dalla PLSR.

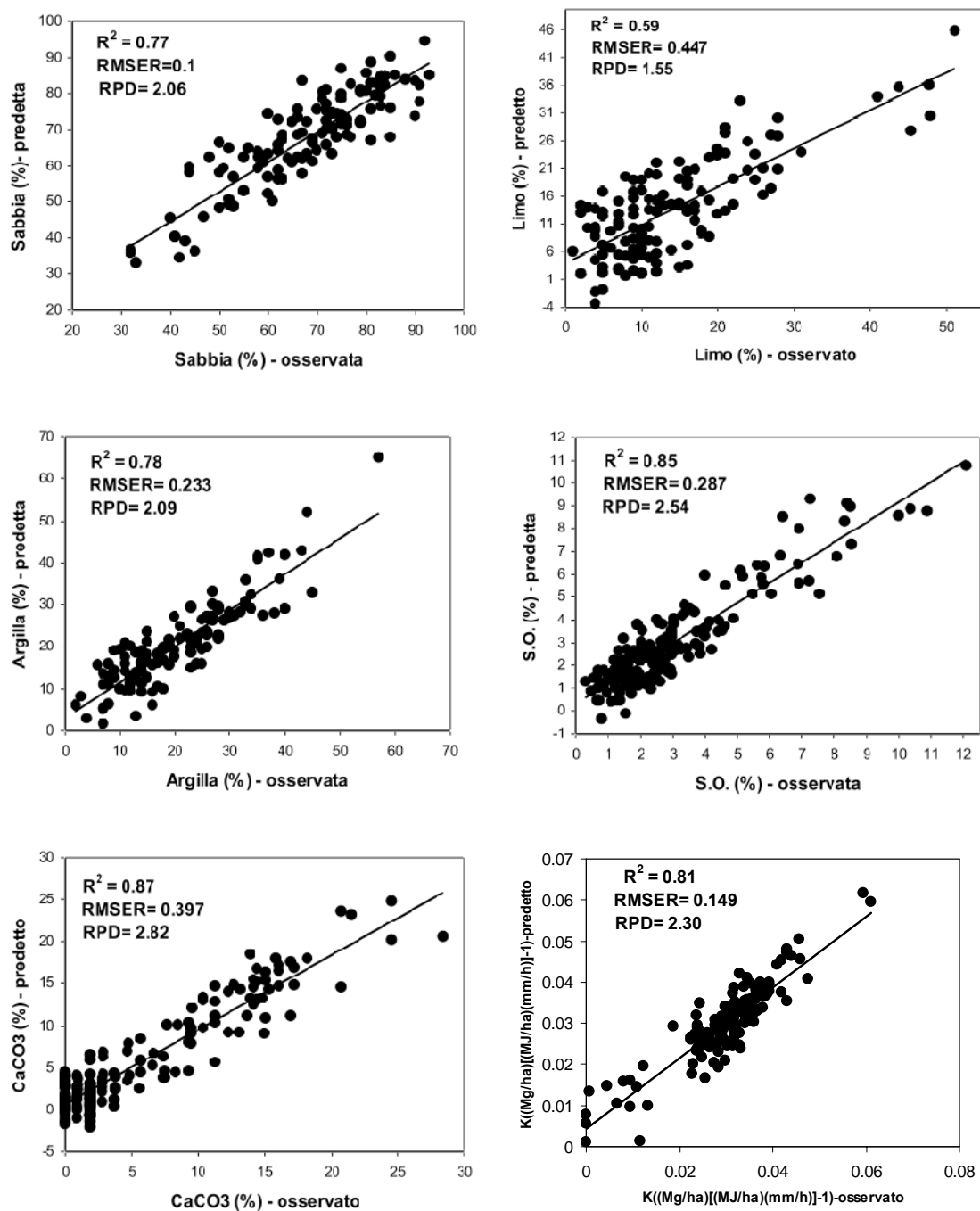


Figura 7.35 - Valori predetti in relazione ai valori osservati delle proprietà dei suoli considerate risultante dall'applicazione della PLSR. (— linea di regressione).

Come sopra già accennato, un'importante relazione è stata trovata tra i valori di riflettenza ed il coefficiente di erodibilità (K) del suolo (figura 7.35).

Il coefficiente K è ritenuto di estrema importanza per valutare la suscettibilità di un suolo all'erosione. Essendo però, un parametro che dipende da specifiche caratteristiche del suolo (tessitura, sostanza organica, struttura umidità ecc.) è soggetto a variazioni nel tempo, inoltre, la stima è abbastanza tediosa e non è sempre facile ottenere dei valori attendibili. Infatti i dati molto spesso sono stimati su base annuale. Utilizzando le tecniche della spettrometria della riflettanza unitamente al metodo della PLSR, si possono effettuare invece, in maniera molto più veloce, rispetto ai metodi convenzionali, misure accurate del coefficiente su campioni di suolo prelevati in diversi periodi dell'anno, per monitorare le sue variazioni spazio temporali.

I modelli di predizione ottenuti dall'applicazione della PLSR ai dati spettroradiometrici nell'intervallo di lunghezza 350–2500 nm, per la caratterizzazione fisica e chimica dei *topsoil* e dello stato di degrado, dovuto all'erosione idrica, si possono ritenere soddisfacenti. Esiti positivi si sono ottenuti anche per quando riguarda l'utilizzo della riflettanza per il monitoraggio e la produzione di elaborati cartografici inerenti le proprietà dei suoli (*digital soil mapping*) (McBratney et al., 2003). In figura 7.36 sono riportate, a titolo di esempio, stralci di carte della distribuzione spaziale nel bacino del T. Turbolo, ottenute mediante interpolazione IDW in ambiente GIS, dei parametri chimico-fisici e del coefficiente di erodibilità dei *topsoil* osservati in laboratorio e predetti dai dati spettrometrici. I risultati confermano la validità del modello di predizione e la possibilità di ottenere prodotti cartografici dettagliati sia su scala spaziale che su scala temporale sullo stato di degrado del territorio in tempi relativamente brevi e con costi contenuti.

È presumibile che i risultati ottenuti, anche se soddisfacenti possono essere ulteriormente migliorati aumentando il numero di campioni di suolo utilizzati per la calibrazione del modello ed operando per pedo-ambienti specifici. Nel caso della presente tesi di dottorato, anche se una distinzione in base al pedo-ambiente era possibile, il numero di campioni per ciascuna unità pedologica e/o geologica

sarebbe risultato troppo basso per poter calibrare modelli di determinazione “robusti”.

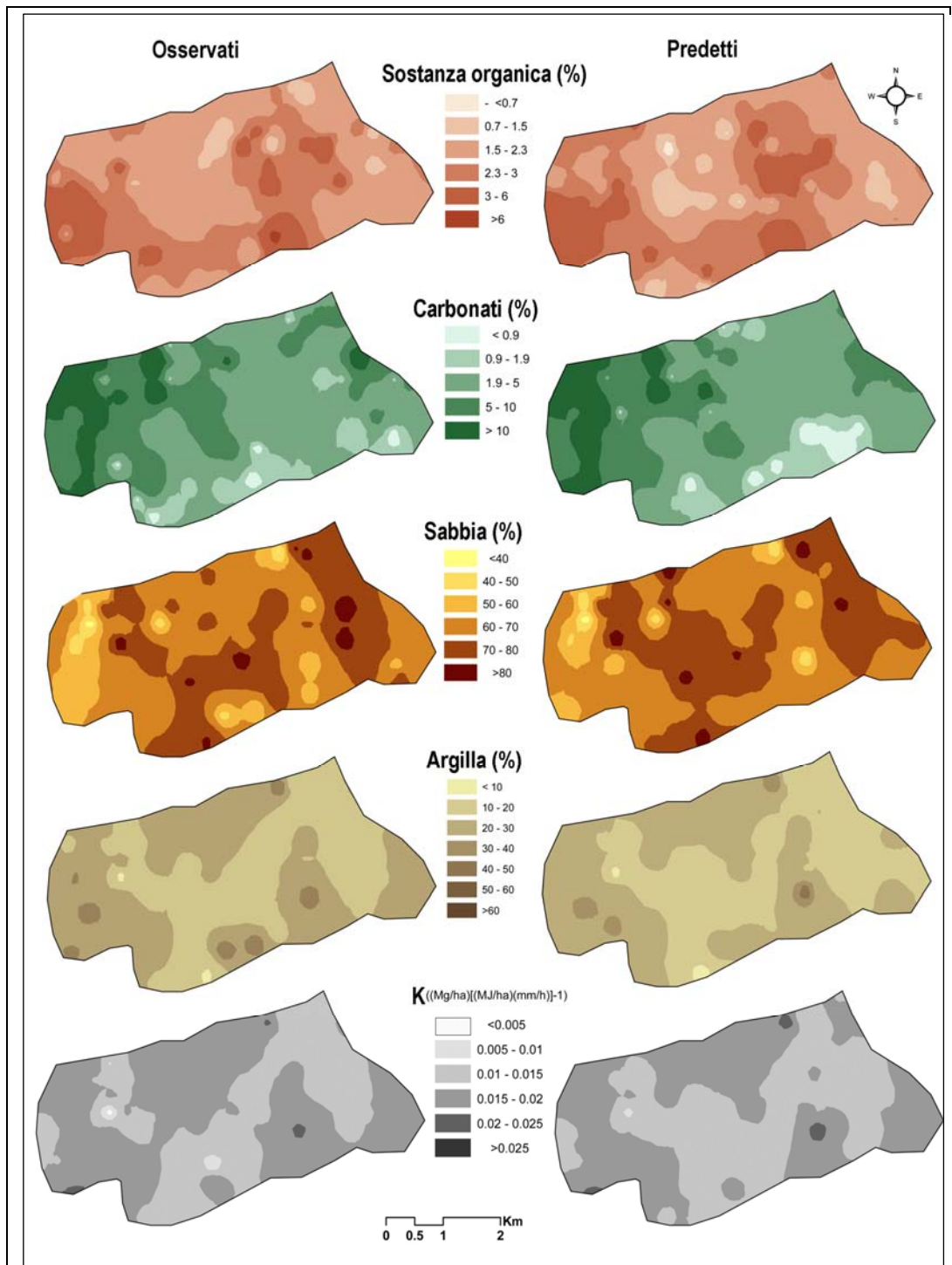


Figura 7.36 - Stralcio mappe della distribuzione spaziale, mediante interpolazione IDW dei parametri dei *topsoil* osservati in laboratorio e predetti dalla riflettanza spettrometrica nel bacino del torrente Turbolo.

# ***CAPITOLO OTTAVO***

## ***8. Discussione***

Nel bacino del T. Turbolo l'analisi integrata dei dati geologici, geomorfologici e pedologici ha validamente contribuito ad una migliore caratterizzazione spazio-temporale dei processi morfodinamici che concorrono al modellamento del paesaggio, fornendo inoltre vari elaborati cartografici tematici.

La morfogenesi attuale nel bacino è controllata da diversi fattori, quali le caratteristiche lito-strutturali del substrato, le caratteristiche della coltre pedoregolitica e le caratteristiche morfometriche. Inoltre a queste caratteristiche si sovrappone, in modo talvolta molto marcato, l'intervento antropico sia diretto (modifica artificiale della geometria delle forme) che indiretto (alterazione della dinamica dei versanti a seguito dell'utilizzazione agro-silvo-pastorale del territorio o del successivo abbandono).

Il rilevamento geomorfologico ha portato a definire che i processi erosivi che interessano maggiormente i versanti risultano essere legati sia a fenomeni di ruscellamento idrico superficiale che a movimenti in massa.

I processi di erosione idrica interessano in maniera preponderante il settore centro-orientale del bacino (elaborato 5), laddove affiorano, in larga misura, litologie sabbiose, spesso con intercalazioni conglomeratiche. In questa area prevale principalmente l'erosione laminare e a rivoli (*sheet* e *rill*), favorita da un utilizzo del suolo prettamente di tipo agricolo.

A parità di altri fattori (uso del suolo, litologia, ecc.), si può considerare l'intensità del ruscellamento diffuso direttamente proporzionale alla pendenza e alla lunghezza dei versanti.

Pertanto i processi di ruscellamento diffuso sono meno incisivi sui pendii a minore acclività, specie in concomitanza di litologie e/o di suoli caratterizzati da una marcata permeabilità. Inoltre questi fenomeni sono rari o nulli, nelle zone del

bacino caratterizzate da una folta copertura vegetale, che produce un'attenuazione parziale o totale della capacità erosiva delle piogge.

I fenomeni di erosione laminare e a rivoli risultano, invece, maggiormente marcati sui versanti più acclivi, e con un uso del suolo a seminativo e/o uliveto con suolo esposto, dove talvolta si possono innescare processi di erosione concentrata (*gully erosion*).

La distribuzione e gli effetti delle forme di erosione laminare e a rivoli sono, spesso, accentuati dalle periodiche pratiche agricole (arature o fresature) effettuate generalmente lungo la linea di massima pendenza dei versanti. Inoltre è stato osservato che gran parte dei suoli destinati a seminativi rimangono privi di copertura vegetale nei mesi (ottobre - febbraio) interessati da più del 60% delle precipitazioni annue.

Ai processi di ruscellamento areale sono connessi diversi tipi di depositi. Laddove il ruscellamento è effimero, o comunque dove esso non si riversa nella rete idrografica principale, produce depositi colluviali a tessitura prevalentemente fine, che si stabiliscono in fasce lungo i versanti o, più spesso, al loro piede. Quando, invece, i rivoli si innestano direttamente nel sistema idrografico principale, il sedimento eroso viene smaltito in modo più o meno continuo dalle acque incanalate e si va a depositare lungo la piana alluvionale del T. Turbolo o si immette direttamente nel fiume Crati.

I processi di erosione a solchi (*gully*) interessano poco più del 4 % dell'area studiata con una distribuzione spaziale che tende a prevalere nel settore centro-orientale del bacino, laddove affiorano litotipi sabbiosi. I solchi di erosione, sono forme permanenti che si riattivano in concomitanza di intense precipitazioni; in molti casi, presentano un'evoluzione regressiva, causata da un repentino abbassamento del locale livello di base, spesso provocato dalle azioni antropiche, quali uno sbancamento di un versante, l'apertura di una cava ecc.

Il rilevamento geomorfologico ha messo in evidenza che i movimenti in massa svolgono un ruolo determinante nella morfogenesi delle formazioni argillose (prevalenti nel settore centro-occidentale), i cui versanti sono sottoposti in misura

rilevante a diffusi fenomeni franosi sia superficiali che profondi, che conferiscono loro una pendenza più dolce e una morfologia piuttosto ondulata. I tipi di frana più ricorrenti sono scorrimenti, colate e fenomeni complessi di scorrimento-colata.

Talvolta i movimenti in massa lungo i versanti argillosi sono favoriti dagli intensi fenomeni di crepacciamento che caratterizzano questi litotipi nei periodi estivi fino a profondità di circa 50-60 cm. Il fitto sistema di fessure favorisce l'infiltrazione dell'acqua fino a tali profondità in occasione delle precipitazioni meteoriche, portando in poco tempo grandi volumi di argilla alla saturazione, e favorendo lo sviluppo di possibili superfici di rottura in corrispondenza delle fratture stesse, aumentando così l'eventuale innesco di fenomeni franosi.

Inoltre sulle scarpate di frana, caratterizzate da acclività elevata, si innesca spesso un deflusso idrico superficiale piuttosto veloce con conseguente erosione sotto forma di rivoli e solchi.

Tra i movimenti gravitativi, oltre alle frane, riscontriamo nell'area movimenti lenti del suolo di tipo *creep* e/o soliflusso, che interessano versanti a debole pendenza, determinando l'asportazione del sottile manto vegetale e favorendo anche l'erosione dovuta al ruscellamento idrico.

Alcuni versanti argillosi, inoltre, sono interessati da erosione a calanchi. Queste forme evolvono sia per fenomeni di erosione concentrata che per piccoli movimenti in massa che si sviluppano all'interno dei bacini calanchivi, favoriti dallo scalzamento al piede indotto dai processi lineari.

Rari fenomeni di crollo interessano anche le arenarie affioranti sul fianco sinistro del bacino, laddove lo scalzamento al piede agisce sui più teneri litotipi argillosi.

Nel settore più occidentale del bacino (laddove affiorano principalmente rocce metamorfiche, spesso altamente fratturate e alterate) caratterizzato da pendenze elevate e da un'alta energia del rilievo, predominano fenomeni franosi di tipo scorrimento. Subordinatamente, in aree con vegetazione rada, si osservano fenomeni di *rill* e *sheet erosion*.

L'analisi multi-temporale, effettuata mediante la fotointerpretazione delle levate aeree relative agli anni 1954, 1990, 2000, ha portato a definire che buona parte delle frane sono risultate essere riattivazioni di movimenti pregressi. Infine si è osservato anche che, molto spesso, i fenomeni gravitativi e quelli dovuti all'erosione idrica si susseguono.

Lo studio diacronico ed il rilevamento diretto in campo, hanno permesso di ricostruire l'evoluzione dell'uso del suolo nell'ultimo cinquantennio. Inoltre, durante le fasi di rilevamento di campagna, ove possibile, sono state raccolte anche testimonianze orali relative all'uso passato del territorio e, talora, all'attivazione e/o all'evoluzione dei processi erosivi.

Le indagini condotte suggeriscono che le rapide modificazioni morfologiche sono controllate in modo sostanziale dall'intensa attività antropica (rappresentata soprattutto dalle pratiche agricole) che interessa gran parte dell'area studiata.

La ricerca, inoltre, ha portato a definire che nell'area la meccanizzazione agricola è iniziata in maniera imponente nei primi anni settanta del secolo scorso, comportando il livellamento di interi versanti oltre allo sviluppo di un'agricoltura di tipo estensivo.

In molti casi, si è osservato che tali cambiamenti hanno causato fenomeni di erosione accelerata, in particolar modo lungo i versanti con pendenze medio-alte ( $>15^\circ$ ). Tali processi erosivi hanno causato una progressiva degradazione della "risorsa suolo", che si evidenzia con troncatura degli orizzonti superficiali, con bassi contenuti di sostanza organica e presenza abbondante, in superficie, di carbonato di calcio. Sovente nelle aree a seminativo si sono osservate delle croste superficiali, causate dai fenomeni di *splash erosion*, che unitamente alle caratteristiche sopra citate predispongono maggiormente il territorio al ruscellamento idrico superficiale, occludendo almeno in parte i pori e riducendo così la capacità di infiltrazione.

Tale situazione viene confermata dalle analisi chimico-fisiche effettuate sui campioni superficiali di suolo. I dati relativi alla tessitura, infatti, evidenziano che la maggior parte dei *topsoil* analizzati presentano elevati contenuti di sabbia.



Ciò indica che siamo di fronte a suoli poco evoluti che hanno subito ringiovanimento a causa di intensi processi di dilavamento che, spesso, hanno causato l'asportazione completa del suolo, con conseguente affioramento del substrato sedimentario o roccioso.

Inoltre, molti suoli utilizzati a seminativo e nelle aree in abbandono presentano un basso contenuto di sostanza organica, mediamente inferiore al 2%, che sta ad indicare il loro elevato grado di degradazione.

Dalla stima del coefficiente di erodibilità (K) i suoli nel bacino del T. Turbolo sono caratterizzati da erodibilità medio-alta, con una distribuzione sul territorio legata essenzialmente alla granulometria ed al contenuto di sostanza organica, a sua volta profondamente influenzata dal tipo di uso del suolo. Le aree con i valori più alti di K sono localizzate in corrispondenza di suoli a tessitura franca e franco-argillosa, con uso del suolo, anche in questo caso, a seminativo o in aree abbandonate (prive di vegetazione). Di contro bassi valori di K si sono registrati per i suoli che presentano una copertura boschiva.

Il parametro K è stato messo in relazione, mediante il *software* GIS, con gli elaborati cartografici relativi alle unità di paesaggio, al tipo di suolo ed al suo uso, in maniera tale da ottenere delle unità territoriali omogenee nei confronti di K. I dati sono stati sintetizzati in una tabella (allegato 3). Ad esempio, da questa analisi è emerso che i versanti a pendenza elevata ( $> 20^\circ$ ) con uso del suolo a seminativo e con suoli con caratteristiche vertiche presentano un valore di K che varia da 0.033 a 0.052  $t \cdot ha \cdot h \cdot ha^{-1} \cdot MJ^{-1} \cdot mm^{-1}$  (erodibilità medio-alta). Diversamente, nella stessa unità di paesaggio con stesso tipo di suolo ma differente uso si ha un valore di K che varia da 0.019 a 0.022  $t \cdot ha \cdot h \cdot ha^{-1} \cdot MJ^{-1} \cdot mm^{-1}$  (erodibilità bassa).

L'applicazione dell'analisi geomorfica quantitativa ha messo in evidenza l'esistenza di un'interessante correlazione tra la tipologia e l'intensità dei processi erosivi e le principali caratteristiche morfometriche del reticolo idrografico. Dall'esame generale dello stato di gerarchizzazione della rete idrografica sia dell'intero bacino che dei relativi sottobacini si è potuto osservare

che la predominanza dei processi di erosione areale sembra accompagnarsi ad una disorganizzazione gerarchica della rete di drenaggio. In particolar modo è evidente laddove si delineano morfologie calanchive.

La stima del trasporto torbido ( $Tu$ ), ha permesso di individuare la distribuzione dell'indice di erosione nei 28 sottobacini in cui è stato suddiviso il bacino del T. Turbolo (figura 4.3). Nei bacini parziali, laddove sono attivi intensi processi di erosione incanalata (*gully erosion*), impostati prevalentemente su litologie di tipo sabbioso e, subordinatamente, di tipo argilloso, si registrano i valori di  $Tu$  più elevati ( $> 3000 \text{ t/km}^2/\text{anno}$ ). Di contro i valori più bassi di  $Tu$  ( $< 1000 \text{ t/km}^2/\text{anno}$ ) si osservano dove i versanti sono mediamente poco acclivi e pertanto conferiscono alle acque correnti superficiali una scarsa capacità erosiva.

Dalla sovrapposizione della carta dei processi erosivi (elaborato 5) e della carta dell'indice di erosione (figura 4.3), è stato osservato che i sottobacini impostati sul fianco sinistro del T. Turbolo che presentano valori di  $Tu$  relativamente elevati, sono interessati da intensi processi denudazionali sia di tipo areale che incanalato.

Inoltre, una discreta corrispondenza si è osservata anche tra i valori di  $Tu$  dei singoli sottobacini e i valori medi del coefficiente di erodibilità dei suoli. In generale è emerso che alti valori di  $K$  sono corrispondenti ad elevati valori di  $Tu$ .

L'applicazione del modello RUSLE in ambiente GIS ha reso possibile la determinazione quantitativa e la distribuzione spaziale della perdita di suolo, per erosione di tipo laminare e a rivoli a scala di bacino.

Nonostante le limitazioni del modello predittivo della RUSLE, originariamente elaborato per ambienti agronomici, i risultati ottenuti rappresentano un utile contributo per valutare la suscettibilità all'erosione di questi suoli. I risultati ottenuti hanno evidenziato, ancora una volta, che le aree più vulnerabili alla perdita di suolo sono risultate essere quelle a seminativo e le aree prive di copertura vegetale. Inoltre la perdita di suolo cresce all'aumentare della pendenza e della lunghezza dei versanti (figura 6.2).

Dalle misure effettuate nelle sei microparcelle, installate in tre siti rappresentativi di vaste aree del bacino, i tassi di erosione registrati variano da 1.53 a 3.09 t/ha/anno. Tutte le microparcelle, tenute perennemente prive di copertura vegetale, hanno mostrato i valori di erosione idrica più elevata nei siti con acclività superiore ai 25°. La maggiore produzione di sedimenti è stata registrata in occasione degli eventi meteorici di novembre e dicembre e subordinatamente in occasione delle intense piogge cadute nel mese di marzo.

Inoltre i dati ottenuti sono comparabili con i valori di perdita di suolo stimati con il modello RUSLE, per le aree a seminativo con un'acclività superiore ai 10°.

Per quanto riguarda i dati sui ritmi di erosione, anche se preliminari, ottenuti dal monitoraggio del versante calanchivo, risulta che mediamente l'erosione è di circa 2-3 cm/anno, in accordo con altri studi effettuati in aree calanchive (Del Prete et al., 1997; Ciccacci et al. 2006; Della Seta et al., 2007; Pulice et al., 2008).

Al fine di valutare la suscettibilità all'erosione idrica concentrata ed ai movimenti in massa sia superficiali che profondi, è stato effettuato uno studio statistico con metodi di analisi bivariata, condotto sui principali fattori ritenuti predisponenti (litologia, pendenze, uso del suolo, ecc.). Essi sono stati messi in relazione con i processi erosivi preventivamente riconosciuti e cartografati tramite rilevamento geomorfologico.

L'analisi condotta ha messo in evidenza come l'andamento spaziale dei fattori causali selezionati risulti effettivamente ben correlato con la distribuzione dei processi erosivi.

La valutazione della suscettibilità, per una più facile comprensione, sintetizzata in cinque classi (molto bassa, bassa, media, alta e molto alta), ha fornito, in generale, quali sono i trend evolutivi dei processi erosivi (frane profonde, frane superficiali e erosione idrica lineare) nel bacino del T. Turbolo.

Per quanto concerne la propensione dei versanti all'innescio di frane profonde nel bacino del T. Turbolo, è risultato che i valori più elevati si osservano nel settore occidentale, laddove affiorano prevalentemente rocce metamorfiche

intensamente tettonizzate, fratturate ed alterate. L'elevata instabilità dei versanti in questo settore viene confermata dal vasto movimento gravitativo che si è innescato nel marzo del 2005, distruggendo gran parte dell'abitato di Cavallerizzo.

Inoltre un'elevata suscettibilità da frane profonde si riscontra sui litotipi argillosi. Su queste litologie si registra anche una suscettibilità da frane superficiali da alta a molto alta. Subordinatamente, porzioni di territorio con un'alta suscettibilità da frane superficiali sono risultate essere i versanti con pendenze elevate e con un uso del suolo a prato e pascolo ed a seminativo, posti nel settore centro-orientale del bacino.

Elevata suscettibilità da erosione idrica concentrata si osserva in prevalenza nelle aree con vegetazione rada e/o assente e con alte pendenze dei versanti. Inoltre l'erosione idrica concentrata sembra essere controllata maggiormente dal fattore SPI (*stream power index*) e dal fattore LS (Moore et al., 1991). Ancora, elevata suscettibilità a questo tipo di fenomeno erosivo, si riscontra nelle porzioni di versante caratterizzati da una forte concavità.

Infine, la procedura di validazione delle carte di suscettibilità da frane profonde, frane superficiali ed erosione idrica lineare elaborate, ha messo in evidenza l'elevato potere predittivo del modello di suscettibilità utilizzato, in quanto, per tutti e tre gli elaborati, più dell'80 % dei processi erosivi utilizzati per validare il modello, ricade nelle classi di suscettibilità alta e molto alta.

Una parte specifica e innovativa della ricerca ha riguardato l'applicazione della spettrometria della riflettanza per lo studio delle proprietà dei suoli e del suo stato di degrado, come strumento alternativo o sostitutivo dei più consueti metodi di analisi.

Le ricerche condotte nel bacino del torrente Turbolo hanno evidenziato le grandi potenzialità della spettrometria di laboratorio nel dominio ottico riflessivo (350 – 2500 nm) sia per la caratterizzazione dei suoli che del loro stato di preservazione e/o degrado.

La spettrometria della riflettanza nel dominio ottico riflessivo è riconosciuta, a livello internazionale (es., Viscarra Rossel, 2006), come uno strumento economico e non distruttivo di grande utilità per la determinazione di diverse proprietà dei suoli.

L'analisi delle distinte curve di riflettanza documenta che i diversi *topsoil* dell'area di studio sono spettralmente separabili e sono influenzate dal tipo di substrato su cui sono impostati i suoli. È stato dimostrato come informazioni qualitative sulle caratteristiche chimiche, fisiche e mineralogiche dei suoli si possono ottenere dall'analisi visuale delle curve spettrali. Inoltre è stato osservato che gli spettri di riflettanza dei suoli, sono altamente influenzati dal contenuto di sostanza organica, che risulta pertanto un importante indicatore dello stato di degrado dei suoli. Infatti è stato rilevato che sulla stessa unità pedologica, variando il solo contenuto di sostanza organica, cambia sia la forma dello spettro che il valore di riflettanza totale.

Inoltre lo spettro di riflettanza dei suoli è influenzato dal contenuto di carbonato di calcio e dalla granulometria.

Informazioni qualitative sui costituenti del suolo si sono ricavate dall'identificazione di specifiche bande di assorbimento sull'intero spettro di riflettanza trasformato in derivata seconda. Le bande di assorbimento individuate su tutte le curve di riflettanza dei *topsoil* analizzati, sono state spazializzate al fine di conoscere la loro distribuzione in relazione alle caratteristiche geo-ambientali del bacino.

Le bande di assorbimento individuate nel *range* del visibile sono, centrate a 480 e 530 nm ci indicano che i *topsoil* analizzati contengono, rispettivamente, goethite e dell'ematite. Quest'analisi, inoltre ha messo in evidenza la stretta relazione tra le profondità delle bande e le caratteristiche pedologiche del bacino. Infatti, è stato osservato che la banda a 530 nm, presenta le profondità più elevate nelle aree dove si sono sviluppati gli *Alfisuoli*, ricchi di ematite.

Ancora la banda di assorbimento centrata intorno a 2200 nm è diagnostica della caolinite, e anche in questo caso le profondità maggiori si registrano sugli

*Alfisuoli*. E subordinatamente, sui suoli che si sono sviluppati su rocce gneissiche fortemente alterate. La banda centrata a 2340 nm indica la presenza di carbonato di calcio e nell'area studiata i valori maggiori si sono osservati sui suoli con caratteristiche vertiche.

Attraverso le curve di riflettenza sono stati valutati i tre parametri (*hue*, *value* e *chroma*) del colore secondo il sistema colorimetrico *Munsell*. Sulla base di procedure di analisi statistica bivariata, il colore ottenuto è risultato strettamente dipendente dal contenuto di sostanza organica e dalla presenza di ossidi-idrossidi di ferro presenti nei suoli del bacino del Turbolo. Inoltre i parametri *hue* e *value* sono risultati correlati al carbonato di calcio presente nei *topsoil*.

Infine dall'applicazione del metodo di statistica multivariata della PLSR agli spettri di riflettenza si sono ricavati dei modelli di predizione per la sostanza organica, per il carbonato di calcio e per la tessitura. Inoltre una elevata correlazione ( $R^2 = 0,81$ ) è stata trovata tra il coefficiente di erodibilità (K) dei *topsoil* ed i dati spettrometrici. Questo interessante risultato porta a considerare che mediante l'utilizzo della spettrometria della riflettenza unitamente al metodo della PLSR si possono effettuare, in modo molto veloce, misure accurate di K su campioni di suolo prelevati in diversi periodi dell'anno, per monitorare le sue variazioni spazio-temporali.

Risultati incoraggianti si sono ottenuti anche per quando riguarda l'utilizzo della riflettanza per l'elaborazione di carte tematiche sulle proprietà dei suoli (*digital soil mapping*) (McBratney et al., 2003). Pertanto, interpolando i valori dei parametri chimico-fisici e del coefficiente di erodibilità dei *topsoil* osservati in laboratorio e predetti mediante i dati spettroradiometrici (figura 7.26), è stata verificata la validità del modello di predizione. Ne consegue, inoltre, la possibilità di ottenere prodotti cartografici dettagliati, sia a scala spaziale che temporale, sullo stato di degrado e sull'intensità dei processi erosivi in un dato territorio.

## *CONCLUSIONI*

La ricerca svolta nel seguente dottorato è consistita in uno studio integrato a carattere geomorfologico e pedologico dei processi erosivi in atto nel bacino del torrente Turbolo, rappresentativo per caratteri territoriali dell'esteso paesaggio del bacino del Crati e di ampi settori della Calabria.

Lo studio ha permesso di ottenere un quadro conoscitivo dettagliato sull'aspetto morfodinamico dell'area, legato principalmente all'erosione idrica superficiale ed ai movimenti in massa e di caratterizzare i fattori geo-ambientali che maggiormente concorrono allo sviluppo degli stessi.

Le diverse forme del paesaggio sono state caratterizzate ed interpretate soprattutto in relazione ai principali processi morfodinamici, la cui distribuzione, entità e ritmi sono stati studiati attraverso vari approcci metodologici, volti tra l'altro alla loro regionalizzazione.

I fenomeni di erosione idrica interessano più del 50 % dell'area studiata e risultano incisivi sui versanti più acclivi, e con un uso del suolo a seminativo e/o uliveto con suolo esposto, dove talvolta possono evolvere a fenomeni di erosione concentrata. Di contro i movimenti in massa interessano quasi il 20 % del bacino e si concentrano prevalentemente nel settore occidentale, caratterizzato da litotipi argillosi e subordinatamente da rocce cristalline fratturate ed alterate.

Le indagini multi-temporali hanno messo in evidenza che le rapide modificazioni morfologiche sono controllate in modo rilevante dall'intensa attività antropica che interessa gran parte dell'area studiata.

In particolare la determinazione della tessitura, della sostanza organica e del carbonato di calcio ha permesso di valutare lo stato di preservazione e/o degrado degli orizzonti superficiali di suolo nelle diverse unità di paesaggio e di stimare il coefficiente di erodibilità del suolo (K).

Infatti le tessiture prevalentemente grossolane e i bassi contenuti di so, evidenziano un diffuso degrado del suolo legato a fenomeni di ringiovanimento

a causa di intensi processi di erosione, soprattutto in aree molto acclivi, con vegetazione rada o assente e/o adibite seminativo.

L'elevato degrado dei suoli di gran parte del bacino è ulteriormente confermata dalla stima del coefficiente K che presenta un valore medio di  $0.036 \text{ t}\cdot\text{ha}\cdot\text{h}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{MJ}^{-1}\cdot\text{mm}^{-1}$ , con valori più elevati nelle aree a seminativo.

L'applicazione del modello RUSLE, congiuntamente alle misure dirette sui ritmi di erosione (effettuate tramite microparcelle rappresentative di diverse unità di paesaggio e tramite capisaldi metallici in un bacino calanchivo), hanno permesso di avere un quadro conoscitivo generale sui processi di erosione attivi nel bacino del T. Turbolo e sull'intensità con cui essi si manifestano. Infatti i tassi di erosione medi sono dell'ordine di  $2 \text{ t/ha/anno}$ .

La procedura di analisi statistica bivariata adottata per effettuare la valutazione della suscettibilità da frane profonde, da frane superficiali e da erosione idrica lineare, si è dimostrata efficace per individuare e cartografare le aree con elevata propensione all'erosione nelle diverse condizioni geo-ambientali. Per quanto riguarda le frane sia profonde che superficiali, esse presentano una suscettibilità da alta a molto alta, rispettivamente, del 39 e del 21 %. La distribuzione sul territorio studiato delle classi di suscettibilità all'erosione idrica lineare da alta a molto alta risulta maggiore del 40 %.

In questa ricerca si è dimostrato il forte potenziale dell'utilizzo della spettrometria della riflettanza del dominio ottico-riflessivo per acquisire informazioni indirette sulle proprietà chimiche, fisiche e mineralogiche dei suoli. I risultati ottenuti dall'applicazione della spettrometria, associata a tecniche di statistica multivariata, hanno dimostrato che tale metodologia può essere utilizzata come valido ed efficace strumento di predizione del contenuto in sostanza organica e carbonato di calcio, della tessitura e del coefficiente di erodibilità dei suoli, con coefficienti di determinazione sempre elevati ( $R^2 > 0.70$ ). Inoltre tale tecnica può essere validamente utilizzata per monitorare lo stato di degrado dei suoli ed, integrata con metodi geostatistici, può essere impiegata per la produzione di carte tematiche dettagliate sui costituenti del suolo



in tempi relativamente brevi, su aree di vaste dimensioni e con costi di realizzazione contenuti. Pertanto, vista l'alta rappresentatività geo-ambientale del bacino, i parametri relativi alla copertura pedologica ed il suo stato di degrado possono essere stimati con una certa approssimazione e previi test di validazione anche per altre aree con caratteri simili.

Le conoscenze ottenute permettono, altresì, di formulare ipotesi confortanti per eventuali applicazioni della spettrometria della riflettanza di laboratorio per la taratura dei dati spettrali acquisiti dalla grande distanza e a larga scala in aree prive (o quasi) di vegetazione, con i moderni sistemi iperspettrali trasportati a bordo di piattaforme aeree o satellitari. Questi sistemi sono infatti in grado di acquisire interi spettri di riflettanza (o parti significative degli stessi) ad elevata risoluzione spettrale e spaziale, ma non sono in grado di associare alle diverse curve spettrali determinate caratteristiche pedologiche, senza opportuna validazione effettuata mediante spettrometria di laboratorio.

In conclusione lo studio multidisciplinare condotto ha portato a consolidare ulteriormente dei metodi di indagine geomorfologico-pedologica già ampiamente utilizzati e, soprattutto, a tarare nuove tecniche (quali la spettrometria della riflettanza) per la valutazione dello stato di degrado del territorio. Inoltre la vasta mole di dati prodotti, sia di tipo qualitativo che quantitativo, sono stati integrati in un *geo-database* facilmente aggiornabile e si configurano, in un territorio come quello calabrese caratterizzato da un'elevata suscettibilità all'erosione, come utile strumento per una pianificazione territoriale finalizzata alla conservazione e alla tutela del paesaggio dai fenomeni di erosione.

## **BIBLIOGRAFIA**

- Adams J.B. (1974) – *Visible and near-infrared diffuse reflectance: spectra of pyroxenes as applied to remote sensing of solid objects in the solar system*. J. Geophys. Res., 79, pp. 4829-4836.
- Agnesi V., Cappadonia C., Conoscenti C., Di Maggio C., Maerker M., & Rotigliano (2006) – *Valutazione dell'erosione del suolo nel bacino del F. San Leonardo (Sicilia Centro-Occidentale, Italia)*; Atti del convegno conclusivo del progetto - Erosione idrica in ambiente mediterraneo: Valutazione diretta e indiretta in aree sperimentali e bacini idrografici pp.13-27
- AISN Software Inc, (2000) - *TableCurve 2D for Windows. User's Manual*. Jandel Scientific Corporation, California.
- Al-Abbas A H, Swain P H and Baumgardner M F., (1972) - *Relating organic matter and clay content to the multispectral radiance of soils*. Soil Sci. 6, 477–485.
- Alexander J.D. (1969) – *A color chart for organic matter*. Crops Soils, 21, pp. 15-17.
- Amodio-Morelli L., Bonardi G., Colonna V., Dietrich D., Giunta G., Ippolito G., Liguori v., Lorenzoni s., Paglionico A., Perrone v., Piccarreta G., Russo M., Scandone P., Zanettin Lorenzoni E., & Zuppetta A., (1976) – *L'Arco Calabro Peloritano nell'Orogene Appenninico Maghrebide*. Memorie della Società Geologica Italiana, V 17, pp. 1-60.
- Antronico L., Terranova O., (1999) – *Indagine sull'erosione e sulla capacità d'infiltrazione mediante piogge simulate*. GEAM giugno-settembre 1999, n° 2-3 pp. 135 – 141.
- Arnoldus H.M.J., (1980) - *An approximation of the rainfall factor in the Universal Soil Loss Equation*. In Assessment of erosion - FAO Land and Water Devel. Div. – Wiley & Sons, England, 127-132.
- Aronica G., & Ferro V., (1997) – *Rainfall erosivity over the Calabrian region*; Hidrological Sciences, n. 42 (1), pp. 35- 48.
- Aronica G., Gabriele S., Gaudio R., (2002) – *Stima dell'erosione idrica in bacini di fiumare calabre*; 28° convegno di idraulica e costruzioni idrauliche , Ed. Bios Cosenza pp. 281-290
- ARSSA (Agenzia Regionale per lo Sviluppo e per i Servizi in Agricoltura), (2003) - *I suoli della Calabria. Carta dei suoli in scala 1:250000 della Regione Calabria*. Monografia divulgativa. Programma Interregionale Agricoltura-Qualità` — Misura 5, ARSSA, Servizio Agropedologia. Rubbettino, 387pp.
- ARSSA (Agenzia Regionale per lo Sviluppo e per i Servizi in Agricoltura), (2003) - *Carta del rischio erosione attuale e potenziale in scala 1:250000 della Regione Calabria*.

- Monografia divulgativa. Programma Interregionale Agricoltura-Qualita' — Misura 5, ARSSA, Servizio Agropedologia., 107 pp.
- ARSSA (Agenzia Regionale per lo Sviluppo e per i Servizi in Agricoltura), (1996) - *Carta dei suoli della media valle del Crati in scala 1:50000.* Monografia divulgativa. Programma Operativo Reg. CEE 2052/88 Misura 4, ARSSA, Servizio Agropedologia, 103 pp.
- Aucelli P.P.C., De Angelis A., Colombo C., Palumbo G., Scarciglia F., & Rosskoff C.M., (2006) – *La stazione sperimentale per la misura dell'erosione del suolo di Margiapietravalle (Molise, Italia primi risultati sperimentali)*; Atti del convegno conclusivo del progetto - Erosione idrica in ambiente mediterraneo: Valutazione diretta e indiretta in aree sperimentali e bacini idrografi pp. 85-104
- Avena G., Giuliano, G., Lupia Palmieri E., (1967) – *Sulla valutazione della gerarchizzazione ed evoluzione dei reticoli fluviali*, Boll. Soc. Geol. It., V. 86 pp. 781-796
- Awiti A. O., Walsh. G., Shepherd K. D., Kinyamario J., (2008) - *Soil condition classification using infrared spectroscopy: A proposition for assessment of soil condition along a tropical forest-cropland chronosequence*. Geoderma 143.73–84
- Bagarello V., Ferro V., (2006) – *Erosione e conservazione del suolo*, Ed. McGraw-Hill
- Bahadur K. C. Krishna (2008) - *Mapping soil erosion susceptibility using remote sensing and GIS: a case of the Upper Nam Wa Watershed, Nan Province, Thailand*. Environ Geol (in stampa).
- Barrón V., Torrent J. (1986) - *Use of the Kubelka-Munk theory to study the influence of iron oxides on soil color*. J. Soil Sci. No 37, pp. 499-510.
- Basso F., (1995) – *Difesa del suolo e tutela dell'ambiente*, Pitagora Editrice Bologna.
- Bates, B.C., Z.W. Kundzewicz, S. Wu and J.P. Palutikof, Eds., (2008) - *Climate Change and Water*. Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC Secretariat, Geneva, 210 pp.
- Baumgardner M. F., Stoner E.R. (1982) – *Soil mineralogical studies by remote sensing*. Trans. Int. Congr. Soil Sci., 12th, New Delhi 5, pp. 419-441.
- Baumgardner M.F., Silvia L.F. Biehl L.L. and Stoner E.R. (1985) – *Reflectance properties of soil*. Adv. Agro. N.38, pp. 1-43.
- Bédidi A., Cervelle B. (1996) – *Mesures spectrophotométriques de laboratoire (Spectrométrie optique)*. Photo-interprétation, 2, pp. 9-33.
- Bédidi A., Cervelle B., Madeira J. e Pouget M. (1992) - *Moisture effects on visible spectral characteristics of lateritic soils*. Soil Science, No 153, pp. 129-141.
- Ben-Dor, E., (2002) - *Quantitative remote sensing of soil properties*. Advances in Agronomy 75, pp. 173–243.

- Ben-Dor, E., Banin, A., (1995) - *Near infrared analysis as a rapid method to simultaneously evaluate several soil properties*. Soil Science Society of America Journal 59, 364–372.
- Ben-Dor, E., Irons, J.R., Epema, J.F., (1999) - *Soil reflectance: remote sensing for the Earth Science*, In: Rencz, Andrew N. (Ed.), 3 ed. Manual of Remote Sensing, vol.3.
- Ben-Dor, E., Patkin, K., Banin, A., Karnieli, A., (2002) - *Mapping of several soil properties using DAIS-7915 hyperspectral scanner data—a case study over clayey soils in Israel*. International Journal of Remote Sensing 23, 1043–1062.
- Bill P., Dramis F., (2003) - *Geomorphological investigation on gully erosion in the Rift Valley and the northern highlands of Ethiopia* Catena 50, 353 – 368.
- Bonardi G., Cello G., Perrone V., Tortorici L., Turco E., e Zuppetta A., (1982) - *The evolution of the Northern sector of the Calabria Peloritani Arc in a semiquantitative palyrispastic restoration*. Bollettino della Società Geologica Italiana, v. 101, p. 259-274.
- Bossard M., Feranec J., & Otahel J., CORINE land cover tecnica guide – Addendum 2000 EEA (European Environment Agency), Copenhagen, 2000.
- Bowers S.A., Hanks R.J. (1965) – *Reflection of radiant energy from soils*. Soil Science, 100, pp. 229-230.
- Bowers S.A., Smith S.J. (1965) – *Spectrophotometric determination of soil water content*. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 36, pp. 978-980.
- Bryan (1999) - *Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope*. Geomorphology 32 pp. 385-415.
- Buishand T., (1982) - *Some methods for testing the homogeneity of rainfall records*. Journal of Hydrology 58: 11-27.
- Callegari, G., Cinnirella S., Iovino F., (1994) – *Erosione e trasporto solido in piccoli bacini interessati da piantagioni di eucalitto*; Idronomia Montana 15 pp. 139-150
- Callegari, G., Iovino F., Mendicino V., Veltri A., (2000) - *Hydrological bilance and soil erosion in eucalyptus coppices (eucalyptus occidentalis, ENDL)*; Internazionale Conference - Eucalyptus in the mediterranean basin: perspectives and new utilization, October 15-19, 2000 Taormina – Italy.
- Caloiero D., Niccoli R. Reali C. (1990) - *Le precipitazioni in Calabria (1921-1980) CNR Istituto per la protezione idrogeologica*, Edizioni Bios Cosenza.
- Caloiero, D., Niccoli, R., Reali, C., (1990) *Le precipitazioni in Calabria (1921–1980)*.. Geodata 36, 53, Cosenza.
- Candela A., Ciraolo G., Noto L., Santoro M., (2006) – *Stima dell'erosione idrica in due bacini siciliani mediante tecniche GIS*; XXX° Convegno di idraulica e costruzioni idrauliche pp. 1-14.

- Carobene L. & Damiani A.V, (1985) - *Tettonica e sedimentazione pleistocenica nella media valle del Fiume Crati, Area tra il T. Pescara ed il F. Mucone (Calabria)*; Bollettino della Società Geologica Italiana V. 104, p.93-114.
- Carobene L., Mengani M.E., Oliverio M., (1989) – *Superfici terrazzate pleistoceniche nella media valle del fiume Crati (Calabria)*. Il Quaternario (2) p. 15 – 39.
- Carrara A., & Merenda L., (1974) – Metodologia per un censimento degli eventi franosi in Calabria. *Geologia Applicata e Idrogeologia*, 18 (3), 201 – 221.
- Carsel e Parrish, (1988) – *Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics*. *Water Resources Research*. Vol. 34, 5, 755-769.
- Castiglioni B., (1933) – Osservazioni sui calanchi appenninici. Bollettino della Società Geologica Italiana., 52.
- Castiglioni G.B., (1979) - *Geomorfologia*” Edizioni UTET.
- Catalano, S., Monaco, C., Tortorici, L., Tansi, C., (1993) - *Pleistocene strike-slip tectonics in the Lucanian Apennine (Southern Italy)*. *Tectonics* 12, 656–665.
- Cello, G., Guerra, I., Tortorici, L., Turco, E., Scarpa, R., (1982) - *Geometry of the neotectonic stress field in southern Italy: geological and seismological evidence*. *J. Struct. Geol.* 4, 385–393.
- Centamore E., Dramis F., Gentili B. & Leoperdi S., (1983) – *Aspetti geomorfologici e morfogenesi in atto nell’area circostante Pietralunga (Perugia)*. *Studi Geologici Camerti*, VIII pp. 43-66.
- Cervelle B., Flay N. (1995) – *Diffuse reflectance properties of mineral bearing surfaces*. Coloquio Internacional ‘Propiedades espectrales y teledeteccion de los suelos y rocas del visible al infrarrojo medio’, La Serena, 24-27 Abril 1995, pp. 1-26.
- Chang, C.-W., Laird, D.A., (2002). *Near-infrared reflectance spectroscopic analysis of soil C and N*. *Soil Science* 167 (2), 110–116.
- Chang-Jo Chung, Andrea G. Fabbri (2008) - *Predicting landslides for risk analysis — Spatial models tested by a cross-validation technique*. *Geomorphology* 94 438–452.
- Chung, C.F., Fabbri, A.G., (2003) - *Validation of spatial prediction models for landslide hazard mapping*. *Natural Hazards* 30, 451–472.
- Chung, C.-J.F., Fabbri, A.G., (1999) - *Probabilistic prediction models for landslide hazard mapping*. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 65, 1389–1400.
- Ciccacci S., Del Monte M., Marini R., (2003) - *Denudational processes and recent morphological change in a sample area of the Orcia River upper basin (Southern Tuscany)*. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 26, 97–109.

- Ciccacci S., Fredi P., Lupia Palmieri E., Pugliese F. (1981) – *Contributo dell'analisi geomorfologia quantitativa alla valutazione dell'entità dell'erosione nei bacini fluviali*. Bollettino della Società Geologica Italiana vol. 99,n. 4 pp. 455-516.
- Ciccacci, S., D'Alessandro, L., Fredi, P., Lupia Palmieri, E., 1988. Contributo dell'analisi geomorfica quantitativa allo studio dei processi di denudazione nel bacino idrografico del Torrente Paglia (Toscana meridionale –Lazio settentrionale). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria Suppl. I*, 171–188.
- Ciccacci, S., Del Monte, M., Fredi, P., Lupia Palmieri, E., (1995) - *Planoaltimetric configuration, denudational processes and morphodynamics of drainage basins*. *Geologica Romana* 31, 1–13.
- Cierniewski J. (1985) – *Relation between soil moisture tension and spectral reflectance of different soils in visible and near-infrared range*. In: 3ème Coll. Int. “Signatures spectrales d'objets en télédétection”. *Laes Arce*, 16-20/12/85, pp. 429-432.
- Clark R. N., Roush T.L. (1984) – *Reflectance spectroscopy: quantitative analysis techniques for remote sensing applications*. *J. Geophys. Res.* Vol. 89, pp. 6329- 6340.
- Clark R.N., King T.V.V., Klejwa M. e Swayze G.A. (1990) – *High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals*. *J. Geophys. Res.*, 95, pp. 12653-12680.
- Cloutis E.A., Gaffey M.J., Jackowski T.L. e Reed K.L. (1986) – *Calibration of phase abundance, composition and particle size distribution for olivine-orthopyroxene mixtures from reflectance spectra*. *J. Geophys. Res.*, 91, pp. 11641-11653.
- Colella A., De Boer and S. D. Nio, (1987) – *Sedimentology of marine intermontane Pleistocene Gilbert- type fan-delta in the Crati Basiu, Calabria, southern Italy*. *Sedimentology* 34, 721-736.
- Colonna, V., Compagnoni, R., (1982) - *Guida all'escursione sulle unità cristalline della Catena Costiera (Calabria)*. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrografia* 38 (3), 1141–1152.
- Condit H.R. (1970) – *The spectral reflectance of American soils*. *Photogramm. Eng.*, 36, pp. 955-966.
- Condit H.R. (1972) – *Application of characteristic vector analysis to the spectral energy distribution of daylight and the spectral reflectance of American soil*. *App. Opt.* Vol. 11, pp. 74-86.
- Conoscenti, C., Di Maggio, C., Rotigliano, E., (2008) - *GIS analysis to assess landslide susceptibility in a fluvial basin of NW Sicily (Italy)*. *Geomorphology* 94, 325–339.
- Conoscenti, C., Di Maggio, C., Rotigliano, E., (2008) - *Soil erosion susceptibility assessment and validation using a geostatistical multivariate approach: a test in Southern Sicily*. *Natural Hazard*. 46: 287–305

- Conoscenti, C., Di Maggio, C., Rotigliano, E., (2006) – *Analisi mediante GIS dei processi di erosione nel bacino del F. Naro (Sicilia Centro-Meridionale, Italia)*; Atti del convegno conclusivo del progetto - Erosione idrica in ambiente mediterraneo: Valutazione diretta e indiretta in aree sperimentali e bacini idrografici pp. 211-227.
- Coscarelli R., Gaudio R., Caloiero T., (2005) - *Valutazione di trend climatici. Applicazioni al bacino del F. Crati (Calabria)*. Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche (GNDCI), Pubblicazione n. 2902, pp. 127.
- Courault D., Girard M.C. (1988) – *Relation between the soils composition and their spectral signature*. In: 5th ISSS Symposium of the Working Group Remote Sensing. Budapest, 15/04/1988, pp. 178-185.
- Critelli S., & Gabriele S., (1990) - *In: Indagine a scala regionale sul dissesto idrogeologico in Calabria provocato dalle piogge dell'inverno 1990* (Antronico L, Critelli S., Gabriele S. & Versace R, eds.): CNR-GNDCI vol. spec., Ed. Bios Cosenza, p. 9-49.
- Critelli S., & Matano R., (1993) - *Considerazioni preliminari sulla natura del weathering nelle rocce cristalline della Calabria settentrionale*. CNR IRPI Rapporto Interno N. 393, 22pp.
- Critelli S., Gabriele S., Le Pera E., Cozza C., (1993) – *Il bacino del Crati (Calabria settentrionale): Evoluzione Geologica, Idrologica e Morfo-Strutturale*. Rapporto Interno N. 403 CNR-IRPI, Cosenza.
- Critelli S., Gullà, G., & Matano F. (1990) - *Alterazione delle rocce cristalline e sua incidenza sulla franosità in Calabria*. In: *Indagine a scala regionale sul dissesto idrogeologico in Calabria provocato dalle piogge dell'inverno 1990* (Antronico L., Critelli S., Gabriele S. e Versace R, eds.): CNR-GNDCI vol. spec., Ed. Bios Cosenza, p. 51-71.
- Cruden D. M. & Varnes D. J., (1996) - *Landslide type and processes*, In: Turner A. K. and Schuster R. L. (Eds.), *Landslides. Investigation and mitigation*, Nat. Acad. Press, Washington, 36-75.
- Curtiss B., Goetz A.F.H. (1994) – *Field spectrometry: techniques and instrumentation*. Presented at the Int. Symp. Spectral Sensing Research, July 1994, In 'Analytical Spectral Devices, Inc. (ASD), Technical Guide, pp. 31-40.
- D. Lui, G. LI, G. S. Valladares and M. Batistella (2004) - *Mapping soil erosion risk in Rondonia, Brazilian Amazonia: using RUSLE, remote sensing and GIS*. *Land Degradation & Development* 15: 499–512.
- D'Asaro F., & Santoro M., (1983) - *Aggressività della pioggia nello studio dell'erosione idrica del territorio siciliano*. Quaderni dell'Istituto di Idraulica dell'università di Palermo, 164.

- Dai F. C., Lee C. F., Ngai Y. Y., (2002) - *Landslide risk assessment and management: an overview*, *Engineering Geology*, 64: 65-87.
- Dalal R.C., Henry R.J. (1986) – *Simultaneous determination of moisture, organic carbon, and total nitrogen by infrared reflectance spectroscopy*. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50, pp. 120-123.
- De Vente J., Poesen J., (2005) - *Prediction soil erosion and sediment yield at the basin scale: Scale issues and semi-quantitative models*. *Earth Science Reviews* (71) pp. 95 – 125.
- Deering D.W. (1989) – *Field measurements of bidirectional reflectance*. In: *Theory and Applications of optical remote sensing* (G. Asrar, Ed.), Wiley, N.Y., pp. 14- 65.
- Del Prete M., Bentivenga M., Amato M., Basso F., Tacconi P. (1997) - *Badland erosion processes and their interactions with vegetation: a case study from Pisticci, Basilicata, southern Italy*, *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 20, 147-155.
- Della Seta M., Del Monte M., Fredi P., Lupia Palmieri E. (2007) - *Direct and indirect evaluation of denudation rates in Central Italy*, *Catena* 71, 21-30.
- Desmet P.J.J., Govers G., (1996) – *A GIS procedure for automatically calculating the USLE LS factor on topographically complex landscape units*. *Journal of Soil and Water Conservation*, 51 (5): 427-433.
- Di Nocera, S., Ortolani, F., Russo, M., Torre, M., (1974) - *Successioni sedimentarie messiniane e limite Miocene-Pliocene nella Calabria settentrionale*. *Bollettino della Società Geologica Italiana* 93, 575–607.
- Dissmeyer G.E., 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*, 4: 235-240.
- Dramis F., Gentili B., Coltorti M., Cherubini C., (1982) – *Osservazioni geomorfologiche sui calanchi marchigiani*. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* (5) pp. 38-45.
- Dramis F., Gentili B., Pieruccini U., (1976) – *La degradazione dei versanti nel bacino del Sentino (Appennino Umbro-Marchigiano)*. *Studi Geologici Camerti*, II pp. 45-72.
- Dramis, F., Gentili, B., (1977) - *I parametri F (Frequenza di drenaggio) e D (Densità di drenaggio) e le loro variazioni in funzione della scala di rappresentazione cartografica*. *Bollettino della Società Geologica Italiana* 96, 637–651.
- Drury S.A. (1993) - *Image interpretation in geology*. Chapman & Hall, London.
- Eastes J.W. (1989) – *Spectral properties of halite-rich minerals mixtures: Implications for middle infrared remote sensing of highly saline environments*. *Remote Sens. Environ.*, 27, pp. 289-304.
- Elachi C. (1987) – *Introduction to physics and techniques of remote sensing*. John Wiley & Sons, New York.



- ENVI (1999) – *ENVI, the environment for visualizing images*, Version 3.2. User's Guide. Research System, pp. 864.
- Escadafal R. (1993) - *Remote sensing of soil color: principles and applications*, Remote Sensing Reviews. No 7, pp. 261-279.
- Escadafal R. (1995) – *La mesure de la réflectance spectrale sur le terrain : utilisation des radiomètres et spectroradiomètres portables*. Coloquio Internacional 'Propiedades espectrales y teledetección de los suelos y rocas del visible al infrarrojo medio', La Serena, 24-27 Abril, 1995, pp. 125-152.
- Escadafal R., Girard M. e Courault D. (1988) – *La couleur des sols: appréciation, mesure et relations avec les propriétés spectrales*. Agronomie, 8, pp. 147-154.
- Escadafal R., Gouinaud C., Mathieu R. e Pouget M. (1993) – *Le spectroradiomètre de terrain : un outil de la télédétection et de la pédologie*. Cah. Orstom, sér. Pédol., 1, pp. 15-29.
- Fernandez R.N. Schulze D.G., Coffin D. L., Van Scoyoc G.E. (1988) – *Color, organic matter and pesticide adsorption relationships in a soil landscape*. Soil Sci. Soc. Am. J., 52, pp. 1023-1026.
- Ferro V., Giordano G., Minacapilli M., (1991) – *Isoerosivity and erosion risk map for Sicily*. J Hydrol Sci 36(6), 549–564.
- Ferro V., Minacapilli M., (1995) – *Sediment delivery processes at basin scale*. Hydrological Science Journal, 60 (6): 703-717.
- Florinsky, I.V., Eilers, R.G., Manning, G.R., Fuller, L.G., (2002) - *Prediction of soil properties by digital terrain modeling*. Environ. Model. Softw. 17, 295–311.
- Flügel WA., Marker M., Moretti S., Rodolfi G. and Sidrochuk A. (2003) - *Integrating geographical information systems, remote sensing, ground truthing and modelling approaches for regional erosion classification of semi-arid catchments in South Africa*. Hydrol. Process. 17, 929–942.
- Fontes, M.P.F., and, Carvalho Jr. I.A., (2005) - *Color attribute and mineralogical characteristics, evaluated by radiometry, of highly weathered tropical soils*. Soil Sci. Soc. Am. J. 69, pp. 1162–1172.
- Foster G.R., Wischmeir WH., (1974) – *Evaluating irregular slopes for soil loss prediction*. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers 17, 2, 305-309.
- Fraser S.J. (1991) – *Discrimination and identification of iron oxides using satellite Thematic Mapper data: A Newman case study*. Int. J. Remote Sensing. 12, pp. 635- 641.
- Frei R.W. MacMeil J.D. (1973) – *Diffuse reflectance in environmental problem-solving*. CRC Press, Cleveland, Ohio.

- Galvão L.S. e Vitorello I. (1995) – *Quantitative approach in the spectral reflectance-lithostratigraphy of the Wind River and southern Bighorn basins, Wyoming*. Int J. Remote Sensing 9; 1617-1631
- Galvão L.S., Pizarro M.A., & Epiphanyo J.C., (2001) – *Variations in reflectance of tropical soils: spectral-chemical composition relationships from AVIRIS data*; Remote Sensing & Environment n. 75 pp. 245-255
- Galvao L.S., Vitorello I. (1998) – *Role of organic matter in obliterating the effects of iron on spectral reflectance and colour of Brazilian tropical soils*. Int. J. Remote Sensing, 10, pp. 1969-1979.
- Garfi G., Veltri A., Callegari G., Iovino F., (2006) – *Effetti della ceduzione sulle perdite di suolo in popolamenti di castagno della Catena Costiera cosentina (Calabria)*. L'Italia Forestale Montana n.6, 507-531.
- Gavrilovic S., (1959) – *Methode de la classification des bassins torrentiels et equations nouvelles pour le calcul des hautes eaux et du débit solide*, Vadopriveda, Belgrado.
- Gavrilovic, Z., (1988) - *The use of an empirical method (erosion potential method) for calculating sediment production and transportation in unstudied or torrential streams* International Conference of River Regime, 18–20 May, Wallingford, England 1988 pp. 411–422.
- Gerberman A. H., Neher d.D. (1979) – *Reflectance of varying mixtures of a clay soil and sand*. Photogram. Eng. And Remote Sens., 45,(8), pp. 1145-1151.
- Ghisetti, F., (1979) - *Evoluzione neotettonica dei principali sistemi di faglie della Calabria centrale (Neotectonic evolution of main fault systems of Central Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It. 98, 387–430.
- Giordano G., Ferro V., Bagarello V., Di Stefano C., Iovino M., Minacapilli M., (2005) – *La carta dell'erosione potenziale del territorio siciliano*. Atti del convegno AIIA “L'ingegneria agraria per lo sviluppo sostenibile dell'area Mediterranea” Catania, 27-30 giugno, Memoria 1001.
- Gomez, C., et al., (2008) - *Soil organic carbon prediction by hyperspectral remote sensing and field VIS-NIR spectroscopy: An Australian case study*, Geoderma, doi:10.1016/j.geoderma..06.011
- Guobin Fu, Chen S., McCool D., (2006) - *Modelling the impacts of no-till practice on soil erosion and sediment yield with RUSLE, SEDD and ArcView GIS*; Soil & Tillage Research n. 85 pp. 38- 49.
- Guzzetta G. (1974) – *Ancient tropical weathering in Calabria*. Nature, CCLI, 5473, 302-303

- Guzzetti F, Carrara A, Cardinali M, Reichenbach P (1999) – *Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy*. *Geomorphology* 31:181–216.
- Hapke B. (1981) – *Bidirectional reflectance spectroscopy. I Theory*. *J. Geophys. Res.*, 86, B4, pp. 3039-3054.
- Harm Bartholomeus, Gerrit Epema, Michael Schaepman, (2007) - *Determining iron content in Mediterranean soils in partly vegetated areas, using spectral reflectance and imaging spectroscopy*; *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 9 pp. 194–203
- Hatanaka T., Nishizume A., Shiozaki H., Fukuhara M., Miyaji N e Saitto G. (1990) – *Estimation and mapping organic matter content of upland soil with a Landsat*
- Hauff P., Kruse F.A. e Thiry M. (1990) – *Spectral identification and characterization of kaolinite/smectite clays in weathering environments*. In ‘The fifth Australasian remote sensing conference’, Perth, Australia, 8-12 October, pp. 898-905.
- Henderson T.L., Baumgardner M.F., Franzmeier D.P. Scott D.E. e Coster D.C. (1992) – *High dimensional reflectance analysis of soil organic matter*. *Soil Sci. Soc. Am.J.*, 56, pp. 865-872.
- Hill J. (1994) – *Spectral properties of soils and the use of optical remote sensing systems for soil erosion mapping*. In *Chemistry of Aquatic Systems: local and Global Perspectives* (G. Bidoglio and W. Stumm, eds.), ECSC, EEC, EAEC, Brussels and Luxembourg, pp 497-526
- Hiroi T., Takeda H. (1990) – *A method to determine silicate abundances from reflectance spectra with application to asteroid 29 amphitrite associating it with primitive achondrite meteorites*. *Icarus*, 88, pp. 205-227
- Hoffer R.M. e Johannsen C.J. (1969) – *Ecological potentials in spectral signature analysis*. In: *Remote Sensing in Ecology* (P.L. Johnson, Ed.). Univ. of Georgia Press. Athens pp. 1-29.
- Horton R.E., (1945) - *Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology*. *Geological Society of America Bulletin* 56, 275–370.
- Huete A.R., Escadafal R., (1991) – *Assessment of biophysical soil properties through spectral decomposition techniques*. *Remote Sens. Environ.*, 35, pp. 149-159.
- Hunt G.R, Salisbury J.W. e Lenhoff C.J. (1972) – *Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks. V. Halides, phosphates, arsenates, vanadates, and borates*. *Modern Geology*, 3, pp. 121-132.
- Hunt G.R. (1980) – *Electromagnetic radiation: the communications link in remote sensing*. In ‘Remote sensing in geology’ (B.S. Siegal and A.R. Gillespie Eds), Wiley, New York, pp 5-45.

- Hunt G.R., Salisbury J.W. (1970) – *Visible and near infrared spectra of minerals and rocks. I. Silicate minerals*. *Modern Geology*, 1, pp. 283-300
- Hunt G.R., Salisbury J.W. (1971) – *Visible and near infrared spectra of minerals and rocks. II. Carbonates*. *Modern Geology*, 2, pp. 23-30
- Hunt G.R., Salisbury J.W., *et al.* (1970-1976) – *Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks. XI. Sedimentary rocks*. *Modern Geology*, 5, pp. 211-217.
- Huntington J.F., Green A.A. e Craig M.D. (1989) – *Identification – the goal behind discrimination. The status of mineral and lithological identification from high resolution spectrometer data: examples and challenges*. Proc. IGARSS'89 Symposium, July 10-14, Vancouver, Canada, 2, pp. 6-11.
- Iovine G. & Petrucci O., (1998)- *Effetti sui versanti e nel fondovalle indotti da un evento fluviale eccezionale nel bacino di una fiumara calabra (T. Pagliara)*; Bollettino della società geologica Italiana, 17, pp. 821-840
- Iovino F., Ferrari E., Aramini G., Paone R., Vasta F. (2005) – *Individuazione delle aeree vulnerabili alla desertificazione in Calabria*; *Estimo e Territorio* n.11 pp. 30-39.
- Irons J.R., Weismiller R.A. e Petersen G.W. (1989) – *Soil reflectance*. In *'Theory and Applications of optical remote sensing'* (G. Asrar, Ed.), Wiley, New York, pp 66- 106.
- J.-E. Hurtrez, C. Sol, and F. Lucazeau (1998)) - *Effect of drainage area on hypsometry from an analysis of small-scale drainage basins in the Siwalik Hills (Central Nepal)*. *Earth Surf. Process. Landforms* 24, 799- 808.
- Jose' A.M. Demattè, Rogèrio C. Campos, Marcelo C. Alves, Peterson R. Fiorio, Marcos R. Nanni. (2004) - *Visible–NIR reflectance: a new approach on soil evaluation*. *Geoderma* 121, 95– 112
- Kampf N., Schertmann U. (1983 a) – *Goethite and hematite in climasequence in southern Brazil and their application in classification of Kaolinitic soils*. *Geoderma*, 29, pp. 27- 39.
- Karmonov I.I., Rozhkov V.A. (1972) – *Experimental determination of quantitative relationships between the colour characteristics of soils and soil constituents*. *Sov. Soil Sci. (Eng. Trans.)*, 4, pp. 666-674.
- Kirkby M., (2004) – *Physical aspects of soil erosion control*. In the MEDRAP Concerted Action to support the Northern Mediterranean Action Programme to Combat Desertification. Enne G., Peter D., Zanolla C., Zucca C., (Eds), Sassari. First Workshop on Sustainable Management of soil and water resources, Athens (Greece). 15-17 December 2001, pp 88-68.
- Kirkby, M.J., Bull, L.J., (2000) - *Some factors controlling gully growth in fine-grained sediments: a model applied in southeast Spain*. *Catena* 40, 127–146.

- Kirkby, M.J., Jones, R.J.A., Irvine, B., Gobin, A., Govers, G., Cerdan, O., Van Rompaey, A.J.J., Le Bissonnais, Y., Daroussin, J., King, D., Montanarella, L., Grimm, M., Vieillefont, V., Puigdefabregas, J., Boer, M., Kosmas, C., Yassoglou, N., Tsara, M., Mantel, S., Van Lynden, G.J. and Huting, J. (2004). *Pan-European Soil Erosion Risk Assessment: The PESERA Map, Version 1 October 2003*. Explanation of Special Publication Ispra 2004 No.73 (S.P.I.04.73). European Soil Bureau Research Report No.16, EUR 21176, 18pp. and 1 map in ISO B1 format. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg.
- Knott, S.D., & Turco, E, (1991) - *Late Cenozoic kinematics of the Calabrian Arc, Southern Italy*. *Tectonics*, v. 10, p. 1164-1172,
- Kooistra, L., Wanders, J., Epema, G.F., Leuven, R.S.E.W., Wehrens, R., Buydens, L.M.C., (2003) - *The potential of field spectroscopy for the assessment of sediment properties in river floodplains*. *Anal. Chim. Acta* 484, 189–200.
- Kooistra, L., Wehrens, R., Leuven, R.S.E.W., Buydens, L.M.C., (2001) - *Possibilities of VNIR spectroscopy for the assessment of soil contamination in river floodplains*. *Analytica Chim. Acta* 446, 97–105.
- Koppen W. (1936) - *Das geographische system der handbuch der klimatologie gerbrunder borntraeger*, In: Koppen W. and Geiger R. (Eds.), *Handbuch der Klimatologie*, GebruderBorntraeger, Berlin.
- Kortum G. (1969) – *Reflectance spectroscopy*. Springer- Verlag, New York
- Kosmas C., Tsara M., (2004) – *Control of soil crusting*. In the MEDRAP Concerted Action to support the Northern Mediterranean Action Programme to Combat Desertification. Enne G., Peter D., Zanolla C., Zucca C., (Eds), Sassari. First Workshop on Sustainable Management of soil and water resources, Athens (Greece). 15-17 December 2001, pp 88-104.
- Kosmas C.S, Curi N., Bryant R.B. e Franzmeier D.P. (1984) – *Characterization of iron oxide minerals by second-derivative visible spectroscopy*. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol. 48, pp. 401 – 405.
- Kosmas C.S, Franzmeier D.P. e Schulze D.G. (1986) – *Relationship among derivative spectroscopy, color, crystallite dimensions, and Al substitution of synthetic goethites an hematite*. *Clays and Clay Miner.*, 6, pp. 625- 634.
- Kruse F.A., Thiry M. e Hauff P. (1991) – *Spectral identification (1200-2500 nm) and characterization of Paris Basin kaolinite/smectite clays using a field spectrometer*. In ‘5th International Colloquium – Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing’, Courchevel, France, 14-21 Janvier 1991, pp. 181-184

- Lanzafame G., (1973) – *Geologia della Tavola S. Marco Argentano*. CNR-IRPI Rapporto Interno N. 17.
- Lanzafame G., Tortorici L. (1981) - *La tettonica recente della Valle del Fiume Crati (Calabria)*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 4, 11-21.
- Lanzafame G., Zuffa G. (1976) - *Geologia e petrografia del foglio Bisignano (Bacino del Crati, Calabria)*. Geol. Rom., 15, 223-270, con carta geologica 1:50.000.
- Latz K., Weismiller R.A., Van Scoyoc G.E. e Baumgardner M. F., (1984) – *Characteristics variations in spectral reflectance of selected eroded Alfisols*. Soil Sci. Soc. Am. J. 48, pp. 1130-1134.
- Lazar B., Holland H.D. (1988) – *The analysis of fluid inclusions in halite*. Geochimica et Cosmochi. Acta, 52, 485-490.
- Lazar B., Holland H.D. (1988) – *The analysis of fluid inclusions in halite*. Geochimica et Cosmochi. Acta, 52, 485-490.
- Le Pera, E., Sorriso-Valvo, M., (2000) - *Weathering and morphogenesis in a Mediterranean climate, Calabria, Italy*. Geomorphology 34, 251–270.
- Le Pera, E., Sorriso-Valvo, M., (2000) - *Weathering, erosion and sediment composition in a high-gradient river, Calabria, Italy*. Earth Surf. Processes Landform. 25, 277– 292.
- Leone A.P. (2000) – *Bi-directional reflectance spectroscopy of Fe-oxides minerals in Mediterranean terra rossa soils: a methodological approach*. Agricoltura Mediterranea, vol. 130, pp. 144-154.
- Leone A.P. (2000) – *Spettrometria e valutazione della riflettanza spettrale dei suoli nel dominio ottico 400-2500 nm*. AITinforma- Riv. It. Telerilevamento, No. 19, pp. 3- 28.
- Leone A.P., Escadafal R. & Tosca M., (2000) – *Relazioni tra colore del suolo ed indici radiometrici satellitari simulati in ambiente mediterraneo*; AITinforma- Riv. It. Telerilevamento, No. 17/18, pp. 31- 41.
- Leone A.P., Escadafal R. (2000) - *Statistical analysis of soil colour and spectroradiometric data for hyperspectral remote sensing of soil properties*. Remote Sens., vol.22n° 12, pp. 2311-2328.
- Leone A.P., Menenti M., Letizia A., e Colombo C., (2002) – *Uso della spettrometria ottica e di immagini iperspettrali per lo studio dei suoli in sistemi agricoli e forestali del Mediterraneo*; AITinforma- Riv. It. Telerilevamento, No. 24, pp. 33- 46.
- Leone A.P., Sommer S. (2000) – *Multivariate analysis of laboratory spectra for the assessment of soil development and soil degradation in the Southern Appenines (Italy)*. Remot. Sens. Env.

- Leu D.J. (1977) – *Visible and near infrared reflectance of beach sands: a study on the spectral reflectance/grain size relationship*. Remote sensing of Environment, 6, pp. 169- 182.
- Lumme K., Bowell E. (1981) – *Radiative transfer in the surfaces of atmospherless bodies, I* Theory. Astron. J., 86, pp. 1694-1704.
- Maderira Netto J. da S. (1995) – *Spectral properties of soils. Coloquio Internacional 'Propiedades espectrales y teledeteccion de los suelos y rocas del visible al infrarrojo medio'*, La Serena, 24-27 Abril 1995, pp. 241- 255.
- Majid H. Tangestani (2006) - *Comparison of EPM and PSIAC models in GIS for erosion and sediment yield assessment in a semi-arid environment: Afzar Catchment, Fars Province, Iran*. Journal of Asian Earth Sciences 27 585–597
- Malengreau N., Bédidi A., Muller J.P.e Herbillon A.J. (1996) – *Spectroscopic control of iron oxide dissolution in two ferralitic soils*. Eur. J. Soil Sci., 47, 13-20.
- Manrique L.A., (1988) - *Land erodibility assessment methodology, using soil survey data based on soil taxonomy*. University of Hawaii, Honolulu.
- Marker M, Dlamini D, Flügel WA, Matondo J, Rodolfi G, Schulze RE. (2001) - *Soil erosion modelling in the Mbuluzi river catchment (Swaziland, South Africa). Part I Modelling the dynamic evolution of gullies*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria 24: 177–187.
- Marker M., Angeli L., Bottai L., Costantini R., Ferrari R., Innocenti L., Siciliano G., (2008) – *Assessment of land degradation susceptibility by scenario analysis: A case study in Southern Tuscany, Italy*. Geomorphology 93 pp. 120-129.
- Marker, M., Moretti, S., Rodolfi, G., (2001) - *Assessment of water erosion processes and dynamics in semiarid regions of southern Africa (KwaZulu/Natal RSA; Swaziland) using the Erosion Response Units concept (ERU)*. Geogr. Fis. Din. Quat. 24, 71– 83
- Martens, H., Naes, T., (1989). *Multivariate Calibration*. John Wiley and Sons, Chichester, p. 419.
- Mati B.M., Morgano R.P.C., Gichuki F.N., Quinton J.N., Brewer T.R., Liniger H.P., (2000) – *Assessment of erosion hazard with the USLE and GIS: a case study of the Upper Ewaso Ng'iro North basin of Kenia*. JAG, vol. 2, 1: 1-9.
- Matthew J. Cohen, Joseph P. Prenger, and William F. DeBusk (2005) - *Visible-Near Infrared Reflectance Spectroscopy for Rapid, Non destructive Assessment of Wetland Soil Quality*. J. Environ. Qual. 34:1422–1434
- McBratney, A.B., Mendonca Santos, M.L., Minasny, B., (2003) - *On digital soil mapping*. Geoderma 117, 3–52.
- McBratney, A.B., Odeh, I.O.A., Bishop, T.F.A., Dunbar, M.S., Shatar, T.M., (2000) - *An overview of pedometric techniques for use in soil survey*. Geoderma 97, 293–327.

- Mccormack D.E., Young K.K., (1981) – *Technical and societal implications of soil loss tolerance*. In: Morgan R.P.C. (Ed.), *Soil Loss Conservation: Problems and Prospects*; John Wiley & Sons, Chichester, p. 365-376.
- Melville M.D., Atkinson G. (1985) - *Soil color: its measurement and its designation in models of uniform color space*. *Journal of Soil Science*, No 36, pp 495-512.
- Mendicino G., Sole A., (1998) – *Stima distribuita dell'erosione idrica lungo i versanti di un bacino idrografico sotteso da un invaso artificiale*. *Atti del XXVI Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche*, p. 97-108.
- Messina, A., Russo, S., Borghi, A., Colonna, V., Compagnoni, R., Caggianelli, A., Fornelli, A., Piccarreta, G., 1994. Il Massiccio della Sila, Settore settentrionale dell'Arco Calabro-Peloritano (The Sila Massif, northern sector of the Calabrian-Peloritan Arc). *Bollettino della Società Geologica Italiana* 113, 539–586.
- Milton E.J. (1987) – *Principles of field spectroscopy*. *Int. J. Remote Sens.*, 12, pp. 1807-1827.
- Milton E.J., Rollin E.M. e Emry D.R. (1995) – *Advances in field spectroscopy*. In *Advances in environmental remote sensing* (F.M. Danson and S.E. Plummer, Eds.), John Wiley and Sons, Chichester, pp 9-32
- Moore I.D., Grayson, R.B., Ladson, A.R., (1991) - *Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological, and biological applications*. *Hydrological Processes* 5, pp. 3–30.
- Moore, I.D., Wilson, J.P., (1992) - *Length-slope factors for the Revised Universal Soil Loss Equation: simplified method for estimation*. *Journal of Soil and Water Conservation* 47, pp. 423–428.
- Moretti A., Guerra I. (1997) : *Tettonica dal Messiniano ad oggi in Calabria: implicazioni sulla geodinamica del sistema Tirreno-Arco Calabro*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 116, 125-142.
- Moretti, A., Corea, I., Guerra, I., (1990) - Sismicità attuale e sistemi di fratture superficiali in Calabria. In: *Proceedings of GNDT Meeting 1*, pp. 89–101.
- Moretti, S., Rodolfi, G., (2000) - *A typical "calanchi" landscape on the Eastern Apennine margin (Atri, Central Italy): geomorphological features and evolution*. *Catena* 40, 217–228.
- Mougenot B., Pouget M. e Epena G.F. (1993) – *Remote sensing of salt affected soils*. *Remote Sensing Reviews*. No 7, pp. 241-259.
- Mulders M.A. (1987) - *Remote sensing in soil science. Developments in soil science*, Vol. 15 Elsevier, Amsterdam, p. 379.
- Muto, F., (2005) - *Evoluzione geologica neogenico- quaternaria della porzione occidentale della Calabria Settentrionale*. Tesi di dottorato. Università degli Studi della Calabria, pp. 121.



- Myers V.I., Allen W.A: (1968) – *Electrooptical remote sensing methods as non-destructive testing and measuring techniques in agriculture*. Appl. Opt . , 7 , p p . 1818-1838.
- Nicodemus F.E., Richmond J.C., Hsia J.J., Ginsberg I.W. e Limperis T. (1977) – *Geometrical considerations and nomenclature for reflectance*. NBS Monogr. (U.S.), 160, pp. 1-52.
- Nogano T., Nakashima S., Nakayama S., Osada K. E Senoo M. (1992) – *Colour variation associated with rapid formation of goethite from proto-ferrihydrite at pH 13 and 40° C*. Clays and Clay Miner., 40, pp. 600-607.
- O'Callaghan J.F. & Mark D.M., (1984) – *The extraction of drainage network from digital elevation data*. Computer Vision, graphics and Image Processing, 28, 328-344.
- O'Havert T.C., Green G.L. (1976) – *Numerical error nalysis of derivate spectrometry for quantitative analysis f mixtures*. Anal. Chem., vol. 48, pp. 312-318.
- Obukhov A.I., Orlov D.S. (1964) – *Spectral reflectivity of he major soil groups and possibility of using diffuse reflection in soil investigations*. Soviet oil Science, 1, pp. 74-184.
- Ogniben L., (1973) – *Schema geologico della calabria in base ai dati odierni*. Geologica Romana 12, p. 243-585.
- Okomoto K., Fukuhara M., Hatanaka T, (1990) – *Mapping method of soil organic matter content of obhiro rea using Landsat TM data*. J.Jpn. Sci. Photogrammetry
- Okomoto K., Yamada I., Imagawa T. e Fukuhara M. 1993) – *Landsat TM monitoring of red soil outflow into oral reef*. In 'Satellite remote sensing of the oceanic nvironment' (R.W. Stewart Ed.), Seibutsu Kenkyusha ub., Tokyo, Japan, pp 451-457.
- Olson K.R (2005) – *Factors of soil formation Parent material*. In “Encyclopedia of soils in the environment. Daniel Hiller Editor, Elsevier Academic Press
- Orlov D.S. (1966) – *Quantitative patterns of light reflection by soil. Influence of particle (aggregate) size on reflectivity*. Sc. Papers of High School Biology, 4, pp. 6-210.
- Paglione A., & Piccarreta G., (1978) – *History and petrology of a fragment of the deep crust in the Serra (Calabria, southern Italy)*. N. Jb. Miner. Mh., 9, 385-396.
- Pahari K., Delson J.P., Murai S., (1996) – *Remote sensing and GIS for sustainable watershed management a study from Nepal*. 4th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography, Karlstad, Kiruna, p. 195-202.
- Palacios-Orueta A., Ustin S.L. (1998) – *Remote sensing f soil properties in the Santa Monica Mountains I. Spectral Analysis*. Remote Sens. Environ. 65: 170:18.
- Panizza M. *Geomorfologia*). Pitagora editrice Bologna (1992).
- Parise M. & Calcaterra D. (1999) - *La franosità storica nei dintorni di Acri e Bisignano (Sila, Calabria): risultati preliminari*. CNR-IRPI, Cosenza, Rapporto Interno 59.

- Passerini G., (1937) – Influenza dell’immersione degli strati e influenza dell’orientamento dei versanti sulla degradazione delle argille plioceniche. *Bollettino della Società Geologica Italiana.*, 56.
- Pelacani S., Lombardi L., Maerker M. Rodolfi G. (2006) – *Caratterizzazione dei processi geomorfici di versante nel bacino del T. Orme (Toscana Centrale) sulla base delle unita di risposta erosiva – ERU*; Atti del convegno conclusivo del progetto - Erosione idrica in ambiente mediterraneo: Valutazione diretta e indiretta in aree sperimentali e bacini idrografi pp. 195-209.
- Pelacani S., Märker M., Rodolfi G., (2008) - *Simulation of soil erosion and deposition in a changing land use: A modelling approach to implement the support practice factor.* *Geomorphology* 99 329–340.
- Pellegrini G.B., (1983) – *Valutazione quantitativa dell’erosione di un bacino idrografico mediante l’analisi tridimensionale del rilievo.* *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* (6), pp. 61 –71.
- Peterson T. C., Easterling D. R., Karl T. R., Groisman P., Nicholls N., Plummer N., Torok S., Auer I., Boehm R., Gullett D., Vincent L., Heino R., Tuomenvirte H., Mestre O., Szentimrey T., Salinger J., Førland E. J., Hanssen-Bauer I., Alexandersson H., Jones P., Parker D., (1998) - *Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data: a review.* *International Journal of Climatology*, 18: 1493-1517.
- Pettitt A. N., (1979) - *A non-parametric approach to the change point problem.* *Applied Statistics*, 28, No. 2: 126-135.
- Pitts M.J., Hummel J.W., Butler B.J. (1983) – *Sensors utilizing light reflection to measure soil organic matter.* ASAE Pap.no. 83-1011. ASAE, St. Joseph, Mi.
- Puigdefabregas, J., Boer, M., Kosmas, C., Yassoglou, N., Tsara, M., Mantel, S., Van Lynden, G.J. and Huting, J. (2004) - *Pan-European Soil Erosion Risk Assessment: The PESERA Map, Version 1 October 2003.* Explanation of Special Publication Ispra 2004 No.73 (S.P.I.04.73). European Soil Bureau Research Report No.16, EUR 21176, 18pp. and 1 map in ISO B1 format. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg.
- Pulice I., Scarciglia F., Leonardi L., Robustelli G., Conforti M., Cuscino M., Lupiano V., Critelli S. (2008) - *Studio multidisciplinare di forme e processi denudazionali nell’area di Vrica (Calabria orientale).* su *Bollettino della Società Geografica Italiana* (in stampa).
- Remondo J., Gonzalez-Diez A, Diazde Teràn JR, Cendrero A., (2003) - *Quantitative landslide susceptibility models by means of spatial data analysis techniques; a case study in the lower Deva valley, Guipúzcoa (Spain).* *Nat Hazards* 30(3):267–279.

- Remondo J., González-Díez A., Díazde Teran JR., Cendrero A., Fabbri A., Chung CF (2003) - *Validation of Landslide Susceptibility Maps; Examples and Applications from a Case Study in Northern Spain*. Nat Hazards 30(3):437– 449.
- Renaud Mathieu, Bernard Cervelle, Dominique Rémy and Marcel Pouget (2007) - *Field-based and spectral indicators for soil erosion mapping in semi-arid mediterranean environments (Coastal Cordillera of central Chile)*. Earth Surf. Process. Landforms 32, pp. 13–31
- Ricci Lucchi R, Colella A., Gabbianelli G., Rossi S., & Normark W.R., (1984) - *Crati Fan, Mediterranean, In: Submarine Fans and related Turbidite Systems*. (Bourna A.H., Normark W.R., and Barnes N.E., eds.): Springer-Verlag, p.51-57.
- Rodionov S., (2005) - *Methods of regime shift detection*. International Workshop on “Regime shifts and recovery in aquatic ecosystems: challenges for management towards sustainability”, Varna (Bulgaria), June 2005.
- Rodolfi G., Frascati F., (1979) - *Cartografia di base per la programmazione degli interventi in aree marginali (area rappresentativa dell’Alta Valdera)*. Memorie illustrative della carta geomorfologica. Annali Ist. Sper. Studio Difesa del Suolo, 10, Firenze.
- Roedder E. (1984) – *The fluid in salts*. American Mineralogist, 69, pp. 413-439.
- Roxo M., Simao A., Stamou G., Tomasi N., Usai D. e Vacca A., (1997) – *The effect of land use on runoff and soil erosion rates under Mediterranean conditions*. Catena (29) pp 45-59.
- Ruckman J.L., Hummel J.W., Butler B.J. (1981) – *Improved soil organic matter sensor with micro processor control*. ASAE Pap.no. 81-1012. ASAE, St. Joseph, Mi.
- Savitzky A., Golay M.J.E. (1964) – *Smoothing and differentiation of data by simplified least squares procedures*. Analytical Chemistry, vol 36, n° 8, pp. 1627- 1639.
- Scarciglia F., Pulice I., Robustelli G., Vecchio G., (2006) - *Soil chronosequences on Quaternary marine terraces along the northwestern coast of Calabria (Southern Italy)*. Quaternary International, 156-157, 133-155.
- Scarciglia, F., Le Pera, E. & Critelli, S. (2005) – *Weathering and pedogenesis in the Sila Grande Massif (Calabria, South Italy): from field scale to micromorphology*. Catena, 61(1), 1-29.
- Scheidegger A.E., (1961) - *Mathematical models of slope development*. Geological Society of America Bulletin 72, pp. 37–50.
- Scheidegger A.E., (1964) - *Lithologic variations in slope development theory*. U.S. Geological Survey Circular 485.
- Scheinost A.C., Chavernas A., Barrón V. e Torrent J. (1998) – *Use and limitations of second-derivative diffuse reflectance spectroscopy in the visible to near-infrared range to identify and quantify Fe oxide minerals in soils*. Clays and Clay Miner., 5, pp 528 – 536.

- Schwertmann U., Taylor R.M. (1977) – *Iron Oxides*. In: J.B. Dixon, S.B. Weed Minerals in soil environments. Soil Sci. Soc. Am., Madison, Wisc., pp. 145-180. p. 450.
- Sdao G., Simone A. & Vittorini U., (1984) – *Osservazioni geomorfologiche su calanchi e biancane in Calabria*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria (7) pp. 10-16.
- Selige, T., Böhner, J., Schmidhalter, U., (2006) - *High resolution topsoil mapping using hyperspectral image and field data in multivariate regression modelling procedures*. Geoderma 136 (1–2), 235–244.
- Servizio Geologico Nazionale (1994) - *Carta Geomorfologica d'Italia 1:5000 Guida al Rilevamento*. Quaderni, serie III Volume 4,
- Shepherd, K.D., Walsh, M.G., (2002) - *Development of reflectance spectral libraries for characterization of soil properties*. Soil Science Society of America Journal 66 (3), 988–998.
- Sherman D.M., Waite T.D. (1985) – *Electronic spectra of Fe<sup>3+</sup> oxides and oxide hydroxides in the near IR to near UV*. American Mineralogist, n° 70, pp.1262-1269.
- Shields J.A., Paul E.A., St Arnaud R.J. e Head W.K. (1968) – *Spectrophotometri measurements of soil colour and its relation to moisture and organic matter*. Can. J. of Soil Sci., 46, pp. 271-280
- Shingyoji T., Watanabe H., Fukuhara M. (1990) – *Landsat TM data analysis of the topsoil organic matter degradation caused by deep tillage practices*. Bull. Chiba Agric. Exp. Stn. 31, pp. 1-8.
- Silva L.R. (1978) – *Radiation and instrumentation in remote sensing*. *Remote Sensing: the Quantitative Approach* (P.H. Swain and S.M. Davis, eds). McGraw-Hill, New York.
- Simmons E.L. (1972) – *Relation of diffuse reflectance remission function to the fundamental optical parameters*. Optical Acta, 19, pp. 845-851. Singer R.B. (1982) – *Spectral evidence for mineralogy of high-albedo soils and dust of Mars*. J. Geophys. Res., 87, pp. 10159 – 10168.
- Smith M.O., Johnson P.E. e Adams, J.B. (1985) – *Quantitative determination of mineral types and abundances from reflectance spectra using principal component analysis*. J. Geophys. Res. 90, C797-C804.
- Sorriso - Valvo (1993) – *The Geomorphology of Calabria a sketch*. Geogr. Fis. Dinam. Quat. 16 pp. 75-80.
- Sorriso-Valvo M., (1975) - *Il Messiniano della zona di Lattarico (Cosenza)*. Boll. Soc. Geol. It., 94, 1741-1752.
- Sorriso-Valvo M., Tansi C., & Antronico L. (1996) – *Relazione tra frane, forme del rilievo e strutture tettoniche nella media valle del fiume Crati (Calabria)*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria (19), pp. 107 – 117.

- Sorriso-Valvo M., Tansi C., (1996) – *Grandi frane e deformazioni gravitative profonde di versante della Calabria: Note Illustrative per la carta al 250.000*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria (19), pp.395 – 408.
- Sorriso-Valvo, M., Sylvester, A.G., (1993) - *The relationship between geology and landforms along a coastal mountain front, northern Calabria, Italy*. Earth Surf. Proc. Landforms 18, 257–273.
- Sparks D.L. (2003) – *Environmental soil chemistry 2° adit.*, Academic Press, San Diego, California, USA, 352 pp.
- Steinhardt G.C., Franzmeier D.P. (1979) – *Comparison of organic matter content with soil colour for silt loam soils of Indiana*. Com. Soil Sci. Plant Anal. ,10,pp. 1271-1277.
- Stevens, A., Wesemael, B., Vandenschrick, G., Touré, S., Tychon, B., (2006) - *Detection of carbon stock change in agricultural soils using spectroscopic techniques*. Soil Science Society of America Journal 70, 844–850.
- Stoner E., Baumgardner M. F. (1980) – *Physicochemical, site, and bidirectional reflectance factor characteristics of uniformly moist soils*. West Lafayette, Indiana, USA, LARS.
- Stoner E., Baumgardner M. F. (1981) – *Characteristics variations in reflectance of surface soils*. Soil Sci. Soc. Am. J. 45, pp. 1161-1165.
- Stoner E., Horvath H. (1971) – *The effect of cultural practices on multispectral response from surface soil*. Proc. 7th Int. Symp. Of Rem. Sens. Of Env., vol. III, pp. 2109- 2113.
- Strahler A.N., (1952) - *Hypsometric (area–altitude) analysis of erosional topography*. Geological Society of America Bulletin 63, 1117–1142.
- Strahler A.N., (1957) - *Quantitative analysis of watershed geomorphology*. American Geophysical Union Transactions 38, pp. 913–920.
- Strens R. G.J., Wood B. J. (1979) – *Diffuse reflectance spectra and optical properties of some iron and titanium oxides and oxyhydroxides*. Mineralogical Magazine, 43, pp. 347-354. *Thematic Mapper data*. In the 14th International Congress of Soil Science, Kyoto, Japan, August 12-18, Vol V, pp. 511-512.
- Taddei A., (1991) – *Studio geologico dl bacino idrografico del Torrente Turbolo (Bacino del Crati, Calabria)*, Rapporto interno nà 339 – Novembre 1991-CNR IRPI, Cosenza.
- Takashi Oguchi (1997) – *Drainage density and relative relief in humid steep mountains with frequent slope failure*. Earth Surf. Process. Landforms 22, 107- 120.
- Tansi C. & Folino Gallo M., (2006) – Guida all'escursione sulla frana di Cavallerizzo di Cerzeto (Cs) -6 maggio 2006 pp 1-10.
- Tansi, C., Iovine, G., Folino Gallo, M., (2005) - *Tettonica attiva e recente, e manifestazioni gravitative profonde, lungo il bordo orientale del graben del Fiume Crati*. Bollettino della Società Geologica Italiana 124 (3), 563–578.

- Tarboton, D.G (1997). *A New Method for the Determination of Flow Directions and Contributing Areas in Grid Digital Elevation Models*. Water Resources Research, 33(2): 309-319.
- Terranova O. (1993) - *Il bacino sperimentale del torrente Turbolo. elementi caratteristici*. cnr-gndci, Linea 1 – Rapporto 1990-91, pp. 111-126.
- Terranova O., Catalano E., Langellotti M. & Sorriso-Valvo M., (1989) – *Individuazione dei parametri caratterizzanti i fenomeni idraulici ed erosivi di un piccolo bacino (T: Turbolo - Calabria)*. Atti 1° Workshop su Informatica e Scienze della Terra – Sarnano ottobre 1989. pp 1-21.
- Terranova, O., (1987) – *Caratterizzazione Idraulica-Morfologica del bacino del T. Turbolo*; Editoriale Bios Cosenza pp. 195-216
- Terrence, J.Toy., George R. Fpster, Kenneth G. Renard, *Soil Erosion: Processes, Prediction, measurement and control*; John Wiley & Sons, Inc.
- Torrent J., Barrón V. (1993) - *Laboratory measurement of soil color: theory and practice*. In Soil Color (J.M. Bigham and E.J. Ciolkosz eds.). SSSA Special Publication Number 31. pp. 21-33.
- Torrent J., Schwertmann U., Fetcher H., Alferez F. (1983) – *Quantitative relationships between soil color and hematite content of soil*. Sov. Soil Sci. engl. Transl., 13 (6), pp. 103-113.
- Torrent J., Schwertmann U., Schulze D.G. (1980) – *Iron oxide mineralogy of some soils of two river terrace sequences in Spain*. Geoderma, 23. pp. 191-208.
- Torretti S., (1992) – *Studio pedologico tra il T. Finita ed il T. Cucchiato nella media valle del Crati*. Tesi di laurea. Università degli Studi della Calabria.
- Torri, D., Poesen, J., Borselli, L., (1997) - *Predictability and uncertainty of the soil erodibility factor using a global dataset*. Catena 31, 1–22.
- Tortorici L. (1982) - *Analisi delle deformazioni fragili dei sedimenti postorogeni della Calabria settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., 100, 291-308.
- Tortorici L., (1980) - *Osservazioni su una sintesi neotettonica preliminare della Calabria settentrionale*. CNR-Progetto Finalizzato di Geodinamica, pub. No. 356, p. 811-819.
- Tortorici L., Monaco C., Tansi C. & Cocina O. (1995) - *Recent and active tectonics in the Calabrian arc (Southern Italy)*, Tectonophysics, 243: 37-55.
- Tsai F., Philpot W. (1998) – *Derivative analysis of hyperspectral data*. Rem. Sens. Environ. Vol. 66, pp. 41- 51.
- Udelhoven, T., Emmerling, C., Jarmer, T., (2003) - *Quantitative analysis of soil chemical properties with diffuse reflectance spectrometry and partial least-square regression: a feasibility study*. Plant Soil 251, 319–329.

- Ulrich Kamp, Benjamin J. Growley, Ghazanfar A. Khattak, Lewis A. Owen (2008) - *GIS-based landslide susceptibility mapping for the 2005 Kashmir earthquake region*. *Geomorphology*, 101 631–642
- USDA (United States Department of Agriculture), (2006) - . *Keys to Soil Taxonomy (10<sup>th</sup> edit.)*, U.S. Department of Agriculture, Soil Survey Staff, Natural Resources Conservation Service, Washington D.C., 333 pp.
- Vacca, A. Loddo S., Ollesch G., Puddu R. Serra G. Tomasi D. Aru A.(2000) - *Measurement of runoff and soil erosion in three areas under different land use in Sardinia (Italy)*. *Catena* 40, 69–92.
- Vågen, T., Shepherd, K.D., Walsh, M.G., (2006) *Sensing landscape level change in soil fertility following deforestation and conversion in the highlands of Madagascar using Vis–NIR spectroscopy*. *Geoderma* 133, 281–294.
- Van Dijk J. P. & Okkes M. (1991) - *Neogene Tectonostratigraphy and Kinematics of Calabrian Basins; Implications for the Geodynamics of the Central Mediterranean*. *Tectonophysics*, 196, 23-60.
- Van Dijk J.P., (1990) - *Sequence stratigraphy, kinematics and dynamic geohistory of the Croton Basin (Calabrian Arc, Central Mediterranean): an integrated approach*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 24, 531-569.
- Van Dijk J.P., Bello M., Brancaleoni G.P., Cantarella G., Costa V., Frixia A., Golfetto F., Merlini S., Riva M., Torricelli S., Toscano C., Zerilli A., (2000) - *A regional structural model for the northern sector of the Calabrian Arc (southern Italy)*. *Tectonophysics* (324) 267–320.
- Van Dijk, J.P., Scheepers, P.J.J., (1995) - *Neogene rotations in the Calabrian Arc; implications for a Pliocene-Recent geodynamic scenario for the Central Mediterranean*. *Earth-Sci. Rev.* 39, 207–246.
- Van Westen, C. J. (1993) - *Application of Geographic Information Systems to Landslide Hazard Zonation*, ITC-Publication Number 15, ITC, Enschede, The Netherlands, 245 pp.
- Van Westen, C. J., Seijmonsbergen, A. C., and Mantovani, F., (2000) - *Comparing landslide hazard maps*, *Natural Hazards* 20, 137- 158.
- Van Westen, C. J., Soeters, R., and Sijmons, K., (2000) - *Digital Geomorphological landslide hazard mapping of the Alpago area, Italy*, *Int. J. Appl. Earth Observ. Geoinformation* 2 (1), p. 51–59.
- Vane G., Goetz A.F.H. (1988) – *Terrestrial imaging spectroscopy*. *Rem. Sensing. Environ.*, 24, pp. 1-29.

- Vanwalleghema T., Poesen J., Nachtergaele J., Verstraeten G., (2005) - *Characteristics, controlling factors and importance of deep gullies under cropland on loess-derived soils*. *Geomorphology* 69, 76– 91.
- Varnes D. J. (1978) - *Slope movements types and processes*, In: Schuster R. L. & Krizeck R. J. (Eds.), *Landslides: analysis and control*, Washington Transp Res. Board, Spec. Rep., Nat. Sci. Acad., 176: 11-33.
- Vasques G.M., Grunwald, S., Sickman J.O., (2008) - *Comparison of multivariate methods for inferential modeling of soil carbon using visible/near-infrared spectra*. *Geoderma* 146 pp. 14–25
- Velletri, S., Addeo, G., Guastadisegni, G., (2005) – *GIS nel monitoraggio dell’erosione del suolo*; *Estimo e territorio* n.1 pp. 44-48.
- Verstappen H.T., (1977) – *A geomorphological survey of the NW Cosenza province, Calabria, Italy*. *ITC Journal* 4, 578 – 594.
- Vinogradov B.V. (1981) – *Remote sensing of the humus content of soils*. *Sov. Soil Sci. (Engl. Transl.)*, 6, pp. 103- 113.
- Viscarra Rossel R.A., McBratney A.B. (1998) - *Laboratory evaluation of a proximal sensing technique for simultaneous measurement of soil clay and water content*. *Geoderma* 85, pp. 19–39
- Viscarra Rossel, R.A., (2008). *ParLeS: software for chemometric analysis of spectroscopic data*. *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems* 90, 72–83.
- Viscarra Rossel, R.A., McGlynn, R.N. and McBratney, A.B. (2006a) - *Determining the composition of mineral-organic mixes using UV-vis-NIR diffuse reflectance spectroscopy*. *Geoderma* 137: 70-82.
- Viscarra Rossel, R.A., Walvoort, D.J.J., McBratney, A.B., Janik L.J. and Skjemstad, J.O. (2006b) - *Visible, near-infrared, mid-infrared or combined diffuse reflectance spectroscopy for simultaneous assessment of various soil properties*. *Geoderma* , 131:59-75.
- Vittorini S., (1977) – *Osservazioni sulle origini e sul ruolo di due forme di erosione nelle argille; calanchi e biancane*. *Bollettino Società Geografica Italiana, Serie* 10, 6.
- Vittorini S., (1979) – *Ruscellamento, deflusso ipodermico ed erosione nelle argille plastiche*. *Rivista Geografica Italiana* (86) pp. 338-347.
- Weidner V.R., Hsia J.J. (1981) – *Reflection of pressed polytetrafluoroethylene powder*. *J. Opt. Soc. Am.*, 71, pp. 856-861.
- Wendlandt W.W.M., Hecht H.G. (1966) – *Reflectance spectroscopy*. John Wiley, New York.
- Westaway, R., (1993) - *Quaternary uplift of Southern Italy*. *J. Geophys. Res.* 98B, 21741– 21772.



- Wijngaard J. B., Klein Tank A. M. G., Können G. P., (2003) - *Homogeneity of 20<sup>th</sup> century European daily temperature and precipitation series*. International Journal of Climatology, 23: 679-692.
- Wilcox C.H., Fraizier B.E., Ball S.T. (1994) – *Relationship between soil organic carbon and Landsat TM data in eastern Washington*. Photogram. Eng. And Rem. Sens., 60 (6), pp. 777-781.
- Wilson J.P., Gallant, J.C., 2000. *Terrain analysis principles and applications*. Wiley, Toronto Canada. (479 pp.).
- Wischmeier WH, Johnson CB, Cross BV., (1971) - *A soil erodibility nomograph for farmland and construction sites*. Journal of Soil and Water Conservation 26 (5): 189 –194.
- Wischmeier WH, Smith DD., (1978) - *Predicting Rainfall Erosion Losses—A Guide to Conservation*. Agricultural Handbook 537. US Department of Agriculture: Washington, DC.
- Wischmeier & Smith (1958) – *Rainfall energy and its relationship to soil loss*, Trans. AGU n. 39; 285-291.
- Wischmeier & Smith (1965) – *Predicting Rainfall-Erosion losses from Cropland east of the rocky mountains*. Guide for selection of practices for soil and water conservation, Agriculture Handbook n. 282 USDA, Us Government Printing Office, Washington, D.C.
- Yamamoto H., Honjo H. e Wakyiama Y. (1991) – *Estimation of surface soil water content in Kyushu by spectral characteristics*. J. Agr. Met., 46, pp 223-227.

# *APPENDICE*

## **Cenni generali di geostatistica**

La geostatistica è quella branca della statistica che si occupa dell'analisi di dati spaziali (Raspa, 1995). Essa viene applicata frequentemente nelle Scienze della Terra, in particolar modo nella geologia ambientale, ecologia, meteorologia, agronomia.

La geostatistica si occupa di valutare l'autocorrelazione spaziale dei dati, cercando di verificare se osservazioni effettuate su punti vicini presentino effettivamente una minore variabilità rispetto ad osservazioni effettuate tra punti distanti. L'obiettivo è quindi valutare l'effetto della posizione del punto di misura sulla variabilità del dato osservato. Tale variabilità viene di solito elaborata con lo strumento del semivariogramma, che valuta il grado di variabilità di punti a distanze crescenti.

Il semivariogramma è definito come:

$$\gamma (s_i, s_j) = \frac{1}{2} \text{var} (Z (s_i) - Z (s_j)), \quad \text{dove } \text{var} \text{ è la varianza.}$$

In particolare, se due punti (campioni georeferenziati) sono più vicini di ciascun altro in termini di distanza  $d(s_i, s_j)$  allora ci possiamo aspettare che dovrebbero essere simili e così la differenza nei loro valori  $Z (s_i) - Z (s_j)$  dovrebbe essere piccola. Quando la distanza tra  $s_i$  e  $s_j$  aumenta, diventano meno simili e così la differenza nei loro valori  $Z (s_i) - Z (s_j)$  diventa più grande. Questo può essere visto nella figura A.1 che riporta l'esempio di un variogramma.

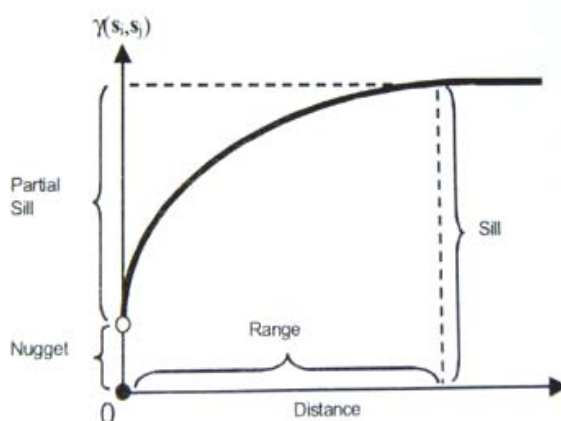


Figura A.1 - Esempio di variogramma con i vari parametri (Kevin J. et. al., 2001)

Dalla figura A.1, si vede come  $\gamma(s_i, s_j)$  cresce con la distanza (almeno per distanze inferiori al range); così la funzione semivariogramma può essere vista come “una funzione di dissimilarità”.

Ci sono dei termini che sono associati a questa funzione e che sono ormai entrate nel gergo dell’analisi geostatistica. In particolare l’altezza *max* che raggiunge il semivariogramma è chiamata *sill*. Il *sill* è spesso composto da due parti con una discontinuità all’origine chiamata effetto *nugget* che ci dà informazioni sull’errore strumentale e sulle variazioni alla microscala. Come ultimo parametro consideriamo il *range* che è la distanza alla quale il semivariogramma raggiunge il *sill*.

Oltre al semivariogramma l’autocorrelazione spaziale può essere valutata anche attraverso la funzione covarianza che è definita come:

$$C(s_i, s_j) = cov (Z (s_i), Z (s_j)), \text{ dove } cov \text{ è la covarianza.}$$

Così quando due punti  $s_i$  e  $s_j$  sono più vicini rispetto agli altri si aspetta che siamo simili e così la loro covarianza ( correlazione) sarà grande. Quando i due punti  $s_i$  e  $s_j$  sono distanti diventano meno simili e la loro covarianza diminuisce fino a diventare zero. Questo può essere visto nella figura A.2 dove è raffigurata una tipica funzione covarianza.

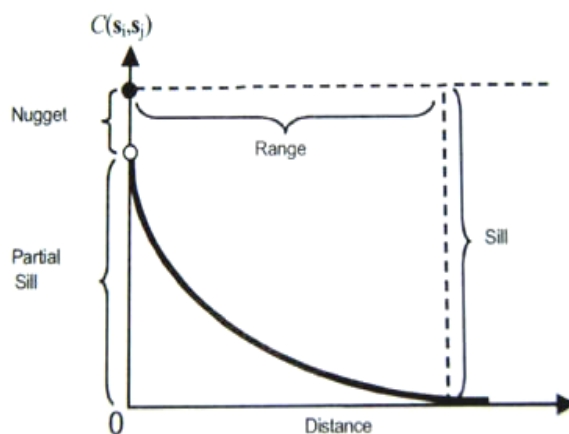


Figura A.2 - Esempio di funzione covarianza con i vari parametri (Kevin J. et. al., 2001).

Dalla figura si vede come la funzione decresce con la distanza, così contrariamente alla funzione semivariogramma, può essere pensata come una “funzione di similarità”.

Tra le due funzioni (semivariogramma e covarianza) esiste una relazione che può essere scritta come:

$$\gamma(s_i, s_j) = \text{sill} - C(s_i, s_j)$$

e vista nelle figure A.1 e A.2. Essendoci questa equivalenza, l’autocorrelazione spaziale può essere valutata o con l’una o con l’altra funzione.

Ci possono essere dei casi però dove il semivariogramma esiste mentre la funzione covarianza no. Un esempio è dato da un variogramma lineare che non raggiunge un sill e non ammette perciò funzione covarianza.

Dopo aver calcolato i variogrammi sperimentali si passa alla modellizzazione. Questa avviene con una tecnica di minimizzazione degli scarti dove i variogrammi sperimentali vengono modellati mediante funzioni matematiche con particolari caratteristiche, prima fra tutte l’assicurazione che la varianza calcolata nelle equazioni di kriging sarà positiva.

Questa esigenza viene soddisfatta da un numero limitato di modelli che possono essere combinati tra di loro. A loro volta questi modelli possono essere divisi in due gruppi, quelli che raggiungono il sill e quelli che non lo raggiungono. I modelli di variogramma del primo gruppo sono spesso definiti

modelli di transizione (Isaaks e Srivastava, 1989). Alcuni di questi modelli raggiungono il sill asintoticamente e per questi modelli il range è definito come la distanza alla quale il 95 % del sill è raggiunto. I modelli di variogramma del secondo tipo non raggiungono un sill ma il valore del variogramma continua a crescere con il crescere della distanza **h**. Questi modelli sono spesso necessari quando c'è un trend nei dati.

In figura A.3 sono considerati alcuni modelli elementari di variogrammi, tra questi è presente il cosiddetto “ effetto nugget”, modello significativo di variabilità dovuto a microstrutture o ad errori di misura.

$\gamma_{(h)} = \begin{cases} 0 & h=0 \\ 1 & h>0 \end{cases}$	Nugget
$\gamma_{(h)} = \begin{cases} 1.5 h/a - 0.5 (h/a)^3 & \text{se } h \leq a \\ 1 & \text{se } h > a \end{cases}$	Sferico
$\gamma_{(h)} = 1 - \exp(-3h/a)$	Esponenziale
$\gamma_{(h)} = 1 - \exp\left(-\frac{3h^2}{a^2}\right)$	Gaussiano
$\gamma_{(h)} =  h $	Lineare

Figura A.3 - Modelli elementari di variogramma, dove **h** è la distanza tra i punti e **a** il range.

I modelli di variogramma possono essere anche anisotropi. In effetti la distanza **h** considerata è un vettore  $h = (|h|, \alpha)$ , quindi con un modulo  $|h|$ , ed un versore  $\alpha$ . In funzione della direzione, anche a parità di modulo, il variogramma può perciò variare.

Esistono due tipi di anisotropia, quella geometrica e quella zonale. Nel caso dell'anisotropia geometrica il parametro range, **a**, varia in funzione della direzione come il raggio di un ellisse. Nel caso dell'anisotropia zonale, il modello di variogramma è composto da più strutture e ve ne è una che, essendo

definita per una specifica direzione, interviene solo proporzionalmente alla componente del vettore  $\mathbf{h}$  in quella data direzione ( Bruno R. e Raspa G., 1994).

Definito il modello di variogramma la fase successiva consiste nella predizione spaziale che fornisce delle stime sul valore assunto da una variabile in una posizione in cui la misurazione non è stata effettuata. Il metodo di interpolazione statistico più noto è il *kriging*.

Il *kriging* è lo stimatore, cioè la metodologia di stima della geostatistica. Esistono diversi tipi di *kriging* (semplice, ordinario, universale, ecc.) in funzione degli obiettivi che ci si pone (stima di un punto, di un valore medio, della distribuzione, ecc.) e delle caratteristiche della funzione aleatoria (F.A.) (stazionaria, intrinseca, ecc.).

Nel nostro modello la variabile in esame è considerata come la realizzazione di una *funzione aleatoria stazionaria* di cui è nota la funzione variogramma  $\gamma(h)$ . Supponiamo quindi di voler stimare il valore  $Z_0 = Z(x_0)$  nel punto  $x_0$  utilizzando una combinazione lineare  $Z_0^* = \sum \lambda_\alpha Z(x_\alpha)$  di dati misurati. L'errore di stima,  $Z_0^* - Z_0$  è una F.A. essendo una combinazione lineare di F.A. e pertanto se ne possono calcolare i momenti primo e secondo (media e varianza). Imponendo opportune condizioni su questi due momenti, possono essere ricavati i valori, incogniti, dei pesi  $\lambda$  della stima.

La prima condizione imposta è la correttezza dello stimatore. L'errore commesso, positivo o negativo, non può essere annullato, in quanto ciò significherebbe che conosciamo il valore vero. Quello che è possibile imporre è che l'errore sia mediamente nullo al fine di evitare sovrastime o sottostime. Dal punto di vista matematico il valore medio di una variabile aleatoria è dato dal suo valore atteso ( o speranza matematica), per cui imporre alla media dell'errore di essere nulla comporta una condizione sui pesi  $\lambda$ :

$$E [Z_0^* - Z_0] = 0$$

$$\sum \lambda_\alpha m - m = 0$$

$$\sum \lambda_\alpha = 1$$

La seconda condizione che si richiede allo stimatore è l'ottimalità, che si traduce nella ricerca dei pesi che generino degli errori non solo mediamente nulli, ma anche il più possibile piccoli. Ciò può essere ottenuto minimizzando la varianza dell'errore di stima:

$$E [(Z_0^* - Z_0)^2] = 2\sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} \gamma (x_{\alpha} - x_0) - \sum_{\alpha} \sum_{\beta} \lambda_{\alpha} \lambda_{\beta} \gamma (x_{\alpha} - x_{\beta})$$

Minimizzando tale varianza sotto il vincolo di correttezza, introducendo quindi un parametro di Lagrange  $\mu$ , si perviene al sistema di *kriging*:

$$\sum_{\beta} \lambda_{\beta} \gamma (x_{\alpha} - x_{\beta}) - \mu = \gamma (x_{\alpha} - x_0) \quad \alpha = 1, N$$

$$\sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} = 1$$

Il sistema di kriging può anche essere espresso in forma matriciale :

$$[\Gamma] * [\Lambda] = [T]$$

$$[\Lambda] = [T]^{-1} * [T]$$

Ove  $[\Gamma]$  è la matrice dei coefficienti, di dimensioni  $(n+1, n+1)$ :

$$\begin{vmatrix} \gamma_{11} & \gamma_{12} & \dots & \gamma_{1n} & 1 \\ \gamma_{21} & \gamma_{22} & \dots & \gamma_{2n} & 1 \\ & & \dots & & \\ \gamma_{n1} & \gamma_{n2} & \dots & \gamma_{nn} & 1 \\ 1 & 1 & \dots & 1 & 0 \end{vmatrix}$$

$[\Lambda]$  è il vettore colonna delle incognite, di dimensioni  $(n+1, 1)$ :

$$\lambda_1 \quad \lambda_2 \quad \dots \quad \lambda_n \quad \mu$$

e  $[T]$  è il vettore colonna dei termini noti, di dimensioni  $(n+1, 1)$ :

$$\gamma_{10} \quad \gamma_{20} \quad \dots \quad \gamma_{n0} \quad 1$$

Il *kriging* possiede diverse proprietà, tra cui:

1. Esistenza ed unicità della soluzione, che deriva dal fatto che il determinante della matrice dei coefficienti deve essere strettamente positivo; l'utilizzazione di due informazioni coincidenti, quindi ubicate nello stesso punto, è esclusa in quanto comporterebbe una matrice con due

linee uguali e quindi la nullità del determinante; una matrice definita positiva garantisce altresì la positività della varianza di stima;

2. Esattezza della interpolazione, che comporta la generazione del valore vero (ed una varianza di stima nulla) nel caso di stima di un punto in cui è nota l'informazione ; in pratica la superficie (o la curva) stimata passa attraverso i dati;
3. Indipendenza dai valori dei dati, per cui l'attribuzione dei pesi alle informazioni dipende solo dal modello di variogramma e dalla geometria relativa fra informazioni e punto da stimare, ma non dai valori attuali dei dati;
4. Dipendenza dai fattori decisivi: geometria dell'informazione disponibile, distanza fra informazione e punto da stimare, caratteristiche di variabilità della variabile regionalizzata.



# ***ALLEGATO 1***

**Dati delle analisi chimico-fisiche di laboratorio dei *topsoil***

**Caratteri geo-ambientali dei siti di campionamento dei topsoil e caratteristiche chimico-fisiche di laboratorio;  
SO=sostanza organica, S=sabbia, L=limo, A=argilla e Tex= classe tessiturale.**

Campioni	E	N	Quota (m.s.l.m.)	Pend. (°)	Espos.	Unità di paesaggio	Tipo di suolo	Litologia	Uso del suolo	Processi erosivi	SO (%)	CaCO3 (%)	S (%)	L (%)	A (%)	Tex	Struttura di aggregazione
P2	2624230	4376776	84	8	S-E	Fondivalle alluvionale	Typic Xerofluvents	Depositi colluviali	Seminativo	Sheet	1.8	2.8	71	12	17	FS	Poliedrica sub-angolare media
P4	2624264	4376910	113	15	S	Versanti a pendenza media	Typic Calcixerpts	Sabbie	Uliveto con copertura erbacea	Sheet e rill	1.9	6.6	60	12	28	FSA	Poliedrica sub-angolare media
P7	2623961	4376946	129	20	S-E	Versanti a pendenza media	Typic Xerochrepts	Sabbie	Seminativo	Sheet e rill	2.3	1.9					Poliedrica sub-angolare grossolana
P9	2623769	4376780	93	7	S-E	Versanti di raccordo a bassa pendenza	Typic Xerochrepts	Depositi colluviali	Seminativo	Sheet e rill	1.1	21.6	48	31	21	F	Poliedrica sub-angolare grossolana molto grossolana
P10	2623205	4377235	223	11	E	Superfici sub-pianeggianti	Typic Haploxeralfs,	Conglomerati	Seminativo	Sheet	1.5	1.9	91	1	8	S	Poliedrica sub-angolare medio-fine
P13	2623603	4377164	168	21	S-E	Valli con forma prevalentemente concava	Typic Calcixerpts	Sabbie	Bosco	Frana superficiale	2.0	3.7	69	7	24	FSA	Poliedrica sub-angolare medio-grossolana
P17	2617743	4375485	202	18	O	Versanti a pendenza media	Typic Calcixererts	Argille	Seminativo	Frana superficiale	1.1	17.2	33	28	39	FA	Prismatica grossolana
P18	2618315	4375428	243	12	S	Versanti a pendenza media	Typic Calcixerpts	Sabbie ed arenarie	Bosco	Sheet e rill	3.9	15.0	60	16	24	FSA	Poliedrica sub-angolare medio-grossolana
P23	2618971	4375525	205	22	O	Versanti a pendenza media	Typic Calcixererts	Sabbie Argillose	Prato e pascolo	Sheet e rill	2.0	21.5	41	26	33	FA	Poliedrica sub-angolare grossolana molto grossolana
P25	2619436	4375397	176	7	S	Versanti di raccordo a bassa pendenza	Typic Calcixerpts	Depositi colluviali	Uliveto con suolo esposto	Sheet e rill	2.0	5.7	67	21	12	FS	Poliedrica sub-angolare fine
P27	2619785	4375513	150	0	S-E	Fondivalle alluvionale	Typic Xerofluvents	Depositi alluvionali	Seminativo	Sheet e rill	1.2	14.4	76	4	20	FS	Poliedrica sub-angolare grossolana
P29	2623134	4376771	115	6	S	Versanti di raccordo a bassa pendenza	Typic Xerochrepts	Depositi colluviali	Seminativo	Sheet e rill	2.8	2.8	79	10	11	FS	Poliedrica sub-angolare grossolana
P31	2622791	4376967	144	20	E	Versanti a pendenza elevata	Typic Calcixerpts	Sabbie	Uliveto con suolo esposto	Sheet e rill	0.7	11.3	65	16	19	FS	Poliedrica sub-angolare grossolana
P33	2622491	4376755	120	3	S-E	Versanti di raccordo a bassa pendenza	Typic Calcixerpts	Depositi colluviali	Uliveto con copertura erbacea	Sheet e rill	1.7	1.9	72	2	26	FSA	Poliedrica sub-angolare grossolana
P36	2622260	4377028	166	25	S-E	Versanti a pendenza media	Typic Calcixerpts	Sabbie	Uliveto con suolo esposto	Sheet e rill	0.9	14.4	90	5	5	S	Poliedrica sub-angolare media
P37	2622041	4377141	213	28	S-E	Versanti a pendenza media	Mollic Haploxeralfs	Sabbie	Bosco	Sheet	2.9	0.0	79	5	16	FS	Poliedrica sub-angolare grossolana
P38	2622021	4376927	177	28	S	Versanti a pendenza media	Typic Calcixerpts	Sabbie	Uliveto con suolo esposto	Sheet e rill	2.0	7.5	73	4	23	FSA	Poliedrica sub-angolare medio-grossolana
P39	2621538	4376673	180	29	S	Versanti a pendenza elevata	Typic Calcixerpts	Sabbie	Copertura erbacea arbustiva	Gully	0.5	7.5	85	6	9	SF	Poliedrica sub-angolare media
P41	2621311	4376796	203	9	S-E	Superfici sub-pianeggianti	Typic Haploxeralfs,	Conglomerati	Seminativo	Sheet e rill	1.3	0.0	83	5	12	SF	Poliedrica sub-angolare medio-fine
P43	2621078	4376711	182	6	S	Superfici sub-pianeggianti	Typic Calcixerpts	Sabbie	Uliveto con copertura erbacea	Sheet	2.8	3.8	32	28	40	A	Poliedrica sub-angolare grossolana
P44	2622693	4377344	222	9	O	Superfici sub-pianeggianti	Typic Haploxeralfs,	Sabbie	Uliveto con copertura erbacea	Gully	2.9	0.9	81	3	16	FS	Poliedrica sub-angolare grossolana
P45	2622387	4377229	206	22	S	Versanti a pendenza elevata	Typic Xerochrepts	Sabbie	Copertura erbacea arbustiva	Sheet e rill	1.9	1.9	74	7	19	FS	Poliedrica sub-angolare grossolana
P47	2621966	4376376	114	1	S-E	Versanti di raccordo a bassa pendenza	Typic Xerochrepts	Depositi colluviali	Seminativo	Sheet e rill	1.2	0.9	71	11	18	FS	Poliedrica sub-angolare media
P49	2621307	4376351	190	0	P	Crinali	Mollic Haploxeralfs	Sabbie	Copertura erbacea arbustiva	Sheet	3.0	9.3	60	27	13	FS	Poliedrica sub-angolare media
P52	2620462	4376429	188	19	O	Versanti a pendenza elevata	Typic Xerochrepts	Sabbie	Copertura erbacea arbustiva	Sheet e rill	2.1	1.9	70	4	26	FSA	Poliedrica sub-angolare grossolana
P54	2619784	4376274	201	20	S-E	Versanti a pendenza media	Typic Calcixerpts	Sabbie	Seminativo	Sheet e rill	1.7	6.7	74	3	23	FSA	Poliedrica sub-angolare grossolana
P56	2620708	4376576	188	11	S	Superfici sub-pianeggianti	Typic Xerochrepts	Sabbie	Seminativo	Sheet e rill	1.6	0.0					Poliedrica sub-angolare grossolana
P57	2620116	4376560	194	19	S-O	Superfici sub-pianeggianti	Typic Calcixerpts	Sabbie	Uliveto con suolo esposto	Sheet e rill	1.5	1.9	58	15	27	FSA	Poliedrica sub-angolare medio-grossolana
P63	2620721	4376055	148	15	S-E	Versanti a pendenza elevata	Typic Xerochrepts	Sabbie	Bosco rado	Sheet e rill	3.5	1.9					Poliedrica sub-angolare medio-grossolana
P65	2620190	4376076	170	24	S	Versanti a pendenza media	Typic Calcixerpts	Sabbie	Area in abbandono	Sheet e rill	0.7	13.1	68	9	23	FSA	Granulare medio-fine
P67	2619528	4376068	218	5	N	Superfici sub-pianeggianti	Mollic Haploxeralfs	Conglomerati	Seminativo	Sheet	1.3	1.9	52	20	28	FSA	Poliedrica sub-angolare grossolana
P68	2619209	4376302	213	11	S	Versanti a pendenza media	Typic Calcixerpts	Sabbie	Uliveto con suolo esposto	Sheet e rill	2.5	0.9	81	5	14	FS	Poliedrica sub-angolare grossolana
P72	2618919	4376043	227	10	E	Versanti a pendenza media	Typic Calcixererts	Sabbie	Uliveto con suolo esposto	Sheet e rill	1.8	28.4	50	20	30	FSA	Poliedrica sub-angolare grossolana
P73	2618602	4376158	232	12	E	Superfici sub-pianeggianti	Typic Calcixererts	Sabbie Argillose	Uliveto con copertura erbacea	Sheet	3.0	8.5	18	10	72	A	Prismatica media
P74	2618282	4376005	270	21	S-E	Versanti a pendenza media	Typic Xerorthents	Sabbie ed arenarie	Seminativo	Sheet e rill	2.8	0.9	83	7	10	SF	Poliedrica sub-angolare grossolana
P75	2620443	4375797	134	4	E	Fondivalle alluvionale	Typic Xerofluvents	Depositi alluvionali	Uliveto con suolo esposto	Sheet e rill	4.2	1.9	59	2	39	AS	Poliedrica sub-angolare grossolana molto grossolana
P76	2620079	4375798	154	14	S-E	Versanti di raccordo a bassa pendenza	Typic Calcixerpts	Sabbie	Copertura erbacea arbustiva	Gully	0.7	1.9	48	22	30	AS	Poliedrica sub-angolare medio-grossolana
P77	2622244	4376474	112	2	S-E	Fondivalle alluvionale	Typic Xerochrepts	Depositi alluvionali	Uliveto con suolo esposto	Sheet e rill	1.8	3.8					Poliedrica sub-angolare fine
P78	2619424	4375887	226	15	S-E	Superfici sub-pianeggianti	Typic Calcixerpts	Sabbie	Seminativo	Sheet e rill	2.1	0.9	62	10	28	FSA	Poliedrica sub-angolare grossolana
P79	2619187	4375801	229	8	O	Versanti a pendenza media	Mollic Haploxeralfs	Conglomerati	Uliveto con suolo esposto	Sheet e rill	0.8	0.0	80	16	4	SF	Poliedrica sub-angolare media
P80	2617996	4376009	278	30	O	Versanti a pendenza elevata	Typic Calcixererts	Argille	Prato e pascolo	Frana Profonda	2.2	15.3	47	20	33	FSA	Poliedrica sub-angolare medio-grossolana

P81	2618037	4375747	284	32	O	Versanti a pendenza elevata	Typic Calcixerpts	Sabbie ed arenarie	Copertura erbacea arbustiva	Frana Profonda	1.3	1.0	83	5	12	SF	Poliedrica sub-angolare grossolana
P83	2617700	4375826	222	18	O	Valli con forma prevalentemente a V	Typic Calcixererts	Depositi di frana	Prato e pascolo	Frana Profonda	1.8	13.2	43	22	35	FA	Prismatica grossolana
P85	2617403	4375748	248	15	S-E	Versanti a pendenza media	Vertic Haploxerepts	Argille	Uliveto con copertura erbacea	Frana Profonda	1.5	0.9	72	14	14	SF	Prismatica grossolana
P86	2617136	4376034	330	8	S-E	Versanti a pendenza media	Typic Calcixererts	Argille	Seminativo	Sheet e rill	1.3	17.0	53	20	27	FSA	Prismatica grossolana
P88	2616754	4376090	438	20	S-E	Versanti a pendenza elevata	Typic Calcixerpts	Sabbie ed arenarie	Uliveto con suolo esposto	Sheet e rill	2.6	14.4	73	10	17	FS	Poliedrica sub-angolare grossolana
P91	2616488	4375889	429	47	S	Valli con forma prevalentemente a V	Typic Calcixerpts	Sabbie ed arenarie	Copertura erbacea arbustiva	Sheet e rill	1.2	14.2	79	12	9	SF	Poliedrica sub-angolare media
P93	2616190	4375700	466	17	S	Versanti a pendenza elevata	Typic Calcixerpts	Sabbie ed arenarie	Prato e pascolo	Frana Profonda	1.0	2.9	82	9	9	SF	Poliedrica sub-angolare medio-fine
P96	2615683	4375812	499	5	S	Versanti a pendenza elevata	Typic Calcixerpts	Sabbie ed arenarie	Uliveto con copertura erbacea	Frana Profonda	1.6	4.7	85	4	11	SF	Poliedrica sub-angolare medio-fine
P97	2615608	4375432	457	22	S-E	Versanti a pendenza media	Typic Calcixerpts	Sabbie Argillose	Uliveto con suolo esposto	Frana Profonda	3.4	17.2	52	19	29	FSA	Poliedrica sub-angolare media
P98	2615290	4375744	610	25	S-E	Versanti a pendenza elevata	Lithic Haploxerolls	Alternanza di metabasiti e metacalcari	Copertura erbacea arbustiva	Frana superficiale	3.2	1.9					Poliedrica sub-angolare media
P100	2616220	4375508	391	13	S	Versanti a pendenza media	Typic Calcixerpts	Sabbie Argillose	Uliveto con suolo esposto	Frana Profonda	3.4	14.4	82	11	7	SF	Poliedrica sub-angolare media
P101	2616477	4375493	332	17	S-E	Versanti a pendenza media	Typic Calcixererts	Argille	Prato e pascolo	Frana superficiale	3.8	7.7					Poliedrica sub-angolare media
P103	2617056	4375492	250	0	P	Crinali	Typic Calcixererts	Argille	Prato e pascolo	Frana superficiale	2.8	10.4	76	18	6	FS	Poliedrica sub-angolare fine
P106	2618522	4375732	246	20	S-E	Versanti a pendenza media	Typic Xerorthents	Sabbie ed arenarie	Copertura erbacea arbustiva	Sheet e rill	0.8	1.9	83	7	10	SF	Poliedrica sub-angolare grossolana
P107	2615334	4375182	489	24	S-E	Versanti a pendenza media	Humic Lithic Dystrudepts	Alternanza di metabasiti e metacalcari	Bosco	Sheet e rill	6.0	0.9	38	50	12	SF	Poliedrica sub-angolare media
P109	2615943	4375172	340	14	S-E	Valli con forma prevalentemente a V	Typic Calcixererts	Argille	Prato e pascolo	Frana superficiale	1.3	16.1	52	12	36	AS	Poliedrica sub-angolare media
P112	2616829	4375209	230	0	P	Fondivalle alluvionale	Typic Calcixererts	Depositi alluvionali	Copertura erbacea arbustiva	No erosione	2.4	13.9	48	26	26	FSA	Poliedrica sub-angolare medio-fine
P113	2617191	4375231	215	15	S-E	Fondivalle alluvionale	Typic Calcixererts	Depositi alluvionali	Prato e pascolo	No erosione	1.7	16.1	73	12	15	SF	Poliedrica sub-angolare fine
P114	2617469	4375143	213	14	N	Versanti a pendenza media	Typic Calcixererts	Argille	Prato e pascolo	Frana superficiale	3.3	5.7	40	27	33	FA	Prismatica media
P116	2618004	4375136	186	8	E	Versanti a pendenza media	Typic Calcixererts	Argille	Area in abbandono	Frana superficiale	1.9	15.8	33	48	19	F	Poliedrica sub-angolare grossolana
P117	2618288	4375164	180	0	P	Fondivalle alluvionale	Typic Calcixerpts	Depositi colluviali	Frutteto e/o vigneto	No erosione	2.7	1.9	92	4	4	S	Granulare media
P118	2618561	4375204	173	9	S	Fondivalle alluvionale	Typic Xerofluents	Depositi alluvionali	Seminativo	Sheet	1.2	4.8	75	10	15	FS	Poliedrica sub-angolare fine
P120	2619142	4375199	159	4	S-E	Fondivalle alluvionale	Typic Xerofluents	Depositi alluvionali	Seminativo	Sheet	1.5	2.9					Poliedrica sub-angolare grossolana
P122	2619869	4375196	159	11	N-O	Versanti a pendenza media	Typic Calcixerpts	Sabbie	Frutteto e/o vigneto	Sheet e rill	2.4	3.7	62	15	23	FSA	Poliedrica sub-angolare media
P126	2620451	4375168	209	23	N-O	Versanti a pendenza elevata	Typic Calcixerpts	Sabbie	Uliveto con copertura erbacea	Sheet e rill	2.6	1.9	63	17	20	FSA	Poliedrica sub-angolare medio-grossolana
P127	2621874	4376145	110	4	S	Fondivalle alluvionale	Typic Xerofluents	Depositi alluvionali	Seminativo	Sheet e rill	1.5	1.9	73	16	11	SF	Poliedrica sub-angolare media
P129	2620970	4375830	120	0	P	Fondivalle alluvionale	Typic Xeropsamments	Depositi di conoidi alluvionali	Seminativo	Sheet e rill	0.3	2.8	86	6	8	SF	Poliedrica sub-angolare media
P131	2621577	4375813	190	2	N-O	Crinali	Mollic Haploxeralfs	Sabbie	Uliveto con copertura erbacea	Sheet	3.5	1.9	50	16	34	FSA	Poliedrica sub-angolare grossolana
P132	2621900	4375784	120	25	E	Versanti a pendenza elevata	Typic Xeropsamments	Sabbie	Copertura erbacea arbustiva	Frana superficiale	5.5	0.0	83	4	13	SF	Granulare media
P133	2622200	4375765	191	41	N-O	Versanti a pendenza elevata	Typic Xeropsamments	Sabbie	Copertura erbacea arbustiva	Sheet e rill	1.4	0.9	90	2	8	S	Poliedrica sub-angolare medio-fine
P135	2622519	4376119	101	30	N-O	Versanti a pendenza elevata	Typic Calcixerpts	Depositi di frana	Copertura erbacea arbustiva	Frana superficiale	3.0	20.8	61	21	18	FS	Poliedrica sub-angolare fine
P137	2622824	4376459	100	0	P	Fondivalle alluvionale	Typic Xerochrepts	Depositi colluviali	Seminativo	Sheet	2.0	1.9	75	7	18	FS	Poliedrica sub-angolare medio-grossolana
P138	2622742	4376034	110	14	S-E	Versanti a pendenza elevata	Typic Calcixerpts	Sabbie	Copertura erbacea arbustiva	Sheet e rill	0.9	9.6					Poliedrica sub-angolare medio-grossolana
P141	2623087	4376098	136	18	N-O	Versanti a pendenza media	Typic Calcixerpts	Sabbie	Seminativo	Sheet e rill	2.3	9.5	63	17	20	FS	Poliedrica sub-angolare medio-grossolana
P142	2623124	4375770	213	26	N-E	Crinali	Typic Calcixerpts	Sabbie	Copertura erbacea arbustiva	Sheet e rill	2.6	0.9	67	7	26	FSA	Poliedrica sub-angolare grossolana
P144	2623418	4376061	163	25	N	Versanti a pendenza media	Typic Calcixerpts	Sabbie	Uliveto con suolo esposto	Sheet e rill	3.7	15.1	64	17	19	FS	Poliedrica sub-angolare media
P146	2623707	4376307	80	2	N-O	Fondivalle alluvionale	Typic Calcixerpts	Depositi colluviali	Uliveto con suolo esposto	Sheet e rill	2.9	14.2	44	28	28	F	Poliedrica sub-angolare grossolana
P147	2623762	4376047	145	4	S	Crinali	Typic Calcixerpts	Sabbie	Uliveto con copertura erbacea	Sheet e rill	1.8	11.3	53	21	26	FSA	Poliedrica sub-angolare media
P152	2624224	4376064	93	0	N	Fondivalle alluvionale	Typic Xerofluents	Depositi alluvionali	Uliveto con suolo esposto	Sheet e rill	4.6	12.3	56	18	26	FSA	Poliedrica sub-angolare medio-grossolana
P155	2624651	4376739	75	0	P	Fondivalle alluvionale	Typic Xerofluents	Depositi alluvionali	Seminativo	No erosione	2.3	9.5	68	18	14	FS	Poliedrica sub-angolare fine
P157	2615560	4374798	441	17	N-E	Versanti a pendenza media	Humic Lithic Dystrudepts	Depositi falda detritica	Bosco rado	Frana Profonda	6.9	1.9	77	16	7	SF	Poliedrica sub-angolare media
P159	2617103	4374863	280	0	N-E	Superfici sub-pianeggianti	Typic Haploxerepts	Depositi di conoidi alluvionali	Bosco rado	Sheet e rill	7.6	0.9	63	24	13	FS	Poliedrica sub-angolare fine
P161	2617649	4374853	197	5	S-E	Fondivalle alluvionale	Typic Calcixererts	Depositi alluvionali	Prato e pascolo	No erosione	4.0	10.4	51	24	25	FSA	Poliedrica sub-angolare media
P162	2616528	4374939	278	30	N-O	Versanti a pendenza elevata	Typic Calcixererts	Argille	Area in abbandono	Calanchi	0.5	17.0	41	22	37	FA	Poliedrica sub-angolare medio-grossolana
P164	2621547	4375516	180	22	E	Versanti a pendenza elevata	Typic Calcixerpts	Sabbie	Uliveto con suolo esposto	Frana superficiale	1.9	1.9	72	9	19	FS	Poliedrica sub-angolare medio-grossolana
P165	2621343	4375205	203	27	O	Versanti a pendenza media	Mollic Haploxeralfs	Conglomerati	Uliveto con copertura erbacea	Sheet e rill	1.9	14.8	66	9	25	FSA	Poliedrica sub-angolare media
P171	2622774	4375471	230	3	S-E	Superfici sub-pianeggianti	Mollic Haploxeralfs	Conglomerati	Uliveto con suolo esposto	Sheet e rill	0.8	0.0	75	10	15	SF	Poliedrica sub-angolare media

P172	2623103	4375407	178	20	S-E	Versanti a pendenza elevata	Typic Calcixerpts	Sabbie	Uliveto con copertura erbacea	Sheet e rill	1.4	5.7	66	9	25	FSA	Poliedrica sub-angolare medio-grossolana
P174	2623655	4375410	116	14	N-O	Versanti a pendenza elevata	Typic Calcixerpts	Sabbie	Bosco rado	No erosione	3.0	1.9					Poliedrica sub-angolare media
P176	2616219	4374606	323	34	S-E	Versanti a pendenza media	Typic Calcixererts	Argille	Prato e pascolo	Frana superficiale	2.4	15.1	42	25	33	FA	Poliedrica sub-angolare medio-grossolana
P178	2615936	4374561	383	12	E	Versanti a pendenza media	Typic Calcixererts	Sabbie ed arenarie	Prato e pascolo	Frana Profonda	1.3	24.6	56	21	23	FSA	Poliedrica sub-angolare media
P184	2615659	4374305	432	33	N-E	Versanti a pendenza elevata	Typic Calcixererts	Depositi di frana	Area in abbandono	Frana Profonda	0.7	13.9	42	23	35	FA	Prismatica media
P185	2615856	4373922	412	20	N	Versanti a pendenza media	Typic Calcixererts	Depositi di frana	Bosco	Frana superficiale	10.9	1.9	85	12	3	SF	Granulare medio-fine
P188	2616742	4374348	325	32	S-E	Superfici sub-pianeggianti	Typic Haploxerepts	Depositi di conoidi alluvionali	Uliveto con copertura erbacea	Frana superficiale	7.3	1.9	75	11	14	FS	Granulare medio-fine
P189	2616451	4373316	317	8	N-E	Versanti a pendenza media	Typic Haploxerepts	Depositi di conoidi alluvionali	Uliveto con copertura erbacea	Sheet e rill	6.1	0.0	60	19	21	FSA	Granulare medio-fine
P190	2616809	4374005	267	23	S	Valli con forma prevalentemente concava	Typic Calcixererts	Depositi di frana	Prato e pascolo	Frana Profonda	4.4	11.3	41	25	34	FA	Prismatica media
P191	2616264	4373601	381	29	N-E	Versanti a pendenza media	Vertic Haploxerepts	Depositi falda detritica	Bosco rado	Sheet e rill	2.3	0.9					Granulare media
P195	2622182	4375208	150	2	S-O	Valli con forma prevalentemente a V	Typic Calcixerpts	Sabbie	Bosco rado	Gully	3.7	1.9	88	4	8	S	Granulare media
P197	2621641	4375176	210	6	N	Crinali	Mollic Haploxerafls	Sabbie	Uliveto con suolo esposto	Sheet	2.9	2.8	67	10	23	FSA	Poliedrica sub-angolare medio-fine
P198	2621612	4374853	231	8	N	Crinali	Mollic Haploxerafls	Conglomerati	Seminativo	Sheet e rill	2.9	1.9	45	11	44	A	Poliedrica sub-angolare fine
P199	2621879	4374874	194	2	N	Versanti a pendenza media	Typic Calcixerpts	Sabbie	Prato e pascolo	Sheet e rill	1.6	1.9	62	13	25	FSA	Poliedrica sub-angolare medio-grossolana
P202	2621581	4374322	252	30	N-E	Superfici sub-pianeggianti	Mollic Haploxerafls	Conglomerati	Seminativo	Sheet	4.6	1.9	55	19	26	FSA	Poliedrica sub-angolare fine
P203	2622174	4374594	223	34	E	Versanti a pendenza media	Typic Calcixerpts	Conglomerati	Uliveto con copertura erbacea	Sheet e rill	1.4	1.9	69	10	21	FSA	Poliedrica sub-angolare medio-fine
P204	2623173	4374589	220	20	N-O	Versanti a pendenza media	Typic Xeropsamments	Sabbie	Bosco	No erosione	2.1	0.9	74	8	18	FS	Poliedrica sub-angolare medio-grossolana
P206	2622470	4374920	217	33	E	Versanti a pendenza elevata	Mollic Haploxerafls	Sabbie	Roccia nuda	Sheet e rill	1.0	0.0	84	5	11	SF	Poliedrica sub-angolare medio-grossolana
P208	2622813	4375122	175	24	S-E	Versanti a pendenza elevata	Typic Calcixerpts	Sabbie	Copertura erbacea arbustiva	Sheet e rill	2.3	7.4	75	8	17	FS	Poliedrica sub-angolare medio-fine
P210	2623109	4374807	232	12	E	Versanti a pendenza media	Mollic Haploxerafls	Conglomerati	Uliveto con suolo esposto	Sheet	2.1	0.0	53	15	32	FSA	Poliedrica sub-angolare medio-grossolana
P212	2623424	4375207	156	27	N	Versanti a pendenza media	Typic Xeropsamments	Sabbie	Seminativo	Sheet e rill	1.5	0.9	66	10	24	FSA	Poliedrica sub-angolare medio-grossolana
P214	2622454	4375557	140	35	O	Valli con forma prevalentemente a V	Typic Calcixerpts	Sabbie	Bosco	Gully	1.6	7.4	79	9	12	FS	Poliedrica sub-angolare medio-fine
P215	2620641	4374050	261	19	E	Versanti a pendenza elevata	Typic Xeropsamments	Sabbie	Copertura erbacea arbustiva	Frana Profonda	1.5	0.0	50	12	38	AS	Poliedrica sub-angolare media
P216	2621018	4374260	233	31	N-O	Versanti a pendenza media	Mollic Haploxerafls	Conglomerati	Uliveto con suolo esposto	Frana Profonda	7.2	0.9	81	5	14	FS	Poliedrica sub-angolare media
P219	2620728	4374565	229	22	N-O	Versanti a pendenza elevata	Typic Xeropsamments	Sabbie	Bosco	Sheet e rill	2.0	0.0	79	7	14	FS	Poliedrica sub-angolare medio-grossolana
P220	2620950	4374855	157	27	E	Versanti a pendenza media	Typic Calcixerpts	Sabbie	Copertura erbacea arbustiva	Sheet e rill	2.4	4.7	71	9	20	FS	Poliedrica sub-angolare medio-fine
P222	2620948	4375123	208	38	S-E	Versanti a pendenza elevata	Typic Calcixerpts	Sabbie	Uliveto con suolo esposto	Sheet e rill	4.4	5.6	70	11	19	FS	Poliedrica sub-angolare fine
P224	2620922	4375535	221	32	E	Valli con forma prevalentemente concava	Typic Calcixerpts	Sabbie	Uliveto con suolo esposto	Frana superficiale	3.4	3.8					Poliedrica sub-angolare medio-fine
P225	2620666	4375521	177	0	N-O	Versanti a pendenza elevata	Typic Xeropsamments	Depositi di frana	Bosco rado	Frana superficiale	2.9	2.8	72	16	12	FS	Poliedrica sub-angolare media
P226	2620402	4374906	245	5	S	Crinali	Typic Xeropsamments	Sabbie	Copertura erbacea arbustiva	Sheet e rill	0.7	0.0	93	1	6	S	Granulare media
P229	2620138	4374632	271	38	S-E	Crinali	Typic Calcixerpts	Sabbie	Frutteto e/o vigneto	Sheet	1.5	18.2	72	11	17	FS	Granulare media
P231	2620090	4374290	248	11	N	Versanti a pendenza elevata	Typic Calcixerpts	Sabbie	Bosco rado	Sheet e rill	3.3	1.9	89	4	7	S	Granulare medio-fine
P233	2620097	4373921	319	15	N-E	Superfici sub-pianeggianti	Mollic Haploxerafls	Conglomerati	Seminativo	Sheet e rill	2.4	0.9	44	16	40	A	Poliedrica sub-angolare medio-grossolana
P235	2619792	4373475	334	38	N	Superfici sub-pianeggianti	Mollic Haploxerafls	Conglomerati	Uliveto con suolo esposto	Sheet e rill	1.3	1.9	84	9	7	SF	Granulare media
P236	2619836	4373632	297	28	N-O	Versanti a pendenza media	Typic Calcixerpts	Sabbie	Bosco rado	Sheet e rill	2.5	1.9	75	14	11	FS	Poliedrica sub-angolare medio-grossolana
P240	2619851	4374893	169	36	S-E	Versanti a pendenza elevata	Typic Calcixerpts	Sabbie	Seminativo	Sheet e rill	1.7	9.3	71	13	16	FS	Poliedrica sub-angolare medio-grossolana
P243	2618912	4373394	328	6	N	Versanti a pendenza elevata	Typic Xerorthents	Conglomerati	Bosco rado	Sheet e rill	1.4	0.0	76	9	15	FS	Poliedrica sub-angolare medio-grossolana
P245	2618861	4373957	294	14	N-E	Versanti a pendenza media	Typic Calcixerpts	Depositi di frana	Seminativo	Frana Profonda	4.0	11.3	55	17	28	FSA	Granulare media
P247	2618844	4374259	291	14	E	Versanti a pendenza media	Typic Calcixerpts	Sabbie ed arenarie	Uliveto con suolo esposto	Sheet e rill	2.3	9.5	62	12	26	FSA	Poliedrica sub-angolare media
P250	2619490	4374515	211	15	E	Versanti a pendenza media	Typic Calcixerpts	Sabbie	Seminativo	Sheet e rill	1.2	0.9	83	5	12	SF	Poliedrica sub-angolare media
P252	2618634	4373666	348	0	N-E	Versanti a pendenza media	Typic Calcixerpts	Sabbie ed arenarie	Uliveto con suolo esposto	Frana Profonda	3.0	0.0	58	11	31	FSA	Granulare media
P258	2618900	4374889	200	13	P	Versanti a pendenza media	Typic Xerorthents	Sabbie ed arenarie	Uliveto con copertura erbacea	Sheet e rill	2.6	1.9	81	6	13	FS	Granulare media
P259	2619186	4374837	224	19	N	Versanti a pendenza media	Typic Xeropsamments	Sabbie	Uliveto con suolo esposto	Sheet e rill	1.7	0.0	66	10	24	FSA	Poliedrica sub-angolare media
P260	2619247	4373629	247	12	N	Versanti a pendenza media	Typic Xeropsamments	Sabbie	Bosco rado	Sheet e rill	2.6	0.9	73	9	18	FS	Poliedrica sub-angolare media
P262	2619513	4373931	215	18	N-O	Versanti a pendenza media	Typic Xeropsamments	Sabbie	Copertura erbacea arbustiva	No erosione	2.8	0.9	77	10	13	FS	Poliedrica sub-angolare medio-fine

P264	2617922	4373149	312	7	O	Versanti a pendenza elevata	Typic Calcixererts	Argille	Prato e pascolo	Frana superficiale	1.1	20.8	20	23	57	A	Poliedrica sub-angolare grossolana
P267	2617682	4373597	294	0	N-O	Versanti a pendenza media	Typic Calcixererts	Argille	Prato e pascolo	Frana Profonda	1.8	24.6	24	20	56	A	Prismatica grossolana
P270	2617410	4373926	230	15	P	Versanti a pendenza media	Typic Calcixererts	Argille	Prato e pascolo	Frana Profonda	3.0	9.3	55	12	33	FSA	Prismatica grossolana
P272	2617344	4372982	287	14	N	Versanti a pendenza media	Typic Calcixererts	Argille	Seminativo	Frana superficiale	2.7	14.2					Prismatica grossolana
P273	2617468	4373408	272	4	S-O	Versanti a pendenza media	Typic Calcixererts	Argille	Prato e pascolo	Frana superficiale	2.6	15.1	58	21	21	FSA	Prismatica media
P275	2616709	4372806	350	11	N-O	Crinali	Typic Haploxerepts	Depositi di conoidi alluvionali	Bosco rado	Sheet	6.4	1.9	91	7	2	S	Granulare media
P276	2616272	4373948	405	34	S-E	Superfici sub-pianeggianti	Typic Haploxerepts	Depositi di conoidi alluvionali	Uliveto con suolo esposto	Sheet e rill	8.6	1.9	72	21	7	FS	Granulare media
P279	2618257	4374277	305	24	N	Versanti a pendenza media	Typic Xerorthents	Sabbie ed arenarie	Seminativo	Sheet e rill	1.6	0.0	65	8	27	FSA	Poliedrica sub-angolare media
P283	2618271	4374816	228	1	N-E	Valli con forma prevalentemente concava	Typic Calcixerepts	Sabbie ed arenarie	Uliveto con suolo esposto	Sheet e rill	3.0	8.3	61	12	27	FSA	Poliedrica sub-angolare media
P284	2617706	4374556	220	18	N-E	Versanti a pendenza media	Typic Calcixererts	Argille	Prato e pascolo	Frana Profonda	3.0	12.3	40	17	43	A	Prismatica media
P285	2617756	4374288	278	8	N-E	Versanti a pendenza media	Typic Calcixererts	Sabbie ed arenarie	Prato e pascolo	Sheet e rill	5.8	11.3	58	15	27	FSA	Poliedrica sub-angolare media
P287	2617995	4373582	410	13	N-O	Versanti a pendenza elevata	Typic Xerorthents	Sabbie ed arenarie	Copertura erbacea arbustiva	Sheet	2.2	0.0	80	5	15	FS	Poliedrica sub-angolare media
P288	2616824	4373408	276	45	S-E	Valli con forma prevalentemente concava	Typic Haploxerepts	Depositi di conoidi alluvionali	Uliveto con suolo esposto	Sheet e rill	4.2	0.9	62	19	19	FS	Poliedrica sub-angolare medio-grossolana
P289	2616496	4373932	348	10	N	Versanti a pendenza media	Typic Haploxerepts	Sabbie ed arenarie	Bosco	Gully	4.0	1.9	61	24	15	FS	Granulare medio-fine
P291	2616763	4373049	289	16	N-O	Versanti a pendenza media	Typic Calcixererts	Argille	Seminativo	Frana Profonda	2.7	14.8	32	23	45	A	Prismatica grossolana
P294	2616496	4373086	316	11	E	Versanti a pendenza media	Typic Calcixererts	Argille	Uliveto con copertura erbacea	Frana Profonda	2.1	10.4					Granulare medio-fine
P296	2616242	4372710	404	13	N-E	Versanti a pendenza media	Typic Haploxerepts	Depositi di conoidi alluvionali	Uliveto con copertura erbacea	Sheet	4.9	2.8					Granulare media
P299	2617050	4373624	236	8	N	Versanti a pendenza media	Typic Calcixererts	Argille	Seminativo	Frana Profonda	2.6	16.1					Poliedrica sub-angolare media
P301	2617375	4374328	201	17	E	Fondivalle alluvionale	Typic Calcixererts	Argille	Uliveto con suolo esposto	Sheet	2.0	5.7	78	8	14	FS	Prismatica media
P302	2615970	4372785	455	22	S-E	Versanti a pendenza media	Humic Lithic Dystrudepts	Depositi falda detritica	Uliveto con copertura erbacea	Sheet e rill	8.4	1.9					Granulare media
P304	2615870	4373326	458	10	E	Versanti a pendenza media	Humic Lithic Dystrudepts	Depositi falda detritica	Bosco	Sheet e rill	3.2	0.0					Granulare medio-fine
P305	2615536	4373659	504	25	E	Superfici sub-pianeggianti	Typic Haploxerepts	Depositi di conoidi alluvionali	Bosco ceduo	Sheet e rill	8.4	3.7					Granulare media
P307	2615386	4373940	494	36	E	Versanti a pendenza media	Humic Lithic Dystrudepts	Depositi falda detritica	Bosco rado	Sheet e rill	6.3	0.9	69	15	16	FS	Granulare media
P309	2615362	4373385	534	24	N	Valli con forma prevalentemente a V	Humic Lithic Dystrudepts	Alternanza di metabasiti e metacalcari	Bosco	Gully	5.2	1.0					Granulare medio-fine
P311	2615569	4373023	523	18	N-E	Versanti a pendenza elevata	Humic Lithic Dystrudepts,	Gneiss	Copertura erbacea arbustiva	Sheet e rill	4.1	0.0	84	9	7	FS	Granulare media
P312	2615364	4372985	600	36	S-E	Versanti a pendenza media	Humic Lithic Dystrudepts	Depositi falda detritica	Bosco rado	No erosione	10.0	0.0					Granulare medio-fine
P314	2615252	4374304	543	24	N-E	Valli con forma prevalentemente a V	Humic Lithic Dystrudepts	Filladi e metabasiti	Bosco rado	Frana Profonda	5.1	0.0					Granulare medio-fine
P315	2615009	4373928	672	26	E	Versanti a pendenza elevata	Humic Lithic Dystrudepts	Filladi e metabasiti	Bosco	No erosione	4.5	0.9					Granulare media
P318	2613836	4373394	947	11	E	Versanti a pendenza elevata	Humic Lithic Dystrudepts	Gneiss	Bosco ceduo	Sheet e rill	12.1	0.0					Granulare media
P321	2614396	4373394	794	46	N-E	Versanti a pendenza media	Humic Lithic Dystrudepts	Depositi di frana	Bosco	No erosione	3.7	0.9					Granulare medio-fine
P324	2614964	4375544	748	27	E	Versanti a pendenza elevata	Lithic Haploxerolls	Alternanza di metabasiti e metacalcari	Bosco	Sheet e rill	5.8	0.0					Granulare medio-fine
P325	2615015	4375775	700	28	E	Versanti a pendenza elevata	Lithic Haploxerolls	Gneiss	Bosco	Frana Profonda	6.9	0.0					Granulare media
P326	2615025	4373119	669	14	E	Versanti a pendenza elevata	Humic Lithic Dystrudepts	Filladi e metabasiti	Bosco	No erosione	4.6	1.9					Granulare medio-fine
P327	2614738	4373051	807	28	E	Versanti a pendenza media	Humic Lithic Dystrudepts	Gneiss	Bosco	No erosione	2.9	0.0					Poliedrica sub-angolare medio-grossolana
P332	2614403	4373652	743	37	N-E	Versanti a pendenza elevata	Humic Lithic Dystrudepts	Alternanza di metabasiti e metacalcari	Bosco	No erosione	3.4	0.9					Granulare medio-fine
P333	2614711	4373612	677	47	N	Versanti a pendenza elevata	Humic Lithic Dystrudepts	Filladi e metabasiti	Bosco	No erosione	8.1	0.0					Poliedrica sub-angolare medio-grossolana
P334	2614463	4374151	836	41	S	Versanti a pendenza elevata	Lithic Haploxerolls	Gneiss	Bosco	No erosione	10.4	2.8					Granulare medio-fine
P335	2615034	4374246	659	19	N-E	Versanti a pendenza elevata	Lithic Haploxerolls	Alternanza di metapeliti e metacalcari	Bosco	No erosione	5.8	0.9	67	22	11	FS	Granulare medio-fine
P338	2614723	4374568	894	37	N-E	Versanti a pendenza elevata	Lithic Haploxerolls	Alternanza di metapeliti e metacalcari	Bosco	No erosione	6.9	0.0					Granulare medio-fine
P340	2615002	4374860	627	16	S-E	Versanti a pendenza elevata	Lithic Haploxerolls	Alternanza di metapeliti e metacalcari	Bosco	No erosione	2.1	0.0					Granulare medio-fine
P342	2614722	4375173	886	24	E	Versanti a pendenza elevata	Lithic Haploxerolls	Gneiss	Bosco	No erosione	5.6	1.9					Granulare medio-fine
P345	2614490	4374971	868	0	S	Versanti a pendenza elevata	Lithic Haploxerolls,	Alternanza di metapeliti e metacalcari	Bosco ceduo	Sheet e rill	8.5	1.9					Granulare medio-fine

## ***ALLEGATO 2***

**Dati della spettrometria della riflettenza**

**Profondità delle bande di assorbimento riconosciute dall'analisi visuale degli spettri di riflettanza e parametri del colore dei *topsoil* campionati nel bacino del T. Turbolo.**

Campioni	Coordinate		Quota (m.s.l.m)	Profondità bande di assorbimento									Parametri del colore Munsell		
	E	N		B420	B480	B530	B1360	B1400	B1900	B2160	B2200	B2340	Hue	Value	Chroma
P1	2616827	4374646	311	13.32	5.59	2.88	0.68	1.62	3.57	0	2.84	0.72	9.13 YR	3.64	3.33
P2	2624230	4376776	84	27.69	10.49	0	0	3.45	4.56	0.52	4.83	1	9.24 YR	4.64	4.49
P3	2624234	4376802	87	25.23	10.02	1.4	0	4.82	7.23	0.57	6.57	1.132	9.41 YR	4.39	3.95
P4	2624264	4376910	113	26.81	11.19	0	0	6.48	12.7	0.46	8.03	1.87	0.01 Y	4.54	3.99
P5	2624521	4376923	99	30.82	13.91	0	0	5.46	6.42	1.61	8.19	1.29	9.24 YR	4.39	4.05
P6	2623951	4376977	140	38.71	18.82	0	0.07	9.45	12.79	3.43	15.48	1.86	8.69 YR	4.32	4.53
P7	2623961	4376946	129	31.52	14.82	0	0	5.29	7.53	1.34	7.73	1.16	9.27 YR	4.35	4.02
P8	2623985	4376762	87	16.98	7.45	0	0	3.83	7.05	0	3.86	0.03	0.74 Y	5.43	4.12
P9	2623769	4376780	93	16.97	7.46	0	1.25	2.03	6.09	2.66	2.66	1.15	0.76 Y	5.27	4.14
P10	2623205	4377235	223	15.38	6.26	2.29	0	3.27	3.18	0.59	4.93	0.88	8.56 YR	4.59	4.22
P11	2623310	4377193	180	13.99	4.9	2.46	0	2.71	2.91	0.45	5.11	0.75	8.52 YR	4.55	4.19
P12	2623425	4376940	129	16.39	7.32	0	0.96	2.61	4.27	0	16.19	0.91	1.02 Y	5.22	3.87
P13	2623603	4377164	168	26.52	12.66	0	0	6.06	10.79	0.4	6.99	1.23	9.68 Y	4.18	3.62
P14	2623768	4376945	117	30.4	13.24	0	0	5.38	8.63	0.78	6.72	0.3	10 YR	4.70	4.26
P15	2617994	4375539	249	18.37	7.37	0.46	0	1.73	2.03	0	1.55	0.74	0.28 Y	4.65	3.66
P16	2617845	4375598	231	8.33	3.58	0	0	2.89	4.72	0	2.31	1.02	1.64 Y	5.62	3.28
P17	2617743	4375485	202	5.43	2.34	0	0	2.88	4.66	0	2.46	1.07	1.57 Y	5.67	3.02
P18	2618315	4375428	243	19.02	7.86	0	0	2.84	2.84	0	2.47	0.86	0.25 Y	4.85	4.09
P19	2618437	4375425	216	17.48	6.91	0	0	2.34	3.54	0	1.92	0.981	0.94 Y	5.18	3.91
P20	2618578	4375433	193	11.82	5.41	0	0	2.07	3.08	0	1.65	0.67	8.56 YR	5.56	3.31
P21	2618893	4375367	171	10.26	4.1	0	0	2.44	3.32	0	1.94	0.97	1.59 Y	5.54	3.47
P22	2618901	4375846	207	9.85	4.24	0	0	3.03	4.49	0	2.6	1.51	1.98 Y	5.71	3.43
P23	2618971	4375525	205	14.09	6.08	0	0	3.2	5.71	0	2.5	1.32	1.71 Y	5.66	3.82
P24	2619256	4375475	199	19.21	6.58	0	0	3.05	4.96	0	2.91	1.03	9.99 YR	4.17	3.50
P25	2619436	4375397	176	20.04	7.88	0	0	3.82	5.1	0	4.42	1.12	9.95 YR	4.40	3.75
P26	2619725	4375677	188	21.46	9.78	0	0.82	4.14	6.96	0	5.36	0.89	9.66 YR	4.43	3.79
P27	2619785	4375513	150	12.25	5.25	0	0	2.91	5.2	0	2.28	1.23	0.56 Y	5.17	3.75
P28	2623454	4376744	94	23.43	9.13	0	0	4	4.97	0	3.99	1.06	9.84 YR	4.39	3.82
P29	2623134	4376771	115	16.22	8.05	0	0	5.05	9.06	0	5.25	1.39	0.17 Y	4.53	3.49
P30	2623069	4376952	157	15.55	7.03	0	0	3.52	5.12	0	2.92	1.29	0.31 Y	5.33	4.20
P31	2622791	4376967	144	16.29	7.33	0	0	4.23	7.36	0	3.38	1.37	0.72 Y	5.52	4.22
P32	2622854	4376746	112	13.49	5.16	0.5	0	2.68	3.28	0	3.23	0.17	9.71 YR	4.80	3.74
P33	2622491	4376755	120	25.99	10.96	0	0	3.79	6.11	0	3.99	0.93	9.69 YR	4.58	4.22
P34	2622518	4376941	171	16.5	6.78	0	0	2.9	4.36	0	2.5	1.08	0.63 Y	4.97	3.76
P35	2622251	4376713	120	26.41	10.16	0	0	3.61	5.85	0	3.58	0.75	9.66 YR	4.41	4.11
P36	2622260	4377028	166	23.88	10.3	0	0	3.17	5.68	0	2.89	1.08	0.41 Y	5.23	4.61
P37	2622041	4377141	213	22.83	7.77	4.17	0.12	6.15	6.48	1.44	11.49	1.6	8.04 YR	4.64	4.65
P38	2622021	4376927	177	30.03	12.27	0	0	3.84	7.74	0	3.76	1.066	0.03 Y	4.63	4.28
P39	2621538	4376673	180	28.59	13.58	0	0	6.89	11.07	0.8	8.31	1.69	9.65 YR	4.50	4.17
P40	2621472	4377024	211	27.88	9.95	6.27	0.14	7.43	9.98	1.92	4.23	0.98	7.95 YR	4.00	4.13
P41	2621311	4376796	203	22.52	8.88	2.58	0	5.32	6.37	1.2	9.07	1.51	8.64 YR	4.59	4.37
P42	2621341	4376892	220	19.54	10.32	0	0	8.28	19.05	0.73	9.14	2.49	1.24 Y	4.59	3.30
P43	2621078	4376711	182	20.89	10.17	0	0	6.59	15.69	0	6.36	1.57	0.70 Y	4.44	3.35
P44	2622693	4377344	222	28.84	13.45	0	0	5.47	7.29	1.33	8.55	1.62	9.52 YR	4.28	3.88
P45	2622387	4377229	206	27.33	10.24	4.91	0.2	6.58	6.77	1.42	12.05	1.4	7.89 YR	4.43	4.82
P46	2622087	4377202	214	16.22	6.44	0	0.09	5.44	6.8	1.3	9.26	0.76	8.64 YR	5.22	5.01

P47	2621966	4376376	114	35.2	14.76	0	0	4.49	5.36	0.93	5.91	1.31	9.65 YR	4.51	4.36
P48	2621516	4376311	118	28.45	9.12	5.74	0	4.34	7.35	0	5.09	1.36	8.30 YR	3.87	4.00
P49	2621307	4376351	190	28.27	10.52	2.07	0	3.86	7.84	0	3.63	1.128	9.74 YR	4.23	3.83
P50	2620928	4376505	163	27.31	11.7	0	0	5.16	11.15	0	5	1.1	0.18 Y	4.14	3.43
P51	2620696	4376486	155	30.91	13.77	0	0	5.24	10.2	0	5.26	1.33	0.26 Y	3.87	3.35
P52	2620462	4376429	188	25.88	11.18	1.12	0	5.07	11.76	0	5.19	0.74	9.78 YR	4.44	3.97
P53	2620090	4376375	180	17.29	7.55	0	0	3.9	8.28	0	3.1	1.63	0.92 Y	5.33	4.06
P54	2619784	4376274	201	32.04	13.41	0	0	3.35	6.64	0	2	0.93	0.70 Y	5.19	4.83
P55	2619556	4376380	198	26.82	12.02	0	0	4.38	8.2	0	4.01	0.95	9.52 YR	4.50	4.28
P56	2620708	4376576	188	15.74	6.86	0	0	4	7.59	0.35	4.72	0.68	9.62 YR	4.93	4.13
P57	2620116	4376560	194	35.78	14.08	6.63	0.14	5.51	7.38	1.14	9.9	1.27	7.32 YR	4.21	5.15
P58	2619815	4376575	183	20.69	8.99	0	0	4.06	7.77	0.35	3.89	0.63	9.56 YR	5.09	4.59
P59	2622155	4376159	107	15.04	5.56	1.58	0	2.21	2.33	0.14	3.07	0.72	8.90 YR	4.53	4.21
P60	2621608	4376171	112	20.03	7.55	0.95	0	2.78	3.72	0.25	3.61	0.76	8.29 YR	4.63	4.15
P61	2621316	4376124	122	29.58	10.27	1.92	0	4.37	8.36	0	4.09	1.17	9.77 YR	4.32	3.89
P62	2620930	4376083	133	17.23	5.75	0	0	2.89	4.77	0	2.7	1.25	0.29 Y	4.61	3.63
P63	2620721	4376055	148	29.06	11.08	3.89	0	4.64	9.19	0	5.48	1.5	9.22 YR	3.56	3.37
P64	2620473	4376038	151	27.7	10.59	1.06	0	5.69	8.64	0.41	5.75	1.66	9.66 YR	4.86	4.55
P65	2620190	4376076	170	22.84	9.58	0	0	4.45	9.86	0	3.56	1.49	9.96 YR	4.69	4.04
P66	2619808	4375992	176	14.61	7.34	0	0	3.24	4.81	0.93	4.81	0.45	9.76 YR	5.60	4.68
P67	2619528	4376068	218	37.26	15.19	5.98	0.26	7.14	8.64	1.92	14.03	1.78	8.11 YR	4.22	4.55
P68	2619209	4376302	213	26.52	12.16	0	0	8.42	8.41	0.81	6.24	0.93	9.35 YR	4.84	4.55
P69	2618921	4376331	239	22.55	8.63	0	0	2.77	5.1	0	2.3	1.34	0.62 Y	5.02	4.23
P70	2618645	4376277	234	15.37	6.47	0	0	2.84	4.79	0	2.32	0.95	1.35 Y	5.51	3.95
P71	2619247	4376054	214	21.71	9.02	2.91	0	4.05	5.02	1	7.51	0.68	8.41 YR	4.48	4.48
P72	2618919	4376043	227	14.26	6.03	0	0	2.99	5.1	0	2.39	1.26	1.61 Y	5.73	4.02
P73	2618602	4376158	232	19.51	8.45	0	0	3.07	5.14	0	2.53	1.24	1.01 Y	4.81	3.56
P74	2618282	4376005	270	23.79	10.96	0	0	4.9	8.82	0	4.87	1.48	0.29 Y	4.20	3.47
P75	2620443	4375797	134	20.77	8.71	0	0	3.57	4.86	0.45	4.67	0.79	0.03 Y	4.33	3.52
P76	2620079	4375798	154	18.48	5.97	7.01	0.27	9.38	13.59	3.1	19.83	2.1	7.46 YR	3.99	3.91
P77	2622244	4376474	112	16.07	5.75	0.82	0	2.29	2.46	0	2.93	0.67	9.48 YR	4.57	3.90
P78	2619424	4375887	226	24.53	9.15	5.16	0.25	7.55	9.83	2.27	14.78	1.46	8.27 YR	4.12	3.97
P79	2619187	4375801	229	31.98	14.9	0	0	5.84	9.56	1.1	8.44	1.57	9.50 YR	4.85	4.92
P80	2617996	4376009	278	9.13	3.81	0	0	3.13	5.77	0	2.76	1.14	1.51 Y	5.26	3.07
P81	2618037	4375747	284	20.45	8.44	0.68	0	2.9	3.64	0	3.98	0.56	9.52 YR	4.76	4.22
P82	2617701	4375979	255	10.97	4.92	0	0	3.48	6.47	0	2.67	1.28	1.62 Y	5.10	3.10
P83	2617700	4375826	222	9.79	3.97	0	0	3.73	6.92	0	2.8	1.19	1.73 Y	5.18	3.00
P84	2617352	4375955	283	10.46	4.55	0	0	2.56	3.87	0	2.03	1	1.49 Y	5.24	3.40
P85	2617403	4375748	248	34.51	14.57	0	0	3.24	6.29	0	2.86	0	0.81 Y	4.55	4.08
P86	2617136	4376034	330	12.97	5.36	0	0	3.65	6.52	0	3.17	1.65	1.93 Y	5.20	3.28
P87	2617090	4375801	302	25.52	11.14	0	0	2.58	4.44	0	2.6	0.77	0.52 Y	4.48	3.66
P88	2616754	4376090	438	18.34	7.81	0	0	2.63	5.06	0	2.31	1.11	1.15 Y	5.20	3.94
P89	2616863	4375767	301	7.33	3.26	0	0	4.17	8.56	0	3.82	1.66	1.74 Y	4.89	2.73
P90	2616397	4376028	519	12.31	4.51	0	0	1.79	3.03	0	1.33	0.96	0.87 Y	5.53	3.97
P91	2616488	4375889	429	18.65	7.96	0	0	2.43	4.27	0	2.1	1.12	0.73 Y	5.18	4.17
P92	2616216	4375944	521	6.11	2.2	0	0	2.22	3.35	0	1.81	1.13	1.35 Y	5.19	3.00
P93	2616190	4375700	466	24.24	10.54	0	0	2.34	3.83	0	2.06	0.78	0.37 Y	5.08	4.52
P94	2615925	4375814	502	14.54	5.97	0	0	2.26	4.08	0	1.92	1.18	1.18 Y	4.50	3.01
P95	2615910	4375569	432	16.33	7.16	0	0	2.71	4.97	0	1.86	1.01	1.12 Y	4.70	3.33
P96	2615683	4375812	499	24.18	10.6	0	0	2.44	4.06	0	2.77	0.91	0.55 Y	4.69	3.85
P97	2615608	4375432	457	8.65	3.44	0	0	2.54	3.99	0	2.53	1.26	1.40 Y	5.15	3.15



P98	2615290	4375744	610	20.51	7.36	3.13	0	2.41	3	0.49	2.61	1.16	9.18 YR	4.38	3.90
P99	2615334	4375386	508	13.67	4.53	1.47	0	2.01	1.78	0	2.62	1.28	9.73 YR	4.58	3.46
P100	2616220	4375508	391	17.49	7.51	0	0	2.35	4.17	0	2.44	1.65	0.80Y	4.64	3.27
P101	2616477	4375493	332	17.26	1.68	0	0	2.54	4.2	0	2.39	0.86	1.36Y	4.96	3.51
P102	2616762	4375523	257	22.59	9.83	0	0	2.81	4.83	0.26	2.71	0.87	1.24Y	4.58	3.44
P103	2617056	4375492	250	22.97	10.46	0	0	2.95	5.9	0	2.63	1.13	1.24Y	4.81	3.70
P104	2617459	4375440	235	7.37	3.19	0	0	4.11	6.63	0	3.08	1.45	1.78 Y	5.39	4.91
P105	2618279	4375732	309	26.03	12.22	0	0	5.51	7.2	1.32	9.24	1.32	9.34 YR	4.61	4.34
P106	2618522	4375732	246	19.65	7.27	1.63	0	5.08	6.68	0.76	7.88	1.15	9.26 YR	4.37	3.90
P107	2615334	4375182	489	15.96	5.51	0.83	0	1.24	2.01	0	1.22	0.76	9.87 YR	3.75	3.10
P108	2615566	4375159	424	13.76	5.43	1.67	0	2.12	4.19	0.44	3.29	1.44	9.33 YR	4.24	3.42
P109	2615943	4375172	340	9.54	3.92	0	0	2.5	4.08	0	2.13	1.13	1.70Y	5.52	3.36
P110	2616231	4375109	305	6.39	2.76	0	0	2.72	4.53	0	2.46	1.02	1.39Y	5.18	2.93
P111	2616517	4375119	253	13.77	5.68	0	0	3.34	5.66	0	2.75	1.33	1.66 Y	5.31	3.36
P112	2616829	4375209	230	6.38	2.51	0	0	3.01	4.14	0	2.39	0.47	1.50 Y	5.13	2.98
P113	2617191	4375231	215	7.57	0.31	0	0	2.63	3.59	0	2.13	0.95	1.56 Y	5.18	3.10
P114	2617469	4375143	213	18.58	8.77	0	0	4.21	7.45	0	3.87	1.43	1.28 Y	5.02	3.56
P115	2617704	4375174	195	11.09	4.98	0	0	4.03	7.71	0	3.38	1.49	1.56 Y	5.21	3.11
P116	2618004	4375136	186	5.55	2.52	0	0	3.97	7.88	0	3.41	1.59	1.71 Y	5.42	2.87
P117	2618288	4375164	180	16.3	6.13	0	0	2.68	3.47	0	3.31	0.89	9.64 YR	4.20	3.43
P118	2618561	4375204	173	14.85	5.48	0	0	2.41	3.26	0	2.08	0.87	0.53 Y	4.80	3.63
P119	2618862	4375232	170	11.12	4.37	0	0	2.48	3.26	0	2.18	1	0.76 Y	4.81	3.37
P120	2619142	4375199	159	16.73	7.83	0	0	4.87	8.53	0.58	5.45	1.17	10.0 YR	5.26	4.34
P121	2619516	4375208	150	11.71	4.44	0	0	2.58	3.33	0	2.15	1.09	0.67 Y	4.84	3.49
P122	2619869	4375196	159	19.8	7.93	0.9	0	3.56	5.26	0	4.1	1.045	9.54 YR	4.28	3.73
P123	2620125	4375458	145	20.75	9.14	0	0	3	3.79	0	3.66	0	9.59 YR	4.58	4.11
P124	2620373	4375428	149	18.75	7.94	1.25	0	3.37	4.39	0	4.79	0.83	9.19 YR	4.49	4.05
P125	2620072	4375187	154	22.91	8.18	1	0	3.67	5.76	0	4.07	1.05	9.47 YR	4.27	3.93
P126	2620451	4375168	209	26.63	11.83	0	0	5.12	10.69	0	4.74	1.17	0.38 Y	4.50	3.80
P127	2621874	4376145	110	19.56	8.77	0	0	4.22	7.46	0	3.86	1.43	9.68 YR	4.58	3.93
P128	2620678	4375863	120	27.84	10.7	0	0	4.7	7.09	0	5.5	0	9.08 YR	4.16	4.07
P129	2620970	4375830	120	18.8	0.34	0	0	2.81	4.89	0	2.29	0.83	0.15 Y	5.18	4.46
P130	2621370	4375748	140	15.4	6.68	0	0	2.76	5.5	0	2.63	1.19	0.79 Y	4.75	3.39
P131	2621577	4375813	190	31.5	14.8	0	0	10.4	24.3	0.4	11.4	2.23	0.33 Y	3.76	3.06
P132	2621900	4375784	120	58	24.35	0	0	5.82	14.69	0	4.55	0.92	9.50YR	3.03	3.35
P133	2622200	4375765	191	40.41	18.33	0	0	4.77	6.21	0	4.97	1.16	8.71YR	3.71	4.11
P134	2622450	4376404	105	19.95	8.16	1.35	0	3.85	4.94	0.25	4.86	0.82	9.29 YR	4.39	3.95
P135	2622519	4376119	101	20.58	9.04	0	0	2.68	4	0	1.96	1.07	0.75Y	5.35	4.33
P136	2622544	4375791	124	15.28	6.53	0	0	2.56	4.42	0	2.07	1.14	0.51 Y	5.07	3.93
P137	2622824	4376459	100	22.25	8.85	1.05	0	3.95	5.93	0	4.99	0.66	9.38 YR	4.51	4.04
P138	2622742	4376034	110	23.17	9.54	0	0	4.75	8.71	0	4.5	1.25	0.40 Y	4.82	4.03
P139	2622832	4375796	198	31.98	12.5	2.06	0	4.6	7.01	0.7	7.06	0.74	9.05 YR	4.34	4.27
P140	2623180	4376342	98	28.9	12	0	0	4.69	8.09	0	5.59	0.71	9.82 YR	4.30	3.94
P141	2623087	4376098	136	25.31	10.74	0	0	4.62	9.37	0	3.85	1.27	0.61 Y	4.89	4.31
P142	2623124	4375770	213	14.59	11.01	0	0	7.11	13.85	0.43	7.67	1.41	0.16 Y	4.49	3.75
P143	2623382	4376281	85	15.56	6.12	0	0	2.51	3.3	0	2.51	0.77	0.56 Y	5.08	3.96
P144	2623418	4376061	163	14.61	6.51	0	0	3.58	6.61	0	3.3	1.47	0.62 Y	5.06	3.72
P145	2623397	4375837	130	19.18	8.83	0	0	4.68	8.91	0	4.17	1.49	0.22 Y	4.99	4.00
P146	2623707	4376307	80	14.59	6.31	0	0	2.98	5.25	0	2.53	1.19	0.97 Y	5.26	3.85
P147	2623762	4376047	145	16.2	7.24	0	0	3.55	5.83	0	2.88	1.41	0.87 Y	5.31	4.14
P148	2623787	4375707	100	29.14	11.83	1.45	0	5.23	10.35	0	5.12	0.84	9.80 YR	4.40	4.04

P149	2623989	4376345	80	16.67	6.69	0	0	2.59	3.4	0	2.46	0.93	0.60 Y	5.08	3.93
P150	2624015	4376127	138	19.75	8.56	0	0	3.44	5	0.2	4	1.2	0.50 Y	4.62	3.63
P151	2623945	4375845	98	19.25	8.49	0	0	3.77	7.44	0	3.31	1.08	0.39 Y	4.70	3.73
P152	2624224	4376064	93	25.47	10.17	0	0	4.32	8.46	0	4.33	1.37	0.61 Y	4.69	3.83
P153	2624347	4376304	79	20.93	8.3	0	0	3.02	3.89	0	3.23	0.79	0.15 Y	4.76	4.09
P154	2624521	4376350	77	29.51	9.54	0	0	3.27	9.68	0	3.91	0	9.75 YR	3.80	3.29
P155	2624651	4376739	75	14.03	5	0	0	3.24	3.24	0	2.31	0.75	0.63 Y	4.85	3.70
P156	2617887	4374922	190	11.43	4.86	0	0	3.64	5.68	0	3.28	1.48	0.98 Y	4.57	2.93
P157	2615560	4374798	441	12.82	5.55	1.07	0	1.9	3.71	0	2.93	0.91	9.48 YR	4.25	3.24
P158	2617371	4374881	245	22.22	9.84	0	0	4.12	5.41	0	4.51	1.5	0.36 Y	4.29	3.28
P159	2617103	4374863	280	15.93	6.99	3.56	0	1.71	3.55	0	3.1	0.87	9.31 YR	3.44	3.21
P160	2616817	4374827	305	17.31	7.15	4.01	0	2.03	3.62	0.263	3.45	0	9.07YR	3.70	3.49
P161	2617649	4374853	197	8.96	3.88	0	0	3.35	5.33	0	2.87	1.25	1.30 Y	4.69	2.66
P162	2616528	4374939	278	2.31	0.43	0	0	3.35	4.96	0.1	3.02	1.61	1.58 Y	5.30	2.07
P163	2621349	4375546	180	26.97	10.9	3.04	0	5.27	9.42	1.24	8.88	1.45	8.77 YR	4.28	4.32
P164	2621547	4375516	180	23.14	8.66	1.26	0	3.43	6.06	0.39	4.67	0.86	9.40 YR	4.33	3.86
P165	2621343	4375205	203	20.75	10.14	0	0	4.99	11.19	0	3.9	1.32	0.37Y	4.97	4.27
P166	2621315	4374883	240	40.94	15.66	15.17	0	11.89	13.35	5.15	26.48	2.37	6.25YR	4.08	5.27
P167	2621318	4374534	250	23.47	6.79	11.7	0	5.12	5.98	1.31	12.37	1.42	7.36YR	3.52	4.03
P168	2621290	4374288	257	21.05	5.98	14.95	0.09	6.46	3.59	1.98	15.13	1.28	7.14YR	3.19	3.81
P169	2622262	4374837	205	19.79	8.99	0	0	5.74	13.63	0.55	6.51	1.94	1.04 Y	4.72	3.48
P170	2622462	4375156	230	33.18	13.56	3.78	0	7.93	13.21	1.2	12.06	2.05	9.01 YR	3.87	3.73
P171	2622774	4375471	230	29.55	11.9	2.01	0	5.92	8.13	1.81	2.92	0.93	8.99 YR	4.81	4.80
P172	2623103	4375407	178	35.89	15.59	0	0	4.45	9.03	0	4.14	1.01	9.60 YR	4.52	4.54
P173	2623371	4375413	129	26.52	12.65	0	0	6.06	10.85	0	6.99	1.23	9.58 YR	4.35	4.09
P174	2623655	4375410	116	21.74	10.27	0	0	5.04	8.23	0	4.75	1.182	0.16 Y	4.26	3.48
P175	2622234	4375462	165	25.04	10.73	0	0	4.94	6.15	0	4.35	1.56	9.51 YR	4.76	4.51
P176	2616219	4374606	323	3.13	1.3	0	0	2.81	4.79	0.18	2.45	1.08	1.29Y	5.32	2.68
P177	2616210	4374877	309	3.39	1.54	0	0	3.3	5.47	1.33	1.27	1.33	1.32Y	5.27	2.68
P178	2615936	4374561	383	18.39	7.58	0	0	3.43	6.02	0	2.7	1.68	1.8 Y	5.19	3.76
P179	2615932	4374855	357	5.91	2.41	0	0	2.71	4.45	0	2.29	1.09	1.5 Y	5.43	3.01
P180	2616495	4374590	340	19.6	9.07	1.1	0	2.65	3.42	0	1.09	1.28	9.34YR	3.92	3.48
P181	2616434	4374333	365	9.74	6.83	0.38	0	1.33	5.78	0	1.96	1	9.27YR	3.31	2.99
P182	2616228	4374226	381	24.35	10.13	0.11	0	2.65	8.98	0	4.42	1.08	9.52YR	3.23	3.09
P183	2615892	4374268	367	7.56	3.19	0	0	3.24	5.16	0	3.07	1.35	1.30 Y	4.96	3.04
P184	2615659	4374305	432	4.78	2.35	0	0	2.98	4.71	0	2.78	1.1	1.86 Y	5.77	3.01
P185	2615856	4373922	412	16.39	7.31	0	0	2.61	4.28	0	2.18	0.91	0.17 Y	4.05	3.31
P186	2617057	4374646	277	23.25	10.4	0.87	0	3.12	3.71	0.82	5.07	1.43	9.65YR	4.01	3.47
P187	2615635	4373946	413	8.46	3.31	0	0	3.18	7.37	0	2.46	2.32	0.31 Y	3.80	2.16
P188	2616742	4374348	325	59.15	37.08	0	0	10.28	34.95	2.8	13.87	2.76	9.33 YR	2.65	3.01
P189	2616451	4373316	317	14.83	5.84	0.64	0	2.58	4.1	0.49	4.06	1.29	9.7 YR	4.65	3.53
P190	2616809	4374005	267	6.06	2.69	0	0	3.13	5.63	0	2.72	0.33	1.25 Y	4.82	2.73
P191	2616264	4373601	381	41.54	19.57	0	0	5.71	9.41	1.49	8.62	1.57	0.17 Y	4.35	4.19
P192	2616483	4373599	331	33.24	16.46	0	0	5.27	7.35	0.08	7.23	1.86	0.1 Y	4.53	4.12
P193	2616789	4373655	257	9.38	4.02	0	0	3.58	6.93	0	1.34	1.12	1.84 Y	5.55	3.16
P194	2621922	4375397	200	43.18	21.59	0	0	8.56	14.51	0.32	9.08	2.2	9.32YR	3.67	3.71
P195	2622182	4375208	150	40.42	20.87	4.95	0	10.56	30.09	0.45	11.38	2.81	8.86YR	3.07	3.41
P196	2621969	4375160	151	31.11	14.03	0	0	3.83	6.63	0.41	4.82	1.05	9.83YR	4.07	3.62
P197	2621641	4375176	210	41.15	18.58	0	0	5.41	10.8	0.71	5.73	0.87	9.87YR	4.36	4.31
P198	2621612	4374853	231	40.94	15.66	15.15	0.69	11.89	13.35	5.14	26.42	2.39	5.43YR	4.11	5.69
P199	2621879	4374874	194	46.42	16.4	0	0	6.78	12.81	1.15	8.42	1.13	9.16YR	3.73	3.94

P200	2621594	4374611	241	22.93	9.74	8.44	0	3.83	3.82	1.17	8.38	0.55	7.73YR	3.88	4.33
P201	2622002	4374610	245	49.12	18.02	29.66	0	15.1	26.18	5.4	32.15	3.3	6.36YR	2.78	3.89
P202	2621581	4374322	252	22.55	7.63	8.17	0	4.53	5.85	1.22	9.76	1.17	7.96YR	3.71	3.85
P203	2622174	4374594	223	35.16	17.05	0	0	5.8	8.64	2.47	3.17	1.03	9.41YR	4.65	4.53
P204	2623173	4374589	220	20.16	7	5.68	0.07	4.79	5.33	1.26	8.85	0.84	7.67YR	4.41	4.47
P205	2622467	4374590	200	32.94	13.68	0	0	11.71	26.91	0.78	13.79	2.29	0.25Y	4.10	3.42
P206	2622470	4374920	217	22.64	8.46	5.01	0	4.73	5.34	0.61	7.6	0.99	8.12YR	4.15	4.16
P207	2622888	4374888	190	27.61	12.61	0	0	3.7	6.32	0	3.18	1.47	0.47Y	4.70	3.93
P208	2622813	4375122	175	34.57	13.13	2.84	0	4.49	8.42	0	4.61	1.28	8.88YR	4.22	4.35
P209	2623081	4375168	152	19.23	7.85	0	0	3.21	5.96	0	2.81	0.98	9.99YR	4.71	3.95
P210	2623109	4374807	232	19.34	7.63	4.82	0.15	4.81	5.68	1.07	9	1.07	8.16YR	4.11	4.08
P211	2623496	4374850	191	18.75	8.53	0	0	3.14	4.11	0	2.54	1.7	0.48Y	5.24	4.17
P212	2623424	4375207	156	24.99	11.24	0	0	3.62	6.11	0	3.79	0.86	9.48YR	4.68	4.45
P213	2623699	4375191	166	29.37	13.05	0	0	6.89	14.51	0	6.72	1.52	0.14Y	4.40	3.80
P214	2622454	4375557	140	15.48	6.75	0	0	4.11	6.66	0	3.68	1.71	0.15Y	4.90	3.73
P215	2620641	4374050	261	44.91	17.54	5.51	0	8.35	12.89	3.58	15.58	1.71	7.73 YR	4.14	4.91
P216	2621018	4374260	233	58.29	17.53	19.08	0	11.81	20.66	4.01	20.74	2.34	7.17YR	3.10	4.01
P217	2620741	4374327	252	36.01	16.81	0	0	4.64	7.91	0.84	5.58	0	9.59YR	4.60	4.50
P218	2620964	4374539	175	48.3	20.24	7.29	0	6.65	14.05	2.12	10.82	1.17	8.30 YR	3.52	4.30
P219	2620728	4374565	229	41.21	18.4	0	0	3.97	8.39	0.5	4.28	0.75	9.69YR	4.20	4.20
P220	2620950	4374855	157	62.98	28.6	0	0	6.9	22.48	0	5.56	1.43	9.96YR	3.61	4.00
P221	2620654	4374893	209	29.33	13.3	0	0	3.62	7.78	0	3.47	1.14	0.24Y	3.91	3.19
P222	2620948	4375123	208	32.36	14.53	0	0	3.95	8.6	0	3.61	0.55	0.19Y	4.26	3.73
P223	2620682	4375118	250	58.01	24.35	0	0	5.82	14.69	0	4.55	0.92	9.94YR	3.89	4.16
P224	2620922	4375535	221	35.96	17.28	0	0	5.73	14.8	0.25	5.25	1.38	0.06Y	4.00	3.65
P225	2620666	4375521	177	39.98	19.22	0	0	7.17	20.51	0	7.39	1.74	9.71YR	3.61	3.62
P226	2620402	4374906	245	62.39	31.08	0	0	6.01	8.38	1.05	6.04	0	9.08YR	4.44	5.36
P227	2620143	4374921	229	16.91	6.86	0	0	2.57	3.87	0	2.03	1.09	0.67Y	5.00	3.73
P228	2620378	4374590	207	19.59	8.24	0	0	2.83	4.71	0	2.44	1.05	0.67 YR	4.96	3.89
P229	2620138	4374632	271	22.25	10.36	0	0	3.27	5.11	0	2.6	1.82	0.60Y	5.26	4.39
P230	2620483	4374276	266	31.12	11.76	8.95	0	5.32	10.26	1.88	10.54	1.1	7.76 YR	3.49	4.11
P231	2620090	4374290	248	30.32	13.23	0	0	4.15	7.02	0.38	4.83	0.5	9.79YR	4.34	3.98
P232	2620355	4373921	310	55.49	24.33	36.43	0	19.87	36.19	9.42	42.87	0	5.22YR	3.08	4.91
P233	2620097	4373921	319	31.12	9.94	10.13	0.18	6.64	7.37	2.8	15.53	1.51	7.25YR	3.76	4.27
P234	2620006	4373647	329	34.88	13.07	18.37	0	9.96	16.54	4.34	21.78	1.74	6.59YR	3.38	4.39
P235	2619792	4373475	334	23.08	9.73	0	0	8.51	9.32	6.14	18.73	1.36	8.80 YR	5.26	4.99
P236	2619836	4373632	297	35.83	11.4	5.97	0	4.59	8.1	2.03	9.47	0.84	8.15 YR	3.93	4.35
P237	2619810	4373974	270	61.8	27.26	0	0	7.84	14.13	3.49	14.6	1.43	8.96 YR	3.77	4.43
P238	2619808	4374243	287	33.44	14.89	1.73	0	5.98	8.04	1.88	10.57	1.17	9.17YR	4.54	4.47
P239	2619763	4374587	201	19.36	9.68	0	0	4.89	13.35	0	4.37	1.75	0.50 Y	3.87	3.09
P240	2619851	4374893	169	28.84	12.25	0	0	4.14	7.94	0	3.26	1.41	9.75YR	4.49	4.24
P241	2619569	4373475	341	72.94	31.34	8.86	0	9.32	19.44	5.11	19.31	2.8	8.02 YR	3.46	4.53
P242	2619280	4373404	333	27.71	10.7	6.16	0.16	8.22	8.6	5.56	20.51	1.53	7.86 YR	4.62	4.92
P243	2618912	4373394	328	25.7	10.81	3.23	0.07	7.39	8.26	3.11	15.15	1.78	8.14 YR	4.76	4.93
P244	2618975	4373651	307	21.04	9.23	0	0	3.03	6.19	0	2.9	0.95	0.42 Y	4.86	3.93
P245	2618861	4373957	294	18.14	8.52	0	0	4.69	9.83	0	4.91	1.46	0.88 Y	4.74	3.53
P246	2619196	4373918	282	40.8	18.44	0	0	5.1	15.98	0	3.45	2.28	0.43 Y	3.76	3.52
P247	2618844	4374259	291	23.43	9.95	0	0	1.95	6.68	0	3.12	1.27	0.36 Y	4.83	4.06
P248	2619222	4374323	268	31.71	14.66	0	0	4.9	12.87	0	4.85	1.56	0.50 Y	4.38	3.86
P249	2619479	4374332	210	26.26	12.19	0	0	5.27	8.81	0.49	7.04	1.06	0.10 Y	4.52	3.81
P250	2619490	4374515	211	26.34	12.65	0	0	4.96	7.36	0.46	6.1	1.39	0.16 Y	4.62	4.01

P251	2619571	4374883	179	30.01	14.02	0	0	6.04	8.14	0.78	8.1	1.56	9.34 YR	4.53	4.31
P252	2618634	4373666	348	28.09	12.37	0	0	4.35	9.54	0.27	4.69	1.1	0.26 Y	4.46	3.83
P253	2618625	4374035	324	49.98	20.42	0	0	7.44	19.44	0.7	10.1	2.13	9.79 YR	3.49	3.51
P254	2618549	4374241	294	36.55	18.18	0	0	6.24	11.54	0.44	8.51	1.37	9.31 Y	3.98	3.81
P255	2618878	4374562	259	24.71	10.41	0	0	3.74	10	0	3.09	1.63	1.02 Y	4.58	3.60
P256	2618626	4374651	229	45.56	18.78	0	0	6.34	17.15	0	7.37	1.36	0.38 Y	3.79	3.55
P257	2618546	4374820	210	35.83	17.71	0	0	5.62	13.73	0	6.01	1.22	0.02 Y	3.83	3.52
P258	2618900	4374889	200	24.19	9.55	1.25	0	2.99	6.53	0	3.72	0.75	9.51 YR	4.39	3.99
P259	2619186	4374837	224	34.55	14.52	2.51	0.09	6.1	9.29	1.33	10.46	1.16	8.81 YR	4.41	4.59
P260	2619247	4373629	247	28.23	12.95	0	0	3.18	4.96	1.89	8.41	0.85	9.26 YR	4.84	4.70
P261	2619481	4373654	259	20.74	9.15	0	0	2.71	3.63	0.7	4.78	0.88	9.47 YR	4.35	3.77
P262	2619513	4373931	215	23.19	9.4	1.9	0	3.9	4.7	1.7	7.64	1.08	9.33 YR	4.38	3.86
P263	2619238	4374481	223	41.28	18.91	0	0	6.96	16	0.71	8.07	1.56	9.80 YR	3.84	3.72
P264	2617922	4373149	312	6.27	2.74	0	0	4.07	8.79	0.11	3.92	1.8	1.86 Y	5.56	2.79
P265	2617916	4373291	339	16.75	7.22	0	0	2.5	4.29	0	2.11	1.2	1.08 Y	5.22	3.84
P266	2617791	4373312	315	12.01	5.65	0	0	2.41	3.95	0	2.04	1.27	1.18 Y	5.30	3.61
P267	2617682	4373597	294	2.74	1.41	0	0	4.02	9.64	0.18	4.07	2.1	1.82 Y	5.59	2.54
P268	2617404	4373701	263	22.5	10.37	0	0	3.7	7.97	0	3.07	1.47	1.31 Y	5.33	4.20
P269	2617806	4373889	294	11.25	4.87	0	0	1.93	3.41	0	1.63	1.11	1.03 Y	4.54	2.74
P270	2617410	4373926	230	15.65	6.99	0	0	3.33	6.26	0	2.83	1.25	1.47 Y	4.98	3.27
P271	2617660	4373054	302	2	0.64	0	0	3.4	7.11	0	3.17	1.37	1.43 Y	5.68	2.61
P272	2617344	4372982	287	2.75	1.33	0	0	3.14	5.99	0	2.59	1.14	1.40 Y	5.32	2.55
P273	2617468	4373408	272	9.15	4.12	0	0	3.12	6.18	0	2.86	1.39	1.77 Y	5.29	3.02
P274	2617162	4373303	246	5.23	2.45	0	0	4.02	9.28	0	3.7	1.78	1.79 Y	5.54	2.81
P275	2616709	4372806	350	19.27	7.85	0	0	3.9	5.85	0.35	5.82	1.64	9.92 YR	4.10	3.10
P276	2616272	4373948	405	12.6	4.88	1.31	0	1.93	3.61	0	2.64	1.42	9.70 YR	3.78	3.05
P277	2618320	4373731	361	15.39	7.14	0	0	3.36	7.12	0	3.9	0.91	0.39 Y	4.75	3.68
P278	2618253	4374009	345	49.9	23.66	0	0	7.67	20.48	0	7.01	3.34	0.47 Y	4.35	3.55
P279	2618257	4374277	305	44.39	20.56	0	0	6.13	13.8	0	6.6	1.1	0.09 Y	4.25	4.21
P280	2618045	4374281	289	41.45	17.13	0	0	4.84	14.02	0	4.52	1.47	0.54Y	3.95	3.65
P281	2617972	4374500	244	14.93	6.29	0	0	3.43	7.27	0	3.19	10.29	1.33 Y	4.73	3.29
P282	2618274	4374532	248	39.19	15.21	0	0	6.01	14.68	0	6.08	1.64	9.98 YR	3.96	3.72
P283	2618271	4374816	228	5.11	11.35	0	0	5.15	11.51	0	4.59	1.17	0.90 Y	4.15	3.07
P284	2617706	4374556	220	15.02	6.7	0	0	5.06	10.47	0	3.97	1.64	1.68Y	4.67	3.04
P285	2617756	4374288	278	17.22	7.2	0	0	3.61	8.7	0	3.43	1.52	1.22 Y	4.43	3.02
P286	2618047	4373929	337	15.92	7.19	0	0	2.48	5.09	0	1.81	1.57	0.98 Y	5.61	4.21
P287	2617995	4373582	410	19	8.64	0	0	2.14	3.29	0	2.75	0.49	9.45 Y	5.17	4.68
P288	2616824	4373408	276	21.85	9.38	0	0	3.96	8.51	0.59	5.37	2.36	0.08 Y	4.11	3.28
P289	2616496	4373932	348	20.21	11.23	0	0	1.83	8.18	0	4.27	1.17	8.96 YR	4.43	4.54
P290	2616186	4373427	386	24.15	10.5	0	0	3.87	4.84	0.62	5.74	0.98	0.40 Y	4.40	3.46
P291	2616763	4373049	289	6.17	2.69	0	0	3.54	6.21	0	3.03	1.13	1.64 Y	5.30	2.80
P292	2616513	4372815	335	9.27	4.1	0	0	3.94	6.03	0.29	3.48	1.71	2.17 Y	5.07	3.02
P293	2617084	4373091	286	9.67	4.29	0	0	3.77	8.66	0	3.22	1.69	1.78 Y	5.63	3.18
P294	2616496	4373086	316	21.02	8.93	0	0	4.05	7.51	0	3.78	1.75	1.41 Y	4.86	3.57
P295	2616188	4373093	403	26.17	10.58	0	0	3.4	6.45	1.31	5.77	1.89	9.75 YR	4.47	3.83
P296	2616242	4372710	404	17.72	7.22	0	0	3.16	4.97	0	4.15	1.35	0.53 Y	4.69	3.43
P297	2617074	4374248	235	21.94	10.04	0	0	3.44	5.1	0	3.92	1.49	0.54 Y	4.38	3.35
P298	2617098	4373938	229	15.18	6.37	0	0	4.81	11.56	0	3.71	1.55	1.27 Y	4.37	3.06
P299	2617050	4373624	236	4.84	2.25	0	0	3.55	6.97	0	2.97	1.43	1.64 Y	5.52	2.91
P300	2617372	4374648	219	18.78	7.97	0	0	4.27	7.34	0	4.42	1.14	1.03 Y	4.51	3.06
P301	2617375	4374328	201	14.75	6.35	0	0	3.27	4.67	0	3.12	1.32	0.75 Y	4.73	3.50

P302	2615970	4372785	455	13.54	5.35	0	0	3.33	9.08	0.56	3.84	1.82	0.94 Y	3.93	2.25
P303	2615911	4373054	458	19.81	7.81	1.8	0	2.8	5.25	0.4	4.45	1.23	9.33 YR	4.21	3.83
P304	2615870	4373326	458	13.6	1.95	1.07	0	2.61	3.44	0.24	4.01	1.43	9.70 YR	4.22	3.37
P305	2615536	4373659	504	15.17	17.88	2.22	0	3.78	21.72	0	4.19	2.36	9.38 YR	2.42	2.84
P306	2615342	4373654	531	17.27	6.41	1.8	0	2.73	4.3	0.31	3.78	1.45	9.36 YR	4.53	3.99
P307	2615386	4373940	494	9.04	3.3	0.64	0	2.02	2.34	0.18	2.27	1.55	0.20 Y	4.68	3.19
P308	2614988	4373615	589	15.73	5.74	3.46	0	3.06	5.98	0	4.76	0.83	8.96 YR	3.86	3.63
P309	2615362	4373385	534	41.54	19.57	0	0	5.71	9.55	1.5	8.64	1.56	9.00 YR	3.91	3.62
P310	2615585	4373409	512	18.83	10.35	5.52	0	1.62	8.02	0	3.27	0	9.15 YR	3.36	3.51
P311	2615569	4373023	523	24.3	10.6	0.59	0	4.4	5.62	0.82	5.62	1.81	9.78 YR	4.65	4.00
P312	2615364	4372985	600	29.22	13.33	0.67	0	3.86	9.53	1.01	6.45	1.63	9.89YR	3.83	3.40
P313	2615345	4374859	510	14.31	4.71	0.42	0	1.32	1.81	0.2	1.53	0.78	9.30 YR	4.12	3.52
P314	2615252	4374304	543	16.25	9.93	8.93	0	5.73	26.91	0	6.55	4.08	8.86 YR	2.48	2.68
P315	2615009	4373928	672	11.61	4.34	0.15	0	1.97	1.71	0	2.77	1.17	0.40 Y	4.46	3.35
P316	2614656	4374247	881	51.73	24.41	0	0	6.25	30.86	1.03	8.53	1.9	8.78 YR	2.44	2.99
P317	2614677	4373954	748	38.8	28.05	15.89	0	3.14	16.66	0	3.98	0	8.52 YR	2.09	2.71
P318	2613836	4373394	947	15.97	9.51	1.25	0	1.8	5.24	0	3.23	1.01	8.94 YR	2.84	2.65
P319	2614096	4373353	863	32.38	19.79	4.85	0	4.67	36.06	0	6.61	3.13	8.56 YR	2.16	2.54
P320	2614124	4373662	834	20.02	9.8	0	0	3.47	3.7	0	3.93	1.35	9.76 YR	4.97	4.46
P321	2614396	4373394	794	39.49	17.9	3.38	0	7.18	8.26	1.37	10.86	2.37	9.55 YR	4.65	3.90
P322	2614693	4373387	766	32.86	21.87	14.24	0	3.06	19.97	0	4.61	0	8.56 YR	2.51	3.10
P323	2615004	4373340	650	32.86	21.87	14.24	0	3.06	20	0	4.61	1.66	8.66 YR	2.90	3.54
P324	2614964	4375544	748	14.41	6.11	0.13	0	3.06	4.15	0.49	3.77	1.38	9.96 YR	4.34	3.26
P325	2615015	4375775	700	12.38	5.99	2.45	0	2.15	4.21	0.28	2.67	0.85	9.60 YR	3.85	3.28
P326	2615025	4373119	669	12.49	5.55	3.22	0	2.45	4.68	0.16	4.32	1	9.25 YR	4.03	3.30
P327	2614738	4373051	807	13.07	5.45	3.37	0	2.48	5.2	0.34	3.35	1.33	9.19 YR	4.03	3.37
P328	2614412	4373112	871	13.27	6.47	2.06	0	2.94	4.8	0.55	5.63	1.06	9.31 YR	4.39	3.62
P329	2613870	4373594	918	30.17	16.44	0	0	3.18	15.95	0	2.41	0	9.05 YR	2.69	2.91
P330	2614172	4373913	882	19.84	9.3	6.06	0	1.87	9.7	0	3.49	0.91	8.52 YR	3.58	3.69
P331	2614430	4373953	780	18.60	7.08	5.82	0	4.38	10.48	0	5.53	2.16	8.83 YR	3.38	3.39
P332	2614403	4373652	743	17.72	9.4	4.42	0	3.76	8.5	0.3	5.44	2.01	8.83 YR	3.82	3.70
P333	2614711	4373612	677	16.94	6.71	5.77	0	4.46	10.55	0	5.51	1.34	8.80 YR	3.43	3.39
P334	2614463	4374151	836	32.41	17.46	0.82	0	2.97	10.47	0.23	4.24	0.25	8.70 YR	2.93	3.24
P335	2615034	4374246	659	20.29	9.24	6.09	0	1.57	6.24	0	2.18	1.1	8.47 YR	3.80	4.14
P336	2615322	4374549	559	16.10	5.89	4.19	0	1.93	4.95	0	2.35	0.94	8.67 YR	3.49	3.41
P337	2615028	4374556	671	13.23	6.38	4.48	0	1.64	5.85	0	2.15	0.88	8.89 YR	3.59	3.48
P338	2614723	4374568	894	12.87	0.48	2.86	0	2.68	6.64	0	3.46	1.16	9.24 YR	3.51	3.20
P339	2614707	4374855	790	12.49	4.36	2.71	0	1.12	2.64	0	1.27	0.51	9.29 YR	3.69	3.42
P340	2615002	4374860	627	10.76	5.56	0.39	0	1.82	1.37	0	2.34	1.24	9.67 YR	4.31	3.29
P341	2614998	4375183	696	13.62	5.12	1.48	0	1.08	4.18	0	1.15	0.73	9.08 YR	3.41	3.28
P342	2614722	4375173	886	6.87	2.66	0.17	0	2.56	2.33	0	3.4	1.5	9.89 YR	4.48	3.19
P343	2614744	4375465	843	13.35	5.82	3.83	0	1.64	6.2	0	2.44	0.74	9.29 YR	3.49	3.19
P344	2614801	4375780	831	25.49	12.58	0	0	2.97	6.26	0.62	5.1	0.86	9.57 YR	4.10	3.77
P345	2614490	4374971	868	6.86	3.24	1.24	0	2.34	3.68	0.28	3.35	0.52	9.79 YR	4.44	3.21

## *ALLEGATO 3*

**Relazioni tra “unità di paesaggio” e fattore K**

Unità di paesaggio	Uso del suolo	Tipo di suolo	Coefficiente di erodibilità dei suoli (K)		
			Min	Max	Medio
Fondivalle	Bosco	Typic Xerofluvents	0.032	0.041	0.036
		Typic Calcixerepts	0.037	0.040	0.039
		Typic Calcixerepts, Typic Xerochrepts	0.033	0.040	0.037
		Typic Calcixerepts, Typic Xeropsamments	0.032	0.040	0.037
	Copertura erbacea arbustiva	Typic Xerofluvents	0.032	0.044	0.037
		Typic Calcixerepts	0.037	0.038	0.037
		Typic Calcixerepts, Typic Xerochrepts	0.033	0.043	0.038
		Typic Calcixerepts, Typic Xeropsamments	0.031	0.041	0.035
		Typic Calcixererts, Vertic Haploxerepts	0.034	0.046	0.039
	Prato e pascolo	Typic Calcixerepts, Typic Xerorthents	0.041	0.043	0.042
		Typic Calcixererts, Vertic Haploxerepts	0.035	0.048	0.045
	Uliveto	Typic Xerofluvents	0.033	0.044	0.039
		Typic Xerochrepts	0.033	0.039	0.035
		Typic Calcixerepts	0.040	0.040	0.040
		Typic Calcixerepts, Typic Xeropsamments, Mollic Haploxeraalfs	0.037	0.040	0.039
		Typic Calcixerepts, Typic Xerorthents	0.040	0.042	0.040
		Typic Calcixererts, Vertic Haploxerepts	0.035	0.042	0.038
	Seminativo	Typic Xerofluvents	0.032	0.044	0.038
		Typic Xerochrepts	0.033	0.040	0.036
		Typic Calcixerepts	0.038	0.044	0.040
		Typic Calcixerepts, Typic Xerochrepts	0.033	0.036	0.034
		Typic Calcixerepts, Typic Xeropsamments, Mollic Haploxeraalfs	0.031	0.040	0.037
		Typic Calcixerepts, Typic Xerorthents	0.039	0.043	0.041
		Typic Calcixererts, Vertic Haploxerepts	0.035	0.047	0.041
Area in abbandono	Typic Calcixerepts, Typic Xerochrepts	0.036	0.037	0.036	
	Typic Calcixererts, Vertic Haploxerepts	0.034	0.047	0.041	
Versanti di raccordo a pendenza bassa (2-8°)	Bosco	Typic Calcixerepts	0.030	0.030	0.030
		Typic Calcixerepts, Typic Xerochrepts	0.034	0.038	0.035
		Typic Calcixerepts, Typic Xeropsamments, Mollic Haploxeraalfs	0.037	0.040	0.039
	Copertura erbacea arbustiva	Typic Calcixerepts	0.040	0.042	0.041
		Typic Calcixerepts, Typic Xerochrepts	0.033	0.037	0.035
		Typic Calcixerepts, Typic Xeropsamments, Mollic Haploxeraalfs	0.031	0.038	0.036
		Typic Calcixerepts, Typic Xerorthents	0.040	0.043	0.041
		Typic Calcixererts, Vertic Haploxerepts	0.038	0.042	0.039
	Prato e pascolo	Typic Calcixererts, Vertic Haploxerepts	0.038	0.046	0.043
	Uliveto	Typic Xerofluvents	0.038	0.043	0.040
		Typic Xerochrepts	0.034	0.041	0.036
		Typic Calcixerepts	0.040	0.043	0.042
		Typic Calcixerepts, Typic Xerochrepts	0.033	0.041	0.036
		Typic Calcixerepts, Typic Xeropsamments, Mollic Haploxeraalfs	0.039	0.040	0.039
		Typic Calcixerepts, Typic Xerorthents	0.038	0.043	0.041
		Typic Calcixererts, Vertic Haploxerepts	0.038	0.046	0.040
	Seminativo	Typic Xerofluvents	0.032	0.043	0.037
		Typic Xerochrepts	0.033	0.043	0.037

		Typic Calcixerepts	0.030	0.043	0.039
		Typic Calcixerepts, Typic Xerochrepts	0.032	0.042	0.035
		Typic Calcixerepts, Typic Xeropsamments, Mollic Haploxeraalfs	0.031	0.040	0.037
		Typic Calcixerepts, Typic Xerorthents	0.040	0.042	0.041
		Typic Calcixererts, Vertic Haploxerepts	0.037	0.046	0.042
	Area in abbandono	Typic Calcixererts, Vertic Haploxerepts	0.039	0.044	0.039
Versanti a pendenza media (8-20°)	Bosco	Typic Calcixerepts	0.029	0.043	0.035
		Typic Calcixerepts, Typic Xerochrepts	0.033	0.041	0.038
		Typic Calcixerepts, Typic Xeropsamments, Mollic Haploxeraalfs	0.028	0.041	0.034
		Typic Calcixerepts, Typic Xerorthents	0.031	0.042	0.039
		Typic Calcixererts, Vertic Haploxerepts	0.018	0.046	0.029
		Typic Haploxeraalfs, Mollic Haploxeraalfs	0.029	0.043	0.036
		Typic Haploxerepts, Lithic Xerorthents	0.019	0.042	0.027
		Lithic Haploxerolls, Roccia affiorante	0.033	0.038	0.036
		Humic Lithic Dystrudepts, Typic Dystrudepts, Roccia affiorante	0.014	0.036	0.019
	Copertura erbacea arbustiva	Typic Calcixerepts	0.029	0.044	0.037
		Typic Calcixerepts, Typic Xerochrepts	0.032	0.040	0.036
		Typic Calcixerepts, Typic Xeropsamments, Mollic Haploxeraalfs	0.030	0.041	0.034
		Typic Calcixerepts, Typic Xerorthents	0.031	0.056	0.040
		Typic Calcixererts, Vertic Haploxerepts	0.020	0.055	0.038
		Typic Haploxeraalfs, Mollic Haploxeraalfs	0.030	0.043	0.038
		Typic Haploxerepts, Lithic Xerorthents	0.026	0.040	0.032
		Humic Lithic Dystrudepts, Typic Dystrudepts, Roccia affiorante	0.017	0.037	0.021
	Prato e pascolo	Humic Lithic Dystrudepts, Typic Dystrudepts, Roccia affiorante	0.021	0.036	0.029
		Typic Calcixerepts	0.029	0.041	0.030
		Typic Calcixerepts, Typic Xerorthents	0.033	0.054	0.044
		Typic Calcixererts, Vertic Haploxerepts	0.020	0.054	0.038
		Typic Haploxerepts, Lithic Xerorthents	0.031	0.043	0.036
	Uliveto	Typic Calcixerepts	0.029	0.043	0.034
		Typic Calcixerepts, Typic Xerochrepts	0.031	0.041	0.035
		Typic Calcixerepts, Typic Xeropsamments, Mollic Haploxeraalfs	0.029	0.041	0.035
		Typic Calcixerepts, Typic Xerorthents	0.031	0.056	0.038
		Typic Calcixererts, Vertic Haploxerepts	0.020	0.055	0.036
		Typic Haploxeraalfs, Mollic Haploxeraalfs	0.029	0.043	0.033
		Typic Haploxerepts, Lithic Xerorthents	0.020	0.040	0.028
		Lithic Haploxerolls, Roccia affiorante	0.033	0.040	0.037
	Humic Lithic Dystrudepts, Typic Dystrudepts, Roccia affiorante	0.017	0.035	0.022	
	Seminativo	Typic Calcixerepts	0.029	0.044	0.036
		Typic Calcixerepts, Typic Xerochrepts	0.032	0.042	0.037
		Typic Calcixerepts, Typic Xeropsamments, Mollic Haploxeraalfs	0.030	0.041	0.036
		Typic Calcixerepts, Typic Xerorthents	0.031	0.043	0.037
		Typic Calcixererts, Vertic Haploxerepts	0.024	0.054	0.038
		Typic Haploxeraalfs, Mollic Haploxeraalfs	0.028	0.043	0.034
		Typic Haploxerepts, Lithic Xerorthents	0.022	0.042	0.028
		Humic Lithic Dystrudepts, Typic Dystrudepts, Roccia affiorante	0.027	0.035	0.030
	Area in abbandono	Typic Calcixerepts	0.041	0.043	0.042
Typic Calcixerepts, Typic Xerochrepts		0.038	0.041	0.040	
Typic Calcixerepts, Typic Xerorthents		0.043	0.049	0.045	
Typic Calcixererts, Vertic Haploxerepts		0.020	0.054	0.039	
Typic Haploxeraalfs, Mollic Haploxeraalfs		0.041	0.043	0.042	
Typic Haploxerepts, Lithic Xerorthents		0.027	0.041	0.036	



		Humic Lithic Dystrudepts, Typic Dystrudepts, Roccia affiorante	0.023	0.037	0.032
Versanti a pendenza elevata (> 20°)	Bosco	Typic Calcixerepts	0.029	0.042	0.036
		Typic Calcixerepts, Typic Xerochrepts	0.032	0.041	0.036
		Typic Calcixerepts, Typic Xeropsamments, Mollic Haploxeraalfs	0.027	0.040	0.034
		Typic Calcixerepts, Typic Xerorthents	0.031	0.052	0.036
		Typic Calcixererts, Vertic Haploxerepts	0.019	0.022	0.021
		Typic Haploxeraalfs, Mollic Haploxeraalfs	0.027	0.042	0.031
		Typic Haploxerepts, Lithic Xerorthents	0.015	0.022	0.020
		Lithic Haploxerolls, Roccia affiorante	0.015	0.039	0.021
	Copertura erbacea arbustiva	Typic Calcixerepts	0.030	0.041	0.032
		Typic Calcixerepts, Typic Xerochrepts	0.031	0.039	0.034
		Typic Calcixerepts, Typic Xeropsamments, Mollic Haploxeraalfs	0.028	0.041	0.034
		Typic Calcixerepts, Typic Xerorthents	0.033	0.056	0.048
		Typic Calcixererts, Vertic Haploxerepts	0.023	0.056	0.036
		Typic Haploxeraalfs, Mollic Haploxeraalfs	0.028	0.037	0.033
		Lithic Haploxerolls, Roccia affiorante	0.030	0.039	0.036
		Humic Lithic Dystrudepts, Typic Dystrudepts, Roccia affiorante	0.016	0.039	0.025
	Prato e pascolo	Typic Calcixerepts, Typic Xerochrepts	0.035	0.038	0.037
		Typic Calcixerepts, Typic Xerorthents	0.033	0.056	0.047
		Typic Calcixererts, Vertic Haploxerepts	0.023	0.055	0.040
		Typic Haploxerepts, Lithic Xerorthents	0.037	0.039	0.039
		Humic Lithic Dystrudepts, Typic Dystrudepts, Roccia affiorante	0.027	0.030	0.029
	Uliveto	Typic Calcixerepts	0.029	0.040	0.032
		Typic Calcixerepts, Typic Xerochrepts	0.031	0.041	0.035
		Typic Calcixerepts, Typic Xeropsamments, Mollic Haploxeraalfs	0.027	0.040	0.033
		Typic Calcixerepts, Typic Xerorthents	0.033	0.056	0.049
		Typic Calcixererts, Vertic Haploxerepts	0.023	0.054	0.037
		Typic Haploxeraalfs, Mollic Haploxeraalfs	0.029	0.037	0.033
		Lithic Haploxerolls, Roccia affiorante	0.020	0.039	0.029
		Humic Lithic Dystrudepts, Typic Dystrudepts, Roccia affiorante	0.022	0.030	0.026
	Seminativo	Typic Calcixerepts	0.029	0.042	0.037
		Typic Calcixerepts, Typic Xerochrepts	0.031	0.037	0.034
		Typic Calcixerepts, Typic Xeropsamments, Mollic Haploxeraalfs	0.028	0.041	0.036
		Typic Calcixerepts, Typic Xerorthents	0.031	0.056	0.044
		Typic Calcixererts, Vertic Haploxerepts	0.033	0.052	0.044
		Typic Haploxeraalfs, Mollic Haploxeraalfs	0.031	0.039	0.034
	Area in abbandono	Typic Calcixerepts, Typic Xerochrepts	0.033	0.040	0.035
		Typic Calcixerepts, Typic Xeropsamments, Mollic Haploxeraalfs	0.030	0.039	0.033
		Typic Calcixerepts, Typic Xerorthents	0.034	0.056	0.054
		Typic Calcixererts, Vertic Haploxerepts	0.023	0.055	0.037
		Typic Calcixerepts	0.031	0.034	0.033
Typic Haploxerepts, Lithic Xerorthents		0.021	0.043	0.038	
Humic Lithic Dystrudepts, Typic Dystrudepts, Roccia affiorante		0.027	0.030	0.029	
Superfici sub-pianeggianti e/o Crinali	Bosco	Typic Calcixerepts	0.030	0.042	0.038
		Typic Calcixerepts, Typic Xerochrepts	0.035	0.041	0.039
		Typic Calcixerepts, Typic Xeropsamments, Mollic Haploxeraalfs	0.027	0.040	0.034
		Typic Calcixerepts	0.035	0.052	0.044
		Typic Calcixererts, Vertic Haploxerepts	0.025	0.043	0.036
		Typic Haploxeraalfs, Mollic Haploxeraalfs	0.027	0.043	0.035
		Typic Haploxerepts, Lithic Xerorthents	0.018	0.042	0.028
		Lithic Haploxerolls, Roccia affiorante	0.016	0.019	0.018

	Humic Lithic Dystrudepts, Typic Dystrudepts, Roccia affiorante	0.015	0.030	0.019
Copertura erbacea arbustiva	Typic Calcixerepts, Typic Xerochrepts	0.033	0.039	0.037
	Typic Calcixerepts, Typic Xeropsamments, Mollic Haploxeraalfs	0.030	0.040	0.036
	Typic Calcixerepts, Typic Xerorthents	0.032	0.054	0.035
	Typic Calcixererts, Vertic Haploxerepts	0.032	0.050	0.042
	Typic Haploxeraalfs, Mollic Haploxeraalfs	0.028	0.038	0.033
	Typic Haploxerepts, Lithic Xerorthents	0.029	0.033	0.030
Prato e pascolo	Typic Calcixerepts	0.030	0.030	0.030
	Typic Calcixerepts, Typic Xerochrepts	0.036	0.038	0.037
	Typic Calcixerepts, Typic Xerorthents	0.042	0.047	0.045
	Typic Calcixerepts	0.025	0.053	0.041
	Typic Haploxeraalfs, Mollic Haploxeraalfs	0.030	0.038	0.035
	Typic Haploxerepts, Lithic Xerorthents	0.031	0.040	0.037
Uliveto	Lithic Haploxerolls, Roccia affiorante	0.038	0.039	0.039
	Typic Calcixerepts	0.029	0.042	0.031
	Typic Calcixerepts, Typic Xerochrepts	0.032	0.040	0.036
	Typic Calcixerepts, Typic Xeropsamments, Mollic Haploxeraalfs	0.027	0.041	0.035
	Typic Calcixerepts, Typic Xerorthents	0.032	0.054	0.038
	Typic Calcixererts, Vertic Haploxerepts	0.027	0.052	0.038
	Typic Haploxeraalfs, Mollic Haploxeraalfs	0.027	0.041	0.032
	Typic Haploxerepts, Lithic Xerorthents	0.018	0.041	0.031
Seminativo	Typic Calcixerepts	0.028	0.044	0.035
	Typic Calcixerepts, Typic Xerochrepts	0.031	0.039	0.034
	Typic Calcixerepts, Typic Xeropsamments, Mollic Haploxeraalfs	0.028	0.041	0.036
	Typic Calcixerepts, Typic Xerorthents	0.032	0.041	0.038
	Typic Calcixererts, Vertic Haploxerepts	0.027	0.052	0.042
	Typic Haploxeraalfs, Mollic Haploxeraalfs	0.028	0.043	0.035
	Typic Haploxerepts, Lithic Xerorthents	0.018	0.042	0.033
Area in abbandono	Typic Calcixerepts	0.041	0.042	0.042
	Typic Calcixerepts, Typic Xerochrepts	0.035	0.036	0.035
	Typic Calcixerepts, Typic Xerorthents	0.044	0.054	0.049
	Typic Calcixererts, Vertic Haploxerepts	0.026	0.051	0.040
	Typic Haploxeraalfs, Mollic Haploxeraalfs	0.034	0.043	0.039
	Typic Haploxerepts, Lithic Xerorthents	0.019	0.039	0.036

## RINGRAZIAMENTI

*Scrivere i ringraziamenti è un po' come tirare le somme su un intero percorso. Questo è il momento in cui si resta soli con se stessi e si fa il punto su quanto prodotto, una sorta di "bilancio emotivo". Questo lavoro è il risultato di un dialogo collettivo intrecciato nel tempo con le tante persone che hanno, in modo e in misura diversa, contribuito alla sua realizzazione. È dunque frutto di uno scambio prezioso e di una grande passione per lo studio e la ricerca; una passione che nei momenti più difficili è stata motivo e forza per andare avanti. Questo lavoro tuttavia non sarebbe mai potuto nascere senza i fecondi insegnamenti ed i continui incoraggiamenti e stimoli di coloro che hanno seguito da vicino il mio percorso. Pertanto ringrazio il Dott. Gaetano Robustelli, il Dott. Fabio Scarciglia, il Dott. Pietro Aucelli e il Dott. Antonio Leone che mi hanno fatto dono delle loro stimabili conoscenze e mi hanno consentito di avviare un processo di crescita che porterò sempre con me come prezioso bagaglio culturale ed umano. Poiché sono convinto che questi anni non siano semplicemente una parentesi che si apre e si chiude, bensì un'esperienza formativa a 360 gradi che mi accompagnerà per tutta la vita a prescindere dalle successive strade che intraprenderò.*

*I miei più sinceri ringraziamenti vanno a Maurizio Tosca del CNR - ISAFOM di Ercolano (NA) per essermi stato di grosso aiuto durante la fase di acquisizione dei dati spettrometrici.*

*Inoltre voglio ringraziare la Dott.ssa Michela Izzo dell'Università di Isernia e il Dott. Giuseppe Palumbo dell'Università di Campobasso.*

*Un particolare e doveroso ringraziamento va al Prof. Salvatore Critelli, un punto di riferimento scientifico e umano che credendo nelle*

*mie capacità mi ha dato l'opportunità di intraprendere e percorrere questa strada.*

*Un grazie di cuore va al prezioso amico e stimabile ricercatore Dott. Francesco Muto (Ciccio Mu) per i tanti utili consigli e incoraggiamenti, in particolare in quest'ultimo periodo in cui mi ha anche "sopportato".*

*Un ringraziamento va ad i miei amici e colleghi: Luca, Leonardo, Lorenzo e Mario per i momenti trascorsi insieme e per l'aiuto che mi hanno fornito in alcune fasi del lavoro.*

*Un grazie alla mia famiglia per tutto quello che mi ha sempre dato e che continuerà a darmi.*

*Un grazie sentito e pieno d'affetto va a Franca a cui dedico questo lavoro che in questi tre anni mi è sempre stata vicina sia nei momenti belli che in quelli più difficili (che ahimè non sono mancati) incoraggiandomi in ogni momento.*