

Contenuti

INDICE FIGURE.....	3
INDICE DELLE TABELLE	7
Abstract.....	9
Riassunto.....	10
Introduzione	11
1 CAPITOLO - PROCESSI DI EROSIONE A SCALA DI BACINO	13
1.1 Processi di weathering, erosione, trasporto e sedimentazione.....	14
1.1.1 Weathering.....	14
1.1.2 Erosione.....	19
1.1.3 Trasporto.....	22
1.1.4 Sedimentazione	25
2 CAPITOLO - MODELLI PREVISIONALI PER STIME DI PERDITE DI SUOLO	27
2.1 Introduzione ai modelli per la stima di perdita di suolo.....	27
2.1.1 Classificazione dei modelli.....	28
2.2 Modello di Gavrilovic – EPM Model	35
3 CAPITOLO – MORFOMETRIA FLUVIALE E ANALISI DIGITALI	42
3.1 Morfologia fluviale	42
3.2 Morfometria d’alveo	45
3.3 Morfometria dei bacini idrografici.....	49
3.4 Analisi morfologiche su modelli digitali.....	52
4 CAPITOLO – GEOLOGIA, MORFOLOGIA, USO DEL SUOLO E ASSETTO	56
METEOCLIMATICO DELLE AREE DI STUDIO	56
4.1 Caratteri geologici e morfotettonici	57
4.1.1 Bacini sud Appenninici	57
4.1.2 Bacini Alpini.....	63
4.1.3 Bacino Cileno	66
4.2 Uso e copertura del suolo	78
4.2.1 Bacini sud Appenninici	80
4.2.2 Bacini Alpini.....	82
4.2.3 Bacino Cileno	84
4.3 Caratteristiche meteorologiche.....	86

4.3.1	Assetto metereologico delle aree Appenniniche Meridionali.....	87
4.3.2	Assetto metereologico delle aree Alpine	89
4.3.3	Assetto metereologico del Cile	90
4.3.4	Clima del settore centrale (Alta valle del Maipo)	91
5	CAPITOLO - APPLICAZIONE DELL’EPM MODEL	94
5.1	Applicazione del modello con dati di letteratura	94
5.1.1	Criticità	97
5.2	Approccio metodologico	100
5.2.1	Analisi di sensitività	100
5.2.2	Metodologie di calibrazione e validazione	102
5.2.3	Rette di regressione per parametri pioggia e temperatura	103
5.2.4	Analisi sulle caratteristiche dell’uso del suolo.....	105
5.2.5	Analisi litotecniche (RMR - GSI - Weathering grade).....	106
5.2.6	Analisi sui processi di versante	113
5.2.7	Valutazione dell’indice di connessione	115
5.3	Risultati e discussione dei dati	122
5.3.1	Calcoli di calibrazione	122
5.3.2	Calcolo post calibrazione (Validazione).....	130
6	CAPITOLO – IMPLEMENTAZIONE DELL’EPM MODEL IN AREE CAMPIONE.....	142
6.1	Bacino del Saraceno	143
6.2	Bacino dello Stilaro	147
6.3	Bacino dello Sfalassà.....	152
7	CAPITOLO – DISCUSSIONI.....	158
8	CAPITOLO – CONCLUSIONI.....	163
	BIBLIOGRAFIA.....	166

INDICE FIGURE

Fig. 1-1 Rappresentazione della serie di Bowen e della corrispettiva serie di stabilità proposta da Goldich, con particolare riferimento ai prodotti di alterazione.	15
Fig. 1-2 Schema di Louis Peltier (1950), sulle relazioni esistenti fra velocità di disgregazione fisico-meccanica ed alterazione chimica, e parametri come temperatura/precipitazioni meteoriche. Sono inoltre, associati i differenti contesti geografici delle aree di studio.	17
Fig. 1-3 Differenti spessori del regolite in funzione del rilievo, alte pendenze - piccoli spessori, basse pendenze - spessori maggiori.	18
Fig. 1-4 Schematizzazione degli effetti del weathering.	19
Fig. 1-5 Rappresentazione schematica dei principali fenomeni di erosione su versanti.	21
Fig. 1-6 Il diagramma di Hjulström (1935), illustra dal punto di vista teorico le azioni di erosione, trasporto e sedimentazione che si verificano in un corso d'acqua. Si considera la velocità della corrente (ordinate) e la dimensione dei clasti (ascisse). ..	25
Fig. 1-7 Evoluzione laterale di barra. Pseudostratificazione caratteristica di meandro interno.	26
Fig. 3-1 Bilancia di Lane in condizione di equilibrio dinamico (Lane 1955).	42
Fig. 3-2 Profilo longitudinale di una tipica piana alluvionale.	45
Fig. 3-3 Variazione delle dimensioni della sfericità e dell'arrotondamento in funzione della distanza percorsa da particelle calcaree. Tale variazione è espressa in perdite di peso (Pettijohn, 1957).	48
Fig. 4-1 Mappa schematica delle localizzazioni geografiche dei siti di studio.	56
Fig. 4-2 Suddivisione delle principali fasce geografiche del Cile, con particolare riferimento alla porzione centrale, in cui sono stati evidenziati i settori morfologici che si estendono dalla costa verso la Cordigliera Andina.	67
Fig. 4-3 Schematizzazione geologica del settore centrale del Cile (Modificata da Piquer et al., 2016).	68
Fig. 4-4 Schematizzazione della disposizione principale della stratigrafia, controllata da strutture tettoniche orientate NNW, sedi in alcuni casi, di risalite idrotermali.	69
Fig. 4-5 Litotipi affioranti e appartenenti alla F.ne Colimapu. A, arenaria rossa massiva; B, veduta sulla stratificazione sub verticale della F.ne; C, brecce; D, micro-conglomerato.	70
Fig. 4-6 Litotipi affioranti e appartenenti alla F.ne Abanico. A, lava basaltica; B, andesite; C, diorite; D, veduta su una porzione della F.ne.	71
Fig. 4-7 Mappa delle litologie affioranti nel Bacino dell'Estero Morales.	72
Fig. 4-8 Mappa dell'esposizione dei versanti e della morfologia, evidenziata dall'Hillshade, inoltre, vengono rappresentati i principali profili longitudinali in corrispondenza dei cinque domini morfologici (A-B-C-D-E).	73
Fig. 4-9 Veduta della porzione bassa del bacino. B, confluenza dell'Estero Morale con il Rio Volcal; C, erosione diffusa lungo i versanti che dominano il villaggio di Banos Morales.	74
Fig. 4-10 Rottura di pendenza del fronte morenico antico e movimenti gravitativi lungo le sponde del corso d'acqua (B).	75

Fig. 4-11 A, veduta della caratteristica valle ad U, tipica degli ambienti glaciali; B, settore Aguas Panimavidas, con evidenza di risalite idrotermali; C, sinuosità del tratto fluviale a bassa pendenza; D, strutture di fondo tipiche di ambienti a bassa energia (paleo lago proglaciale).....	76
Fig. 4-12 A, veduta dell'attuale deposito morenico; B testata del fronte morenico rialzata, caratteristica degli sbarramenti che generano i laghi glaciali; C, Laguna Morales.....	77
Fig. 4-13 A, fronte del Glaciar San Francisco; B, fuoriuscite/sorgente di acqua dalla base del ghiacciaio; C, evidenza della copertura detritica del versante; D, particolare del deposito di till.	78
Fig. 4-14 Conformazione della morfologia sud Appenninica, tipicamente rappresentata da aree vallive a forte vocazione agricola, che degradano verso costa e che, passano rapidamente verso monte, a quote relativamente elevate (1000 – 1200 m s.l.m.).....	80
Fig. 4-15 Mappa delle tipologie di uso del suolo del Bacino dello Stilaro. Si osserva uno spiccato sfruttamento delle aree vallive e una copertura boschiva distribuita uniformemente in tutta la parte alta del bacino.	82
Fig. 4-16 Conformazione della morfologia Alpina, tipicamente rappresentata da piccole aree vallive, passanti ad una fascia boscata e ad una fascia dominata da prateria d'alta quota, sormontate infine, da vaste aree di roccia nuda.	83
Fig. 4-17 Mappa delle tipologie di uso del suolo, del Bacino Castello e del Rio Cordon. Si osserva una marcata copertura erbosa delle praterie di alta quota, seguita da una densa copertura boschiva.	84
Fig. 4-18 Mappa dell'uso del suolo del bacino dell'Esterio Morales.....	85
Fig. 4-19 Carta dei climi a scala mondiale che segue la distribuzione proposta da Wladimir Köppen (1918).	87
Fig. 4-20 Rappresentazione riassuntiva del fenomeno di snow e glacier melt nel corso dei mesi di Novembre - Aprile, relazionato all'aumento delle portate liquide e solide dell'Esterio.	92
Fig. 5-1 Map Location dei bacini analizzati nella prima fase di studio.....	94
Fig. 5-2 Rappresentazione schematica dei componenti dell'equazione multiparametrica che governa il modello EPM.	95
Fig. 5-3 Layout cartografici dei coefficienti di erosione di una porzione di F.ra Saraceno, corredati delle corrispettive tabelle classificative (Vacca et al., in pres.).	96
Fig. 5-4 Diagramma di correlazione fra il rapporto $HCO_3/(HCO_3+SO_4)$ ed il rapporto $Ca/(Ca+Mg)$, entrambi calcolati a partire dalle concentrazioni in unità equivalenti (modificato da Pastorelli et al., 1999).....	98
Fig. 5-5 Diagramma TIS (Total Ionic Salinity).	99
Fig. 5-6 Distribuzione dei parametri influenti (Vacca et al., 2016a), ottenuti dall'interpretazione del diagramma degli effetti elementari tra deviazione standard e importanza del fattore (media μ).	101
Fig. 5-7 Boxplot, ricavato dall'analisi con il metodo di Morris (1991), su più di 500 simulazioni di calcolo, rappresentante il netto incremento della produzione di sedimento W, da parte del coefficiente litologico Y (Vacca et al., 2016a).....	102
Fig. 5-8 Distribuzione altimetrica dei dati di temperatura e piovosità, relazionati in base alla regressione lineare tra valore e quota.	105

Fig. 5-9 Sistema classificativo RMR - Rock Mass Rating di Bieniawski (1989).....	108
Fig. 5-10 Tabella di riferimento per la classe di appartenenza dell'ammasso roccioso, in base al valore di RMR (Bieniawski, 1989).	109
Fig. 5-11 Grafico per la determinazione dell'Indice GSI in rocce eterogenee, quali flysch e sequenze particolarmente tettonizzate (Marinos e Hoek, 2000).	110
Fig. 5-12 Tabella catalogatrice e schema dei criteri qualitativi e quantitativi per la classifica del grado di alterazione (modificata da Gullà & Matano, 1994; Borrelli et al., 2007; Borrelli et al., 2016).....	111
Fig. 5-13 Rappresentazione metodologica dell'individuazione delle aree potenzialmente soggette ad asportazione di sedimento, utilizzando il metodo delle fasce di riequilibrio morfodinamico.	114
Fig. 5-14 Definizione di upslope ed downslope dell'indice di connettività (Borselli et al., 2008).....	117
Fig. 5-15 Esempio di funzionamento dell'indice di connettività, dove si mette in evidenza una porzione di bacino in diretto contatto con il reticoli idrografico, e una porzione di bacino disconnessa a causa di un gradino morfologico.....	119
Fig. 5-16 Inserimento della tool di connettività (Cavalli et al., 2013), nella Toolbox di Arc Map.	121
Fig. 5-17 Rappresentazione schematica della suddivisione implementata per l'individuazione del valore dell'indice di connettività areale (ICa).	122
Fig. 5-18 Stazione di monitoraggio ARPAV, sita in località Mondeval di Sotto (Selva di Cadore).....	124
Fig. 5-19 Mappa dell'erosione relativa, dove si individuano le aree maggiormente capaci di produrre sedimento all'interno del bacino dell'Esterio Morales.	126
Fig. 5-20 Mappa delle classi di pendenza e dell'indice di connettività del bacino dell'Esterio Morales.	127
Fig. 5-21 Mappa dell'erosione relativa, dove si individuano le aree maggiormente capaci di produrre sedimento all'interno del Bacino del Rio Cordon.	129
Fig. 5-22 Mappa delle classi di pendenza e dell'indice di connettività del bacino del Rio Cordon.....	130
Fig. 6-1 Map Location dei bacini dell'area test. Applicazione del modello EPM calibrato e validato.....	142
Fig. 6-2 Mappa e tabella dei valori del coefficiente X, inerente le caratteristiche di uso e copertura del suolo, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zempljic, (1971), per le aree prettamente vallive.	144
Fig. 6-3 Mappa e tabella dei valori del coefficiente Y, inerente le caratteristiche di erodibilità delle litologie affioranti, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zempljic, (1971).	145
Fig. 6-4 Mappa e tabella dei valori del coefficiente γ , inerente le caratteristiche dei processi di versante, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zempljic, (1971).....	146
Fig. 6-5 Mappa delle classi di pendenza, dell'indice di connettività e dell'erosione relativa del bacino della F.ra Saraceno.	147

Fig. 6-6 Mappa e tabella dei valori del coefficiente X, inerente le caratteristiche di uso e copertura del suolo, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971), per le aree prettamente vallive.....	148
Fig. 6-7 Mappa e tabella dei valori del coefficiente Y, inerente le caratteristiche di erodibilità delle litologie affioranti, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971).	149
Fig. 6-8 Mappa e tabella dei valori del coefficiente γ , inerente le caratteristiche dei processi di versante, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971).....	150
Fig. 6-9 Mappa delle classi di pendenza, dell'indice di connettività e dell'erosione relativa del bacino della F.ra Stilaro.	151
Fig. 6-10 A, evoluzione della linea di riva dal 2001 al 2008; B, morfo-batimetria dell'aere prominente la foce della F.ra Stilaro (modificata da, Morelli et al., 2011).	152
Fig. 6-11 Mappa e tabella dei valori del coefficiente X, inerente le caratteristiche di uso e copertura del suolo, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971), per le aree prettamente vallive.....	153
Fig. 6-12 Mappa e tabella dei valori del coefficiente Y, inerente le caratteristiche di erodibilità delle litologie affioranti, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971).	154
Fig. 6-13 Mappa e tabella dei valori del coefficiente γ , inerente le caratteristiche dei processi di versante, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971).....	155
Fig. 6-14 Mappa delle classi di pendenza, dell'indice di connettività e dell'erosione relativa del bacino della F.ra Sfalassà.	156
Fig. 6-15 Rappresentazione grafica (interpretazione del profilo acustico <i>sparkler</i> – Immagine destra), della scarpata continentale, controllata da importanti strutture tettoniche (Ferranti et al., 2008 Modificata), in cui si evidenzia, il rapido approfondimento della scarpata, che domina la stretta piattaforma deposizionale che caratterizza la Costa Viola.....	157
Fig. 7-1 Rappresentazione dei valori di deviazione standard tra il valore reale e il valore volumetrico di sedimento al netto della rideposizione interna, ottenuto mediante l'applicazione del coefficiente di riduzione proposto da Zemljic (1971).	160
Fig. 7-2 Rappresentazione dei valori di deviazione standard tra il valore reale e il valore volumetrico di sedimento al netto della rideposizione interna, ottenuto mediante l'applicazione dell'indice di connettività areale ICa.	161
Fig. 7-3 Rappresentazione del rapporto dati reali con dati stimati da EPM Model. I punti dal basso verso l'alto corrispondono ai bacini: Rio Cordon, Estero Morales, Fedio, Rimasco, Saretto e Castello.....	161
Fig. 7-4 Netta differenza di variazione volumetrica, del parametro litologico, in funzione dell'output del modello EPM.	162

INDICE DELLE TABELLE

Tab. 2-1 Suddivisione dei parametri classificativi dei coefficienti erosivi, proposti da Amiri (2010) e Amini et al., (2010).....	37
Tab. 2-2 Suddivisione dei parametri classificativi dei coefficienti erosivi, proposti da Zemljic (1971) e Da Silva et al., (2014).	38
Tab. 2-3 Suddivisione implementata da Zemljic (1971), per le aree intensamente coperte da foreste e praterie di alta quota.....	39
Tab. 2-4 Suddivisione dei parametri classificativi dei coefficienti erosivi, proposti da Beyer Portner (1998).....	39
Tab. 2-5 Categorie di erosione relativa, derivanti dalla suddivisione del valore Z in classi (Gavrilovic et al., 2008).....	40
Tab. 4-1 Tabella riassuntiva della localizzazione dei Bacini e delle principali caratteristiche morfometriche.....	57
Tab. 5-1 Tabella riassuntiva dei risultati della prima tanche di calcoli, confrontati con stime di interrimento (Bazzoffi & Vanino, 2009), con lavori inerenti la perdita di suolo (ARSSA, 2005) e con valori di trasporto solido alle coste Calabresi (ATI Technital, 2003).....	97
Tab. 5-2 Esempio di matrice correlativa tra coperture e composizione, in termini di contenuto in particelle granulometriche, delle differenti tipologie di suolo.	106
Tab. 5-3 Tabella di correlazione utilizzata per la determinazione del valore da assegnare ad Y.....	113
Tab. 5-4 Esempio di tabella correlativa tra valore di RMR, GSI e classi di alterazione.	113
Tab. 5-5 Tabella rappresentativa del processo scalare di assegnazione dei valori moltiplicativi, e correlazione fra stati di attività e connessione dei movimenti franosi.	115
Tab. 5-6 Suddivisione classificativa implementata per le coperture sel suolo tipiche della fascia Alpina (Zemljic, 1971).	120
Tab. 5-7 Suddivisione classificativa implementata per le aree pedemontane, dove lo sfruttamento agricolo è maggiormente sviluppato (Zemljic, 1971).	120
Tab. 5-8 Tabella dei valori del coefficiente X, inerente le caratteristiche di uso e copertura del suolo, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971), per le aree di alta quota.	125
Tab. 5-9 Tabella dei valori del coefficiente Y, inerente le caratteristiche di erodibilità delle litologie affioranti, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971).	125
Tab. 5-10 Tabella dei valori del coefficiente γ , inerente le caratteristiche dei processi di versante, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971). ...	125
Tab. 5-11 Tabella dei valori del coefficiente X, inerente le caratteristiche di uso e copertura del suolo, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971), per le aree di alta quota.	128
Tab. 5-12 Tabella dei valori del coefficiente Y, inerente le caratteristiche di erodibilità delle litologie affioranti, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971).	128

Tab. 5-13 Tabella dei valori del coefficiente γ , inerente le caratteristiche dei processi di versante, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971). ...	128
Tab. 5-14 Parametri per il calcolo del coefficiente di erosione relativa Z.	131
Tab. 5-15 Tabella dei valori del coefficiente X, inerente le caratteristiche di uso e copertura del suolo, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971), per le aree di alta quota.	135
Tab. 5-16 Tabella dei valori del coefficiente Y, inerente le caratteristiche di erodibilità delle litologie affioranti, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971).	135
Tab. 5-17 Tabella dei valori del coefficiente γ , inerente le caratteristiche dei processi di versante, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971). ...	135
Tab. 5-18 Tabella dei valori del coefficiente X, inerente le caratteristiche di uso e copertura del suolo, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971), per le aree di alta quota.	136
Tab. 5-19 Tabella dei valori del coefficiente Y, inerente le caratteristiche di erodibilità delle litologie affioranti, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971).	137
Tab. 5-20 Tabella dei valori del coefficiente γ , inerente le caratteristiche dei processi di versante, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971). ...	137
Tab. 5-21 Tabella dei valori del coefficiente X, inerente le caratteristiche di uso e copertura del suolo, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971), per le aree di alta quota.	138
Tab. 5-22 Tabella dei valori del coefficiente Y, inerente le caratteristiche di erodibilità delle litologie affioranti, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971).	138
Tab. 5-23 Tabella dei valori del coefficiente γ , inerente le caratteristiche dei processi di versante, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971). ...	139
Tab. 5-24 Tabella dei valori del coefficiente X, inerente le caratteristiche di uso e copertura del suolo, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971), per le aree di alta quota.	140
Tab. 5-25 Tabella dei valori del coefficiente Y, inerente le caratteristiche di erodibilità delle litologie affioranti, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971).	140
Tab. 5-26 Tabella dei valori del coefficiente γ , inerente le caratteristiche dei processi di versante, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971). ...	140
Tab. 7-1 Tabella riassuntiva dei risultati dell'intero spettro di applicazione del modello EPM. Vengono riportati i valori reali ottenuti da dati di trasporto solido e di interrimento, il valore di W stimato con il modello EPM, il coefficiente di riduzione proposto da Zemljic, il valore G del modello EPM, l'indice di connettività areale (ICa) di ogni bacino (ricavato dall'applicazione dell'IC proposto da Cavalli et al. 2013) e il valore V finale, ottenuto moltiplicando la stima di produzione di sedimento W con l'ICa.	159
Tab. 7-2 Tabella rappresentante le superfici dei bacini antropizzate, in relazione con il valore di erosione specifica, tipico di ogni bacino.	162

Abstract

In order to increase the knowledge of sediment production and transport at the river basin scale, the research aims at the creation of a GIS project based on the multiparametric equation related to the potential erosion model EPM (Gavrilovic, 1988). The GIS allows the remote sensing data (DEM, satellite images, aerial photos etc.) to be associated with the informations detected on field.

The interaction between different thematic layers allows to obtain, in an analytical way, a cartographic and a numeric output as database. These data storage are easily consulted and implemented, making the use of GIS essential for proper spatial planning.

Starting from this methodological assumption, the EPM Model was applied for a certain number of catchment areas, in different geographic contexts, to better characterize the input data as a function of the output data.

The output model has been calibrated and validated by comparing the experimental data obtained with real estimates of sediment transport, suspend load and bed load, of an Alpine Basin (Rio Cordon) and a Chilean Basin (Estero Morales), and with estimates of silting of dams, located in the Alpine Arc and along the Southern Apennines.

The implementation of a connectivity index (degree of linkage between sediment sources and downstream areas) has led to the individuation of the volume of material that can feed an hypothetical coastal physiographic unit or can cause problems to an artificial reservoir.

This more efficient model was applied to three test basin located in the Ionian (F.ra Saraceno e Stilaro) and Tyrrhenian (F.ra Sfalassà) Calabria areas.

The versatility of GIS platforms and the data obtained from the EPM Model enable us to obtain a connective tool easily developable through the time, which permits the interaction between individuals and institutions in order to perform a proper management of the areas particularly vulnerable from the hydrogeological point of view.

Riassunto

Nell'ottica di implementare un quadro conoscitivo sulle dinamiche di produzione e trasporto di sedimento a scala di bacino idrografico, la ricerca si è rivolta alla creazione di una struttura GIS basata sull'equazione multiparametrica che governa il modello dell'erosione potenziale EPM (Gavrilovic, 1988). L'ambiente GIS consente di associare un dato di elaborazione remota (DEM, Immagini satellitari, foto aeree ecc.) a delle informazioni di rilevamento su campo. L'interazione dei vari *layer* tematici permette di ottenere, in modo analitico, un output cartografico e principalmente numerico sotto forma di database. Queste strutture di archiviazione, velocemente consultabili e continuamente implementabili, rendono l'utilizzo dei GIS indispensabile per una corretta pianificazione territoriale.

Partendo da questo presupposto metodologico, l'EPM Model è stato applicato a una serie di Bacini idrografici in differenti contesti geografici, al fine di meglio caratterizzare il dato di input in funzione del dato di output, partendo da un elaborato di dati pubblici fino ad arrivare ad un approccio sempre più ravvicinato al singolo fattore d'interesse.

Ciò ha permesso di ottenere una calibrazione e una validazione dell'output del modello confrontando il dato elaborato con stime reali sul trasporto di sedimento, *suspend load* e *bed load*, di un Bacino Alpino (Rio Cordon) e un Bacino Cileno (Estero Morales), e stime di interrimento di invasi artificiali dislocati lungo l'Arco Alpino e lungo l'Appennino Meridionale.

L'implementazione di un indice di connettività del materiale prodotto dai versanti con il reticolo idrografico, ha permesso di individuare il volume di materiale che arriva ad alimentare un'ipotetica unità fisiografica costiera o precludere il funzionamento di un invaso artificiale.

Il lavoro è terminato applicando un modello maggiormente funzionale a dei bacini test della Calabria Ionica (F.ra Saraceno e Stilaro) e della Calabria Tirrenica (F.ra Sfalassà).

Il presupposto di adattabilità e implementazione delle piattaforme GIS e i dati ottenuti dall'applicazione dell'EPM Model, hanno generato uno strumento connettivo (capace di ricevere informazioni da più canali) e sviluppabile nel tempo, che permette di far interagire soggetti ed enti, al fine di una più corretta gestione del territorio e delle aree particolarmente vulnerabili dal punto di vista idrogeologico.

Introduzione

Nell'era post industriale, l'esercizio di coniugare uno sviluppo economico con i principali fattori evolutivi del paesaggio, consta di una mirata pianificazione e gestione di valori e fattori critici presenti sul territorio, nonché della conoscenza storica e futura dell'evoluzione di un'area nel tempo. Per raggiungere l'obiettivo, è necessario avere a disposizione una considerevole mole di dati dal "facile" utilizzo.

I processi di erosione, trasporto ed accumulo di sedimenti, a scala di bacino idrografico, controllano lo sviluppo economico di un'area e, a sua volta, le attività antropiche connesse allo sviluppo economico condizionano i fattori che controllano la dinamica sedimentaria di un bacino idrografico.

Integrando informazioni come caratteristiche morfo-climatologiche, geologiche, di copertura vegetale e uso del suolo, di dinamica dei versanti e azioni antropiche, sarà possibile ottenere modelli di erosione-trasporto e accumulo di sedimenti a scala di bacino idrografico, che permettono di valutare l'impatto della portata solida sulle strutture antropiche presenti nei bacini e in prossimità della costa e sull'evoluzione morfo-dinamica della linea di riva.

Per lo studio dei processi di produzione di sedimento a scala dei bacini idrografici si utilizzano differenti modelli, suddivisi in base alle metodologie utilizzate per la stima (Modelli qualitativi o geomorfologici, Modelli semi-quantitativi o parametrici e Modelli quantitativi) e in base alla tipologia di approccio adoperata per la valutazione (Modelli empirici, Modelli semi-empirici o concettuali e Modelli fisicamente basati).

I modelli fisicamente basati necessitano di grandi moli di dati e permettono di elaborare scenari evolutivi alla scala del singolo bacino, ma difficilmente applicabili anche a contesti fisici e climatici molto simili. L'utilizzo di modelli semiquantitativi, integrati da metodologie innovative con calibrazioni e validazioni su dati reali, possono fornire uno strumento sufficientemente preciso, flessibile e facilmente applicabile all'analisi di grandi aree come i bacini idrografici che rappresentano l'oggetto base per dimensioni spazio-temporali nell'individuazione di politiche di gestione e pianificazione del paesaggio.

La metodologia che si propone si basa sull'utilizzo di funzioni di analisi su geometrie. Saranno ricavate delle matrici numeriche di dati che verranno successivamente analizzate con tecniche di statistica descrittiva, ottenendo una quantificazione numerica di alcuni processi presenti sul territorio che inserita in

un'equazione multiparametrica, fornirà in *output* una stima media di sedimento prodotto e successivamente trasportato alla sezione di chiusura di un bacino idrografico.

In tale contesto, verrà utilizzata l'equazione che governa il modello dell'erosione potenziale, EPM Model (Gavrilovic, 1988), implementata in ambiente GIS.

Nella fase preliminare del progetto sono state individuate delle aree campione dove eseguire un primo step di calcoli. Contemporaneamente all'analisi dello stato dell'arte, si è reso necessario acquisire una serie di dati di base, topografici e tematici (*layers*), al fine di creare un *database* iniziale da poter interrogare e successivamente implementare nei punti futuri.

Eseguita l'elaborazione iniziale, dopo una prima fase di analisi critica nella quale sono state individuate le possibili implementazioni e integrazioni da apportare al modello, mediante analisi di sensitività sono stati determinati i parametri maggiormente influenti nell'*output* finale, sui quali si è focalizzata in seguito l'attenzione. Ciò ha permesso di ridurre le criticità dell'applicazione del modello, individuare un parametro di connessione dei versanti del bacino con il nastro trasportatore del sedimento rappresentato dal reticolo idrografico e definire una metodologia oggettiva attraverso la quale attribuire il coefficiente di resistenza all'erosione ad una roccia/sedimento che non sia collegata alla sola descrizione.

Partendo da questo presupposto, per l'applicazione del modello sono stati scelti differenti bacini, in contesti geografici differenti, al fine di elaborare un'ottimale calibrazione del modello, sulla base di dati reali sul volume di sedimento trasportato o depositato. Suddetti bacini, sono rappresentati da aree attrezzate con strumentazione per il trasporto solido (*bed load - suspended load*), e da aree che confluiscono in invasi artificiali di cui è noto il valore di interrimento. Tali dati sono stati necessari per un'ulteriore importante fase del progetto, la validazione del dato di output del modello.

I bacini considerati si distribuiscono lungo l'Appennino Meridionale (Saetta - PZ, Pertusillo - PZ, Farneto - CS e Angitola - VV), lungo l'Arco Alpino (Fedio - CU, Saretto - CU, Castello - CU, Rimasco - VC e Cordon - BL) e nella Cordigliera Andina centrale (Estero Morales, Cile).

Infine, ottenuto un modello concettualmente valido, è stato applicato in tre Bacini della Calabria Ionica (Saraceno - CS, Stilaro - RC) e sud-Tirrenica (Sfalassà - RC), dove sono in atto una serie di analisi sulle morfo-dinamiche delle unità fisiografiche costiere prominenti le foci di questi corsi d'acqua.

1 CAPITOLO - PROCESSI DI EROSIONE A SCALA DI BACINO

L'erosione consiste nel fenomeno di asportazione del materiale che costituisce la porzione superiore della superficie terrestre attraverso azioni meccaniche e chimiche da parte degli agenti atmosferici quali, acqua, vento, ghiaccio ecc.

Dal punto di vista scientifico e tecnico si può differenziare, a livello di scala spaziale, l'erosione del suolo (*soil erosion*), la perdita di suolo (*soil loss*) e la produzione di sedimento (*sediment yield*). Si parla di erosione di suolo quando si fa riferimento al fenomeno locale di distacco e movimento del materiale, di perdita di suolo se ci si riferisce alla quantità totale di materiale asportato da un campo, da un pendio o da un versante, di produzione di sedimento quando calcoliamo la quantità di detrito prodotto dal bacino idrografico.

Il processo di erosione è un fenomeno costantemente monitorato, in quanto rappresenta il principale fattore di controllo del rischio idrogeologico e dei differenti effetti ad esso associato (Rahman et al., 2009; Terranova et al., 2009). Inoltre, tale processo tende a ridurre localmente lo spessore di suolo coltivabile, nonché le sostanze organiche, i sali e le particelle fini che rendono il terreno fertile. L'asportazione dei primi centimetri di suolo è spesso controllata dalla riduzione della copertura vegetale, cioè dall'azione antropica. Infatti, l'utilizzo del terreno ad uso pascolo, la produzione agricola intensiva, l'eccessivo sfruttamento del legname, vanno ad intaccare l'equilibrio che esiste tra la quantità di biomassa “protettiva” e l'aggressività degli agenti atmosferici (Pimentel & Burgess, 2013). Ciò innesca un processo che porta, nel giro di pochi anni, alla condizione di terreno completamente spoglio, vulnerabile per i vari processi di erosione.

Oltre ad una sorta di desertificazione, l'asportazione e la conseguente deposizione del materiale eroso, tende a ridurre la portata dei corsi d'acqua, a causa del restringimento latero verticale, con conseguente aumento dei rischi di inondazione. Infine, lo studio dei processi di erosione rappresenta uno dei principali strumenti per la valutazione dei bilanci sedimentari a scala di bacino e di unità fisiografica costiera, per la gestione dei sedimenti fluvio-torrentizi (Rinaldi et al., 2010) e per gli interventi a medio-lungo termine di mitigazione del rischio di erosione costiera (Dominici et al., 2015). Inoltre, la sedimentazione del materiale interna al bacino riduce drasticamente l'efficienza e la durata di servizio degli invasi artificiali, causandone l'interrimento (Vacca et al., 2016c).

1.1 Processi di weathering, erosione, trasporto e sedimentazione

Erosione, trasporto e sedimentazione rappresentano i processi che regolano il bilancio sedimentario di un bacino idrografico. L'erosione di una roccia o sedimento, strettamente legata alle condizioni reologiche, genera del sedimento che viene preso in carico da agenti fisici che lo trasportano dall'area sorgente alla zona di accumulo, generalmente rappresentata da aree a bassa pendenza.

1.1.1 Weathering

Per una roccia esposta agli agenti atmosferici è difficile rimanere esternamente intatta, infatti, tutti gli elementi che la compongono, prima o poi, tendono ad alterarsi.

Il *weathering* è quel processo che riduce le rocce in piccoli frammenti facili da rimuovere e trasportare. Si distinguono tre tipi principali di *weathering*, un primo dovuto a degradazione fisica e meccanica dell'ammasso roccioso (nessuna variazione mineralogica), con conseguente aumento della superficie specifica di esposizione, e quindi maggiore possibilità d'instaurazione della seconda tipologia di alterazione, quella chimica, ad opera delle acque meteoriche che generano una trasformazione chimico-fisica dei minerali costituenti la roccia. La terza tipologia è legata all'interazione della roccia con organismi viventi come piante e animali. Gli apparati radicali di alcune piante, infatti, sono capaci di produrre acidi organici, che attaccano la roccia chimicamente, mentre altre radici sono capaci di generare delle fratture, che disgregano la roccia e aumentano l'infiltrazione specifica (Scarciglia et al., 2005).

Il disfacimento delle rocce procede dall'esterno verso l'interno, e determina la formazione di una coltre di alterazione più o meno spessa che, in seguito a fenomeni di erosione, può essere facilmente asportata lasciando in affioramento la roccia madre intatta. In queste condizioni, la diminuzione del carico sulla superficie dell'ammasso, genera una serie di fratture che permettono ai processi di *weathering* di instaurarsi nuovamente e dare vita alla classica esfoliazione cipollare, ben visibile sulle litologie granitiche.

I fattori che controllano i tassi di intensità del *weathering* sono:

Geologia: La tipologia di roccia e le caratteristiche geomeccaniche sono estremamente importanti per quanto riguarda l'intensità del *weathering*. Rocce fratturate sono propense ad un aumento dei tassi di alterazione fisica e chimica: le fratture permettono all'acqua di infiltrarsi ed operare, mediante crioclastismo, una

disgregazione fisica dell'ammasso, oppure, mediante dissoluzione e precipitazione sui minerali che compongono la roccia, una meteorizzazione chimica.

Le rocce, essendo un aggregato di minerali, reagiscono in maniera differente all'aggressività chimica. Esistono dei minerali più soggetti all'alterazione di altri che potrebbero trasformarsi in minerali facilmente erodibili. Goldich (1938) afferma che maggiore è la temperatura alla quale un minerale cristallizza, maggiore è il disequilibrio alle temperature superficiali. Ciò porta a definire una serie in cui si afferma che i primi minerali ad alterarsi sono le olivine, i pirosseni, i plagioclasti, le miche, fino ad arrivare al quarzo (Fig. 1-1). Questa serie riprende quella proposta da Bowen (1922), per la cristallizzazione magmatica.

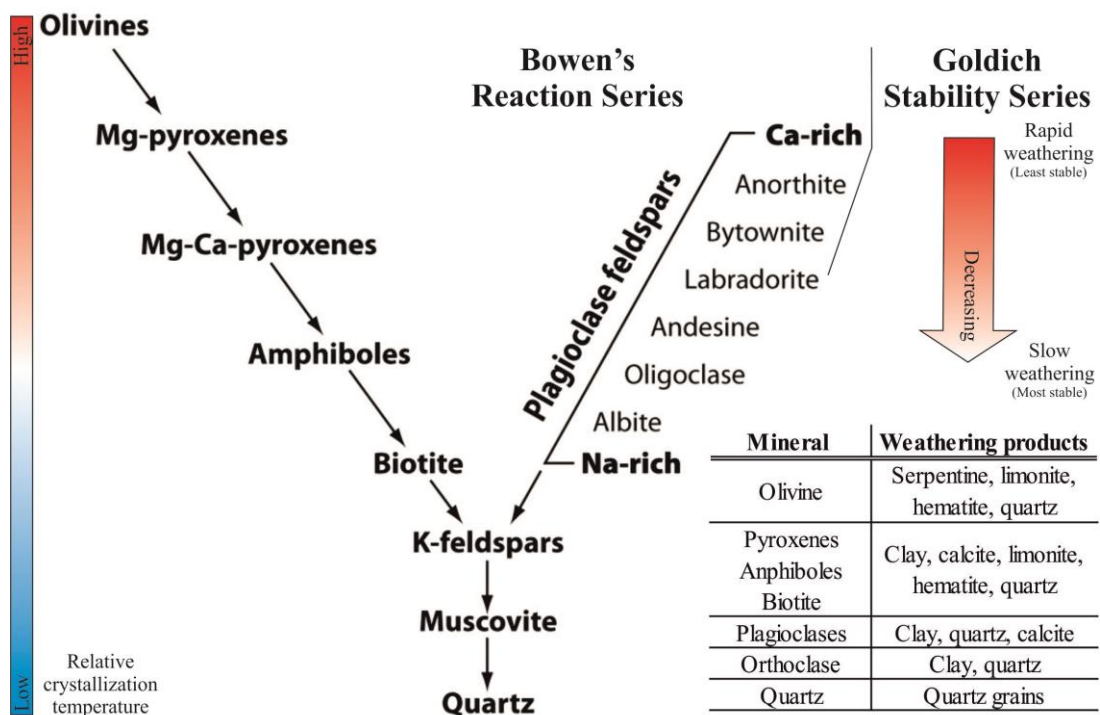


Fig. 1-1 Rappresentazione della serie di Bowen e della corrispettiva serie di stabilità proposta da Goldich, con particolare riferimento ai prodotti di alterazione.

Vegetazione: la presenza di vegetazione incide sensibilmente sull'intensità del *weathering*. L'apparato radicale produce due tipologie di disgregazione, una fisica, con l'avanzare delle radici all'interno delle fratture, e una chimica, essendo via preferenziale d'infiltrazione di acque generalmente aggressive.

La vegetazione può intercettare l'acqua piovana, riducendo l'erosione da impatto delle gocce ma, contemporaneamente fa sì che aumenta l'infiltrazione di acqua a dispetto del ruscellamento.

Oltre alle problematiche legate alla vegetazione arbustiva, l'intensità del *weathering* è legata anche all'azione chimica di muschi e licheni. Questi organismi spesso vivono sulla roccia nuda dove, oltre all'azione meccanica esercitata dalle radici, si accompagna anche un'azione chimica lenta ma efficace: le radici producono sostanze acide che intaccano la roccia. I licheni sono capaci di corrodere anche le superfici più levigate. Anche dopo la morte, gli organismi viventi continuano la loro azione: la decomposizione libera acidi organici che passano in soluzione e collaborano alla degradazione chimica dei vari minerali.

Clima: Il clima è importante perché alle alte temperature si ha un aumento dei tassi di reazione chimica, aumentando così l'alterazione (Peltier, 1950). Le aree con forti sbalzi termici, diurni e notturni, vedranno un aumento dei fenomeni di alterazione fisica. Un esempio è il crioclastismo, un processo di disgregazione fisica degli ammassi rocciosi causato dalla pressione provocata dall'aumento di volume dell'acqua contenuta entro le fratture quando questa ghiaccia. I continui cicli gelo-disgelo riducono la roccia, prima compatta, in un detrito ghiaioso. Altro esempio è il termoclastismo, in cui la disgregazione della roccia è dovuta alle escursioni termiche giornaliere. Nelle zone aride o desertiche la temperatura subisce brusche variazioni nell'arco della giornata: di giorno le rocce a tessitura granulare, raggiungono i 60-70 °C, mentre di notte la loro temperatura scende sotto i 0 °C. Questa escursione termica provoca un'alternanza di dilatazioni e di contrazioni che portano la roccia a perdere coesione e a frantumarsi.

Nelle zone umide si osserva un aumento dell'alterazione chimica, legata a processi di dissoluzione, idratazione, ossido riduzione, carbonatazione e idrolisi. Quest'ultimo è un fenomeno che coinvolge essenzialmente le rocce composte da silicati (K-feldspati e plagioclasti), minerali che vengono attaccati dall'acqua parzialmente scissa in ioni H⁺ e OH⁻. Il risultato è la decomposizione della molecola dei silicati. In seguito a questi processi e a conseguenti processi di dilavamento di minerali allo stato di soluzione ionica o colloidale si può arrivare alla formazione di nuovi silicati in particolare della famiglia delle argille (caolinite, montmorillonite, illite ecc.). Un classico esempio è l'idrolisi dei feldspati, tipico è il passaggio da ortoclasio (k-feldspato) a caolinite:



In zone caldo-umide, oltre all'alterazione chimica, visto l'intenso aumento di vegetazione, si osserva un incremento del *weathering* biologico (Fig. 1-2).

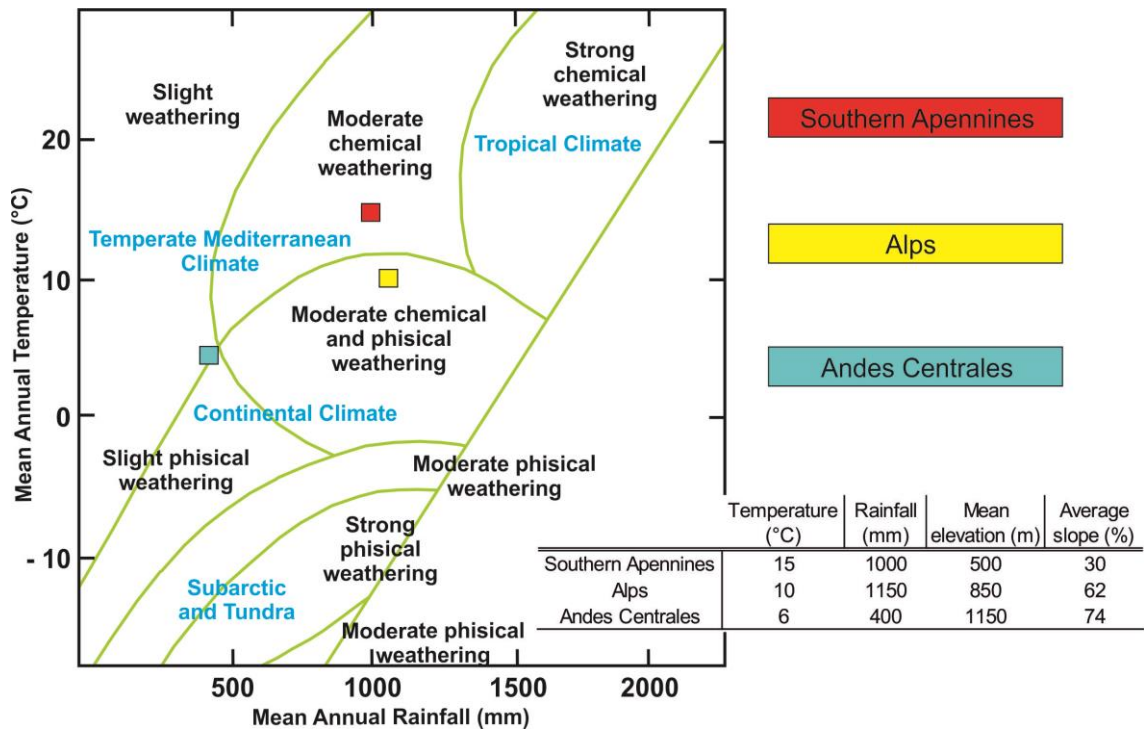


Fig. 1-2 Schema di Louis Peltier (1950), sulle relazioni esistenti fra velocità di disgregazione fisico-meccanica ed alterazione chimica, e parametri come temperatura/precipitazioni meteoriche. Sono inoltre, associati i differenti contesti geografici delle aree di studio.

Rilievo (Pendenza): Un rapido sollevamento (alta energia di rilievo), aumenta alcune forme di alterazione fisica, ma contestualmente rallenta le forme di alterazione chimica in alcune porzioni del bacino. Nei versanti ad elevata pendenza, il rapido *runoff* fa sì che la maggior parte dell'acqua defluisca verso valle. Siccome la maggior parte dei processi di alterazione chimica ha bisogno di un certo quantitativo di acqua, l'intensità di alterazione risulterà notevolmente rallentata (Fig. 1-3).

Tuttavia, in un pendio molto acclive si instaureranno processi gravitativi che porteranno a giorno la roccia fresca che sarà sottoposta ad una nuova fase di alterazione subaerea.

In definitiva, la topografia regola la profondità di azione del *weathering*, infatti, nelle morfologie pianeggianti, dove la presenza di acqua è più costante, l'intensità dell'alterazione è maggiore rispetto ad un versante con una determinata pendenza. Ciò porta ad avere uno spessore del regolite (materiale soggetto ad alterazione, che si estende dalla superficie, suolo compreso, fino alla roccia non alterata), maggiore nelle aree a bassa pendenza.

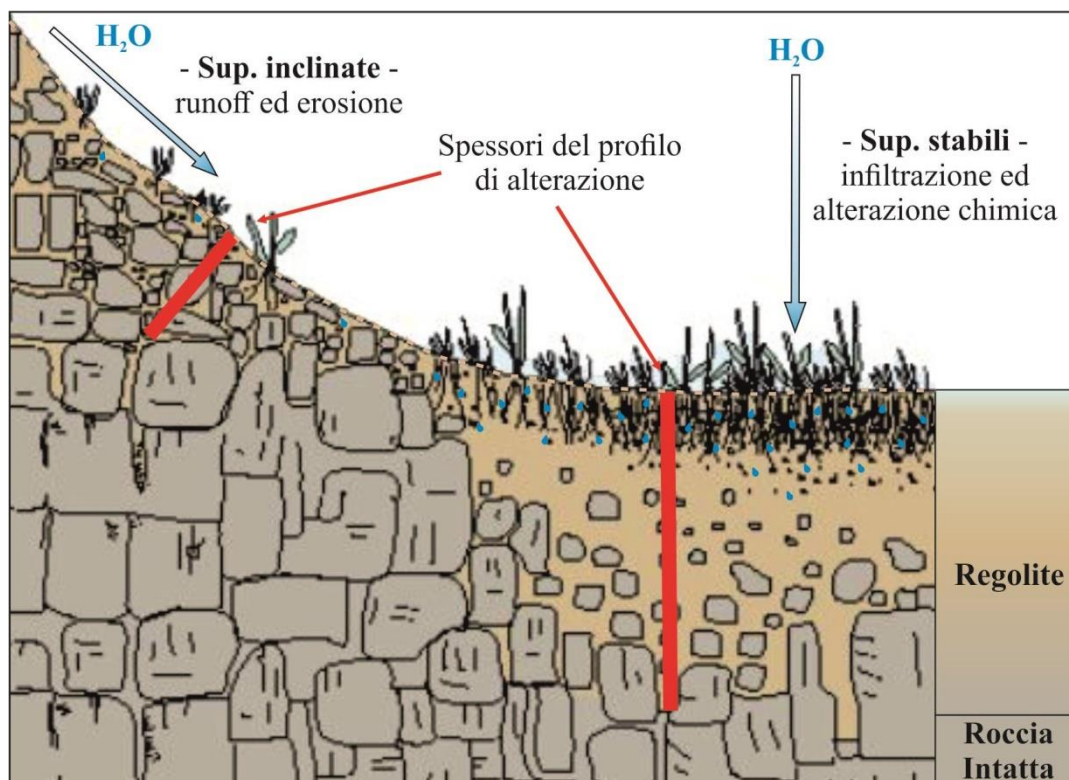


Fig. 1-3 Differenti spessori del regolite in funzione del rilievo, alte pendenze - piccoli spessori, basse pendenze - spessori maggiori.

Esposizione: Questa rappresenta la direzione del pendio rispetto al nord. L'esposizione di un versante viene influenzata principalmente dalla quantità di irradiazioni solari che riceve.

A parità di contesto climatico, in un pendio esposto alle radiazioni solari la vegetazione risulta rigogliosa e il fenomeno di *weathering* che si sviluppa di più è quello biologico. Su un pendio esposto invece a nord, si ha meno vegetazione e di conseguenza un'alterazione di tipo fisica maggiore. Inoltre, in quest'ultimo caso, la costante umidità favorisce fenomeni di alterazione chimica.

Tempo: l'intensità del *weathering* dovuta ad un'esposizione prolungata agli agenti atmosferici è legata esclusivamente all'età del materiale. Rocce o depositi giovani non avranno tempo di sviluppare spesse coltri di alterazione, a differenza di superfici stabili e antiche, dove l'inspessimento del regolite è legato, oltre al tempo di esposizione maggiore, alle condizioni geomeccaniche in cui si trova l'ammasso roccioso.

Lo studio del *weathering*, affrontato a differenti scale, ha portato a definire la correlazione che intercorre fra la presenza di minerali alterati e di nuova formazione,

con le proprietà geomeccaniche di un ammasso roccioso. In quanto a questa considerazione, sono strettamente legate una serie di effetti che si verificano all'aumentare del grado di alterazione.

Nel diagramma seguente (Fig. 1-4), sono stati riassunti una serie di effetti del processo di alterazione che, nella maggior parte dei casi, portano ad un indebolimento della struttura rocciosa e a conseguenti fenomeni di instabilità.

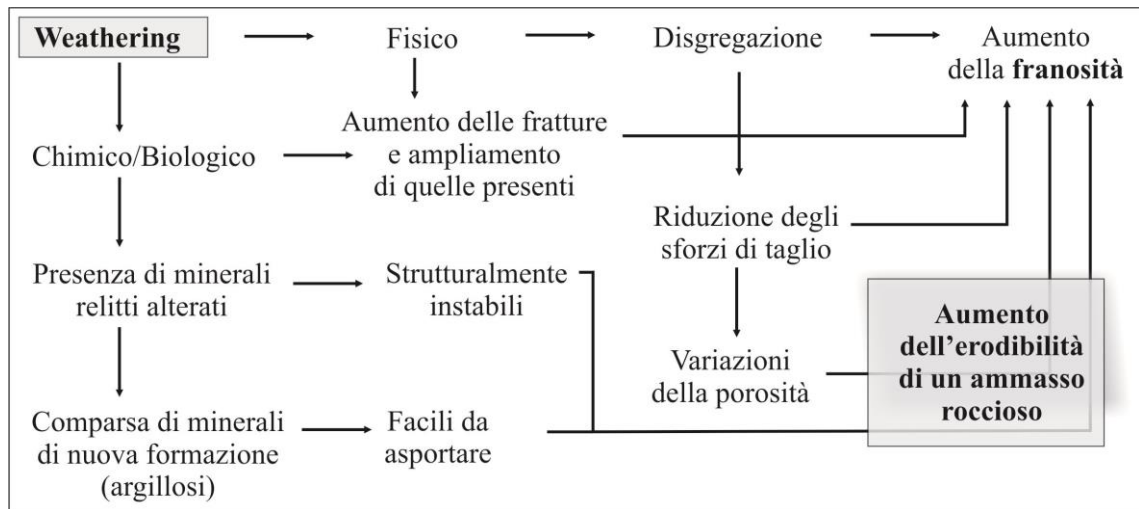


Fig. 1-4 Schematizzazione degli effetti del weathering.

1.1.2 Erosione

L'erosione è in massima parte un processo naturale, amplificato dall'impatto antropico. È influenzato da numerosi fattori quali: clima e meteorologia (Meusburger et al., 2012), tipologia di suolo e spessore (Alewell et al., 2015), morfologia del paesaggio, idrologia, copertura vegetale, sistemi di lavorazione e di coltivazione del suolo (Meusburger & Alewell, 2008).

L'erosione è quell'evento che si sviluppa principalmente in due fasi: asportazione di particelle dal suolo e successivo trasporto. Esistono differenti tipi di erosione, in funzione dell'agente erosivo; si distingue l'erosione idrica, eolica, nivale, glaciale e di massa (frane). In questo lavoro, l'attenzione sarà principalmente focalizzata sull'erosione prodotta dall'acqua, in quanto risulta essere la più sviluppata, seguita da quella di massa, nelle regioni temperate.

Le forme erosive, derivanti dall'interazione tra le forze cinetiche dell'acqua (capacità di asportare e trasportare particelle) e le caratteristiche fisiche di un terreno (capacità di resistere agli sforzi di taglio esercitate dall'acqua sulle particelle), vengono distinte generalmente in (Fig. 1-5):

- Erosione da impatto (*splash erosion*): è rappresentata dall'azione impattante delle gocce d'acqua sul terreno. Ciò provoca la disgregazione della coltre superficiale e il distacco delle particelle che la costituiscono. Risulta essere più efficace su terreni già saturi e non pianeggianti, mentre è meno evidente laddove è maggiore la copertura vegetale che svolge un'azione mitigatrice riducendo l'energia di impatto al suolo delle gocce. I terreni più vulnerabili sono quelli limosi, limoso/sabbiosi e sabbie fini, in quanto nelle terre con particelle di diametro inferiore (argille) aumenta la resistenza dovuta alle forze di superficie di legame chimico, mentre, per diametri superiori a 2 mm, la resistenza dipende essenzialmente dalla massa.

- Erosione areale o laminare (*sheet erosion*): si manifesta come un ruscellamento diffuso su un intero versante. E' provocata da uno scorrimento superficiale che si innesca quando il terreno è generalmente saturo o prossimo alla saturazione. Il velo idrico che scorre in superficie, asporta le particelle prive di resistenza e va ad alimentare la rete di canali rappresentati dai *rill*. Assume velocità e tiranti idrici in relazione alla pendenza e alla scabrezza del versante stesso.

- Erosione a rivoli (*rill erosion*): inizia con lo scorrimento dell'acqua concentrato lungo direzioni di deflusso preferenziali formando dei veri e propri "rivoli o solchi" che sono profondi generalmente pochi centimetri e sono eliminabili con le normali tecniche di coltivazione. Molto spesso, tali forme erosive possono evolvere associandosi ad altre forme, portando alla formazione di rivoli più grandi (*megarill*) e ai successivi *gullies*.

- Erosione incanalata (*gully erosion*): prevede un ruscellamento concentrato in solchi con elevata portata e velocità della corrente, ciò provoca un'erosione lineare con la formazione di ampie incisioni a profondità tali da non poter essere eliminati con normali tecniche di coltivazione. L'erosione in questi fossi avviene sia per l'energia erosiva della corrente sia per franamento delle sponde. I *gullies* attivi sono caratterizzati dall'assenza di vegetazione e da pareti ripide.

L'erosione è molto più efficace dove l'acqua si raccoglie e confluisce in solchi di dimensioni variabili. Questi disegnano sul terreno una trama più o meno fitta di piccoli canali ad andamento spesso tortuoso e, verso valle la loro confluenza porta alla formazione di veri e propri corsi d'acqua.

Le forme erosive citate, che generalmente risultano associate tra loro, come mostrato in figura, sono il risultato di una evoluzione successiva, che parte da una saturazione del suolo, alla formazione di piccole incisioni e alla definitiva mutazione a canali (*gullies*).

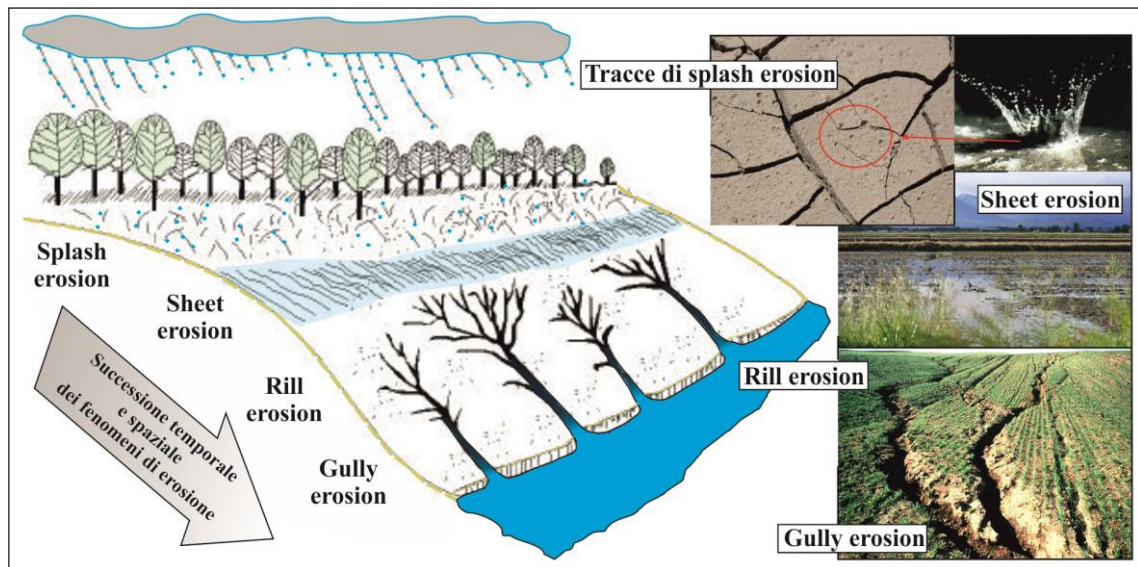


Fig. 1-5 Rappresentazione schematica dei principali fenomeni di erosione su versanti.

I fenomeni erosivi sono influenzati da molteplici fattori, tra cui:

- Erosività della pioggia e distribuzione stagionale della piovosità.
- Fattori litologici come: tessitura delle particelle, contenuto in sostanza organica, caratteristiche geomeccaniche.
- Fattori morfologici come: pendenza dei versanti, esposizione e curvature.
- Copertura vegetale e uso del territorio.

La copertura vegetale intercetta la pioggia battente, impedendo che l'energia della stessa venga trasmessa alle particelle del terreno. Inoltre, grazie all'apparato radicale, l'infiltrazione dell'acqua è facilitata a favore del basso ruscellamento (Pimentel & Burgess, 2013).

Altri fenomeni di erosione che si verificano lungo i versanti sono alcuni movimenti gravitativi di massa, che generalmente vanno ad alimentare il reticolo idrografico principale che funge da nastro trasportatore del sedimento. A scala di evento, oltre ad essere considerati fenomeni di erosione, i movimenti franosi vengono considerati anche meccanismo di trasporto di massa.

Gli eventi che maggiormente interagiscono con i corsi d'acqua sono: *debris flow* (colate detritiche – 80% materiale grossolano), *earth flow* (colate di terra – 40/60%

materiale grossolano), *mud flow* (colate di fango – 80% materiale fine) e *slide* (scivolamenti – roccia, detrito, terra).

Nei bacini montani i *debris flow* vengono considerati i maggiori produttori di sedimento a scala di bacino. Singoli eventi caratterizzano picchi di produzione che contribuiscono all'*input* attivo dei tassi di sedimentazione e alla disponibilità di materiale in alveo mobilizzabile (*sediment supply*).

Lungo i versanti, inoltre, si istaurano fenomeni di *soil creep*, eventi in cui il terreno sopra la roccia madre, in situazione di pendenza, tende a muoversi lentamente verso il basso. Il fenomeno si riconosce grazie a delle leggere increspature, prive di vegetazione, della superficie del versante e grazie alla curvatura verso valle dei fusti degli alberi.

Oltre ad avere erosione lungo i versanti, si ha un'erosione intra-alveo. L'erosione fluviale consiste in generale nell'asportazione dei materiali del fondo o delle sponde di un alveo fluviale. L'erosione di fondo (degradazione o downcutting) è quella che la corrente esercita sul fondo del fiume ed ha come risultato un progressivo abbassamento dell'alveo e la formazione di superfici terrazzate, sede di antichi paleo-alvei (Tebbens et al., 1999). Un caso particolarmente frequente nei corsi d'acqua montani è il fenomeno della rottura del corazzamento di fondo alveo (Vericat et al., 2006), un livello superficiale di dimensioni granulometriche maggiori (*armour*), rispetto al livello sottostante (*subarmour*).

L'erosione laterale o di sponda è quella che invece agisce sulle sponde a causa dell'azione direzionale della corrente. Quest'ultima provoca collassi ripariali, modificazioni laterali della forma dei corsi d'acqua, abbandoni di meandri ecc. Si verifica principalmente in tre condizioni:

- Corrente parallela: particelle asportate da parte di una corrente parallela che erode linearmente le sponde.
- Corrente incidente: particelle asportate da parte di una corrente che forma un angolo di incidenza rispetto alla linea di sponda.
- Sifonamento: rimozione di particelle a causa di moti di filtrazione all'interno della sponda e successivi collassi.

1.1.3 Trasporto

Rappresenta uno dei fattori dell'erosione, intrinsecamente connesso con un mezzo che ne permette il movimento. Di conseguenza, il trasporto è una caratteristica cinematica dell'acqua corrente, che determina, in modo diretto, la natura dei fondali dei fiumi in funzione delle pendenze e della velocità della corrente. Infatti, il fenomeno di

movimentazione del materiale fluviale è essenzialmente legato alle caratteristiche della corrente e alle caratteristiche dei sedimenti, in particolare la distribuzione granulometrica e le caratteristiche di coesione del sedimento.

La velocità di un flusso che scorre lungo una superficie solida, misurata lungo la sua sezione idraulica, non si mantiene costante. Il flusso, infatti, dissipa una parte della sua energia per attrito con il fondo e con le pareti. Per questo motivo si avrà una maggiore potenzialità di trasporto al centro del flusso che diminuisce verso il fondo e i margini del canale.

I sedimenti trasportati possono essere assimilati a dei singoli granuli, caratterizzati da differente densità, forma, peso e volume. Analizzando il fenomeno a scala del singolo granulo, si individueranno due differenti tipi di trasporto: un trasporto con particelle sul fondo dell'alveo e un trasporto con particelle disperse in acqua. In particolare si avrà:

- Trasporto per rotolamento, scivolamento e saltazione sul fondo: il ciottolo sul fondo costituisce un'impedenza al moto dell'acqua, che tende a spingere il materiale facendolo rotolare, slittare e saltellare sul fondo. Queste sono delle fasi di questa tipologia di trasporto che si verificano generalmente in contemporanea e al variare delle naturali fluttuazioni di velocità del flusso. Infatti, questa tipologia di trasporto (*bed load*), è particolarmente influenzata dagli sforzi di taglio esercitati della corrente sul clasto (Recking et al., 2012; Rickenmann et al., 2012; Mao et al., 2015). Il materiale trasportato è per lo più grossolano, ciottoli, ghiaia e sabbia.

Ai fini della valutazione di trasporto di sedimento e delle possibili variazioni morfometriche dell'alveo, generalmente, il *bed load* viene considerato il più significativo in contesti montani e in bacini idrografici costituiti da un'elevata energia di rilievo. Ciò si spiega col regime turbolento dell'acqua e col fatto che un ciottolo appena rimosso si potrebbe trovare subito preso in carico da una corrente che, in queste aree, risulta essere abbastanza forte.

La stima quantitativa del trasporto solido di fondo viene valutata generalmente ai fini di previsione e definizione di modifiche morfologiche all'interno dell'alveo, progettazione di opere intra-alveo (briglie, ponti, prese idriche ecc.), stime di interrimento di invasi artificiali, definizioni di aree a rischio idrogeologico ecc.

- Trasporto in sospensione (*suspended load*): il clasto viene preso totalmente in carico dalla corrente. Il tutto è condizionato dall'energia della corrente e dalle dimensioni del clasto, ciò ne determina una zonazione del materiale; i sedimenti più fini si distribuiscono lungo tutto il volume d'acqua e il materiale più grossolano tende a

rimanere dove il tirante idrico è maggiore. Maggiore è il materiale in sospensione, maggiore sarà la torbidità del fluido (Mao et al., 2009).

- Trasporto in soluzione (*dissolved load*): la composizione delle rocce drenate favorisce questa tipologia di trasporto. In particolare, la presenza di litologie con minerali che arrivano presto a dissoluzione (calcari, gessi, salgemma, dolomie) e la presenza di acque particolarmente aggressive, ne facilita lo scioglimento. Gli ioni trasportati in soluzione contribuiscono, in piccola parte, alla torbidità del fluido, ma ai fini deposizionali non riescono ad entrare nelle dinamiche dell'alveo.

- Trasporto per fluitazione (*floating load*): in questa tipologia di trasporto gioca un ruolo fondamentale la densità del materiale preso in carico. Generalmente viene trasportato materiale vegetale ed in particolare legname, che viene trasportato fino a quando la corrente non lo deposita sulle rive di barre o di *bankfull* per perdita di capacità di trasporto o per aumento di densità del legname imbibito d'acqua. Altro materiale potenzialmente trasportabile è rappresentato da ghiaccio con detriti all'interno, pomici e rifiuti (RSU).

Complessivamente, la portata solida sedimentaria totale (*total load*) è data dalla quantità di materiale trasportato sul fondo (*bed load*) più la quantità di materiale trasportato in sospensione (*suspended load*), che passa per una sezione di chiusura del corso d'acqua nell'unità di tempo.

La granulometria, la densità, il peso e la forma dei sedimenti mobilitati ed organizzati dai flussi idrici, giocano un ruolo fondamentale nell'evoluzione dei processi di trasporto. Ciò, messo in relazione con il valore della pressione tangenziale esercitata dalla corrente sulla particella, individua dei *range* di valori che definiscono dei campi di stabilità dei processi di erosione, trasporto e sedimentazione, espressi in un diagramma bidimensionale proposto da Hjulström nel 1935 (Fig. 1-6).

Il diagramma mostra come, per ogni elemento detritico, esista una velocità critica di erosione che, se superata, permette la mobilitazione dell'elemento stesso. Allo stesso modo esiste una velocità critica di sedimentazione al di sotto della quale il flusso non è più in grado di mantenere in carico le particelle e tende a depositare.

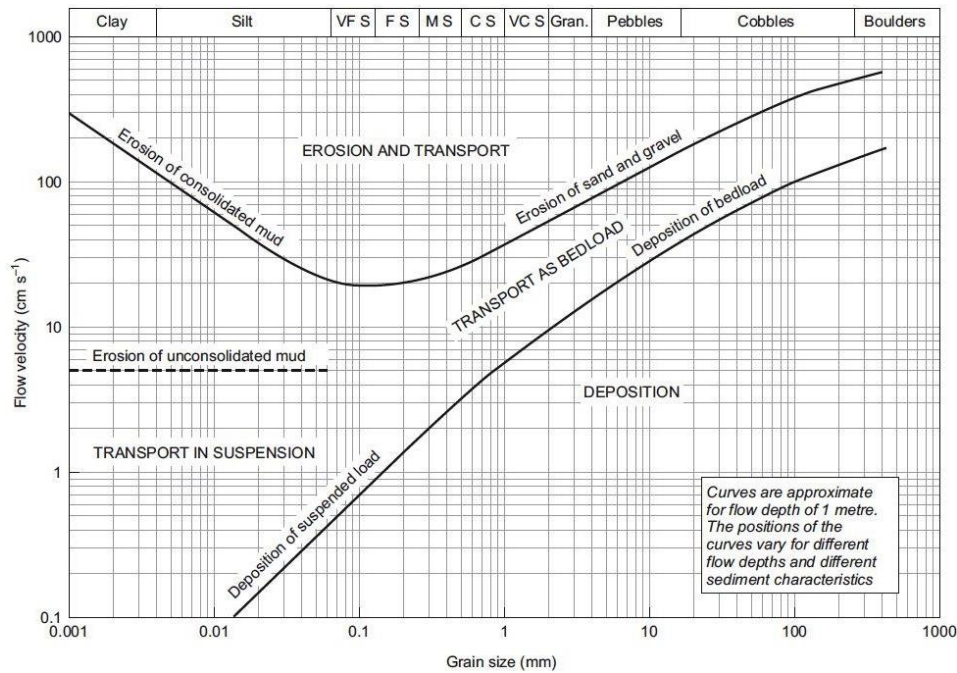


Fig. 1-6 Il diagramma di Hjulström (1935), illustra dal punto di vista teorico le azioni di erosione, trasporto e sedimentazione che si verificano in un corso d'acqua. Si considera la velocità della corrente (ordinate) e la dimensione dei clasti (ascisse).

1.1.4 Sedimentazione

I processi di sedimentazione determinano la morfologia e le caratteristiche tessiturali dei sedimenti di un corso d'acqua. L'eccessiva sedimentazione provoca una riduzione dell'alimentazione delle spiagge, restringimenti delle sezioni idrauliche, aumento del potere erosivo della corrente, e conseguentemente probabilità di esondazione e danni alle opere di regimazione idraulica. La riduzione dei processi di sedimentazione è connessa all'aumento delle velocità della corrente che determina erosione lineare, *downtcutting* e possibile scalzamento delle opere di regimazione idraulica con conseguente aumento del rischio idrogeologico.

All'interno di un sistema fluviale si può verificare sedimentazione per due processi, entrambi legati alla perdita di capacità di trasporto della corrente, sedimentazione laterale e sedimentazione verticale. La prima è dovuta alla migrazione delle barre dei canali attivi, cioè una sedimentazione all'interno dell'ansa del meandro (zona sotto corrente) di materiale eroso nella porzione colpita direttamente dal flusso idrico. In sezione si osserva una pseudostratificazione costituita da depositi più grossolani alla base, seguiti da depositi sabbioso limoso che culminano al tetto con depositi ghiaiosi e intercalazioni di fango (Fig. 1-7).

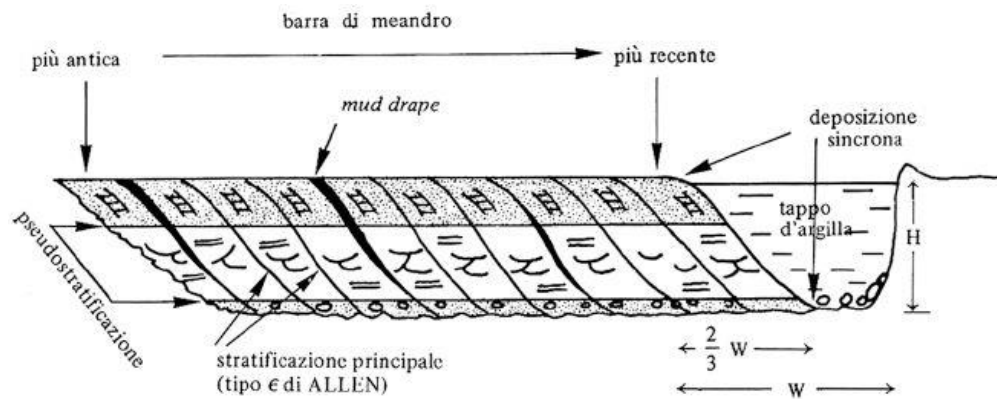


Fig. 1-7 Evoluzione laterale di barra. Pseudostratificazione caratteristica di meandro interno.

Nei sistemi a canali intrecciati, la sedimentazione laterale avviene per accrescimenti sotto corrente o per collassi di sponde laterali.

La sedimentazione verticale è quella dovuta alla perdita di carico, la quale determina una progressiva accrezione delle barre sommerse e, in prossimità della foce, del prisma alluvionale. Altri fenomeni di sedimentazione laterale si verificano in occasione di rotture di argine (*crevasse splay*) o tracimazione (*overbank*), dove si formano dei depositi di materiali più grossolani in prossimità dell'argine e di materiali fini nella piana inondabile, costituiti da limi, argille e rare intercalazioni sabbiose.

Nella porzione colluviale dei bacini montani a forte pendenza sono anche possibili degli eventi di sedimentazione in forma massiva (instabilità di versante), legati a processi di formazione di piccoli canali e determinati da fattori quali l'apporto di materiali da canali effimeri e stagionali, franamenti superficiali (*debris flow*), rilasci improvvisi di sedimento accumulato nel tempo lungo gli alvei (intrappolamento di sedimento in piccole "dighe" legnose) o rotture del corazzamento (*armour*) del letto fluviale, che produce sedimento e lo rideposita a valle.

2 CAPITOLO - MODELLI PREVISIONALI PER STIME DI PERDITE DI SUOLO

2.1 Introduzione ai modelli per la stima di perdita di suolo

L'erosione del suolo è una delle principali problematiche collegata alle vulnerabilità ecologiche ambientali e sociali di un territorio. Il sistema a cascata che genera un processo erosivo si ripercuote sull'economia dell'area, infatti, partendo da un indebolimento dell'ecosistema colpito da un evento calamitoso, si arriva facilmente alla perdita di nutrienti nei suoli agricoli e alla conseguente desertificazione, che secondo i dati ISTAT è in continuo aumento (<http://www.istat.it/it/archivio/51331>).

Le condizioni geomorfologiche, litologiche e climatiche di alcuni bacini analizzati, unite ad uno sfruttamento agricolo monodirezionale, aumentando notevolmente il rischio di erosione. Infatti, l'ampia diffusione di terreni con tessitura argillosa e di sistemi colturali basati sull'avvicendamento di colture autunno/vernine con colture primaverili/estive, porta ad avere, per diversi mesi all'anno, un suolo nudo e particolarmente esposto ai fenomeni erosivi.

Una corretta gestione delle politiche di salvaguardia del territorio è necessaria per ridurre l'impatto negativo dei fenomeni di perdita di suolo che da tempo lacerano l'economia nazionale (ISPRA – Rapporto 218 / 2015, Il consumo di suolo in Italia).

Sul territorio si può agire in due modi; in maniera mirata, cioè con analisi puntuali ed in loco, al fine di proteggere una superficie potenzialmente instabile, oppure in maniera diffusa, sfruttando tecnologie miste che lavorano a più ampia scala. Una di queste metodologie (previsionale), sfrutta l'applicazione di modelli matematici di tipo empirico o fisicamente basati. Ciò permette di far interagire una serie di parametri che in output sono in grado di fornire un dato che, se correttamente calibrato e validato, dà un'idea della magnitudo di un determinato evento.

Molti sono i modelli presenti in letteratura. Tra i più utilizzati si ricordano: il modello WEPP, Water Erosion Prediction Project (Nearing et al., 1989; Flanagan & Nearing, 1995), il modello CREAMS, Chemical, Runoff and Erosion for Agricultural Management system (Knisel, 1980), il modello EUROSEM, European Soil Erosion Model (Morgan et al., 1998), ecc.

Viste le caratteristiche matematiche e d'interpolazione degli elementi che costituiscono i modelli precedentemente elencati, questi vengono largamente utilizzati in presenza di una mole di dati in input notevolmente elevata e di estrema precisione. Ciò ne determina una limitazione di utilizzo a discapito di modelli empirici

semiquantitativi come: il modello USLE, Universal Soil Loss Equation (Wischmeier and Smith, 1965, 1978), il modello RUSLE, Revised Universal Soil Loss Equation (Moore & Burch, 1986a; Renard et al., 1997), il modello FLORENCE, FLOW of wateRshed sedimENTS Calulator based on geographic fEatures (Bazzoffi, 2008), il modello EPM, Erosion Potential Method (Gavrilovic, 1988), ecc. Questi ultimi modelli, non sfruttando totalmente dati derivati da misure dirette, si adattano facilmente al deficit dei database Regionali e Nazionali.

La complessità del processo di Erosione/Riduzione sedimento a scala del bacino e la necessità di estrapolare il dato su aree vaste per essere utilizzato ai fini della risoluzione di problematiche come la gestione dei sedimenti, l'erosione costiera, il rischio idrogeologico, la desertificazione ecc., determina una propensione verso l'utilizzo di modelli semiquantitativi.

Nell'ambito del progetto di dottorato è stato analizzato, applicato ed implementato un modello multiparametrico, sviluppato in ambiente GIS, per la stima di produzione e di trasporto/deposizione di sedimenti a scala di bacino idrografico. Il modello preso in considerazione, EPM Model (Gavrilovic, 1988), permette di ottenere una stima volumetrica su base annua di materiale eroso e di stimare il volume di sedimenti che raggiunge una specifica sezione di chiusura.

Il precursore dell'EPM Model fu l'equazione proposta da Gavrilovic S., (1959), sviluppata per lo studio di bacini torrentizi appartenenti alla ex Jugoslavia meridionale, e successivamente utilizzato, con buoni risultati, per bacini in Svizzera (Beyer Portner, 1998) e in Italia (Bazzoffi, 1985; Tazioli, 2009; Milanese et al., 2015; Vacca & Dominici, 2015).

2.1.1 Classificazione dei modelli

Il modello è la rappresentazione semplificata e teorica di una realtà o processo più complesso. Esistono diversi modelli che possiamo classificare in relazione alle metodologie e tipologie di dati di seguito descritti.

Verranno trattati ed introdotti solo una piccola parte dei modelli presenti in letteratura (Aksoy & Kavvas, 2005; Karydas et al., 2014), in quanto, oltre alla presenza di ulteriori metodologie, sono presenti una serie di modifiche e aggiornamenti di modelli preesistenti, che variano solo in funzione di un'aggiunta o un aggiustamento di parametri intra-formula, per essere adattati alle evoluzioni tecnologiche del tempo (Karydas et al., 2014).

Una prima classificazione dei modelli idrologico-erosivi viene effettuata in base alle metodologie utilizzate per la stima. Si distinguono:

- *Modelli qualitativi o geomorfologici.* In questa categoria possono rientrare tutte quelle metodologie basate sull'osservazione diretta dei fenomeni di degradazione del suolo, cioè ottenute rilevando e cartografando tutti gli elementi erosivi presenti all'interno del bacino. Il rilevamento viene effettuato direttamente sul campo e/o mediante tecniche di telerilevamento e fotointerpretazione. Vengono valutate le varie forme dove avvengono (versanti, alveo o superfici antropiche), il loro stato di attività e le possibili evoluzioni future. I dati così ottenuti verranno riportati su carta e piattaforme GIS, ottenendo un database geomorfologico che permette di analizzare le forme di erosione e di accumulo prodotte dai processi idromorfologici.

Questa metodologia consente di definire le diverse classi di rischio, permettendo la comparazione tra diversi contesti areali, ma non fornisce indicazioni dirette sulla quantità di materiale/anno di suolo asportato.

- *Modelli semiquantitativi o parametrici.* Queste metodologie sono basate su parametri adimensionali che dipendono da fattori moltiplicativi ai quali vengono assegnati differenti pesi proporzionali all'intensità del processo erosivo. Questa valutazione porta alla costruzione di scale di potenziale relativo di erosione distribuite all'interno del bacino. Vengono applicate in quelle aree in cui alcune informazioni sui fattori che determinano un fenomeno erosivo risultano insufficienti.

- *Modelli quantitativi.* Le varianti che entrano in gioco in questa tipologia di modelli sono contraddistinte dall'aver precise dimensioni fisiche.

Un'altra classificazione dei modelli erosivi, largamente utilizzata, si basa sulla tipologia di approccio adoperata per la valutazione. Si distinguono:

- *Modelli empirici.* Modelli costituiti da relazioni statistiche basate unicamente sull'osservazione di dati sperimentali senza che questi abbiano nessun fondamento teorico.

- *Modelli semi-empirici o concettuali.* Modelli basati sia su dati di tipo sperimentali che su relazioni teoriche che descrivono le interazioni fra le diverse componenti dell'equazione matematica (clima, topografia, morfologia, uso del suolo, parametri idrologici ecc.).

- *Modelli fisicamente basati*. Modelli caratterizzati da basi teoriche ed equazioni fondate su relazioni che descrivono i processi erosivi da un punto di vista fisico. Tutti i meccanismi che controllano il processo erosivo vengono descritti singolarmente e ne vengono considerate le reciproche interazioni.

Le prime metodologie di entrambi le classificazioni sopra citate, rappresentano la base di partenza degli studi sulla modellizzazione dei fenomeni erosivi. La successiva e continua implementazione di questi modelli, associata al sempre crescente numero di misure sperimentali (essenziali per calibrazioni e validazioni), ha permesso di ottenere una complessa base matematica che rappresenta la struttura dei modelli fisicamente basati.

Il grado di difficoltà nell'applicare questi modelli è direttamente proporzionale all'accuratezza dei dati che vengono utilizzati per lo sviluppo del singolo modello.

Alcuni dei modelli maggiormente noti in letteratura verranno brevemente introdotti:

- *Analisi Geomorfica Quantitativa*: L'approccio quantitativo in geomorfologia fluviale è stato sviluppato intorno ai primi anni cinquanta. Horton (1945), definisce una serie di parametri fisiografici (ordine gerarchico, densità di drenaggio e frequenza delle aste fluviali), misurabili ai fini della valutazione dell'entità dei processi di erosione.

Allo scopo di definire, dal punto di vista quantitativo, la forma di un bacino di drenaggio sono stati introdotti parametri come il *Rapporto di Allungamento* (Schumm, 1956), il *Rapporto di Circolarità* (Strahler, 1958), il *Coeff. di Uniformità o di Compattezza* (Gravelius, 1914), il *Fattore Forma* (Horton, 1945) ecc. Questi rappresentano degli indici adimensionali che forniscono un'idea approssimativa della forma planare del bacino idrografico e sono essenzialmente funzione dell'area A, del perimetro P e della lunghezza dell'asta principale L.

Altri parametri significativi ai fini dell'analisi quantitativa dell'erosione sono il *gradiente di pendenza delle aste fluviali*, definito come il rapporto tra il dislivello dei punti estremi di un segmento fluviale e la sua lunghezza, la *pendenza media dei versanti*, ricavata con il metodo di Alvard-Horton, il *rapporto di rilievo*, dato dal rapporto tra il dislivello massimo di un bacino e la massima lunghezza di quest'ultimo misurata lungo la linea principale di drenaggio (Schumm, 1956) e *l'energia del rilievo*, definita come il dislivello massimo relativo ad una porzione di territorio unitaria.

I principali limiti di questo metodo sono ascrivibili alla ricostruzione del reticolo idrografico del bacino, da cui poi derivano tutti i parametri morfometrici per il calcolo di deflusso torbido unitario. Quest'operazione, infatti, è influenzata dalla scala

topografica alla quale si lavora, dal grado di dettaglio della cartografia tecnica regionale, dalla possibilità di utilizzo di foto aeree e/o di sopralluoghi in situ, ecc. Com'è possibile intuire, quindi, sono numerosi i fattori che concorrono alla definizione di un reticolo che può variare addirittura di ordine idrografico in funzione dell'accuratezza con la quale viene ricostruito. Un'altra limitazione è che non si ottiene un immediato riscontro dopo la fase di messa in opera di sistemi di controllo dell'erosione (inerbimenti, briglie, ecc.) e che non entrano in gioco caratteristiche tipo uso del suolo e di resistenza all'erosione.

In compenso, nella fase di elaborazione, si ha un sistema rigoroso e poco soggettivo, in quanto, i parametri sono ricavati matematicamente e ciò ne rappresenta un grosso pregio per questa metodologia.

- Modello USLE (Equazione universale per il calcolo della perdita di suolo - Universal Soil Loss Equation), ricavata empiricamente sulla base di migliaia di dati sperimentali raccolti dal Servizio di Conservazione del Suolo (SCS, Soil Conservation Service) e dal Servizio di Ricerca in Agricoltura (ARS, Agricultural Research Service) degli Stati Uniti (Wischmeier & Smith, 1965, 1978). Rappresenta uno dei modelli maggiormente applicati a livello mondiale per la sua semplicità e l'ampia letteratura esistente in merito. Esprime, mediante la seguente formula, il quantitativo in tonnellate/ettaro/anno di materiale che viene rimosso dall'erosione idrica:

$$A = R * K * L * S * C * P \quad \text{dove:}$$

R: fattore di erosività di pioggia, tiene conto dell'aggressività degli eventi meteorici.

K: fattore di erodibilità del suolo, esprime l'erodibilità del suolo dovuta alle proprietà fisico chimiche.

L: fattore di lunghezza del versante, esprime l'effetto della lunghezza di questo sulla quantità di materiale eroso.

S: fattore pendenza del versante, esprime l'effetto della pendenza del versante sulla quantità di materiale eroso.

C: fattore copertura vegetale e uso del suolo, tiene conto del tipo di vegetazione o coltura presente e del tipo di interventi eseguiti su di essa.

P: fattore pratiche antierosive, tiene conto delle opere di mitigazione atte a contrastare l'erosione.

Partendo dalla sua formulazione originale, tale modello è stato più volte rivisitato per ottenere nuovi approcci in grado di interpretare le dipendenze dell'erodibilità dal suolo, dal clima e dalla topografia, in quanto, originalmente, questo modello è stato concepito per ambienti come le grandi pianure americane (parcelle con pendenza 9%, lunghezza

22,6 m, suolo nudo). Quanto più ci si allontana da tali condizioni, tanto più il risultato del modello diventa inaffidabile.

Moore & Burch, nel 1986, hanno proposto l'evoluzione di questo metodo per essere adattato ad ambienti topografici più complessi. Viene così introdotto il modello RUSLE (*Revised Universal Soil Loss Equation*). Essendo l'evoluzione della USLE, come questo, è finalizzato alla stima della perdita di suolo media annua provocata dall'erosione rill ed inter-rill a scala di versante, ma non tiene conto dei fenomeni di trasporto e deposizione. Mantiene la stessa struttura moltiplicativa della USLE, ma aggiorna le procedure analitiche per la determinazione di ciascuno dei sei fattori, grazie alle numerose indagini sperimentali susseguenti ai necessari approfondimenti teorici compiuti nel suo ciclo evolutivo. Inoltre, la principale innovazione presentata nel modello RUSLE è quella di aver incorporato i fattori L e S in un unico fattore denominato LS, che prende in considerazione la convergenza dei flussi idrici lungo il versante.

Il modello RUSLE, come quello USLE, non tiene conto dei fenomeni legati al trasporto e deposizione del sedimento eroso. Per compensare a questo deficit informativo, nel 1975, Williams J. R. ha proposto una sorta di implementazione del modello USLE, sostituendo nell'equazione il fattore di energia di deflusso R_d al posto dell'indice di aggressività della pioggia R . Questa modifica viene nominata MUSLE (*Modified Universal Soil Loss Equation*) e tiene conto non più delle caratteristiche della pioggia, ma delle stime volumetriche delle portate di piena. Ne consegue che la variazione nella formula originaria, porta a rendere la MUSLE applicabile soltanto a scala di singolo evento.

- Modello USPED (*Unit Stream Power Erosion/Deposition model*), permette di prevedere la distribuzione spaziale dei tassi di erosione e di deposito relativamente ad uno stato stazionario di flusso superficiale, caratterizzato da condizioni uniformi di eccesso di pioggia. E' basato sulla teoria inizialmente sviluppata da Moore e Burch (1986-b), dove si ipotizza che il processo di erosione sia limitato dalla capacità di trasporto del corso d'acqua (*Stream Power*), cioè, l'erosione si verifica laddove c'è un incremento della capacità di trasporto dell'acqua e, viceversa, dove c'è una diminuzione della capacità di trasporto, l'acqua rilascia i sedimenti provocando deposizione.

Per lo sviluppo dell'equazione algebrica dei coefficienti del modello USPED, vengono utilizzati i parametri proposti nella USLE, implementati da costanti che rappresentano il deflusso superficiale.

Nel 1998, grazie all'avvento dei GIS, Mitosova et alii, propongono una formulazione su due dimensioni (forma bivariata). Questa dimostra come la distribuzione spaziale dell'erosione e deposizione sia controllata dalla profondità del flusso superficiale e dalla locale geometria del terreno.

- Modello MEDALUS (Mediterranean Desertification and Land Use programme), è un modello elaborato per lo studio delle aree vulnerabili alla desertificazione (Kosmas et al., 1999). E' stato applicato sull'isola di Lesvos in Grecia e in tre aree test di paesi Mediterranei, Italia, Portogallo e Spagna. La metodologia, attraverso l'applicazione di indicatori sia biofisici (clima, vegetazione, suolo), che socioeconomici (gestione del territorio/attività antropiche), permette di classificare le aree in critiche, fragili e potenziali alla desertificazione. Dalla media dei quattro parametri si determina l'indice ESA (Environmentally Sensitive Areas) di sensibilità ambientale.

- Modello FLORENCE2 (FLOW of wateRshed sedimENts Calulator based on geographic fEatures - Calcolatore del flusso di sedimenti dei bacini basato su caratteristiche geografiche). Si colloca fra i modelli previsionali non distribuiti, finalizzati alla determinazione della produzione media annua pluriennale di sedimento a scala di bacino (Bazzoffi, 2008). Inoltre, questo modello può essere applicato per la previsione della progressiva perdita di capacità d'invaso di bacini artificiali.

- Modello PSIAC (Pacific Southwest Inter-Agency Committee), dal nome dell'ente che lo ha sviluppato nel 1968, negli Stati Uniti. Questa metodologia risulta particolarmente indicata per le aree caratterizzate da notevole copertura forestale con suoli moderatamente sviluppati e da aree ad elevata energia di rilievo.

Per l'applicazione di tale modello vengono presi in considerazione i seguenti nove fattori: litologia, caratteristiche del suolo, caratteristiche climatiche, deflussi superficiali, topografia, copertura vegetale, uso del suolo, erosione del suolo, erosione incanalata e trasporto dei sedimenti. A ciascun fattore viene assegnato un coefficiente e dalla sommatoria si giunge ad un valore compreso tra 0 e 130 a cui corrispondono 5 classi di erosione superficiale media annuale, espressa in m³/ha (Scesi et al., 2003).

- Modello FSM (Factorial Scoring model), è un modello semiquantitativo, paragonabile al modello PSIAC (Verstraeten et al., 2003; De Vente et al., 2005). Per stimare l'erosione di un bacino vengono utilizzati cinque fattori: litologia, copertura vegetale, topografia, forma del bacino e dei canali. A ciascuno fattore viene assegnato un valore numerico: 1 (basso contributo atteso per l'erosione del suolo), 2 (moderato contributo atteso per l'erosione del suolo), 3 (elevato contributo atteso per l'erosione del

suolo). Questi pesi vengono moltiplicati per i cinque fattori, ottenendo un range di valori che possono variare tra 1 e 243. Anche in questo caso si ottiene una suddivisione in classi di severità.

La limitazione dell'applicabilità di questo modello si attribuisce alla mancanza di un fattore climatico che può rivelarsi fondamentale in quelle aree dove il clima gioca un ruolo importante sulla produzione dei sedimenti.

- Modello WEPP (Water Erosion Prediction Project), viene sviluppato in collaborazione dal United States Department of Agriculture (USDA), dal National Soil Erosion Research Laboratory (NSERL) e dal Agricultural Research Service (ARS). È un modello fisicamente basato, progettato e sviluppato sulla base delle più recenti conoscenze nel campo dell'idrologia e dell'erosione dei suoli, allo scopo di sostituire, negli Stati Uniti, la USLE nella stima dell'erosione legata all'uso agricolo del suolo (Nearing et al., 1989; Flanagan & Nearing, 1995). Le elaborazioni vengono eseguite sui seguenti sette parametri: condizioni meteorologiche, processi idrici d'infiltrazione, deflusso superficiale, bilanci idrologici, crescita vegetativa, erosione (distacco e deposito di particelle) e capacità di trasporto della rete idrografica.

Nel WEPP, quindi, il processo di erosione e di deposito dei sedimenti è modellato da equazioni a chiara connotazione fisica, benché esse siano corrette e validate da coefficienti di derivazione empirico-sperimentale.

Infine, questo modello può essere applicato a tre differenti scale spaziali, in quanto implementato da una serie di moduli per la scala di versante (profile version), per la scala di piccolo bacino (watershed version) e per la scala di cella quadrata (grid version). Inoltre, i modelli sono progettati per una simulazione continua su una serie di anni, ma possono trattare anche l'evento singolo.

- Modello CREAMS (Chemical, Runoff and Erosion for Agricultural Management system), il modello si compone di quattro sottomodelli: idrologia, erosione, nutrienti e pesticidi (Knisel, 1980). L'idrologia sfrutta il metodo Curve Number (CN), che fa dipendere il ruscellamento dalle altezze giornaliere di precipitazione e da un parametro empirico tabellato. L'erosione sfrutta una procedura ispirata alla USLE, opportunamente adattata per funzionare su singoli eventi piovosi.

I restanti sottomodelli vengono ampiamente sviluppati, dal punto di vista della dinamica dei nutrienti e dei fitofarmaci, dal modello GLEAMS (Leonard et al., 1986).

- Modello AFF-DEF KINEROS (Kinematic Runoff and Erosion Model), è un modello che sfrutta la tecnica afflusso/deflusso ed è sviluppato concettualizzando i

versanti come dei piani inclinati e il reticolo idrografico come un canale omogeneo (Woolhiser et al., 1990). Di fondamentale importanza, per l'applicazione di questi tipi di modelli, è una preliminare definizione del bilancio idrologico in termini di afflussi. Il modello, fisicamente basato ed orientato all'evento singolo, descrive i processi di intercettazione, infiltrazione, deflusso superficiale ed erosione in piccoli bacini agricoli ed urbani. In un'ultima versione, è stato inserito un modulo per il trasporto del materiale eroso.

- Modello EUROSEM (European Soil Erosion Model), anche questo modello si basa su un'implementazione afflussi-deflussi che divide il bacino in piani (interill) e canali (rill), per simulare il runoff che l'eccesso idrico genera scorrendo in superficie.

E' progettato per calcolare il trasporto, l'erosione e il deposito di sedimento in occasione di un evento di pioggia. Può essere applicato sia ad estensioni limitate (zone coltivate) che a piccoli bacini (Morgan et al., 1998). Il modello EuroSEM ha permesso di trattare nuove casistiche, che in altri modelli vengono trascurate, cioè permette la modellazione di terreni terrazzati, che in alcune zone sono uno dei sistemi più utilizzati per l'agricoltura.

Per effettuare le simulazioni, il modello richiede come file in input la parametrizzazione dei singoli eventi di pioggia, la rappresentazione della superficie in piani e canali, la descrizione delle caratteristiche idrauliche e fisiche dei suoli, la descrizione della copertura vegetale e della gestione dei diversi appezzamenti.

2.2 Modello di Gavrilovic – EPM Model

La documentazione originale (in Serbo), è di difficile reperimento; essa è però accessibile grazie agli scritti successivi di Zemljic (1971), che riprese e adattò questa metodologia per utilizzarla nei bacini montuosi della Slovenia, e di Gavrilovic Z. (1988), che ha provveduto alla traduzione del testo originale in inglese (Castiglioni et al., 2000).

Il modello dell'erosione potenziale risulta uno dei più completi sotto il profilo delle variabili erosionali considerate, inoltre, la sua implementazione all'interno del software GIS ne permette un utilizzo estremamente versatile.

Come tutti i modelli semiquantitativi, elaborati per la valutazione di produzione di sedimento, anche il modello dell'erosione potenziale ha i suoi pregi e i suoi difetti. In particolare negli ultimi anni grazie ai GIS è possibile pensare di applicare i modelli attraverso l'utilizzo di informazioni georeferenziate di ricchi database di enti regionali,

nazionali ed internazionali attraverso tools VMS presenti nei software GIS. Il modello EPM permette di far interagire più serie di dati tra loro, al fine di ottenere uno strumento previsionale il più accurato possibile.

Inoltre, essendo un modello sviluppato in ambiente mediterraneo, ben si adatta alle condizioni climatiche e territoriali delle aree test ed è utilizzato da moltissimi enti regionali e aziende private per la stima dei sedimenti prodotti a scala di bacino e che riescono ad alimentare le unità fisiografiche costiere.

Dal punto di vista matematico, il bilancio del volume solido ($W - m^3/\text{anno}$) prodotto annualmente dal bacino è stato calcolato mediante la seguente formula:

$$W = T \cdot h \cdot \pi \cdot \sqrt{Z^3} \cdot S \quad (\text{Equazione 1})$$

T è il coefficiente di temperatura che deriva da:

$$T = \sqrt{(t'/10) + 0,1} \quad (\text{Equazione 2})$$

t' rappresenta la temperatura media del bacino.

h è l'altezza media delle precipitazioni espressa in mm.

S è la superficie del bacino espressa in kmq.

Z è il coefficiente di erosione relativo, che dipende da:

$$Z = X \cdot Y \cdot (\gamma + \sqrt{Im}) \quad (\text{Equazione 3})$$

- X , coefficiente di erodibilità legato ai vari usi del suolo che deriva dalla $\sum_{i=0}^n \frac{A_i \cdot V_i}{AT}$ dove A_i rappresenta l'area in kmq di una tipologia di uso del suolo, V_i rappresenta il valore moltiplicativo proposto in letteratura ed AT rappresenta l'area totale del bacino.

- Y , coefficiente di erodibilità legato alle litologie affioranti che deriva dalla $\sum_{i=0}^n \frac{A_i \cdot V_i}{AT}$ dove A_i rappresenta l'area in kmq di una litologia, V_i rappresenta il valore moltiplicativo proposto in letteratura ed AT rappresenta l'area totale del bacino.

- γ , coefficiente di erodibilità legato ai processi geomorfologici che deriva dalla $\sum_{i=0}^n \frac{A_i \cdot V_i}{AT}$ dove A_i rappresenta l'area in kmq di una tipologia di processo, V_i rappresenta il valore moltiplicativo proposto in letteratura ed AT rappresenta l'area totale del bacino.

- Im è la pendenza media del bacino espressa in %.

In letteratura (seguenti citazioni), vengono proposte una serie di tabelle classificative per l'assegnazione del valore moltiplicativo da applicare ai vari parametri, ognuna

modificata dagli autori, per meglio adattarla alle condizioni del territorio esaminato. In breve verranno rappresentate quelle più utilizzate.

Tabella classificativa proposta da Amiri (2010)		Tabella classificativa proposta da Amini et al., (2010)	
Coefficient of soil cover		Coefficient of soil cover	
	X value		X value
Very poor rangeland condition	1	Mixed and dense forest	0,05–0,20
Poor rangeland condition	0.9	Thin forest with grove	0,05–0,20
Moderate rangeland condition	0.8	Coniferous forest with little grove, scarce bushes, bushy prairie	0,20–0,40
Good rangeland condition	0.7	Damaged forest and bushes, pasture	0,40–0,60
Continuous farm land and alfalfa farms	0.6	Damaged pasture and cultivated land	0,60–0,80
Rocky land	0.5	Areas without vegetal cover	0,80–1,00
Arbor	0.4	Coefficient of soil resistance	
Coefficient of soil resistance		Coefficient of soil resistance	
	Y value		Y value
Sand, gravel, schist, salty, loess, dissolved limestone and salt	1	Hard rock, erosion resistant	0,25–0,5
Loess, tof, alkali and salty soil, step soil	0.9	Rock with moderate erosion resistance, alluvium	0,5–0,6
Limestone weathering, clay, loess without dissolved	0.8	Black hydro morph soils	0,6–0,8
Red sand and Flaishi sediment	0.7	Mountain soils	0,8–0,9
Tiny schist, mica schist, gneiss, schist and arailite	0.6	Hard doll stone	0,9–1
Limestone, humus soil	0.5	Clastic schist, mica schist, gneiss	1–1,1
Brown forest soil and rocky soil	0.4	Red sandstone, serpentine, flysch	1,1–1,2
Black or gray Hymnopher soil	0.3	Weathered limestone and marl	1,2–1,6
Chernosom soil and alluvial sediment with suitable texture	0.2	Loess, tuff, salty soil, steeply soil	1,6–2
Igneous, metamorphic and crystalline Rock	0.1	Sand, granule, schist	2
Coefficient of type and extent of erosion		Coefficient of type and extent of erosion	
	γ value		γ value
The area that immensely covered by head cat or gully erosion	1	Little erosion on watershed	0,1–0,2
The area that covered 80% by gully erosion or rill erosion	0.9	Erosion in waterways on 20-50% of the catchment area	0,3–0,5
50% of the area covered by gully erosion or rill erosion	0.8	Erosion in rivers, gullies and alluvial deposits, karstic erosion	0,6–0,7
The area that immensely covered by surface erosion, mass movement and with less Karst, gully erosion and rill erosion	0.7	50-80% of catchment area affected by surface erosion and landslides	0,8–0,9
The vast area has surface erosion without severe erosion	0.6	Whole watershed affected by erosion	1
50% of quarter covered by surface erosion which merge by white point	0.5		
Surface erosion observed in 20% of the area	0.4		
The area without erosion	0.3		
Agriculture land with less erosion	0.2		
Range and forest land with less erosion	0.1		

Tab. 2-1 Suddivisione dei parametri classificativi dei coefficienti erosivi, proposti da Amiri (2010) e Amini et al., (2010).

Amiri (2010), propone una tabella classificativa (Tab. 2-1), sviluppata nei territori montani dell'Iran nord occidentale (regioni caldo-aride), caratterizzati dalla quasi totale assenza di vegetazione boschiva, con rade zone di macchia bassa, cespugli e copertura erbosa discontinua, per lo più sviluppate lungo i principali corsi d'acqua. Tali aree si estendono su litologie generalmente metamorfiche con grandi apparati sedimentari sabbiosi e conglomeratici, sedi d'insediamenti abitativi e culture agrarie. Quest'autore, adatta i tre parametri classificativi alle condizioni dell'area, con particolare riferimento alle risposte litologiche dei vari litotipi e ai processi geomorfologici/erosivi (rill-gully erosion) che si sviluppano in assenza di coperture.

A differenza di quest'ultimo autore, Amini et alii (2010), propongono una classificazione, sviluppata nella stessa area, che si basa principalmente sulla suddivisione proposta da Beyer Portner (1998), con eccezione per il fattore litologico, particolarmente adattato alle litologie metamorfiche e magmatico-intrusive dell'area.

Tabella classificativa proposta da Zemljic (1971)		Tabella classificativa proposta da Da Silva et al., (2014)	
Coefficiente di copertura del suolo	valore X	Coefficient of soil cover	X value
Terreno completamente denudato non coltivabile	1,00	Livestock	0.9
Campi lavorati secondo le linee di massima pendenza	0,90	Agriculture	0.7
Frutteti e vigneti senza vegetazione al suolo	0,70	Poultry farms	0.6
Pascoli, boschi degradati e boscaglie con suolo eroso	0,60	Caatinga (native vegetation)	0.5
Prati, campi di trifoglio e di altre culture simili	0,40	Sugar cane	0.4
Boschi o boscaglie densi e di buona struttura	0,05	Capoeira vegetation	0.3
Coefficiente litologico	valore Y	Urban area	0.2
Rocce dure resistenti all'erosione	0,2 - 0,6	Rainforest	0.1
Rocce semi-resistenti all'erosione	0,6 - 1	Water	0.0
Rocce friabili stabilizzate (detriti di falda, scisti, argille compatte, ecc)	1 - 1,3	Coefficient of soil resistance	Y value
Sedimenti, morene, argille e altre rocce poco resistenti	1,3 - 1,8	Soils and soft rocks	0.55
Sedimenti fini e terre non resistenti all'erosione	1,8 - 2	Deposits, clays, sandstones	0.40
Coefficiente processi geomorfologici	valore γ	Rocks moderately resistant to erosion	0.20
Erosione debole del bacino	0,1 - 0,2	Fragmented of granitic rocks	0.25
Erosione laminare sul 20-50% del bacino	0,3 - 0,5	Hard rocks resistant against erosion	0.10
Erosione laminare, erosione di detriti franosi/calanchivi, erosione carsica	0,6 - 0,7	Coefficient of type and extent of erosion	γ value
50-80% del bacino eroso per erosione lineare e per franamenti	0,8 - 0,9	Minimal erosion	0.2
Bacino interamente eroso per erosione lineare e per franamenti	1,00	Moderate erosion	0.4
		High erosion	0.6
		Very high erosion	0.9

Tab. 2-2 Suddivisione dei parametri classificativi dei coefficienti erosivi, proposti da Zemljic (1971) e Da Silva et al., (2014).

Da Silva et alii (2014), propongono una classificazione (Tab. 2-2), sviluppata in un'area del nord est del Brasile, caratterizzata da un regime climatico caldo umido, di tipo tropicale. Le caratteristiche meteorologiche e morfologiche (pendenza media bassa), permettono lo sviluppo di vaste aree con copertura boschiva, macchia bassa e cespugli, passanti a prati e ad estese aree adibite a culture agrarie. La bassa energia di rilievo e la presenza di vaste aree con suoli esposti per lungo tempo (attività agricole), ha favorito lo sviluppo di una più accurata suddivisione dei caratteri di uso e copertura del suolo a discapito dei processi geomorfologici.

Zemljic (1971), sviluppa una classificazione (Tab. 2-2) su bacini idrografici della Slovenia, caratterizzati da un regime climatico temperato di tipo mediterraneo. Nel territorio risulta essere presente una fitta copertura boschiva, macchia mediterranea, arbusti e praterie che vengono interrotte, verso le aree pianeggianti, da superfici antropizzate (culture agricole stagionali). Le litologie affioranti, calcari, brecce calcaree e depositi flyschoidi, come generalmente risaputo, non favoriscono tanto lo sviluppo di suolo (presente principalmente nelle aree a bassa pendenza), per questo motivo si ritrovano estese porzioni pedemontane costituite da depositi sciolti sabbiosi e ghiaiosi.

Tutte queste considerazioni portano ad una prima classificazione che tiene conto dei movimenti gravitativi di versante, delle tipologie di erosione presenti lungo i versanti, delle risposte all'erosione dei vari litotipi affioranti e delle tipologie di uso del suolo.

Essendo la Slovenia occidentale un'area estremamente montuosa con estese coperture boschive e praterie di alta quota, l'autore implementa la suddivisione del

parametro X con le ulteriori caratteristiche, tipiche delle aree Alpine Europee, riportate nella seguente tabella:

Tabella classificativa proposta da Zemljic (1971)

Coefficiente di copertura del suolo per le Alpi Europee	valore X
Foreste miste e fitte	0,05–0,20
Foreste rade con sottobosco	
Foreste di conifere con scarso sottobosco, macchie di vegetazione rada, praterie cespugliose	0,20–0,40
Foreste e macchie di vegetazione degradate, pascoli	0,40–0,60
Pascoli degradate e aree coltivate	0,60–0,80
Aree senza copertura vegetale	0,80–1,00

Tab. 2-3 Suddivisione implementata da Zemljic (1971), per le aree intensamente coperte da foreste e praterie di alta quota.

Questa tabella, opportunamente implementata per le aree boscate, permette una migliore discretizzazione dei parametri di uso e copertura del suolo all'interno del modello EPM.

A tal proposito, Beyer Portner (1998), nella classificazione dei parametri, utilizza esclusivamente la descrizione proposta da Zemljic per le superfici boscate delle aree Alpine (Tab. 2-4).

Tabella classificativa proposta da Beyer Portner (1998)

Coefficiente di copertura del suolo	valore X	Coefficiente litologico	valore Y	Coefficiente processi geomorfologici	valore γ
Foreste miste e fitte	0,05–0,20	Rocce dure resistenti all'erosione	0,2–0,6	Erosione debole del bacino	0,1–0,2
Foreste rade con sottobosco	0,05–0,20	Rocce semi-resistenti all'erosione	0,6–1,0	Erosione laminare sul 20-50% del bacino	0,3–0,5
Foreste di conifere con scarso sottobosco, macchie di vegetazione rada, praterie cespugliose	0,20–0,40	Rocce friabili stabilizzate (detriti di faldia, scisti, argille compatte, ecc)	1,0–1,3	Erosione fluviale, erosione per gully e depositi alluvionali incisi, erosione carsica	0,6–0,7
Foreste e macchie di vegetazione degradate, pascoli	0,40–0,60	Sedimenti, morene, argille e altre rocce poco resistenti	1,3–1,8	50-80% del bacino eroso per erosione lineare e per franamenti	0,8–0,9
Pascoli degradate e aree coltivate	0,60–0,80	Sedimenti fini e terre non resistenti	1,8–2,0	Bacino interamente eroso per erosione lineare e per franamenti	1
Aree senza copertura vegetale	0,80–1,00	Italian version			
Area urbana	0	English version			
Coefficient of soil cover	X value	Coefficient of soil resistance	Y value	Coefficient of type and extent of erosion	γ value
Mixed and dense forest	0,05–0,20	Hard rock, erosion resistant	0,2–0,6	Little erosion on watershed	0,1–0,2
Thin forest with grove	0,05–0,20	Rock with moderate erosion resistance	0,6–1,0	Erosion in waterways on 20–50% of the catchment area	0,3–0,5
Coniferous forest with little grove, scarce bushes, bushy prairie	0,20–0,40	Weak rock, schistose, stabilised	1,0–1,3	Erosion in rivers, gullies and alluvial deposits, karstic erosion	0,6–0,7
Damaged forest and bushes, pasture	0,40–0,60	Sediments, moraines, clay and other rock with little resistance	1,3–1,8	50–80% of catchment area affected by surface erosion and landslides	0,8–0,9
Damaged pasture and cultivated land	0,60–0,80	Fine sediments and soils without erosion resistance	1,8–2,0	Whole watershed affected by erosion	1
Areas without vegetal cover	0,80–1,00	English version			
Urban area	0	English version			

Tab. 2-4 Suddivisione dei parametri classificativi dei coefficienti erosivi proposti da Beyer Portner (1998).

Quest'ultima classificazione, applicata nei territori Svizzeri caratterizzati anch'essi da un'abbondante copertura boschiva, si adatta perfettamente alle condizioni geomorfologiche, litologiche e di uso del suolo di queste aree.

Durante la fase di studio si è optato per l'utilizzo delle tabelle classificative proposte da Zemljic (1971) e successivamente applicate da Beyer Portner (1998).

Ottenuti i pesi dei tre termini (X , Y e γ), si procede al calcolo del coefficiente di erosione relativo (Tab. 2-5) che, distribuito sull'intera area del bacino, ci permette di ottenere i tassi di erosione relativa, in accordo con quanto proposto da Gavrilovic et alii (2008), suddividendo l'area in categorie dipendenti dal valore puntuale di Z (celle quadrate).

Gavrilovic et al., (2008)		Qualitative name of erosion
Category - V	< 0,19	very slight erosion
Category - IV	0.2 - 0,4	slight erosion
Category - III	0,41 - 0,7	medium erosion
Category - II	0,71 - 1	heavy or milder forms of excessive erosion
Category - I	> 1	excessive erosion (gullies, rills, rockslides, etc.)

Tab. 2-5 Categorie di erosione relativa derivanti dalla suddivisione del valore Z in classi (Gavrilovic et al., 2008).

Il bilancio del volume solido (W) prodotto annualmente dal bacino verrà così calcolato applicando l'equazione 1.

Il metodo EPM permette di calcolare il volume di sedimento, al netto della rideposizione che arriva alla sezione di chiusura del bacino, applicando la seguente equazione:

$$G = W \cdot R \quad (\text{Equazione 4})$$

Dove R , rappresenta il fattore di ritenzione proposto da Zemljic (1971) e dipendente da:

$$R = \frac{\sqrt{P \cdot H_m \cdot (L + L_i)}}{S \cdot (L + 10)} \quad (\text{Equazione 5})$$

Dove:

P rappresenta il perimetro del bacino espresso in km.

H_m rappresenta la quota media espressa in m s. l. m.

L rappresenta la lunghezza dell'asta principale espressa in km.

L_i rappresenta la lunghezza degli affluenti espressa in km.

Infine, per valutare l'erosione specifica (mm/anno), intesa come lo spessore di materiale per unità di superficie che abbandona il bacino nel corso di un anno, è stata definita la "profondità annuale di erosione" secondo la seguente formula: $E = G/(S \cdot 1000)$. Inoltre, mediante semplici operazioni matematiche si riesce ad ottenere l'erosione specifica per unità di superficie (W/S) e il volume del materiale ridepositato all'interno del bacino ($W - G$).

L'utilizzo dei GIS oltre alla velocità di calcolo fornisce all'utente un dato previsionale sulla produzione a scala di bacino netta di sedimenti, in termini volumetrici, particolarmente utile nella fase di pianificazione e di gestione di opere all'interno di bacini imbriferi. Inoltre, grazie alle restituzioni di una serie di mappe interpolate fra loro, si ha la possibilità di individuare le aree maggiormente vulnerabili, soggette a fenomeni distribuiti di processi erosionali e intervenire puntualmente, dove necessario, con opere idraulico-forestali per ridurre la perdita di suolo.

Una delle principali criticità con cui si deve districare un operatore è senza dubbio la presenza di valori moltiplicativi all'interno dell'equazione, che non devono essere mai uguali a zero oppure negativi. Questo comporta un utilizzo limitato alle aree con caratteristiche termopluviometriche tali che non ci siano temperature medie annue al di sotto dello zero e precipitazioni medie annue liquide nulle. In alternativa, in alcuni casi, si potrebbe applicare il modello alle sole stagioni estive, o introdurre un coefficiente di deflusso/portate liquide legato allo scioglimento nivale e glaciale.

Dal punto di vista applicativo, con il *software* GIS sono stati trattati e creati una serie di *database* (*temperature, precipitazioni, uso del suolo, litologie, morfologie*) e cartografie tematiche mediante *geoprocessing* (sovrapposizione, intersezione e *merging*) di dati raster e vettoriali (*shepefile*). Un primo passo è stato quello di implementare i *database* territoriali già esistenti che ha consentito di ottenere una base cartografica per la realizzazione di *layers* tematici.

A queste cartografie sono state implementate una serie di *mapset* ricavate da modellazioni eseguite su DEM (Digital Elevation Model) a differenti scale, sfruttando funzioni come *Spatial Analyst* e tools come *Surface* (*Aspect, Slope, Hillshade, Curvature, ecc.*) ed *Hydrology* (*Fill, Flow Accumulation, Flow Direction, Watershad, ecc.*), successivamente trasformati da file raster a vettoriali tramite la tools *Reclassify* e funzione *Conversion tools*.

3 CAPITOLO – MORFOMETRIA FLUVIALE E ANALISI DIGITALI

3.1 Morfologia fluviale

La morfologia fluviale studia le forme topografiche di un alveo fluviale e delle aree limitrofe connesse con le dinamiche d'alveo.

Variare continuamente la propria forma nello spazio e nel tempo adattandosi al regime delle portate liquide e del trasporto solido rappresenta la risposta di un alveo a cambiamenti di equilibrio idrodinamico. Le instabilità dinamiche sono causate principalmente da fattori naturali come variazioni meteo-climatiche, catture fluviali, diminuzione di sedimento dalle aree fonti ecc., e da fattori antropici come costruzione di briglie, invasi artificiali che bloccano la connettività sedimentologica, prelievo di inerti in alveo ecc.

Un'ormai classica rappresentazione di questo fenomeno è descritta nello schema proposto da Lane (1955), in cui viene raffigurata una bilancia (Fig. 3-1) che simboleggia l'equilibrio dinamico fra portate solide e portate liquide. La stabilità morfologica di un corso d'acqua è rappresentata dall'equilibrio fra trasporto e sedimentazione. In altre parole, il rapporto carico di sedimento (Q_s), dimensione media delle particelle (D_{50}), deve essere in equilibrio con il rapporto portata liquida (Q_w), pendenza (S). In caso contrario si potrebbero verificare fenomeni di erosione intra alveo o deposizione eccessiva e successivi sovralluvionamenti.

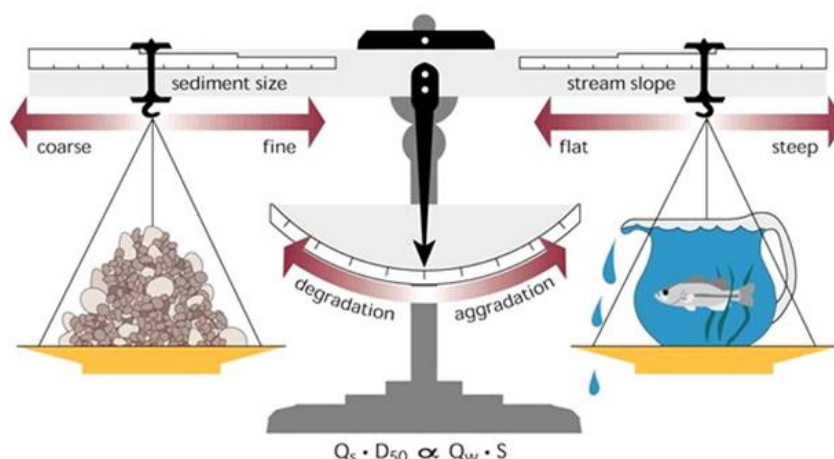


Fig. 3-1 Bilancia di Lane in condizione di equilibrio dinamico (Lane, 1955).

La superficie morfologica più evidente è quella dell'alveo attivo, dove sono in atto i processi morfo-sedimentari attuali e dove si possono distinguere diverse forme. Gli

alvei confinati a fondo fisso hanno morfologie relativamente semplici e stabili. I corsi d'acqua a fondo mobile, che scorrono su depositi alluvionali, hanno invece una morfologia più complessa e variabile, dove si possono distinguere diversi elementi (Fig. 3-2).

- Alveo attivo, *active channel*: comprende tutta la fascia che si estende dal margine della piana inondabile (piene ordinarie), al canale di magra. Sono comprese le barre e le isole fluviali. La delimitazione dell'alveo è solitamente data dalle sponde, però non sempre queste sono sufficienti a discriminarlo dall'adiacente pianura alluvionale, soprattutto in caso di passaggio graduale tra alveo e piana. A livello generale quindi, il limite dell'alveo viene fatto coincidere con il livello di *bankfull*, ovvero il livello idrometrico corrispondente alla *bankfull discharge*: la portata massima che può transitare lungo un fiume senza inondare la piana attigua.

- Canale di magra, *low-flow channel*: parte dell'alveo che risulta totalmente o parzialmente ricoperta di acqua per la maggior parte delle portate che interessano il fiume.

- Sponde, *banks*: superfici con una certa inclinazione o vere e proprie scarpate che separano tra di loro l'alveo e la piana inondabile. Possono essere suddivise in sponde basse e sponde alte, con o senza vegetazione riparia. Generalmente sono costituite da depositi grossolani nel lato sopra corrente e da depositi più fini (ghiaia, sabbia, peliti) nel lato sotto corrente.

- Barre, *bars*: superfici deposizionali costituite dagli stessi sedimenti del fondo, ma emersi per la gran parte dell'anno. A secondo della direzione rispetto al corso del fiume si possono avere barre longitudinali, trasversali e diagonali. Si tratta delle forme fluviali caratterizzate dal maggior dinamismo nel caso di eventi di piena (Rinaldi et al., 2011).

- Isole, *islands*: porzioni d'alveo coperte da vegetazione sia erbacea-arbustiva che arborea. Sono più elevate rispetto alle barre e di conseguenza risultano sommerse meno frequentemente. Al tetto presentano uno strato più o meno spesso di materiale terrigeno fine e in alcuni casi di suolo.

- Pozze, *pools*: sono degli avvallamenti che derivano dall'azione dell'erosione causata da un'accelerazione della corrente dopo uno *step* o un *riffle*. In queste condizioni, l'aumento della profondità tende a rallentare la velocità della corrente.

- Raschi, *riffles*: rappresentano degli alti topografici disposti trasversalmente al corso principale e sono formati di solito da materiali di grossa dimensione. Le turbolenze che si generano al pelo dell'acqua tendono a deviare il flusso principale e ad eliminare il materiale sabbioso. Possono essere visti anche come delle barre trasversali sommerse.

- Salti, *steps*: questi rappresentano degli elementi di discontinuità che riducono la pendenza del corso principale, fungendo da vere e proprie briglie naturali. Si individuano dei salti d'acqua generati da massi, aggregati legnosi e gradini di erosione.

- Cascate, *cascade*: salti particolarmente inclinati, isolati e di altezza superiore ai due/tre metri. Sono il risultato di una lenta forma di erosione del letto, che mette a nudo una massa rocciosa particolarmente resistente.

- Meandri, *meanders*: sono anse curvilinee che si susseguono più o meno regolarmente lungo un corso d'acqua attribuendogli così un andamento planimetrico sinuoso.

- Piana inondabile, *flood plain*: superficie pianeggiante che in genere viene inondata mediamente una volta ogni 1-3 anni. Presenta una scarsa vegetazione, con lievi superfici di suolo. È costituita da depositi grossolani con riempimenti di materiale fangoso in superficie derivante dalla deposizione nella fase calante di piena. Inoltre sono presenti molte forme fluviali relitte (canali abbandonati). Il livello idrometrico in grado di raggiungere la piana inondabile è definito livello ad alveo pieno (bankfull), a cui corrisponde la massima portata.

- Piana alluvionale, *alluvial plain*: superficie pianeggiante costituita da una vegetazione riparia rigogliosa e non soggetta ad alluvionamenti da più di una decade. Generalmente comprende il terrazzo fluviale attivo (più giovane).

- Terrazzi fluviali, *fluvial terrace*: superficie topografica sub-orizzontale che rappresenta antichi livelli della piana inondabile di un corso d'acqua, derivante da modificazioni altimetriche del corso d'acqua (incisione fluviale, attività antropiche o tettonica attiva).

- Conoide alluvionale, *alluvial fan*: corpo sedimentario costituito da un accumulo di sedimenti clastici, depositati con la caratteristica forma a ventaglio. Si impostano all'uscita da un canale, quando l'acqua si spande e perde la sua capacità di trasportare i solidi in sospensione.

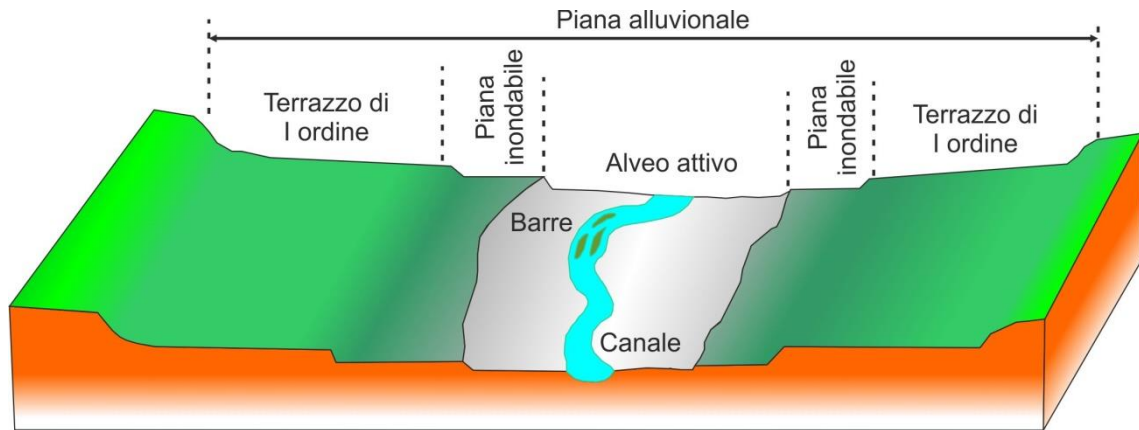


Fig. 3-2 Profilo longitudinale di una tipica piana alluvionale.

Altre morfologie presenti nei corsi d'acqua e dipendenti dalla corrente sono:

- Dune e ripple, *dunes* and *ripples*: forme di fondo che si generano grazie al trasporto trattivo di materiale fine (max 2mm, per le dune), con numero di Froude minore di 1. Dapprima la corrente non è in grado di smuovere il sedimento, poi inizia il movimento e si formano i ripples, aumentando ancora la velocità ai ripples seguono le dune che sono forme di fondo simili ai ripples ma di dimensioni maggiori
- Strutture erosive come *flute casts* (solchi di erosione che si formano per turbolenza, prodotta a valle di asperità o ostacoli sul fondo), *groove casts* (solchi formati dal trascinarsi di clasti o materiali legnosi) e *chevron casts* (solchi di erosione che si originano sulla superficie del sedimento, a monte di un ostacolo. Vengono generati a causa di una corrente unidirezionale che incontra degli ostacoli e cerca di prenderli in carico).

3.2 Morfometria d'alveo

I fiumi sono considerati delle strutture attive, in quanto soggette a continue modifiche nel tempo. Possiamo definire in equilibrio dinamico un alveo che in un intervallo di tempo di 10-15 anni mantiene mediamente invariate le sue caratteristiche, mentre verrà definito instabile se varia significativamente la sua forma (Rinaldi et al., 2011). Un alveo reso instabile da cause naturali o antropiche, può cercare di ristabilire il suo equilibrio attraverso variazioni latero-verticali (ristringimenti-approfondimenti), attraverso cambiamenti del percorso e attraverso variazioni morfo-sedimentologiche.

Lo studio dei fenomeni di trasporto e sedimentazione, deve essere in grado di valutare gli effetti della mobilità dei sedimenti costituenti gli alvei. Generalmente,

vengono analizzate portata liquida, natura del sedimento, caratteristiche morfometriche del materiale lungo tutto il percorso (granulometria e forma), e modifiche geometriche dell'alveo, per valutare l'evoluzione del corso d'acqua nello spazio e nel tempo.

Le maggiori modificazioni sono rappresentate dalla movimentazione del materiale di fondo, il quale determina una serie di variazioni planimetriche e altimetriche.

Le variazioni planimetriche più comuni sono identificate nella migrazione delle barre, nella variazione del raggio di curvatura del fiume, nell'abbandono di meandro e nelle variazioni di larghezza e sinuosità del corso. Ciò porta ad una modificazione dell'andamento planimetrico del fiume, cioè il percorso della corrente varia nel tempo ad una stessa quota.

Se il materiale di fondo non è in equilibrio, e quindi l'alveo è sottoposto ad un processo erosivo, i sedimenti sottratti vengono depositati più a valle, diminuendo la pendenza dell'alveo. Di conseguenza, a parità di portata, diminuiscono le velocità e quindi diminuisce la capacità di trasporto, fino a raggiungere l'equilibrio altimetrico tra il sedimento eroso e quello deposto.

I fenomeni di erosione e deposito, oltre a modificare la planimetria e l'altimetria dell'alveo, possono essere causa di variazioni di forma della sezione trasversale (Rinaldi et al., 2011), e quindi delle caratteristiche della corrente. La sezione trasversale di un corso d'acqua dipende essenzialmente dal materiale incassante e dalla pendenza. Si parlerà di alvei a fondo fisso quando si avranno fiumi ad elevata pendenza impostati su roccia massiva pressoché privi di sedimenti ad esclusione di grandi blocchi che invadono l'alveo. Parleremo invece di alvei a fondo mobile, quando si avranno pendenze relativamente basse e il letto è inciso in sedimenti incoerenti o poco coerenti con sponde dello stesso materiale o roccia massiva. Gli alvei principali di un bacino idrografico rientrano in questo gruppo in cui i sedimenti presenti in alveo o nella pianura alluvionale possono essere trasportati, costituendo essi stessi una sorgente di sedimenti che si somma a quella dei versanti.

Dal punto di vista granulometrico, si ha una differenziazione da monte verso valle. Le dimensioni del sedimento diminuiscono all'aumentare della distanza dell'area fonte, per usura e dissoluzione dei minerali più solubili. Ma la più importante causa di questa differenziazione è il trasporto selettivo, cioè dalle variazioni di capacità di trasporto della corrente. Al diminuire della corrente con la pendenza, diminuisce anche la capacità di carico e quindi, i materiali più grossolani vengono depositati a monte, mentre arrivano a valle i materiali più fini. Per descrivere questa variazione è stato

introdotto a livello internazionale il termine *downstream fining* che esprime la differenza del diametro dei grani procedendo da monte verso valle.

La granulometria viene definita come la caratterizzazione in termini statistici di una miscela di particelle di sedimento. Tali particelle sono classificate per categorie convenzionali di differente diametro.

Per ottenere la misura delle dimensioni dei granuli di un sedimento sciolto si ha a disposizione una serie di classificazioni di scale granulometriche (Shepard, 1984; Friedman & Sanders, 1978). Una delle più usate è la scala proposta da Udden-Wentworth (1922), in cui i limiti fra le frazioni granulometriche sono:

- > 2 mm per la ghiaia
- 2 mm – 0,062 mm per la sabbia
- 0,062 mm – 0,0039 mm per il silt
- < 0,0039 mm per l'argilla

Un'ulteriore metodologia di classificazione è quella proposta da Krumbein (1934), il quale propone come unità phi (logaritmo negativo in base 2 del diametro delle particelle espresso in mm). Così facendo, phi (ϕ) diventa una quantità adimensionata che meglio approssima le caratteristiche logaritmiche della distribuzione dei sedimenti.

Una significativa considerazione sulle caratteristiche morfometriche legate alla distanza dall'area fonte e alla tipologia di materiale (Fig. 3-3), è importante ai fini di produzione di sedimento (Pettijohn, 1957; Le Pera & Critelli, 1997). Ciò potrebbe portare a delle perdite di materiale in soluzione, non più utile ai fini delle dinamiche intra alveo. Nel diagramma seguente viene illustrato come variano le forme e le dimensioni di un frammento di roccia calcarea al variare della distanza percorsa. La diminuzione della granulometria e l'aumento della sua sfericità e dell'arrotondamento in relazione alle perdite di peso, ci permette di intuire che non tutto il materiale prodotto per erosione contribuisce alle dinamiche d'alveo o di unità fisiografica costiera.

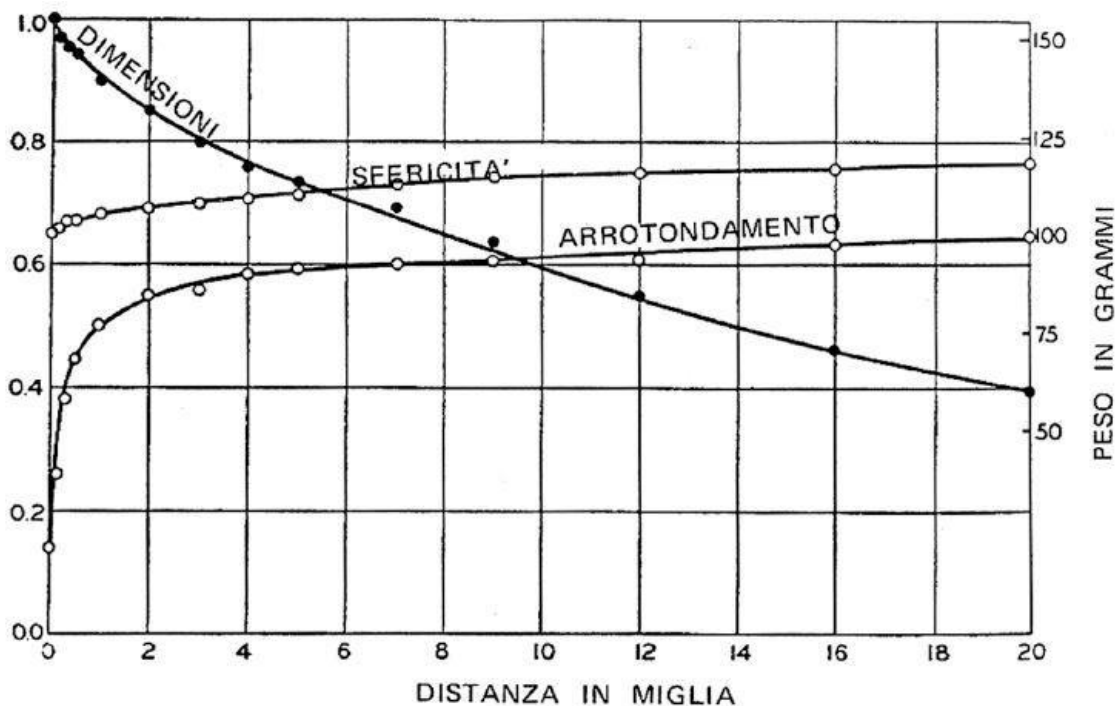


Fig. 3-3 Variazione delle dimensione della sfericità e dell'arrotondamento in funzione della distanza percorsa da particelle calcaree. Tale variazioni sono espresse in perdite di peso (Pettijohn, 1957).

Gli elementi che costituiscono gli alvei fluviali, descritti nel paragrafo precedente, combinati tra loro, rappresentano il fattore distintivo tra le varie tipologie di fiume a fondo mobile.

La tipologia di alveo dipende essenzialmente dalla litologia drenata, dalla pendenza, dal trasporto solido e dalle portate.

Una distinzione di base, che generalmente viene eseguita, è quella di suddividere i corsi d'acqua in due categorie, menzionate in parte nel paragrafo precedente; alvei a fondo fisso e alvei a fondo mobile. I primi scorrono sulla roccia e sono pressoché privi di sedimenti. La loro morfologia dipende in gran parte dalle caratteristiche geologiche del terreno. In tali alvei la capacità di trasporto è in genere maggiore rispetto alla quantità di sedimento disponibile e i sedimenti sono continuamente rimossi e smaltiti. Si tratta, in genere, di alvei di montagna caratterizzati da forti pendenze e spesso in erosione. Gli alvei a fondo mobile hanno una pendenza lieve e al variare delle caratteristiche di portata, manifestano forti variazioni morfologiche. In questi alvei, i sedimenti presenti costituiscono essi stessi una sorgente di materiale ma possono anche essere immobilizzati momentaneamente da fenomeni di corazzamento del fondo.

In funzione della posizione all'interno del bacino si avranno fiumi montani, pedemontani e di fondovalle. Questi corsi d'acqua, in base alle caratteristiche

geometriche degli alvei, in base alle forme di fondo e in base alle dinamiche sedimentologiche, verranno classificati in differente modo.

A causa dell'estrema complessità che contraddistingue i sistemi naturali come i fiumi, si è fatto spesso ricorso all'elaborazione di sistemi di classificazione per dividere le varie tipologie di fiumi in gruppi che condividono caratteristiche fisiche comuni. Una classificazione dei corsi d'acqua si è resa necessaria al fine di fornire una migliore comunicazione tra gli studiosi dei sistemi fluviali e per promuovere un'ottimale comprensione dei processi fluviali.

Molte sono state le classificazioni dei corsi d'acqua proposte negli anni, distinte tra loro per i diversi criteri di classificazione adottati dai vari autori che le hanno ideate.

Leopold e Wolman, nel 1957, furono i primi a tentare una classificazione, dividendo i canali in tre categorie: rettilinei, intrecciati e meandriiformi, stabilendo dei limiti ben definiti tra una tipologia e l'altra. Questa prima classificazione si è però rivelata spesso inadeguata per descrivere molte morfologie fluviali. Così si è progressivamente affermato il concetto secondo il quale si ha un continuo passaggio da una forma morfologica all'altra, piuttosto che dei limiti ben definiti.

Negli anni successivi, numerosi autori hanno proposto diverse classificazioni nelle quali è stato riconosciuto che, ulteriori fattori influenzano i modelli di canale come la granulometria, il carico di sedimenti, la vegetazione, la larghezza e profondità del canale ecc.

Tra i sistemi di classificazione più utilizzati si ricordano Rosgen (1994, 1996), Billi (1994) e Montgomery e Buffington (1997).

3.3 Morfometria dei bacini idrografici

Si definisce bacino idrografico la porzione di territorio delimitato da una linea di imfluvio (spartiacque topografico), che raccoglie tutte le acque passanti attraverso una determinata sezione di chiusura di un corso d'acqua principale.

All'interno del bacino si estende un reticolo idrografico caratterizzato da una serie di aste fluviali secondarie che affluiscono in un'asta principale. Le sezioni di chiusura delle aste secondarie, che corrispondono al punto d'immissione con l'asta principale, vanno ad identificare una serie di bacini secondari o sottobacini idrografici.

In linea generale, le caratteristiche di un bacino idrografico si possono suddividere in alcuni gruppi che hanno un'influenza diretta sullo scorrimento superficiale delle acque, sulla produzione di sedimento e sui processi di trasporto/deposizione. Tali

caratteristiche sono riassumibili in: morfometria dei bacini, geologia e condizioni geomeccaniche degli ammassi, copertura vegetale e uso del suolo, dinamica dei versanti e azioni antropiche.

Le caratteristiche morfometriche di un bacino ne esprimono essenzialmente le dimensioni planimetriche, la forma, il rilievo, la struttura della rete idrografica e i tempi di percorrenza delle acque.

Le dimensioni planimetriche sono rappresentate dall'estensione areale del bacino, dal perimetro, corrispondente alla linea di spartiacque, da una quota altimetrica (min – med – max), dalla lunghezza dei versanti e dalla lunghezza delle aste. Inoltre, dal rapporto fra la lunghezza totale delle aste e l'area del bacino si ottiene la densità di drenaggio. La densità di drenaggio ha generalmente valori molto alti nelle aree interessate da terreni impermeabili, perché su essi il reticolo idrografico si presenta molto ramificato, e viceversa, molto contenuti per le aree in cui ricadono terreni permeabili. Diminuisce all'aumentare del grado di copertura vegetale del bacino idrografico perché il processo di infiltrazione nel suolo risulta favorito rispetto al deflusso superficiale.

Per caratterizzare la forma dei bacini idrografici sono proposti in letteratura diversi parametri, strettamente correlati fra loro, che essenzialmente misurano il grado di allungamento del bacino.

- Rapporto di circolarità (R_c) - E' il rapporto tra l'area A del bacino e l'area del cerchio di perimetro P uguale a quello del bacino.

$$R_c = \frac{4\pi A}{P^2}$$

Per $R_c = 1$ si avrà una forma circolare, mentre per $R_c < 1$ una forma non circolare.

- Coefficiente di uniformità (C_u) o di Gravelius (φ) - E' il rapporto tra il perimetro P del bacino e la circonferenza del cerchio di eguale area A .

$$C_u = \frac{P}{2\sqrt{\pi \cdot A}}$$

Per $\varphi = 1$ forma tondeggiante

Per $1 < \varphi < 1,25$ forma rotonda – ovale rotonda

Per $1,25 < \varphi < 1,5$ forma ovale rotonda – ovale allungata

Per $1,5 < \varphi < 1,75$ forma ovale allungata – rettangolare bislunga

- Fattore di forma (Ff) - E' il rapporto tra l'area A del bacino e il quadrato della lunghezza L dell'asta fluviale principale; dà una indicazione della sinuosità del corso d'acqua.

$$Ff = \frac{A}{L^2}$$

- Rapporto di allungamento (Ra) - E' definito come il rapporto tra il diametro del cerchio di uguale area A e la lunghezza L dell'asta fluviale principale.

$$Ra = \frac{2\sqrt{A}}{L\sqrt{\pi}}$$

L'informazione morfo-altimetrica di un bacino (curve di livello - isoipse) consente di determinare l'altitudine media del bacino, la pendenza media dei versanti e dell'asta principale e l'esposizione dei versanti.

Per valutare l'altitudine media di un bacino si suddivide la sua superficie in aree parziali comprese tra due curve di livello, e a ciascun'area si assegna una sua quota media. Quindi l'altitudine media è ricavata facendo la media pesata della sommatoria delle quote per le aree parziali diviso l'area totale.

$$Hmed = \frac{\int Hi \cdot Ai}{Atot}$$

L'andamento altimetrico di un bacino è descritto dalla curva ipsografica che fornisce la distribuzione delle superfici alle diverse quote. Si ottiene riportando in un diagramma cartesiano i punti le cui coordinate rappresentano l'area totale (cumulata) delle porzioni di bacino che si trovano al di sopra della quota considerata. Quindi sulle ordinate si rappresentano le quote, riferite generalmente alla sezione di chiusura, mentre sulle ascisse si indicano le cumulate delle aree percentuali del bacino alle diverse quote. Ovviamente alla quota massima corrisponde una superficie nulla mentre, alla quota minima, che è quella della sezione di chiusura, corrisponde la superficie dell'intero bacino.

La curva ipsografica può essere realizzata in forma dimensionale, sostituendo alle quote il rapporto tra ogni singola quota e la quota massima e alle superfici il rapporto tra l'area al di sopra di una quota e l'area totale del bacino. In questo caso prende il nome di Curva ipsometrica.

La forma di tale curva dà delle indicazioni circa il grado di evoluzione del bacino e, in corrispondenza dei punti di flesso maggiori, si potrebbe dedurre un cambio litologico significativo o la presenza di una discontinuità strutturale.

Per valutare la pendenza media dei versanti è stato utilizzato il metodo di Alvard-Horton che consiste nel misurare la lunghezza totale (L) delle curve di livello comprese nel bacino, moltiplicarla per l'equidistanza Δz tra un'isoipsa e l'altra e infine dividere il risultato per l'area A del bacino.

$$i_m = \frac{\Delta z \cdot L}{A}$$

Per valutare la pendenza media dell'asta principale si va a calcolare il rapporto, mediante la costruzione della retta di compenso del profilo longitudinale del corso d'acqua, tra l'altezza del triangolo rettangolo che si forma (cateto minore) e la lunghezza della base del triangolo (cateto maggiore). In questo modo si ottiene la tangente dell'angolo opposto e di conseguenza la percentuale di pendenza, facilmente trasformabile in gradi mediante arcotangente.

Un parametro utilizzato in alcuni modelli concettuali afflussi/deflussi, è il Tempo di corrivazione, cioè il tempo impiegato da una goccia d'acqua, in un punto del bacino, per arrivare alla sezione di chiusura. Tra le numerose formule esistenti, una delle più utilizzate, e particolarmente adatta ai bacini montani, è quella proposta da Giandotti che fornisce il tempo di corrivazione del bacino, espresso in ore, in base alle sue caratteristiche morfometriche: area A in km², lunghezza massima di corrivazione L in km e altezza media Hm in metri.

$$T_c = \frac{4\sqrt{A} + 1,5L}{0,8\sqrt{Hm}}$$

3.4 Analisi morfologiche su modelli digitali

I database riferiti alle caratteristiche del terreno o all'elevazione del suolo sono utili nelle analisi realizzate con i vari sistemi GIS (Wilson & Gallant, 2000). Da queste elaborazioni, vengono spesso ricavate una serie di cartografie e banche dati indispensabili per un'accurata analisi del territorio. I software GIS possiedono delle ottime funzioni di analisi per processi di superficie. In questo paragrafo analizzeremo una serie di *dataset* per la realizzazione di output inerenti le caratteristiche morfologiche del terreno.

La possibilità di modellare il terreno attraverso un dato di elevazione, consente di eseguire alcune analisi relative alla natura tridimensionale della superficie rappresentata. Si parlerà quindi di analisi digitale del terreno (DTA, Digital Terrain Analysis)

Per queste analisi vengono distinti:

- modelli digitali dell'elevazione (DEM, Digital Elevation Model),

- modelli digitali della superficie del terreno (DSM, Digital Surface Model),
- modelli digitali del terreno (DTM, Digital Terrain Model).

Si tratta di modelli che descrivono la continuità della superficie terrestre attraverso una quantità finita di punti memorizzati sotto forma di coordinate spaziali (X, Y, Z).

Il termine DEM viene spesso utilizzato quando l'elevazione della superficie topografica è modellata tramite raster grid, cioè tramite una matrice regolare di valori di quota che tengono conto di una superficie topografica “spoglia” a differenza dei DSM, che rappresentano la superficie topografica più i vari elementi antropici e la copertura vegetale. L'acronimo DTM spesso sottintende la modellazione della superficie del terreno attraverso la struttura TIN, Triangular Irregular Network (Moore et al., 1991).

Per la rappresentazione della superficie e delle sue caratteristiche morfologiche, grazie ai DEM è possibile ottenere i seguenti prodotti:

- Estrazione di curve di livello (Contour),
- Estrazione di punti quotati in maglia (Point),
- Estrazione di profili altimetrici (Profile),
- Raster delle pendenze (Slope),
- Raster delle esposizioni (Aspect),
- Raster della curvatura (Curvature),
- Raster dell'illuminazione solare relativa (Hillshade),
- Raster dell'intervisibilità (Viewshed),
- Calcolo di variazioni di volume (Cut & Fill)

Contour - A partire dal modello digitale del terreno, è possibile costruire un tema vettoriale che ricostruisca delle isolinee descrittive delle soglie altimetriche della superficie. È possibile determinare a piacimento il range di valori (min/max) che si vuole descrivere attraverso le isolinee, nonché la loro equidistanza (intervallo metrico tra una isolinea e la successiva).

Point - È possibile creare una maglia di punti dal centroide della cella del DEM, genericamente viene utilizzata per interpolazioni del valore quota con altri DB vettoriali.

Profile - La generazione automatizzata di profili altimetrici da DEM permette di ottenere dati tabellari che possono essere esportati ed analizzati con tecniche numeriche.

Slope - La pendenza di una superficie esprime l'angolo d'inclinazione della cella (triangolare in caso di TIN) rispetto al piano orizzontale. L'equazione matematica alla

base di questa procedura tiene conto di tutte le 9 celle centrate da quella da determinare. La pendenza può esprimersi in gradi o in percentuale.

Aspect - L'esposizione di una superficie esprime l'angolo formato dal piano normale alla superficie e la direzione del nord; esprime, in altri termini, l'orientamento dei versanti rispetto ai punti cardinali. Si misura in gradi, in cui 0°/360° corrisponde il nord, + 90° est, +180° sud, +270° ovest.

Curvature - Misura la variazioni della pendenza lungo la direzione più inclinata, determinando la convergenza o divergenza topografica.

Hillshade - Andamento della quantità d'illuminazione riflessa dato il modello del suolo e la posizione di una sorgente di illuminazione. È possibile determinare a piacimento la posizione del sole (*Azimuth* e *Altitude*), un'eventuale fattore di moltiplicazione dei valori altimetrici (*Z factor*) e la dimensione della cella della copertura raster (*Output cell size*).

Viewshed - Identifica le celle di un DEM che possono essere viste da uno o più punti di osservazione. Nel caso di un *viewshed* ottenuto a partire da un punto di osservazione, a ciascuna cella che può essere vista viene attribuito il valore 1, mentre alle altre celle viene attribuito il valore 0. Nel caso di un *viewshed* ottenuto a partire da più punti di osservazione, ciascuna cella nella copertura raster derivata riceve un valore che indica quanti punti possono vedere quella cella.

Cut/Fill - calcola le aree e i volumi di variazione tra due superfici aventi la stessa estensione spaziale ma che sono state modificate attraverso addizioni o rimozioni di materiale di superficie. Il risultato di una operazione di *cut/fill* tra due *layers* che descrivono la superficie del suolo, in due diversi periodi, produce un tema raster differenziato in tre valori: superficie non modificata, superficie minore per erosione (*cut*), superficie maggiore per deposito (*fill*).

Per la rappresentazione delle caratteristiche idrologiche della superficie, grazie ai DEM è possibile ottenere i seguenti prodotti:

- Calcolo delle direzioni di flusso (*Flow Direction*),
- Determinazione del flusso cumulato (*Flow Accumulation*),
- Calcolo dell'ordine gerarchico delle aste (*Stream Order*)
- Delimitazione dei bacini idrografici (*Watershed*),

Grazie a queste informazioni è possibile eseguire una serie di analisi in funzione del dato di output che si vuole ottenere. Si può variare da analisi di erosione del suolo,

modellazioni geochimiche, modellazioni meteoclimatiche, simulazioni d'inondazioni, ecc.

Per la determinazione delle caratteristiche del reticolo idrografico è conveniente eseguire un iniziale processamento del modello digitale utilizzando l'operazione *FILL*, la quale colma le aree in cui sono presenti dati nulli (*no data*), interpolando i valori mancanti con appositi algoritmi, cioè, applica un filtro che genera una mappa di elevazione priva di depressioni anomale.

Flow Direction - Costruisce la mappa delle direzioni di drenaggio, utilizzando l'algoritmo D8 (*single flow direction*, SFD) o l'algoritmo FD8/FRho8 (*multiple flow direction*, MFD). Sono algoritmi che tentano di modellizzare la dispersione del flusso verso valle basandosi sulla pendenza delle celle circostanti a cui viene assegnato un valore numerico intero che simboleggia verso quale delle otto celle avviene il flusso.

Flow Accumulation - Grazie al *grid* delle direzioni di flusso, per ogni cella può essere calcolato il flusso cumulato dalle celle che vi drenano. Il *grid* in output rappresenta la somma del numero di celle a monte che drenano nella cella considerata.

Stream Order - Grazie a delle operazioni di *map algebra* e alle direzioni di flusso, si riesce ad ottenere il numero di ordine gerarchico delle aste (metodo di Horton).

Watershed - Delimita il bacino idrografico sotteso ad una determinata sezione di chiusura (cella). Si considera una cella come sezione di chiusura e vengono selezionate tutte le celle con direzione di flusso che drenano verso la cella più a valle.

Tutti questi output possono essere salvati in una directory temporanea (*Temporary*) o in una collocazione stabilita. Inoltre, queste elaborazioni restituiscono dei file raster che devono essere convertiti in file vettoriali (linee, poligoni, punti). Per trasformare un raster in vettore, generalmente bisogna correggere/riclassificare il file di partenza, utilizzando il comando *reclassify*, e successivamente passare alla conversione utilizzando il comando *Raster to Polygon*.

Dai vettoriali si riesce ad ottenere la lunghezza degli elementi lineari, il perimetro e l'area dei poligoni e le varie coordinate dei centroidi e dei punti, utilizzando i calcolatori di campi delle varie geometrie dei *dataset*.

4 CAPITOLO – GEOLOGIA, MORFOLOGIA, USO DEL SUOLO E ASSETTO METEOCLIMATICO DELLE AREE DI STUDIO

Nel presente lavoro è stato applicato il modello multiparametrico EPM (Gavrilovic, 1988) in differenti bacini dell'Italia Meridionale, dell'arco Alpino e delle Ande Cilene centrali (Fig. 4-1 e Tab. 4-1). Sono stati scelti più tipologie di bacini in differenti contesti geografici, per una corretta calibrazione dei dati di input del modello, una validazione degli output con dati sperimentali di bacini attrezzati con strumenti per la valutazione del trasporto solido e una finale applicazione in aree test della Calabria ionica Settentrionale (Bacino della F.ra Saraceno), della Calabria Ionica Meridionale (Bacino della F.ra Stilaro) e della Calabria Tirrenica Meridionale (Bacino della F.ra Sfalasà).

La conformità geografica della penisola Italiana mostra un'ossatura composta da due sistemi montuosi, le Alpi a nord e gli Appennini che si estendono lungo tutta la regione. Le Alpi rappresentano il confine fisico-politico con il resto del continente Europeo e si dividono in alpi orientali, centrali e occidentali. In continuità con le alpi occidentali si ritrovano le Alpi Liguri, che passano verso sud alla catena Appenninica. Quest'ultima è divisa in Appennino settentrionale, centrale e meridionale.

Il territorio Cileno assume una conformazione allungata e dominata dalle alte vette della Cordigliera Andina. Si estende lungo tutto il territorio, con rilievi relativamente giovani, derivanti dalla collisione della placca Pacifica con quella Sudamericana, e inoltre, l'enorme baluardo montuoso che separa il Cile dall'Argentina, influisce fortemente sugli aspetti climatici e idrografici delle regioni andine.

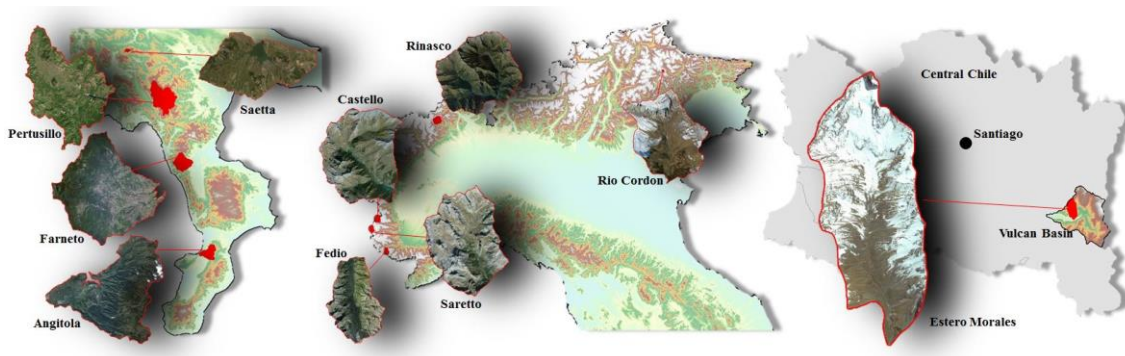


Fig. 4-1 Mappa schematica delle localizzazioni geografiche dei siti di studio.

	Basins	Coordinate		Surface (km ²)	Elevation (a.m.s.l.)		Average slope (%)
		Latitude	Longitude		Min.	Max	
Arco Alpino	Rimasco	5078368.00	427358.00	81,97	874	2960	72,39
	Castello	4941707.82	345182.20	68,16	1534	3332	57,97
	Fedio	4904787.54	354104.68	37,03	1183	2973	63
	Saretto	4927158.81	335598.05	53,96	1533	3374	63,3
	Rio Cordon	5148366.14	277010.01	5,04	1896	2585	52
Ande	Estero Morales	6256819.48	401610.70	27,43	1965	4033	73,9
Appennino Meridionale	Saetta	4519104.87	536469.23	8,92	948	1230	15
	Pertusillo	4458837.83	585131.36	570,56	475	1775	23,98
	Farneto	4389000.07	599999.12	242,67	133	1987	34,21
	Angitola	4289549.39	607033.78	155,45	45	1018	26,29
	Stilaro	4254336.62	637038.60	95,17	0	1420	33,76
	Saraceno	4411361.38	629694.56	88,06156	0	1707	32,62
	Sfalassà	4237552.72	569821.81	24,02	0	1182	28,77

Tab. 4-1 Tabella riassuntiva della localizzazione dei Bacini e delle principali caratteristiche morfometriche.

4.1 Caratteri geologici e morfotettonici

4.1.1 Bacini sud Appenninici

Geologia

I caratteri geologici di questa porzione di appennino sono legati alla migrazione verso Est del processo di subduzione che ha interessato la placca Ionica nel Neogene (Spina et al., 2011; Faccenna et al., 2001), con conseguente impilamento di falde via via più giovani in direzione dell'avampaese Apulo e progressiva incorporazione in catena dei sedimenti di avanfossa (Tortorici et al., 1995).

In una qualsiasi carta geologica, si nota in modo quasi immediato, che la continuità di affioramento dei terreni calcarei mesozoici della catena appenninica s'interrompe a sud di Castrovillari, dove al posto dei tipici terreni sedimentari si sostituiscono rocce cristalline derivanti da un'antica crosta continentale di età paleozoica (Russo & Schiattarella, 1992). Si struttura così, l'appennino SS e l'arco Calabro Peloritano.

L'ACP rappresenta un frammento del margine europeo che si sovrappone all'Appennino e alla catena Maghrebide durante la collisione tra la placca Europea e la placca Apula nel tardo Miocene inferiore (Vacca, 2013). Tale meccanismo ha portato alla subduzione dello slab litosferico ionico e alla formazione, in regime compressivo, di svariati bacini di *piggy back* associati a strutture tettoniche inverse (Van Dijk et al., 2000) e all'evoluzione delle classiche anticlinali da rampa. Inoltre, l'arretramento dello *slab* ionico (*Roll Back*) e la flessurazione della piattaforma Apula sotto l'azione del carico litostatico connesso al sovrascorrimento del cuneo orogenico Appenninico,

hanno portato alla formazione di bacini distensivi quali: il Bacino di Castrovillari, del Crati, del Mesima ecc. (Turco et al., 1990).

Nell'area lucana, segmentati da una serie di strutture tettoniche di rilevanza regionale, s'impostano i bacini di Sant'arcangelo (Ferranti et al., 2009), separati dall'avanfossa Bradanica, dalla dorsale di Valsinni (Casciello et al., 2000), il bacino del Mercure del Noce, considerati da alcuni autori come dei *pull-apart basins* (Turco et al., 1990), mentre da altri autori come dei *piggy back basins* (Caldara et al., 1988; Hippolyte et al., 1994). In questo contesto si avranno quindi, due domini litologici predominanti; carbonatici e deposizionali a nord, cristallini e deposizionali a sud, separati dalla catene montuosa del Pollino interamente carbonatica.

Le litologie affioranti nella porzione nord dell'area di studio, sono rappresentate da depositi Plio-Quaternari quali: *Alluvioni recenti* - depositi ciottolosi e sabbiosi di sistemi fluviali sviluppatisi lungo i fianchi delle valli incise dai corsi d'acqua. *Conoidi alluvionali* - costituiti da depositi eterogenei con clasti da subangolosi a subarrotondati, a granulometria grossolana. *Depositi fluvio-continentali, talora terrazzati* - sono costituiti da depositi ciottolosi e sabbiosi a stratificazione piano parallela con intercalazioni di materiale marino-transizionale (Cucci & Cinti, 1998). *Depositi fluvio-lacustri* - costituiti un'alternanza di materiale fine e grossolano, tipico di aree ad alta energia di rilievo e tassi di sedimentazione elevati (Marra, 1998; Robustelli et al., 2014). *Depositi fluvio-marini* - sono costituiti da ghiaie fluvio-deltizie e sabbie sottili di origine marina, talora clinostratificati e caratterizzati da uno spessore molto variabile.

In discordanza si ritrovano *Depositi marini Miocenici* - sono costituiti da un'alternanza di arenarie, peliti e argille, con intercalazioni conglomeratiche (Tortorici et al., 1995). Tipiche sono le successioni flyschoidi delle F.ni del Gorgoglione, di Albidona e del Saraceno.

Questi ultimi depositi si ritrovano in discordanza stratigrafica al tetto delle Unità Liguridi, derivanti dalla formazione del prisma di accrezione Oligo-Miocenico (Prosser & Schiattarella, 1998). *Depositi di fondale oceanico metamorfosati* - costituiti da argilliti (F.ne delle Crete Nere di Selli, 1962), metamorfiti polideformate e scisti filladici (U. del Frido di Vezzani, 1969; Vezzani et al., 2009).

Alle rocce metasedimentarie di basso grado, sono associate lembi di ofioliti costituiti da corpi lentiformi di peridotiti serpentizzate, da metabasiti di dimensioni variabili, gneiss, pegmatiti ed anfiboliti (Laurita et al., 2014).

Questi terreni vengono ritrovati spesso, in contatto tettonico con il substrato carbonatico, che in affioramento si presenta da ben stratificato a massivo e con una colorazione da grigio chiaro a grigio scuro (Vacca, 2013). Una caratteristica molto comune è la presenza di un'intensa fascia cataclastica in prossimità dei lineamenti principali.

L'ossatura della porzione meridionale è formata prevalentemente da rocce cristalline, che costituiscono la quasi totalità dei rilievi della Sila, delle Serre e dell'Aspromonte.

Il basamento è costituito da unità tettono-metamorfiche riferibili al Complesso Calabride di Ogniben (1973). In affioramento si ritrovano litotipi quali gneiss, gabbri e granuliti passanti all'Unità stratigraficamente più elevata, l'Unità di Stilo (Acquafredda et al., 2006).

Quest'ultima unità, che ricopre al nord della Calabria l'Unità della Sila e a sud l'Unità dell'Aspromonte (Cirrincione et al., 2013), è costituita da un basamento formato da plutoniti affioranti nella parte centrale ed occidentale del Massiccio delle Serre, da metamorfiti riferibili a due differenti unità erciniche con intrusioni plutoniche (graniti) e infine, da una copertura sedimentaria rappresentata da carbonati neritici mesozoici, da dolomie saccaroidi compatte generalmente arenacee e alla base da conglomerati ed arenarie di tipo Verrucano (Bonardi et al., 1980).

Dal punto di vista petrografico, l'Unità di Stilo risulta essere caratterizzata dal basamento intrusivo a composizione acida rappresentato dai termini granitici ascrivibili ai Graniti e alle Granodioriti tipo "Le Serre" (Heike & Lorenzoni, 1972), costituiti principalmente da quarzo, albite, k-feldspato (microclino) e biotite (Pellegrino et al., 2008). Assumono una tessitura isotropa massiva e una struttura olocristallina a grana grossa, con cristalli tra 2 e 5 mm.

A questa massa plutonica è associata una fascia di spessore compreso fra 20 e 50 m di un'Aureola metamorfica caratterizzata da un metamorfismo di contatto generalmente di basso grado, la quale presenta un'associazione mineralogica costituita prevalentemente da quarzo, miche, albite, tracce di microclino, orneblenda e zeoliti (Barrese et al., 2006).

In posizione mediana si ritrovano le rocce metamorfiche di medio-alto grado che sono costituite principalmente da Scisti biotitici e secondariamente da Scisti biotitico-granatiferi passanti a nuclei di gneiss biotitici. I costituenti principali degli scisti biotitici sono quarzo, albite, biotite, muscovite e sporadicamente sanidino, orneblenda, granati e tracce di zeoliti (Pellegrino et al., 2008).

In posizione apicale si ha la presenza di rocce metamorfiche di basso-medio grado rappresentate da Scisti filladici grigio-scuri costituiti da una serie di arenarie, di argilliti sabbiose, nonché da argilliti nerastre laminate con un grado di metamorfismo piuttosto basso. I minerali principali sono quarzo, biotite, albite e clorite, poca muscovite ed occasionale sericite e k-feldspato (Barrese et al., 2006).

La notevole evoluzione tettonica che ha portato alla riesumazione di questa porzione di crosta ercinica e il lento raffreddamento dei corpi intrusivi, hanno predisposto una notevole frammentazione dei litotipi precedentemente descritti.

In questo contesto, dal punto di vista dei processi naturali di alterazione, l'unità metamorfica di Stilo così strutturata risulta altamente vulnerabile all'azione disagregante degli agenti atmosferici. Generando spesse coltri di alterazione associate alla formazione di sabbioni granitici e blocchi completamente isolati definiti “*corestones* o *boulders*”.

In contatto tettonico con quest'Unità, si ritrova una sequenza sedimentaria marino-transizionale. Il notevole sollevamento tettonico avvenuto durante le prime fasi plio-quadernarie ha portato in esposizione, specialmente lungo il versante ionico meridionale, una potente sequenza sedimentaria di età oligocenico-quadernaria (Cavazza et al., 1997), depositatasi all'interno del bacino di Forearc calabro-ionico. Si distinguono, dal basso verso l'alto:

- Formazione di Palizzi
- Formazione di Pignolo
- Formazione di Stilo-Capo d'Orlando
- Argille varicolori
- Successione Serravalliano-Tortoniana
- Successione Messiniana
- Formazione dei Trubi
- Formazione di Monte Narbone
- Sabbie e ghiaie Quadernarie

Questi depositi sono costituiti da una serie di alternanze, non cicliche, rappresentate da conglomerate, sabbie e argille. Questa pseudo alternanza testimonia il continuo ciclo di innalzamento e abbassamento del livello marino tardo quadernario.

Morfologia

L'interazione morfotettonica e la variabilità litologica di quest'area hanno dato origine a dei paesaggi che si diversificano in più unità geomorfologiche. Si distinguono dei rilievi carbonatici e cristallini seguiti da un'area pedemontana che passa ad estese pianure alluvionali e costiere.

L'idrografia dell'area esaminata è piuttosto complessa per effetto del regime variabile delle precipitazioni e a causa dell'influenza reciproca tra le litologie e i principali lineamenti tettonici. Le specifiche altimetriche del territorio e le caratteristiche climatiche, con estati siccitose e inverni molto piovosi, determinano un regime fluvio-dinamico prevalentemente torrentizio. Associati a questi regimi si generano le fiumare, caratterizzate da brevi e ripidi percorsi nella zona montana e sbocco nelle estese pianure costiere, dove il cambio brusco di pendenza determina lo sviluppo di ampie conoidi incise da effimeri alvei di magra tra loro intrecciati.

I rilievi montani, divisi in carbonatici, nella porzione calabro-lucana, e cristallini, nella porzione sud calabrese, si allineano generalmente lungo dei sistemi di faglia, orientati NW-SE, NE-SW e N-S (Ferranti et al., 2009; Del Ben et al., 2008; Tansi et al., 2007), che nel corso della loro evoluzione hanno subito più riattivazioni in regimi cinematici differenti (Van Dijk et al., 2000; Van Dijk & Scheepers, 1995).

La natura calcarea dei rilievi calabro-lucani, a causa dell'azione chimica delle acque e dell'azione morfogenetica dei ghiacciai, ha portato alla formazione di numerose forme carsiche, come lapies, karren, doline, polje e depressioni endoreiche e numerosi depositi morenici, ben visibili negli altopiani del Pollino.

Sui versanti maggiori e a più elevata pendenza, generalmente impostati su rocce molto fratturate, si sviluppano fenomeni gravitativi prevalentemente costituiti da crolli e ribaltamenti. Sono presenti inoltre, più o meno estesi depositi di versante definiti "talus detritici", generati dalla disgregazione e dal weathering delle rocce carbonatiche. Tali depositi sono ben visibili all'interno delle principali vallecole e nelle fasce di raccordo tra i versanti e il fondovalle. Nella porzione pedemontana, le litologie coinvolte in fenomeni franosi sono differenti e quindi si ha una predominanza di frane da scorrimento rotazionale, colate e creep superficiali.

Raccordati ai depositi di talus, si hanno innumerevoli forme conoidali di grandi dimensioni. La formazione di conoidi di deiezione e di aree sovralluvionate, è strettamente correlata al manifestarsi di eventi climatici estremi e alle conseguenti piene. Nelle fasi di magra, le piene ordinarie, svolgono un'azione prevalentemente erosiva, re incidendo i greti sovralluvionati ed erodendo le conoidi. Nei periodi d'intense

precipitazioni, si ha un apporto molto elevato di materiale, il quale, arrivato a valle tende a depositarsi, formando in questo modo una serie di “conoidi incastrate”.

Un ulteriore fenomeno di erosione molto caratteristico è quello rappresentato dai calanchi, i quali si impostano in litologie particolarmente fini come limi ed argille, esposte prevalentemente a sud. Tali morfologie calanchive affiorano principalmente in impluvi dei versanti Lucani.

Altre strutture morfologiche legate alle diverse litologie, alla disposizione degli strati e quindi all’erosione selettiva, sono rappresentate da: versanti a gradinata, mese, *cueste* e versanti tipo *hogback*.

Anche nel settore meridionale la forma del paesaggio è plasmata dall’interazione della tettonica con i terreni affioranti. Gli elementi morfologici caratteristici di questo settore sono: parte della Catena Costiera, il Massiccio della Sila, delle Serre, dell’Aspromonte, la Valle del Crati, la Valle del Mesima e la piana di Gioia Tauro. Queste aree rappresentano delle morfostrutture delimitate da faglie capaci di generare forti energie di rilievo, con un tasso di sollevamento regionale di circa 1 mm/anno (Catalano et al., 2008).

Dalle pendici dei principali rilievi si originano le caratteristiche fiumare. Corsi d’acqua a carattere torrentizio, in cui la dinamica evolutiva delle portate è fortemente controllata dal clima; eventi pluviometrici particolarmente intensi, innescano delle piene caratterizzate da un elevato trasporto solido, seguite da lunghi periodi senza carico e con portate liquide insignificanti (Versace et al., 1989).

La morfologia del territorio consente lo sviluppo di un sistema idrografico molto articolato, composto da numerosi torrenti caratterizzati da elevate pendenze longitudinali ed una breve distanza tra la foce e le aree montuose. La morfologia del corso principale nel settore montano, è rappresentata da canali semi rettilinei ad elevata pendenza e a forte incisione, con un letto generalmente a *steps* e *pools*, interrotto di tanto in tanto da cascate, anche di notevole altezza. Nel settore vallivo, la pendenza del fiume si addolcisce notevolmente passando così, a corsi di tipo *braided*, con fondo a *steps*, *pools* e *riffles*.

Lo sviluppo e le modificazioni morfologiche del sistema conoide sono attribuite principalmente ad eventi occasionali di piogge intense, talvolta affiancate da fenomeni gravitativi in alveo, capaci di far aumentare la portata solida e liquida del reticolo idrografico. Là dove si raggiungono pianure alluvionali o sbocchi di fondovalle, i corsi d’acqua rilasciano parte del materiale trasportato, modellando così, il deposito detritico.

Nonostante le aree di conoide siano in costante cambiamento, in quanto vengono periodicamente alluvionate, queste risultano comunemente antropizzate dall'uomo, per l'installazione di impianti di prelievo inerti, per uso agricolo e per lo sviluppo di centri abitati che, in alcuni casi, arrivano a lambire l'alveo fluviale. Nell'area prossimale alla foce, si osserva una netta differenza fra le ampie piane alluvionali dei bacini ionici, rispetto alle più piccole, e in alcuni casi assenti, piane deltizie dei bacini Tirrenici.

Riassumendo, associate alle varie strutture tettoniche si osservano ambienti geomorfologici differenti, morfostrutture molto evidenti come, scarpate di faglia e versanti di Lehmann (Ascione & Cinque, 1997) e corsi d'acqua rettificati. Un'altra forma morfologica è quella rappresentata da bassi strutturali, sedi in alcuni casi di laghi o paleo-laghi e terrazzi fluvio-lacustri. La forte energia di rilievo, che nel corso della loro evoluzione ha caratterizzato questo territorio, ha generato ingenti quantità di sedimento, depositato con delle architetture tipiche di aree a intensa attività tettonica. Si formano così, dei depositi di fan delta tipo Gilbert (Colella, 1988). Ciò è in accordo con le variazioni nel regime tettonico quaternario, che passa da compressivo a distensivo, generando principalmente lungo la costa dei sistemi deposizionali terrazzati (Cucci & Cinti, 1998; Ferranti et al., 2009; Robustelli et al., 2005) controllati dalla tettonica.

4.1.2 Bacini Alpini

Geologia

I bacini del settore Alpino presi in considerazione nel calcolo di erosione potenziale, sono distribuiti lungo i versanti delle Alpi Piemontesi e lungo il versante delle Alpi Venete.

In entrambe le aree, le litologie rappresentative sono rocce carbonatiche frequentemente dolomitizzate, metacarbonati e gneiss, sottoposte ad intensi stress tettonici nel corso della loro evoluzione (Dal Piaz, 2010).

L'area montana del territorio Alpino rappresenta, nel suo piccolo, il risultato di un complesso processo geodinamico attraverso il quale il continente europeo e il Continente africano sono giunti a collisione. Infatti, partendo dal basso verso l'alto della catena, si riesce ad osservare la completa evoluzione dell'oceano ligure piemontese, consumato dallo sprofondamento al di sotto del margine africano (Doglioni & Bosellini, 1987; Channell, 1996). Tale convergenza ha avuto inizio con la subduzione verso E-SE dei settori oceanici al di sotto della litosfera continentale adriatica. Ciò porta alla totale chiusura del bacino oceanico Piemontese ed alla successiva fase di collisione continentale, con la generazione di un sistema a falde a doppia vergenza (Schmid et al.,

2004). Il sistema sud vergente, costituito dalle Unità Sud Alpine, si svincola dal resto del sistema Europa vergente grazie all'attivazione dell'elemento strutturale periadriatico, definito in letteratura Linea Insubrica (Martin et al., 1998; Prosser, 1998). Questa linea è rappresentata da una *shear zone* costituita da un sistema di faglie regionali collegate fra loro con orientamento prevalente E-W e giacitura subverticale.

Nell'area piemontese l'assetto geologico può essere schematizzato evidenziando la presenza di distinti complessi sovrastanti l'uno all'altro, portati in superficie e tiltati durante l'orogenesi alpina (Malusà et al., 2009).

In affioramento si ritrovano le successioni del massiccio della Dora Maira (crosta continentale), passanti alle rocce giurassico-cretaceo della Zona Piemontese (crosta oceanica), in contatto con le rocce gneissiche del Monte Rosa. Le prime, sono costituite da rocce metamorfosate derivate da un'antica successione detritica tardo Paleozoica (Rolfo et al., 2015) costituita prevalentemente da micaschisti, gneiss a grana fine e metabasiti (Angiboust et al., 2012). Le rocce della Zona Piemontese sono costituite prevalentemente da serpentiniti, calcescisti e quarziti con quarzoscisti (Compagnoni et al., 2007).

Sono anche presenti estesi depositi morenici Wurmiani e post-Wurmiani, intercalati da depositi alluvionali di fondovalle e di versante, generalmente costituiti da ghiaie grossolane con ciottoli passanti a sabbie e lenti di limi.

Nell'area delle Alpi Venete le strutture tettoniche assumono una vergenza verso sud. Qui, spesso si ritrovano i complessi calcarei scollati dal basamento in corrispondenza di livelli plastici triassici ed avanscorsi con notevoli traslazioni sulle unità più recenti (Doglioni & Bosellini, 1987). Le deformazioni tuttavia, non assumono un carattere prettamente duttile e pervasivo, per questo mancano di eventi metamorfici importanti (Piccotti & Prosser, 1987), ma risalenti soltanto alle fasi orogenetiche sud-Alpine (Liborio & Mottana, 1969).

La regione dolomitica è anche caratterizzata da eventi magmatici risalenti alla collisione continentale (Orogenesi Ercinica o Varisica) e alla formazione della catena Varisica (Von Raumer et al., 2003).

Nel bacino del Rio Cordon si ritrovano in affioramento i terreni del basamento in contatto con le rocce dolomitiche e i rispettivi prodotti di disfacimento che modellano le porzioni pedemontane. Stratigraficamente si osservano i termini di basamento, costituiti da vulcanoclastiti del Triassico Medio (Neri et al., 2007), con intercalazioni di calcescisti, calcilutiti e megabrecce. Questi litotipi, si ritrovano in contatto con i calcari

e le dolomie di età triassico superiore. Il contatto fra queste due litologie è mascherato dai depositi detritico-colluviali derivanti dall'erosione delle vulcanoclastiti e delle metamorfiti, e nella porzione superiore del bacino dalle dolomie (Neri et al., 2007). Questi ultimi depositi sono molto frequenti nell'area e si presentano costituiti da sedimenti ghiaiosi con intercalazioni di limo, conglomerati spigolosi in matrice sabbiosa, con blocchi di dimensione anche metrica e depositi caotici di debris flow.

Questi depositi vengono dislocati da una serie di strutture con movimento dip slip e strike slip (Alciati et al., 1992; Neri et al., 2007), orientate principalmente N-S ed NW-SE, con superfici ad alto angolo (strike slip fault) e con superfici a basso angolo (thrust fault).

Morfologia

La morfologia dell'area alpina possiede un'elevata energia di rilievo che si traduce in dislivelli molto accentuati, con pendenze medie di circa 35°.

Nelle forme del paesaggio dei bacini Piemontesi si possono riconoscere i segni, antichi e recenti, lasciati dall'azione dei processi morfogenetici. Infatti, queste morfologie rappresentano il risultato combinato delle deformazioni tettoniche e del modellamento glaciale. Ciò è testimoniato dalle numerose valli a “U” e dai corrispettivi depositi morenici e di *till*. Il materasso fluviale e fluvioglaciale quaternario che costituisce il naturale riempimento di parte del solco vallivo, risulta costantemente modellato durante eventi meteorologici estremi quando ampie porzioni di versante vengono interessate da movimenti franosi di differente entità. Nel territorio esaminato, i fenomeni gravitativi maggiormente diffusi sono quelli da crollo e ribaltamento di roccia, seguiti da colamenti superficiali che evolvono in alcuni casi in fenomeni estremamente rapidi di debris flow. All'interno dei bacini sono presenti inoltre, estese conoidi intercalate con i depositi alluvionali recenti, generalmente sedi di piccoli centri abitati.

L'evoluzione del paesaggio del bacino del Rio Cordon è influenzata dalla geologia e dalle strutture tettoniche che lo attraversano, nonché dalle condizioni climatiche al contorno. In base ad osservazioni dei principali parametri morfometrici ricavati dal modello digitale del terreno, sono stati distinti tre morfosuperfici (Friz et al., 1992; Cavalli et al., 2008), con caratteri altimetrici e morfodinamici differenti. La porzione alta del bacino è dominata da un baluardo calcareo che si estende in direzione E-W e con alla base una spessa coltre di depositi di talus detritico che si raccordano con la

porzione centrale del bacino, costituita da versanti più dolci e sedi di deposizione morenica e fluvio-glaciale (till). Inoltre, in quest'area sono presenti una serie di massi erratici, di cui uno in particolare è sede di un sito archeologico di epoca mesolitica, sito archeologico di Mondeval de Sora (Fontana et al., 2009; Alciati et al., 1992).

L'idrografia segue delle vie preferenziali dettate dai lineamenti N-S. Nella parte alta si osserva una morfologia di fondo a steps e pools. Verso valle, il corso attraversa un primo gradino morfo-litologico in cui si verifica una costante incisione, per poi passare nella porzione mediana del bacino a bassa pendenza, dove il rio accenna una leggera sinuosità. Ancora verso valle si attraversa un zona a gradiente elevato dove la morfologia del fiume assume una conformazione a più serie di steps e pools.

I fenomeni gravitativi che si verificano in questo bacino sono ascrivibili principalmente a crolli dalle ripide pareti costituite di sola roccia nuda e sporadici debris flow (Mao et al., 2006; Rainato et al., 2013).

4.1.3 Bacino Cileno

Geologia

Il lungo territorio Cileno è marcato da una serie di forme morfologiche che contraddistinguono quattro settori principali (Fig. 4-2), il settore Norte Grande (morfologie altiplaniche e desertiche con grandi laghi salati), Norte Chico (morfologie montuose con cordoni trasversali e cueste, divise da ampie vallate), Central (morfologie più blande con ampie depressioni colmate da depositi sedimentari) e il settore Patagonico (forte modellazioni glacio-fluviali) dove si ritrova la zona Sur (morfologie a laghi e fiordi) e la zona Austral (morfologie costituite da stretti canali e isole, generate dall'attività modellante dei ghiacciai e in parte influenzati dalla tettonica).

Nella porzione centrale, procedendo dalla costa verso l'interno, si ha un'ulteriore suddivisione morfologica (Armijo et al., 2010). Dalla piana litorale si passa alla cordigliera della Costa, seguita dalla depressione intermedia, dalla Pre-Cordigliera e dalla Cordigliera delle Ande (Fig. 4-2).

Il Bacino dell'Estero Morales è localizzato nella parte alta della valle del Cajòn del Maipo, una morfostruttura ereditata dall'interazione vulcanica e dal modellamento glaciale. Il Bacino si estende da una quota minima di 1780 m s.l.m., che corrisponde alla confluenza con il Rio Volcan, fino ad una quota massima di circa 4400 m s.l.m., che corrisponde all'area occupata dal ghiacciaio San Francisco.

La subduzione della placca oceanica del Pacifico meridionale, che s'incunea sotto la placca continentale cilena, tende nel corso degli anni ad accumulare enormi

deformazioni delle masse rocciose che, rompendosi, generano violenti eventi tellurici che caratterizzano tutta l'area cilena, inclusa tutta la fascia andina e le coste di Perù ed Ecuador.

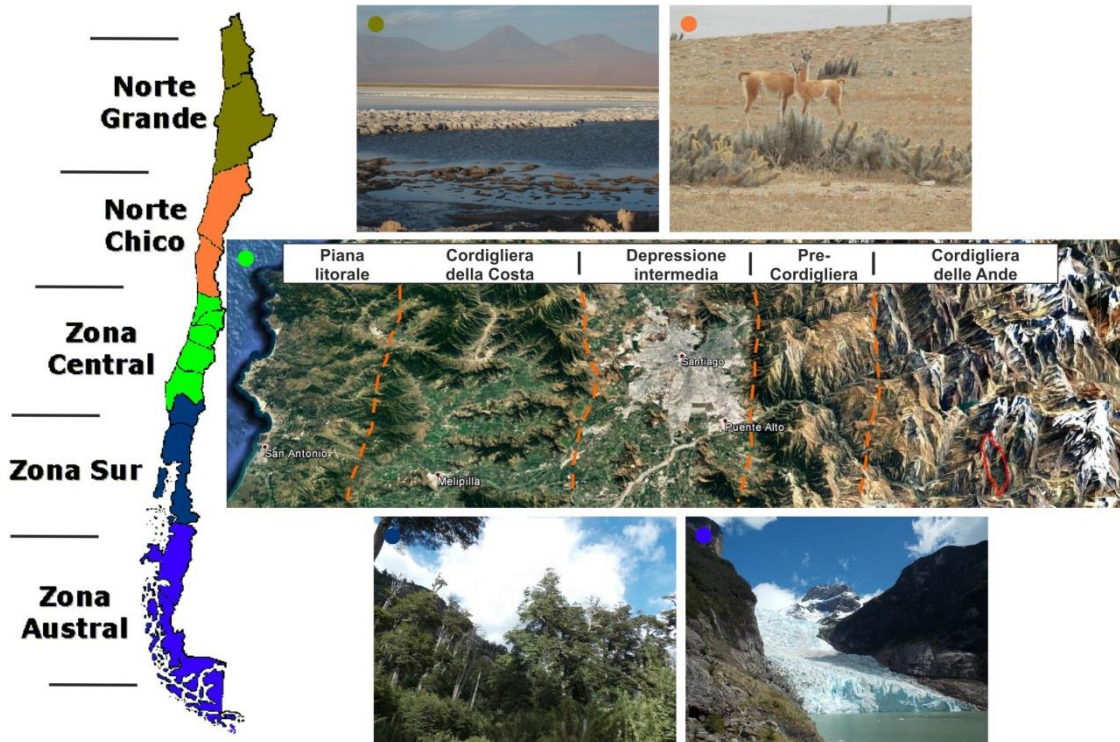


Fig. 4-2 Suddivisione delle principali fasce geografiche del Cile, con particolare riferimento alla porzione centrale, in cui sono stati evidenziati i settori morfologici che si estendono dalla costa verso la Cordigliera Andina.

Questa evoluzione geodinamica nel corso della storia geologica ha generato la cordigliera delle Ande e l'intenso vulcanismo ad essa associata (Ramos et al., 2002).

L'evoluzione tettonica di questo segmento andino è stata fortemente controllata da sistemi di faglie su scala regionale, con orientazione obliqua rispetto all'asse nord-sud dell'orogene. Queste strutture NW e NE sono state attive come faglie normali durante il tardo Eocene-Oligocene (Piquer et al., 2015), successivamente riattivate, durante il Miocene-Pliocene, come strutture inverse con componente sinistra (NW) e come strutture trascorrenti destre (NE).

La geologia dell'area dell'alto Maipo è rappresentata principalmente da rocce vulcanoclastiche e intrusive, appartenenti alla F.ne Abanico e alla F.ne Colimapu (Charrier et al., 2002), di età Cretacica (Aptiano-Albiano). Queste rocce si ritrovano al tetto della F.ne Lo Valdes costituita da depositi del tardo Giurassico (Tithoniano) di origine marina e continentale (Charrier et al., 1996).

I depositi clastici Quaternari sono rappresentati da coperture di origine morenica, fluvio-glaciale e gravitative (Fig. 4-3).

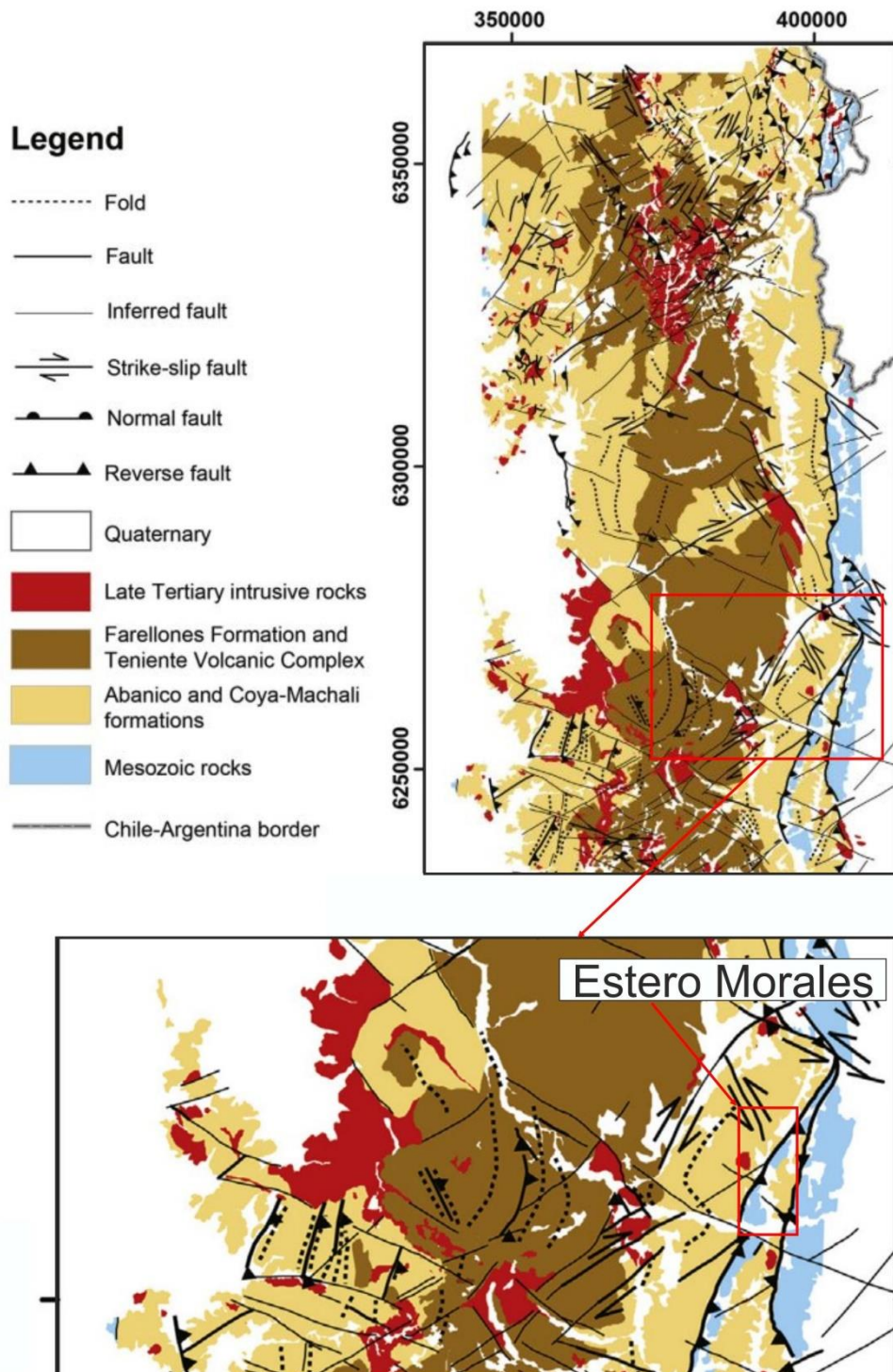


Fig. 4-3 Schematizzazione geologica del settore centrale del Cile (Modificata da Piquer et al., 2016).

Il bacino esaminato si estende lungo il passaggio, di origine tettonica, tra la F.ne Lo Valdes e l'Unidad Cerro Retumbadero, in continuità con le F.ni Colimapu e Abanico. Si passa quindi, da depositi calcareo-deposizionali a rocce vulcano-deposizionali, passanti alle formazioni Cretaciche, costituite da una base di arenaria rossa affiorante in una

piccola porzione del versante sinistro del bacino dell'Estero Morale, a depositi conglomeratici e sabbiosi, diffusi lungo tutti i versanti e la parte bassa del bacino, e infine a depositi vulcanoclastici e lave andesitiche-riolitiche, nella porzione alta del bacino.

Queste formazioni risultano piegate e dislocate da strutture tettoniche di rilevanza regionale caratterizzate da un cinematiso inverso (Piquer et al., 2016), orientate NE-SW (Fig. 4-3 e 4-4). In letteratura vengono definite con il nome di Falla Chicayes - Yesillo e Falla El Diablo (Charrier et al., 2002; Fock, 2005).

In prossimità di queste strutture, le rocce si presentano intensamente fratturate e affette da alterazioni, particolarmente amplificate dalla risalita idrotermale di fluidi e gas (Fig. 4-11b) che sfruttano come via preferenziale l'intensa fratturazione dell'ammasso roccioso. Queste risalite sono ben visibili all'interno del bacino, in prossimità del settore "Aguas Panimavidas", dove si distribuiscono lungo una direttrice orientata in direzione NNW (Fig. 4-4).

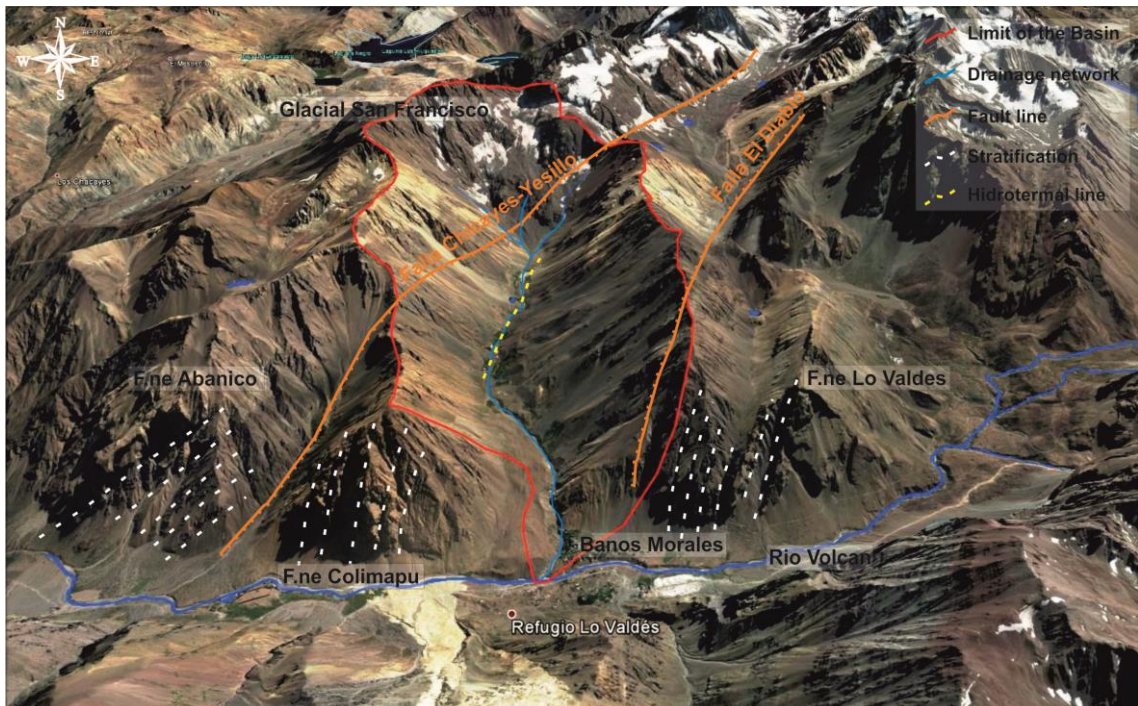


Fig. 4-4 Schematizzazione della disposizione principale della stratigrafia controllata da strutture tettoniche orientate NNW sedi, in alcuni casi, di risalite idrotermali.

Nell'area esaminata affiorano i depositi della F.ne Colimapu (Klohn, 1960) (Fig. 4-5), rappresentati da un'arenaria rossa massiva, particolarmente alterata e tettonizzata, da depositi di arenite lutitica ben stratificati e di colore amaranto, conglomerati a matrice sabbiosa, livelli piroclastici, lave andesitiche e sporadici depositi calcarei (Fock, 2005).

Mediante datazione sul contenuto fossilifero, Martinez & Osorio (1963), attribuiscono un'età Albiana ai depositi di questa formazione.

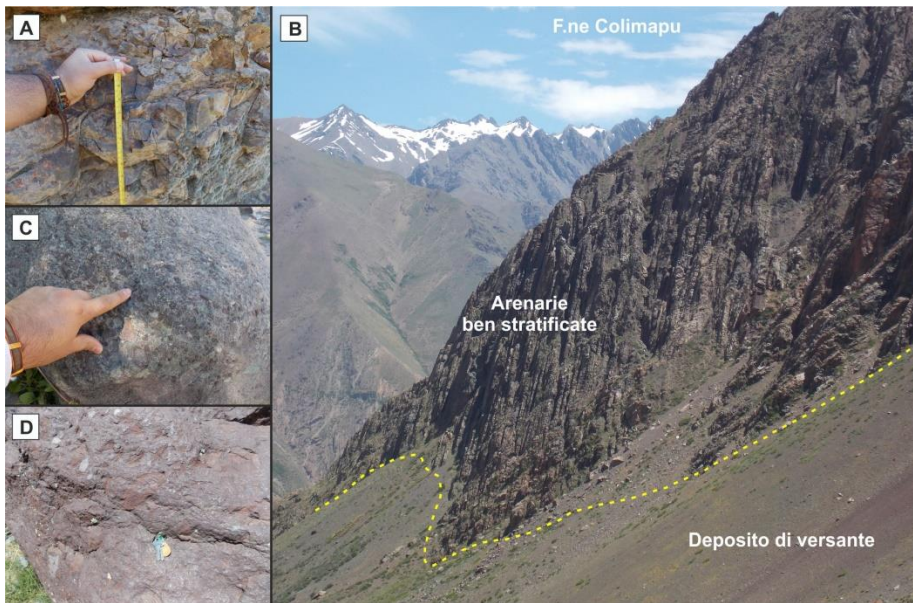


Fig. 4-5 Litotipi affioranti e appartenenti alla F.ne Colimapu. A, arenaria rossa massiva; B, veduta sulla stratificazione sub verticale della F.ne; C, breccie; D, micro-conglomerato.

La F.ne Colimapu passa in discordanza alla F.ne Abanico (Charrier et al., 1996, 2002), che risulta costituita da lave basaltiche, rocce piroclastiche, sedimenti vulcanoclastici e breccie vulcaniche con intercalazioni di lave andesitiche in una matrice sabbiosa (Fig. 4-6).

Generalmente risulta affetta da un pervasivo metamorfismo di basso grado (Fock, 2005; Munoz, 2005) e un metamorfismo di contatto con i plutoni intrusivi. L'età stimata di queste rocce è Eocene sup. – Miocene inf. (Munoz, 2005).



Fig. 4-6 Litotipi affioranti e appartenenti alla F.ne Abanico. A, lava basaltica; B, andesite; C, diorite; D, veduta su una porzione della F.ne.

Lungo i fondovalle affiorano i depositi recenti di tipo alluvionale, lacustre, gravitativo e morenico. Sono rappresentati principalmente da: conglomerati, sabbie e limi-argille. Si presentano principalmente sotto forma di depositi massivi, sciolti e, solo di rado, si osserva una stratificazione. I depositi più fini accennano laminazioni di vario ordine.

Le litologie affioranti vengono rappresentate schematicamente nella mappa geologica del bacino dell'Estero Morales (Fig. 4-7).

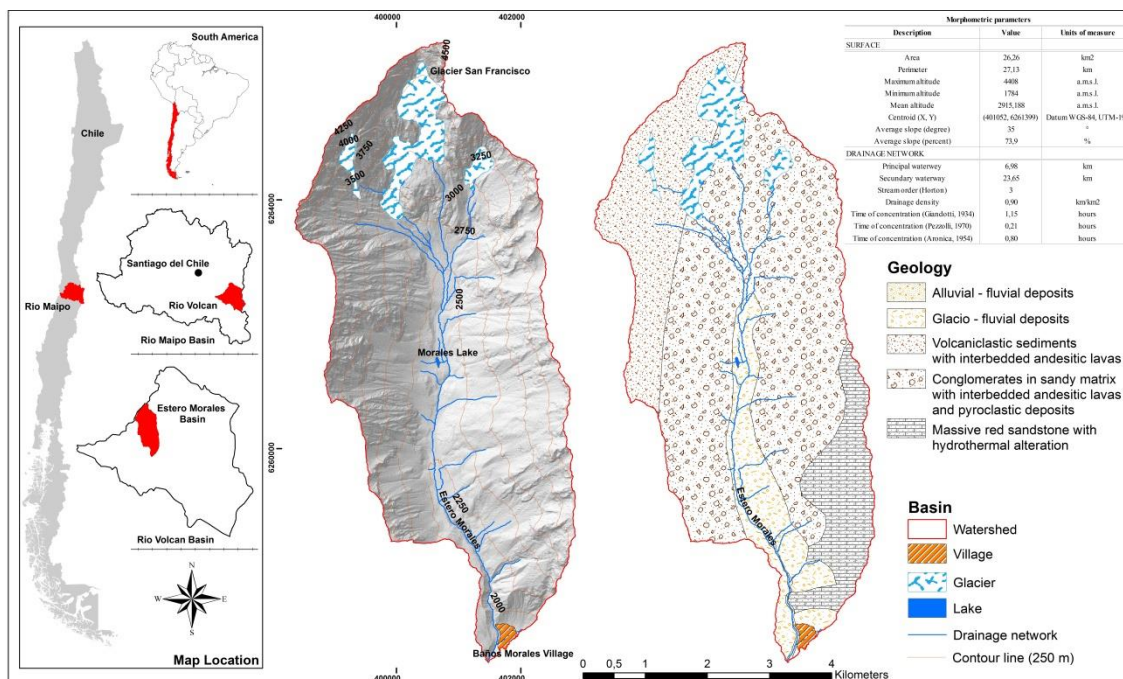


Fig. 4-7 Mappa delle litologie affioranti nel Bacino dell'Estero Morales.

Morfologia

Morfologicamente si distinguono una serie di paesaggi all'interno del bacino che tratteggiano l'evoluzione glaciale, fluviale e strutturale dell'area Andina. Il bacino assume una forma allungata che si sviluppa in direzione N-S e copre una superficie di 26,2 km² con un perimetro di 27 km. L'asta principale, lunga quasi 7 km, si estende dalla quota di confluenza con il Rio Volcan, 1780 m s.l.m. (Fig. 4-9b), fino a quota 2500 m s.l.m., che corrisponde alla confluenza con i torrenti glaciali che partono dalla base del ghiacciaio San Francisco a 2830 m s.l.m. (Fig. 4-13a). L'elevata pendenza del bacino accentua l'intensa instabilità dei versanti, i quali si presentano estesamente affetti da movimenti gravitativi, generalmente superficiali, tipo *debris flow* e piccoli crolli di roccia.

Dall'analisi morfologica, eseguita mediante fotointerpretazioni e rilievi di campo, sono stati individuati cinque domini che contraddistinguono dei settori con differenti caratteri morfodinamici e di evoluzione del paesaggio (Fig. 5-8).

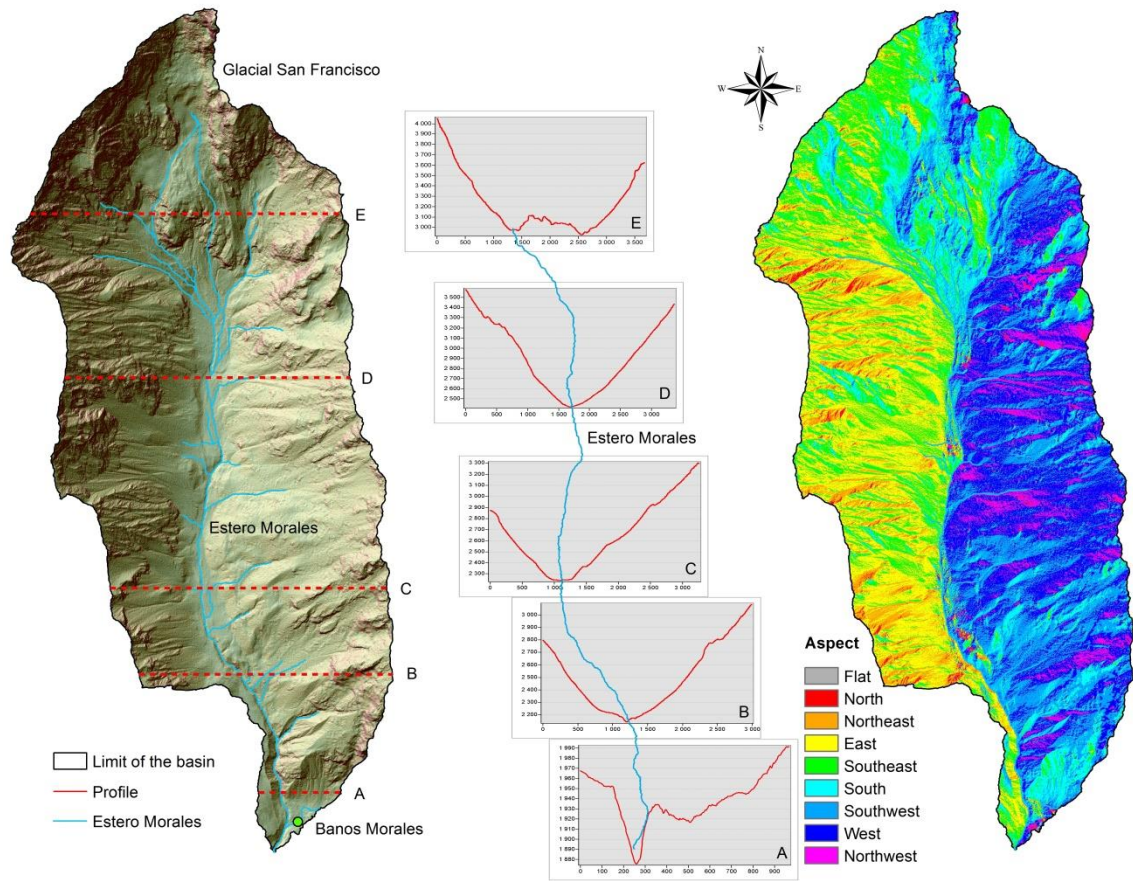


Fig. 4-8 Mappa dell'esposizione dei versanti e della morfologia, evidenziata dall'Hillshade. Sono inoltre riportati i principali profili longitudinali in corrispondenza dei cinque domini morfologici (A-B-C-D-E).

Nell'immagine 4-8, vengono riportati i profili altimetrici, trasversali al bacino, appartenenti ai cinque settori individuati:

Settore alluvionale basso e di confluenza (A); nella porzione bassa del bacino si osserva un deposito morenico-alluvionale risalente alle prime fasi di scioglimento del ghiacciaio che ha modellato l'intera valle. Questo deposito, originariamente morenico, si ritrova intercalato da depositi alluvionali di versante, sedi dell'attuale villaggio di Banos Morales. La netta incisione fluviale del materiale morenico non consolidato porta ad una costante instabilità dei versanti della conoide (Fig. 4-9a-b). Inoltre, da osservazioni in mesi di elevata portata, si nota la differenza di colorazione delle acque di confluenza dell'Estero Morales con il Rio Volcan (Fig. 4-9b), nettamente più scure a causa della maggiore torbidità. Subito a monte del villaggio si ritrova, lungo tutto il versante, un esteso deposito di talus detritico, costantemente affetto da fenomeni d'instabilità superficiale (Fig. 4-9c). Il tratto fluviale di questo settore è caratterizzato da

una pendenza maggiore del 4% che determina una forte incisione del deposito, una forma semi rettilinea e una struttura del fondo costituita da pozze e salti (*pool* e *step*).

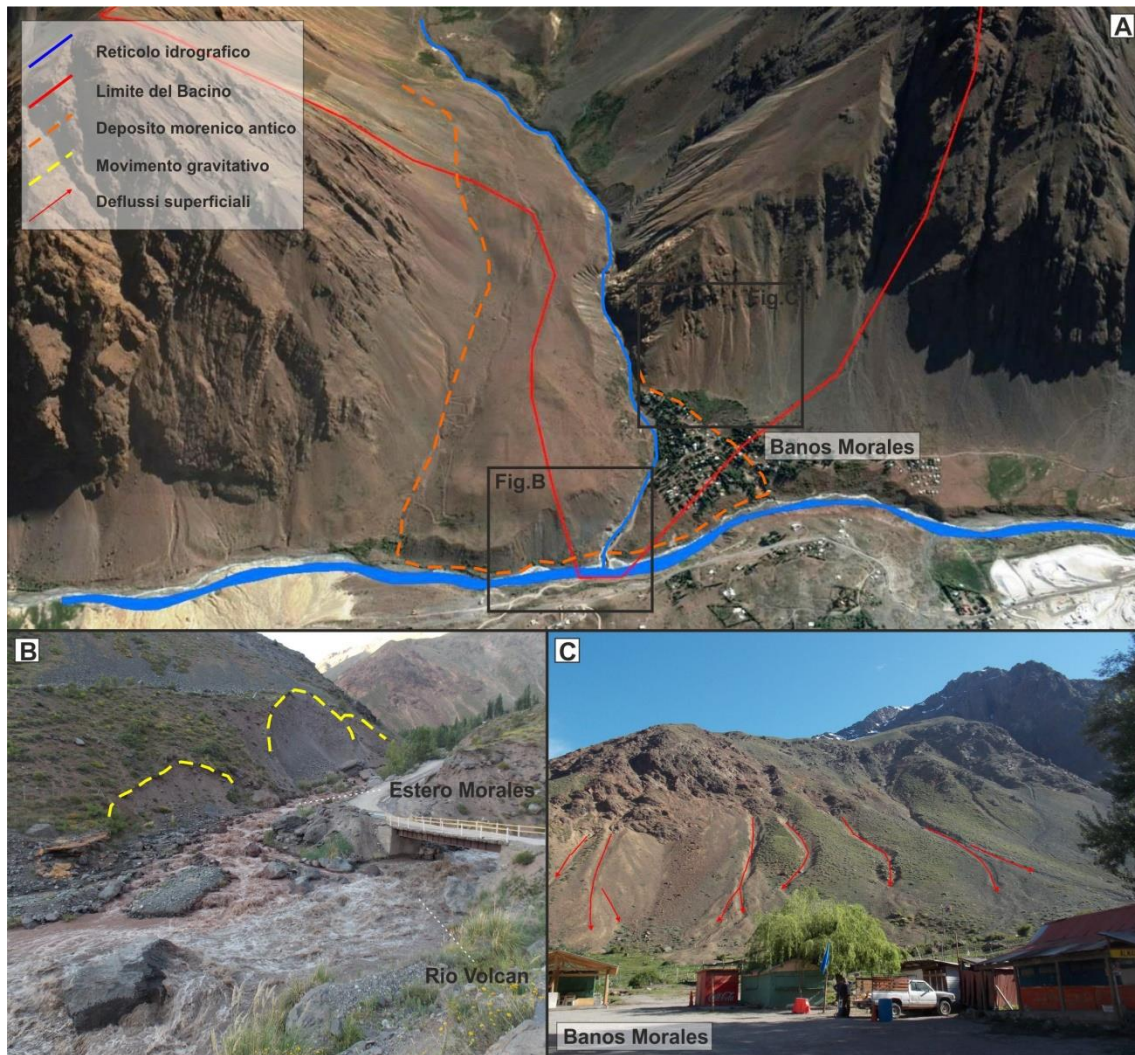


Fig. 4-9 A, Veduta della porzione bassa del bacino. B, confluenza dell'Estero Morales con il Rio Volcan; C, erosione diffusa lungo i versanti che dominano il villaggio di Banos Morales.

Settore morenico antico, rielaborato (B); i depositi morenici che costituiscono la copertura delle rocce vulcanoclastiche, nel corso dei millenni, hanno subito notevoli variazioni dovute all'incisione fluviale dei depositi stessi. Qui si osserva un brusco cambio di pendenza legato al deposito del fronte morenico, inciso trasversalmente dal corso principale dell'Estero Morales (Fig. 4-10a), che assume una conformazione prettamente rettilinea e un fondo caratterizzato da *step* e *pool*. Nella porzione pedemontana dei due versanti invece, si osservano una serie di fan deposizionali progradanti sui depositi morenici. Sono presenti, inoltre, enormi blocchi rocciosi in parte staccatisi interamente dai versanti e in parte trasportati dal ghiacciaio, dove si rinvengono gli effetti del crioclastismo e degli *stres* tettonici.

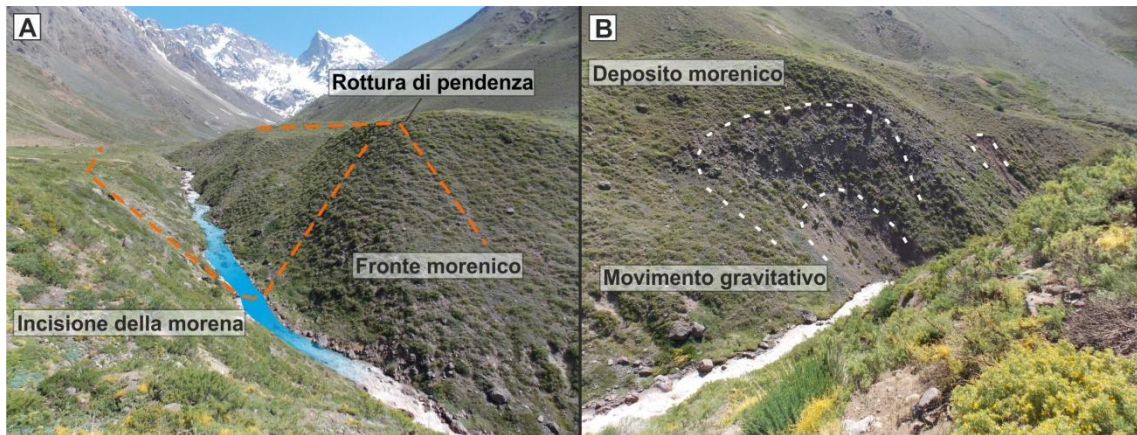


Fig. 4-10 A, Rottura di pendenza del fronte morenico antico e B, movimenti gravitativi lungo le sponde del corso d'acqua.

Settore alluvionale alto (C); in questo settore è presente la classica conformazione di valle ad “U”, generata dal modellamento e dal deposito glaciale (Fig. 4-11A). Il deposito morenico su cui si è impostato il corso d'acqua, assume una pendenza relativamente bassa (< 4%), ciò fa sì che il canale attivo assuma una forma intrecciata (braided), con un alternanza di barre laterali e longitudinali (Fig. 4-11C). In queste condizioni, il fondo del fiume assume la classica conformazione a *riffle e pool*.

In prossimità della base dei depositi di versante, si ritrovano una serie di fuoriuscite di acque termali, portate in superficie dalla risalita di CO₂. Alla sorgente si presentano soprassature di ossidi di ferro che precipitando generano la classica colorazione rossiccia (Fig. 4-11B). Inoltre, quando le acque arrivano in superficie, perdono la CO₂ e tendono a precipitare sotto forma di concrezioni travertinose, facili da ritrovare in corrispondenza del corso d'acqua principale.

La superficie pianeggiante di questo settore, bordata verso valle dalla testata del fronte morenico, è stata sede di un paleo lago proglaciale, come testimoniato dai livelli di materiali fini (Fig. 4-11D) deposti per decantazione, sulle quali superfici si ritrovano le classiche increspature simmetriche di fondo basso (ripples e dune).

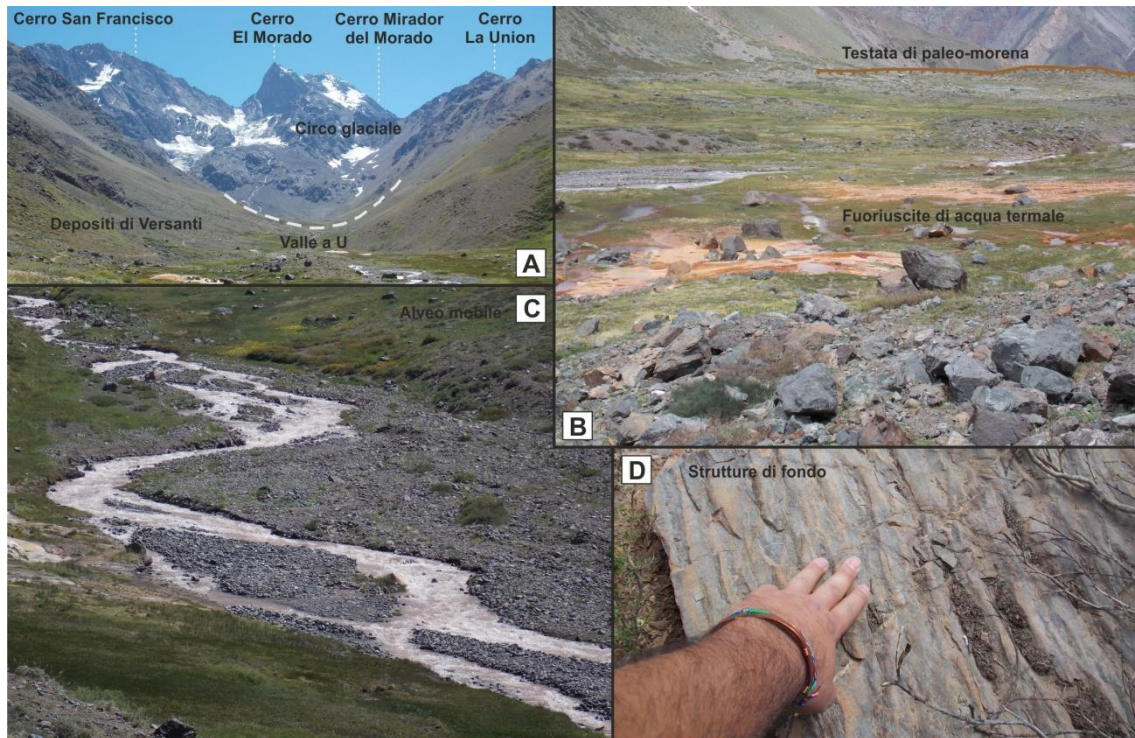


Fig. 4-11 A, veduta della caratteristica valle ad U, tipica degli ambienti glaciali; B, settore Aguas Panimavidas, con evidenza di risalite idrotermali; C, sinuosità del tratto fluviale a bassa pendenza; D, strutture di fondo tipiche di ambienti a bassa energia (paleo lago proglaciale).

Settore morenico recente (D); rappresenta l'ultimo *step* morfologico, prima di arrivare al deposito morenico attuale sormontato dal circo glaciale (Fig. 4-12A). È costituito dell'ultimo deposito del ghiacciaio, in parte, colato verso valle per qualche centinaio di metri (circa 500 m). A valle di questo corpo deposizionale si ritrovano una serie di piccoli laghetti, che durante la stagione estiva, in parte si ritirano (ne rimane uno, Laguna Morales, Fig. 4-12B-C), lasciando spazio alle classiche depressioni proglaciali. Alcune di queste depressioni risultano essere colmate da estesi depositi di versante che si incastrano in più ordini di conoidi detritiche.

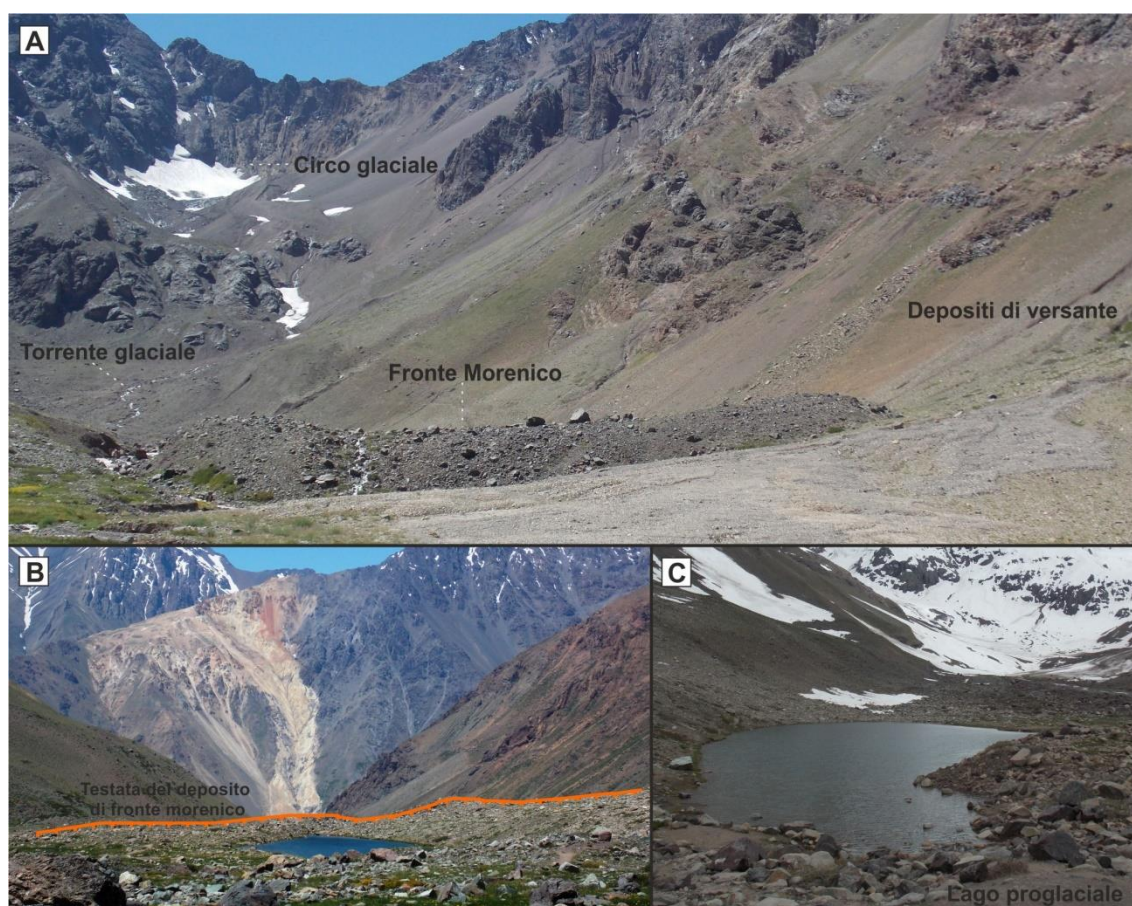


Fig. 4-12 A, veduta dell'attuale deposito morenico; B testata del fronte morenico rialzata, caratteristica degli sbarramenti che generano i laghi glaciali; C, Laguna Morales.

Settore del ghiacciaio (E); è il settore più alto del bacino ed è costituito dal deposito morenico attuale che il fronte glaciale rilascia anno per anno. Nel deposito caotico si osserva una spiccata eterogranularità del materiale (Fig. 4-13b-d). La pendenza di questo settore è superiore al 50 % e, i torrenti che si originano direttamente dal ghiacciaio assumono una forma rettilinea e un fondo controllato dalle dimensioni variabili del deposito. Si ritrovano, in continuità, *step*, *pool* e sporadiche e piccole cascate. La lingua glaciale risulta in parte coperta da detrito di versante (Fig. 4-13A-C).



Fig. 4-13 A, fronte del Glaciar San Francisco; B, fuoriuscite/sorgente di acqua dalla base del ghiacciaio; C, evidenza della copertura detritica del versante; D, particolare del deposito di till.

4.2 Uso e copertura del suolo

In relazione alle caratteristiche litologiche, morfologiche e climatiche di un'area, avremo differenti spessori di suolo, che si traducono in differenti quantità di materiale potenzialmente erodibile. In litologie permeabili (Carbonati) e con un certo grado di pendenza, si formeranno piccoli spessori di suolo, mentre, in litologie meno permeabili e a bassa pendenza (altipiani), si formano livelli di suolo relativamente spessi (Scarciglia et al., 2005).

Gli effetti della copertura vegetale sulle dinamiche erosionali di un versante, rivestono un ruolo chiave in termini di protezione da impatto cinetico delle gocce d'acqua, intercettandole e riducendone l'effetto battente. Inoltre, in termini di stabilizzazione meccanica delle particelle di suolo, grazie all'apparato radicale, si riducono gli sforzi di taglio (Zarotti, 2014). Ovviamente, dal punto di vista idrologico, la presenza di copertura vegetale fa aumentare l'infiltrazione a discapito del

ruscellamento. Ciò, in alcuni casi però, potrebbe portare a delle instabilità profonde all'interno dei versanti.

In ogni caso è obbligatoria una distinzione fra copertura antropica e copertura naturale. Questa preliminare suddivisione è resa necessaria dal fatto che le destinazioni d'uso di un terreno agricolo, rispondono in maniera differente alle sollecitazioni ambientali, rispetto ad un sistema forestale montano.

Negli ultimi anni, la gestione sostenibile dell'agricoltura ha portato ad individuare una serie di riqualificazioni delle aree agricole, mirate alla mitigazione della perdita di suolo. Le tipologie di uso e copertura del suolo agricolo sono legate alle condizioni climatiche, pedologiche e morfologiche presenti nell'area esaminata. Inoltre, lo sviluppo economico e sociale della popolazione, ne condizionano le pratiche culturali (culture annuali o permanenti), le variazioni degli ecosistemi (deforestazioni o abbandono di aree agricole) e le caratteristiche mecano-fisiche del terreno (perdite di sostanza organica e coesione delle particelle), dato l'intenso sfruttamento.

Le aree montane vincolano le coperture in base alle fasce altimetriche. Si passa da boschi e foreste dense, a macchia bassa e diradata, e in fine a prati di alta quota, in relazione all'aumento dell'altitudine.

L'analisi dell'uso del suolo eseguita per questo studio, ha sfruttato i database della Corine land cover (COoRdinateS INformation on the Environment, 2012), una serie di rilievi di campo e un'accurata osservazione di immagini satellitari.

La Corine Land Cover è un progetto nato a livello Europeo per il rilevamento ed il monitoraggio delle caratteristiche di copertura ed uso del territorio, con particolare attenzione alle esigenze di tutela. La prima realizzazione del progetto CLC risale al 1990, mentre gli aggiornamenti successivi si riferiscono all'anno 2000, 2006 e 2012.

La diversità delle caratteristiche geologiche, geomorfologiche, idrografiche, pedologiche e climatiche delle aree di applicazione del modello hanno permesso di individuare le principali tipologie di copertura. I bacini meridionali, generalmente si estendono da quote basse fino ai 1800 m s.l.m., ciò porta ad individuare una prima fascia sfruttata a scopi agricoli e una seconda fascia costituita da coperture naturali. I bacini Alpini, invece, si estendono principalmente lungo la fascia montana, caratterizzati quindi da un basso impatto antropico.

Infine per quando riguarda il bacino Cileno, le condizioni climatiche alto-andine, portano ad avere una scarsa differenziazione in termini di uso di suolo, in quanto la copertura vegetale è molto ridotta e lo sfruttamento antropico è nullo.

4.2.1 Bacini sud Appenninici

La conformazione morfologica delle aree Appenniniche, rappresentata da un'impalcatura centrale costituita dai rilievi montuosi che progradano verso la costa, avvolte con un'ampia piana costiera, ne caratterizza fortemente la distribuzione dei vari usi del suolo.

I bacini analizzati si estendono da quote relativamente basse, a livelli altimetrici tipici degli altipiani Appenninici (Fig. 4-14). Queste caratteristiche influiscono sui microclimi e sulle precipitazioni, che regolano lo sviluppo forestale e agroalimentare.



Fig. 4-14 Conformazione della morfologia sud Appenninica, tipicamente rappresentata da aree vallive a forte vocazione agricola, che degradano verso costa e che, passano rapidamente verso monte, a quote relativamente elevate (1000 – 1200 m s.l.m.).

Partendo da questo presupposto, nei territori sud appenninici, si osserva un numero considerevole di tipologie di uso del suolo, infatti, dalle analisi eseguite sulla cartografia della Corine Land Cover (2012), si mette in luce la presenza di una serie di destinazioni d'uso per le aree antropizzate, implementate con delle indicazioni proposte da Bazzoffi (2007), inerenti le caratteristiche e le risposte all'erosione delle colture nel clima mediterraneo, e una serie di coperture per le aree di alta quota a differenti gradienti di pendenza (de Vente & Poesen, 2005).

In relazione alle superfici antropizzate, si ritrovano aree a differenti colture (stagionali e permanenti), aree a coltivazioni arboree (uliveti, frutteti, vigneti) ed aree a coltivazione intensive (seminativi irrigui e non). In tali contesti, il suolo resta esposto ai fenomeni erosivi per più mesi all'anno, facendo aumentare il potenziale erosionale di

queste zone, particolarmente amplificato dalle pendenze delle superfici e dalle errate procedure di lavorazione. Le aree di fondo valle sono caratterizzate da insediamenti abitativi distribuiti lungo la fascia costiera, industrie e zone residenziali discontinue.

Dalle osservazioni sulle aree forestate, si evince che la loro azione protettiva e stabilizzante rende la produzione di sedimento relativamente bassa. Il fenomeno erosivo è ridotto dalla presenza di una fitta vegetazione, dalla presenza di alberi di alto fusto con un ampio apparato fogliare e dalla presenza di uno spesso sottobosco, generalmente costituito da un primo livello di foglie e rami secchi (Molino & Savastano, 2005; Campbell & Reece, 2004).

I fenomeni erosivi si verificano essenzialmente lungo le aree ad elevata pendenza e lungo i principali impluvi privi di copertura. Inoltre, la presenza di più tipologie arboree e di una macchia bassa discontinua, fa sì che lungo i versanti si verifichino una serie di piccoli movimenti superficiali che evolvono generalmente in colate e debris flow.

La Figura 4-15 rappresenta un esempio di un bacino campione, in cui sono state rappresentate le differenti tipologie di uso del suolo, schematizzate in una mappa costruita sulla base della piattaforma Corine (2012), dove si mette in risalto la differenziazione tra le coperture boschive e gli usi agricoli dei terreni vallivi. In quest'area campione (Bacino dello Stilaro), per esempio, si osserva una superficie boscata di oltre il 50%, seguita da un 35% circa, di superfici potenzialmente più erodibili a causa dell'impatto antropico.

I restanti bacini dell'area sud appenninica mostrano, approssimativamente, la stessa distribuzione areale delle coperture e usi del suolo.

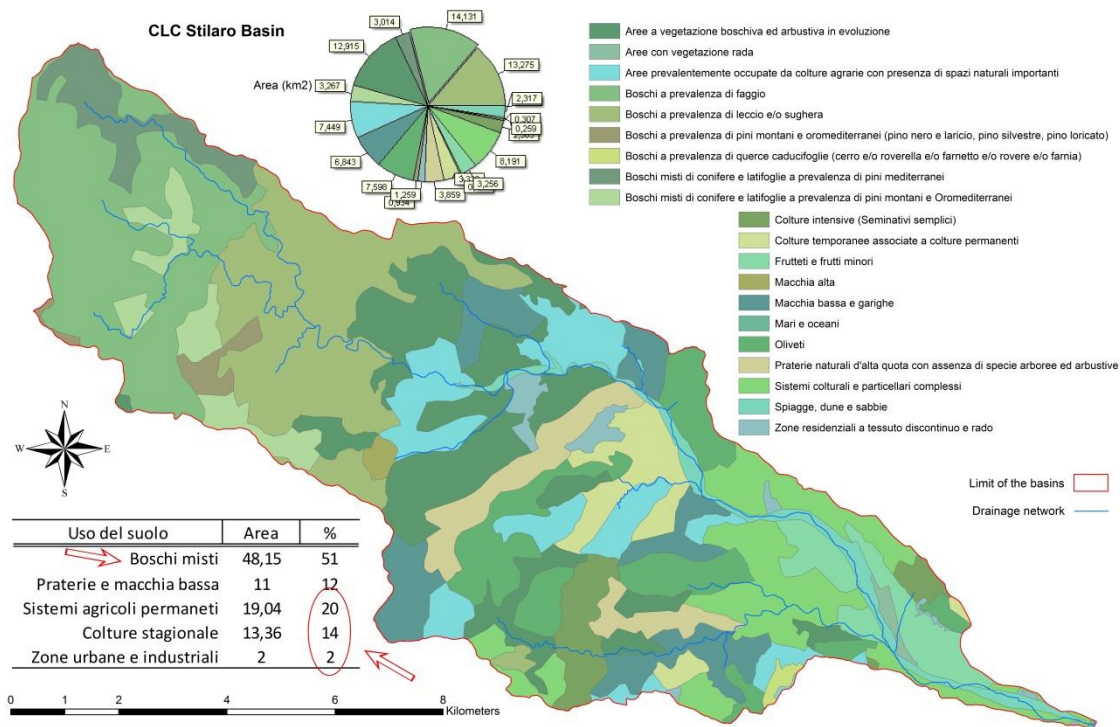


Fig. 4-15 Mappa delle tipologie di uso del suolo del Bacino dello Stilaro. Si osserva uno spiccato sfruttamento delle aree vallive e una copertura boschiva distribuita uniformemente in tutta la parte alta del bacino.

4.2.2 Bacini Alpini

I bacini Alpini si presentano fittamente boscati fino ad una quota media di 1700 m, al di sopra della quale prevale una copertura costituita da uno spesso manto erboso, tipico delle praterie e dei pascoli di alta quota. Nella porzione più alta, le praterie risultano interrotte dai depositi gravitativi di versante che si ritrovano alla base dei ripidi pendii, generalmente privi di copertura e dove affiora la roccia nuda. Nella piccola porzione valliva, le pendenze diminuiscono in risposta alle deposizioni alluvionali del corso d'acqua principale e delle conoidi di deiezione (Fig. 4-16). In queste aree si riscontrano, solitamente, piccoli appezzamenti agricoli stagionali e sporadici insediamenti abitativi, che a causa delle ridotte dimensioni, spesso non sono neanche riportati sulle mappe di uso del suolo.

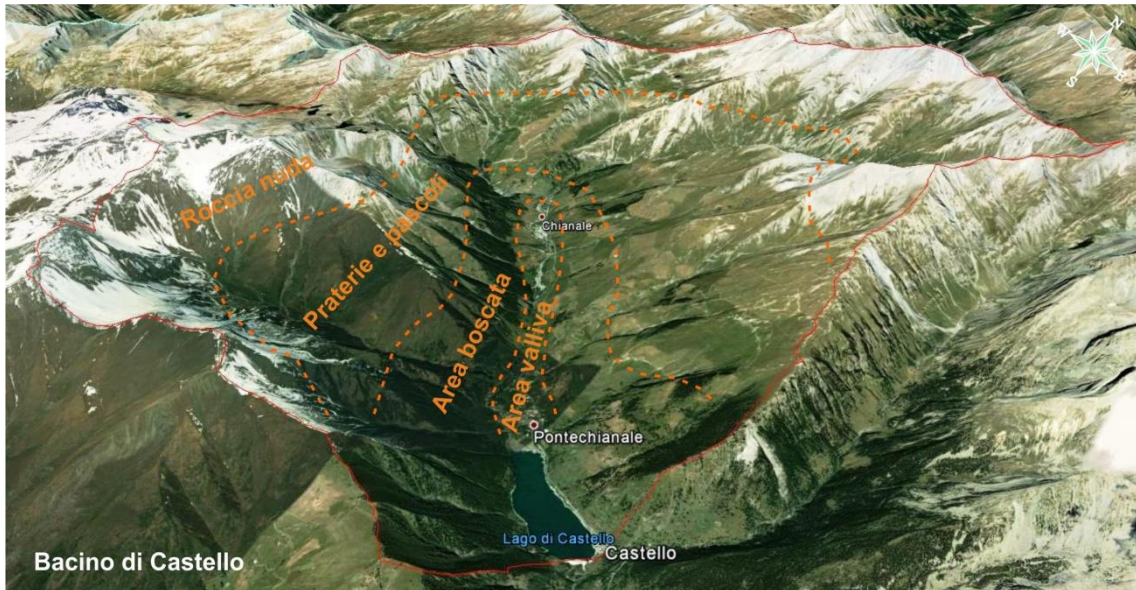


Fig. 4-16 Conformazione della morfologia Alpina, tipicamente rappresentata da piccole aree vallive, passanti ad una fascia boscata e ad una fascia dominata da prateria d’alta quota, sormontate infine, da vaste aree di roccia nuda.

In tali contesti, la bassa variabilità di coperture è giustificata dall’altitudine maggiore e dalle condizioni climatiche più proibitive, rispetto ai bacini sud appenninici. Dai controlli eseguiti sulla mappa della Corine Land Cover, si nota che la quasi totalità dei bacini è costituita da praterie naturali di alta quota e coperture boschive con una significativa porzione di roccia interamente nuda.

Queste osservazioni permettono di affermare che la copertura di queste aree gioca un ruolo significativo nella produzione di sedimento. Durante eventi di forti precipitazioni, solide o liquide, il fogliame al suolo tende a compattarsi e unirsi a causa delle forze di attrazione ioniche, tra le particelle di acqua e la superficie della foglia (Campbell & Reece, 2004). In tali contesti si generano dei veri e propri scudi che proteggono il suolo dall’azione battente delle acque, favorendo il ruscellamento superficiale.

Le spesse coltri erbacee, tipiche dei versanti di alta quota, grazie ad un fitto apparato radicale e alla forma dello stelo d’erba, riducono quasi totalmente l’azione impattante delle gocce di acqua e sotto il profilo meccanico, le ramificazioni radicali incrementano la resistenza al taglio dei terreni (Zarotti, 2014). La distribuzione uniforme del manto erboso, genera così, una sorta di coesione apparente che in condizioni di versante acclive, potrebbe far defluire una frazione rilevante di acqua meteorica per ruscellamento al di sopra della coltre vegetale, scorrendo verso valle, anche quando la vegetazione è disseccata (Zarotti, 2014).

Nell'immagine che segue (Fig. 4-17), si osservano due bacini campione dell'area Alpina, in cui sono state rappresentate le differenti tipologie di uso del suolo, schematizzate in mappe costruite sulla base della Corine Land Cover (2012). Si mette in luce la distribuzione areale delle coperture di alta quota, costituite generalmente da praterie e boschi fitti.

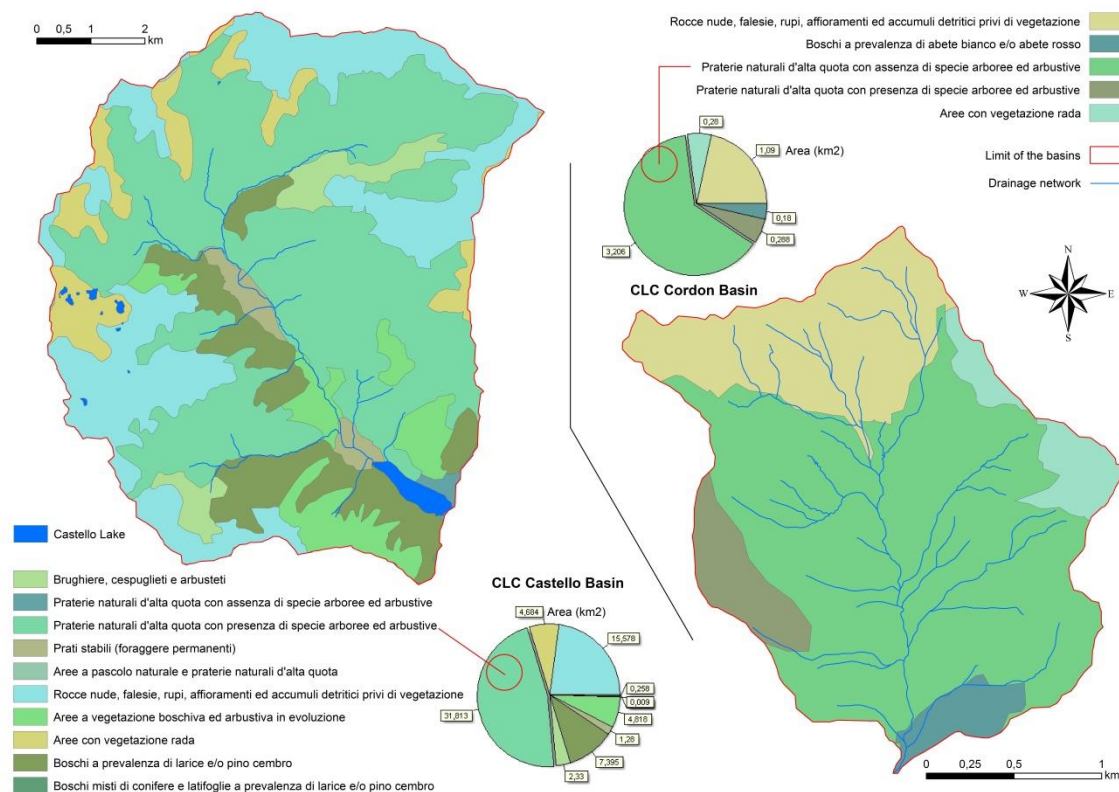


Fig. 4-17 Mappa delle tipologie di uso del suolo, del Bacino Castello e del Rio Cordon. Si osserva una marcata copertura erbosa delle praterie di alta quota, seguita da una densa copertura boschiva.

4.2.3 Bacino Cileno

Sulla mappa, il Cile si presenta come una stretta e lunga striscia di terra, estesa per oltre 4.000 km e larga in media 180 km. Si osservano differenti contesti di uso del suolo procedendo dalla costa fino alle porzioni basali delle Ande, dopo di che, lo sfruttamento e la copertura del suolo è relativamente assente. La diversificazione di uso del suolo avviene anche in lungo, si parte dagli altipiani nord andini, secchi ed aridi, si attraversa il deserto di Atacama (tra le aree più aride al mondo) e le regioni centrali a vocazione agricola, per poi raggiungere le terre e le isole più meridionali, intensamente coperte da foreste, per poi arrivare alle steppe aride dell'estremo sud.

Come introdotto nella premessa e nei paragrafi precedenti, il bacino dell'Estero Morales si estende lungo un territorio montano, particolarmente aspro. Le condizioni

climatiche, morfologiche e altimetriche, fanno sì che la differenziazione di usi del suolo sia abbastanza bassa. L'80 % del bacino è costituito da roccia nuda e depositi di versante dove non è presente nessuna forma di copertura vegetale. Altra superficie priva di copertura è rappresentata dai nivai e dal ghiacciaio perenne. Solo alcune porzioni di fondovalle e il villaggio di Banos Morales, sono coperti da vegetazione rada, costituita da macchie basse e arbusti, pioppi e salici, nel villaggio, e copertura erbosa discontinua lungo il fondovalle e nell'area riparia.

Una rappresentazione schematica delle differenti tipologie di uso del suolo sono riassunte nella carta di "uso del suolo" (Fig. 4-18), elaborata per il lavoro di tesi.

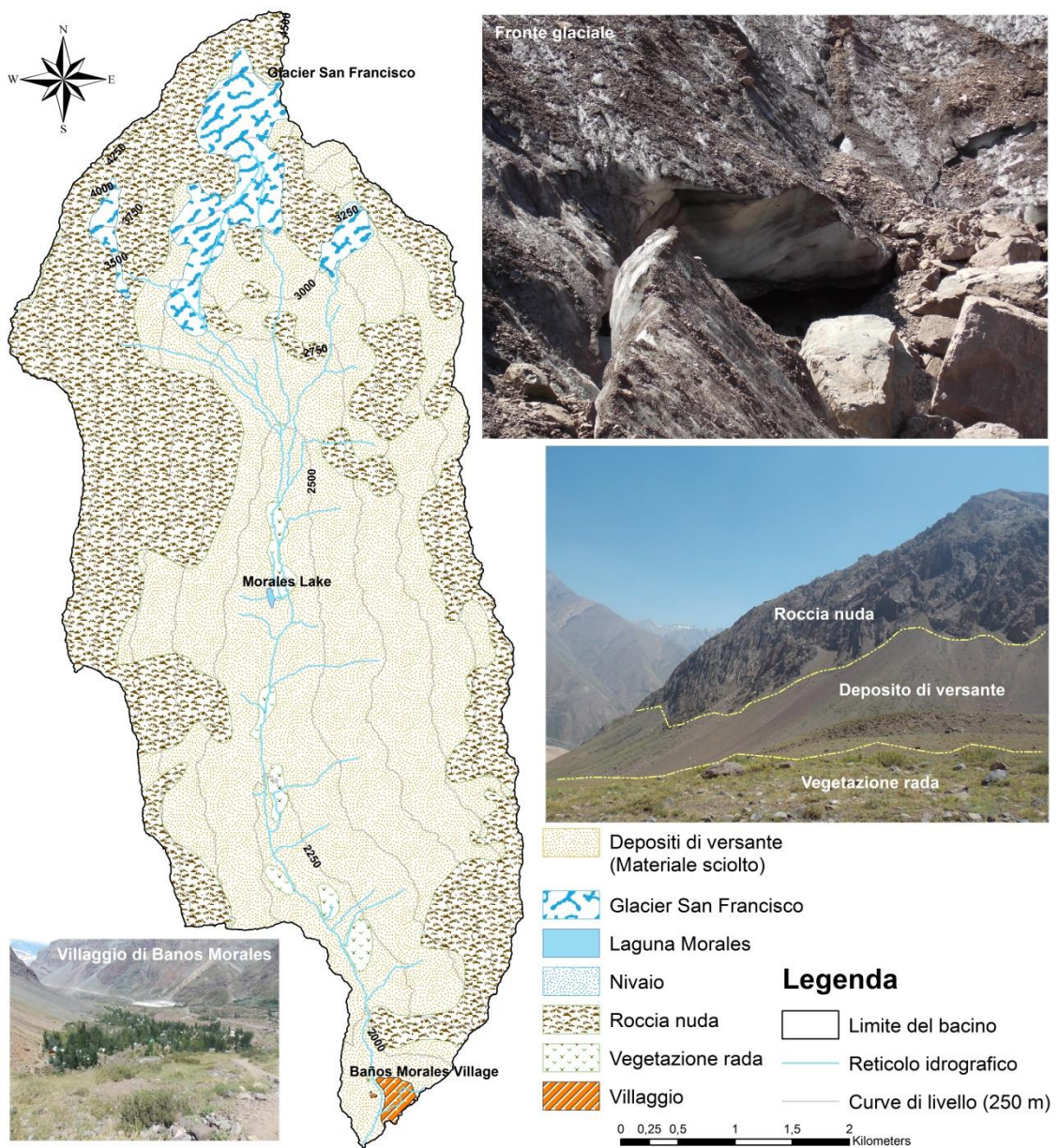


Fig. 4-18 Mappa dell'uso del suolo del bacino dell'Estero Morales.

4.3 Caratteristiche meteoclimatiche

L'assetto meteoclimatico di una Regione dipende da una serie di condizioni che producono variazioni sugli elementi climatici come temperatura, piovosità e intensità del vento. Questo può essere influenzato da fattori zonali, che agiscono regolarmente dall'equatore ai poli, e fattori geografici, che agiscono in modo diverso per ogni località.

I fattori zonali sono rappresentati dalla latitudine, dalle circolazioni atmosferiche, dalle correnti marine e dall'effetto serra.

I fattori geografici, invece, sono rappresentati dall'altitudine, dalla presenza di barriere come catene montuose che bloccano i venti, dall'esposizione, dalla vicinanza al mare o a grandi laghi, dalla vegetazione e dalle attività umane.

I sistemi di classificazione dei climi sono diversi e alcuni di essi hanno subito modificazioni, integrazioni e correzioni. Il più efficace è quello proposto da Wladimir Köppen nel 1918 (Fig. 4-19). Questa classificazione, oltre a considerare le differenti formazioni vegetali, considera valori reali di temperatura e precipitazioni, fissando dei limiti termometrici e pluviometrici per distinguere i vari tipi climatici. Vengono individuati 5 gruppi, distribuiti secondo latitudini crescenti dall'equatore ai poli e indicati con lettere alfabetiche.

A partire dalle basse latitudini si incontrano:

- Classe A (Climi tropicali o megatermici umidi): Equatoriale, Monsonico, Savana
- Classe B (Climi aridi): Desertico, Steppico
- Classe C (Climi temperati o mesotermici): Sinico, Subtropicale Umido, Mediterraneo, Temperato Umido
- Classe D (Climi boreali o microtermici): Foreste, Transiberiano
- Classe E (Climi nivali): Tundra, Glaciale, Alta Montagna

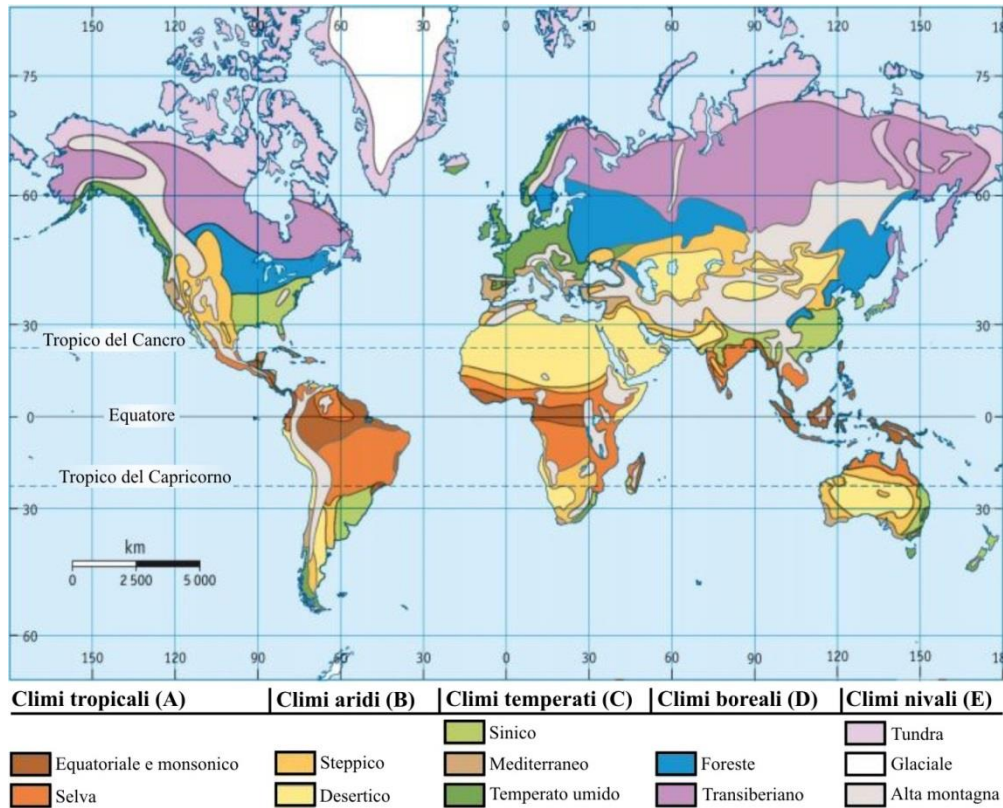


Fig. 4-19 Carta dei climi a scala mondiale che segue la distribuzione proposta da Wladimir Köppen (1918).

La penisola Italiana possiede una conformità stretta e allungata, con aree montane che degradano velocemente verso la costa. Ciò ne determina una forte energia di rilievo che si traduce in una zonazione termica guidata dall’altimetria. Si distinguono, a piccola scala tre tipologie climatiche, rappresentate da: climi continentali freddi, nelle aree di alta quota, climi continentali temperati, nelle aree collinari e pianeggianti e infine climi miti, nelle aree costiere. Ovviamente il regime climatico dell’intera regione italiana ricade in quello mediterraneo, con inverni miti ed estati caldo-aride.

In tutti i bacini sono state eseguite una serie di analisi sugli annali idrologici, per meglio determinare il fattore piovosità e temperatura da inserire all’interno dell’equazione del modello. La conformazione generale dei bacini studiati, ne determina una forte variabilità da monte verso valle, sia in termini di temperature medie e sia in termini di piovosità media. Queste considerazioni saranno meglio esplicate nei capitoli successivi.

4.3.1 Assetto metereologico delle aree Appenniniche Meridionali

L’Appennino Meridionale è un’area caratterizzata da forti contrasti dal punto di vista climatico. In relazione alla complessa orografia, caratterizzata da dislivelli molto forti,

che dal mare giungono a oltre i 2.200 m, e alla posizione geografica, a cavallo tra l'Adriatico, il Tirreno e lo Ionio, in queste aree si risente in parte dell'influenza del clima temperato - freddo e in parte del clima mediterraneo.

Per quel che concerne l'aspetto pluviometrico, la presenza dei rilievi montuosi condiziona notevolmente la distribuzione delle precipitazioni. Qui, la catena appenninica intercetta buona parte delle perturbazioni atlantiche presenti nel Mediterraneo, favorendo la concentrazione degli eventi piovosi nella porzione occidentale dell'area, condizionata inoltre, da forti correnti di Maestrale o Tramontana, che influiscono sulle dinamiche costiere. Il versante Ionico risulta esposto alle correnti di Scirocco e, unito al fatto che i rilievi occidentali intercettano l'umidità delle perturbazioni Atlantiche, fanno sì che si registrino diminuzioni sensibili di eventi piovosi.

Le precipitazioni medie annue variano dai 300-600 mm, nelle aree costiere ioniche, fino ai circa 1200-2000 mm nelle aree montane (Terranova et al., 2013; ARPACAL – Dati storici; ARPAB – servizio metereologico). I mesi con maggiore piovosità sono novembre e dicembre, mentre quelli meno piovosi sono luglio e agosto. In quest'ultimo lasso di tempo si assiste a periodi di semi siccità, intervallati da eventi molto intensi e di breve durata.

Sono quindi presenti, in estrema sintesi, due regimi pluviometrici distinti: il versante ionico caratterizzato da perturbazioni poco piovose e meno frequenti, e il versante tirrenico, esposto alle perturbazioni provenienti da ovest e nordovest caratterizzate da maggiori precipitazioni.

Le precipitazioni nevose sono concentrate a quote maggiori di 1000 m s.l.m., e in prevalenza, nella porzione nord-orientale. Non sono rari però, gli eventi che riescono ad arrivare anche a quote relativamente basse.

Anche le temperature sono molto variabili e influenzate fortemente dall'altitudine. Il trend termico stagionale registra forti escursioni tra estati molto calde e siccitose (specialmente lungo la zona costiera), e inverni rigidi.

L'andamento delle temperature, tende a diminuire proseguendo da valle verso monte, si registrano, infatti, valori medi intorno ai 17 – 18 °C, nelle stazioni a bassa quota dell'area ionica, per poi diminuire progressivamente verso le quote sommitali dei rilievi montuosi, fino ad arrivare a valori medi di 8 – 10 °C (ARPACAL – Dati storici; ARPAB – servizio metereologico). Sempre nell'ottica delle variazioni altimetriche, proseguendo dalla costa verso l'entroterra, fino a quote collinari, verrà distinto un clima

mediterraneo. A quote tra gli 800 e i 1600 m s.l.m. si passerà ad un clima temperato-freddo, con siccità estiva meno marcata, mentre al di sopra dei 1600 m, si entra nell'ambito dei climi freddi con estati più o meno siccitose.

In quest'area, l'andamento dei regimi idrici (principalmente pluviali) è governato fondamentalmente dai tassi di piovosità e solo in piccola parte dallo *snow melt* primaverile, dove si passa per un breve periodo (1-2 mesi) a un regime idrico pluvio-nivale.

4.3.2 Assetto meteorologico delle aree Alpine

I bacini delle aree Alpine sono locati nella porzione montana delle Regioni d'appartenenza e il clima, al di sopra dei 1500 m s.l.m., assume caratteristiche tipicamente alpine (temperato-freddo e freddo). A piccola scala, si individuano più microclimi, dipendenti dall'esposizione dei rilievi, dalla quota altimetrica e dal regime dei venti predominanti.

Lungo la fascia pedemontana e valliva, il clima è classificato come continentale, ma fortemente influenzato dalla presenza dei rilievi montuosi Alpini, dai grandi bacini lacustri e dalle poche aree marine.

Le precipitazioni sono distribuite abbastanza uniformemente durante l'arco dell'anno e con un andamento influenzato dalle altitudini. Nella porzione valliva si registrano precipitazioni comprese fra 600 e 800 mm, che aumentano lungo la fascia prealpina, con valori medi racchiusi fra i 1200-1500 mm, con picchi che raggiungono anche i 2000 mm. In estate i fenomeni temporaleschi risultano frequenti e non di rado associati a grandine e trombe d'aria. A queste latitudini si assiste quindi, a importanti fenomeni pluviometrici, i cui massimi impulsi si registrano in primavera e autunno (ARPAV – bollettini/storico; ARPAPiemonte – annali meteoidrologici). Nella fascia alpina si osservano precipitazioni liquide, uniformemente distribuite lungo l'arco di un anno, che si attestano sui valori della fascia prealpina, alle quali si aggiungono importanti eventi nevosi.

In base al regime e alla direzione dei venti, le temperature subiscono forti sbalzi termici che, nella fascia alpina influiscono alla destabilizzazione del manto nevoso e conseguenti fenomeni di valanghe. Un esempio è il fenomeno del "Foehn" (vento di caduta), capace di indurre improvvisi rialzi termici anche in pieno inverno. Questa manifestazione genera importanti precipitazioni nei versanti settentrionali (fenomeno dello "Stau") e aumenti termici nei versanti meridionali (Centro Meteo Italiano, 2012).

Le temperature medie annue sono comprese fra i 13 °C delle zone pianeggianti più interne e i 14 °C della fascia litoranea. Proseguendo verso le fasce montane, le medie annue si riducono, raggiungendo un valore medio di 10 – 12 °C che si abbassa ulteriormente nelle aree più elevate, con medie annue di circa 5 - 6 °C e valori medi mensili che scendono sotto lo zero nei mesi invernali.

Nelle aree di studio, l'andamento dei regimi idrici varia nel corso dell'anno. Si osserva un passaggio da pluviale a pluvio-nivale, nella stagione in cui il regime idrico viene alimentato principalmente dallo *snow melt*.

4.3.3 Assetto metereologico del Cile

Le caratteristiche climatiche del territorio andino riflettono l'estrema variabilità geografica di questa catena montuosa che si estende dalle latitudini equatoriali a quelle antartiche.

La porzione nord è dominata da altopiani con forti sbalzi termici giornalieri e da deserti, dove la precipitazione media annua è inferiore a 5 mm, in particolare si mette in evidenza il deserto di Atacama, il più arido al mondo.

Nella zona centrale, le due catene montuose, la Cordillera de la Costa e le Ande, dominano la geografia cilena, generando una serie di valli occupate generalmente da campi agricoli e attraversate da fiumi che durante eventi eccezionali, assumono un carattere torrentizio. Il clima diventa mediterraneo con inverni miti e piovosi ed estati calde e soleggiate. La piovosità media annua, che si registra principalmente da maggio ad agosto, ammonta a circa 375 mm.

Il sud del Cile è il territorio dei grandi laghi e delle immense distese boschive che coprono la maggior parte della superficie. Qui si ritrovano anche i più alti vulcani del sud America perennemente innevati. Il Cile meridionale è caratterizzato da un clima pluviale temperato, con piogge frequenti che raggiungono picchi di 2000-4000 mm/anno e temperature medie annue di 12°C.

La porzione più estrema del Cile è rappresentata dai territori patagonici, aree dove si mescolano centinaia di isole con la terraferma attraversata da fiordi e canali che mettono in contatto le acque dell'oceano Pacifico con l'Atlantico passando dalla steppa fredda e ventosa della Patagonia del sud. Il regime meteorologico è tipico della tundra, poco piovoso e freddo. Le temperature medie si aggirano intorno ai 6 °C e la piovosità media annua sfiora i 400 mm, che si registrano soltanto nei mesi estivi, mentre nel resto dell'anno le precipitazioni sono principalmente solide.

L'estrema variabilità climatica di questo continente, oltre che dalla sua conformità geografica, è determinata anche da alcuni eventi meteorologici estremi che si generano nel sud del Pacifico, e che sono capaci di determinare variazioni climatiche anche a scala mondiale. Questi fenomeni sono conosciuti come El Niño e La Niña, uno il contrario dell'altro.

El Niño è un fenomeno meteorologico che si verifica regolarmente nell'oceano Pacifico meridionale ogni 2- 7 anni, esattamente tra America meridionale e Australia. Si genera quando i venti alisei si indeboliscono con conseguente riscaldamento delle acque oceaniche. Ciò, molto probabilmente, è causato dal rallentamento della corrente marina di Humboldt, un flusso freddo, che dalle acque dell'Antartico si muove verso Nord, fino alle coste dell'Ecuador, e anche grazie, all'enorme superficie del Pacifico capace d'assorbire ingenti quantità di radiazioni solari, tratteggiando così, un innalzamento della temperatura della superficie marina.

Generalmente le acque del Pacifico meridionale che subiscono il riscaldamento vengono trasportate verso Indonesia e Australia dall'azione dei venti Alisei, che spirano da Est verso Ovest. La massa d'acqua calda tende ad evaporare e quindi ad originare e alimentare nubi temporalesche che generano forti ed intense precipitazioni nel continente australiano e lungo l'arcipelago indonesiano.

Quando, invece, si manifesta il fenomeno de El Niño, l'azione dei venti Alisei viene bloccata. L'acqua riscaldata dell'oceano Pacifico meridionale non viene trasportata verso il continente australiano e rimane nei pressi del Sudamerica, dove, evaporando e trasformandosi in nubi cariche di acqua, genera temporali e alluvioni che si abbattano sul continente sudamericano, ed in particolare in Cile, Perù ed Ecuador.

4.3.4 Clima del settore centrale (Alta valle del Maipo)

Il bacino idrografico in cui sono state eseguite le analisi di trasporto solido si colloca nella porzione andina del Cile centrale.

Qui il regime meteorologico è di tipo mediterraneo ma, caratterizzato da una notevole variazione altimetrica che passa da un macroclima mediterraneo ad una serie di microclimi dettati dalle variazioni stagionali e altimetriche. Si passa, quindi, da clima temperato mediterraneo con stagione estiva calda e secca, a clima freddo e nevoso nella stagione invernale, particolarmente rigido al di sopra dei 2500-3000 metri di altitudine, dove le precipitazioni sono essenzialmente solide. Oltre i 3000 metri di quota la temperatura media annuale non supera i 4°.

Il dislivello tra il settore basso dell'Estero Morale e il settore alto provoca una differenziazione notevole di precipitazioni; la zona superiore è caratterizzata essenzialmente da sola precipitazione solida, mentre in prossimità del villaggio di Banos Morales, la precipitazione è decisamente liquida o liquido-nivale, ad eccezione dei periodi in cui si verificano le intense nevicate.

L'andamento altimetrico delle precipitazioni e delle temperature è evidenziato dal regime idrico nivale che assume l'Estero Morale durante la primavera inoltrata – estate e dal regime idrico pluvio-nivale presente nel periodo di fine estate – autunno. Da osservazioni eseguite sulla produzione mensile di sedimento (Mao & Carrillo, 2015), si nota il costante incremento di portate del corso d'acqua che raggiunge il picco massimo nei mesi di dicembre gennaio (estate australe), con variazioni significative, anche durante il giorno e la notte. Ciò è legato al progressivo aumento del processo di *snow melt* e al successivo e costante processo di *glacier melt* (Fig. 4-20).

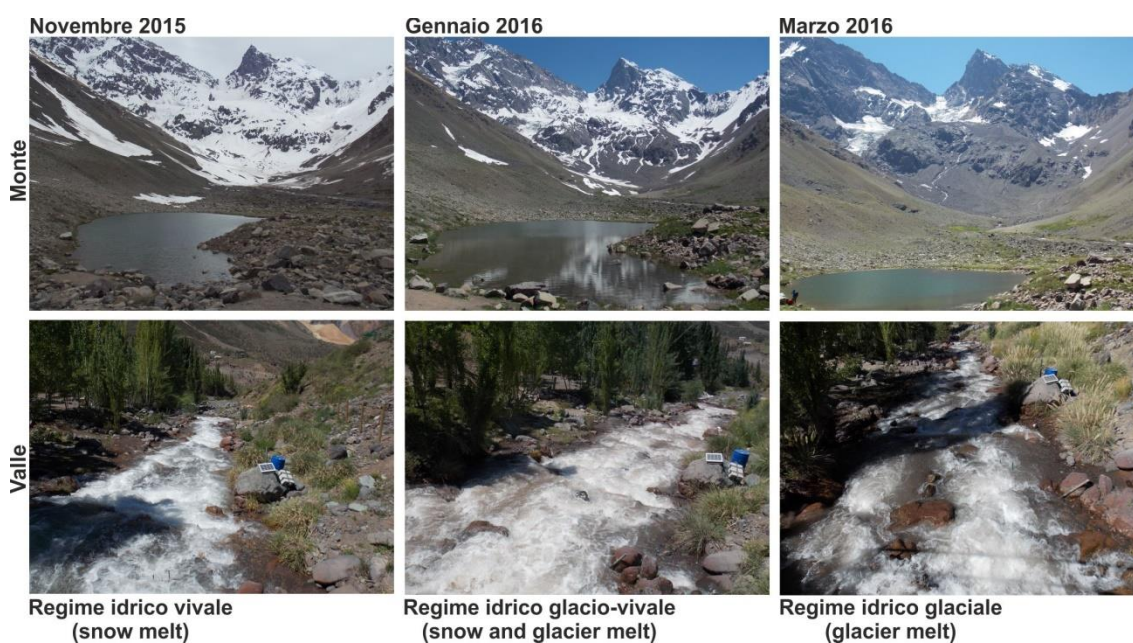


Fig. 4-20 Rappresentazione riassuntiva del fenomeno di snow e glacier melt nel corso dei mesi di Novembre - Aprile, relazionato all'aumento delle portate liquide e solide dell'Estero.

Ai fini del corretto funzionamento del modello è necessario inserire dei valori medi di precipitazione e temperatura. All'interno del bacino in esame, nella porzione bassa, è stata collocata una stazione termo pluviometrica, in quanto non presente precedentemente. I dati ottenuti, nei pochi anni di funzionamento (2014-2015), riferiti alla sola parte inferiore del bacino, sono stati interpolati con dati di altre stazioni meteo presenti nelle aree limitrofe all'Estero (Invaso El Yeso, San Gabriel, Las Melosas). Quest'analisi, è stata indispensabile, poiché si necessita di un dato il più uniforme

possibile e distribuito lungo tutto il bacino. Dalle regressioni lineari $y = 23,301x - 6947$ (Precipitazioni) e $y = -0.0045x + 20.212$ (temperature), che hanno messo in relazione gli andamenti climatici in funzione dell'altimetria (x), sono stati ottenuti, un valore medio annuo di precipitazione liquida di 360 mm e una temperatura media annua di 8 °C.

5 CAPITOLO - APPLICAZIONE DELL'EPM MODEL

L'organizzazione della ricerca si è articolata in più fasi operative, durante le quali sono stati creati una serie di database, sviluppati in ambiente GIS, caratteristici per ogni sito di studio. È stato implementato un modello multiparametrico, a scala di bacino, per la stima di produzione di sedimento e successivo trasporto/deposizione. Per la previsione volumetrica, espressa in $m^3/anno$, è stato utilizzato il modello di Gavrilovic (Gavrilovic, 1959; Zemljic, 1971), rielaborato da Gavrilovic (1988), in metodo dell'erosione potenziale, EPM Model (erosion potential method). Durante il lavoro di ricerca, l'EPM Model, è stato sviluppato in fasi operative progressivamente dettagliate, al fine di ottenere le più accurate informazioni di sintesi, sugli obiettivi dell'investigazione.

5.1 Applicazione del modello con dati di letteratura

Il primo step di calcoli è stato eseguito sfruttando i dataset pubblici forniti da enti di ricerca Regionali e nazionali. Il risultato ottenuto è stato paragonato con lavori effettuati in precedenza (Vacca et al., in pres.), inerenti a studi per enti pubblici (ATI Technital et al., Regione Calabria, 2003), a progetti di protezione e consumo di suolo (ARSSA, 2005), e a progetti di erosione e gestione di invasi artificiali (Modello Florence CRA-DAF - Bazzoffi, 2008).

La scelta delle aree di applicazione è ricaduta su una serie di bacini della Calabria (Fig. 5-1), caratterizzati da dinamiche di versante critiche e sovralluvionamenti di alvei fortemente antropizzati e connessi ad aree soggette a processi di erosione costiera. I bacini analizzati sono rappresentati dalle aree drenate dal T.te Avena, T.te Pagliara e dalla F.ra Saraceno, sottesi da un tratto di costa di circa 10 km, dalla F.ra Stilaro, che alimenta l'unità fisiografica di Monasterace-Punta Stilo e dal Fiume Angitola, che confluisce nell'omonima diga.

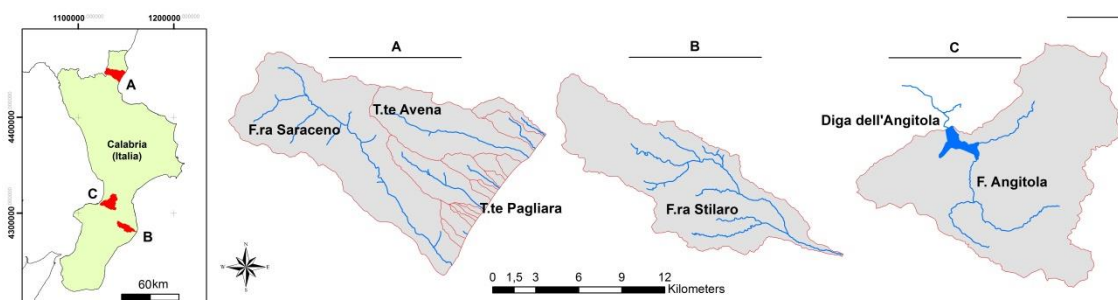


Fig. 5-1 Map Location dei bacini analizzati nella prima fase di studio.

La formulazione del modello è riassunta in figura 5-2. I parametri dell'EPM sono ricavati da:

T – h

- Centro multirischio Regionale ARPACAL – Dati storici meteorologici;

X

- Database Corine Land Cover;
- Database Regionale ARSSA;

Y

- Database cartografico Nazionali – IGM (Istituto Geografico Militare);
- Cartografia Carg – ISPRA;

γ

- Centro multirischio Regionale ARPACAL – database Assetto Idrogeologico (PAI);
- Rilevamenti da foto-interpretazione, validati su campo.

Mediante elaborazioni sul modello digitale del terreno (DTM) e interrogando i layers, si ricavano: S - (Calcola geometrie), Im - (Tool, slope, statistics), P - (Calcola geometrie), Hm - (Statistics), L - Li - (Calcola geometrie o Tool Hydrology).

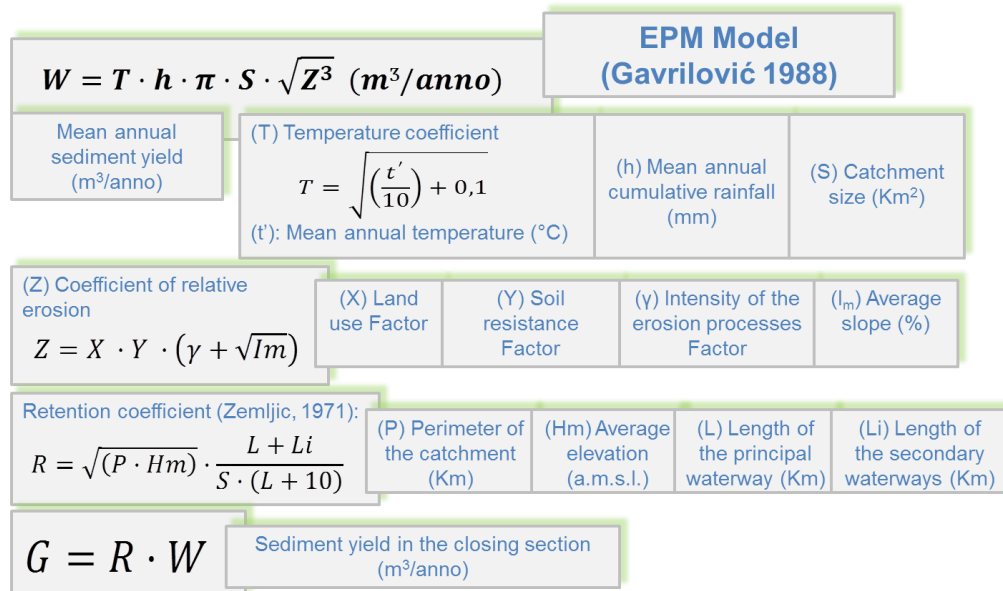


Fig. 5-2 Rappresentazione schematica dei componenti dell'equazione multiparametrica che governa il modello EPM.

Ai parametri X-Y-γ, vengono assegnati dei valori moltiplicativi tabellari (Zemljic, 1971), i quali restituiscono un coefficiente (media pesata) che deriva da una

$\sum_{i=0}^n \frac{A_i \cdot V_i}{AT}$ dove, **A_i** rappresenta l'area in kmq di una tipologia di uso del suolo, di litologia o di caratteristica morfologica, **V_i** rappresenta il valore moltiplicativo proposto in letteratura (Fig. 5-3) e **AT** rappresenta l'area totale del bacino considerato. Quest'operazione permette di implementare i database dei parametri X, Y e γ , ottenendo una rappresentazione distribuita lungo tutto il bacino (Fig. 5-3) del potenziale di protezione / predisposizione all'erosionale (X), del potenziale di asportazione (Y) e dell'erosione differenziale (γ).

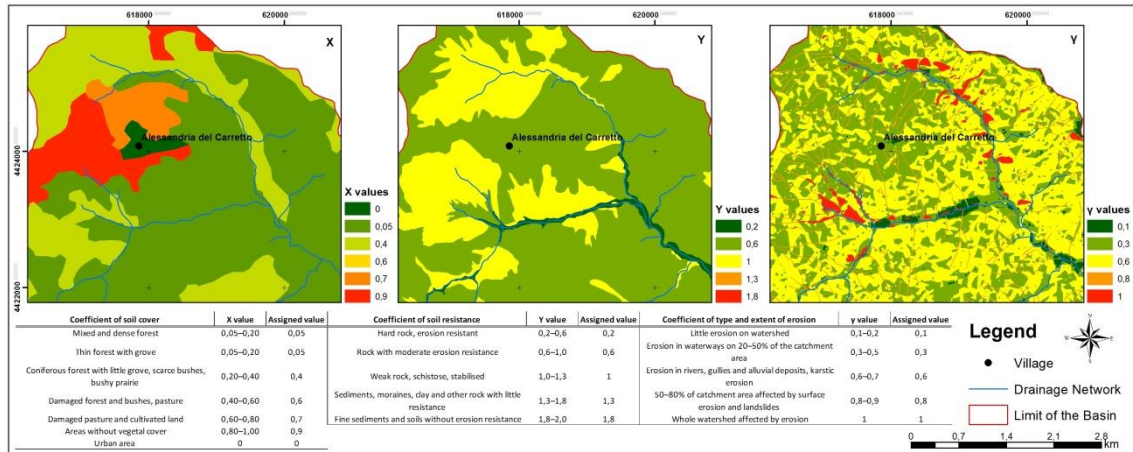


Fig. 5-3 Layout cartografici dei coefficienti di erosione di una porzione di F.ra Saraceno, corredati delle corrispettive tabelle classificative (Vacca et al., in pres.).

Utilizzando i coefficienti di erosione, così calcolati, si applica l'equazione 3 per ogni bacino analizzato, ottenendo il coefficiente di erosione relativo (Z), tipico di ogni area.

Successivamente, si passa al calcolo del coefficiente di temperatura, utilizzando l'equazione 2, ottenendo un valore termico dipendente dalla semplice media delle temperature registrate nelle stazioni del bacino considerato.

Con i dati ottenuti, applicando l'equazione di Gavrilovic (equazione 1), si ricava il materiale sedimentario prodotto dal bacino e infine, moltiplicandolo per il fattore di riduzione R (equazione 5), si ottiene il materiale che potenzialmente arriva alla sezione di chiusura (equazione 4).

Ottenute tutte le informazioni e i dati finali, si passa al confronto con i risultati di antecedenti lavori, proposti da enti di ricerca (Tab. 5-1).

	W Values (m ³ /year)	G Values (m ³ /year)	ARSSA Value (2005)	Florence Model (2008)	ATI Technital, 2003
T.te Avena			± 1 (mm/year)	± 850 (m ³ * ha /year)	--
T.te Pagliara	96000	66300	± 150.000 (m ³ /year)	± 191.000 (m ³ /year)	--
F.ra Saraceno					
F.ra Stilaro	86700	62400	--	--	89700 (m ³ /year)
F. Angitola	93700	73600	--	55365 (m ³ /year)	

Tab. 5-1 Tabella riassuntiva dei risultati della prima tranches di calcoli, confrontati con stime di interrimento (Bazzoffi & Vanino, 2009), con lavori inerenti la perdita di suolo (ARSSA, 2005) e con valori di trasporto solido alle coste Calabresi (ATI Technital, 2003).

5.1.1 Criticità

Dall'analisi degli output dei primi calcoli, sono emerse una serie di criticità che contribuiscono a falsare il risultato finale. Le criticità di un modello, infatti, sono rappresentate da quelle condizioni o parametri per cui la variazione anche minima di un valore, determina un effetto di grande entità e non vicino alla realtà. In quest'ottica si è proceduto a un'accurata analisi dei possibili miglioramenti dei parametri del modello, al fine di rendere l'output il più realistico possibile.

Le principali criticità individuate, sono riferite all'estrema soggettività con la quale vengono assegnati i coefficienti erosivi dei fattori di uso del suolo, dei fattori litologici e dei fattori morfologici. Di conseguenza, si rileva anche, la problematica della scelta della tabella classificativa più adatta, che meglio approssima le condizioni delle aree indagate.

Molto importante ai fini di una corretta restituzione volumetrica, è la scelta delle cartografie più adatte alla scala di dettaglio che si utilizza. Si rivelerebbe assai poco corretto, utilizzare una cartografia a scala regionale, per applicazioni a livello di bacino idrografico.

Un'ulteriore parametro dove verrà focalizzata l'attenzione, è la distribuzione puntuale dei dati meteo-climatici. La media dei valori di piovosità e temperatura, in alcuni contesti, non palesa un'adeguata correttezza, in quanto entra in gioco un carattere di distribuzione areale dei parametri t ed h che risulta dipendente da fattori morfologici (pendenza, esposizione, barriere montuose ecc.) e da fattori legati alle caratteristiche dei venti.

Infine, il fattore di riduzione R , proposto da Zempljic (1971), si basa essenzialmente su caratteri morfometrici del bacino, ciò ne potrebbe limitare o sovrastimare il reale quantitativo di materiale alla sezione di chiusura. Da studi eseguiti sull'interazione acqua-roccia e da rilievi morfometrici intra-alveo (Casascelli / Di Bello, 2014), procedendo da monte verso valle di un corso fluviale, si osserva una riduzione delle

dimensioni di alcune famiglie litologiche e un elevato grado di arrotondamento dei ciottoli. Tale fenomeno testimonia l'usura dei materiali che a sua volta si traduce in perdita in peso e volume di materiale fine disperso in soluzione. Inoltre, dalla dissoluzione dei litotipi carbonatici o dai litotipi evaporitici, si perde una certa frazione volumetrica di materiale che arriverà alla sezione di chiusura del bacino sotto forma di soluti disciolti in acqua (Vacca et al., 2016b).

Dalla variazione del chimismo delle acque (Fig. 5-4), da monte verso valle, ed in funzione delle rocce attraversate, calcaree o metamorfiche, si dimostra come una parte del materiale carbonatico prodotto per erosione va in dissoluzione, rendendo le acque più ricche in soluti, a differenza delle acque che drenano esclusivamente rocce cristalline, in cui non si registra un trend di arricchimento particolare.

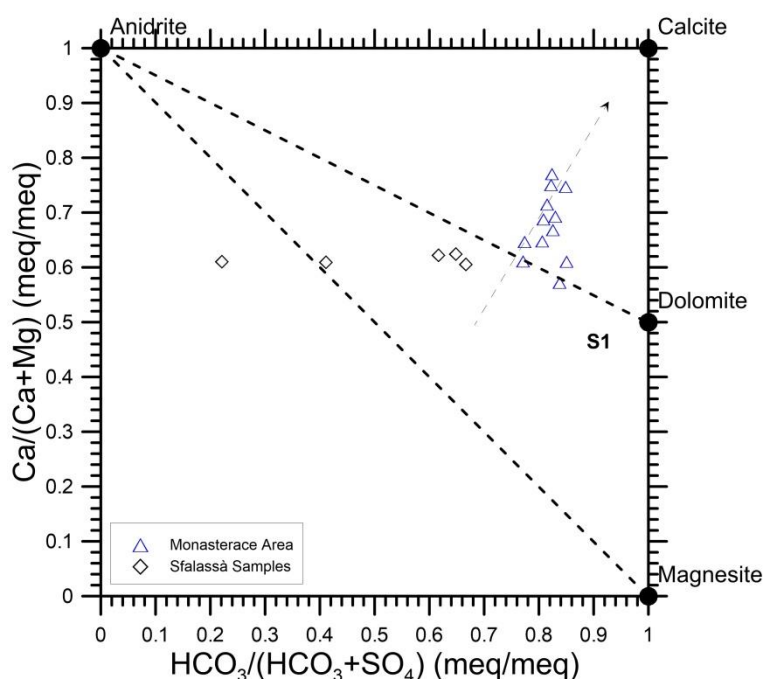
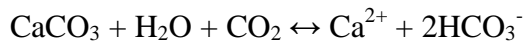


Fig. 5-4 Diagramma di correlazione fra il rapporto $\text{HCO}_3/(\text{HCO}_3+\text{SO}_4)$ ed il rapporto $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg})$, entrambi calcolati a partire dalle concentrazioni in unità equivalenti (modificato da Pastorelli et al., 1999).

Su questo diagramma, sono rappresentate le composizioni attese per la dissoluzione di calcite, dolomite, magnesite ed anidrite (e/o gesso) oltre a quelle determinate per i punti d'acqua di interesse (F.ra Stilaro - Monasterace Marina, F.ra Sfalassà - Bagnara Calabria).

Le acque fredde relative ai sistemi Ionici di Monasterace, mostrano composizioni coerenti in primo luogo con la dissoluzione di calcite, come espresso dalla reazione seguente:



E' evidente una loro disposizione secondo una retta direzionata verso il vertice della calcite per i campioni che progressivamente si arricchiscono in soluti. Situazione differente per le acque campionate lungo la F.ra Sfalassà (versante Tirrenico) che non mostrano trend evidenti.

Quanto affermato è riscontrabile anche sul diagramma TIS (Fig. 5-5) sul quale è evidente una maggiore salinità per i campioni interagenti con le successioni carbonatiche caratterizzate da un più alto rate di dissoluzione.

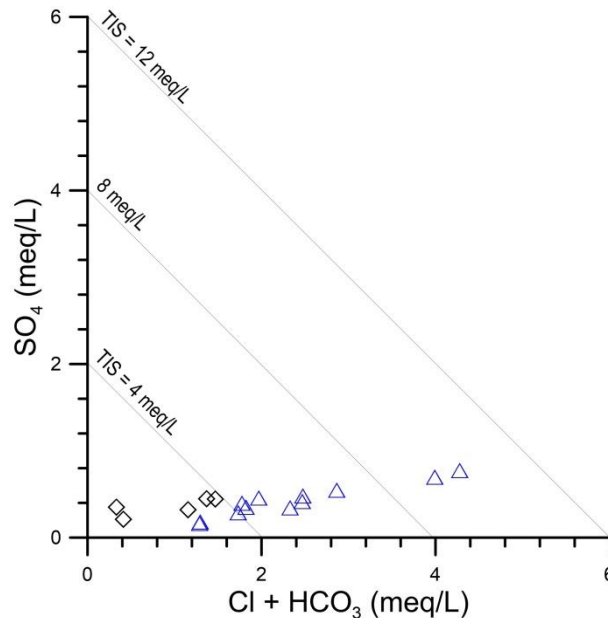


Fig. 5-5 Diagramma TIS (Total Ionic Salinity).

La diminuzione della soggettività d'inserimento dei parametri moltiplicativi verrà risolta/ridotta, eseguendo una serie di indagini e caratterizzazioni quantitative. Tali operazioni verranno descritte per il coefficiente X, Y, γ .

Per individuare il parametro più influente, dove apportare eventuali modifiche e focalizzare l'attenzione, è stata proposta un'analisi di sensitività dei componenti dell'equazione EPM.

5.2 Approccio metodologico

5.2.1 Analisi di sensitività

Per ottenere dei modelli il più possibile basati su dati reali, si dovrebbe effettuare una valutazione completa della strategia usata per ottenerli, inclusa l'analisi di sensitività (SA). L'analisi di sensitività, è quel processo attraverso il quale è possibile studiare le variazioni dei dati di output di un modello al variare del valore degli input, e mostra come il risultato del modello dipenda proprio dalle informazioni di *input* (Saltelli et al., 2000). La SA stima l'importanza di ogni fattore, identificando quelli che possono essere considerati più rilevanti per ottenere un migliore *fit* tra l'output del modello e la situazione reale. Con il termine fattore si vuole indicare qualsiasi input che può essere cambiato in un modello prima della sua esecuzione. L'analisi di sensitività discrimina, infatti, tra i fattori che hanno e quelli che non hanno un'influenza significativa sulle simulazioni del modello.

Le analisi di sensitività di modelli numerici sono solitamente affrontate in letteratura con tecniche di tipo statistico o iterativo. Numerose sono le SA già esistenti (Lane, et al., 1994; Saltelli et al., 2000), e spesso è complicato scegliere quali tra tutte potrebbe essere la più appropriata per un certo tipo di modellazione poiché ogni tecnica ha dei punti di forza e di debolezza. Pertanto, la scelta di SA dipende principalmente dal problema che il modellatore intende risolvere, dalle caratteristiche del modello, dalla qualità di dati di riferimento, e da problemi operativi quali il costo computazionale di esecuzione del modello (Ziliani et al., 2013).

Non disponendo, tuttavia, di mezzi informatici adeguati ad analisi computazionalmente gravose, si è deciso di utilizzare una procedura molto semplificata, ma adatta ad un'implementazione del modello.

In questo lavoro, la tecnica di Morris (1991), è stata applicata al modello EMP (Erosion Potential Method) e i fattori soggetti all'analisi sono stati temperatura, piovosità, X,Y e γ . Il suo concetto di base è quello di variare ogni fattore singolarmente, one-at-a-time (OAT) e calcolare la deviazione dei dati in output del modello, il cosiddetto, Effetto elementare - EE:

$$EE_i = \frac{(W_{max} \cdot \Delta i) - (W_{mean} \cdot \Delta i)}{\Delta i}$$

dove W rappresenta l'output del modello e Δi è il valore di incremento del fattore *i*-esimo.

I fattori vengono discretizzati in step con intervalli fissi. Per ogni fattore, la sensitività è espressa dalla media (μ) e dalla deviazione standard (σ) dei valori di EE ottenuti (Fig. 5-6). In particolare, la media esprime l'importanza di un determinato fattore, mentre la deviazione standard valuta il grado di interazione con il modello.

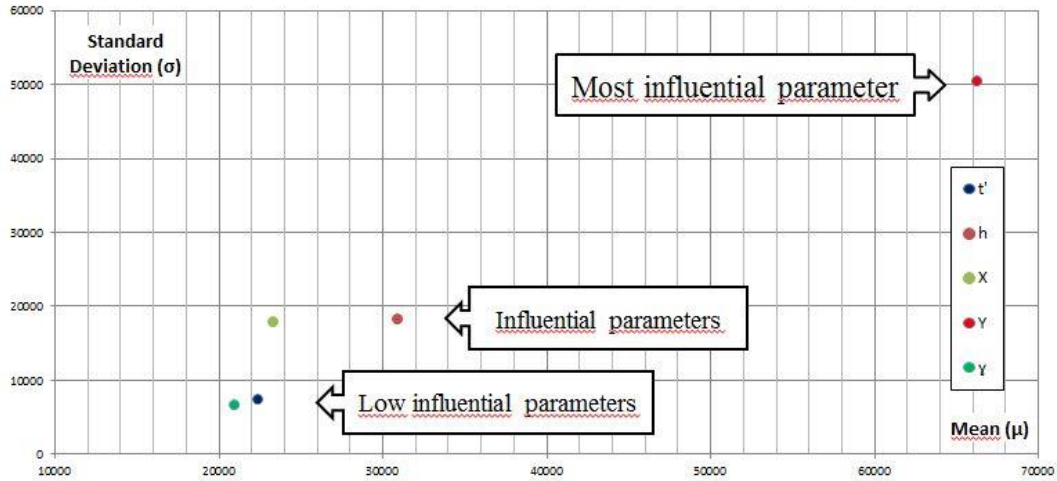


Fig. 5-6 Distribuzione dei parametri influenti (Vacca et al., 2016a), ottenuti dall'interpretazione del diagramma degli effetti elementari tra deviazione standard e importanza del fattore (media μ).

Analizzando i risultati riportati in figura 5-6, si mette in evidenza la netta influenza del parametro litologico, che risulta essere il più importante dal punto di vista variazionale (alti valori di deviazione standard e di rilievo medio).

Si sono quindi variati uno per uno, i parametri di calibrazione, e si è registrata l'entità della corrispondente variazione dell'output dell'EPM Model. Nel dettaglio, lo *step* d'incremento che si è fissato, varia da fattore a fattore, in riferimento alla grandezza del *range* massimo. Rapportando, infine, l'output del modello con l'incremento di ogni singolo fattore (Fig. 5-7), si mette in luce, il forte controllo del coefficiente litologico sulla produzione di sedimento W.

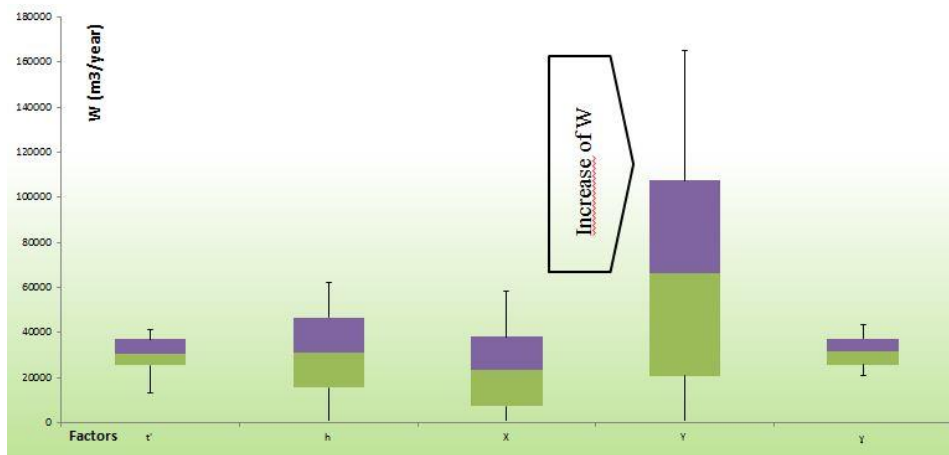


Fig. 5-7 Boxplot, ricavato dall'analisi con il metodo di Morris (1991), su più di 500 simulazioni di calcolo, rappresentante il netto incremento della produzione di sedimento W, da parte del coefficiente litologico Y (Vacca et al., 2016a).

5.2.2 Metodologie di calibrazione e validazione

La totalità dei modelli numerici presenta, una diversa risposta di affidabilità e un grado di approssimazione dei risultati, che dipendono da:

- limiti di applicabilità della tipologia di modello;
- dettaglio e qualità dei dati di input;
- corretta definizione dei parametri del modello;
- disponibilità di dati di calibrazione e validazione.

In tale contesto, è sempre opportuno e consigliato, per non dire obbligatorio, procedere ad una taratura/calibrazione dei parametri principali del modello.

Al termine della fase di calibrazione il modello dovrebbe essere sottoposto ad una seconda fase di verifica, definita come processo di validazione. Durante quest'ultima fase, la funzionalità del modello deve essere verificata simulando un ulteriore evento sperimentale in contesti geografici differenti da quelli utilizzati per la calibrazione, evitando in questo modo di avere un modello estremamente performante su un'unica tipologia di bacino, ma adattabile alle diverse caratteristiche e condizioni ambientali di applicazione.

Le fasi di calibrazione e validazione rappresentano un valore aggiunto di significativa rilevanza scientifica, specialmente in condizioni operative in cui la carenza di dati sperimentali riproduce spesso la normalità dei casi.

5.2.3 Rette di regressione per parametri pioggia e temperatura

Nelle analisi termo-pluviometriche a scala di bacino, si richiede una stima areale della precipitazione e delle temperature, in quanto, tali dati, per meglio approssimare le reali condizioni meteo climatiche del bacino, devono necessariamente essere distribuiti su tutta la superficie e non rappresentare delle informazioni puntali. Ci si è posti quindi, il problema di come trasformare l'informazione puntuale, data da una stazione meteo, in un'informazione distribuita.

In letteratura sono stati proposti molti metodi per stimare la distribuzione areale di precipitazione e temperatura. Tra i più utilizzati in passato, vanno citati, il metodo delle isoiete (Reed e Kincer, 1917) e quello dei poligoni di Thiessen (Thiessen, 1911). Il primo consiste nel tracciare, su una carta topografica delle linee luogo dei punti a uguale altezza di precipitazione, individuabili tramite un'interpolazione tra le due stazioni più vicine. Metodo abbastanza preciso, ma molto macchinoso nella sua costruzione.

Meno preciso, ma sicuramente più veloce, è il metodo dei poligoni di Thiessen. Si tratta di un metodo geometrico con il quale assegnare delle aree di competenza territoriale ad ognuna delle stazione termo-pluviometriche a disposizione.

Nel tempo sono state definite ulteriori tecniche che permettono la conoscenza della distribuzione areale della precipitazione/temperature (Dingman, 1994) a partire da misure puntuali. Si tratta solitamente di diverse tipologie d'interpolazione statistico spaziali. La branca della statistica che si occupa dell'analisi di dati spaziali è definita geostatistica (Kitanidis, 1997).

Una delle tecniche più utilizzate è l'interpolazione secondo l'inverso della distanza, o *Inverse Distance Weighting*, IDW (Shepard, 1968). Questa metodologia consiste nell'attribuire a ciascun punto un peso basato sull'inverso della distanza, maggiore sarà la distanza, minore sarà l'importanza data ai punti più lontani. Generalmente viene fissata una distanza massima (Nearest Neighbors o Fixed Radium) per snellire la procedura di calcolo.

Un'altra tecnica molto utilizzata è quella basata sulle *SPlines*. Una *spline* è una funzione polinomiale formata da insiemi di polinomi cui si può assegnare un parametro differente. Si impongono due condizioni al processo di interpolazione: 1 - che la superficie interpolante passi il più vicino possibile ai punti di input; 2 - che la superficie interpolante abbia la minima curvatura.

Un altro strumento adatto all'interpolazione geostatistica è il *Kriging* (Matheron, 1971), una tecnica che permette di stimare il valore di una variabile come l'altezza di

pioggia o la temperatura sulla base della struttura statistica del fenomeno. Assume che la variazione sia un elemento statisticamente omogeneo sulla superficie, basandosi sui rapporti spaziali e sulle differenze di valori di t ed h .

A prescindere dal metodo utilizzato per ricavare informazioni areali da misure puntuali, si deve sottolineare che l'elemento fondamentale nel determinare la precisione con cui si può stimare l'afflusso di pioggia o la temperatura in un bacino, è sicuramente la densità di stazioni di misura presenti sul territorio (Dingman, 1994). Questo permette di affermare che l'assenza di informazioni adeguate in ambito idrologico, non consente un'adeguata analisi del fenomeno.

In quest'ottica, è stata implementata una funzione di correlazione tra quota e precipitazione/temperatura, al fine di ottenere un valore distribuito sull'intero bacino.

Per ottenere una serie di stazioni fittizie, distribuite uniformemente lungo tutto il bacino, dal modello digitale del terreno è stata estrapolata una maglia di punti con equidistanza pari alla larghezza della cella. Il nuovo *dataset* di punti, oltre ad essere uniformemente distribuito, sarà dotato dell'attributo elevazione.

In accordo con Cianflone et al. (2015), mettendo in relazione l'altitudine della stazione meteo e il valore di precipitazione/temperatura media, è stata individuata l'equazione di regressione caratteristica dell' i -esima quota del bacino. Un esempio è il seguente: $y = -0.0045x + 20.212$, dove $-y-$ è il valore di temperatura o piovosità e $-x-$, rappresenta la quota dell'ipotetica stazione.

Mediante il *Field Calculator* di ArcMap, l'equazione ricavata dalla regressione è stata applicata a tutti i punti ottenuti in precedenza. Così facendo si è generato il database delle stazioni fittizie distribuite.

Infine, i dati ottenuti sono stati interpolati con la tecnica geostatistica del *co-kriging*, la quale restituisce un file raster che rappresenta la distribuzione spaziale delle altezze di pioggia (h) e delle temperature (t') registrate nell'intervallo temporale considerato e in funzione delle fasce altimetriche (Fig. 5-8).

Il valore finale di t ed h è stato ottenuto da una media pesata, cioè dalla sommatoria delle celle con la i -esima temperatura/piovosità ($C_i h_i$ oppure $C_i t_i$), moltiplicato per il valore i -esimo di t/h (h_i oppure t_i), il tutto rapportato al totale delle celle (CT).

$$\sum_{i=0}^n \frac{C_i \cdot h_i \cdot h_i}{CT}$$

In possibili approfondimenti futuri, della problematica della distribuzione areale dei dati meteorologici, si tenderà ad implementare il metodo PRISM (Precipitation-

elevation Regression on Independent Slope Model), che si basa su concetti statistici e climatologici per lo studio della precipitazione in funzione dell'orografica (Daly et al., 1997). A differenza della tecnica applicata nel lavoro di tesi, questa metodologia, oltre alla quota, mette in relazione anche la pendenza e l'esposizione.

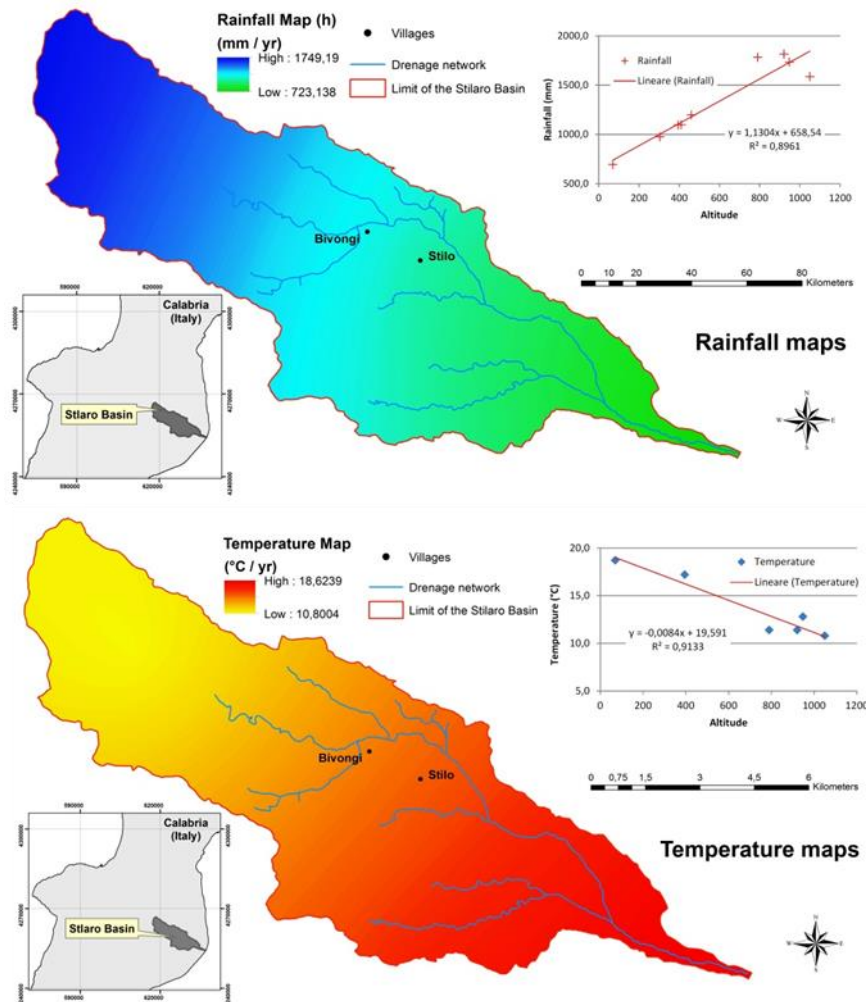


Fig. 5-8 Distribuzione altimetrica dei dati di temperatura e piovosità, relazionati in base alla regressione lineare tra valore e quota.

5.2.4 Analisi sulle caratteristiche dell'uso del suolo

Utilizzando la metodologia di calcolo dei parametri erosionali, descritta in precedenza, il coefficiente X è stato stimato utilizzando la copertura del suolo ricavata dal database della Corine (COOrdinate INformation on the Environment) Land Cover (2012). Quest'ultima versione del database risulta abbastanza dettagliata per l'utilizzo a scala di bacino. Nel primo *step* di calcoli si era utilizzata la suddivisione della Corine appartenute al 2006, anch'essa di dettaglio elevato, ma con meno accuratezza in alcune aree.

Per il secondo *step* di calcoli, mediante fotointerpretazione e rilievi di campagna, è stata effettuata una revisione e rimappatura dei layers di uso del suolo che risultavano non in linea, ed infine, una assegnazione dei parametri moltiplicativi utilizzando studi di carattere agronomici e pedologici (ARSSA, 2003). In tale contesto, è stata utilizzata una matrice correlativa tra coperture (arboree e arbustive) e composizione, in termini di contenuto in particelle granulometriche (argille e sabbie) delle differenti tipologie di suolo presenti nell'area di studio (Tab. 5-2). La composizione granulometrica di un suolo, influenza fortemente l'erosione, in quanto le particelle inferiori a 2 mm, risultano facilmente asportabili dall'acqua di dilavamento meteorica.

Si è ritenuto opportuno eseguire questa suddivisione, coperture/soilo, in quanto, ai fini dell'erosione superficiale, si nota una netta differenza tra terreno coperto o semi-coperto parzialmente, con un suolo non coperto ed esposto direttamente agli agenti fisici dell'erosione. Inoltre, la risposta all'asportazione di particelle in un campo agricolo, impostato su litologie limoso-argilloso e un campo impostato su litologie conglomerato-sabbioso, è nettamente differente (Bazzoffi, 2007).

Land Cover	% in the soils of:		Tree Cover			Xi (Zemljic)	Area (km2)
	Clay	Sand	Closed (0)	Sparse (0,5)	Open (1)		
Arable land	31	41	-	-	+	0,9	5,34
Olive groves	27,15	40,76	-	+	-	0,8	4,58
Woods	13,66	65,39	+	-	-	0,05	12,73
...
Urban fabric	0	0	-	-	+	0	0,87

Tab. 5-2 Esempio di matrice correlativa tra coperture e composizione, in termini di contenuto in particelle granulometriche, delle differenti tipologie di suolo.

5.2.5 Analisi litotecniche (RMR - GSI - Weathering grade)

Lo scopo ultimo di queste analisi è ottenere un valore univoco da utilizzare per definire le condizioni litotecniche di ammasso roccioso. Raramente si hanno informazioni dettagliate sulle caratteristiche di resistenza e di deformabilità di una roccia. Diventa di fondamentale importanza, utilizzare una metodologia empirica che permetta di ottenere tali informazioni.

Il metodo R.M.R. (Rock Mass Rating), elaborato da Bieniawsky (1989), ha come obiettivo quello di fornire un indice meccanico dato dalla somma aritmetica dei seguenti parametri:

- *PI= Resistenza a compressione uniassiale delle rocce.* Viene eseguita in campo con il martello di Schmidt (sclerometro). Dalla prova si ricava l'indice

di rimbalzo R che si correla alla resistenza a compressione uniassiale, mediante la relazione: $0,775 R + 21,3$

- *P2= Indice della qualità della roccia.* È possibile ricavare il valore di RQD dal recupero delle carote di sondaggio, si sommano gli spezzoni di carota con lunghezza maggiore di 10 cm e si rapportano alla lunghezza totale (100 cm). In mancanza di carote di sondaggio, l'RQD si ricava dal numero di famiglie di discontinuità caratterizzanti un metro cubo di roccia, secondo la relazione: $RQD = 115 - 3,3 J_v$ ($J_v = N^\circ$ di fratture per m^3).
- *P3= Spaziatura delle discontinuità.* Si misura la distanza media, che viene inserita in differenti equazioni all'aumentare della distanza (Bieniawski, 1989).
- *P4= Qualità delle spaziature.* Viene eseguita una sommatoria di alcuni parametri numerici attribuibili alla persistenza del giunto, all'apertura del giunto, alla rugosità, all'alterazione delle pareti e al materiale di riempimento.
- *P5= Condizioni idrogeologiche.* Si valuta la presenza e l'intensità di acqua riferita ad un fronte di $10 m^2$.
- *P6= Orientamento delle discontinuità.* Si valuta la disposizione geometrica delle discontinuità rispetto il fronte di scavo. Tale determinazione risulta più efficace per fronti in gallerie, ma troppo conservativa per i versanti. In quest'ottica, Romana (1985), propone di aggiungere al valore di RMR di base, alcuni fattori di aggiustamento sulla base dell'orientamento relativo fra discontinuità e fronte del versante e aggiungere un successivo fattore che tiene conto del metodo di scavo (Rock Mechanical – GeoStru). Ciò ha portato ad individuare lo Slope Mass Rating (SMR).

1	Resistenza della matrice rocciosa (MPa)	Prova di carico puntuale PLT	? 10	10-4	4-2	2-1	Compressione semplice (MPa)		
		Compressione semplice	? 250	250-100	100-50	50-25	25-5	5-1	1
		Punteggio	15	12	7	4	2	1	0
2	RQD		90 %-100 %	75 %-90 %	50 %-75 %	25 %-50 %	< 25 %		
	Punteggio		0	17	13	6	3		
3	Spaziatura delle discontinuità		? 2 m	0.6-2 m	0.2-0.6 m	0.06-0.2 m	< 0.06 m		
	Punteggio		0	15	10	8	5		
4	Condizioni delle discontinuità	Lunghezza della discontinuità	1 m	1-3 m	3-10 m	10-20 m	> 20 m		
		Punteggio	6	4	2	1	0		
		Apertura	Chiusa	0.1 mm	0.1-1.0 mm	1-5 mm	> 5mm		
		Punteggio	6	5	3	1	0		
		Scabrezza	Molto scabre	Scabre	Leggermente scabre	Ondulate	Lisce		
		Punteggio	6	5	3	1	0		
		Riempimento	Nessuno	Riempimento duro < 5 mm	Riempimento duro > 5 mm	Riempimento soffice < 5 mm	Riempimento soffice > 5 mm		
		Punteggio	6	4	2	2	0		
		Alterazione	Inalterate	Leggermente alterate	Moderatamente alterate	Molto alterate	Decomposte		
		Punteggio	6	5	3	1	0		
5	Acque sotterranee	Portata lungo 10 m di galleria	Nulla	< 10 litri/min	10-25 litri/min	25 - 125 litri/min	> 125 litri/min		
		Rapporto: pressione dell'acqua/ tensione principale maggiore	0	0-0.1	0.1-0.2	0.2-0.5	> 0.5		
		Stato generale	Secco	Leggerm. umido	Umido	Stillicidi	Flusso d'acqua		
		Punteggio	15	10	7	4	0		
Correzione per l'orientazione delle discontinuità									
Immersione e inclinazione delle discontinuità			Molto favorevole	Favorevole	Media	Sfavorevole	Molto sfavorevole		
Punteggio	Gallerie		0	- 2	- 5	- 10	- 12		
	Fondazioni		0	- 2	- 7	- 15	- 25		
	Scarpate		0	- 5	- 25	- 50	- 60		
Classificazione									
Classe	I	II	III	IV	V				
Qualità	Molto buona	Buona	Discreta	Scadente	Pessima				
Punteggio	100-81	80-61	60-41	40-21	< 20				

Fig. 5-9 Sistema classificativo RMR - Rock Mass Rating di Bieniawski (1989).

I dati raccolti in campagna e le elaborazioni eseguite con le tabelle comparative (Fig. 5-9), hanno permesso di ottenere i valori di ogni singolo parametro, che sommati, individuano la classe di appartenenza della roccia (Fig. 5-10).

Rock mass class	Excavation	Rock bolts (20 mm diameter, fully grouted)	Shotcrete	Steel sets
I - Very good rock RMR: 81-100	Full face, 3 m advance.	Generally no support required except spot bolting.		
II - Good rock RMR: 61-80	Full face, 1-1.5 m advance. Complete support 20 m from face.	Locally, bolts in crown 3 m long, spaced 2.5 m with occasional wire mesh.	50 mm in crown where required.	None.
III - Fair rock RMR: 41-60	Top heading and bench 1.5-3 m advance in top heading. Commence support after each blast. Complete support 10 m from face.	Systematic bolts 4 m long, spaced 1.5 - 2 m in crown and walls with wire mesh in crown.	50-100 mm in crown and 30 mm in sides.	None.
IV - Poor rock RMR: 21-40	Top heading and bench 1.0-1.5 m advance in top heading. Install support concurrently with excavation, 10 m from face.	Systematic bolts 4-5 m long, spaced 1-1.5 m in crown and walls with wire mesh.	100-150 mm in crown and 100 mm in sides.	Light to medium ribs spaced 1.5 m where required.
V - Very poor rock RMR: < 20	Multiple drifts 0.5-1.5 m advance in top heading. Install support concurrently with excavation. Shotcrete as soon as possible after blasting.	Systematic bolts 5-6 m long, spaced 1-1.5 m in crown and walls with wire mesh. Bolt invert.	150-200 mm in crown, 150 mm in sides, and 50 mm on face.	Medium to heavy ribs spaced 0.75 m with steel lagging and forepoling if required. Close invert.

Fig. 5-10 Tabella di riferimento per la classe di appartenenza dell'ammasso roccioso, in base al valore di RMR (Bieniawski, 1989).

Dal valore di RMR di base si derivano i parametri caratteristici dell'ammasso, che secondo Bieniawsky assumono il valore:

- La coesione di picco C_p (kPa) = 5 RMR
- L'angolo di attrito di picco $\Phi_p = 0,5 \text{ RMR} + 5$
- Il modulo di deformazione E (GPa) = 2 RMR – 100
- Il valore di GSI (Geological Strength Index) = RMRa – 5 (RMR arido - in condizioni idrauliche asciutte).

L'indice GSI (Geological Strength Index) è stato introdotto da Hoek nel 1994, e successivamente perfezionato per includere ammassi di qualità scarsa, rocce eterogenee e stratificate (Hoek et al., 1998; Marinos & Hoek, 2000, 2001) e ofioliti (Marinos et al., 2006).

Questa classificazione combina l'assetto strutturale dell'ammasso roccioso con le caratteristiche delle discontinuità che lo separano, per arrivare ad un valore indice, che non viene indicato come valore univoco ma attraverso un *range*, che permette il suo utilizzo per una valutazione accurata della resistenza e della deformabilità di un ammasso roccioso.

Per gli ammassi rocciosi eterogenei, costituiti da alternanze litologiche e per ammassi molto scadenti, è possibile stimare direttamente in sito l'intervallo del GSI rappresentativo dell'ammasso roccioso affiorante, attraverso l'utilizzo di tabelle comparative proposte da Marinos & Hoek (2000). In queste tabelle si osservano le caratteristiche strutturali dell'ammasso in termini di grado di fatturazione e disturbo

tettonico, inoltre, sono intercorrelate con le caratteristiche della superficie delle discontinuità in termini di rugosità, alterazione e riempimento della frattura. Si mettono in luce sei classi che individuano la struttura della roccia, in funzione del rapporto percentuale tra il litotipo più competente e quello meno competente (classi A, B, C, D, E e G), cui si aggiungono due ulteriori classi (classi F e H), nel caso in cui l'ammasso sia interessato da intensa deformazione tettonica (Fig. 5-11). Per quanto riguarda le condizioni delle discontinuità, le voci presenti nella tabella sintetica hanno il seguente significato:

- VERY GOOD: superfici di discontinuità molto rugose e non alterate;
- GOOD: superfici di discontinuità rugose, leggermente alterate;
- FAIR: superfici lisce, moderatamente alterate;
- POOR: superfici laminate, molto alterate con riempimento compatto con frammenti angolosi di roccia;
- VERY POOR: superfici laminate, molto alterate con riempimento in argilla molle.

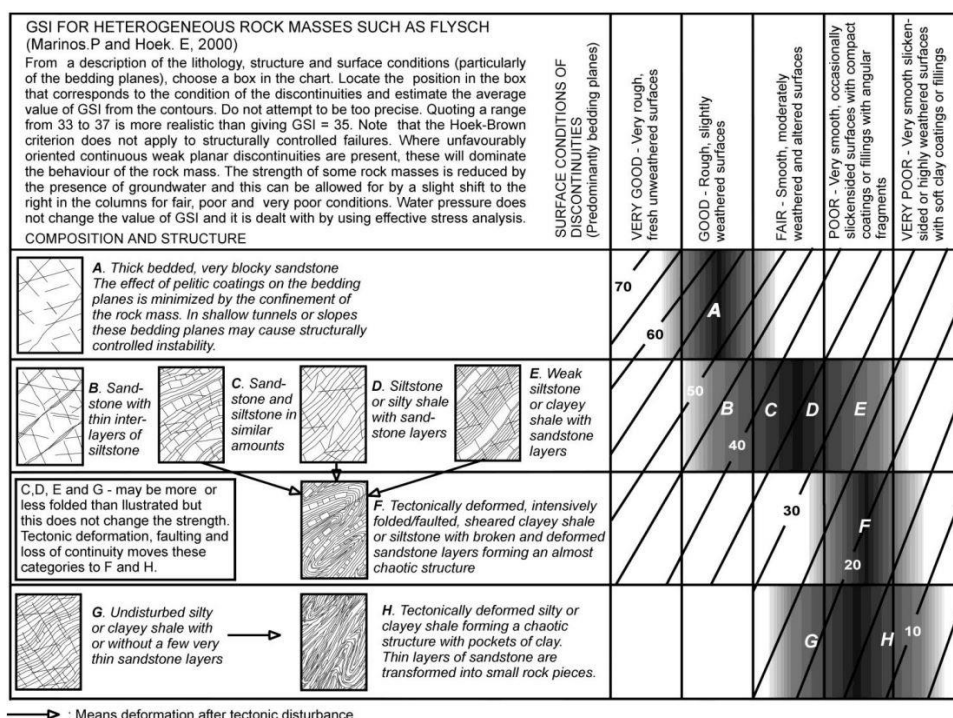


Fig. 5-11 Grafico per la determinazione dell'Indice GSI in rocce eterogenee, quali flysch e sequenze particolarmente tettonizzate (Marinos e Hoek, 2000).

È di fondamentale importanza per l'individuazione del potenziale erosivo delle litologie, caratterizzare il materiale affiorante dal punto di vista meccanico e reologico.

Lo stato di alterazione di un ammasso roccioso influisce negativamente sulle condizioni litotecniche, tradotte in un maggiore potenziale erosivo.

I profili di alterazione sono, costituiti da un *bedrock* (roccia intatta), al di sopra del quale si trova la roccia alterata in posto, costituita da un terreno residuale che prende il nome di “*saprolite*”. In alcuni casi, il saprolite viene coperto a sua volta, da materiale alterato che ha subito trasporto (*colluvium*). L’insieme del *saprolite* e del *colluvium* prende il nome di “*regolite*”.

In campo, in presenza di fronti di alterazione, sono state effettuate osservazioni qualitative e valutazioni semi-quantitative su:

- decolorazione della roccia;
- effetto punta del martello da geologo (leggera inflessione sulla superficie);
- rottura con il martello da geologo (1-2 colpi decisi);
- rottura con le mani;
- tipo di suono determinato dal battere con il martello da geologo;
- risposta alla resistenza a compressione in funzione della densità della roccia (Martello di Schmidt).

Tutti questi parametri sono stati riportati in apposite tabelle catalogatrici (Fig. 5-12), dove, interpolando i vari dati rilevati, si ottiene il grado di alterazione della porzione di fronte analizzata (Gullà & Matano, 1994; Borrelli et al., 2007; Borrelli et al., 2016).

PUNTO ANALIZZATO	DECOLORAZIONE				EFFETTO PUNTA DEL MARTELLO			EFFETTO TESTA DEL MARTELLO				SUONO			ROTTURA CON IL MARTELLO DA GEOLOGO					ROTTURA CON LE MANI			GRADO DI ALTERAZIONE PRESENTIO	TEST SCLEROMETRICO (MARTELLO DI SCHMIDT)										GRADO DI ALTERAZIONE DEFINITIVO				
	A	B	C	D	A	B	C	A	B	C	D	A	B	C	A	B	C	D	E	A	B	C		VALORI MISURATI E RIPETUTI SU PIU' PUNTI (PIANI DI FRATTURA E SUPERFICI ESPOSTE)														
	Completa	Parziale	Langue discontinua	Assene	In profondità	Superficiale	Scalfitura	Facilita	Dificoltà	Grande difficoltà	Assene	Sordo	Intermedio	Squillante	Colpo leggerissimo	Colpo leggero	Colpo fermo	Piu' colpi fermi	Assene	Si smorza	Si rompe	Assene		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10					
STIL000	X	X			X			X	X					X					X	X			X	X			III-IV	25	30	35	18	20	30	22	22	30	30	IV
STIL001	X				X	X		X				X	X				X	X					X				V	R	R	R	15	15	15	R	R	15	15	V
...																																						
...																																						

Classe di alterazione	OSSERVAZIONI QUALITATIVE						VALORI SEMI-QUANTITATIVI	
	DECOLORAZIONE	EFFETTO PUNTA DEL MARTELLO	EFFETTO TESTA DEL MARTELLO	SUONO	ROTTURA CON IL MARTELLO DA GEOLOGO	ROTTURA CON LE MANI	TEST SCLEROMETRICO (MARTELLO DI SCHMIDT)	
I	C-D	C	C	C	D-E	C	> 50	
II	B-C	C	C	C	D	C	39-52	
III	A-B	B-C	B-C	B-C	C-D	B-C	21-43	
IV	A	B	B	A-B	B-C	B	10-30	
V	A	A-B	A-B	A	A-B	A	0-17	
VI	A	A	A	A	A	A	0	

Fig. 5-12 Tabella catalogatrice e schema dei criteri qualitativi e quantitativi per la classifica del grado di alterazione (modificata da Gullà & Matano, 1994; Borrelli et al., 2007; Borrelli et al., 2016).

Agli studi di campo sono state associate una serie di analisi di laboratorio, su materiali prelevati nei siti già trattati dalle indagini geomeccaniche (RMR e GSI) e nelle analisi sul grado di alterazione. Dai frammenti di roccia prelevati è stata eseguita una caratterizzazione petrografica delle varie classi di alterazione, mentre dal prelievo della frazione sciolta, è stata eseguita una caratterizzazione granulometrica. Le analisi minero-petrografiche sono state utili a determinare il trend di alterazione dei minerali labili (Le Pera et al., 2001; Perri et al., 2016), infatti, un parametro utilizzato per la valutazione del *weathering* è l'Indice di Alterazione Chimica (Nesbitt & Young, 1982) che rappresenta il rapporto minerali inalterati / minerali alterati.

Le analisi granulometriche hanno permesso di determinare il progressivo aumento del grado di alterazione che trasforma la roccia coerente in materiali sciolti (Borrelli et al., 2015), sempre più fini e quindi potenzialmente più erodibili.

L'intensa fratturazione, ereditata dal continuo stress tettonico a cui sono soggette le rocce delle aree esaminate, è la causa principale di infiltrazione di acqua, che interagendo con plagioclasti, k-feldspati, quarzo e miche, altera e modifica la mineralogia del corpo granitico e delle metamorfiti.

L'interazione acqua-roccia, ha generato spesse coltri di alterazione (Perri et al., 2016; Ietto et al., 2016), influenzate dalla topografia. Esse infatti, si presentano molto più sviluppate nelle porzioni pianeggianti degli altipiani, mentre si riducono progressivamente, fino a esumare la roccia intatta, lungo i versanti e lungo le profonde incisioni del reticolo idrografico (Borrelli et al., 2015).

I risultati di tutte queste considerazioni, rappresentano uno dei punti cruciali di questo lavoro di Dottorato, in quanto è grazie a questi che si è potuta individuare una metodologia quantitativa che permette di caratterizzare il potenziale di erosione delle litologie affioranti in un bacino riducendo al massimo la soggettività dell'operatore.

Sono state implementate delle tabelle correlative (matrici di correlazione) tra i valori geomeccanici, RMR e GSI, il grado di alterazione degli ammassi rocciosi (*weathering*) e il valore di erodibilità (Tab. 5-3) proposto da Zemljic (1971).

Table of correlation

RMR Value	GSI Value	Weathering	Zemljic Value
80 - 100	0 - 15	Class I	0,2 - 0,6
60 - 80	15 - 30	Class II	0,6 - 1
40 - 60	30 - 45	Class III	1 - 1,3
20 - 40	45 - 60	Class IV	1,3 - 1,8
< 20	> 60	Class V	1,8 - 2
Residual materials		Class VI	

Tab. 5-3 Tabella di correlazione utilizzata per la determinazione del valore da assegnare ad Y.

Infine, utilizzando il criterio di assegnazione proposto in tabella 5-4, è stato calcolato il coefficiente di erosione Y, combinando i dati fra loro in maniera lineare, utilizzando come fattore ponderale i valori ricavati dalla suddivisione di Zemljic (1971).

Sampling Station or lithologies	Geomechanical characteristics			Yi (Zemljic)	Area (km2)
	RMR	GSI	Weathering		
Granite 1	18	14	Class I	0,4	2,78
Granite 2	45	32	Classe III	1,2	1,46
Granite 3	80	62	Class V	1,8	3,72
Sandstone	62	50	-	1,6	3,55
...
Sand and Conglomerate	-	65	-	1,8	3,56

Tab. 5-4 Esempio di tabella correlativa tra valore di RMR, GSI e classi di alterazione.

5.2.6 Analisi sui processi di versante

Si è deciso di suddividere la procedura di assegnazione dei parametri in due parti, interconnesse tra loro. Si è distinta una prima parte, dove si è utilizzato un procedimento scalare, cioè si considera inizialmente un'erosione debole dei bacini, assegnata alle porzioni del versante con pendenza inferiore a 5°, si passa a pendenze comprese fra 5° e 20°, a cui sono assegnati i valori di erosione areale, per poi considerare pendenze maggiori di 20° a cui sono assegnati valori di erosione lineare (*rill erosion*). Per i fenomeni di erosione lineare incanalata (*gully erosion*), è stato deciso di utilizzare un metodo che tiene conto della potenzialità di erosione del reticolo idrografico minore, assegnando un valore di erosione, relativamente elevato, alle aree ricadenti in un buffer costruito sulle aste secondarie, variabile a seconda dei settori e dell'ordine gerarchico, ad es., ordine gerarchico uno = buffer di 1 m e così via, fino ad arrivare all'asta principale del bacino (non considerata).

La seconda parte della procedura di assegnazione dei parametri di erosione, prende in considerazione la fenomenologia che influisce maggiormente alla produzione di sedimento, gli eventi gravitativi di versante. In particolare, tiene conto del collegamento del corpo frana e il reticolo idrografico e dello stato di attività del movimento franoso (Liebault et al., 2001).

Per i corpi in frana che ricadono direttamente in alveo, è stato costruito un layer di “fasce di riequilibrio morfodinamico”, che rappresenta una fascia potenzialmente erodibile dai fenomeni di erosione laterale dei corsi d’acqua. Dalla sovrapposizione di quest’ultimo layer, con il layer dei movimenti franosi (*intersect*), si ottengono le porzioni di frana a cui assegnare il valore di erosione maggiore. Le “fasce di riequilibrio morfodinamico” sono il risultato d’indagini sull’evoluzione morfodinamica storica di un corso d’acqua, in quanto, non tutto il corpo frana riesce ad essere mobilizzato dalla corrente fluviale, ma solo quello in diretto contatto con il reticolo idrografico e che risulta essere una modificazione del normale andamento del fiume (Fig. 5-13).

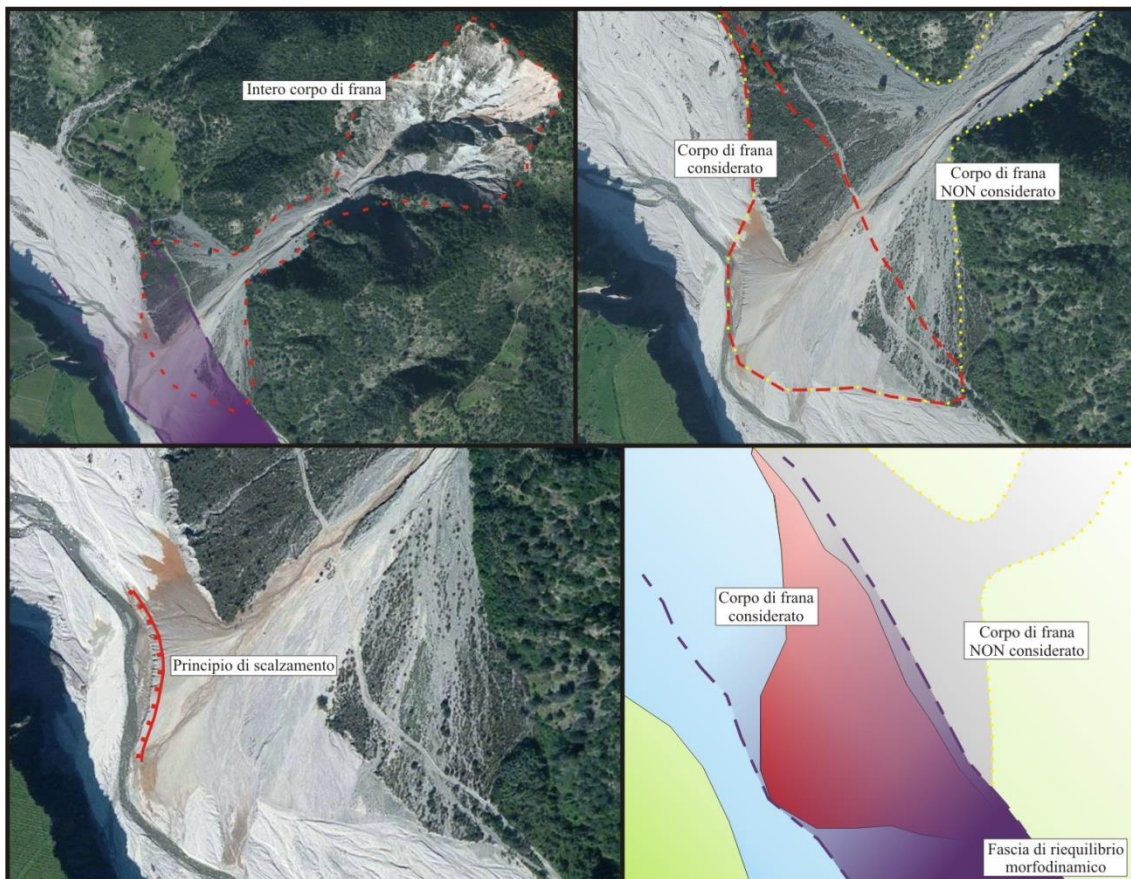


Fig. 5-13 Rappresentazione metodologica dell'individuazione delle aree potenzialmente soggette ad asportazione di sedimento, utilizzando il metodo delle fasce di riequilibrio morfodinamico.

Inoltre, la presenza di più tipologie di frana all'interno dei bacini impone, che per una corretta assegnazione dei coefficienti di erosione ad ogni singolo movimento gravitativo, si proceda mediante l'utilizzo di una matrice (Tab. 5-5), che mette in correlazione le possibili tipologie franose, lo stato di attività e la connessione con il reticolo idrografico.

Infine, mediante analisi eseguite sul gradiente di pendenza, sono state individuate le aree con differente coefficiente di deflusso, con lo scopo di ottenere una suddivisione dei processi morfologici in 5 classi con indice erosivo da 0,1 a 1, come proposto da Zemljic (1971).

Types (area)		γ_i (Zemljic)	Area (km ²)
	Slope < 5°	0,10	-
	Slope 5° - 20°	0,30	-
	Slope > 20°	0,60	-
	Buffer (10 m) secondary waterways	0,80	-
	Connected - Active	1,00	-
Landslides	Connected - Not active	0,60	-
	Not connecte - Active	0,60	-
	Not connecte - Not active	0,10	-

Tab. 5-5 Tabella rappresentativa del processo scalare di assegnazione dei valori moltiplicativi, e correlazione fra stati di attività e connessione dei movimenti franosi.

5.2.7 Valutazione dell'indice di connessione

Il modello così calibrato è stato applicato ai bacini delle aree di studio, il quale output mostra tuttavia, una forte sovrastima del materiale che arriva alla sezione di chiusura. Ciò porta ad affermare che i versanti producono relativamente tanto materiale, ma che buona parte rimane intrappolato sui versanti e depositato nel fondovalle. Partendo da questo presupposto, è stata identificata una metodologia che potesse esprimere al meglio questo fenomeno, individuando un applicativo GIS che riesce a discriminare le porzioni di bacino in connessione con il reticolo idrografico, e che quindi sono soggette al trasporto di sedimento, dalle aree dove invece il sedimento si deposita. Tale applicativo è rappresentato da un indice di connessione dei versanti con un target lineare, identificato nel reticolo idrografico principale.

L'indice di connettività del sedimento (IC) proposto da Cavalli et al., (2013), basato sul lavoro di Borselli et al., (2008), esprime il grado di connessione dei flussi di sedimenti di una certa area, in particolare tra le sorgenti di produzione del sedimento e zone a valle. L'indice intende rappresentare la potenziale connettività del sedimento tra

le diverse parti di un bacino, che in alcuni casi, divengono zone nelle quali il materiale è trattenuto (Cavalli et al., 2013).

Alla scala di bacino idrografico, le principali zone geomorfologiche attive sono i versanti e i canali, qui, i principali flussi avvengono all'interno e tra queste due porzioni di bacino (Bracken et al., 2014). A partire dagli anni ottanta, con gli studi proposti da Caine and Swanson, (1989), si è dimostrata sempre una crescente attenzione da parte degli autori verso le zone in connessione del bacino, con particolare riguardo proprio alle zone di canale e di versante, viste come aree chiave nello studio dei processi di trasferimento del sedimento nei bacini idrografici.

L'indice di Cavalli et al. (2013), valuta l'influenza topografica sulla connettività del sedimento con il reticolo idrografico. In alcuni contesti, come suggerito da Borselli et al. (2008), esso può essere facilmente calcolato in ambiente GIS basandosi su elaborazioni della topografia, derivata da un DEM (*Digital Elevation Model*), oppure inserendo un fattore peso derivante da processi di uso del suolo.

L'indice di connessione così calcolato in ambiente GIS rappresenta una valutazione della connettività basata su informazioni e valutazioni generali del territorio (Borselli et al., 2008), che richiede, in ogni caso, la verifica di campo.

L'indice di connettività consiste in una componente *upslope* e in una *downslope* (Fig. 5-14), secondo la seguente formula (Cavalli et al., 2013):

$$IC = \log_{10}(D_{up}/D_{dn}) \text{ con IC che varia nell'intervallo da } [-\infty \text{ a } +\infty].$$

La componente *upslope* (D_{up}) rappresenta il potenziale convogliamento verso il basso dei sedimenti prodotti nella parte alta e si stima come segue:

$$D_{up} = \overline{WS} \sqrt{A}$$

in cui W rappresenta la media del fattore peso ed S la media della pendenza (m/m) dell'area drenata a monte, mentre A rappresenta l'area drenata (m^2).

Il fattore peso W rappresenta l'impedenza dei flussi idrici e sedimentari a essere convogliati lungo il versante, e risultano controllati dalle caratteristiche di gestione di uso del suolo (Borselli et al., 2008) e dalle caratteristiche morfologiche dei versanti.

La componente *downslope* D_{dn} tiene conto della lunghezza del tratto percorso dal sedimento per arrivare al più vicino *sink* (aree di trattenuta del sedimento).

Pertanto, D_{dn} può essere espresso come:

$$D_{dn} = \sum_i \frac{d_i}{W_i S_i}$$

dove d_i è la lunghezza del percorso lungo la i -esima cella nella direzione di massima pendenza (m), W_i ed S_i sono rispettivamente il fattore peso e la pendenza (m/m) della i -esima cella (Cavalli et al., 2013).

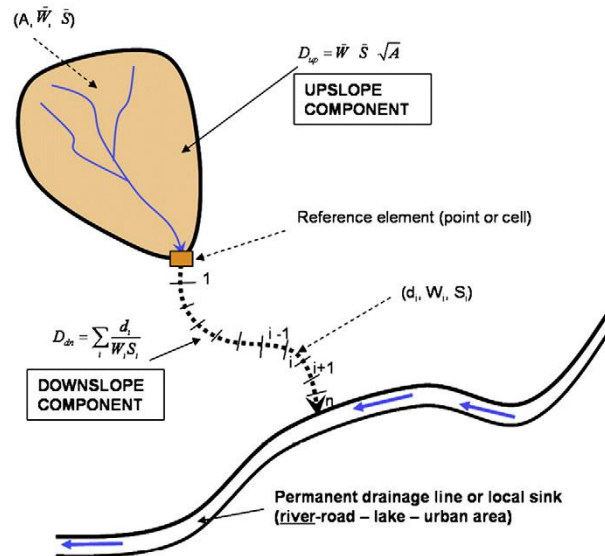


Fig. 5-14 Definizione di upslope ed downslope dell'indice di connettività (Borselli et al., 2008).

Rispetto al modello precedente proposto da Borselli et al. (2008), nel lavoro di Cavalli (2013), al fine di adattare il modello ai bacini montani, sono state effettuate delle modifiche riguardanti il calcolo del fattore di pendenza, il calcolo dell'area contribuente e la scelta del fattore peso W (*Weighting factor*). In questo modello modificato, infatti, si preferisce adottare per il valore di S , un limite inferiore di 0.005 m/m, per evitare divisioni per 0 nell'equazione di IC, e un limite superiore pari a 1 m/m, per evitare errori nel calcolo di IC a causa di elevati valori di pendenza.

L'area drenata è calcolata utilizzando l'algoritmo D-infinito proposto da Tarboton (1997), che produce un più rappresentativo modello di connettività dei sedimenti attraverso i bacini. Infine, mentre nel modello originario il fattore W è rappresentato dal fattore C (modelli USLE- RUSLE, Wischmeier and Smith, 1978; Renard et al., 1997), che varia da 0 a 1 a seconda che i valori dell'impedenza siano alti o bassi rispettivamente, nel modello presentato da Cavalli et al., (2013), viene introdotto l'indice di scabrezza R . Questo è dato dalla deviazione standard della topografia residua (ottenuta dalla differenza tra il DTM LIDAR e quello MEDIATO) alla scala di alcuni metri (Cavalli & Marchi, 2008; Cavalli et al., 2008).

$$RI = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{25} (X_i - X_m)^2}{25}}$$

Da cui:

$$W = 1 - (RI/RI_{max})$$

Diversi sono i vantaggi ottenuti dall'utilizzo di questo nuovo modello che introduce l'uso dell'indice di scabrezza, tra i quali, quello di dare una stima più oggettiva del W, di evitare l'utilizzo di dati tabellati e di avere come input solo un DTM (Cavalli et al., 2013).

L'applicazione dell'indice di scabrezza ben s'inquadra in contesti montani di alta quota dove la vegetazione e l'uso del suolo non sono eterogenei (Marchi et al., 2013). In queste aree, infatti, la topografica assume un ruolo predominante nel condizionare la dinamica del sedimento rispetto a uso del suolo.

L'utilizzo dell'indice di connettività nelle aree di studio del presente dottorato, non ha permesso di adoperare l'indice di scabrezza implementato da Cavalli et al. (2013). Al fine di uniformare tutti i calcoli dei differenti ambienti geografici, è stato necessario adottare come fattore peso, le caratteristiche di uso del suolo, come proposto nella metodologia originale (Borselli et al., 2008). Questa scelta è stata guidata dalla mancanza, in alcuni bacini idrografici, di un modello digitale del terreno ad alta risoluzione (min. 5 x 5), necessario all'individuazione della deviazione standard tra i due DTM. Inoltre, standardizzare il calcolo si è reso necessario poiché l'uso del suolo delle aree indagate risulta essere estremamente eterogeneo.

In Figura 5-15 viene rappresentato il principio di funzionamento dell'IC, che permette di individuare le porzioni di bacino disconnesse dal corso principale. Nell'immagine 5-15 si osserva l'output dell'IC applicato al Bacino Saretto (CU); qui, si mettono in evidenza nei riquadri delle porzioni di bacino estremamente in connessione con il reticolo (riquadro in alto), e un gradino morfologico (riquadro in basso a sinistra) che disconnette in maniera evidente la porzione a monte del settore analizzato.

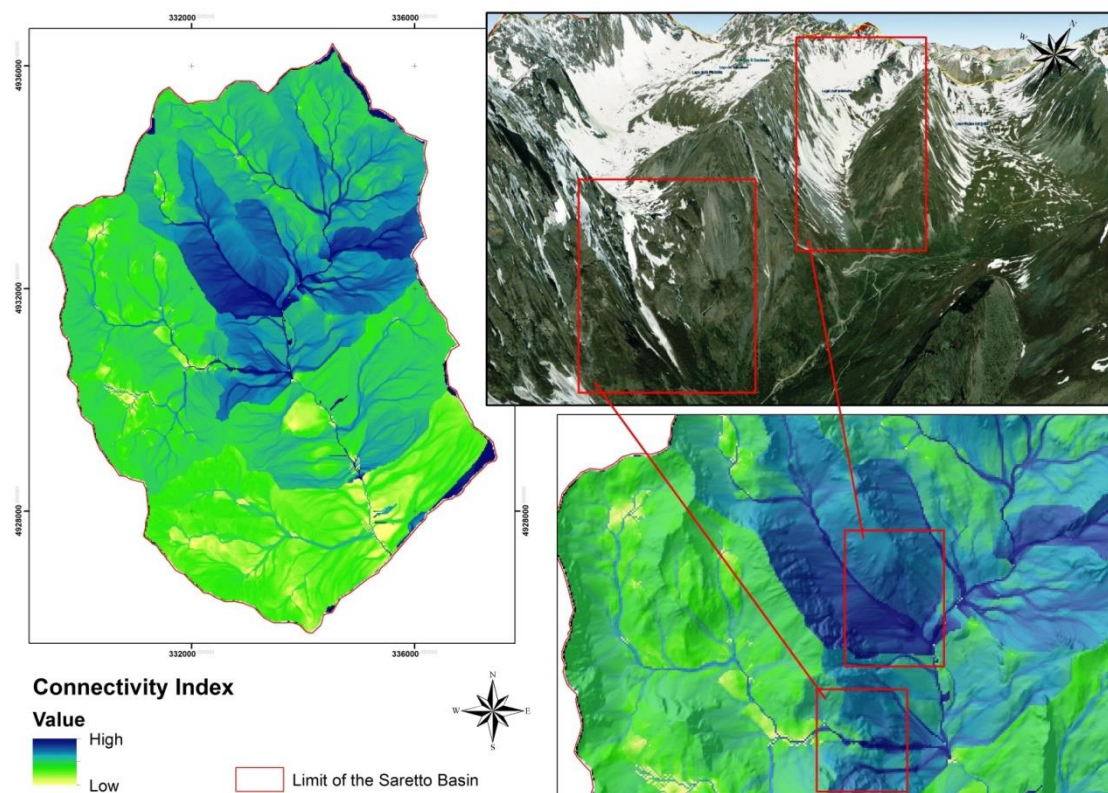


Fig. 5-15 Esempio di funzionamento dell'indice di connettività, dove si mette in evidenza una porzione di bacino in diretto contatto con il reticoli idrografico e una porzione di bacino disconnessa a causa di un gradino morfologico.

Come detto in precedenza, Borselli et al. (2008), utilizzano come valore peso la tabella classificativa dei caratteri di uso del suolo, utilizzati per la metodologia USLE/RUSLE. Al fine di rendere l'utilizzo dell'indice di connessione, applicato con l'EPM model, il più lineare possibile, si è deciso di utilizzare la classificazione del coefficiente erosivo X (uso e copertura del suolo del modello EPM), ricavato dalle tabelle classificative di Zemljic (1971). Il risultato è in linea con quanto proposto per le metodologie Americane (USLE/RUSLE), in quanto i valori di suddivisione hanno lo stesso *range*, da 0 a 1. Inoltre, Zemljic (1971), propone una tabella elaborata in ambienti Alpini (Tab. 5-6), con una fitta copertura arborea e prati di alta quota, e una tabella che si adatta ai differenti usi del suolo delle aree vallive (Tab. 5-7), dove si ha un'estrema variabilità delle destinazioni d'uso.

Tabella classificativa proposta da Zemljic (1971)

Coefficiente di copertura del suolo per le Alpi Europee	valore X
Foreste miste e fitte	0,05–0,20
Foreste rade con sottobosco	0,20–0,40
Foreste di conifere con scarso sottobosco, macchie di vegetazione rada, praterie cespugliose	0,40–0,60
Foreste e macchie di vegetazione degradate, pascoli	0,60–0,80
Pascoli degradate e aree coltivate	0,80–1,00
Aree senza copertura vegetale	0,80–1,00

Tab. 5-6 Suddivisione classificativa implementata per le coperture sel suolo tipiche della fascia Alpina (Zemljic, 1971).

Tabella classificativa proposta da Zemljic (1971)

Coefficiente di copertura del suolo	valore X
Terreno completamente denudato non coltivabile	1,00
Campi lavorati secondo le linee di massima pendenza	0,90
Frutteti e vigneti senza vegetazione al suolo	0,70
Pascoli, boschi degradati e boscaglie con suolo eroso	0,60
Prati, campi di trifoglio e di altre culture simili	0,40
Boschi o boscaglie densi e di buona struttura	0,05

Tab. 5-7 Suddivisione classificativa implementata per le aree pedemontane, dove lo sfruttamento agricolo è maggiormente sviluppato (Zemljic, 1971).

L'intero procedimento di calcolo è sviluppato in ambiente GIS, grazie ad un applicativo (toolbox) di ArcGIS. Il primo *step*, necessario per le funzioni idrologiche, è quello di installare la piattaforma di calcolo TauDEM (<http://hydrology.usu.edu/taudem/taudem5/taudem51.exe.html>) e le librerie, HPC Pack 2012 e visual C++ 2010.

Eseguito il primo step d'installazione, si scarica l'Hydrogeomorphology Tools (Connectivity-Index-ArcGIS-toolbox), dal sito del progetto SedAlp (sediment management in Alpine basins), si procede all'inserimento della *tool* (Add Toolbox), nella finestra Arc Toolbox di ArcMap (Fig 5-16).

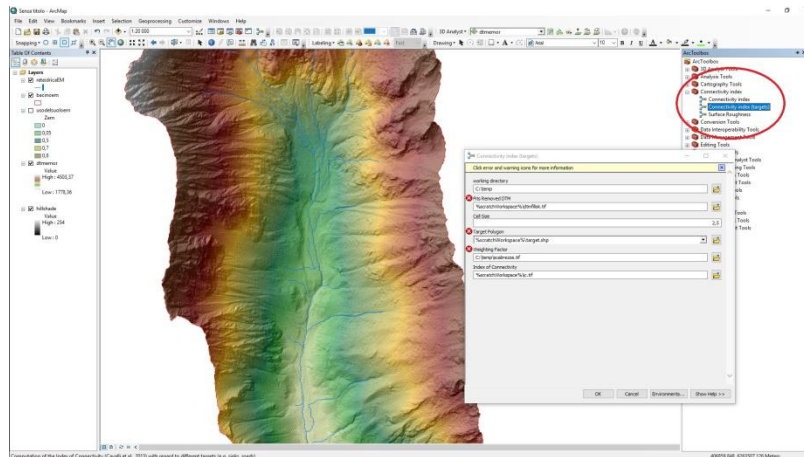


Fig. 5-16 Inserimento della tool di connettività (Cavalli et al., 2013), nella Toolbox di Arc Map.

Un'ulteriore applicativo stand-alone per il calcolo dell'IC è SedInConnect (Crema et al., 2015). Si tratta di un'applicazione con interfaccia grafica, sviluppata in Python e totalmente svincolata dai software GIS. Necessita anch'essa della piattaforma TauDEM, totalmente free, e sviluppata all'interno del progetto SedAlp (www.sedalp.eu).

Nel presente lavoro, l'IC, viene calcolato in ambiente GIS, sfruttando la *Tool* proposta da Cavalli et al., (2013).

Come detto in precedenza, l'IC proposto da Cavalli et al., (2013) fornisce un output che varia da meno infinito e più infinito, dove non si definiscono delle classi ben precise. Ai fini dell'applicazione al modello EPM, si richiede un'elaborazione di un indice di connettività areale (ICa), ottenuta riclassificando il raster di IC in intervalli/classi di connessione (Fig. 5-17), a cui è stato assegnato un valore peso, in relazione al grado di connessione, come mostrato in figura. Ciò ha reso possibile ottenere una valutazione distribuita arealmente dell'indice di connettività.

IC (Cavalli et al., 2013)	ICa weight factor	Qualitative name of connection
-∞	0	Disconnected
-10	0,1	80% Disconnected
-9		
-8		
-7		
-6	0,2	Partially Disconnected
-5		
-4		
-3	0,4	Partially Connected
-2		
-1		
1		
2	0,8	80% Connected
3		
+∞	1,6	Connected

Fig. 5-17 Rappresentazione schematica della suddivisione implementata per l'individuazione del valore dell'indice di connettività areale (ICa).

Dall'equazione seguente, si ottiene l'Indice di Connettività areale (ICa), tipico del bacino analizzato, ed è rappresentato dalla media pesata sulle aree della distribuzione dell'indice di connettività proposto da Cavalli et al., (2013):

$$ICa = \sum_{i=0}^n \frac{A_i \cdot IC_i}{AT}$$

In cui A_i , rappresenta l'area di un certo intervallo di connettività, IC_i , rappresenta il fattore peso assegnato a quel dato intervallo di connettività, e AT , l'area totale.

Il risultato ottenuto è stato utilizzato come fattore di riduzione, sostituito al posto di R nella formulazione originale proposta da Zemljic, (1971). Questo prodotto, porta all'individuazione del volume di sedimento al netto della rideposizione interna al bacino (V):

$$V = W \cdot ICa$$

5.3 Risultati e discussione dei dati

5.3.1 Calcoli di calibrazione

La calibrazione dell'EPM Model è stata eseguita su due bacini attrezzati per la stima del trasporto solido (*bed load – suspended load*), il Rio Cordon, nelle Alpi Venete, e l'Estero Morales, nelle Ande Cilene centrali.

Le formule dei modelli per il calcolo del trasporto solido tendono a sovrastimare, il reale quantitativo di sedimento preso in carico dai corsi d'acqua, di più ordini di grandezza, specie in fiumi piccoli e ad elevata pendenza (Rickenmann, 2001). Partendo da questo presupposto sono stati eseguiti i calcoli al fine di meglio approssimare il reale quantitativo di sedimento prodotto.

I bacini sopracitati, sono attrezzati con strumentazione per il trasporto di fondo (*bed load*):

- Geofoni su piastra
- Geofono giapponese (Tubo)
- Trappola Bunte per campionamenti e calibrazioni

Trasporto in sospensione (*suspended load*):

- Trasduttori di pressione per livello idrico
- Torbidimetri
- Strumentazione per parametri fisico-chimico
- Data logger e pannelli solari
- Passive Integrated Transponder “PIT”
- Fototrappole

Inoltre, il Bacino del Rio Cordon è sotteso da una stazione di monitoraggio totale (Fig. 5-18) dove, oltre alla strumentazione sopracitata, è presente una griglia separatrice per il materiale grossolano che si deposita in una piazza di “deposito” e monitorato da sensori laser. Il materiale più fine viene fatto confluire in delle vasche in cui si deposita per decantazione.



Fig. 5-18 Stazione di monitoraggio ARPAV, sita in località Mondeval di Sotto (Selva di Cadore).

- *Bacino dell'Estero Morales* - si ubica nella porzione alta del Cajon del Maipo, nelle Ande Cilene centrali. Intorno ai 1890 m s.l.m. s'immette, da destra, nelle acque del Rio Volcan (affluente del Rio Maipo).

Le elevate quote che raggiunge il bacino, non permettono l'attecchimento di un'estesa copertura vegetativa. L'area risulta essere costituita da rocce vulcanoclastiche totalmente esposte all'azione crioclastica delle basse temperature, tipiche di alta quota. Inoltre, queste rocce si presentano estremamente fratturate e dislocate da strutture tettoniche di rilevanza regionale.

Le caratteristiche meteo climatiche mostrano una temperatura media di 6 °C e una precipitazione media di 360 mm. In queste condizioni, le portate idriche del corso d'acqua principale, sono regolate essenzialmente dallo *snow melt* e dal *glaciar melt*.

Per la determinazione del coefficiente X sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tab. 5-8):

Fattore di Uso del suolo (X)	Zemljic (1971)	Coeff. assegnato	Area (km)	Area %
foreste miste e fitte; Foreste rade con sottobosco	0,05 - 0,2	0,05	1,42	5
foreste di conifere con scarso sottobosco, macchie di vegetazione rada, praterie cespugliose	0,2 - 0,4	0,2	0,00	0
foreste e macchie di vegetazione degradate, pascoli	0,4 - 0,6	0,4	0,40	2
pascoli degradate e aree coltivate	0,6 - 0,8	0,6	10,23	39
aree senza copertura vegetale	0,8 - 1	0,8	14,13	54
area urbana	0,00	0	0,10	0
Valore X		0,67		

Tab. 5-8 Tabella dei valori del coefficiente X, inerente le caratteristiche di uso e copertura del suolo, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971), per le aree di alta quota.

Per la determinazione del coefficiente Y sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tab. 5-9):

Fattore litologico (Y)	Zemljic (1971)	Coeff. assegnato	Area (km)	Area %
rocce dure resistenti all'erosione	0,2 - 0,6	0,2	2,84	11
rocce semi-resistenti all'erosione	0,6 - 1	0,6	5,23	20
rocce friabili stabilizzate (detriti di falda, scisti, argille compatte, ecc)	1 - 1,3	0,8	14,96	57
sedimenti, morene, argille e altre rocce poco resistenti	1,3 - 1,8	1,3	3,13	12
sedimenti fini e terre non resistenti all'erosione	1,8 - 2	1,8	0,09	0
Valore Y		0,76		

Tab. 5-9 Tabella dei valori del coefficiente Y, inerente le caratteristiche di erodibilità delle litologie affioranti, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971).

Per la determinazione del coefficiente γ sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tab. 5-10):

Fattore Morfologico (γ)	Zemljic (1971)	Coeff. assegnato	Area (km)	Area %
erosione debole del bacino	0,1 - 0,2	0,10	0,29	1
erosione laminare sul 20-50% del bacino	0,3 - 0,5	0,30	3,08	12
erosione laminare, detriti di falda e depositi incisi, erosione carsica	0,6 - 0,7	0,60	22,58	86
50-80% del bacino eroso per erosione lineare e per franamenti	0,8 - 0,9	0,80	0,23	1
bacino interamente eroso per erosione lineare e per franamenti	1,00	1,00	0,08	0
Valore γ		0,56		

Tab. 5-10 Tabella dei valori del coefficiente γ , inerente le caratteristiche dei processi di versante, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971).

Ottenuta la pendenza media dei versanti (Surface – Slope > 73,9 %), si procede al calcolo del coefficiente di erosione relativo Z (Fig. 5-19), e al successivo valore volumetrico di produzione di sedimento W:

$$Z = X \cdot Y \cdot (\gamma + \sqrt{Im}) = 0,53$$

$$W = T \cdot h \cdot \pi \cdot \sqrt{Z^3} \cdot S = 9.546,91 \text{ m}^3/\text{anno}$$

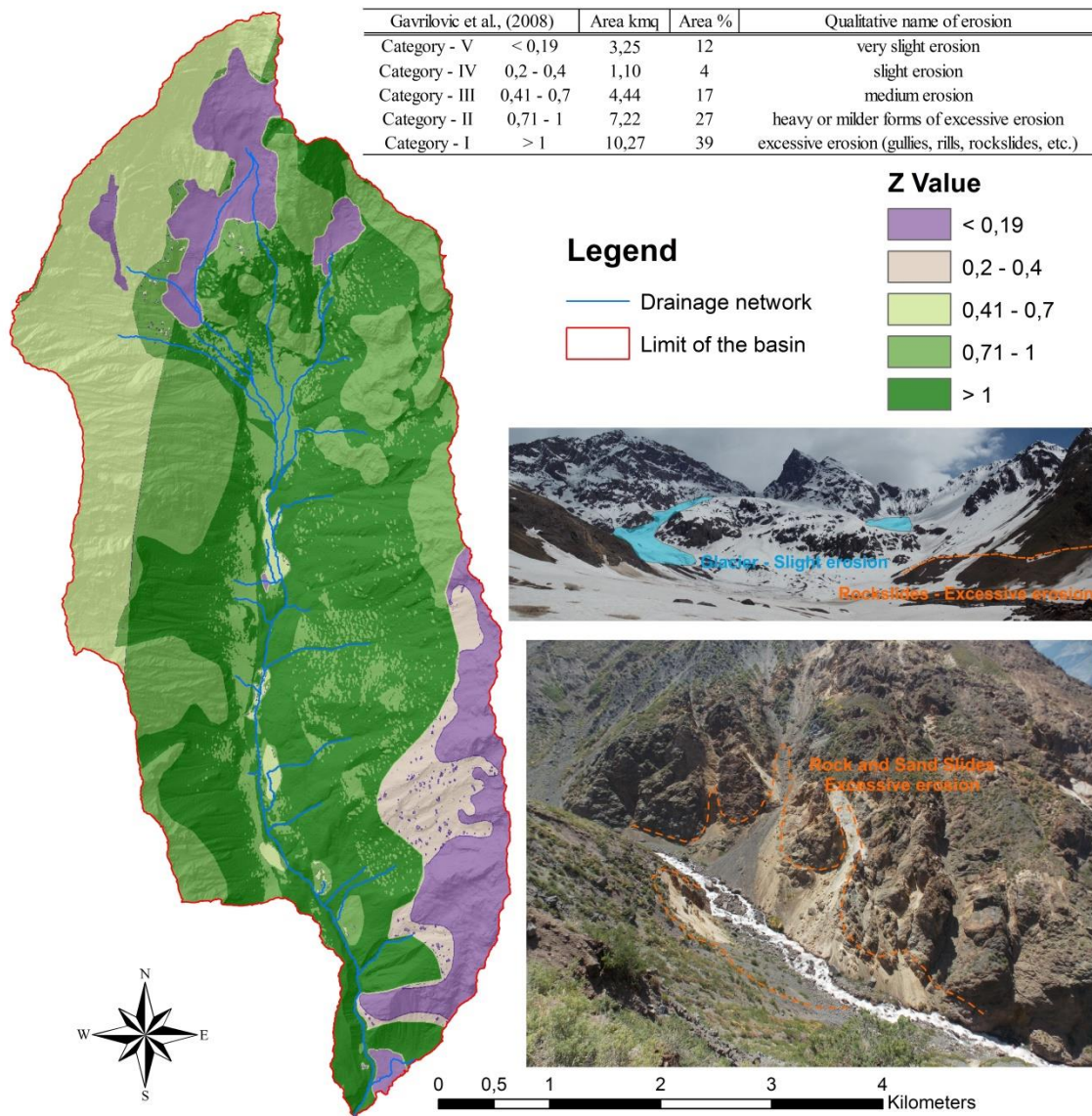


Fig. 5-19 Mappa dell'erosione relativa, dove si individuano le aree maggiormente capaci di produrre sedimento all'interno del bacino dell'Estero Morales.

- ❖ L'indice di connettività areale così stimato (Fig. 5-20), permette di ottenere il valore volumetrico del sedimento trasportato:

$$ICa = \sum_{i=0}^n \frac{Ai \cdot ICI}{AT} = 0,3$$

$$V = W \cdot ICa = 2.864 \text{ m}^3/\text{anno}$$

Dalle analisi eseguite su campo e dall'interpretazione dei dati raccolti dalla strumentazione in alveo, per il calcolo del trasporto solido (total load), si è ottenuto un volume di circa 1.500 m³/anno.

Queste risultati sono stati forniti dalle strumentazioni installate nella parte bassa dell'Estero Morales, dal gruppo di ricerca del Departamento de Ecosistemas y Medio Ambiente della Pontificia Universidad Católica de Chile, di cui responsabile scientifico

Prof. Luca Mao, nell'ambito del progetto “*Sediment dynamics and management in small Andean catchments*” finanziato dal CONICYT.

L'output dell'EPM Model, **RISULTA** in linea con il valore proposto da Carrillo & Mao (in pres.), anche se leggermente sovrastimato.

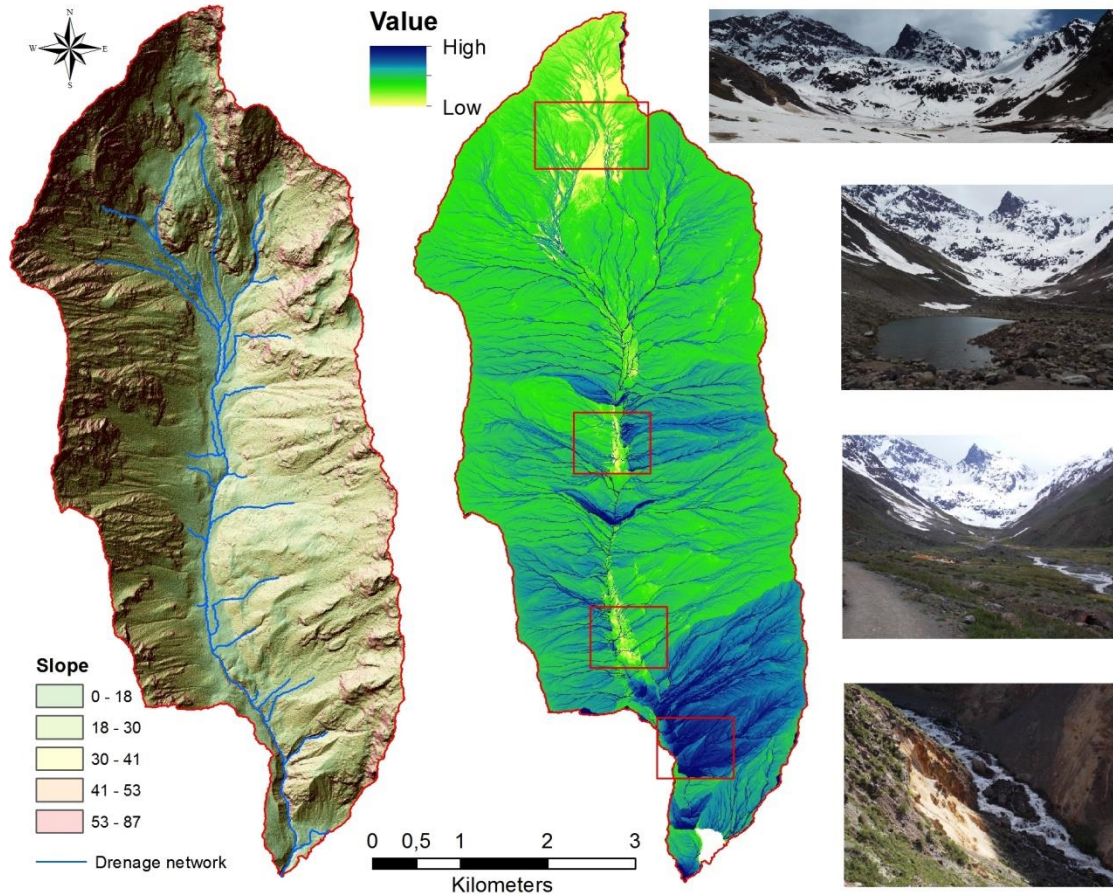


Fig. 5-20 Mappa delle classi di pendenza e dell'indice di connettività del bacino dell'Estero Morales.

- *Bacino del Rio Cordon* - si colloca nel settore orientale delle Alpi Venete e copre una superficie di circa 5 km². Le litologie drenate dal Cordon sono rappresentate da carbonati e vulcanoclastiti nella parte alta passanti a depositi di versante e glacio-fluviali nella parte bassa. Vista l'altitudine elevata, l'uso del suolo è caratterizzato essenzialmente da praterie di alta quota, roccia nuda e una piccola porzione boscata.

Le caratteristiche meteo climatiche mostrano una temperatura media di 2 °C e una precipitazione media di 1100 mm. In queste condizioni, le portate idriche del corso d'acqua principale sono regolate essenzialmente dallo snow melt nella stagione primavera/estate e dalle precipitazioni liquide nella stagione autunnale.

Per la determinazione del coefficiente X sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tab. 5-11):

Fattore di Uso del suolo (X)	Zemljic (1971)	Coeff. assegnato	Area (km)	Area %
foreste miste e fitte; Foreste rade con sottobosco	0,05 - 0,2	0,05	0,18	4
foreste di conifere con scarso sottobosco, macchie di vegetazione rada, praterie cespugliose	0,2 - 0,4	0,2	3,48	69
foreste e macchie di vegetazione degradate, pascoli	0,4 - 0,6	0,4	0,28	6
pascoli degradate e aree coltivate	0,6 - 0,8	0,6	1,09	22
aree senza copertura vegetale	0,8 - 1	0,8	0,00	0
area urbana	0,00	0	0,00	0
Valore X		0,29		

Tab. 5-11 Tabella dei valori del coefficiente X, inerente le caratteristiche di uso e copertura del suolo, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971), per le aree di alta quota.

Per la determinazione del coefficiente Y sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tab. 5-12):

Fattore litologico (Y)	Zemljic (1971)	Coeff. assegnato	Area (km)	Area %
rocce dure resistenti all'erosione	0,2 - 0,6	0,4	1,83	36
rocce semi-resistenti all'erosione	0,6 - 1	0,6	0,62	12
rocce friabili stabilizzate (detriti di falda, scisti, argille compatte, ecc)	1 - 1,3	0,8	0,00	0
sedimenti, morene, argille e altre rocce poco resistenti	1,3 - 1,8	1	2,60	51
sedimenti fini e terre non resistenti all'erosione	1,8 - 2	1,4	0,00	0
Valore Y		0,73		

Tab. 5-12 Tabella dei valori del coefficiente Y, inerente le caratteristiche di erodibilità delle litologie affioranti, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971).

Per la determinazione del coefficiente γ sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tab. 5-13):

Fattore Morfologico (γ)	Zemljic (1971)	Coeff. assegnato	Area (km)	Area %
erosione debole del bacino	0,1 - 0,2	0,10	0,17	3
erosione laminare sul 20-50% del bacino	0,3 - 0,5	0,30	1,76	35
erosione laminare, detriti di falda e depositi incisi, erosione carsica	0,6 - 0,7	0,60	2,87	57
50-80% del bacino eroso per erosione lineare e per franamenti	0,8 - 0,9	0,80	0,18	4
bacino interamente eroso per erosione lineare e per franamenti	1,00	1,00	0,06	1
Valore γ		0,49		

Tab. 5-13 Tabella dei valori del coefficiente γ , inerente le caratteristiche dei processi di versante, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971).

Ottenuta la pendenza media dei versanti (Surface – Slope > 52 %), si procede al calcolo del coefficiente di erosione relativo Z (Fig. 5-21), e al successivo valore volumetrico di produzione di sedimento W:

$$Z = X \cdot Y \cdot (\gamma + \sqrt{Im}) = 0,26$$

$$W = T \cdot h \cdot \pi \cdot \sqrt{Z^3} \cdot S = 1.253,2 \text{ m}^3/\text{anno}$$

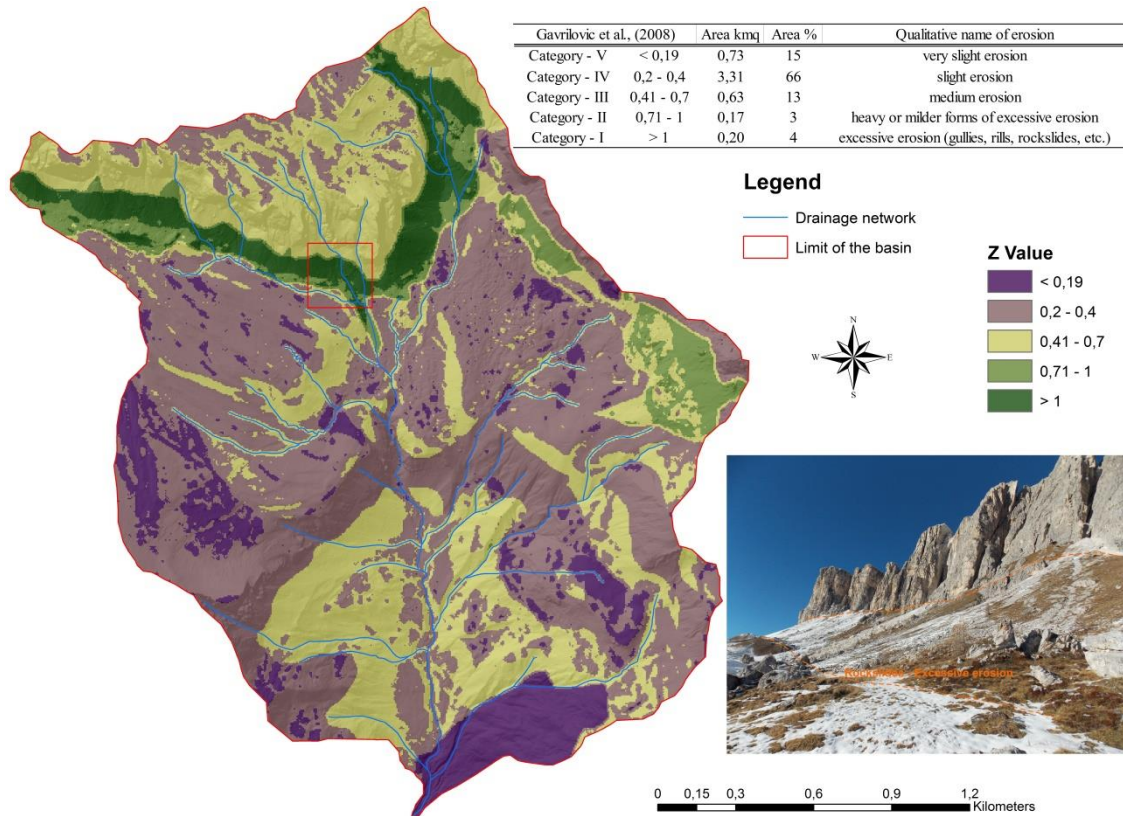


Fig. 5-21 Mappa dell'erosione relativa, dove si individuano le aree maggiormente capaci di produrre sedimento all'interno del Bacino del Rio Cordon.

- ❖ L'indice di connettività areale (Fig. 5-22) così stimato, permette di ottenere il valore volumetrico del sedimento trasportato:

$$ICa = \sum_{i=0}^n \frac{Ai \cdot ICi}{AT} = 0,2$$

$$V = W \cdot ICa = 250,64 \text{ m}^3/\text{anno}$$

Dalle analisi eseguite su campo e dall'interpretazione dei dati raccolti dalla strumentazione in alveo, per il calcolo del trasporto solido (*total load*), si è ottenuto un volume di circa 194 m³/anno.

Queste risultati sono stati forniti dalle strumentazioni installate nella stazione di misura dell'ARPAV (Fig. 5-18), ed elaborate dal gruppo di ricerca dell'Università di Padova.

L'output dell'EPM Model, **RISULTA** in linea con il valore proposto da Rainato et al., (2016), anche se leggermente sovrastimato.

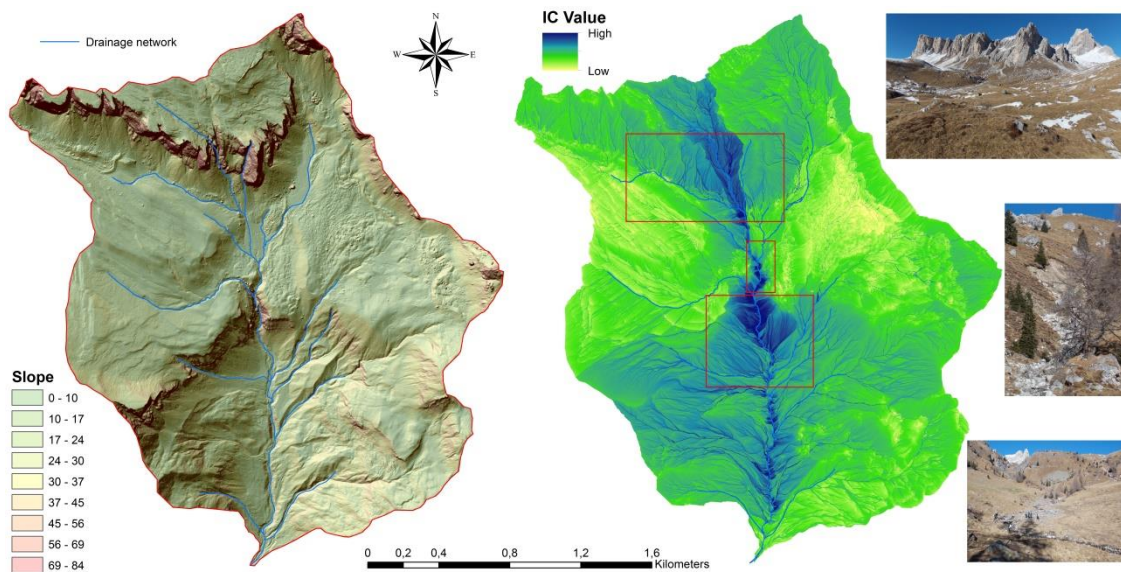


Fig. 5-22 Mappa delle classi di pendenza e dell'indice di connettività del bacino del Rio Cordon.

5.3.2 Calcolo post calibrazione (Validazione)

La calibrazione e la successiva validazione del modello proposto, è stata eseguita fondamentalmente sui bacini dell'Arco Alpino e del sud America.

I dati proposti in letteratura, che stimano l'interrimento dei bacini Sud Appenninici (Bazzoffi & Vanino, 2009), vengono ottenuti da analisi indirette di profilature sonar di sotto-fondale, ricavati da ecoscandaglio *sub-bottom profiler*. Si acquisiscono gli spessori bato-pachimetrici, attraverso un *Ping echo*, in grado di penetrare nel pacco sedimentario e di rilevare la differenza di densità del sedimento rispetto al fondo originario (Bazzoffi & Vanino, 2009). L'interpretazione delle tracce Sonar è molto dipendente dall'esperienza dell'operatore; la traccia eco, infatti, mette in evidenza una differente permeabilità sonora in relazione alla densità del mezzo attraversato ed il riconoscimento dell'interfaccia fra il fondo originario ed il sedimento non sempre è di facile interpretazione.

Dal confronto dei dati di output con i volumi di interrimento elaborati da Bazzoffi & Vanino (2009), si osserva una forte sovrastima dei valori proposti dagli autori succitati, a causa delle metodologie di rilievo e di elaborazione spessori, utilizzate nel progetto.

Il rilievo batimetrico eseguito con la metodologia del *sub-bottom profiler*, possiede un margine di errore elevato in prossimità del limite inferiore dei sedimenti, poiché non si riesce a discriminare in modo diretto il passaggio fondo originario del bacino e base del sedimento. Tale criticità era stata evidenziata anche dai due autori nel report sui limiti di applicazione della tecnologia *sub-bottom profiler*.

In quest'ottica, si è deciso di utilizzare come termini di paragone, solo i dati bibliografici ricavati negli invasi Alpini e nei bacini attrezzati.

Per completezza d'informazione, saranno riportate anche le analisi eseguite sui bacini che hanno fornito un valore non in linea con il dato misurato.

5.3.2.1 Bacini sud Appenninici

Per i bacini analizzati nell'area sud Appenninica, il valore dei coefficienti erosivi è riassunto nella tabella seguente (Tab.5-14):

Basins	Z Factors			
	X	Y	γ	Im
Saetta	0,34	0,93	0,29	15,00
Pertusillo	0,31	0,83	0,33	23,98
Farneto	0,31	0,70	0,41	34,21
Angitola	0,38	0,87	0,38	26,29

Tab. 5-14 Parametri per il calcolo del coefficiente di erosione relativa Z.

- **Bacino Saetta** - si estende per una superficie di circa 9 km² e si colloca nell'Appennino Lucano, su un substrato costituito dalle unità stratigrafico-strutturali ascrivibili alla Catena Appenninica. Si tratta di unità terrigene costituite soprattutto da serie calcareo-silico-marnosa e da successioni torbiditiche. L'uso del suolo è caratterizzato soprattutto da pascolo e seminativi non irrigui.

Le caratteristiche meteo climatiche mostrano una temperatura media di 18 °C e una precipitazione media di 600 mm.

Ottenuta la pendenza media dei versanti, si procede al calcolo del coefficiente di erosione relativo Z e al successivo valore volumetrico di produzione di sedimento W:

$$Z = X \cdot Y \cdot (\gamma + \sqrt{Im}) = 0,21$$

$$W = T \cdot h \cdot \pi \cdot \sqrt{Z^3} \cdot S = 2.296,87 \text{ m}^3/\text{anno}$$

❖ L'indice di connettività areale così stimato, permette di ottenere il valore volumetrico del sedimento trasportato:

$$ICa = \sum_{i=0}^n \frac{Ai \cdot ICi}{AT} = 0,22$$

$$V = W \cdot ICa = 505,31 \text{ m}^3/\text{anno}$$

Per il confronto dei risultati del modello, con i valori d'interrimento proposti in letteratura, si utilizzano i volumi presentati nel lavoro di Bazzoffi & Vanino (2009).

- Bazzoffi & Vanino (2009) = 7.475 m³/anno

L'output dell'EPM Model, **NON RISULTA** in linea con il valore proposto da Bazzoffi & Vanino (2009). Quest'ultimo valore risulta sovrastimare troppo una reale produzione di sedimento, viste anche, le piccole dimensioni del bacino sotteso dall'invaso Saetta.

- **Bacino del Pertusillo** - si estende per una superficie di circa 570 km² e si colloca nell'Appennino Lucano, su un substrato costituito dalle unità stratigrafico-strutturali ascrivibili alla Catena Appenninica. Si tratta di unità terrigene costituite soprattutto da serie calcareo-silico-marnosa e da successioni torbiditiche (alternanza di arenarie e argille marnose; arenarie, marne, marne argillose con intercalazioni di calcari marnosi e marne calcaree). L'uso del suolo è caratterizzato da un intensivo sfruttamento agricolo delle zone vallive, da boschi e da praterie ad uso pascolo.

Le caratteristiche meteo climatiche mostrano una temperatura media di 15 °C e una precipitazione media di 1050 mm.

Ottenuta la pendenza media dei versanti, si procede al calcolo del coefficiente di erosione relativo Z e al successivo valore volumetrico di produzione di sedimento W :

$$Z = X \cdot Y \cdot (\gamma + \sqrt{Im}) = 0,21$$

$$W = T \cdot h \cdot \pi \cdot \sqrt{Z^3} \cdot S = 230.472,32 \text{ m}^3/\text{anno}$$

❖ L'indice di connettività areale così stimato, permette di ottenere il valore volumetrico del sedimento trasportato:

$$ICa = \sum_{i=0}^n \frac{Ai \cdot ICI}{AT} = 0,16$$

$$V = W \cdot ICa = 36.875,57 \text{ m}^3/\text{anno}$$

Per il confronto dei risultati del modello, con i valori d'interrimento proposti in letteratura, si utilizzano i volumi presentati nel lavoro di Bazzoffi & Vanino (2009).

- Bazzoffi & Vanino (2009) = 176.664 m³/anno

L'output dell'EPM Model, **NON RISULTA** in linea con il valore proposto da Bazzoffi & Vanino (2009). Quest'ultimo valore risulta sovrastimare troppo una reale produzione di sedimento, viste anche, le vaste superfici pianeggianti distribuite nelle zone vallive e spesso disconnesse dal reticolo idrografico da infrastrutture viarie e limiti di proprietà. Le aree più acclivi risultano coperte da una vegetazione diffusa e nella parte alta del bacino, è presente un piccolo invaso artificiale che convoglia le acque e i sedimenti di diversi metri quadri di superficie a monte.

- **Bacino del Farneto** - si estende per una superficie di circa 242 km² e si colloca lungo una porzione del versante occidentale della Valle del Crati. Il fiume Esaro e i suoi affluenti drenano un substrato carbonatico appartenete alla catena del Pollino e un substrato metamorfico appartenete ai rilievi della Catena Costiera, inoltre, lungo il fondovalle, il reticolo idrografico si dirama nelle sequenze sedimentarie Pleistoceniche di riempimento della Valle del Crati. La copertura del suolo è rappresentata da un'estesa superficie boscata nella porzione alta del bacino, mentre nella parte pedemontana si estendono zone agricole a differente destinazione d'uso.

Le caratteristiche meteo climatiche mostrano una temperatura media di 16,5 °C e una precipitazione media di 1400 mm.

Ottenuta la pendenza media dei versanti, si procede al calcolo del coefficiente di erosione relativo Z e al successivo valore volumetrico di produzione di sedimento W :

$$Z = X \cdot Y \cdot (\gamma + \sqrt{Im}) = 0,22$$

$$W = T \cdot h \cdot \pi \cdot \sqrt{Z^3} \cdot S = 144.350,71 \text{ m}^3/\text{anno}$$

❖ L'indice di connettività areale così stimato, permette di ottenere il valore volumetrico del sedimento trasportato:

$$ICa = \sum_{i=0}^n \frac{Ai \cdot ICi}{AT} = 0,16$$

$$V = W \cdot ICa = 23.096,11 \text{ m}^3/\text{anno}$$

Per il confronto dei risultati del modello, con i valori d'interrimento proposti in letteratura, si utilizzano i volumi presentati nel lavoro di Bazzoffi & Vanino (2009).

- Bazzoffi & Vanino (2009) = 236.516 m³/anno

L'output dell'EPM Model, **NON RISULTA** in linea con il valore proposto da Bazzoffi & Vanino (2009). Quest'ultimo valore risulta troppo sovrastimare una reale produzione di sedimento, data l'elevata estensione areale delle zone coperte da boschi e dalle basse pendenze della porzione pedemontana.

- **Bacino dell'Angitola** - si estende per una superficie di circa 155 km² e si colloca lungo il versante Tirrenico delle Serre Calabre. Il fiume Angitola e i suoi affluenti drenano un substrato cristallino di tipo gneissico nella parte alta del bacino, mentre verso le porzioni basse del bacino si ritrovano litologie costituite da conglomerati con intercalazioni di sabbie e limi, passanti talora, a depositi limoso-argilloso. La copertura del suolo è rappresentata da un'estesa superficie boscata nella porzione alta del bacino, mentre nella parte bassa si estendono zone agricole a differente destinazione d'uso.

Le caratteristiche meteo climatiche mostrano una temperatura media di 15 °C e una precipitazione media di 1200 mm.

Ottenuta la pendenza media dei versanti, si procede al calcolo del coefficiente di erosione relativo Z e al successivo valore volumetrico di produzione di sedimento W :

$$Z = X \cdot Y \cdot (\gamma + \sqrt{Im}) = 0,3$$

$$W = T \cdot h \cdot \pi \cdot \sqrt{Z^3} \cdot S = 118.988,2 \text{ m}^3/\text{anno}$$

❖ L'indice di connettività areale così stimato, permette di ottenere il valore volumetrico del sedimento trasportato:

$$ICa = \sum_{i=0}^n \frac{Ai \cdot ICI}{AT} = 0,16$$

$$V = W \cdot ICa = 19.038,1 \text{ m}^3/\text{anno}$$

Per il confronto dei risultati del modello, con i valori d'interrimento proposti in letteratura, si utilizzano i volumi presentati nel lavoro di Bazzoffi & Vanino (2009).

- Bazzoffi & Vanino (2009) = 55.365 m³/anno

L'output dell'EPM Model, **NON RISULTA** in linea con il valore proposto da Bazzoffi & Vanino (2009). Quest'ultimo valore risulta troppo sovrastimare una reale produzione di sedimento, data l'elevata estensione areale delle zone coperte da boschi, quasi il 70% dell'intero bacino.

5.3.2.2 *Bacini Alpini*

I bacini analizzati lungo l'Arco Alpino sono:

- **Bacino Rimasco** - si ubica quasi al passaggio tra Alpi occidentali/Alpi Centrali, in provincia di Vercelli, e sfrutta le acque del T.te Agua e del T.te Sermenza. È un tipico bacino alpino di alta montagna, costituito nella parte bassa, da un substrato gneissico, passante verso l'alto del bacino a calcescisti, inoltre, lungo il fondo valle sono presenti estesi depositi alluvionali e di origine gravitativo, sedi di piccoli insediamenti abitativi. L'uso del suolo è prettamente boschivo e adibito a pascolo d'altura.

Le caratteristiche meteo climatiche mostrano una temperatura media di 10 °C e una precipitazione media di 1500 mm.

Per la determinazione del coefficiente X sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tab. 5-15):

Fattore di Uso del suolo (X)	Zemljic (1971)	Coeff. assegnato	Area (km)	Area %
foreste miste e fitte; Foreste rade con sottobosco	0,05 - 0,2	0,05	25,00	30
foreste di conifere con scarso sottobosco, macchie di vegetazione rada, praterie cespugliose	0,2 - 0,4	0,2 0,3	0,43 0,00	1 0
foreste e macchie di vegetazione degradate, pascoli	0,4 - 0,6	0,4	42,21	51
pascoli degradate e aree coltivate	0,6 - 0,8	0,6	9,31	11
aree senza copertura vegetale	0,8 - 1	0,8	5,54	7
area urbana	0,00	0	0,00	0
Valore X		0,34		

Tab. 5-15 Tabella dei valori del coefficiente X, inerente le caratteristiche di uso e copertura del suolo, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971), per le aree di alta quota.

Per la determinazione del coefficiente Y sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tab. 5-16):

Fattore litologico (Y)	Zemljic (1971)	Coeff. assegnato	Area (km)	Area %
rocce dure resistenti all'erosione	0,2 - 0,6	0,2	1,26	2
rocce semi-resistenti all'erosione	0,6 - 1	0,6	45,84	56
rocce friabili stabilizzate (detriti di falda, scisti, argille compatte, ecc)	1 - 1,3	0,8	7,02	9
sedimenti, morene, argille e altre rocce poco resistenti	1,3 - 1,8	1	27,81	34
sedimenti fini e terre non resistenti all'erosione	1,8 - 2	1,4	0,00	0
Valore Y		0,75		

Tab. 5-16 Tabella dei valori del coefficiente Y, inerente le caratteristiche di erodibilità delle litologie affioranti, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971).

Per la determinazione del coefficiente γ sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tab. 5-17):

Fattore Morfologico (γ)	Zemljic (1971)	Coeff. assegnato	Area (km)	Area %
erosione debole del bacino	0,1 - 0,2	0,10	0,58	1
erosione laminare sul 20-50% del bacino	0,3 - 0,5	0,30	7,25	9
erosione laminare, detriti di falda e depositi incisi, erosione carsica	0,6 - 0,7	0,60	69,36	85
50-80% del bacino eroso per erosione lineare e per franamenti	0,8 - 0,9	0,80	4,21	5
bacino interamente eroso per erosione lineare e per franamenti	1,00	1,00	0,55	1
Valore γ		0,58		

Tab. 5-17 Tabella dei valori del coefficiente γ , inerente le caratteristiche dei processi di versante, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971).

Ottenuta la pendenza media dei versanti (Surface – Slope > 72 %), si procede al calcolo del coefficiente di erosione relativo Z e al successivo valore volumetrico di produzione di sedimento W:

$$Z = X \cdot Y \cdot (\gamma + \sqrt{Im}) = 0,36$$

$$W = T \cdot h \cdot \pi \cdot \sqrt{Z^3} \cdot S = 92.704,54 \text{ m}^3/\text{anno}$$

- ❖ L'indice di connettività areale così stimato, permette di ottenere il valore volumetrico del sedimento trasportato:

$$ICa = \sum_{i=0}^n \frac{Ai \cdot ICi}{AT} = 0,2$$

$$V = W \cdot ICa = 18.540,9 \text{ m}^3/\text{anno}$$

Per il confronto dei risultati del modello, con i valori d'interrimento proposti in letteratura, si utilizzano i volumi presentati nel lavoro di Hinderer et al. (2013).

- Hinderer et al. (2013) = 16.965 m³/anno

L'output dell'EPM Model, **RISULTA** in linea con il valore proposto da Hinderer et al., (2013), anche se leggermente sovrastimato.

- **Bacino Castello** - si ubica nelle Alpi occidentali, in provincia di Cuneo, al confine con la Francia, e lungo il corso del T. Varaita. È un tipico bacino alpino di alta montagna, impostato su substrato per lo più omogeneo di natura granitica e/o gneissica, e uso del suolo normalmente dedicato al pascolo nelle zone più vallive per poi divenire incolto nelle aree a monte.

Le caratteristiche meteo climatiche mostrano una temperatura media di 12 °C e una precipitazione media di 1000 mm.

Per la determinazione del coefficiente X sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tab. 5-18):

Fattore di Uso del suolo (X)	Zemljic (1971)	Coeff. assegnato	Area (km)	Area %
foreste miste e fitte; Foreste rade con sottobosco	0,05 - 0,2	0,05	7,40	11
foreste di conifere con scarso sottobosco, macchie di vegetazione rada, praterie cespugliose	0,2 - 0,4	0,2	0,00	0
		0,3	1,28	2
foreste e macchie di vegetazione degradate, pascoli	0,4 - 0,6	0,4	39,22	58
pascoli degradate e aree coltivate	0,6 - 0,8	0,6	4,69	7
aree senza copertura vegetale	0,8 - 1	0,8	15,58	23
area urbana	0,00	0	0,00	0
Valore X		0,47		

Tab. 5-18 Tabella dei valori del coefficiente X, inerente le caratteristiche di uso e copertura del suolo, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971), per le aree di alta quota.

Per la determinazione del coefficiente Y sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tab. 5-19):

Fattore litologico (Y)	Zemljic (1971)	Coeff. assegnato	Area (km)	Area %
rocce dure resistenti all'erosione	0,2 - 0,6	0,2	0,45	1
rocce semi-resistenti all'erosione	0,6 - 1	0,6	4,79	7
rocce friabili stabilizzate (detriti di falda, scisti, argille compatte, ecc)	1 - 1,3	0,8	0,00	0
sedimenti, morene, argille e altre rocce poco resistenti	1,3 - 1,8	1,2	62,30	92
sedimenti fini e terre non resistenti all'erosione	1,8 - 2	1,4	0,00	0
Valore Y		1,15		

Tab. 5-19 Tabella dei valori del coefficiente Y, inerente le caratteristiche di erodibilità delle litologie affioranti, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971).

Per la determinazione del coefficiente γ sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tab. 5-20):

Fattore Morfologico (γ)	Zemljic (1971)	Coeff. assegnato	Area (km)	Area %
erosione debole del bacino	0,1 - 0,2	0,10	2,67	4
erosione laminare sul 20-50% del bacino	0,3 - 0,5	0,30	14,90	22
erosione laminare, detriti di falda e depositi incisi, erosione carsica	0,6 - 0,7	0,60	46,79	69
50-80% del bacino eroso per erosione lineare e per franamenti	0,8 - 0,9	0,80	3,49	5
bacino interamente eroso per erosione lineare e per franamenti	1,00	1,00	0,29	0
Valore γ		0,53		

Tab. 5-20 Tabella dei valori del coefficiente γ , inerente le caratteristiche dei processi di versante, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971).

Ottenuta la pendenza media dei versanti (Surface – Slope > 57 %), si procede al calcolo del coefficiente di erosione relativo Z e al successivo valore volumetrico di produzione di sedimento W:

$$Z = X \cdot Y \cdot (\gamma + \sqrt{Im}) = 0,7$$

$$W = T \cdot h \cdot \pi \cdot \sqrt{Z^3} \cdot S = 154.875,78 \text{ m}^3/\text{anno}$$

❖ L'indice di connettività areale così stimato, permette di ottenere il valore volumetrico del sedimento trasportato:

$$ICa = \sum_{i=0}^n \frac{Ai \cdot ICi}{AT} = 0,2$$

$$V = W \cdot ICa = 30.975,15 \text{ m}^3/\text{anno}$$

Per il confronto dei risultati del modello, con i valori d'interrimento proposti in letteratura, si utilizzano i volumi presentati nel lavoro di Hinderer et al. (2013) e le stime ricavate dai lavori di idrografia e idrologia del Po, eseguiti alla fine del 1981, dal Ministero dei Lavori Pubblici (Cati, 1981).

- Hinderer et al. (2013) = 54.717 m³/anno
- Cati, (1981) = 33.000 m³/anno

L'output dell'EPM Model, **RISULTA** in linea con il valore proposto da Cati, (1981), anche se leggermente sottostimato.

- **Bacino Saretto** - si estende per una superficie di circa 54 km², nell'alta Val Maira, nelle Alpi occidentali, in provincia di Cuneo. Si imposta su litologie metamorfiche e dolomitiche, costituite da gneiss, argilliti, calcescisti e calcari dolomitici. Sono presenti, inoltre, estese coperture moreniche e di detriti di versante. L'uso del suolo è caratterizzato soprattutto da praterie di alta quota e aree boscate.

Le caratteristiche meteo climatiche mostrano una temperatura media di 12 °C e una precipitazione media di 1000 mm. Per la determinazione del coefficiente X sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tab. 5-21):

Fattore di Uso del suolo (X)	Zemljic (1971)	Coeff. assegnato	Area (km)	Area %
foreste miste e fitte; Foreste rade con sottobosco	0,05 - 0,2	0,05	1,75	3
foreste di conifere con scarso sottobosco, macchie di vegetazione rada, praterie cespugliose	0,2 - 0,4	0,2	0,00	0
foreste e macchie di vegetazione degradate, pascoli	0,4 - 0,6	0,4	17,80	33
pascoli degradate e aree coltivate	0,6 - 0,8	0,6	10,78	20
aree senza copertura vegetale	0,8 - 1	0,8	24,05	44
area urbana	0,00	0	0,00	0
Valore X		0,61		

Tab. 5-21 Tabella dei valori del coefficiente X, inerente le caratteristiche di uso e copertura del suolo, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971), per le aree di alta quota.

Per la determinazione del coefficiente Y sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tab. 5-22):

Fattore litologico (Y)	Zemljic (1971)	Coeff. assegnato	Area (km)	Area %
rocce dure resistenti all'erosione	0,2 - 0,6	0,2	0,25	0
rocce semi-resistenti all'erosione	0,6 - 1	0,6	48,14	89
rocce friabili stabilizzate (detriti di falda, scisti, argille compatte, ecc)	1 - 1,3	0,8	0,00	0
sedimenti, morene, argille e altre rocce poco resistenti	1,3 - 1,8	1	5,48	10
sedimenti fini e terre non resistenti all'erosione	1,8 - 2	1,4	0,00	0
Valore Y		0,64		

Tab. 5-22 Tabella dei valori del coefficiente Y, inerente le caratteristiche di erodibilità delle litologie affioranti, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971).

Per la determinazione del coefficiente γ sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tab. 5-23):

Fattore Morfologico (γ)	Zemljic (1971)	Coeff. assegnato	Area (km)	Area %
erosione debole del bacino	0,1 - 0,2	0,10	2,60	5
erosione laminare sul 20-50% del bacino	0,3 - 0,5	0,30	11,05	20
erosione laminare, detriti di falda e depositi incisi, erosione carsica	0,6 - 0,7	0,60	39,61	73
50-80% del bacino eroso per erosione lineare e per franamenti	0,8 - 0,9	0,80	0,70	1
bacino interamente eroso per erosione lineare e per franamenti	1,00	1,00	0,00	0
Valore γ		0,52		

Tab. 5-23 Tabella dei valori del coefficiente γ , inerente le caratteristiche dei processi di versante, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971).

Ottenuta la pendenza media dei versanti (Surface – Slope > 63%), si procede al calcolo del coefficiente di erosione relativo Z e al successivo valore volumetrico di produzione di sedimento W :

$$Z = X \cdot Y \cdot (\gamma + \sqrt{Im}) = 0,51$$

$$W = T \cdot h \cdot \pi \cdot \sqrt{Z^3} \cdot S = 77.242,55 \text{ m}^3/\text{anno}$$

- ❖ L'indice di connettività areale così stimato, permette di ottenere il valore volumetrico del sedimento trasportato:

$$ICa = \sum_{i=0}^n \frac{Ai \cdot ICi}{AT} = 0,23$$

$$V = W \cdot ICa = 17.765,78 \text{ m}^3/\text{anno}$$

Per il confronto dei risultati del modello, con i valori d'interrimento proposti in letteratura, si utilizzano i volumi presentati nel lavoro di Hinderer et al. (2013) e le stime ricavate dai lavori di riqualificazione generale e miglioramento di capacità di invaso, eseguiti a fine 2014 dall'Enel (Barettini & Fornari, 2014).

- Hinderer et al. (2013) = 2.065 m³/anno
- Barettini & Fornari, (2014) = 20.000 m³/anno

L'output dell'EPM Model, **RISULTA** in linea con il valore proposto da Barettini & Fornari, (2014), anche se leggermente sottostimato.

- **Bacino Fedio** - si ubica nelle Alpi occidentali, in provincia di Cuneo, e sfrutta le acque del torrente Cant. È un tipico bacino alpino di alta montagna, impostato su un substrato gneissico, con depositi di versante che modellano il fondovalle. L'uso del suolo è normalmente costituito da praterie di alta quota e porzioni boscate nella parte bassa.

Le caratteristiche meteo climatiche mostrano una temperatura media di 12,5 °C e una precipitazione media di 1000 mm.

Per la determinazione del coefficiente X sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tab. 5-24):

Fattore di Uso del suolo (X)	Zemljic (1971)	Coeff. assegnato	Area (km)	Area %
foreste miste e fitte; Foreste rade con sottobosco	0,05 - 0,2	0,05	5,58	15
foreste di conifere con scarso sottobosco, macchie di vegetazione rada, praterie cespugliose	0,2 - 0,4	0,2	0,00	0
		0,3	9,78	26
foreste e macchie di vegetazione degradate, pascoli	0,4 - 0,6	0,4	0,00	0
pascoli degradate e aree coltivate	0,6 - 0,8	0,6	16,02	43
aree senza copertura vegetale	0,8 - 1	0,8	5,78	16
area urbana	0,00	0	0,00	0
Valore X		0,47		

Tab. 5-24 Tabella dei valori del coefficiente X, inerente le caratteristiche di uso e copertura del suolo, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971), per le aree di alta quota.

Per la determinazione del coefficiente Y sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tab. 5-25):

Fattore litologico (Y)	Zemljic (1971)	Coeff. assegnato	Area (km)	Area %
rocce dure resistenti all'erosione	0,2 - 0,6	0,2	0,17	0
rocce semi-resistenti all'erosione	0,6 - 1	0,6	36,67	100
rocce friabili stabilizzate (detriti di falda, scisti, argille compatte, ecc)	1 - 1,3	0,8	0,00	0
sedimenti, morene, argille e altre rocce poco resistenti	1,3 - 1,8	1	0,00	0
sedimenti fini e terre non resistenti all'erosione	1,8 - 2	1,4	0,00	0
Valore Y		0,60		

Tab. 5-25 Tabella dei valori del coefficiente Y, inerente le caratteristiche di erodibilità delle litologie affioranti, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971).

Per la determinazione del coefficiente γ sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tab. 5-26):

Fattore Morfologico (γ)	Zemljic (1971)	Coeff. assegnato	Area (km)	Area %
erosione debole del bacino	0,1 - 0,2	0,10	0,96	3
erosione laminare sul 20-50% del bacino	0,3 - 0,5	0,30	6,38	17
erosione laminare, detriti di falda e depositi incisi, erosione carsica	0,6 - 0,7	0,60	28,44	77
50-80% del bacino eroso per erosione lineare e per franamenti	0,8 - 0,9	0,80	0,68	2
bacino interamente eroso per erosione lineare e per franamenti	1,00	1,00	0,57	2
Valore γ		0,55		

Tab. 5-26 Tabella dei valori del coefficiente γ , inerente le caratteristiche dei processi di versante, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971).

Ottenuta la pendenza media dei versanti (Surface – Slope > 63 %), si procede al calcolo del coefficiente di erosione relativo Z e al successivo valore volumetrico di produzione di sedimento W:

$$Z = X \cdot Y \cdot (\gamma + \sqrt{Im}) = 0,38$$

$$W = T \cdot h \cdot \pi \cdot \sqrt{Z^3} \cdot S = 33.592,48 \text{ m}^3/\text{anno}$$

- ❖ L'indice di connettività areale così stimato, permette di ottenere il valore volumetrico del sedimento trasportato:

$$ICa = \sum_{i=0}^n \frac{Ai \cdot ICi}{AT} = 0,19$$

$$V = W \cdot ICa = 6.382,57 \text{ m}^3/\text{anno}$$

Per il confronto dei risultati del modello, con i valori d'interrimento proposti in letteratura, si utilizzano i volumi presentati nel lavoro di Hinderer et al. (2013).

- Hinderer et al. (2013) = 3.600 m³/anno

L'output dell'EPM Model, **RISULTA** in linea con il valore proposto da Hinderer et al., (2013), anche se leggermente sovrastimato.

6 CAPITOLO – IMPLEMENTAZIONE DELL’EPM MODEL IN AREE CAMPIONE

La fase finale del progetto di Dottorato è rappresentata dall’applicazione del modello EPM, opportunamente calibrato e validato, in tre aree campione della Regione Calabria, soggette a problematiche d’instabilità di versante e a problematiche legate all’aumento dell’esposizione al rischio erosione costiera, di aree ad alta vocazione turistico-balneare e storico-culturale (Fig. 6-1).

Nel corso di un progetto finanziato dal M.I.U.R. nell’ambito del programma PON Ricerca e Competitività 2007-2013, con il cofinanziamento del FESR per le Regioni Convergenza, denominato SIGIEC (Sistema di Gestione Integrata per l’Erosione Costiera), si è cercato di presentare un sistema di supporto alle decisioni (SSD), in merito alle dinamiche delle analisi territoriali che influenzano il mercato delle aree ad alta vocazione turistica. Uno degli aspetti cruciali di questo progetto è stato lo studio dell’apporto di sedimento alle unità fisiografiche costiere e l’implementazione di opere di difesa contro l’erosione a basso impatto ambientale. Tra le tante aree analizzate all’interno del Sigiec, vi sono: l’unità fisiografica di Trebisacce (Bacino del Saraceno), l’unità fiografica di Monasterace-Punta Stilo (Bacino dello Stilaro) e l’unità fisiografica di Bagnara-Scilla (Bacino dello Sfalassà).

Le osservazioni e i dati raccolti dal progetto sopracitato, sono stati integrati e comprovati dai volumi potenzialmente accumulabili o non, forniti dall’applicazione dell’EPM Model. I sedimenti che giungono alle foci e che riescono ad essere presi in carico dalle correnti lungo costa (*longshore currents*) sono tra i principali responsabili delle dinamiche evolutive dei litorali.

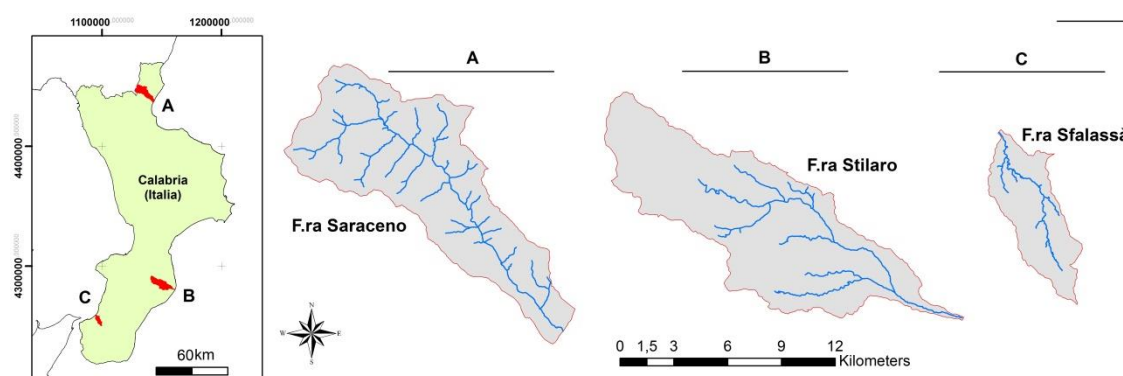


Fig. 6-1 Map Location dei bacini dell’area test. Applicazione del modello EPM calibrato e validato.

Infine, dall’osservazione e dall’interpolazione delle mappe di erosione relative e dalle mappe di connessione, si mettono in luce tutte quelle aree che potenzialmente

producono molto materiale ma che non sono in connessione con il reticolo fluviale. Di conseguenza, il sedimento prodotto per erosione non viene mobilizzato, ma rimane in sito, fino a quando viene preso in carico, in occasione di eventi ad elevata magnitudo.

6.1 Bacino del Saraceno

È attraversato da una delle più ampie fiumare dell'Alto Ionio Cosentino. Si colloca al confine calabro-lucano e si estende per una superficie di circa 88 km², attraversando un basamento carbonatico che passa verso l'alto a depositi torbidity costituiti dall'alternanza di arenarie limi e intercalazioni conglomeratiche. Verso l'area costiera i depositi predominati, conglomerati e sabbie, si dispongono lungo una serie di terrazzi progradanti verso il mare. L'uso del suolo è caratterizzato da un'accentuata urbanizzazione lungo la fascia costiera, che lascia il posto a superfici agricole a differente uso, lungo l'area valliva, per poi passare verso l'alto del bacino a zone coperte da boschi e da praterie a uso pascolo.

Le caratteristiche meteo climatiche mostrano una temperatura media di 16 °C e una precipitazione media di 775 mm.

Per la determinazione del coefficiente X sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tabella in Fig. 6-2):

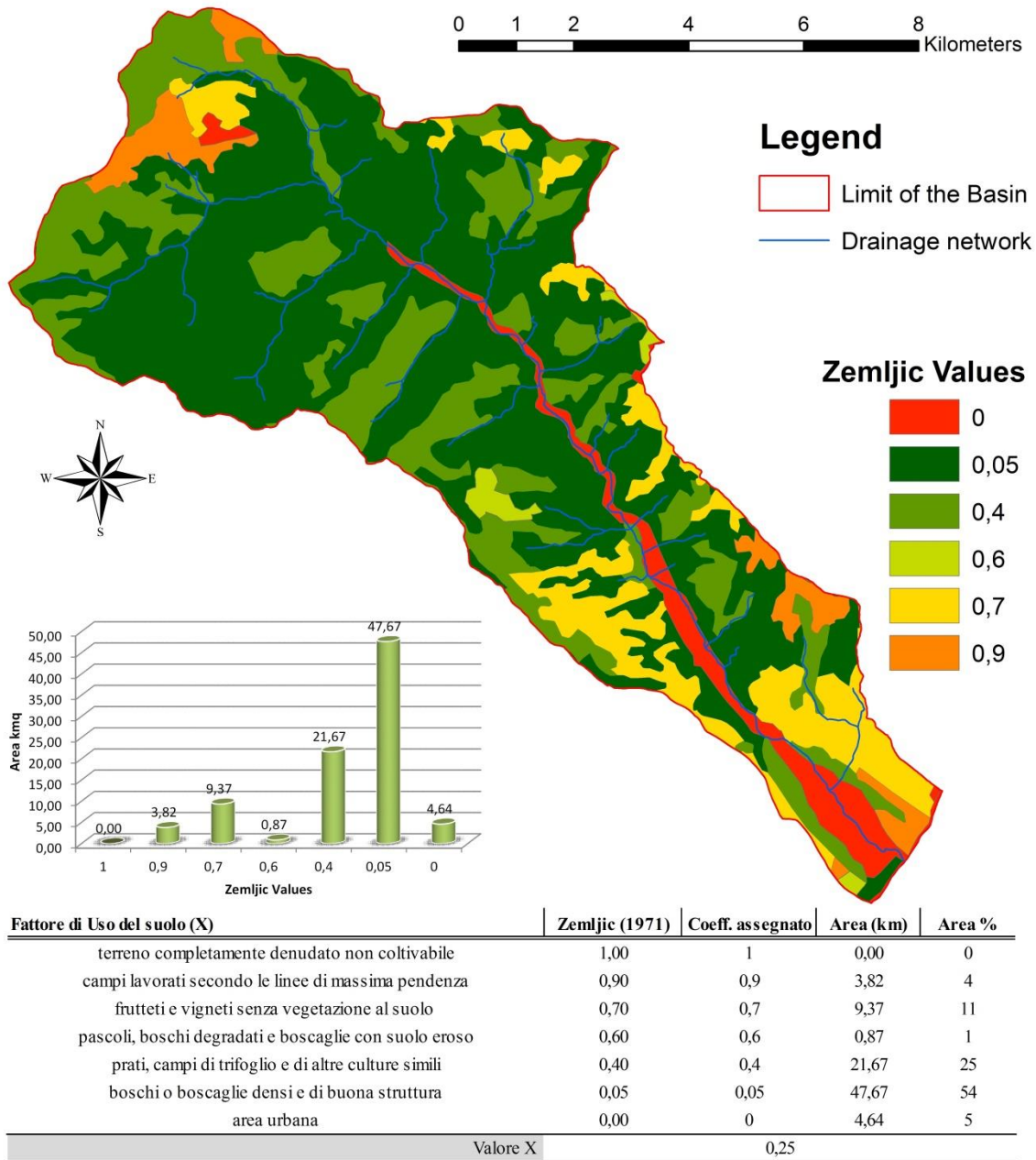


Fig. 6-2 Mappa e tabella dei valori del coefficiente X, inerente le caratteristiche di uso e copertura del suolo, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971), per le aree prettamente vallive.

Per la determinazione del coefficiente Y sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tabella in Fig. 6-3):

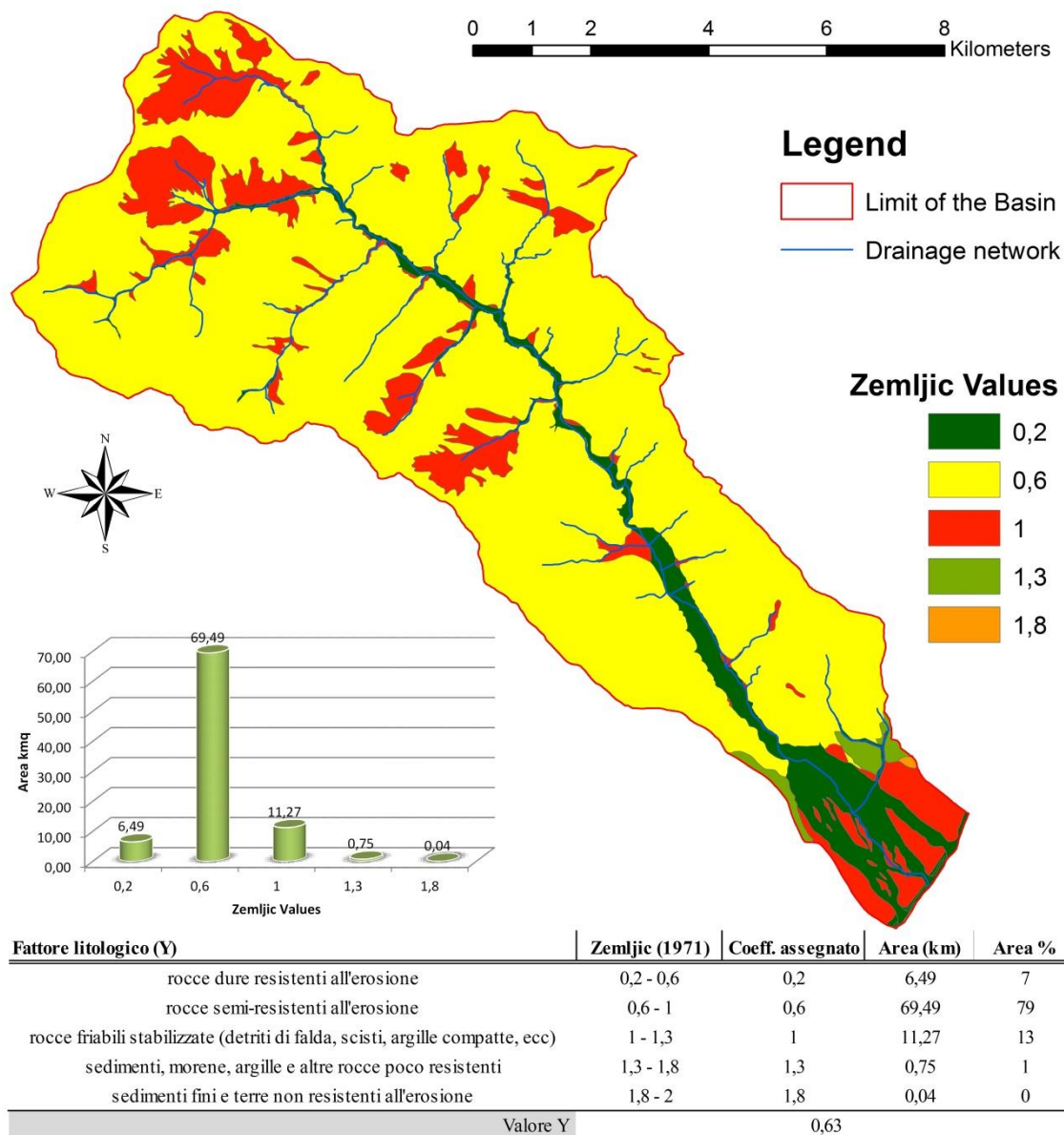


Fig. 6-3 Mappa e tabella dei valori del coefficiente Y, inerente le caratteristiche di erodibilità delle litologie affioranti, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zempljic, (1971).

Per la determinazione del coefficiente γ sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tabella in Fig. 6-4):

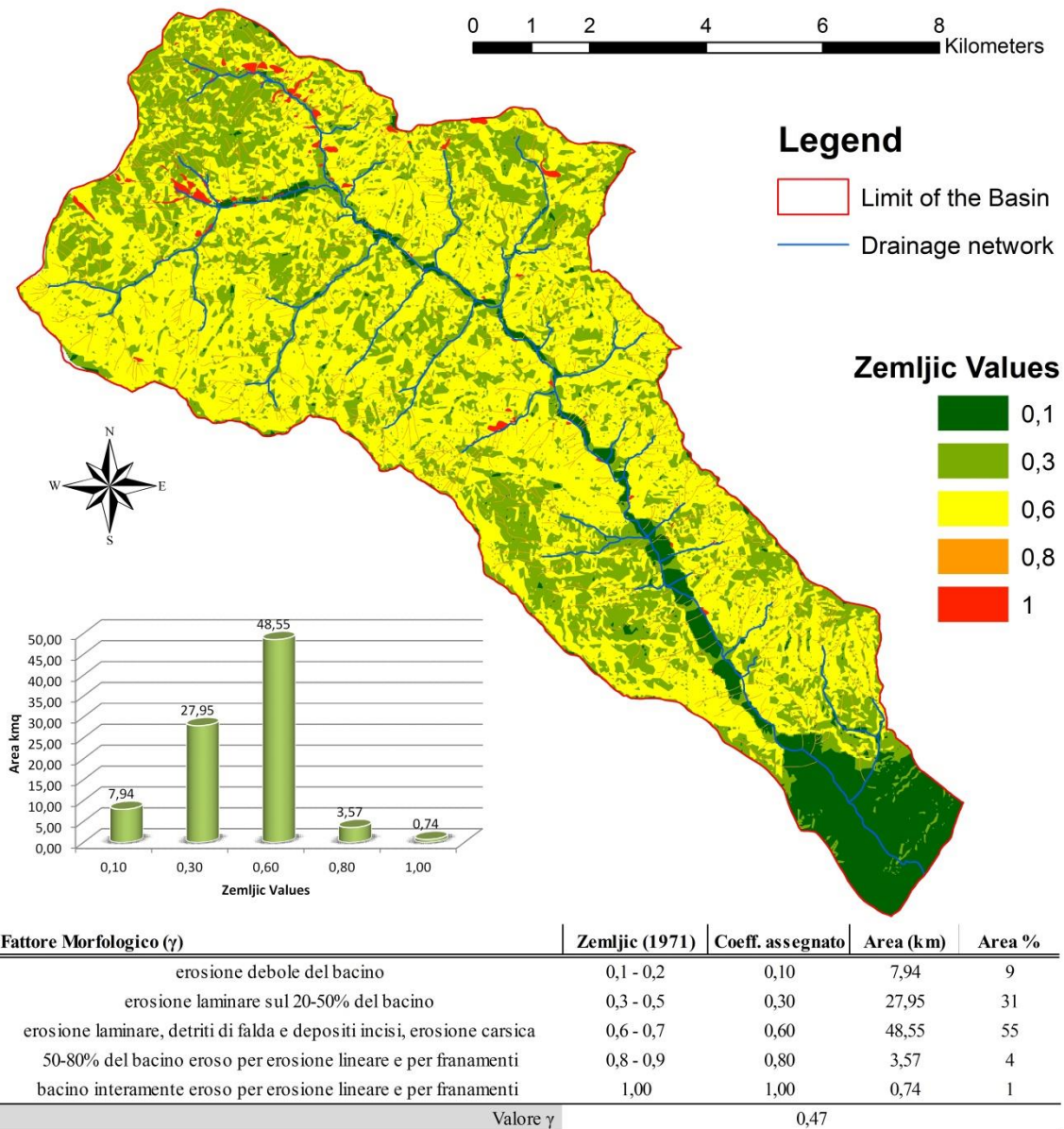


Fig. 6-4 Mappa e tabella dei valori del coefficiente γ , inerente le caratteristiche dei processi di versante, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971).

Ottenuta la pendenza media dei versanti (Surface – Slope > 32,5%), si procede al calcolo del coefficiente di erosione relativo Z (Fig.6-5), e al successivo valore volumetrico di produzione di sedimento W:

$$Z = X \cdot Y \cdot (\gamma + \sqrt{Im}) = 0,16$$

$$W = T \cdot h \cdot \pi \cdot \sqrt{Z^3} \cdot S = 18.553,52 \text{ m}^3/\text{anno}$$

❖ L'indice di connettività areale così stimato (Fig. 6-5), permette di ottenere il valore volumetrico del sedimento trasportato:

$$Ica = \sum_{i=0}^n \frac{Ai \cdot Ici}{AT} = 0,19$$

$$V = W \cdot Ica = 3.525 \text{ m}^3/\text{anno}$$

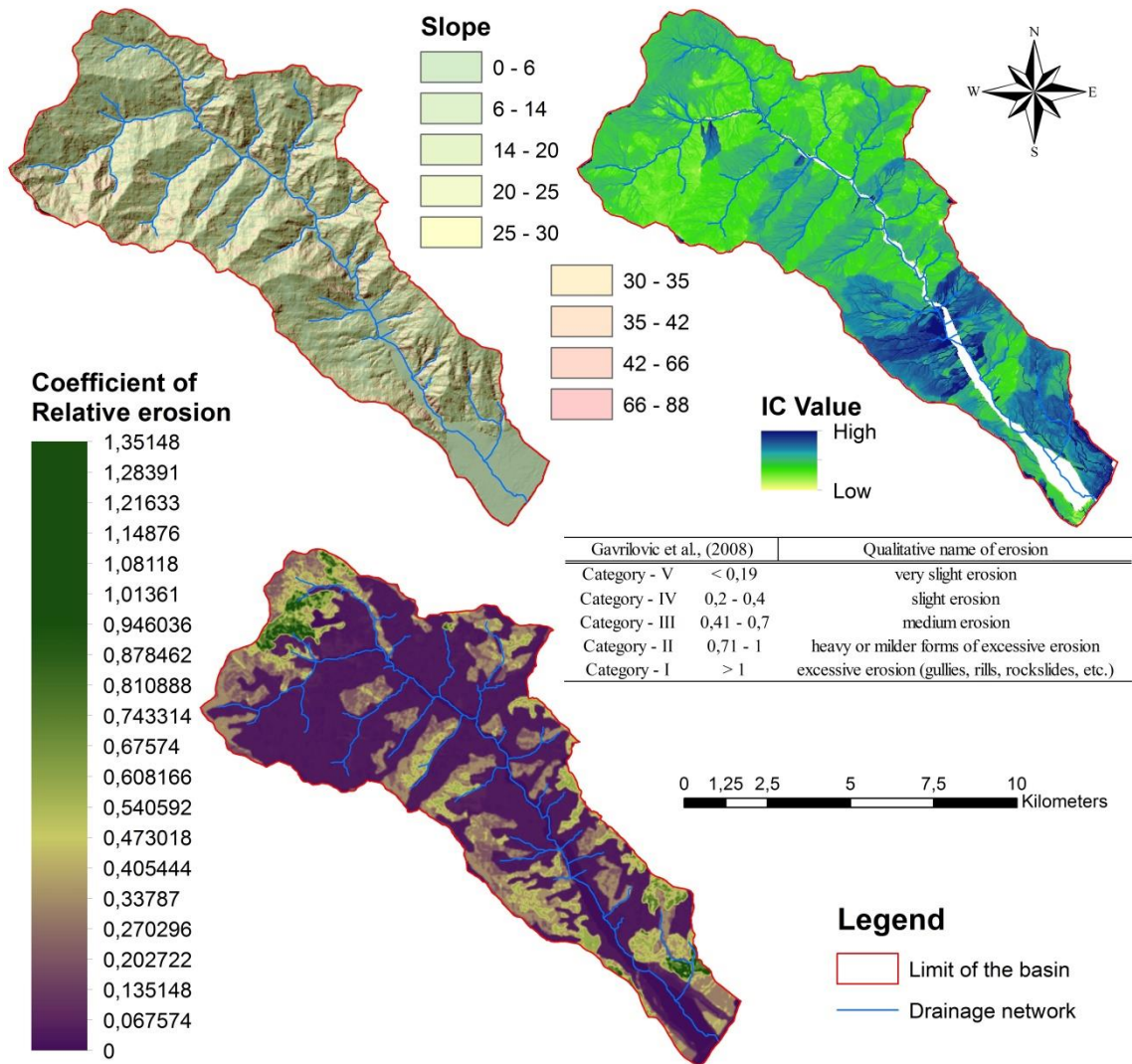


Fig. 6-5 Mappa delle classi di pendenza, dell'indice di connettività e dell'erosione relativa del bacino della F.ra Saraceno.

Da elaborazioni sull'evoluzione storica della linea di riva, eseguite nell'ambito del progetto Sigiec, si osserva un progressivo arretramento del settore costiero tra la foce del T.te Ferro (Roseto Capo Spulico), e la foce della F.ra Saraceno. Inoltre, osservando l'evoluzione nel tempo delle varie riprese satellitari (Google Earth) che puntano sulla foce della F.ra Saraceno, non si evidenziano variazioni significative nella progradazione del delta, in accordo con il basso volume di sedimento (V) stimato dall'EPM Model e che arriva sulla costa. Il poco materiale viene subito preso in carico dalle *longshore currents* e distribuito principalmente verso sud.

6.2 Bacino dello Stilaro

Si sviluppa sul versante orientale delle Serre Calabre si estende per una superficie di circa 95 km². La F.ra Stilaro drena un basamento di origine cristallina composto da

graniti e granodioriti passanti a scisti filladici e gneiss con una limitata copertura carbonatica. Tali litologie sono seguite, nella porzione pedemontana/valliva da depositi marino-transizionali costituiti da conglomerati, sabbie, silt e argille. Verso l'area costiera, i depositi si dispongono lungo una serie di terrazzi progradanti verso il mare. L'uso del suolo è caratterizzato da un'accentuata urbanizzazione lungo la fascia costiera, che lascia il posto a superfici agricole a differente uso lungo l'area valliva, per poi passare verso l'alto del bacino a zone coperte da boschi e da praterie a uso pascolo. L'estrema antropizzazione si è spinta in modo pervasivo fino a pochi metri dall'alveo attivo. Si osservano, infatti, lungo la piana inondabile, estesi campi ad uso frutteti e sedi di impianti agricoli. Le caratteristiche meteo climatiche mostrano una temperatura media di 15 °C e una precipitazione media di 1300 mm.

Per la determinazione del coefficiente X sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tabella in Fig. 6-6):

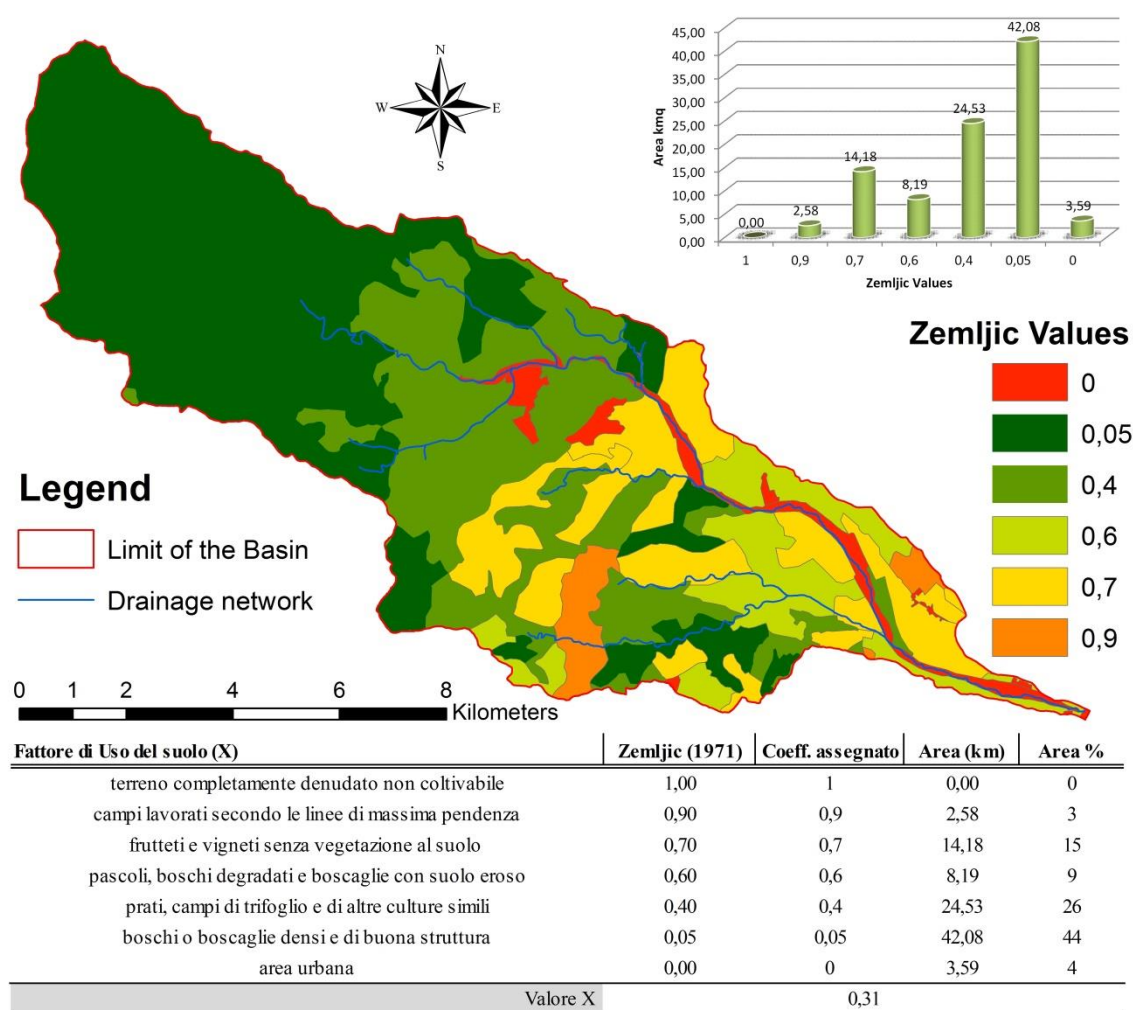


Fig. 6-6 Mappa e tabella dei valori del coefficiente X, inerente le caratteristiche di uso e copertura del suolo, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zempljic, (1971), per le aree prettamente vallive.

Per la determinazione del coefficiente Y sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tabella in Fig. 6-7):

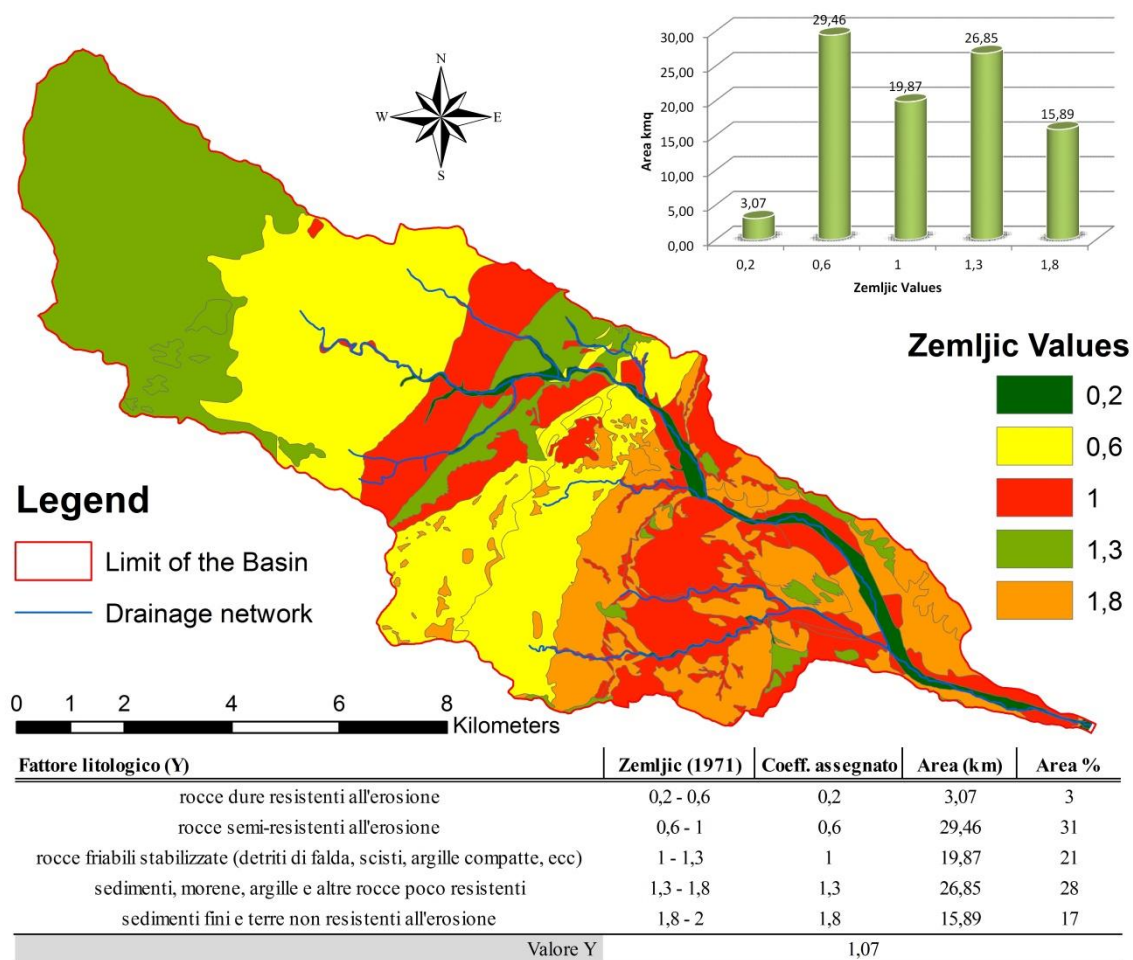


Fig. 6-7 Mappa e tabella dei valori del coefficiente Y, inerente le caratteristiche di erodibilità delle litologie affioranti, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zempljic, (1971).

Per la determinazione del coefficiente γ sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tabella in Fig. 6-8):

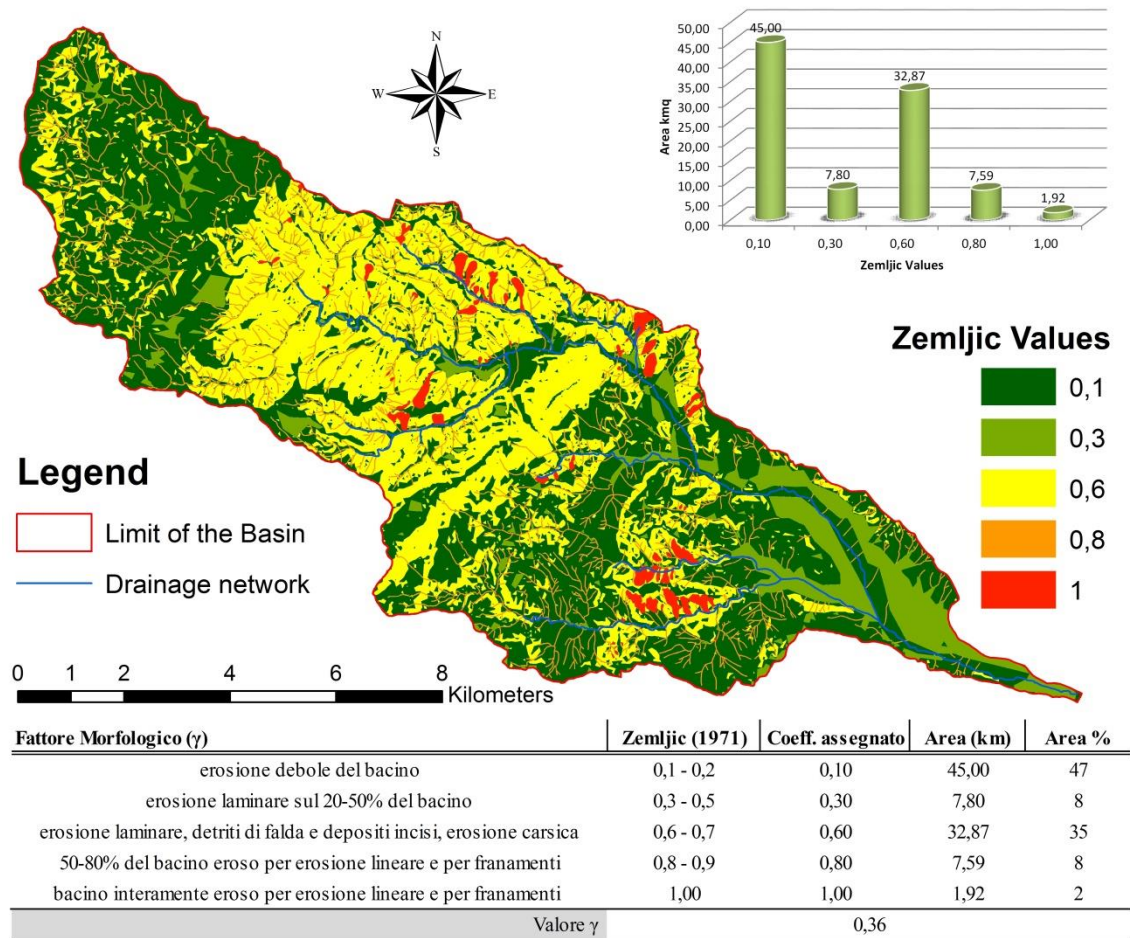


Fig. 6-8 Mappa e tabella dei valori del coefficiente γ , inerente le caratteristiche dei processi di versante, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zempljic, (1971).

Ottenuta la pendenza media dei versanti (Surface – Slope > 33,7%), si procede al calcolo del coefficiente di erosione relativo Z (Fig. 6-9), e al successivo valore volumetrico di produzione di sedimento W:

$$Z = X \cdot Y \cdot (\gamma + \sqrt{Im}) = 0,31$$

$$W = T \cdot h \cdot \pi \cdot \sqrt{Z^3} \cdot S = 85.695,68 \text{ m}^3/\text{anno}$$

❖ L'indice di connettività areale così stimato (Fig. 6-9), permette di ottenere il valore volumetrico del sedimento trasportato:

$$ICa = \sum_{i=0}^n \frac{Ai \cdot ICI}{AT} = 0,19$$

$$V = W \cdot ICa = 16.282 \text{ m}^3/\text{anno}$$

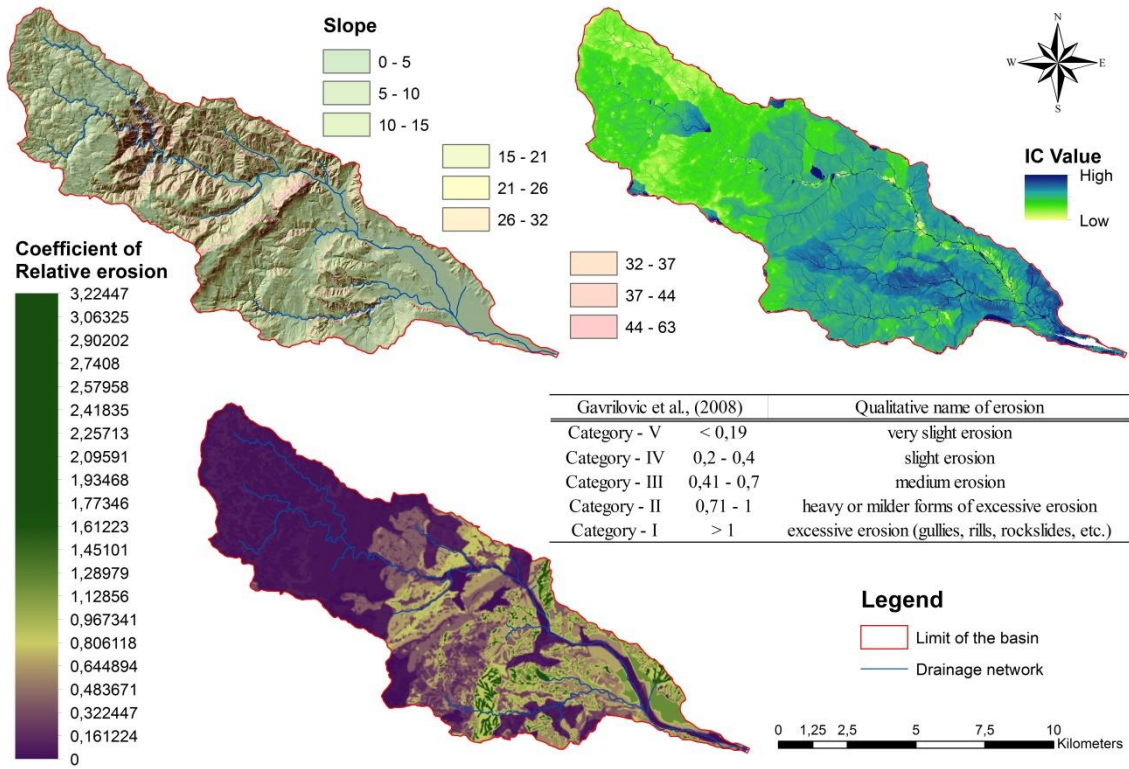


Fig. 6-9 Mappa delle classi di pendenza, dell'indice di connettività e dell'erosione relativa del bacino della F. ra Stilaro.

Da elaborazioni sull'evoluzione storica della linea di riva (Fig. 6-10a), eseguite nell'ambito del progetto Sigiec, si osserva un progressivo arretramento del settore costiero tra la foce della F. ra Assi (Punta Stilo), e la foce della F. ra Allaro (Caulonia Marina). Inoltre, osservando l'evoluzione nel tempo delle varie riprese satellitari (Google Earth), che puntano sulla foce della F. ra Stilaro, si notano importanti variazioni stagionali o dovuti ad eventi di piena che permettono la progradazione e l'arretramento del delta, il tutto, in accordo con la modesta quantità di materiale sedimentario (V), stimato dall'EPM Model e che arriva sulla costa. In compenso, le correnti lungo costa (*longshore currents*), e la presenza d'importanti testate di Canyon sottomarini (Morelli et al., 2011), ne ridistribuiscono velocemente il sedimento (Fig. 6-10b).

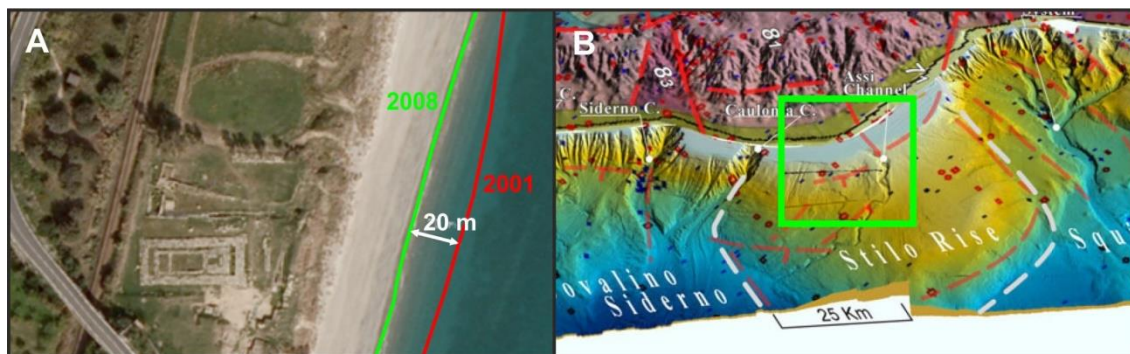


Fig. 6-10 A, evoluzione della linea di riva dal 2001 al 2008; B, morfo-batimetria dell'aere prominente la foce della F.ra Stilaro (modificata da, Morelli et al., 2011).

6.3 Bacino dello Sfalassà

Si sviluppa sul versante occidentale del Massiccio dell'Aspromonte e si estende per una superficie di circa 24 km². La F.ra Sfalassà drena un basamento di origine cristallina composto da gneiss occhiadini e granitoidi, passanti a scisti e gneiss biotitici. Sono presenti, inoltre, depositi di sabbie e conglomerati che rappresentano la porzione di ricoprimento del basamento che si ritrova a differenti quote dal livello del mare a causa di un'intensa dislocazione tettonica guidata da strutture di rilevanza regionale. Gli intensi stress e la natura cristallina delle rocce di basamento ne determinano una forte alterazione e un comportamento meccanico relativamente scarso. L'uso del suolo è caratterizzato da un'accentuata urbanizzazione lungo la fascia costiera, che lascia il posto a superfici coperte da macchia bassa che, verso la parte alta del bacino, lungo una zona terrazzata, passa a superfici agricole a varia destinazione d'uso.

Le caratteristiche meteo climatiche mostrano una temperatura media di 15 °C e una precipitazione media di 1250 mm.

Per la determinazione del coefficiente X sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tabella in Fig. 6-11):

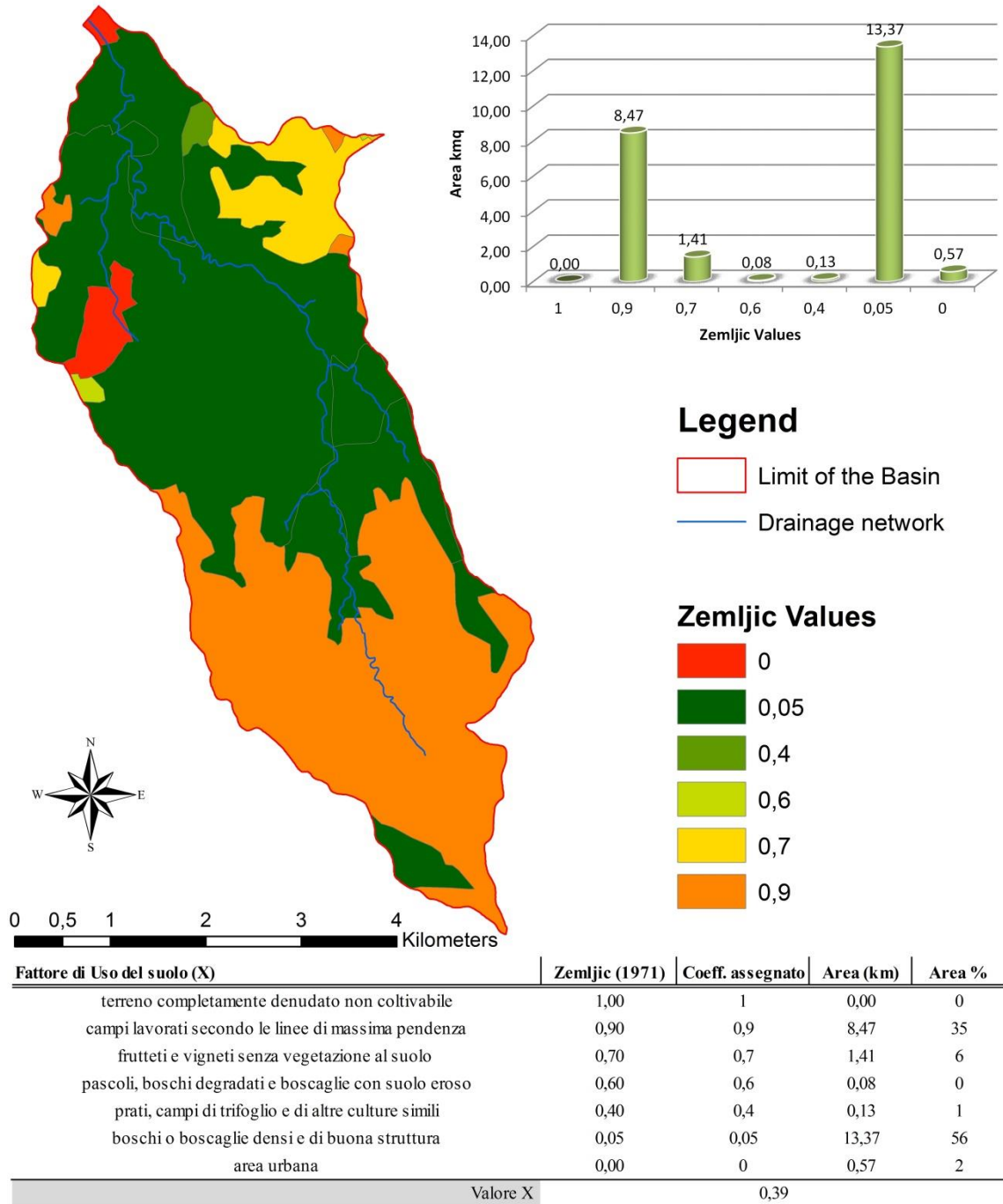


Fig. 6-11 Mappa e tabella dei valori del coefficiente X, inerente le caratteristiche di uso e copertura del suolo, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zemljic, (1971), per le aree prettamente vallive.

Per la determinazione del coefficiente Y sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tabella in Fig. 6-12):

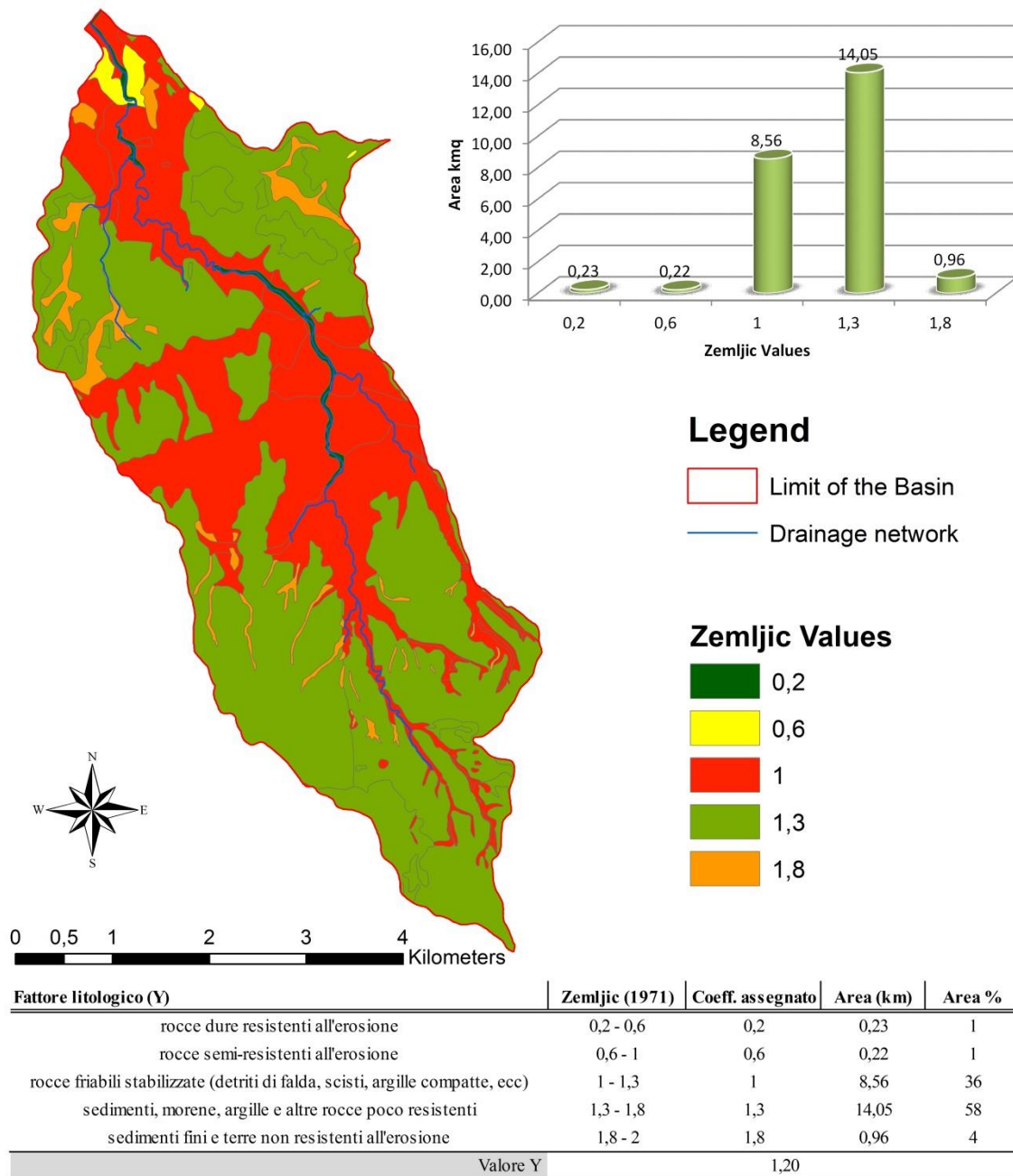


Fig. 6-12 Mappa e tabella dei valori del coefficiente Y, inerente le caratteristiche di erodibilità delle litologie affioranti, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zempljic, (1971).

Per la determinazione del coefficiente γ sono stati utilizzati i seguenti parametri (Tabella in Fig. 6-13):

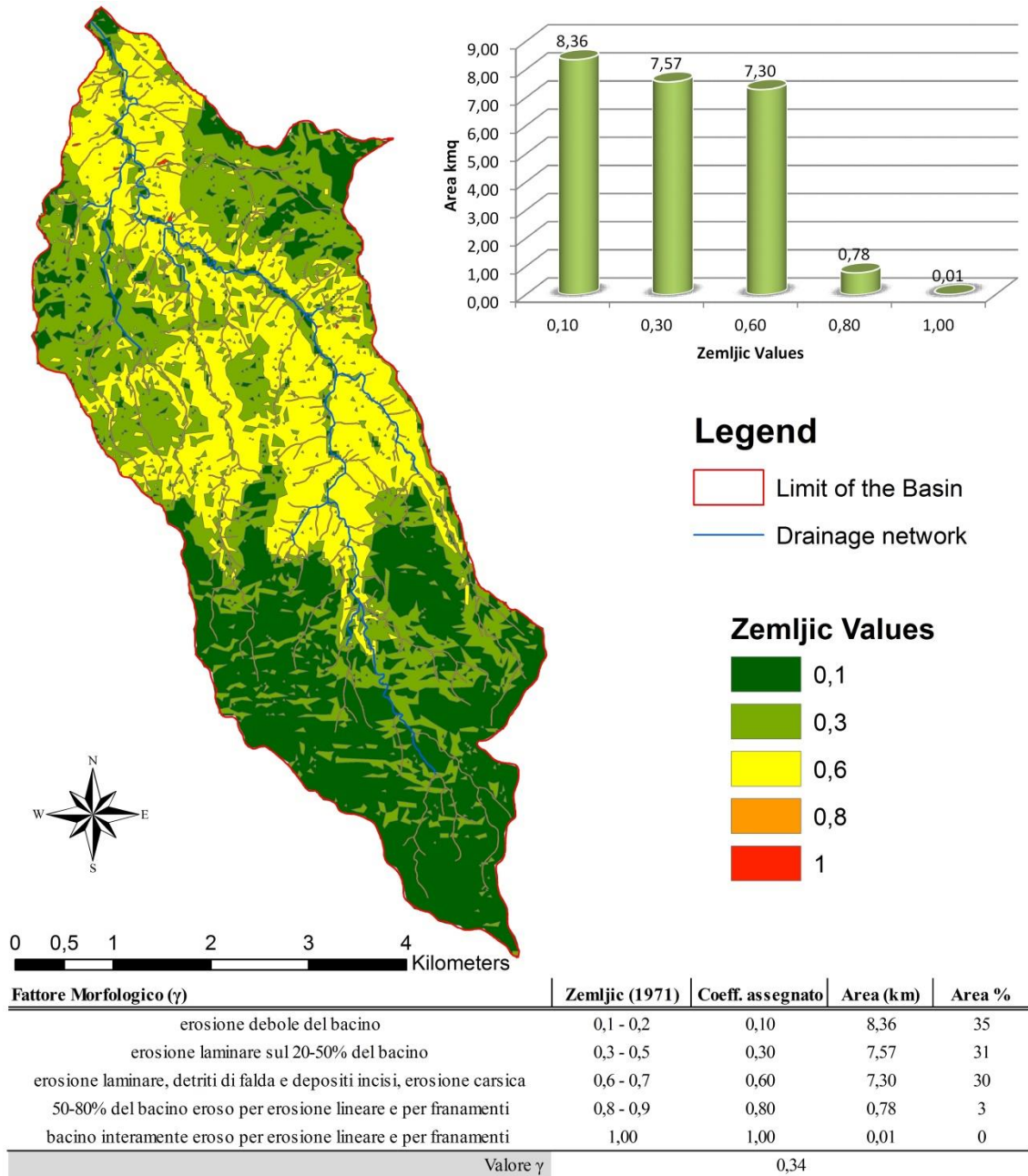


Fig. 6-13 Mappa e tabella dei valori del coefficiente γ , inerente le caratteristiche dei processi di versante, con riferimento alla tabella classificativa proposta da Zempljic, (1971).

Ottenuta la pendenza media dei versanti (Surface – Slope > 28,7%), si procede al calcolo del coefficiente di erosione relativo Z (Fig. 6-14), e al successivo valore volumetrico di produzione di sedimento W:

$$Z = X \cdot Y \cdot (\gamma + \sqrt{Im}) = 0,41$$

$$W = T \cdot h \cdot \pi \cdot \sqrt{Z^3} \cdot S = 31.283,37 \text{ m}^3/\text{anno}$$

- ❖ L'indice di connettività areale così stimato (Fig. 6-14), permette di ottenere il valore volumetrico del sedimento trasportato:

$$ICa = \sum_{i=0}^n \frac{Ai \cdot ICi}{AT} = 0,19$$

$$V = W \cdot ICa = 5.944 \text{ m}^3/\text{anno}$$

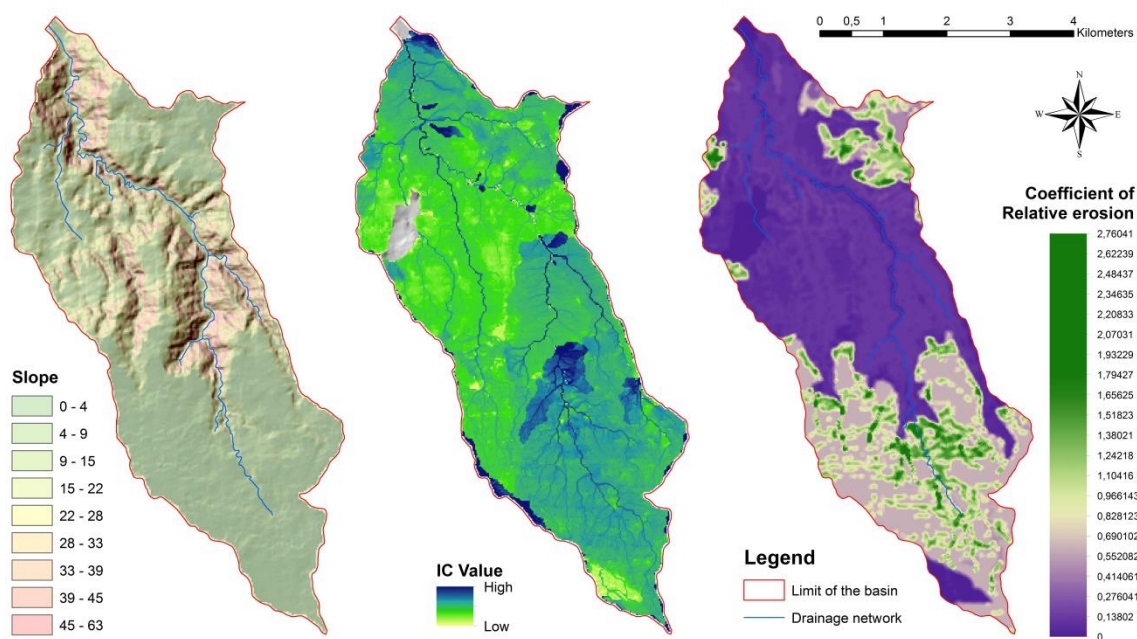


Fig. 6-14 Mappa delle classi di pendenza, dell'indice di connettività e dell'erosione relativa del bacino della F.ra Sfalassà.

Le osservazioni eseguite sull'analisi storico-evolutiva della linea di riva, operate nell'ambito del progetto Sigiec, mettono in luce una fase di arretramento del settore costiero alimentato in parte dalla F.ra Sfalassà. Tale fase è seguita da uno stadio di lenta progradazione della linea di riva, regolata principalmente dalla messa in posa di barriere parallele alla linea di costa (pennelli), alla fine degli anni ottanta. Grazie a questa conformazione dell'attuale settore costiero, i sedimenti che arrivano sul litorale, in parte vengono distribuiti dalle *longshore currents*, lungo la ristretta piattaforma, e in parte vengono immediatamente riversati lungo la profonda scarpata continentale (Fig. 6-15), controllata da strutture tettoniche (Ferranti et al., 2008), di tipo distensive (Scilla Fault). Un'ulteriore dispersione dell'input sedimentario (la maggiore quantità), è rappresentato dal quel volume preso in carico e concentrato lungo un canyon che imposta la sua testata a pochi metri dalla linea di costa e proprio in prossimità della foce della fiumara. Inoltre, la convergenza del sedimento è particolarmente avvantaggiata dalla forte velocità che il materiale acquista lungo la porzione terminale del bacino, poiché l'alveo risulta incanalato e pavimentato in prossimità del centro abitato. Ciò non crea la possibilità di avere una buona ricarica dell'unità fisiografica, la quale, a larga scala, risulta in lenta erosione. Tutto questo è confermato dalle analisi dell'evoluzione nel tempo, delle varie riprese satellitari (Google Earth), che puntano sulla foce della F.ra Sfalassà, dove si osserva come gli impulsi maggiori di sedimento che arrivano sulla

costa durante eventi di piena, cadenzati ogni 3-4 anni, vengono presto ridistribuiti nell'arco massimo di un mese.

I volumi di materiale (V), stimato dall'EPM Model, che arriva sulla costa, risultano in linea con queste fenomenologie di dinamica del sedimento che si verificano alla foce della Fiumara.

Rapid distribution of continental sediments

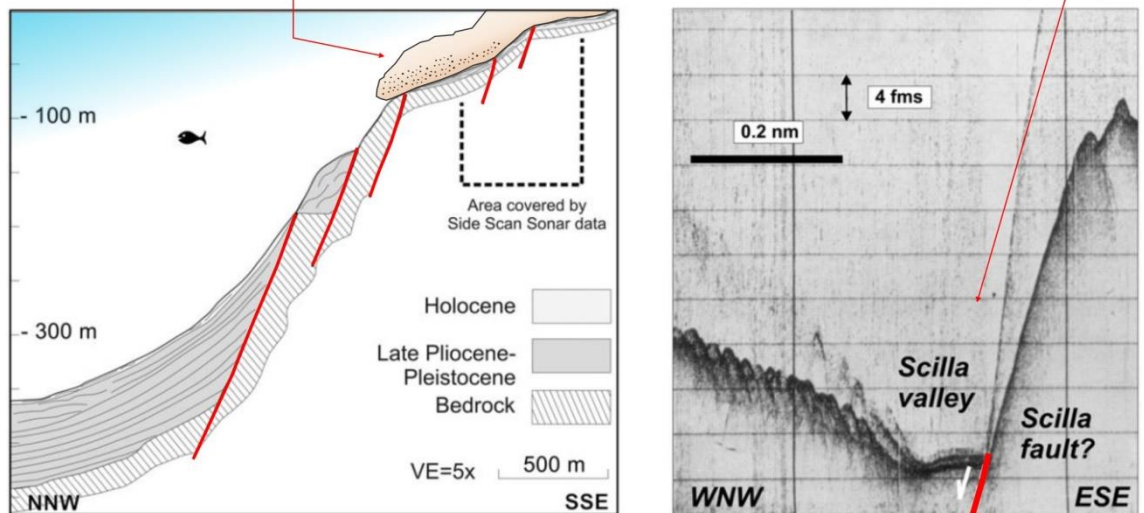


Fig. 6-15 Rappresentazione grafica (interpretazione del profilo acustico *sparker* – Immagine destra), della scarpata continentale, controllata da importanti strutture tettoniche (Ferranti et al., 2008 Modificata), in cui si evidenzia, il rapido approfondimento della scarpata, che domina la stretta piattaforma deposizionale che caratterizza la Costa Viola.

7 CAPITOLO – DISCUSSIONI

Lo studio di un sistema complesso come i processi di erosione, trasporto e sedimentazione a scala di bacino idrografico, potrebbe essere ben descritto e quantificato da modelli fisicamente basati, i quali analizzano parametro per parametro tutte le variabili in gioco. Un modello fisicamente basato, ben si inquadra nel contesto generazionale dell'informatica attuale, con strumenti hardware sempre più performanti. Ciò nonostante, applicare queste metodologie, richiede un'elevata mole di dati che si traduce in una tempistica (acquisizione ed elaborazione dati), assai dispendiosa, un consumo di risorse economiche e umane elevato, e una limitata applicabilità in termini areali (scala di versante o piccolo bacino).

Partendo da questo presupposto, per soddisfare l'obiettivo di un'applicazione a scala di bacino e successivamente a scala regionale, è stato utilizzato un modello più distribuito e “olistico” (Seminara & Pittaluga, 2012).

Nel lavoro di dottorato è stato applicato il modello dell'erosione potenziale (EPM - Gavrilovic, 1988), che risulta uno dei più completi sotto il profilo delle variabili erosionali considerate. Inoltre, la sua implementazione all'interno del software GIS, ne permette un utilizzo estremamente versatile.

Diversi Autori hanno utilizzato il modello multiparametrico EPM in oltre cinquanta anni dalla sua formulazione originaria (Gavrilovic, 1968), fornendo stime di produzione di sedimento e di trasporto ad un'ipotetica sezione di chiusura (Gavrilovic, 1988; Zemljic, 1971; Castiglioni et al., 2000; Globevnik et al., 2003; Tazioli, 2008; Da Silva et al., 2014; Amiri, 2010; Amini et al., 2010; Milanesi et al., 2015; Vacca & Dominici 2015).

Il modello è stato applicato in differenti aree e in bacini di dimensioni variabili. Sono stati scelti più tipologie di bacini, in differenti contesti geografici, per una corretta calibrazione dei dati di input del modello, e una validazione degli output con dati sperimentali di bacini attrezzati con strumenti per la valutazione del trasporto solido. Inoltre è stata eseguita una finale applicazione in alcune aree test della Regione Calabria.

Le analisi eseguite nei due bacini di calibrazione, Rio Cordon (Alpi Venete) ed Estero Morales (Ande Cilene), hanno permesso di tarare i parametri di *input* dell'EPM Model, in funzione dei dati di *output*, opportunamente confrontati, con il volume di sedimento reale ottenuto nelle stazioni di monitoraggio sopracitate. La calibrazione, passaggio essenziale per un buon funzionamento di un modello, è stata preceduta da

un'accurata fase d'indagine, sulle caratteristiche di ognuna delle variabili dell'equazione.

Dopo la prima fase, in cui il modello è stato applicato esclusivamente con dati di letteratura (Tab. 5-1), il passo successivo è stato quello di ridurre al massimo la soggettività d'inserimento dei parametri moltiplicativi dei fattori erosivi ($X-Y-\gamma$). Tale criticità è stata risolta/mitigata, grazie all'utilizzo di analisi quantitative per la determinazione delle caratteristiche di copertura ed erosività del suolo, per le caratteristiche meccaniche e di alterazione dei litotipi affioranti, e per le caratteristiche erosionali dei fenomeni morfologici di versante.

Un'ulteriore analisi di miglioramento delle prestazioni del modello, è stata rivolta al sedimento eroso che staziona all'interno del bacino. Utilizzando un applicativo GIS, implementato da Cavalli et al. (2013), è stato calcolato un indice di connettività del sedimento con il reticolo idrografico, che opportunamente suddiviso in classi di connettività (Fig. 5-17) ha permesso di ottenere un valore di indice di connettività areale (ICa).

La metodologia così migliorata, è stata applicata alle aree di studio, fornendo degli ottimi risultati in termini comparativi, durante la fase di validazione.

In breve, verranno mostrati tutti i risultati dell'applicazione del modello (Tab. 7-1).

	Basins	Surface (km ²)	Sediment yield (m ³ /year)					
			Real estimation	W values	R values	G values	ICa values	V-ICa
Arco Alpino	Rimasco	81,97	16965	92705	0,36	33374	0,20	18541
	Castello	68,16	33000	115950	0,48	55656	0,20	23190
	Fedio	37,03	3600	33592	0,35	11727	0,19	6383
	Saretto	53,96	20000	77243	0,25	19311	0,23	17766
	Rio Cordon	5,04	194	1253	0,79	990	0,20	251
Ande	Esterio Morales	27,43	1500	9547	0,38	3628	0,30	2864
	Saetta	8,92	7475	2297	0,50	1150	0,22	505
Appennino Meridionale	Pertusillo	570,56	176664	230472	0,26	59923	0,16	36876
	Farneto	242,67	236516	144351	0,61	88054	0,16	23096
	Angitola	155,45	55365	118988	0,74	88051	0,16	19038
	Stilaro	95,17	-	85696	0,76	65305	0,19	16282
	Saraceno	88,06	-	18554	0,89	16601	0,19	3525
	Sfalassà	24,02	-	31283	0,86	26792	0,19	5944

Tab. 7-1 Tabella riassuntiva dei risultati dell'intero spettro di applicazione del modello EPM. Vengono riportati i valori reali ottenuti da dati di trasporto solido e di interrimento, il valore di W stimato con il modello EPM, il coefficiente di riduzione proposto da Zemljic, il valore G del modello EPM, l'indice di connettività areale (ICa) di ogni bacino (ricavato dall'applicazione dell'IC proposto da Cavalli et al. 2013) e il valore V finale, ottenuto moltiplicando la stima di produzione di sedimento W con l'ICa.

Da una prima analisi, si osserva una netta sovrastima dei volumi di sedimento prodotto dai bacini, rispetto alle stime reali di trasporto solido (Esterio Morales e Rio Cordon), e di interrimento di invasi artificiali (Rimasco, Castello, Fedio, Saretto, Saetta,

Pertusillo, Farneto ed Angitola). Nel grafico seguente (Fig. 7-1), si mette in luce la netta discrepanza fra il dato reale e il dato calcolato dal modello.

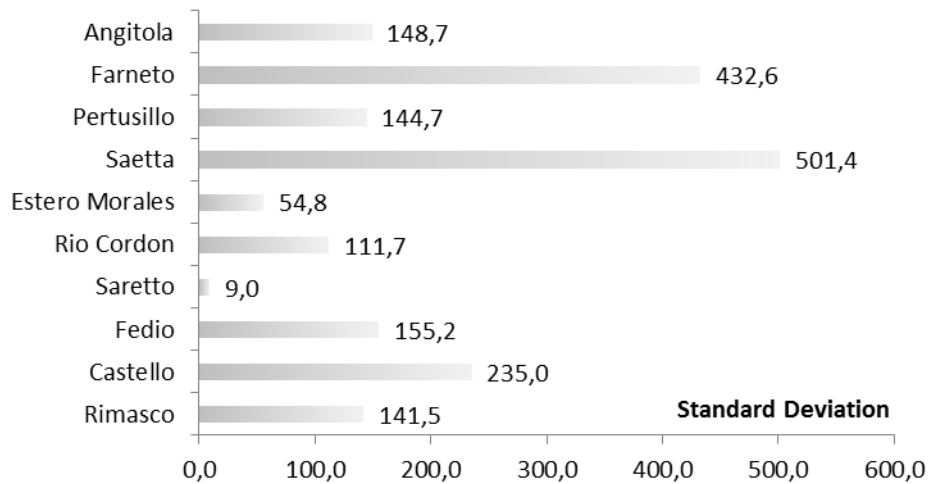


Fig. 7-1 Rappresentazione dei valori di deviazione standard tra il valore reale e il valore volumetrico di sedimento al netto della rideposizione interna, ottenuto mediante l'applicazione del coefficiente di riduzione proposto da Zemljic (1971).

La deviazione standard calcolata fra il valore volumetrico di materiale al netto della rideposizione interna al bacino (G) e il valore reale (*total load* e interrimento), mostra una quasi totalità di bacini che superano il valore di deviazione standard accettabile (100). Quest'ultimo valore, deriva dalla sommatoria della media di deviazione standard, rapportata ad ogni singola differenza.

Le analisi successive, eseguite confrontando del dato reale di campo (*total load* e interrimento), con il valore di materiale che giunge alla sezione terminale del bacino (V), discretizzato con dell'indice di connettività areale (ICa), permettono un'ottimale calibrazione del modello.

L'equazione, opportunamente calibrata fornisce dei valori in linea con l'intero set di bacini Alpini e Andini (Fig. 7-2).

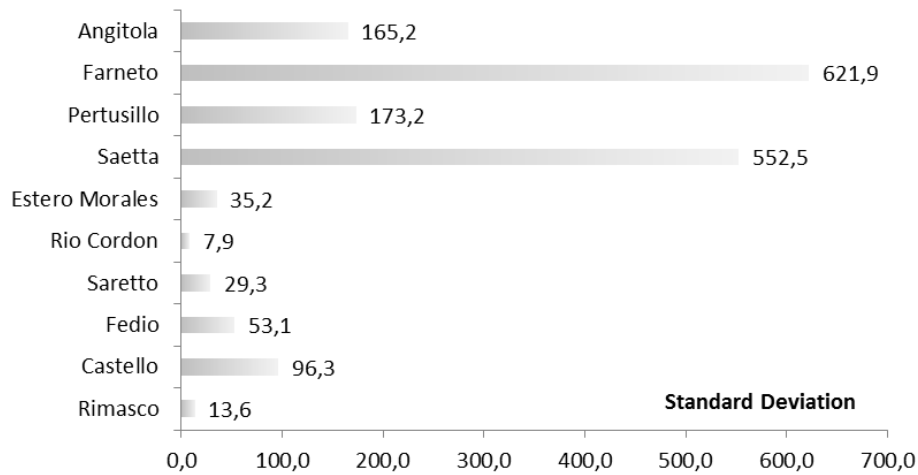


Fig. 7-2 Rappresentazione dei valori di deviazione standard tra il valore reale e il valore volumetrico di sedimento al netto della rideposizione interna, ottenuto mediante l'applicazione dell'indice di connettività areale ICA.

La deviazione standard dei due valori fornisce un ottimo *fitting* per i bacini Alpini e Andini ($>$ di 100), a differenza di un'elevata deviazione standard ($<$ di 100), che caratterizza i bacini Sud Appenninici. Tale discrepanza di risultati è ascrivibile, molto probabilmente, alle metodologie utilizzate nella valutazione di interrimento proposte da Bazzoffi & Vanino, (2009), già descritte nel capitolo precedente.

I risultati di validazione, in linea con i valori reali, rappresentano la prova della solidità del modello EPM così implementato. Rapportando i risultati in un grafico lineare, si ottiene un coefficiente di correlazione R^2 paria a 0,92 (Fig. 7-3), il quale permette di affermare il buon *fitting* dei risultati.

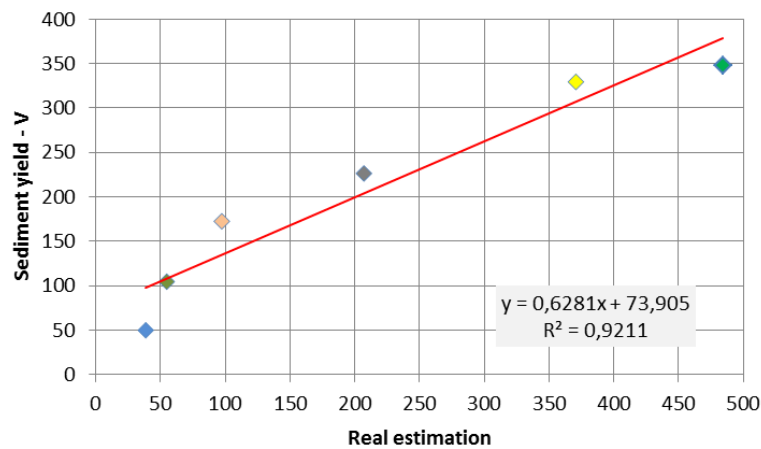


Fig. 7-3 Rappresentazione del rapporto dati reali con dati stimati da EPM Model. I punti dal basso verso l'alto corrispondono ai bacini: Rio Cordon, Estero Morales, Fedio, Rimasco, Saretto e Castello.

Il parametro maggiormente influente sulla produzione di sedimento, ricavato dall'analisi di sensitività del modello (Ziliani et al., 2013; Vacca et al., 2016a), è rappresentato dalla geologia dell'area indagata, e in particolar modo dalle caratteristiche litotecniche delle rocce affioranti (Fig. 7-4). Questo presupposto ha permesso di focalizzare particolarmente l'attenzione sulle analisi geomeccaniche e sul grado di alterazione dei litotipi presenti nei vari bacini.

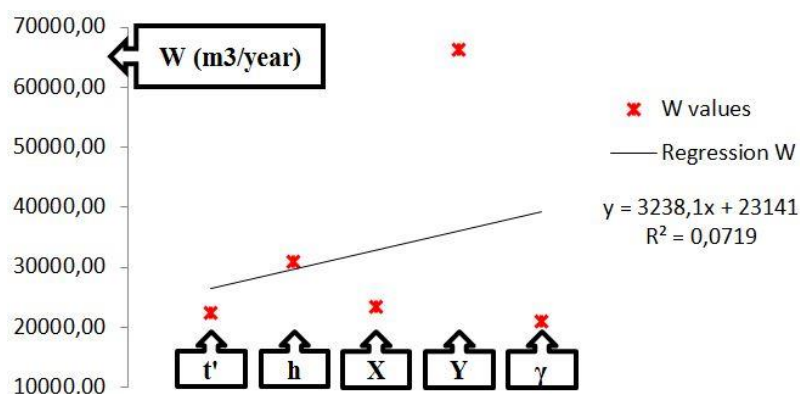


Fig. 7-4 Netta differenza di variazione volumetrica, del parametro litologico, in funzione dell'output del modello EPM.

Oltre alle caratteristiche litologiche, un fattore di controllo dell'erosione del suolo, è senza dubbio, la forte antropizzazione (Meusburger K. & Alewell C. 2008). Infatti, dall'osservazione dei risultati sui tassi di erosione dei tre bacini campione (Saraceno, Stilaro, Sfalassà), si è messo in luce il netto controllo antropico sulla fenomenologia che porta alla produzione di sedimento (Tab. 7-2).

Basins	Surface (km ²)	% area anthropized	% area NOT-anthropized	V-Ica Values	Specific Erosion mm/year
Stilaro	95,17	30	70	16282	0,17
Saraceno	88,06	21	79	3525	0,04
Sfalassà	24,02	43	57	5944	0,25

Tab. 7-2 Tabella rappresentante le superfici dei bacini antropizzate in relazione con il valore di erosione specifica tipico di ogni bacino.

In questi ultimi bacini si osserva una maggiore produttività di sedimento, relazionata alla maggiore espansione territoriale delle superfici a vocazione agricola. Ovviamente, la disponibilità di superfici potenzialmente antropizzabili è connessa ad una serie di fattori tra i quali spiccano le litologie affioranti e la morfologia del territorio.

8 CAPITOLO – CONCLUSIONI

È di fondamentale importanza, ai fini delle dinamiche del sedimento fluviale e costiero, avere a disposizione una serie di dati continui sul medio-lungo periodo (10-15 anni), in quanto, i processi evolutivi all'interno di un bacino idrografico, rispondono alle leggi della non costanza degli eventi.

Il monitoraggio in continuo, ha l'estremo pregio della continuità d'informazione, la quale permette, una modellazione delle dinamiche a scala di bacino estremamente precisa. Possiede, però, un "piccolo" svantaggio, il costo di messa in opera, di funzionamento e di mantenimento a regime dell'impianto di monitoraggio, nonché, l'estremo dispendio di energie di calcolo da parte degli operatori e dei processori utilizzati.

La scelta di applicare un modello semiquantitativo, scaturisce proprio dalle considerazioni appena citate, unite al fatto che, nella stragrande maggioranza dei casi, i dati di *input* sono relativamente scadenti o addirittura assenti.

L'applicazione in ambiente GIS, ha permesso di ottenere una valutazione "dinamica" delle fenomenologie che contribuiscono alla produzione di sedimento all'interno di un bacino. La caratteristica di adattabilità e implementazione delle piattaforme GIS, con database opportunamente tarati e validati, porta ad implementare uno strumento connettivo e sviluppabile nel tempo che permetta di far interagire soggetti ed enti, al fine di una più corretta gestione del territorio e delle aree particolarmente vulnerabili dal punto di vista idrogeologico.

Alla luce di ciò, è stato applicato un modello multiparametrico per la stima dell'erosione potenziale (EPM Model - Gavrilovic, 1988), a scala di bacino idrografico.

Per una corretta calibrazione spaziale, meteorologica e litotecnica, sono stati scelti differenti contesti di applicazione, distribuiti lungo l'Appennino Meridionale, l'Arco Alpino e le Ande Cilene. Ciò è stato reso necessario, inoltre, per una più eterogenea adottabilità futura del modello EPM, così regolato.

Le fasi di applicazione del modello sono state sviluppate in più *step*, nel corso del periodo di studio. Si è partiti da un elaborato di dati pubblici, fino ad arrivare ad un approccio sempre più ravvicinato al singolo fattore d'interesse, grazie al quale, si è ottenuto un valore di materiale eroso, in linea con stime dirette di trasporto solido (Fig. 7-3).

Le migliorie apportate al modello, si sono soffermate sulla distribuzione areale dei parametri di temperatura e piovosità, individuando così, una correlazione in base all'altitudine, sulle caratteristiche di copertura del suolo e sul contenuto in particelle potenzialmente asportabili, sulle caratteristiche litotecniche delle rocce affioranti e sul loro grado di alterazione, e infine, sulle caratteristiche erosionali dei differenti fenomeni morfologici che si verificano sui versanti.

Oltre ad una corretta stima volumetrica di materiale che giunge ad una determinata sezione di chiusura, il fine ultimo, è stato quello di entrare all'interno dell'equazione che governa il modello, con dei dati di input in cui la capacità decisionale di un operatore assuma un ruolo marginale, in quanto i valori inseriti, non risentono della soggettività umana, ma dipendono essenzialmente da elaborazioni di campo (stima delle caratteristiche meccaniche, morfometriche e composizionali, in termini numerici), e da elaborazioni automatizzate dei software GIS.

Questo lavoro ha permesso di migliorare le potenzialità di utilizzo del modello per la previsione di erosione, trasporto e sedimentazione. Inoltre, l'applicazione di stime numeriche, dei parametri empirici ($X-Y-\gamma$), non rende l'EPM Model, paragonabile ad un modello fisicamente basato, ma di sicuro, ne migliora le prestazioni.

Riassumendo, l'implementazione del modello, ha permesso di fornire uno strumento capace d'individuare le aree maggiormente propense a processi di erosione, uno strumento ottimizzato attraverso la riduzione della soggettività e l'utilizzo di tecniche numeriche, uno strumento che tiene in conto un indice di connettività del sedimento con il reticolo idrografico, e infine, uno strumento di supporto per interventi di mitigazione dell'erosione costiera ed idrogeologica.

Inoltre, la totale versatilità dei software GIS e l'estrema velocità di elaborazione, permetterà di applicare la modellazione a più vaste aree e in differenti contesti geografici, grazie al fatto che non sarà più utilizzata una scelta dei parametri basata sull'esperienza dell'operatore, ma verrà valutata grazie alle analisi eseguite per i caratteri erosionali dei componenti dell'equazione.

La corretta valutazione volumetrica dei sedimenti trasportati dai corsi fluviali è di fondamentale importanza al fine di descrivere al meglio, le dinamiche del sedimento stesso, all'interno dell'alveo e lungo le aree litoranee. In quest'ottica è necessario fornire uno strumento di supporto alle decisioni in merito alla progettazione di infrastrutture potenzialmente impattanti con le variazioni di moto dei flussi idrici carichi di particelle terrigene.

Ai fini del rischio inondazione e di gestione dei sedimenti fluvio-torrentizi, si richiede una valutazione delle dinamiche d'alveo in funzione di accumuli o sbancamenti di materiale. Inoltre, è generalmente richiesta, in fase di progettazione di briglie e opere di riduzione di pendenza, una stima sui tempi e sui tassi di sedimentazione che potrebbero inficiare l'opera.

La valutazione del possibile interrimento di un invaso artificiale, se eseguita in fase di progettazione, potrebbe essere uno strumento essenziale, a corredo di un'analisi costi/benefici.

Infine, un'importante applicazione del modello EPM, si ha nella modellizzazione morfodinamica costiera, che richiede come dati di *input* una stima su tempi medio lunghi del volume di sedimenti trasportato alla foce.

BIBLIOGRAFIA

- Acquafredda P., Fornelli A., Paglionico A. & Piccarreta G. (2006). Petrological evidence for crustal thickening and extension in the Serre granulite terrane (Calabria, Southern Italy). *Geol. Mag.*, 143, 145-163.
- Aksoy, H. and Kavvas, M.L. (2005). A review of hillslope and watershed scale erosion and sediment transport models. *Catena*, 64, 247-271.
- Alciati G., Cattani L., Fontana F., Gerhardinger E., Guerreschi A., Milliken S., Mozzi P. & Rowley-Conwy P. (1992). Mondeval de Sora: a high altitude Mesolithic camp-site in the Italian Dolomites. *Preistoria Alpina*, 28(1), 351-66.
- Alewell C., Egli M. & Meusburger K. (2015). An attempt to estimate tolerable soil erosion rates by matching soil formation with denudation in Alpine grasslands. *Journal of Soils and Sediments* 15 (6), 1383–1399.
- Amini S., Rafiei B., Khodabakhsh S. & Heydari, M. (2010). Estimation of Erosion and Sediment Yield of Ekbatan Dam Drainage Basin with EPM, Using GIS. *Iranian Journal of Earth Sciences* 2, 87-106.
- Amiri F. (2010). Estimate of Erosion and Sedimentation in Semi-arid Basin Using Empirical Models of Erosion Potential within a Geographic Information System. *Jour. of Air, Soil and Water Research* 3, 37-44.
- Angiboust S., Langdon R., Agard P., Waters D. & Chopin C. (2012). Eclogitization of the Monviso ophiolite (WALps) and implications on subduction dynamics. *J Metamorph Geol* 30, 37–61.
- Armijo R., Rauld R., Thiele R., Vargas G., Campos J., Lacassin R. & Kausel E. (2010). The West Andean Thrust, the San Ramon Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics*, 29.
- Ascione A. & Cinque A. (1997). Le scarpate su faglia dell'Appennino meridionale: genesi, età e significato tettonico. *Il Quaternario*, 10 (2), pp. 285-293.
- Barettini & Fornari (2014). La gestione di un invaso, Diga di Saretto, Comune di Acceglio. Presentazione 18 ottobre 2014 - San Damiano Macra (CN).
- Barrese E., Pellegrino A. & Prestininzi A. (2006). Weathering of cristalline-metamorphic rocks in the Allaro and Amusa river (Serre massif, Calabria, Italy): general aspects and effects of thermal-metamorphic contact belts. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*, 1, 51-74.
- Bazzoffi P. (1985). Methods for net erosion measurement in watersheds as a tool for the validation of models in central Italy, Workshop on soil erosion and hillslope hydrology with emphasis on higher magnitude events, Leuven.
- Bazzoffi P. (2007). *Erosione del Suolo e Sviluppo Rurale: Fondamenti e manualistica per la valutazione agroambientale*. Ed. Il Sole 24 Ore. Edagricole, Bologna, pp. 264.
- Bazzoffi P. (2008) - *Erosione del suolo in relazione alla redazione dei Piani di Gestione degli Invasi: il modello FLORENCE e l'Atlante Italiano della Produzione di Sedimenti dai Bacini Idrografici*. CRA-ABP, Firenze.
- Bazzoffi P. & Vanino S. (2009). *L'interrimento degli invasi ad uso irriguo nelle regioni meridionali: Rilievi diretti, metodologie e modellistica*. INEA, Istituto Nazionale di Economia Agraria.
- Beyer Portner N. (1998). *Erosion des bassins versant alpins suisses par ruissellement de surface*. PhD Thesis, Laboratoire de Constructions Hydrauliques-LCH, No. 1815, Lausanne, Switzerland.
- Bieniawski, Z.T. (1989). *Engineering rock mass classifications*. New York: Wiley.

- Billi P. (1994). “Morfologia dei corsi d’acqua”. *Verde Ambiente*, 5, 61-70.
- Bonardi G., Giunta G., Perrone V., Russo M., Zuppetta A. & Ciampo G. (1980). Osservazioni sull’evoluzione dell’Arco Calabro–peloritano nel Miocene inferiore: la Formazione di Stilo–Capo d’Orlando. *Bollettino Societa` Geologica Italiana*, 99, 365–393.
- Borrelli L., Critelli S., Gullà G. & Muto F. (2015). Weathering grade and geotectonics of the western-central Mucone River basin (Calabria, Italy). *J. Maps* 11 (4), 606–624.
- Borrelli L., Coniglio S., Critelli S., La Barbera A. & Gullà G. (2016). Weathering grade in granitoid rocks: The San Giovanni in Fiore area (Calabria, Italy). *Journal of Maps*, 12 (2), 260-275.
- Borrelli L., Greco R. & Gulla G. (2007). Weathering grade of rock masses as a predisposing factor to slope instabilities: reconnaissance and control procedures. *Geomorphology* 87 (3), 158–175.
- Borselli L., Cassi P. & Torri D. (2008). Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: a GIS and field numerical assessment. *Catena* 75, 268–277.
- Bowen N.L. (1922). The reaction principle in petrogenesis. *Journal of Geology* 30, 177-198.
- Bracken L.J., Turnbull L., Wainwright J. & Bogaart P. (2014). Sediment connectivity: a framework for understanding sediment transfer at multiple scales. *Earth Surf. Process. Landf.*
- Caine N. & Swanson F.J. (1989). Geomorphic coupling of hillslope and channel systems in two small mountain basins. *Z. Geomorphol.*, 33, 189–203.
- Caldara M., Loiacono F., Morlotti E., Pieri P & Sabato L. (1988). I depositi Pliopleistocenici della parte Nord del Bacino di S. Arcangelo (Appennino Lucano): Caratteri geologici e paleoambientale. *Mem. Soc. Geol. It.* 41, 391 - 410. Roma.
- Campbell N. & Reece J. (2004). *BIOLOGIA*, edizioni Zanichelli.
- Casciello E., Cesarano M., Ferranti L., Oldow J.S. & Pappone G. (2000). Pleistocene noncoaxial fold development in the northern portion of the S. Arcangelo Basin (Southern Apennines). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 55, 133-140.
- Castiglioni S., Aldighieri B., Bersezio R. & Testa B. (2000). A Geographic information system to estimate potential erosion in a mid-mountain range valley: the river Guerna Watershed (Southern Alps, Bergamo). *Geol. Insubr.* 5 (2), 47-58.
- Casuscelli / Di Bello, (2014). Calcolo della stima di produzione di sedimenti nei bacini idrografici compresi tra i Torrenti Pagliara e Avena, mediante il metodo di Gavrilović in ambiente GIS. Calabria Nord-orientale (Tesi di Laurea Casuscelli). - Calcolo della stima di produzione di sedimento nella Fiumara del Saraceno, mediante l’utilizzo del metodo Gavrilović in ambiente GIS. Calabria Nord – Orientale (Tesi di Laurea Di Bello).
- Catalano S., De Guidi G., Monaco C., Tortrici G. & Tortrici L. (2008). Active faulting and seismicity along the Siculo–Calabrian Rift Zone (Southern Italy). *Tectonophysics* 453, 177–192.
- Cati L. (1981). *Idrografia e idrologia del Po*. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Pubblicazioni del Consiglio superiore del Servizio idrografico / Ministero dei lavori pubblici; 19 – Roma. pp 310.
- Cavalli M. & Marchi L. (2008). Characterisation of the surface morphology of an alpine alluvial fan using airborne LiDAR. *Natural Hazards and Earth System Science* 8, 323–333.
- Cavalli M., Tarolli P., Marchi L. & Dalla Fontana G. (2008). The effectiveness of airborne LiDAR data in the recognition of channel-bed morphology. *Catena* 73(3), 249–260.

- Cavalli M., Trevisani S., Comiti F. & Marchi L. (2013). Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small alpine catchments. *Geomorphology* 188,31–41.
- Cavazza W., Blenkinsop J., De Celles P. G., Patterson R.T. & Reinhardt E.G. (1997). Stratigrafia e sedimentologia della sequenza sedimentaria oligocenico-quadernaria del bacino calabro-ionico. *Boll. Soc. Geol. It.*, 116, 51-77.
- Channell J.E.T. (1996). Paleomagnetism and paleogeography of Adria. In: Morris A., Tarlino D. H., Paleomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 105,119-132.
- Charrier R., Baeza O., Elgueta S., Flynn J.J., Gans P., Kay S.M., Muñoz N., Wyss A.R. & Zurita, E. (2002). Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.). *Journal of South American Earth Sciences* 15, 117–1139.
- Charrier R., Wyss A.R., Flynn J.J., Swisher C.C. III, Norell M.A., Zapatta F., McKenna M. C. & Novacek M.J. (1996). New evidence for late Mesozoic - early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35° S), Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(2), 1-30.
- Cianflone G., Dominici R. & Viscomi A. (2015). Potential recharge estimation of the Sibari Plain aquifers (southern Italy) through a new GIS procedure. *Geographia Technica* 10 (1), 8-18.
- Cirrinione R., Fazio E., Fiannacca P., Ortolano G., Pezzino A., Punturo R., Romano V. & Sacco V. (2013). The Alpine evolution of the Aspromonte Massif: constraints for geodynamic reconstruction of the Calabria-Peloritani Orogen. *Geological Field Trips* 5, 1–73.
- Colella A. (1988). Pliocene-Holocene fan deltas and braid deltas in the Crati Basin, southern Italy: a consequence of varying tectonic conditions. In: W. Nemeč & R.J. Steel (eds.), *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Setting*. Blackie and Son, London, 50-74.
- Comiti F., Da Canal, M., Surian N., Mao L., Picco L. & Lenzi M.A. (2011). Channel adjustments and vegetation cover dynamics in a large gravel-bed river over the last 200 years. *Geomorphology* 125 (1), 147–159.
- Compagnoni R., Rolfo F., Manavella F. & Salusso F. (2007). Jadeitite in the Monviso meta-ophiolite, Piemonte zone, Italian Western Alps. *Per. Miner.* 76, 79–89
- Cucci L. & Cinti F.R. (1998). Regional uplift and local tectonic deformation recorded by the Quaternary marine terraces on the Ionian coast of northern Calabria (southern Italy). *Tectonophysics* 292, 67-83.
- Daly C., Taylor G.H. & Gibson W.P. (1997). The PRISM approach to mapping precipitation and temperature. *Proc. 10th Conf. on Applied Climatology*, Reno, NV. *Am. Meteorol. Soc.* 10–12.
- Da Silva R.M., Santos C.A.G. & Silva A.M. (2014). Predicting soil erosion and sediment yield in the Tapacura catchment, Brazil. *Journal of Urban and Environmental Engineering*, 8 (1), 75-82.
- Dal Piaz G.V. (2010). The Italian Alps: a journey across two centuries of Alpine geology. *J. Virtual Explor.* 36.
- Del Ben A., Barnaba C. & Toboga A. (2008). Strike-slip systems as the main tectonic features in the Plio-Quaternary kinematics of the Calabrian Arc. *Mar. Geophys. Res.* 9041-9046.
- De Vente J. & Poesen, J. (2005). Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale: scale issues and semi-quantitative models. *Earth-Science Reviews* 71 (1–2), 95–125.

- De Vente J., Poesen J. & Verstraeten G. (2005). The application of semi-quantitative methods and reservoir sedimentation rates for the prediction of basin sediment yield in Spain. *Journal of Hydrology* 305(1–4), 63–86.
- Dingman, S. L. (1994). *Physical Hydrology*. Macmillan, New York. 575 pp.
- Dogliani C. & Bosellini A. (1987). Eoalpine and Mesoalpine tectonics in the Southern Alps. *Geologische Rundschau* 76(3), 735-754.
- Dominici R., La Rosa S., Vacca C. & De Rosa R. (2015). SIGIEC - Sistema Integrato di Gestione dell'Erosione Costiera. XXXVI Corso di Aggiornamento in Tecniche per la Difesa all'Inquinamento. Guardia Piemontese Terme (CS).
- Faccenna C., Becker T.W., Lucente F.P. Jolivet L. & Rossetti F. (2001). History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean. *Geophys. J. Int.* 145, 809-820.
- Ferranti L., Monaco C., Morelli D., Antonioli F. & Maschio L. (2008). Holocene activity of the Scilla Fault, southern Calabria: Insights from coastal morphological and structural investigations, *Tectonophysics*, 453,74–93.
- Ferranti L., Santoro E., Mazzella M.E., Monaco C. & Morelli D. (2009). Active transpression in the northern Calabria Apennines, southern Italy. *Tectonophysics* 476, 226–251.
- Flanagan & Nearing (1995). WEPP: USDA-Water Erosion Prediction Project. NESRL rep 10,1.1-A1,Natl. Soil Erosion Lab., U.S. Dep. of Agric., Laffayette, Indiana.
- Fock A. (2005). Cronología y tectónica de la exhumación en el neógeno de Los Andes de Chile Central entre los 33° y los 34° S. *Universidad de Chile*.179 p.
- Fontana F., Govoni L., Guerreschi A., Padoanello S., Siviero A., Thun Hohenstein U. & Ziggotti S. (2009). L'occupazione sauveterriana di Mondeval de Sora 1, settore I (San Vito di Cadore, Belluno) in bilico tra accampamento residenziale e campo da caccia. *Preistoria Alpina* 44, 207-226.
- Friedman G. M, Sanders J. E. (1978). *Principles of Sedimentology*. Wiley: New York
- Friz C., Gatto G. & Silvano S. (1992). Caratteristiche geolitologiche, geomorfologiche e dissesti. Il bacino attrezzato del Rio Cordon. *Quaderni di Ricerca*, 13. Centro Sperimentale Valanghe e Difesa Idrogeologica, Regione del Veneto, 15–25.
- Galay V.J., Rood K.M. & Miller S. (1998). Human interferences with braided gravel-bed rivers. In *Gravel bed rivers in the environment*. Edited by P.C. Klingeman.
- Gavrilovic S. (1959). Méthode de la classification des bassins torrentiels et équations nouvelles pour le calcul des hautes eaux et du debit solide, *Vadopriveda*, Belgrado.
- Gavrilovic S. (1968). Proposed Classification of Torrents for the Water Management Plan of Yugoslavia (Beograd: Institute "Jaroslav Černi").
- 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 on river regime*, England: Wallingford; 411-422.
- Gavrilovic Z., Stwfanovic M., Milovanovic I., Cotric J. & Milojevic, M. (2008). Torrent classification-base of rational management of erosive regions, XXIVth Conference of the Danubian Countries, Bled, Slovenia.
- Goldich, S. S. (1938). A study in rock-weathering. *J. Geol.*, 46 (1), 17–58.
- Gravelius, H. (1914) *Flusskunde*, Goschen'sche Verlagshandlung, Berlin, pp.176.

- Gulla' G. & Matano F. (1994). Proposta di una procedura per il rilievo del grado di alterazione di gneiss su fronti rocciosi, *Geologica Romana* 30, 227-238.
- Hall J.W., Boyce S.A., Wang Y., Dawson R.J., Tarantola S. & Saltelli A. (2009). Sensitivity analysis for hydraulic models. *J. Hydraul. Eng.* 135 (11), 959–969.
- Heike M. O. & Lorenzoni S. (1972). Il Massiccio “granitico” della Serre. Calabria.
- Hinderer M., Kastowski M., Kamelger A., Bartolini C. & Schlunegger F. (2013). River loads and modern denudation of the Alps - a review. *Earth Sci Rev.* 118,11- 44.
- Hippolyte J.C., Angelier J., Roure F. & Casero P. (1994). Piggyback basin development and thrust belt evolution: structural and palaeostress analyses of Plio-Quaternary basins in the Southern Apennines. *Journ. of Struct. Geology.* 16, 159-173. Amsterdam.
- Hjulström F. (1935). Studies of geomorphological activity of rivers illustrated by the river Fyris. Uppsala Univ. Geol. Inst. Bull. 25, 221-527.
- Hoek, E. (1994). Strength of rock and rock masses, *ISRM News J*, 2(2), 4-16.
- Hoek, E., Marinos, P. & Benissi, M. (1998). Applicability of the Geological Strength Index (GSI) classification for very weak and sheared rock masses. The case of the Athens Schist Formation. *Bull. Engng. Geol. Env.* 57(2), 151-160.
- Horton R.E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 56, 275-370.
- Karydas C.G., Panagos P. & Gitas I.Z. (2014). A classification of water erosion models according to their geospatial characteristics. *International Journal of Digital Earth* 7 (3), 229–250.
- Kitanidis P.K. (1997). *Introduction to Geostatistics: Applications in Hydrogeology*, Cambridge University Press, 249 pp.
- Klohn C. (1960). Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincia de Santiago, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Boletín N° 8, 95.
- Knisel W.G. (1980). CREAMS: a field-scale model for chemical, runoff, and erosion from agricultural management systems. Conservation Report No. 26. USDA. Science Education Administration.
- Kosmas C., Ferrara A., Briasouli H. & Imeson A., (1999). Methodology for mapping Environmentally Sensitive Areas (ESAs) to Desertification. In *The Medalus project Mediterranean desertification and land use. Manual on key indicators of desertification and mapping environmentally sensitive areas to desertification*. Edited by: C. Kosmas, M.Kirkby, N.Geeson. European Union 18882. 31-47.
- Köppen W. (1918). Klassifikation der Klimate nach Temperatur, Niederschlag und Jahresablauf. *Petermanns Geogr. Mitt.* 64, 193-203 und 243-248.
- Krumbein W. C. (1934). Size frequency distributions of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* 4, 65–77.
- Ietto F., Perri F., & Cella F. (2016). Geotechnical and landslide aspects in weathered granitoid rock masses (Serre Massif, southern Calabria, Italy). *Catena*, 145, 301-315.
- Lane S.N., Richards K.S. & Chandler J. H. (1994). Application of distributed sensitivity analysis to a model of turbulent open channel flow in a natural river channel. *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, 447 (1929), 49–63.

- Laurita S., Proser G., Rizzo G., Langone A., Tiepolo M. & Laurita A. (2014). Geochronological study of zircons from continental crust rocks in the Frido Unit (southern Apennines). *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)*, 1077-7.
- Lenzi M.A., D'agostino V. & Sonda D. (2000). *Ricostruzione Morfologica E Recupero Ambientale Dei Torrenti. Criteri Metodologici Ed Esecutivi*. Editoriale Bios, 208 pp.
- Leonard R.A., Knisel W.G. & Still D.A. (1986). GLEAMS: groundwater loading effect of agricultural management system. ASAE paper 86-2511.
- Leopold L.B. & Wolman M.G. (1957). River channel patterns: braided, meandering, and straight. U.S. Geological Survey Professional Paper 282-B, Washington, DC, 39–84.
- Le Pera E., Arribas J., Critelli S., & Tortosa A. (2001). The effects of source rocks and chemical weathering on the petrogenesis of siliciclastic sand from the Neto River (Calabria, Italy): Implications for provenance studies. *Sedimentology*, 48, 357–377.
- Le Pera E. & Critelli S. (1997). Sourceland controls on the composition of beach and fluvial sand of the northern Tyrrhenian coast of Calabria, Italy: Implications for actualistic petrofacies: *Sedimentary Geology*, v. II O, p. 81-97.
- Liborio G. & Mottana A. (1969). Lineamenti geologico-petrografici del complesso metamorfico sudalpino nelle Alpi Orobic orientali - *Rend. Soc. It. Miner. Petr.* 25, 475-519.
- Liebault F., Clement P. & Piegay H. (2001). Analyse géomorphologique de la recharge sédimentaire des bassins versants de la Drôme, de l'Eygues et du Roubion. Unpublished technical report, ONF Service Départemental de la Drôme and CNRS - UMR 5600, 182 pp.
- Malusà M.G., Polino R. & Zattin M. (2009). Strain partitioning in the axial NW Alps since the Oligocene. *Tectonics* 28, 1–26.
- Mao L., Carrillo R., Escauriaza C. & Iroume A. (2015). Flume and field-based calibration of surrogate sensors for monitoring bedload transport. *Geomorphology* 253, 10-21.
- Mao L., Cavalli M., Comiti F., Marchi L. & Arattano M., (2006). Long-term monitoring of bedload and debris flows in two small catchments of the Eastern Italian Alps. *WIT Transactions on Ecology and the Environment* 90, 147-157.
- Mao L., Cavalli M., Comiti F., Marchi L., Lenzi M.A. & Arattano M. (2009). Sediment transfer processes in two Alpine catchments of contrasting morphological settings. *J. Hydrol.* 364 (1-2), 88-98.
- Marchi L., Cavalli M., Amponsah W., Borga M., Borselli L., Comiti F., Crema S., Mondini A., Vela A.L. & Viero A. (2013). Studio dei processi idrologici, idraulici e geomorfologici e della pericolosità ad essi associata nel bacino del Torrente Pogliaschina (Val di Vara, Provincia della Spezia), 182 pp.
- Marinos P. & Hoek E. (2000). GSI: a geologically friendly tool for rock mass strength estimation, *Proc. Geo Eng 2000 Conference*, Melbourne. 1422-1442.
- Marinos P. & Hoek E. (2001) Estimating the geotechnical properties of heterogeneous rock masses such as flysch. *Bull. Enginng Geol. & the Environment (IAEG)*, 60, 85-92.
- Marinos P., Hoek E. & Marinos V. (2006). Variability of the engineering properties of rock masses quantified by the geological strength index: the case of ophiolites with special emphasis on tunnelling. *Bull. Eng. Geol. Env.*, 65 (2), 129-142.

- Marra F. (1998). Evidenze di tettonica trascorrente alto-Pleistocenica al confine Calabro–Lucano: analisi morfostratigrafica e strutturale del bacino del Mercure. *Il Quaternario. Ital. J. Quat. Sci.* 11, 201–215.
- Martin S., Bigazzi G., Zattin M, Viola G. & Balestrieri M.L. (1998). Neogene kinematics of the Giudicarie fault (Central-Eastern Alps, Italy): new apatite fission-track data. *Terra Nova*, 10, p 217.
- Martinez R. & Osorio, R. (1963). Consideraciones preliminares sobre la presencia de Carófitas fósiles en la Formación Colimapu. *Revista Minerale* 82, 28-43, Santiago.
- Matheron G. (1971). *The Theory of Regionalized Variables and Its Applications*. Les Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique de Fontainebleau, No. 5. Fontainebleau: Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- Meusburger K. & Alewell C. (2008). Impacts of anthropogenic and environmental factors on the occurrence of shallow landslides in an alpine catchment (Urseren Valley, Switzerland). *Nat Hazard Earth Syst* 8: 509–520.
- Meusburger K, Steel A, Panagos P, Montanarella L, Alewell C. (2012). Spatial and temporal variability of rainfall erosivity factor for Switzerland. *Hydrol Earth Syst Sci* 16:167–177.
- Milanesi L., Pilotti M., Clerici A. & Gavrilovic, Z. (2015). Application of an improved version of the erosion potential method in Alpine areas. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment* 1, 17-30.
- Mitasova, Mitas, Brown & Johnson (1998). *Multidimensional Soil Erosion/Deposition Modeling and visualization using GIS*. Final report for USA CERL. University of Illinois, Urbana- Champaign.
- Molino B. & Savastano V. (2005). Approccio distribuito per la stima dell'erosione idrica superficiale di un bacino idrografico, in “Il Piano Stralcio per la Difesa dal Rischio Idrogeologico”. Quaderno n. 1, Autorità di Bacino della Basilicata.
- Montgomery D.R. & Buffington J.M. (1997). Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Geological Society of America Bulletin* 109, 596–611.
- Moore I.D. & Burch G.J. (1986a). Modeling erosion and deposition: Topographic effects. *Transaction ASAE*, 29, 1624-1640.
- Moore I.D. & Burch G.J. (1986b). Sediment transport capacity of sheet and rill flow: Application of unit stream power theory, *Water Resources Research*, v. 22, p.1350-1360.
- Moore I.D., Grayson R.B. & Ladson A.R. (1991). Digital Terrain Modelling: A Review Of Hydrological, Geomorphological And Biological Applications. *Hydrological Processes*, 5, 3-30.
- Morelli D., Cuppari A., Colizza E. & Fanucci F., (2011). Geomorphic setting and geohazard-related features along the Ionian Calabrian margin between Capo Spartivento and capo Rizzuto (Italy). *Marine Geophysical Research*.
- Morgan R.P.C., Quinton J.N., Smith R.E., Govers G., Poesen J.W.A., Auerswald K., Chisci G., Torri D., Styczen M.E. & Folly A.J.W. (1998). The European soil erosion model (EUROSEM): a dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 527-544.
- Morris M.D. (1991). Factorial sampling plans for preliminary computational experiments. *Technometrics* 33(2), 161–174.

- Muñoz M. (2005). Geoquímica, metamorfismo y petrogénesis de la franja oriental de la Formación Abanico en Chile central, área de El Volcán, Cajón del Maipo (33°50's, 70°12' - 70°05'). Tesis de Magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Nearing M.A., Foster G.R., Lane L.J. & Finkner S.C. (1989). A process- based soil erosion model for USDA Water Erosion Prediction Project technology. *Trans. ASAE* 32(5), 1587- 1593.
- Neri C., Gianolla P., Furlanis S., Caputo R. & Bosellini A. (2007). Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 29, Cortina D'Ampezzo.
- Nesbitt H. W. & Young G. M. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites, *Nature*, 299: 715-717.
- Ogniben L. (1973). Schema geologico della Calabria. *Geologica Romana*. Vol. XII. It.
- Pastorelli S., Marini L., Hunziker J.C. (1999). Water chemistry and isotope composition of the Acquarossa thermal system, Ticino, Switzerland. *Geothermics*, 28, 75-93.
- Pellegrino A., Prestininzi A. & Scarascia Mugnozza G. (2008). Construction of engineeringgeology model of crystalline-metamorphic rock masses experiences deep weathering processes: example of application to the Allaro and Amusa river basin (Serre massif, Calabria,). *Italian Journal of Engineering Geology and Environment* 1, 33-60.
- Peltier L. C., (1950). The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology. *Annals of the Association of American Geographers*, v. 40, no. 3, p. 214-236.
- Perri F., Ietto F., Le Pera E. & Apollaro C. (2016). Weathering processes affecting granitoid profiles of Capo Vaticano (Calabria, southern Italy) based on petrographic, mineralogic and reaction path modeling approaches. *Geol. J.* 51 (3), 368–386.
- Pettijohn F. J. (1957). *Sedimentary Rocks*. Second Edition, 718 pp., 119 tables, 173 figs., 40 plates. Harper and Brothers, New York. *Geological Magazine*.
- Picotti V. & Prosser G. (1987) Studio geologico dell'area compresa tra Lozzo di Cadore e il gruppo delle Marmarole (Dolomiti, Alpi Meridionali). *Giorn. Geol.* 49, 33-50.
- Pimentel D. & Burgess M. (2013). Soil erosion threatens food production. *Agriculture* 3, 443-463.
- Piquer J., Berry R.F., Scott R.J.& Cooke D.R. (2016). Arc-oblique fault systems: their role in the Cenozoic structural evolution and metallogenesis of the Andes of central Chile. *Journal of Structural Geology* 89, 101–117.
- Piquer J., Skarmeta J. & Cooke D.R. (2015). Structural evolution of the Rio Blanco-los Bronces district, Andes of Central Chile: controls on stratigraphy, magmatism and mineralization. *Econ. Geol.* 110, 1995-2023.
- Prosser G. (1998). Strike-slip movements and thrusting along a transpressive fault zone: The North Giudicarie line (Insubric line, northern Italy). *Tectonics* 17, 921–937.
- Prosser G. & Schiattarella M. (1998). La ricerca geologica del Centro di Geodinamica. *Basilicata Regione Notizie*, 4-5 (anno XI), “La ricerca in Basilicata”. 1, 99-106.
- Rahman M.R., Shi Z.H. & Chongfa C. (2009). Soil erosion hazard evaluation — An integrated use of remote sensing GIS and statistical approaches with biophysical parameters towards management strategies. *Ecological Modelling* 220, 1724–1734.

- Rainato R., Picco L., Lenzi M.A., Mao L., Delai F., Rigon E., Moretto J., Cesca M., Vianello A., & García-Rama A. (2013). Monitoring and analysis of the sediment transport event of November 2012 in the Rio Cordon station. *Quaderni di Idronomia Montana* 31, 323-338.
- Rainato R., Mao L., García-Rama A., Picco L., Cesca M., Vianello A., Preciso E., Scussel G.R. & Lenzi, M.A. (2016). Three decades of monitoring in the Rio Cordon instrumented basin: sediment budget and temporal trend of sediment yield. *Geomorphology*.
- Ramos V. A., Cristallini E. & Pérez D. J. (2002). The Pampean flat-slab of the central Andes, *J. South Am. Earth Sci.* 15, 59–78.
- Recking A., Liébault F., Peteuil C. & Jolimet T. (2012). Testing bedload transport equations with consideration of time scales. *Earth Surf. Process. Landf.* 37 (7), 774-789.
- Reed W. G. & Kincer J.B. (1917). The preparation of precipitation charts. *Monthly Weather Review*, 45:233.
- Renard K., Foster G.R., Weessies G.A., Mc Cool D.K. & Yodler D.C. (1997). Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). *Agriculture Handbook*, vol. 703. U.S. Department of Agriculture. 384 pp.
- Rickenmann D. (2001). Comparison of bed load transport in torrents and gravel bed streams. *Water Resources Research* 37: 3295-3305.
- Rickenmann D., Turowski J.M., Fritschi B., Klaiber A. & Ludwig A. (2012). Bedload transport measurements at the Erlenbach stream with geophones and automated basket samplers. *Earth Surf.Process.Landforms.* 37 (9), 1000-1011.
- Rinaldi M., Piégay H. & Surian N. (2010). Geomorphological approaches for river management and restoration in Italian and French rivers. In: Simon, A., Bennett, S., Castro, J., Thorne, C.R. (Eds), *The Scientific Basis for Stream Restoration in Dynamic Fluvial Systems: Deterministic Approaches, Analyses and Tools*. AGU.
- Rinaldi M., Surian N., Comiti F. & Bussetini M. (2011). The morphological quality index (IQM) for stream evaluation and hydromorphological classification. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*, Special Issue 1.
- Robustelli G., Muto, F., Scarciglia F., Spina V. & Critelli S. (2005). Eustatic and tectonic control on Late Quaternary fans along the Tyrrhenian Sea coast of Calabria (South Italy). *Quat. Sci. Rev.* 24, 2101–2119.
- Robustelli G., Russo Ermolli E., Petrosino P., Jicha B., Sardella R. & Donato P. (2014). Tectonic and climatic control on geomorphological and sedimentary evolution of the Mercure basin, southern Apennines, Italy. *Geomorphology* 214, 423–435.
- Romana M. (1985). New adjustment ratings for application of Bieniawski classification to slopes. *Int. Symp. on the role of rock mechanics ISRM*. Zacatecas, pp 49-53.
- Rolfo F, Benna P, Cadoppi P, Castelli D, Favero-Longo S, Giardino M, Balestro G, Belluso E, Borghi A, Cámara F, Compagnoni R, Ferrando S, Festa A, Forno MG, Giacometti F, Gianotti F, Groppo C, Lombardo B, Mosca P, Perrone G, Piervittori R, Rebay G, Rossetti P (2015) The Monviso Massif and the Cottian Alps as symbols of the Alpine chain and geological heritage in Piemonte, Italy. *Gehoeritage* 7:65–84.
- Rosgen D.L. (1994). A classification of natural rivers. *Catena* 22, 169–199.

- Rosgen D.L. (1996). A classification of natural rivers: reply to the comments by J. R. Miller and J. B. Ritter. *Catena* 27, 301–307
- Russo F. & Schiattarella M. (1992). Osservazioni preliminari sull'evoluzione morfostrutturale del bacino di Castrovillari (Calabria settentrionale). *Studi Geologici Camerti (Special Issue 1)*, 271–278.
- Saltelli A., Chan K. & Scott E.M. (2000). *Sensitivity Analysis*, John Wiley, New York.
- 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, 1–29.
- Scesi L., Papini M. & Gattinoni P. (2003). *Geologia Applicata – applicazioni ai progetti di ingegneria civile*. Casa Editrice Ambrosiana.
- Schmid S., B. Fuegenschuh E. Kissling & R. Schuster (2004). Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen, *Eclogae Geol. Helv.*, 97, 93–117.
- Schumm S.A. (1956). Evolution of drainage systems and slopes in Badlands at Perth Amboy, New Jersey, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 67, 597–646.
- Selli R. (1962). Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale. *Mem. Soc. Geol. It.* 3, 737–789.
- Seminara G. & Pittaluga M.B. (2012). Reductionist versus holistic approaches to the study of river meandering: An ideal dialogue, *Geomorphology*, 163–164, 110–117.
- Shepard D. (1968). A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data. In *Proceedings of the 1968 23rd ACM national conference*, pages 517–524.
- Shepard D. (1984). Computer mapping: The symap interpolation algorithm. In *Spatial statistics and models*, pages 133–145. Springer.
- Spina V., Tondi E. & Mazzoli S. (2011). Complex basin development in a wrench-dominated back-arc area: Tectonic evolution of the Crati Basin, Calabria, Italy. *Journal of Geodynamics* 51, 90–109.
- Strahler A.N. (1958). Dimensional analysis applied to fluvially eroded landforms, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 69, 279–300.
- Tansi C., Muto F., Critelli S. & Iovine G. (2007). Neogene–Quaternary strike-slip tectonics in the central Calabrian Arc (southern Italy). *J. Geodyn.* 43, 393–414.
- Tarboton, D. (1997). A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resource Research* 33, 309–319.
- Tazioli A. (2009). Evaluation of erosion in equipped basins, preliminary results of a comparison between the Gavrilovic model and direct measurements of sediment transport. *Environmental Geology*, 56, 825–831.
- Tebbens L.A., Veldkamp A., Westerhoff W. & Kroonenberg S.B. (1999). Fluvial incision and channel downcutting as a response to Lateglacial and Early Holocene climate change: The lower reach of the River Meuse, the Netherlands. *Journal of Quaternary Science* 14, 59–75.
- Terranova O.G., Antronico L., Coscarelli R. & Iaquina P. (2009). Soil erosion risk scenarios in the Mediterranean environment using RUSLE and GIS: an application model for Calabria (southern Italy). *Geomorphology* 112, 228–245.
- Terranova O.G., Bodini A., Coscarelli R., Gariano S. L. & Iaquina P. (2013). Stima dell'erosività annua delle piogge in Calabria tramite analisi di frequenza regionale. *Ital. J. Agrometeorology* 2, 13–24
- Thiessen A.H. (1911). Precipitation averages for large areas. *Monthly weather review*, 39 (7):1082–1089.

- Tortorici L., Monaco C., Tansi C. & Cocina O. (1995). Recent and active tectonics in the Calabrian Arc (Southern Italy). *Tectonophysics*, 243, 37-55.
- Turco E., Maresca R. & Cappadona P. (1990). La tettonica plio- pleistocenica del confine Calabro-Lucano: Modello Cinematico. *Mem. Soc. Geol. It.* 45, 519-529, 9 ff.
- US EPA CREM (2009). Guidance on the development, evaluation, and applications of environmental models.
- Vacca C. (2013) Rilevamento geologico-strutturale dell'area compresa tra Castrovillari e Cassano Allo Ionio (Cosenza). Tesi Magistrale, DiBEST – Unical, pp, 103.
- Vacca C. & Dominici R. (2015). Preliminary considerations on the application of the Gavrilović method in GIS environment for the calculation of sediment produced by the catchment area of the Stilaro Fiumara (Calabria southeast). *Rend. Online Soc. Geol. It.*, Vol. 33, pp. 104-107.
- Vacca C., Mao L., Dominici R. & Carrillo R. (2016a). Sensitivity analysis of the parameters of the Erosion Potential Method: the case of the Estero Morales, Chile. *Rend. Online Soc. Geol. It., Suppl. n. 1 al Vol. 40*, pp. 537.
- Vacca C., Vespasiano G., Critelli T., Apollaro C., Dominici R. & De Rosa R. (2016b). Analysis of rivers pollution in the Bagnara Calabria and Monasterace areas (Calabria – South Italy). *Rend. Online Soc. Geol. It., Suppl. n. 1 al Vol. 40*, pp. 795.
- Vacca C., Dominici R. & Mao L. (2016c). Calcolo dell'interrimento sviluppato in ambiente GIS. Il caso studio della diga di Rimasco (Piemonte, Italia). *Gisday 2016, Rende - Unical*, 16 Novembre 2016.
- Vacca C., Casuscelli F. A., Di Bello A. & Dominici R. (in pres.). Calculation of the sediment yield in the catchments of the Saraceno, Pagliara and Avena Rivers (North-eastern Calabria). Application of the EPM Model in GIS environment. *Rend. Online Soc. Geol. It.*, Vol. xx, pp. xxx-xxx.
- 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). Neotectonic rotations in the Calabrian Arc; implications for a Pliocene-recent geodynamic scenario for the Central Mediterranean. *Earth Sci Rev* 39, 207–246.
- Vericat D., Batalla R. J. & Garcia C. (2006). Breakup and reestablishment of the armour layer in a large gravel-bed river below dams: The lower Ebro, *Geomorphology*, 76, 122–136.
- Versace P., Ferrari E., Fiorentino M., Gabriele S. & Rossi, F. (1989). Valutazione delle piene in Calabria, CNR-IRPI, Rende, Italy, *Geodata* N°. 30, 157 pp.
- Verstraeten G., Poesen J., de Vente J. & Koninckx X. (2003). Sediment yield variability in Spain: a quantitative and semiquantitative analysis using reservoir sedimentation rates. *Geomorphology* 50 (4), 327– 348.
- Vezzani L. (1969). La Formazione del Frido (Neocomiano-Aptiano) tra il Pollino ed il Sinni. *Geol. Romana* 8, 129-176.
- Vezzani L., Festa A., Ghisetti F. (2009). Geological-structural map of the central-southern Apennines (Italy). Scale 1:250.000. S.EL.CA. Firenze.
- Von Raumer J., Stampfli G.M. & Bussy F. (2003). Gondwana-derived microcontinents - the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens, in *Tectonophysics*, 365, 7–22.

- Wentworth C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology* 30: 377–392.
- Williams J.R. (1975). Sediment-yield prediction with universal equation using runoff energy factor. In: *Present and Prospective Technology for Predicting Sediment Yield and Sources*. ARS-S-40, US Gov. Print Office, Washington, D.C., 244-252.
- Wilson J.P. & Gallant J.C. (2000). *Terrain Analysis: Principles and Applications*, John Wiley and Sons.
- Wischmeier W.H. & Smith, D.D. (1965). Predicting rainfall erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains - guide for selection of practices for soil and water conservation. *Agriculture handbook No 282*, USDA, Washington.
- Wischmeier W.H. & Smith D.D. (1978). Predicting rainfall erosion losses — a guide to conservation planning. *Agriculture Handbook*, vol. 537. U.S. Department of Agriculture. 58 pp.
- Woolhiser D.A., Smith R.E. & Goodrich D.C. (1990). KINEROS: a kinematic runoff and erosion model: documentation and user manual. USDA Agricultural Research Service ARS-77.
- Zarotti C. (2014). L'interazione pendio-atmosfera: piante erbacee a radicazione profonda per la protezione dei versanti in caso di fenomeni meteorologici intensi. XXV Convegno Nazionale di Geotecnica: la geotecnica nella difesa del territorio e delle infrastrutture dalle calamità naturali, Baveno (Lago Maggiore), Giugno 2014, Atti di convegno.
- Zemljic M. (1971). Calcul du debit solide - Evaluation de la vegetation comme un des facteurs antierosifs. *International symposium interpraevent*. Villach, Austria.
- Ziliani L., Surian N., Coulthard T. J. & Tarantola S. (2013). Reduced-complexity modeling of braided rivers: Assessing model performance by sensitivity analysis, calibration, and validation. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 118, 2243–2262.