

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea Magistrale in Geologia e Territorio

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Tesi di Laurea Magistrale

Controllo morfologico sulla dinamica delle
colate detritiche nel territorio di
Cortina d'Ampezzo (BL).

Candidato:
Raffaele D'Agosto

Relatore:
Prof. Alessandro Simoni

Sessione Luglio 2016
Anno Accademico 2015-2016

INDICE

| | |
|--|----|
| INTRODUZIONE | 7 |
| 1 LE COLATE DETRITICHE (DEBRIS FLOW): STUDI PRECEDENTI | 9 |
| 1.1 Caratteristiche generali del fenomeno | 9 |
| 1.2 Classificazione e terminologia | 11 |
| 1.3 Caratteristiche geomorfologiche | 16 |
| 1.3.1 Elementi morfologici | 16 |
| 1.3.2 Meccanismi di innesco delle colate detritiche | 18 |
| 1.4 Morfometria dei sistemi bacino conoide: stato dell'arte | 20 |
| 1.4.1 Analisi delle relazioni morfometriche tra il bacino e il conoide | 20 |
| 1.4.2 Analisi morfometriche per la definizione delle tipologie di trasporto | 22 |
| 2 AREA DI STUDIO | 27 |
| 2.1 Inquadramento geografico | 27 |
| 2.2 Inquadramento geologico | 31 |
| 2.3 Morfologia dei bacini di colata nell'area di Cortina d'Ampezzo..... | 36 |
| 2.4 Debris flows nell'area di Cortina: eventi e rischi..... | 39 |
| 3 MATERIALI E METODI | 43 |
| 3.1 La tecnologia LiDAR e il modello digitale delle elevazioni (DEM) | 43 |
| 3.2 Creazione del DEM mediante dati LiDAR | 44 |
| 3.3 Estrazione della rete idrografica sintetica | 48 |
| 3.3.1 Rimozione dei Pit | 49 |
| 3.3.2 Flow Direction..... | 50 |
| 3.3.3 Flow Accumulation | 51 |
| 3.3.4 Individuazione della rete di drenaggio sintetica..... | 51 |
| 3.4 Elementi morfometrici dei debris flows..... | 53 |
| 3.4.1 Punti di innesco e bacini..... | 53 |
| 3.4.2 Mappatura dei conoidi..... | 54 |
| 3.4.3 Mappatura dei Canali di colata..... | 56 |
| 3.5 Creazione della mappa dei litotipi affioranti..... | 57 |

| | |
|---|-----|
| 3.6 Dati storici..... | 58 |
| 3.7 Parametri morfometrici | 58 |
| 3.7.1 Parametri bacini..... | 58 |
| 3.7.2 Parametri conoidi..... | 61 |
| 3.7.3 Parametri canali | 61 |
| 4 DISCUSSIONE E SINTESI..... | 63 |
| 4.1 Organizzazione e descrizione morfologica del dataset | 63 |
| 4.2 Descrizione morfometrica del dataset | 67 |
| 4.2.1 Morfometria dei bacini | 67 |
| 4.2.2 Morfometria conoidi..... | 79 |
| 4.2.3 Morfometria canali attivi..... | 80 |
| 4.3 Relazioni tra i parametri morfometrici..... | 82 |
| 4.3.1 Relazioni di scala tra il bacino e i parametri morfometrici più rilevanti. 82 | |
| 4.3.1.1 Parametri indipendenti dalla scala del bacino | 82 |
| 4.3.1.2 Parametri dipendenti dalla scala del bacino..... | 86 |
| 4.4 Relazione tra la pendenza del bacino e la presenza di detrito..... | 88 |
| 4.5 Analisi del sistema bacino-conoide..... | 92 |
| 4.6 Riconoscimento dei bacini di colata su base morfometrica | 98 |
| 4.6.1 Classificazioni basate sui parametri del bacino..... | 99 |
| 4.6.2 Classificazioni basate sui parametri del sistema bacino – conoide | 103 |
| 4.7 Attività dei bacini | 106 |
| 4.8 Canali attivi | 109 |
| 5 INDIVIDUAZIONE AUTOMATICA DEI PUNTI D’INNESCO DEI DEBRIS FLOWS ... | 113 |
| 5.1 Basi teoriche e metodi di analisi | 113 |
| 5.1.1 Stream power e Analisi digitale su base topografica (SPI)..... | 113 |
| 5.1.2 Analisi digitale per l’individuazione dei punti di innesco..... | 114 |
| 5.1.3 Mappa delle densità dei punti di innesco | 116 |
| 5.2 Applicazione della procedura automatica nell’area di Cortina d’Ampezzo . | 117 |
| 5.2.1 Applicazione e verifica della procedura automatica | 117 |
| 5.2.2 Mappa delle densità dei punti di innesco nell’area di studio..... | 122 |
| 5.2.3 Risultati della procedura automatica | 123 |
| CONCLUSIONI | 125 |
| ALLEGATO A - TABELLE DATI..... | 131 |
| ALLEGATO B – TABELLE TEST STATISTICI | 148 |

| | |
|---------------------|-----|
| BIBLIOGRAFIA | 149 |
| SITOGRAFIA..... | 155 |
| RINGRAZIAMENTI..... | 156 |

INTRODUZIONE

I debris flows o colate detritiche sono fenomeni naturali che prendono origine dalla mobilizzazione di sedimentari presenti nei bacini montani, dando luogo alla formazione di “piene di sedimenti” (miscele di acqua e di materiale solido) che si propagano verso valle, sfruttando eventuali vie preferenziali, come per esempio le incisioni topografiche, e aumentando il loro volume lungo il percorso per effetto dell’erosione dei sedimenti eventualmente presenti lungo il percorso. Questi fenomeni presentano spesso un grande potere distruttivo dovuto all’elevata velocità (> 10 m/s), all’elevato volume coinvolto nel flusso e all’imprevedibilità.

Nel panorama italiano una delle zone più esposte a questo tipo di dissesto è la regione alpina. Nelle Dolomiti, in particolare, la presenza di detrito sciolto alla base delle pareti rocciose costituite da calcari e dolomie, unitamente alle condizioni climatiche, caratterizzate da precipitazioni intense e di breve durata che si verificano principalmente nel periodo estivo, rappresentano le condizioni ideali per l’innescare delle colate detritiche. A causa di queste caratteristiche e dell’intensa urbanizzazione che molto spesso si riscontra ai piedi dei versanti dolomitici, le colate di detriti rappresentano un notevole rischio per la vita umana e per le infrastrutture. Tuttavia questo rischio può essere mitigato o persino evitato, mediante una corretta gestione del territorio. A tal fine, il riconoscimento del pericolo tramite indicatori morfologici e morfometrici che segnalano il potenziale verificarsi di questi fenomeni, costituisce un punto di partenza fondamentale per la pianificazione territoriale o per la costruzione di opere volte alla salvaguardia delle infrastrutture maggiormente esposte a rischio.

Lo scopo del presente lavoro è stato quello di analizzare le caratteristiche geomorfologiche di 89 bacini di colata e di 18 sistemi bacino-conoide, al fine di comprendere in dettaglio le zone di sviluppo dei processi di colata e definire le peculiarità che le contraddistinguono.

L’area oggetto di questo studio è collocata nel comune di Cortina d’Ampezzo (BL) dove sono stati documentati, da numerose fonti storiche, molti eventi di debris flow che si sono susseguiti nel corso degli anni. Dal punto di vista geomorfologico questo settore delle Dolomiti è contraddistinto dalla presenza di bacini in roccia di piccole dimensioni e molto pendenti (pendenze medie maggiori di 45°) e da ampi e pendenti conoidi deposizionali (pendenze medie comprese tra 8 e 28°). Le colate detritiche in questa zona si innescano tipicamente all’apice dei conoidi deposizionali che raccordano le pareti rocciose ai fondo valle e si propagano su di essi, all’interno di canali di colata più o meno incisi e molto pendenti, raggiungendo, in alcuni casi, le strutture antropiche poste nel fondo valle.

L’individuazione dei bacini e le seguenti analisi morfometriche sono state eseguite tramite un modello digitale del terreno (DEM) molto dettagliato, costruito sulla base di curve di livello vettoriali con inter-distanza di 1 m, derivate da rilievo LiDAR.

La delimitazione dei bacini è stata eseguita mediante una procedura semi automatica (implementata in ambiente GIS) basata sull'individuazione dei punti di innesco.

I canali di colata e i conoidi sono stati mappati sulla base delle forme morfologiche interpretate attraverso le foto aeree (anno 2012) e il DEM ombreggiato. L'elevata sproporzione tra il numero di bacini individuati e i conoidi mappati è stata dettata dalla difficoltà dell'individuazione di conoidi attribuibili a singoli bacini sorgente (molti dei conoidi presenti nella zona sono coalescenti e/o anastomizzati). La suddetta procedura ha consentito di individuare 89 bacini di colata che sono stati suddivisi in 7 zone in base alla collocazione geografica (esposizione dei versanti) dei principali gruppi montuosi presenti nell'area indagata. Questa operazione è stata eseguita al fine di individuare, nelle successive analisi, possibili differenze morfometriche tra i bacini presenti nelle dette zone, in rapporto alle loro dimensioni.

In seguito sono stati ricavati i principali parametri morfometrici dei bacini e dei sistemi bacino-conoide.

Sulla base di queste misure sono state confrontati i parametri morfometrici dei bacini e dei sistemi bacino-conoide, individuati mediante le procedure sopra descritte, sia tra i parametri relativi al campione totale rappresentativo dell'area indagata, sia tra quelli relativi alle singole zone. I risultati dell'analisi sono stati poi confrontati con quelli ottenuti in alcuni studi di letteratura per sistemi bacino-conoide collocati in aree talora geologicamente e morfologicamente differenti da quella indagata in questa tesi.

Nello studio è stata posta particolare attenzione a quei bacini la cui attività è stata documentata da fonti storiche. Questo ha permesso di confrontare la morfometria del campione totale di bacini analizzati con il campione di bacini attivi, al fine di evidenziare possibili peculiarità morfometriche per la definizione dell'attività dei bacini presenti nell'area di Cortina. Infine è stata testata, su tutta l'area di studio, la procedura automatica (basata su pendenza e area drenata) proposta da Zimmermann (1997) per l'estrazione di possibili punti d'innesco di debris flow.

Le analisi morfometriche, eseguite sugli 89 bacini e i 18 sistemi bacino-conoide collocati nel territorio comunale di Cortina d'Ampezzo, hanno confermato la particolare predisposizione morfometrica di quest'area a fenomeni di dissesto tramite processi di colata detritica.

Capitolo 1

LE COLATE DETRITICHE (DEBRIS FLOW): STUDI PRECEDENTI

1.1 Caratteristiche generali del fenomeno

Una colata detritica è una miscela d'acqua e sedimenti che si muove verso valle guidata dalla forza gravitazionale raggiungendo un'elevata mobilità grazie alla saturazione degli spazi vuoti da parte di acqua e fango (Takahashi, 2007).

Tali miscele sono costituite da sedimento poco classato ad elevata concentrazione, generalmente caratterizzato da un piccolo quantitativo di frazione argillosa. Le principali caratteristiche fisiche dei debris flow sono riportate in Tabella 1.1.

| Proprietà | Simbolo | Valori tipici |
|---|-------------------------------|------------------------|
| <i>Proprietà delle particelle solide</i> | | |
| Densità | ρ (kg/m ³) | 2500 - 3000 |
| Diametro medio | d (m) | 10^{-5} -10 |
| Angolo di attrito | ϕ_s (°) | 25-45 |
| Coefficiente di restituzione | e (-) | 0.1-0.5 |
| <i>Proprietà del fluido interstiziale</i> | | |
| Densità | ρ_f (Kg/m ³) | 1000-1200 |
| Viscosità | μ (Pa s) | 0,001-0,1 |
| <i>Proprietà della mistura</i> | | |
| Concentrazione volumetrica | c (-) | 04-0.8 |
| Permeabilità | k (m ²) | 10^{-13} - 10^{-9} |
| Conducibilità idraulica* | K (m/s) | 10^{-7} - 10^{-2} |
| Rigidezza alla compressione | E (Pa) | 10^3 - 10^5 |
| Angolo di attrito | ϕ (°) | 25-45 |
| *Vale la relazione $\rho_f g k / \mu$, dove g indica l'accelerazione di gravità. | | |

Tabella 1.1 - Principali caratteristiche fisiche delle colate di detriti (Iverson, 1997).

La formazione di debris flow è condizionata dal contemporaneo verificarsi di tre fattori:

- presenza di detrito non consolidato;
- apporto sufficiente d'acqua per la mobilitazione dei sedimenti (le sorgenti d'acqua più comuni sono le precipitazioni intense, il rapido scioglimento dei nevai o

ghiacciai, cedimento di un vaso naturale o artificiale e la fuoriuscita di elevate masse d'acqua intrappolate in cavità carsiche o ghiacciai);

- pendenza elevata (pendenze comprese tra 15° e 40°).

Le colate detritiche sono fenomeni fortemente non stazionari che si manifestano come un flusso di altezza variabile solitamente caratterizzato da “ondate” di durata variabile da qualche secondo a qualche minuto che si muovono confinate in canali molto pendenti e con elevate velocità. Tali ondate spesso sono intermittenti; cioè alla prima ondata possono succedersi altre ondate con una frequenza che varia da alcuni secondi a delle ore (Iverson, 1997).

La generica ondata può essere suddivisa in (Figura 1.1):

- un fronte, parzialmente saturo, dove sono concentrati durante il trasporto i sedimenti con granulometria maggiore (rigid plug) (Iverson, 1997; Costa, 1984);
- una parte centrale estremamente eterogenea granulometricamente, costituita dal fluido viscoso interstiziale (acqua e frazione fine) e da materiale grossolano (ghiaia, ciottoli, blocchi);
- una coda sottile nella quale le concentrazioni solide sono notevolmente ridotte.

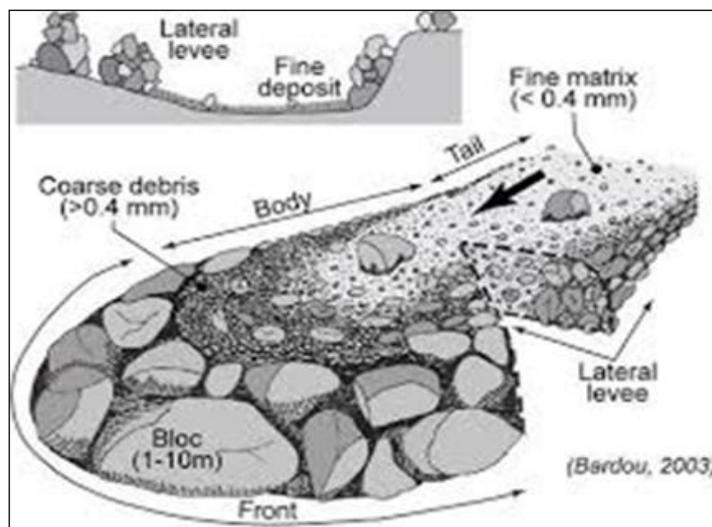


Figura 1.1 - Sezione e vista in pianta schematica di un debris flow (Bardou, 2002, in Gröndahl 2008).

I debris flow presentano un comportamento reologico peculiare. In essi, infatti, le particelle solide e la componente liquida si muovono contemporaneamente, alla stessa velocità come un unico corpo viscoplastico (Johnson 1970). Il solido costituisce tra il 70 ed il 90% del peso totale e tra il 47% ed il 77% del volume.

Un modello reologico semplice ed efficace per rappresentare il comportamento di una colata è quello di Bingham (Figura 1.2) per il quale il flusso si verifica solo se lo sforzo di taglio applicato supera una certa resistenza di taglio τ_0 (Yield Strength), oltre la quale la deformazione cresce linearmente con il crescere dello sforzo tangenziale applicato.

Considerando una sezione, la velocità del flusso cresce con un andamento parabolico, al di sopra di una certa profondità (y_0) la resistenza di soglia (τ_0) è superata ed il materiale si muove con velocità uniforme in assenza di una deformazione interna (rigid plug). Il termine rigid plug fu utilizzato per la prima volta da Johnson (1970) e indica la zona centrale del flusso che si muove apparentemente come un unico corpo su una superficie di scivolamento posta in prossimità del fondo (Figura 1.2).

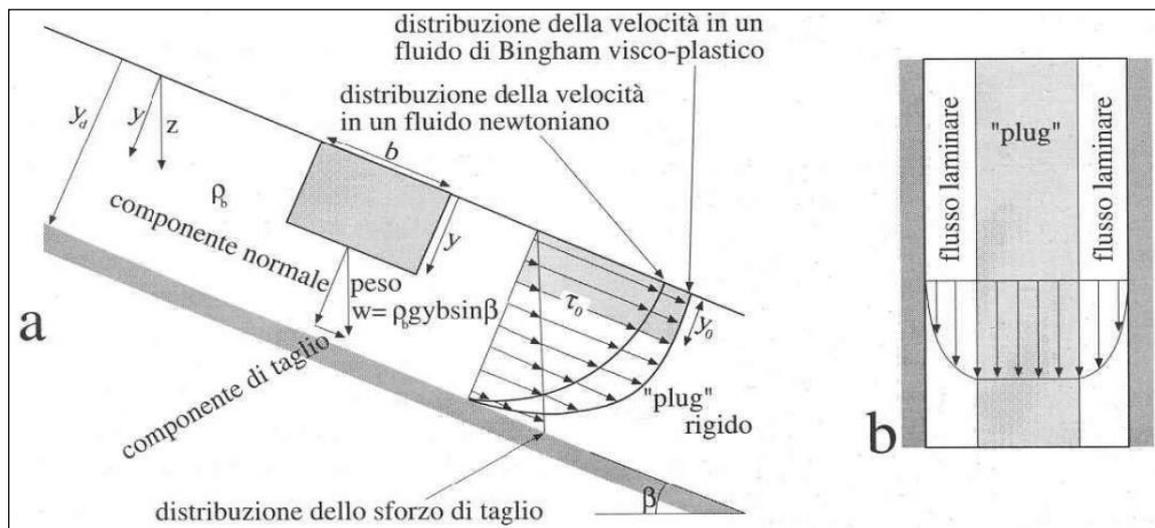


Figura 1.2 - In a) distribuzione dello sforzo di taglio e della velocità per un fluido newtoniano e visco-plastico di Bingham su pendio definito. In b) distribuzione della velocità sulla superficie di un debris flow (Pasuto e Tecca, 2000).

Nei debris flow la resistenza al flusso dipende dalla viscosità, dalla coesione tra le particelle e dal loro angolo di attrito interno. La coesione e l'angolo di attrito interno causano resistenza al flusso sia in condizioni statiche, sia dinamiche, mentre la viscosità influenza la resistenza del flusso solo durante il movimento.

I sedimenti sono trasportati dalle forze di coesione, dalla forza di galleggiamento, dalle forze di interazione tra i granuli ed in parte minore rispetto agli altri flussi dalla turbolenza (Costa, 1988).

La coesione dipende dalla concentrazione di argilla. La forza di galleggiamento costituisce il meccanismo di trasporto che maggiormente supporta le particelle solide e che riesce a sollevare e tenere in movimento tra il 75% ed il 90% del peso totale del solido (Costa, 1988). I debris flow contengono una buona concentrazione di ciottoli che possono essere depositi anche prima dell'arresto del flusso a causa dell'effetto barriera provocato dai clasti posti sul fronte e lateralmente o dagli alberi e dagli ostacoli scontrati durante il percorso. I depositi presentano un aspetto massivo ed uniforme.

1.2 Classificazione e terminologia

Con il termine di frana o fenomeno franoso (movimenti di versante) si intende il movimento di materiale (roccia, detriti o terra) che avviene lungo i versanti per effetto della forza di gravità (Cruden, 1991).

Le cause che predispongono e determinano i processi di destabilizzazione dei versanti sono molteplici, complesse e spesso combinate tra loro. Il termine frana risulta molto

generico in quanto definisce processi di destabilizzazione dei versanti che possono avere caratteristiche estremamente diverse tra loro, per cui da più di un secolo gli studiosi hanno sentito la necessità di ricorrere a una terminologia specifica che permettesse di differenziare e classificare i molteplici fenomeni franosi secondo criteri univoci e oggettivi.

Si tiene a precisare che le classificazioni proposte in letteratura sono molte ma in genere incomplete in quanto risulta molto difficile inquadrare in uno schema astratto l'enorme varietà dei fenomeni naturali.

Di seguito saranno citate solo alcune delle classificazioni più utilizzate dalla comunità scientifica per definire e differenziare i fenomeni franosi.

Una delle classificazioni più impiegate è quella di (Varnes, 1978) poi perfezionata da Cruden (1996), essa si basa fondamentalmente su tre elementi discriminanti: il tipo di materiale mobilitato, il tipo di movimento attraverso il quale questo materiale viene mobilitato, la velocità di movimento (Tabella 1.2 e Tabella 1.3).

Per tipo di movimento si intende lo spostamento relativo tra il materiale mobilitato ed il materiale in posto, con particolare riguardo alla distribuzione degli spostamenti nello spazio; a questi fattori sono inoltre strettamente legati sia la forma della superficie di scorrimento (dove esiste) che quella del corpo di frana. La suddetta classificazione suddivide le frane secondo cinque tipologie di movimento: crollo (*fall*), ribaltamento (*topple*), scivolamento (*slide*), espansione laterale (*lateral spread*), flusso o colata (*flow*) a cui viene aggiunta una sesta classe indicata con il termine "complessa" per indicare le frane che combinano due o più movimenti elementari che si susseguono nello spazio e nel tempo.

Il materiale coinvolto dal movimento franoso, invece, deve essere classificato secondo il suo stato nella fase antecedente al movimento iniziale oppure, se il tipo di movimento cambia nel tempo, secondo lo stato che lo caratterizza prima del momento in cui avviene detto cambiamento. Le tre classi con cui è stato suddiviso il materiale coinvolto dal movimento franoso sono: roccia, terra e detrito ove a tali termini corrispondono i termini inglesi (definiti in EPOCH 1991-93) di rock, soil e debris.

| TIPO DI MOVIMENTO | TIPO DI MATERIALE | | |
|---|---|--------------------------------------|------------------------------------|
| | Rocce | Detrito | Terreni fini |
| Crolli (<i>falls</i>) | Crolli di roccia | Crolli di detrito | Crolli di terra |
| Ribaltamenti (<i>topples</i>) | Ribaltamento di roccia | Ribaltamento di detrito | Ribaltamento di terra |
| Scorrimenti (<i>slides</i>) | Rotazionali Scorrimento rotazionale di roccia | Scorrimento rotazionale di detrito | Scorrimento rotazionale di terra |
| | Traslazionali Scorrimento traslazionale di roccia | Scorrimento traslazionale di detrito | Scorrimento traslazionale di terra |
| Espandimenti laterali (<i>lateral spreads</i>) | Espandimenti laterali di roccia | Espandimenti laterali di detrito | Espandimenti laterali di terra |
| Flussi (<i>flows</i>) | Flussi di roccia | Flussi di detrito | Flussi di terra |
| Frane complesse / composite (<i>complex</i>) | Combinazione di 2 o più tipi nello spazio e/o nel tempo | | |

Tabella 1.2 - Classificazione delle frane secondo (Varnes, 1978).

Un altro parametro molto importante di cui tiene conto la suddetta classificazione, è la velocità di movimento della frana. Questo parametro risulta essere di fondamentale importanza per la stima del rischio collegato ad un evento franoso.

La classificazione di Cruden e Varnes, (1996) suddivide i fenomeni franosi in sette classi con velocità di movimento crescente ad ognuna delle quali associa una stima del danno prodotto. Come si può notare in Tabella 1.3 solo la prima classe, in cui ricadono le “frane estremamente lente”, non è caratterizzata da significativi danni alle strutture.

Inoltre, mentre per le prime tre classi sono possibili interventi di rinforzo e stabilizzazione del pendio atti alla salvaguardia delle strutture, le classi cinque sei e sette indicano movimenti molto veloci che, oltre ad essere distruttivi per le strutture, rappresentano un rischio per la vita umana.

| Classe di velocità | Descrizione | Danni osservabili | Velocità tipiche |
|---------------------------|---------------------|--|-------------------------|
| 1 | Estremamente lente | Costruzione edifici possibile | <16 mm/anno |
| 2 | Molto lente | Alcune strutture permanenti possono essere danneggiate dal movimento | 16 mm/anno |
| 3 | Lente | Possibilità di intraprendere lavori di rinforzo e di restauro durante il movimento | 1.6 mm/anno |
| 4 | Moderate | Alcune strutture temporanee e poco danneggiabili possono essere mantenute | 13 m/mese |
| 5 | Rapide | Distruzione di strutture, immobili e installazioni permanenti | 1.8 m/h |
| 6 | Molto rapide | Velocità troppo elevata per permettere l'evacuazione delle persone | 3 m/min |
| 7 | Estremamente rapide | Edifici distrutti per l'impatto del materiale spostato. Fuga impossibile | 5 m/s |

Tabella 1.3 - Scala di intensità delle frane (Cruden e Varnes, 1996).

La classificazione sopra presentata ha sicuramente il grande pregio di essere relativamente semplice infatti, analizzando alcune caratteristiche di un deposito (in particolar modo la composizione granulometrica e morfologia), è possibile individuare il termine per designare il movimento franoso che l'ha provocato.

Questa semplicità d'altra parte comporta che eventi molto diversi fra loro possano essere inclusi nella stessa classe. Inoltre, i confini tra terreni a grana grossa e fine sono di fatto arbitrari e non corrispondono a una reale variazione del comportamento.

Una catalogazione più recente delle diverse tipologie di movimento di massa è quella proposta da Hungr et al. (2001). Questa classificazione è stata specificamente sviluppata per i fenomeni di flusso.

Partendo dalle classificazioni di Varnes (1954, 1978) e Hutchinson (1968, 1988), Hungr et al. hanno creato una classificazione di facile utilizzo, con un numero relativamente basso di classi, che arricchisce le vecchie classificazioni con le nuove terminologie ormai entrate nel linguaggio comune di tecnici e specialisti pur mantenendo i concetti chiave che caratterizzano tali fenomeni.

I criteri adottati in questa classificazione sono i meccanismi del movimento, le proprietà del materiale trasportato, la velocità di movimento e altre caratteristiche come il volume dell'evento, il contenuto d'acqua, la relazione tra il contenuto d'acqua e gli indici di plasticità. Hungr et al. individuano undici classi che sono riassunte in Tabella 1.4.

| Material | Water Content | Special Condition | Velocity | Name |
|-------------------------------|--------------------------------------|--|--|--|
| Silt, Sand, Gravel, Debris | Dry, moist or saturated | - no excess pore pressure - limited volume | Various | Non-liquified sand flow (silt, gravel, debris) |
| Silt, Sand, Debris, Weak rock | Saturated at rupture surface content | - liquifiable material - constant water | Extremely Rapid (typical 5 m/s) | Sand flow slide (silt, debris, rock) |
| Sensitive clay | At or above liquid limit | - liquefaction in situ - constant water content | Extremely Rapid (typical 5 m/s) | Clay flow slide |
| Peat | Saturated | -excess pore-pressure | Slow to Very Rapid (1.6 m/year to 3 m/min) | Peat flow |
| Clay or Earth | Near plastic limit | - slow movements - plug flow (sliding) | < Rapid (< 1.8 m/hr) | Earth flow |
| Debris | Saturated | - established channel -increased water content | Extremely Rapid (typical 5 m/s) | Debris flow |
| Mud | At or above liquid limit | - fine -grained debris flow | > Very Rapid (> 0.05 m/s) | Mud flow |
| Debris | Free water present | - flood | Extremely Rapid (typical 5 m/s) | Debris flood |
| Debris | Partly or fully saturated | - no established channel - relatively shallow - steep source | Extremely Rapid (typical 5 m/s) | Debris avalanche |
| Fragmented rock | Various, mainly dry | - intact rock at source - large volume | Extremely Rapid (typical 5 m/s) | Rock avalanche |

Tabella 1.4 - Classificazione dei movimenti di massa (Hungr et al., 2001).

In base ai suddetti sistemi classificativi, i fenomeni di instabilità gravitativa analizzati in questo studio, possono essere ascritti alla categoria dei debris flow.

Un debris flow (colata detritica) è un flusso, veloce o estremamente veloce (da 1 a 20 m/s), di detriti saturati che formano una miscela non plastica che si muove lungo canali ripidi. La caratteristica chiave di un debris flow è la presenza di un canale, o di una incisione topografica, che mantiene confinato il flusso nella fase di trasporto.

La presenza di un percorso lateralmente confinato è importante in quanto il canale, raccogliendo l'acqua proveniente da deflusso superficiale, aumenta il contenuto idrico della colata, formando una miscela satura. Inoltre, favorisce il mantenimento di profondità del flusso in condizioni discretamente elevate e facilita la caratteristica suddivisione longitudinale e la formazione di un gradiente inverso nella distribuzione verticale dei clasti che vede i massi di maggiori dimensioni trasportati nella parte più superficiale del flusso (Costa, 1984).

Il risultato di questo comportamento è la formazione di picchi di portata delle colate detritiche che possono superare di quaranta volte i corrispondenti picchi generati da piene liquide (Hungar et al., 2001). Questo conferisce all'evento un elevato potere distruttivo.

È importante rilevare che il fenomeno "colata detritica" può assumere varie forme, e quindi vari comportamenti, a seconda delle sue caratteristiche fisiche.

Anche piccole differenze nella concentrazione volumetrica, nella granulometria e nella composizione geologica del materiale solido, nella forma dei grani, nella magnitudo dell'evento, influenzano fortemente il comportamento della colata detritica ed in particolare le distanze e le superfici percorse dal flusso.

Dal punto di vista pratico questo si traduce in notevoli problematiche nella definizione delle aree sottoposte a pericolosità.

Per questo negli anni un numero sempre maggiore di studiosi ha cercato di definire il comportamento del materiale fluido movimentato dalle colate detritiche attraverso studi reologici sempre più approfonditi.

At tal fine sono state redatti alcuni sistemi classificativi, due dei quali citati di seguito, che permettono di differenziare i tipi di flusso in base alle caratteristiche reologiche degli stessi.

La classificazione proposta da Costa nel 1984 si basa sulle caratteristiche reologiche dei flussi sedimento/acqua all'interno dei canali. In questo caso viene classificato il flusso in funzione dei parametri fisici che lo caratterizzano come densità, frazione solida, tipo di fluido, tipo di depositi e resistenza (Tabella 1.5).

| Flusso | Frazione solida (% in peso) | Densità (t/m³) | Resistenza (Pa) | Tipo di fluido | Tipo di deposito |
|------------------------|--|--------------------------------------|----------------------------|-----------------------|---|
| Flusso d'acqua | 1 - 40 | 1.01 – 1.3 | < 10 | Newtoniano | Classati, stratificati |
| Flusso iperconcentrato | 40 - 70 | 1.3 – 1.8 | 10 - 20 | Appros. Newtoniano | Poco classati, debolmente stratificati |
| Debris flow | 70 - 90 | 1.8 – 2.6 | > 20 | Visco-plastico | Argini e lobi di detrito poco classato |

Tabella 1.5 - Classificazione reologica di flussi sedimento/acqua, (Costa, 1984).

Tale classificazione, però, non considera il contenuto in matrice fine che influenza le caratteristiche reologiche dei debris flow e, conseguentemente, le modalità di propagazione e arresto delle colate.

Pertanto, Nemec e Steel (1984), hanno proposto una classificazione che considera il contenuto in matrice fine, il tipo di flusso e il comportamento fisico-meccanico dello stesso (Tabella 1.6).

| Rheological flow behaviour | | Flow type | Main sediment support mechanism |
|----------------------------|--------------|--|--|
| Fluid | Fluidal flow | turbidity current | fluid turbulence |
| | | fluidized sediment flow | escaping pore fluid (full support) |
| | | liquefied sediment flow | escaping pore fluid (partial support) |
| Plastic | Debris flow | cohesionless debris flow end member grain flow | frictional matrix strength (dispersive pressure) |
| | | cohesive debris flow end member: mud flow | cohesive matrix strength (matrix density) |

Tabella 1.6 - Classificazione di Nemece e Steel (1984).

1.3 Caratteristiche geomorfologiche

1.3.1 Elementi morfologici

I debris flow sono caratterizzati da tre unità geomorfologiche che ne permettono la distinzione da altri fenomeni franosi (Figura 1.3):

- 1) zona di innesco o sorgente;
- 2) zona di trasporto o propagazione;
- 3) zona di accumulo o di deposito.

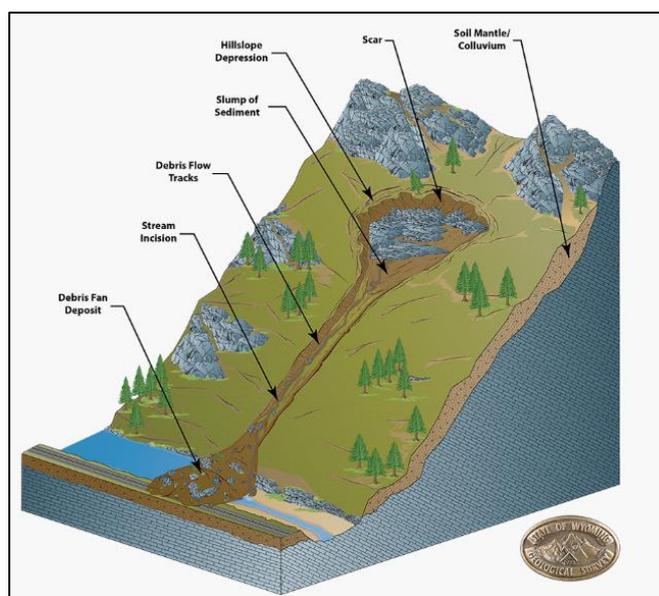


Figura 1.3 – Schema degli elementi morfologici di una colata detritica (www.wsgs.wyo.gov/hazards/landslides).

- 1) La zona sorgente, o di innesco, è definita come l'area in cui ha origine il fenomeno. Essa è caratterizzata generalmente dalla presenza di aree in erosione attiva e da un'abbondante quantità di detrito sciolto, che può essere mobilizzato. La copertura vegetale, anche per le elevate pendenze (generalmente maggiori di 30°), è di solito scarsa e la cotica erbosa si presenta sovente lacerata, esponendo il terreno sottostante all'azione degli agenti erosivi.
- 2) Per zona di trasporto si intende, generalmente, il canale in cui scorre la colata dove l'erosione e la deposizione sono circa bilanciate. In tale zona il flusso si arricchisce di detrito erodendo sia le sponde che il fondo del canale. La presenza di vegetazione nella zona di trasporto è generalmente scarsa e dipende dall'attività del conoide, le pendenze variano tra i 15° e i 35° .
- 3) La zona di accumulo o di deposito è posta verso valle dove i gradienti di pendenza sono più bassi (sull'ordine dei 3° - 15°) e i processi di deposizione prevalgono su quelli erosivi. La copertura vegetale è presente in alternanza ad accumuli recenti. La deposizione avviene prevalentemente in ammassi di forma lobata che col susseguirsi degli eventi formano dei veri e propri conoidi. Questi ultimi sono caratterizzati dalla disposizione caotica dei depositi, dalle dimensioni limitate, dall'elevata inclinazione (angoli variabili da un minimo di 8° ad un massimo di 20°) e dai profili longitudinali rettilinei e uniformi.

Dal punto di vista deposizionale, la caratteristica principale dei conoidi formati da debris flow, è costituita dalla presenza di argini laterali al canale (Figura 1.4) lungo la zona di transizione e da lobi terminali in quella di deposizione (Costa, 1984; Welsh e Davies, 2011).

Questi depositi risultano più spessi in prossimità dell'alveo e presentano una granulometria decrescente verso l'esterno. La loro messa in posto può essere spiegata considerando l'esistenza della rigid plug: infatti, quando il flusso si assottiglia se raggiunge lo spessore critico y_0 , tenderà ad arrestarsi determinando l'insorgere di queste tipiche forme. Sempre legato al rigid plug è la forma a U che assumono i canali nei quali si verifica la propagazione del debris flow (Johnson, 1970; Costa, 1988).

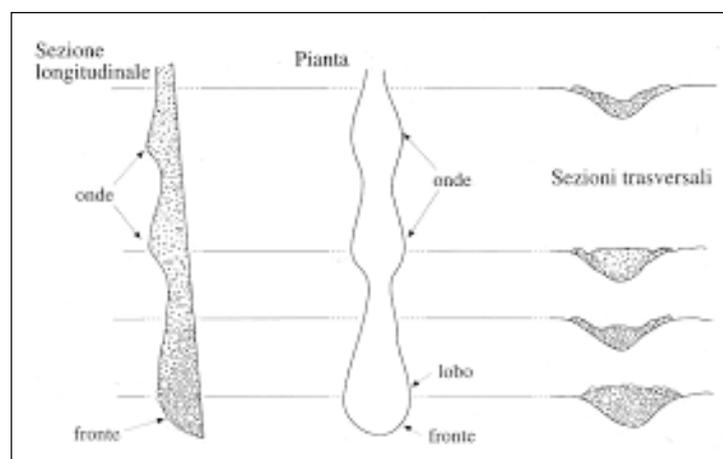


Figura 1.4 - Sezione longitudinale, trasversale e vista in pianta di un canale e di un deposito di colata (Johnson e Rondine, 1984).

Altre caratteristiche geomorfologiche sono rappresentate dalla presenza sulla superficie del conoide di depositi ghiaiosi o blocchi sparsi e dal basso rapporto larghezza/profondità degli alvei (Costa e Jarrett, 1981; Jakob e Hungr, 2005; Johnson, 1970; Welsh e Davies, 2011). Gli alberi possono riportare i segni di eventi passati fino ad essere addirittura troncati. Subito dopo l'evento, il materiale più fine mantella la vegetazione ed i blocchi, mentre i tronchi degli alberi possono presentare il lato rivolto verso monte eroso.

Dal punto di vista sedimentologico i depositi di debris flow hanno un aspetto caotico e massivo. I clasti presentano una granulometria variabile dalle argille ai blocchi in cui i primi costituiscono il supporto per i secondi. Talora sono inglobati anche rami e tronchi che vanno a costituire il detrito vegetale.

1.3.2 *Meccanismi di innesco delle colate detritiche*

Come accennato nel paragrafo 1.1, i fattori indispensabili per l'innesco un evento di debris flow in un'area sono: pendenza accentuata, sufficiente volume di materiale detritico sciolto relativamente facile da mobilizzare, e abbondante presenza d'acqua.

Le caratteristiche che determinano l'innesco delle colate detritiche possono essere comuni ad ambienti geologici anche molto differenti tra loro. Ad esempio: debris flow in ambiente sedimentario vengono descritti da Coe et al. (2007) e Kean et al. (2013) in Colorado; colate detritiche sono state studiate in depositi granitici come in Canada (Wilford et al., 2004) in depositi piroclastici come nel caso di Sarno (Crosta e Negro, 2003) o in ambiente metamorfico come succede nelle zone composte da scisti in Nuova Zelanda (De Scally et al., 2010).

I meccanismi più importanti che determinano l'avvio dei flussi di detrito nei bacini di tutto il mondo sono il deflusso, l'erosione, il trasporto di sedimenti (Coe et al., 2007). Le condizioni idrologiche che portano all'innesco di colate detritiche possono variare notevolmente: tutto dipende dal reticolo delle precipitazioni e dai tipi di terreno, ma anche dalla topografia e dalla morfologia del substrato roccioso sottostante il suolo.

Dal punto di vista della stabilità dei versanti l'innesco delle colate detritiche può essere determinato da due differenti meccanismi:

- frane superficiali;
- erosione di fondo canale.

Le condizioni favorevoli ad un innesco per frana superficiale sono date dalla presenza di materiale ad elevata pendenza, da un versante con coltre di alterazione su bedrock (materiale scarsamente selezionato con scheletro sabbioso, ghiaioso) e presenza di vegetazione.

In questo caso il detrito raggiunge la rottura senza acqua in superficie tramite uno scorrimento traslativo della coltre che provoca il collasso della struttura del terreno con una diminuzione della porosità e aumento delle pressioni interstiziali (Δu). L'aumento delle pressioni interstiziali causa la liquefazione del detrito che, in condizioni morfometriche favorevoli (pendenza elevata del versante, presenza di un canale, ecc.), genera i flussi detritici con le caratteristiche descritte nel paragrafo 1.1.

Secondo Iverson (Iverson et al., 1997) la maggior parte delle frane che si mobilita in colate detritiche sono innescate a causa dall'aumento delle pressioni dei pori dell'acqua associata a piogge, neve e flussi di acque sotterranee.

Nella maggior parte dei casi, comunque, l'innescò è dovuto a forti eventi di precipitazione. In Italia gli esempi più eclatanti di colate detritiche con meccanismo di innescò per frana superficiale sono quelli occorsi a Sarno nell'anno 1998.

In questa area le colate si sono sviluppate a causa di frane con superficie di scorrimento all'interno delle coperture piroclastiche, generalmente poste alla base di uno strato di pomice, che poggiavano su bedrock calcareo. Crosta e Del Negro (2003) ritengono che l'innescò delle dette colate sia avvenuto in seguito alle forti precipitazioni che si sono verificate nell'area di Sarno nel maggio del 1998 escludendo, come concausa, la presenza di un flusso di acque sotterranee dal bedrock alle coperture piroclastiche.

I debris flow con innescò per frana superficiale sono fenomeni diffusi, ma poco frequenti, avvengono soprattutto nelle zone tropicali (centro America, Taiwan).

I processi di iniziazione, e le implicazioni di pericolo per debris flow generati da erosione sono differenti da colate detritiche innescate dalla mobilitazione di frane (Iverson et al., 1997) e sono molto meno studiati e compresi (Berti e Simoni, 2005; Tognacca e Bezzola, 1997).

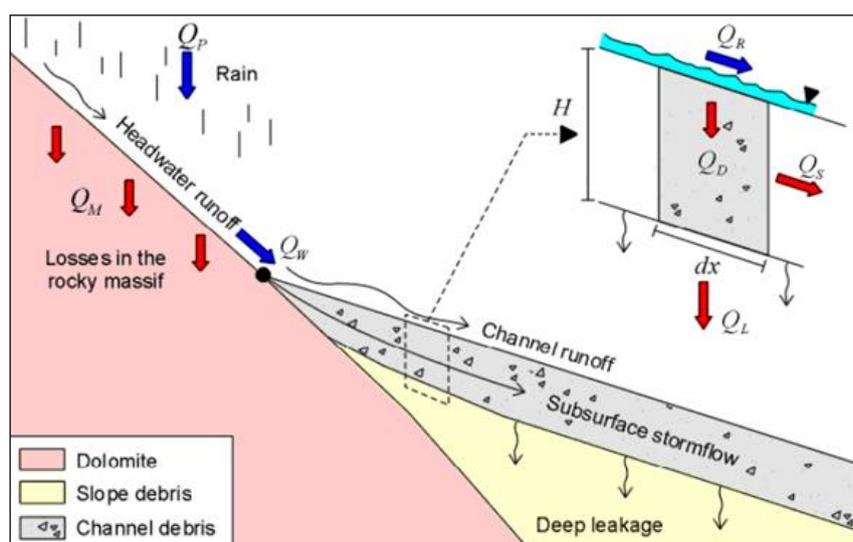


Figura 1.5 - Rappresentazione schematica del meccanismo di innescò per erosione di fondo canale di un debris flow (Berti e Simoni, 2005).

Nel caso di innescò per erosione di fondo canale, il detrito viene eroso dall'acqua e incorporato granulo per granulo nel flusso (Figura 1.5). Nel dettaglio, all'interno di un canale il cui letto è composto da detrito scarsamente selezionato derivante dal continuo franare del materiale a monte, quando grandi quantitativi di acqua sono convogliati nel canale si ha l'erosione dei detti detriti e la conseguente saturazione del flusso. In questo caso, la rete idrografica del bacino roccioso posto a monte del punto di innescò, favorisce l'erosione e la saturazione del flusso convogliando grandi quantitativi d'acqua nella parte superiore del canale.

Per quanto detto, le caratteristiche morfologiche del bacino roccioso sono determinanti per la generazione del flusso, in quanto determinano l'apporto d'acqua necessario all'innescò della colata detritica.

Infatti, in seguito a precipitazioni molto intense, i bacini in roccia molto pendenti, di dimensioni limitate (<10 Km²) e con tempi di corrivazione molto brevi, possono determinare l'apporto d'acqua necessario per l'innescò del flusso.

Tali fenomeni sono concentrati in particolari luoghi, ma sono molto frequenti. L'innescò di debris flow per erosione dovuto alle forze idrodinamiche che agiscono sulla superficie del detrito sciolto posto nel canale è confermato da numerosi studi (Berti e Simoni, 2005; Kean et al., 2013, Coe et al., 2008).

1.4 Morfometria dei sistemi bacino conoide: stato dell'arte

1.4.1 *Analisi delle relazioni morfometriche tra il bacino e il conoide*

L'analisi morfometrica costituisce il mezzo utilizzato dalla geomorfologia per lo studio quantitativo delle forme. Nell'ambito dell'analisi dei sistemi bacino-conoide i primi studi a carattere morfometrico risalgono agli anni 60 con Melton (1965) e Bull (1962). Questi inizialmente hanno interessato la descrizione delle principali caratteristiche morfometriche e le relazioni intercorrenti tra esse, solo in seguito ed in particolare dagli anni '80, si è passati a verificare se l'analisi morfometrica possa costituire un dato per discriminare la tipologia di deposito prevalente nei conoidi (Jackson, 1987).

Le prime analisi morfometriche hanno analizzato le relazioni intercorrenti tra alcuni parametri del bacino e del conoide (area e pendenza del conoide, area del bacino).

Nonostante siano state eseguite senza le opportune verifiche in contesti morfoclimatici molto diversi, hanno avuto il merito di dare inizio all'uso delle analisi quantitative anche per lo studio di queste forme fornendo un valido contributo per lo sviluppo della loro conoscenza (Lecce, 1990).

Il primo a notare una relazione tra i due parametri fu Bull nel 1962 che propose l'equazione:

$$Af = c * Ab^k \quad [1.1]$$

Dove Af indica l'area del conoide, Ab quella del bacino e c e k sono coefficienti empirici che tengono conto di condizioni morfoclimatiche locali.

Il coefficiente c tiene conto dell'ubicazione geografica e dipende da fattori locali quali erodibilità della roccia, attività tettonica, quantità di detrito immagazzinata nel bacino, velocità di subsidenza ed entità delle precipitazioni.

Il coefficiente k dipende da molti fattori che determinano l'evoluzione del sistema bacino-conoide e misura la velocità con cui cambia l'area del conoide in relazione alla variazione di quella del bacino.

Molte delle relazioni tra l'area del bacino e l'area del conoide proposte in letteratura indicano che i conoidi hanno area inferiore a quella del bacino e in proporzione crescono meno (Bull, 1964; Crosta e Frattini, 2004; Hooke, 1968; Ogushi e Ohmori, 1994).

Un'altra relazione investigata in letteratura è quella tra la pendenza del conoide e l'area del bacino (Bull, 1962; Hooke, 1968; Melton, 1965; Silva et al., 1992).

Nel 1962 Bull propose la relazione:

$$Sf = a * Ab^{-b} \quad [1.2]$$

Dove Sf è la pendenza del conoide; Ab è l'area del bacino; a è un coefficiente sperimentale e b rappresenta la velocità di variazione della pendenza del conoide all'aumentare dell'area del bacino. La relazione [1.2] indica che i conoidi con pendenze maggiori sono alimentati da bacini di dimensioni relativamente minori.

A titolo di esempio sono riportati i grafici relativi alle relazioni tra area bacino-area conoide e area bacino-pendenza conoide risultanti dallo studio condotto da Crosta e Frattini (2004) (Figura 1.6 e Figura 1.7). I sistemi bacino-conoide esaminati in questo studio si trovano in cinque valli alpine e prealpine, vale a dire: Valtellina, Valchiavenna, Val Seriana, Valcamonica e Valsassina. Queste valli sono situate nelle Alpi centrali del nord Italia e geologicamente sono caratterizzate da tre unità strutturali principali: Alpi del Sud, unità Penniniche, e unità Austroalpine. Pertanto le valli presentano un'elevata variabilità litologica. Tuttavia i bacini analizzati nello studio di Crosta e Frattini sono composti prevalentemente da rocce metamorfiche e ignee intrusive (si segnala anche la presenza di depositi glaciali all'interno di alcuni bacini), o in minor misura, sedimentarie (calcari e marne), nei bacini collocati in Val Seriana.

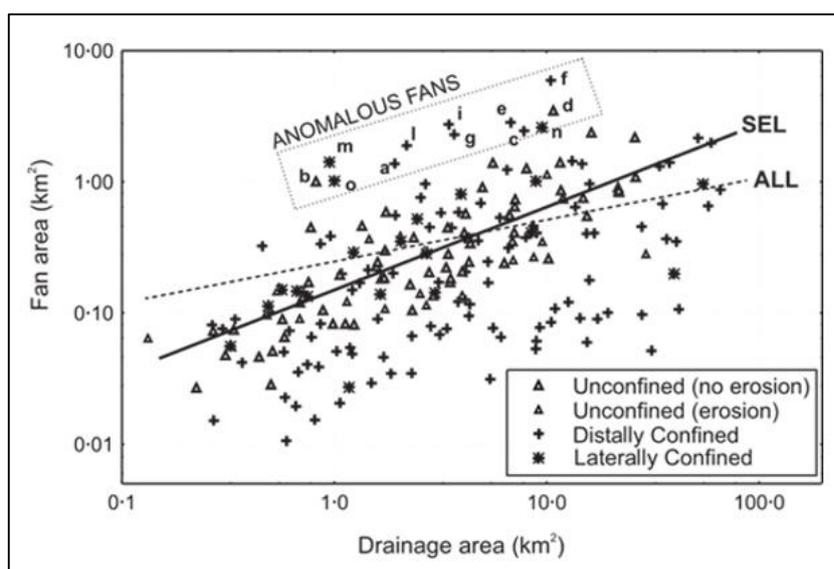


Figura 1.6 - Diagramma a dispersione log-log, area bacino Ab (Km)– area conoide Af (Km): dove per anomalous fans si intendono i conoidi di dimensioni molto grandi rispetto a quelle dei rispettivi bacini; il campione ALL include anche conoidi erose mentre il campione SEL si riferisce a conoidi integre (Crosta e Frattini, 2004).

Per quanto riguarda la relazione tra area bacino e area conoide (Figura 1.6), i risultati dello studio mostrano una scarsa correlazione ($R^2 = 0.35$) per l'intera popolazione (ALL), tale relazione diventa buona ($R^2 = 0.81$) se si considera un campione selezionato della popolazione (SEL) da cui vengono esclusi i conoidi erosi e quelli indicati nel grafico come anomali (anomalous fans). I campioni anomali estratti dalla popolazione sono caratterizzati da conoidi con aree molto grandi se paragonate a quelle dei rispettivi bacini.

Tali anomalie sono state riscontrate in diversi studi (Calvache et al., 1997; Crosta e Frattini, 2004; Guzzetti et al., 1997) e sono riferibili a quei sistemi in cui fattori peculiari

(grado di fratturazione, erodibilità della roccia) determinano abbondante produzione di detrito sciolto mobilizzabile.

La validità statistica della regressione per i campioni SEL è ancora più significativa se si considera che essa non differisce per le popolazioni di ogni singola valle, il che dimostra la somiglianza sostanziale delle diverse regioni anche se collocate in contesti geologici diversi in cui prevalgono le litologie composte da rocce metamorfiche e granitiche.

Le relazioni area bacino pendenza conoide, in accordo con quanto visto sopra, mostrano una relazione inversa tra i due parametri (Figura 1.7). Analogamente a quanto visto per la relazione area bacino-area conoide, la correlazione risulta migliore per il campione di dati selezionato ($R^2 = 0.82$ per SEL) rispetto alla popolazione totale ($R^2 = 0.51$ per ALL).

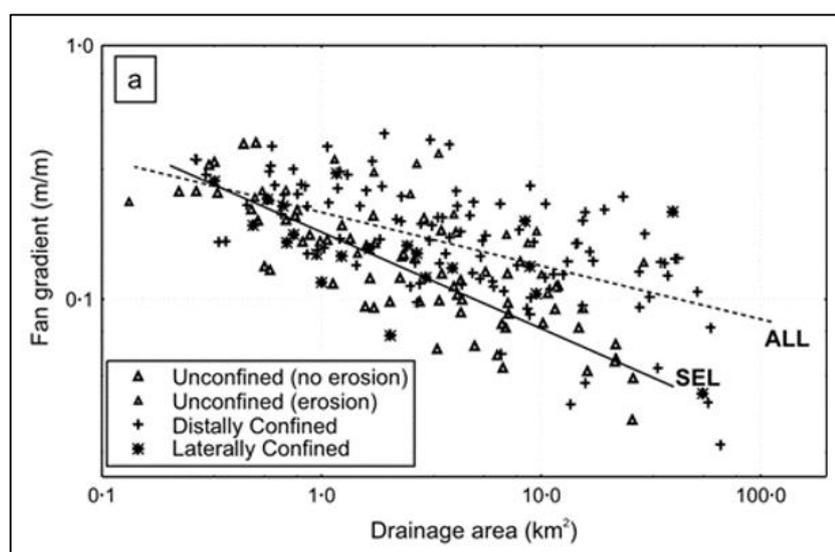


Figura 1.7 - Diagramma a dispersione log-log, area bacino A_b (Km) – area conoide S_f (m/m): il campione ALL include anche conoidi erose mentre il campione SEL si riferisce a conoidi integre (Crosta & Frattini, 2004).

1.4.2 Analisi morfometriche per la definizione delle tipologie di trasporto

I conoidi deposizionali, posti al termine di piccoli bacini tributari nelle zone di montagna, possono essere generati da diversi processi di trasporto a cui sono associati differenti gradi di pericolosità. Risulta, dunque, di fondamentale importanza comprendere le caratteristiche morfometriche peculiari dei sistemi bacino-conoide al fine di prevedere il tipo di trasporto atteso in conoide.

Il primo a intuire che le caratteristiche morfometriche potessero contribuire a prevedere la tipologia di trasporto di un sistema bacino-conoide fu Melton (1965), il quale provò che i conoidi più estesi e a minore pendenza sono associati prevalentemente a processi fluviali e a grandi bacini di alimentazione con bassa energia di rilievo.

Invece quelli più piccoli e pendenti, dominati da meccanismi di deposito tipo debris flows, sono alimentati da bacini con area molto minore e ad elevata energia di rilievo.

Melton, sulla base di queste osservazioni, riuscì a ricavare un indice adimensionale che potesse differenziare il tipo di trasporto atteso in conoide.

Tale indice, noto in letteratura come Melton's roughness number (MRN), è definito come rapporto tra il dislivello del bacino ($Z_{MAX} - Z_{MIN}$) e la radice quadrata dell'area del bacino (\sqrt{Ab}):

$$MRN = \frac{Z_{MAX} - Z_{MIN}}{\sqrt{Ab}} \quad [1.3]$$

In seguito relazionò tale indice con la pendenza del conoide, ricavando l'equazione:

$$Sf = a \cdot MRN^n \quad [1.4]$$

Dove a e n , sono dei parametri dimensionali determinati sperimentalmente.

Le relazioni [1.3] e [1.4] individuate da Melton e sperimentate da diversi autori in condizioni geologiche e climatiche differenti hanno permesso di individuare i valori soglia della pendenza e dell'indice di Melton tipici di ogni tipologia di trasporto (D'Agostino, 1996; Guzzetti et al., 1997; Jackson et al., 1987; Jackson, 1987; Marchi et al., 1993; De Scally et al., 2010; De Scally e Owens, 2004; Sorriso-Valvo et al., 1998).

Ricerche più recenti hanno investigato l'influenza di altre variabili morfometriche sulla tipologia di trasporto attesa in conoide. In particolare tutti gli studi confermano che il trasporto da debris flow si verifica in sistemi bacino-conoide molto pendenti, con alto valore dell'indice di Melton e piccole aree e lunghezze, al contrario all'aumentare delle aree e delle lunghezze ed al diminuire delle pendenze e dell'indice di Melton sono favoriti i processi da water flood.

I primi lavori pubblicati sono riferibili agli inizi degli anni novanta (Marchi et al., 1993; Marchi e Tecca, 1995; Parise e Calcaterra, 2000; Pasuto et al., 1992). Questi, sulla base di osservazioni geomorfologiche ed analisi delle facies, dividono i conoidi in gruppi caratterizzati da diverse tipologie di trasporto e ne valutano i principali parametri statistici descrittivi (media, mediana, moda, deviazione standard, ecc.).

Pasuto et al. (1992), ne analizzano, inoltre, le correlazioni bivariate riscontrando alte relazioni positive tra l'area del bacino e quella del conoide, tra la lunghezza del collettore principale e l'area del conoide e tra l'indice di Melton e la pendenza del conoide. Coefficienti negativi relazionano, invece, la lunghezza del collettore principale e l'area del bacino con la pendenza del conoide.

In seguito l'analisi morfometrica inizia ad avvalersi di approcci statistici multivariati che permettono la verifica dell'utilizzo dei parametri morfometrici nella classificazione delle tipologie di trasporto (Crosta e Frattini, 2004; De Scally et al., 2010; De Scally e Owens, 2004; Sorriso-Valvo et al., 1998; Wilford et al., 2004).

Tali studi hanno confermato la validità dell'analisi morfometrica come strumento discriminante per la predizione dei fenomeni di trasporto e che la migliore classificazione, si ottiene considerando un numero ristretto di variabili caratterizzate da un maggiore potere discriminate.

Sorriso-Valvo et al. (1998) studiando 68 sistemi bacino-conoide della Calabria trovano che i parametri che meglio aiutano a classificare la tipologia di trasporto sono l'area del conoide, la pendenza media del conoide e l'indice di Melton.

De Scally e Owens (2004) per i sistemi bacino-conoide di due aree nel Sud della Nuova Zelanda, individuano come fattori discriminanti dei processi di trasporto l'area del bacino e la pendenza del conoide. Spiegano questi risultati ritenendo che entrambe assumono un ruolo fondamentale per la propagazione dei debris-flow. Infatti i bacini molto estesi, sono solitamente caratterizzati da alvei principali meno pendenti e pertanto non capaci di trasportare un flusso particolarmente carico di sedimenti fino all'apice del conoide. Al contrario bacini piccoli presentano aste molto più inclinate che più facilmente alimentano conoidi dominate da debris flow. Anche la pendenza del conoide risulta maggiore per quelle da debris flow perché solo superando determinate soglie è possibile la diffusione del flusso sulla superficie dello stesso.

In seguito De Scally et al. in una pubblicazione del 2010 riscontrano nuove variabili che però possono essere rapportate alle precedenti: il rapporto di rilievo del bacino, la pendenza del conoide nella parte alta, la pendenza media del conoide, indice di Melton.

Wilford et al. (2004) analizzano le caratteristiche di alcuni bacini idrografici della British Columbia in Canada ricavano che l'indice di Melton e la lunghezza del bacino sono i parametri migliori per la classificazione del processo dominante (Figura 1.8).

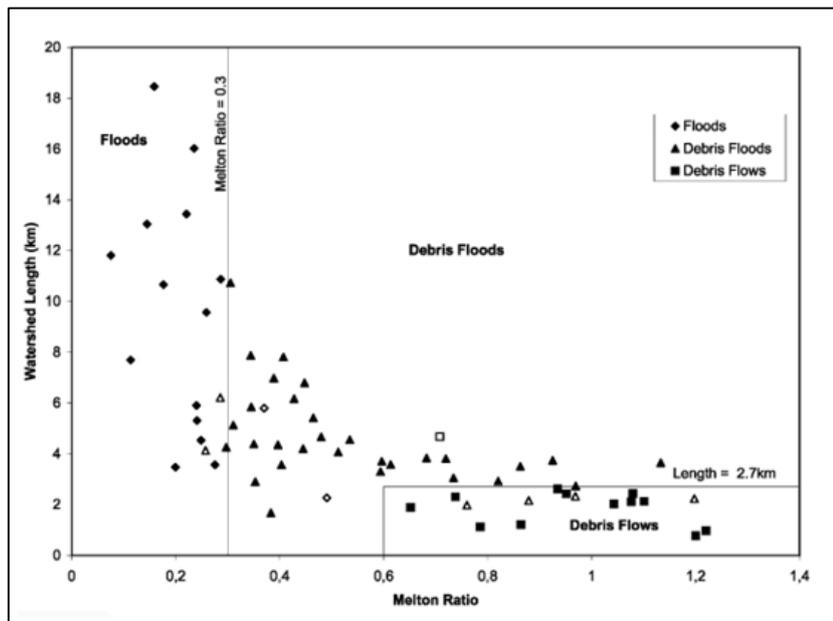


Figura 1.8 - Diagramma a dispersione indice di Melton-lunghezza del bacino: le linee continue separano i campi delle tipologie di trasporto (Wilford et al., 2004).

Alcuni autori includono, nel controllo dei parametri relativi ai processi di colata, variabili relative come la disponibilità di sedimenti nel bacino, la struttura geologica e litologia, la presenza di frane e ghiacciai, copertura vegetale e uso del suolo (Bovis e Jakob, 1999; Calvache et al., 1997; Jackson et al., 1987; De Scally et al., 2010; Sorriso-Valvo et al., 1998; Wilford et al., 2004).

Un altro parametro molto importante per analizzare le proprietà del rilievo di un bacino idrografico è la curva ipsometrica. Tale curva permette di metter in relazione le informazioni areali con le dimensioni verticali proprie del rilievo. In particolare l'informazione altimetrica consente di determinare l'altitudine media del bacino, la pendenza media dei versanti e quella dell'asta principale, che sono tutte grandezze da cui dipendono le caratteristiche cinematiche della rete scolante.

La curva ipsografica viene costruita come distribuzione delle superfici nelle diverse fasce altimetriche dei bacini. Dal confronto tra l'andamento di tale curva con quello di curve teoriche, possono dedursi alcune informazioni sul grado di evoluzione del bacino.

In Figura 1.9 sono riportate le curve che descrivono lo stato evolutivo del bacino dove: la curva a) rappresenta lo stadio giovanile (bacino in fase di erosione); la curva b) quello di maturità (condizioni di equilibrio) e la curva c) quello di senilità (caratterizzata dalla presenza di colline isolate che costituiscono i resti di una originaria superficie sottoposta a erosione del rilievo).

La rappresentazione ipsometrica di un bacino idrografico consente, pertanto, di stimare lo stadio di evoluzione volumetrica raggiunto dal bacino in relazione a quello primigenio, che ha lo stesso sviluppo areale e il medesimo dislivello. Questa possibilità è offerta dall'integrale della curva ipsometrica, denominato integrale ipsometrico, il cui valore costituisce una valutazione del volume del bacino attualmente presente rispetto a quello teoricamente supposto originario. Valori dell'integrale ipsometrico superiori a 0.6, secondo quanto proposto da vari Autori (Rossetti, 1985), sarebbero caratteristici dello stadio giovanile, mentre i valori minori di 0.4 sono tipici dello stadio senile. A valori intermedi a quelli citati corrispondono invece situazioni di equilibrio.

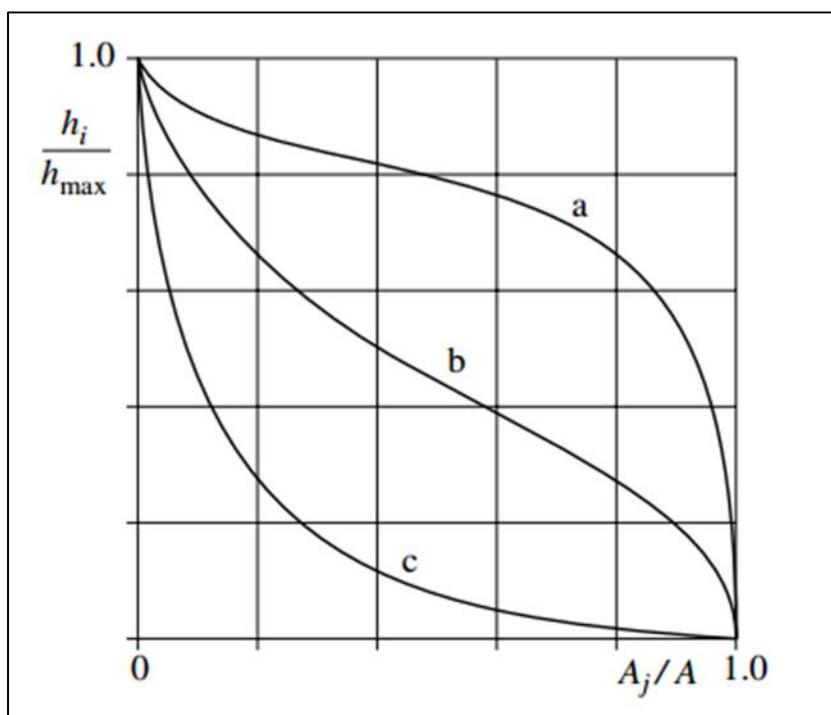


Figura 1.9 - Differenti forme della curva ipsometrica di un bacino idrografico: a) stato giovanile; b) stato maturo; c) stato senile (Puglisi, 1986).

Alcuni studi (Cohen e Willgoose, 2008; Marchi et al., 2015; Miller, 1990; Pozzo, 2008) utilizzano, per comprendere la dinamica e l'evoluzione futura del bacino l'elevation relief ratio (*ERR*) definito, da Pike e Wildon nel 1971, come:

$$ERR = \frac{Z_{MED} - Z_{MIN}}{Z_{MAX} - Z_{MIN}} \quad [1.5]$$

dove: Z_{MIN} , Z_{MED} e Z_{MAX} sono rispettivamente le quote minime medie e massime del bacino.

Pike e Wilson hanno dimostrato che il risultato ottenuto dal rapporto [1.5] è matematicamente analogo al più complesso integrale ipsometrico di Strahler (1952).

Diversi articoli hanno analizzato l'influenza di vari fattori sull'elevation relief ratio, come la forma o la dimensione della rete di drenaggio dei bacini (Marchi et al., 2015; Willgoose e Hancock, 1998).

Inoltre, la disponibilità di modelli digitali del terreno ad alta risoluzione sempre più accurati, ha facilitato molto le misure dei detti parametri, permettendo rilievi morfometrici precisi anche in zone ad elevata complessità geomorfologica (Brardinoni et al., 2012; Cavalli et al., 2013; Marchi et al., 2008; Marchi et al., 2010; Marchi et al. 2015; Wilford et al., 2004). Di recente, sulla base di mappe raster derivate da modelli digitali del terreno (DEM), è stata implementata, in ambiente GIS, una procedura semi-automatica semplice e rapida per l'identificazione preliminare delle aste torrentizie potenzialmente soggette a colate detritiche. La procedura consente l'identificazione dei siti di potenziale inizio del processo di colata detritica mediante una relazione tra pendenza locale e area contribuyente pertanto, rappresenta uno strumento veloce e di semplice utilizzo per un'analisi preliminare dei corsi d'acqua potenzialmente soggetti a colate detritiche (Cavalli e Grisotto, 2006; Montgomery, 1993; Zimmermann et al., 1997).

Capitolo 2

AREA DI STUDIO

2.1 Inquadramento geografico

L'area di studio è situata nel contesto geografico delle Dolomiti Ampezzane, sottosezione delle Dolomiti di Sesto, di Braies e d'Ampezzo, nel settore delle Alpi Orientali e ricade interamente nel territorio comunale di Cortina D'Ampezzo (Figura 2.1).

Cortina è uno dei 69 comuni della provincia di Belluno (Veneto) e, come centro abitato, è ubicata nel cuore di un'ampia conca nell'Alta Valle del Boite. La conca, in passato sede di un antico ghiacciaio quaternario, è posizionata tra la Val Pusteria (a nord), la Val d'Ansiei (ad est), il Cadore (a sud) e l'Alto Agordino (ad ovest).

Le coordinate U.T. M. del comune di Cortina sono: N 5157300 m E 280175 m 33T.



Figura 2.1 - Collocazione geografica del comune di Cortina d'Ampezzo.

Più precisamente l'area di studio è situata sulla sinistra orografica del torrente Boite dove le particolari condizioni morfoclimatiche e geologiche dei gruppi montuosi dal Sorapis, del Cristallo, del Pomagagon e della Croda rossa rendono il territorio particolarmente soggetto a fenomeni di dissesto gravitativo (Panizza et al., 1996).

L'area oggetto di questa tesi è caratterizzata dalla presenza di numerosi bacini di colata di piccole dimensioni tributari del Torrente Boite e dei suoi affluenti (Torrente Bigontina, Rio Bosco, Rio Felizon). Le dimensioni relativamente limitate e le pendenze elevate di questi bacini, unitamente all'elevata presenza di detrito mobilizzabile, rendono la zona morfologicamente adatta all'innescò delle colate detritiche (paragrafo 1.3).

A testimonianza della suscettibilità dell'area di studio a fenomeni di dissesto da debris flow, vi sono numerosi indicatori morfologici quali, la presenza diffusa di conoidi ampi e pendenti, la presenza di numerosi canali di colata, nonché la disponibilità di numerose fonti storiche che hanno documentato alcuni eventi di colata occorsi nel corso degli anni nel territorio comunale di Cortina d'Ampezzo (paragrafo 2.4).

Il modello digitale del terreno utilizzato per le analisi morfometriche ricopre un'area di 76.17 km² e mostra variazioni di quota comprese tra un minimo di 1044 m s.l.m e un massimo di 3220 m.s.l.m.

Parte dell'area (zona del Monte Cadin, zona del Pomagagnon, versanti esposti a sud del Cristallo e zona del Sorapis) è stata preliminarmente indagata da uno studio sulla morfometria dei bacini di colata mediante la tecnologia lidar (D. Ferretti, 2015; Controllo morfologico sulla dinamica delle colate detritiche nel territorio di Cortina d'Ampezzo). La scelta dell'area di studio è stata eseguita sulla base di notizie storiche e indicatori geomorfologici (presenza di conoidi ampi e pendenti con canali freschi e visibili) al fine di includere tutti i bacini di colata più attivi e dunque, di ampliare l'area indagata dalla Ferretti.

I bacini di colata presenti nell'area di studio, pur essendo relativamente omogenei dal punto di vista geologico e geomorfologico, si differenziano per collocazione geografica ed esposizione. Questi bacini, infatti, sono collocati sui versanti dei principali gruppi montuosi presenti nella zona. Al fine di facilitare il confronto tra i bacini presenti nei diversi gruppi montuosi è stata adottata una suddivisione dell'area di studio in 7 zone.

Di seguito sono brevemente descritte le caratteristiche geografiche e altimetriche dei bacini delle 7 zone indagate (Figura 2.2). Si precisa che i valori di quota, area e pendenza, riportati nella descrizione, si riferiscono alla sommatoria delle superfici dei bacini di testata individuati in ogni zona:

- i bacini presenti nella zona 1 sono collocati nel gruppo montuoso del Cadin e si estendono per un'area di circa 832313,06 m². Le quote variano da 1547 a 2366 m s.l.m. e sono caratterizzati da un valore di pendenza media di 43.97°. Questa zona è posta a nord rispetto all'abitato di Cortina d'Ampezzo, è attraversata dal Rio d'Ancona ed è parte del Parco Naturale Regionale delle Dolomiti d'Ampezzo;
- i bacini della zona 2 sono situati sul versante sud-occidentale del gruppo montuoso del Pomagagnon che affaccia sulla valle del Boite; e ricoprono un'area di circa 1113011,69 m². In questa zona l'altimetria varia da 1482 m a 2449 m s.l.m. e la pendenza ha un valore medio di 55.82°. Le colate detritiche del Pomagagnon si innescano sul versante occidentale e si propagano verso il Torrente Boite;
- i bacini della zona 3 sono ubicati nei versanti meridionali del gruppo del Cristallo e ricoprono un'area di circa 2116012,06 m². Le quote sono comprese tra 1856 m e i 3220 m s.l.m. I versanti hanno valori di pendenza media di 44.94°. Questa zona, oltre a far parte del Parco Naturale Regionale delle Dolomiti d'Ampezzo, è caratterizzata dalla presenza del Ghiacciaio del Cristallo e dalla frequenza di valanghe di neve. Le colate detritiche in quest'area percorrono il versante in direzione del Torrente Bigontina (affluente di sinistra del Torrente Boite);

- i bacini della zona 4 sono posti sul gruppo montuoso del Sorapis, lungo i versanti che da Croda rossa proseguono verso Punta Nera in direzione SE-NW. Tali bacini hanno un'estensione di circa 1234964,78 m² con pendenza medie di 48.33° e variazioni di quota comprese tra 1497 m e 2846 m s.l.m.. Le colate detritiche in tale zona si propagano dal versante sud occidentale in direzione NE-SW verso il Torrente Boite;
- i bacini della zona 5 sono situati sui versanti che collegano Cresta Bianca a Cresta Zurlon in direzione SE-NW e ricoprono un'area di circa 3365374,69 m² con pendenza medie di 45.10° e quote comprese tra 1813 e 3148 m s.l.m.. La direzione di deflusso di questi bacini (NE-SW) è indirizzata nella valle attraversata dal Rio Bosco che separa il gruppo del Pomagagnon da quello del Cristallo;
- I bacini della zona 6 si collocano tra la il Col dei Stombi e la Catena del Forame e presentano un'area di circa 3619800,09 m²; una pendenza media di 43.75° e quote comprese tra 1550 e 2863 s.l.m.. Il deflusso dei detti bacini avviene in direzione S-N e SE-NW verso la Piana del Forame.
- I bacini della zona 7, invece, sono posti sul gruppo montuoso della Croda Rossa collocato a N-E rispetto all'abitato di Cortina a confine con il Trentino (foglio Dobbiaco della Carta Geologica d'Italia con scala 1:50000, CARG), questi hanno un'area di circa 3480626,47 m²; una pendenza media di 44.03° e quote comprese tra 1645 e 3120 m s.l.m.. Il deflusso dei bacini avviene principalmente verso sud, in direzione della Piana del Forame.

Nell'area di studio la vegetazione è formata principalmente da boschi di conifere, pini, larici e radure di pino mugo, in funzione della quota. Risulta assente sulle scogliere rocciose di dolomia principale. I bacini delle zone 2, 3, 4 e in parte della zona 5 sono praticamente privi di vegetazione. Nelle restanti zone sono presenti piccole aree vegetate all'interno dei bacini costituite principalmente da radure di pino mugo, quest'ultime risultano più abbondanti nelle zone 6 e 7, dove sono presenti anche piccole aree ricoperte da boschi di conifere collocate nelle porzioni terminali dei bacini.

Le falde detritiche sono non vegetate o ricoperte da pino mugo, nelle fasce di quota maggiore (quote comprese tra i 1500 e i 1800 m s.l.m.), da boschi nelle porzioni vallive (quote < 1500 m s.l.m.) ad eccezione delle zone 6 e 7, dove le fasce di vegetazione hanno quote maggiori (in queste aree i boschi raggiungono, a luoghi, quote di circa 1800 m s.l.m. e le radure di pino mugo raggiungono quote di circa 2000 m s.l.m.). L'abbondanza relativa delle suddette componenti dipende, oltre che dalle quote, anche dal grado di attività dei dissesti (ribaltamenti, valanghe di roccia, debris flow, ecc.) delle pareti rocciose poste a monte delle falde.

Le acque del bacino idrografico della valle risultano affluire nel torrente Boite, il maggiore del territorio comunale per portata idrica e per lunghezza del corso. Di modestissime dimensioni sono invece i laghetti alpini, a causa dell'accentuata acclività dei versanti e dell'alta permeabilità delle rocce dolomitiche. Piccoli ghiacciai di modeste dimensioni si nascondono invece nei recessi più freddi e ombrosi del gruppo del Cristallo, a quote comprese tra i 2800 ed i 3200 m d'altitudine.

Nell'area di Cortina le condizioni climatiche sono quelle tipiche di un ambiente alpino, pertanto sono caratterizzate da estati fresche e brevi ed inverni assai lunghi e rigidi. Tuttavia l'elevate variazioni di quota dei gruppi montuosi che caratterizzano la zona, lo rende molto vario (Panizza et al., 1996).

Le precipitazioni annue variano all'incirca tra i 900 e i 1500 mm e si verificano principalmente con nevicate, nel periodo invernale (novembre-dicembre ad aprile), con piogge, in tarda primavera e in estate. Il massimo di precipitazioni, spesso a carattere temporalesco, si ha tra giugno e luglio (Genevois et al., 1999).

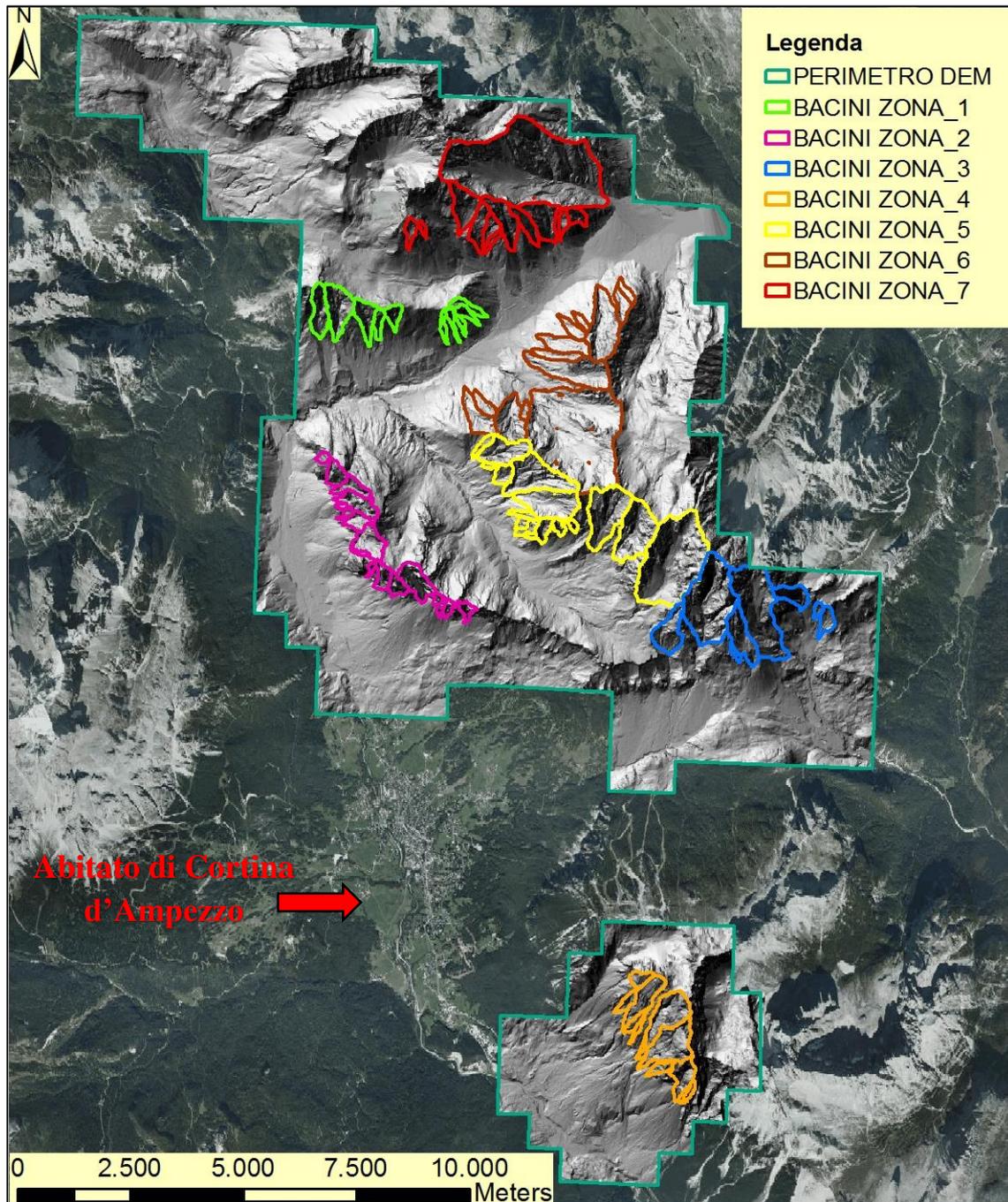


Figura 2.2 – Fotografia aerea dell'area di studio (anno 2012) con i bacini analizzati, la suddivisione in zone e l'area complessiva del DEM generato sulla base delle curve vettoriali.

2.2 Inquadramento geologico

L'area dolomitica è situata nel settore delle Alpi Meridionali Orientali, quest'ultime corrispondono alla fascia posta a sud del Lineamento Periadriatico (Linea della Pusteria-Gailtal). Questa fascia è stata interessata dalla contropinta che ha dato origine alla struttura orogenica delle Alpi vergenti verso S (fascia a vergenza africana) opposta a quella delle Alpi Settentrionali (fascia orogenica a vergenza europea), posta a N del Lineamento Periadriatico (Figura 2.3).

La storia geologica delle Dolomiti è molto complessa e prolungata nel tempo ed è proprio questa complessità che ha determinato la varietà dei paesaggi e i contrasti di colori e di forme.

La maggior parte delle rocce che costituiscono l'articolata stratigrafia delle Dolomiti si sono formate durante il Periodo Triassico, ossia tra i 250 e i 210 Ma anni, all'inizio dell'Era Mesozoica (o Secondaria 250 – 66 Ma).

In sintesi, si possono distinguere TRE COMPLESSI DOLOMITICI formati in tre fasi distinte della evoluzione paleogeologica che ha interessato questo settore delle Alpi Meridionali durante il Trias, evoluzione che è stata determinata dalla graduale espansione della TETIDE:

- Le formazioni dolomitiche di scogliera del Ladinico dette “prevolcaniche” o “Dolomia dello Sciliar” (DS);
- Le formazioni dolomitiche di scogliera del Carnico dette “post-vulcaniche” o “Dolomia Cassiana” (DC);
- Le formazioni dolomitiche di piattaforma del Norico - Retico che costituiscono la “Dolomia Principale” (DP);

Dal punto di vista tettonico, l'attuale architettura delle suddette formazioni rocciose, è il risultato della sovrapposizione di due fasi compressive di età terziaria, la prima delle quali si è verificata tra l'Eocene e l'Oligocene, la seconda, nota come fase neo-alpina, avvenuta tra il Miocene e il Pliocene.

La quasi totalità dell'area di studio, è coperta dal foglio 29 della Carta Geologica d'Italia con scala 1:50.000 (CARG, foglio 29, Cortina d'Ampezzo); solo una piccola porzione di territorio, indicata in questa tesi come zona 7, ricade nel foglio di Dobbiaco posto a nord rispetto al foglio di Cortina. Inoltre, mentre il foglio di Cortina con scala 1:50.000 è consultabile sul sito dell'ISPRA, il foglio di Dobbiaco risulta ancora in fase di redazione, pertanto in questo studio è stata consultata, per la suddetta area, la cartografia a scala 1:100.000.

Di seguito sono esposte, dalla più recente alla più antica, le formazioni geologiche presenti nell'area di studio e definite nelle note illustrative foglio di Cortina (Neri et al., 2007):

- PTG - SINTEMA POSTGLACIALE ALPINO: i sedimenti che compongono questo gruppo si sono formati dopo l'estinzione (locale) dei processi glaciali a partire dall'intervallo finale del Pleistocene superiore, fino ai giorni nostri. Questi depositi quaternari sono formati essenzialmente da materiale granulare (da blocchi

metrici a limi e argille) depositatosi in conoidi e falde detritiche alla base delle pareti rocciose a seguito di processi di disaggregazione delle litologie presenti e trasportati a distanze ridotte dal luogo di origine da colate o da fenomeni di trasporto selettivo.

- PVI - SINTEMA DEL PIAVE - (PLEISTOCENE): formazione composta da diamicton massivi con clasti arrotondati o subarrotondati, levigati e talora striati, immersi in una matrice di limo argilloso o sabbioso-limoso con clasti da subangolosi a subarrotondati. Clasti generalmente moderati alterati e a composizione petrografica eterogenea.
- CG - GRUPPO DEI CALCARI GRIGI - (RETICO-PLEINSBACHIANO): unità carbonatica che ricopre la Dolomia Principale. Questa unità è costituita prevalentemente da calcari micritici color grigio chiaro e calcareniti oolitico bioclastiche, fittamente stratificati e a volte con sottili strati marnosi, organizzati in cicli peritidali. La parte inferiore, non separabile litostratigraficamente dal resto dell'unità, è caratterizzata da livelli a coralli e grandi megalodonti e dicerocardidi (calcare di Dachstein). Lo spessore varia dai 450 ai 550 m.
- DPR - DOLOMIA PRINCIPALE - (CARNICO-RETICO): la formazione ha uno spessore che varia dai 500 ai 1000 m ed è prevalentemente costituita da dolomie di colore chiaro, da grigie a bianche, ben stratificate depositatesi in ambiente tidale. Si alternano ciclicamente livelli a stratificazione più sottile, che possono presentare evidenze di esposizione subaerea più o meno prolungata sotto forma di mud-cracks e piccoli tepee. Le associazioni fossili della Dolomia Principale sono prevalentemente rappresentate da bivalvi (megalodonti) e gasteropodi.
- TVZ - FORMAZIONE DI TRAVENANZES – (CARNICO): l'unità è caratterizzata da frequenti variazioni laterali di facies imputabili a tettonica distensiva sin-sedimentaria. La formazione è costituita in prevalenza da peliti e marne varicolori (verdi, rosse, violette, grigie) alternate a dolomie bianche afanitiche ed a subordinate arenarie e conglomerati (nella parte inferiore della formazione). Nella parte medio-alta sono presenti localmente intervalli a gessi laminati e dolomie cariate. L'assenza di fossili e di strutture deposizionali fa presumere, come interpretazione ambientale, che si tratti di depositi di piana costiera, dominati dalle peliti, in cui i livelli carbonatici rappresenterebbero il record delle ingressioni marine. Verso l'alto, nei calcari (dolomie) si alternano livelli decimetrici bioturbati, talora fossiliferi (megalodonti) e livelli stromatolitici. Lo spessore varia dai 2 ai 150 m.
- - HKS - FORMAZIONE DI HEILIGKREUZ - (CARNICO): la formazione registra una successione di eventi deposizionali piuttosto complessa, in cui probabilmente hanno giocato un ruolo significativo le variazioni climatiche, con l'alternanza di episodi di clima umido o, al contrario, semiarido. Nell'area in esame questa unità presenta una considerevole variabilità laterale e verticale e lo spessore raggiunge i 160 m. La successione standard include, un intervallo basale

dello spessore di 15-20 m costituito prevalentemente da peliti scure contenenti faune a bassissima diversità. Seguono, con uno spessore di 1-2 m, calcari chiari in strati decimetrici alternati a quantità variabili di peliti e marne in riduzione verso l'alto; poi un intervallo essenzialmente dolomitico, di spessore variabile da zero ad alcune decine di metri, in banchi massicci ben stratificato. Verso l'alto segue una successione costituita da arenarie, peliti, calcareniti ibride, subordinati conglomerati con clasti di basamento ma anche carbonatici. L'unità di tetto della formazione è costituita da calcareniti ibride, prevalentemente oolitico-bioclásticas, con considerevole frazione terrigena.

- SCS - FORMAZIONE DI SAN CASSIANO (LADINICO SUPERIORE-CARNICO INFERIORE): formazione caratterizzata dall'alternanza di peliti e marne di colore grigio e nerastro con calcari micritici e calcareniti oolitico-bioclásticas torbiditiche; e nella parte inferiore media della formazione frequenti litareniti vulcanodetritiche. I fossili presenti sono: ammonoidi, bivalvi, gasteropodi, echinidi, crinoidi. Lo spessore varia da 60 a 500 m.

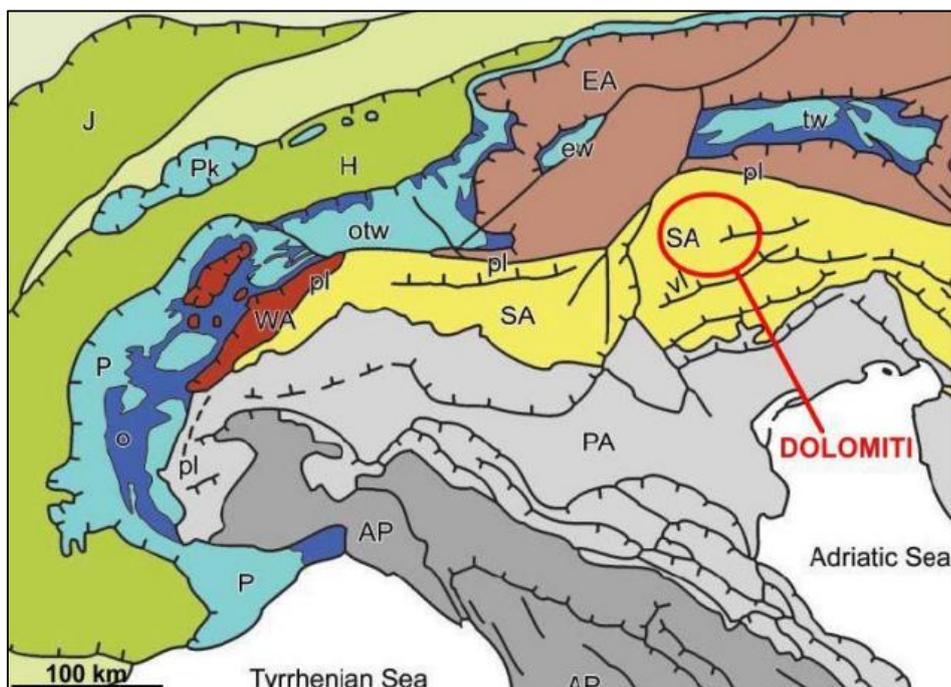


Figura 2.3 - Schema tettonico delle Alpi – WA = Australpino occidentale; EA = Australpino orientale; P = unità Penninica; SA = Sudalpino; PA = avanpaese della pianura Padana; AP = catena appenninica; pl = Lineamento Periadriatico; vl = thrust della Valsugana. In rosso è indicata la posizione delle Dolomiti: esse rientrano nell'unità tettonica del Sudalpino (SA) e sono delimitate a N e ad O dal Lineamento Periadriatico (pl) mentre a S insiste il thrust della Valsugana (vl). (Dal Piazz et al. 2003, modificata).

La morfologia attuale del territorio di Cortina è il risultato dell'interazione dei processi geomorfologici, tettonici e climatici che hanno interessato l'area nel corso delle ere geologiche.

Per quanto riguarda l'assetto strutturale la direzione delle maggiori vallate e di alcune delle pareti più ripide sono determinate dall'andamento delle principali linee di dislocazione tettonica e da fasce cataclastiche più sensibili a fenomeni di degradazione

meteorica. La grande variabilità delle formazioni rocciose determina una morfologia di tipo selettivo con versanti scoscesi e vette appuntite in contrapposizione a pendii più dolci.

Di fatto l'alternanza, per motivi sia primari (eteropia di facies) che secondari (giustaposizione tettonica), di litologie a comportamento fragile (dolomie, calcari, ecc) con litologie a comportamento duttile (marne e peliti), unitamente ai depositi di frane, danno luogo ad una morfologia caratterizzata da dolci pendii, ripiani, aspre pareti rocciose o massicci montuosi (Panizza, 1973).

Per quanto riguarda gli effetti climatici sulla morfologia dell'area, il paesaggio è conseguenza sia delle condizioni attuali che di quelle che si sono avvicinate nel corso delle ultime epoche geologiche. In particolare i ghiacciai che durante il Pleistocene e l'Olocene hanno occupato le vallate dolomitiche e gli apparati fluvio-glaciali ad essi connessi, hanno lasciato numerose tracce sia come forme di erosione (circhi glaciali, valli sospese, rocce levigate, ecc.) che di accumulo (piane fluvio-glaciali, depositi morenici, ecc.). Con il ritiro dei ghiacciai, le valli ormai spoglie, sono state riempite da sedimenti di diversa origine (alluvioni, frane, depositi glaciali) generando così la conformazione topografica attuale (Panizza, 1973; Panizza et al., 1996)

Dai due stralci ricavati dal foglio 29 della Carta Geologica d'Italia con scala 1:50.000, relativi alle zone indicate in questo studio come, 2, 3, 5 e 4 (Figura 2.5) si può notare che la Dolomia Principale (DPR) è la formazione dominante nell'area di studio. La formazione dei Calcari Grigi (CG) affiora nella zona 6 (Catena del Forame) e nella zona 4 (Gruppo del Sorapis). La formazione di Travenanzes (TVZ), invece, affiora solo a luoghi e spesso nelle porzioni terminali dei bacini rocciosi a contatto con le falde detritiche.

Lungo le valli poste alla base dei massicci montuosi sono presenti numerosi coni di detrito che dimostrano gli elevati tassi erosivi delle formazioni dolomitiche.

I due stralci di sezione (Figura 2.6 e Figura 2.7), ricavati sempre dal foglio di Cortina scala 1:50.000, attraversano alcuni dei bacini attivi indagati in questo lavoro e mostrano l'elevata tettonizzazione degli stessi.

La sezione B-B' percorre il foglio di Cortina in direzione WSW-ENE (Figura 2.5) ed evidenzia la dislocazione delle formazioni dolomitiche ad opera di due sovrascorrimenti posti, uno in prossimità del torrente Boite, l'altro in prossimità del ruscello Bosco. Sempre in sezione B-B' (Figura 2.6) è possibile notare l'elevato numero di faglie ad alto angolo che fratturano gli ammassi rocciosi posti tra il Col dei Stombi e la Catena del forame. In questa zona si nota la struttura a fiore inverso del "Vecchio del Forame", dove affiorano le Formazioni dei Calcari Grigi e dove sono presenti numerosi bacini di colata che a causa dei forti tassi erosivi favoriti dall'elevato disturbo tettonico, presentano abbondante detrito.

Anche nella zona del Pomagagnon sono indicate, sia nella carta geologica che nella sezione, molte faglie ad alto angolo. Tuttavia in questo caso i rilievi sul campo e le interpretazioni delle forme morfologiche, eseguite mediante foto aeree (anno 2012) e DEM ombreggiato, indicano un minor disturbo tettonico degli ammassi rocciosi. Di fatto i versanti occidentali del Pomagagnon sono quasi esclusivamente composti da dolomia poco alterata e con stratificazione a reggi-poggio, fattori quest'ultimi, che determinano gli elevati gradienti di pendenza dei bacini ivi collocati. In questi bacini il detrito è concentrato principalmente lungo i canali rocciosi indirizzati secondo le principali faglie che attraversano la suddetta zona.

La sezione C-C' (Figura 2.7), orientata NNW-SSW (Figura 2.5), mostra l'elevato numero di faglie che attraversano il massiccio del Cristallo. Più precisamente, i versanti

meridionali del Cristallo che dalla Cima di Mezzo degradano verso Passo Tre Croci, sono caratterizzati da numerosi sovrascorrimenti secondari che dislocano gli ammassi rocciosi. In questa zona sono presenti molti bacini di debris flows attivi.

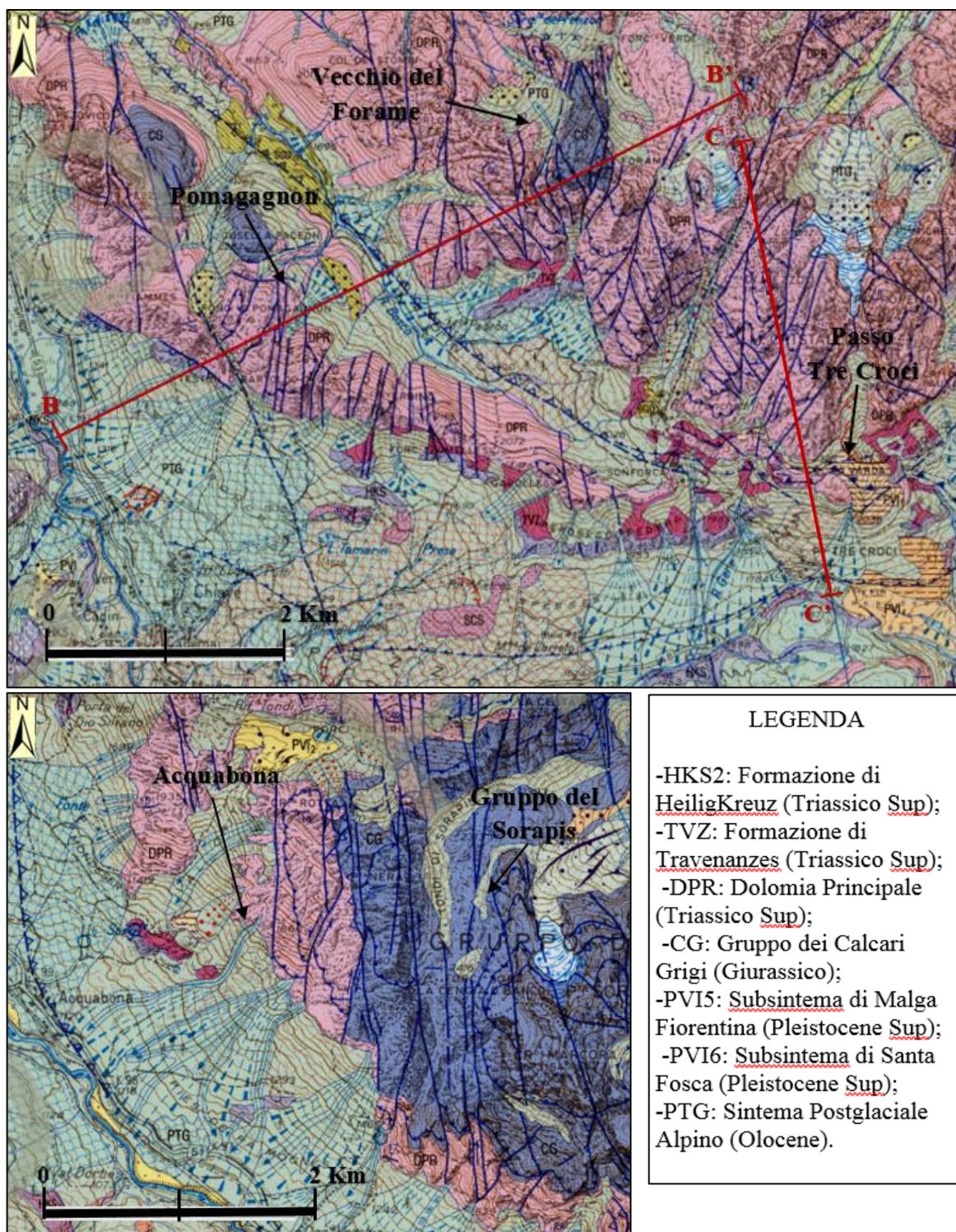


Figura 2.5 - Stralci della Carta Geologica d'Italia scala 1:50.000, Foglio 029 "Cortina d'Ampezzo" (Neri et al., 2007; [www.isprambiente.it/...](http://www.isprambiente.it/), modificata): in alto è mostrata la zona del Pomagagnon e del Cristallo (le linee rosse mostrano la direzione di due sezioni che attraversano l'area di studio); in basso è mostrata la zona del Sorapis dove è collocato il bacino molto attivo di Acquabona.

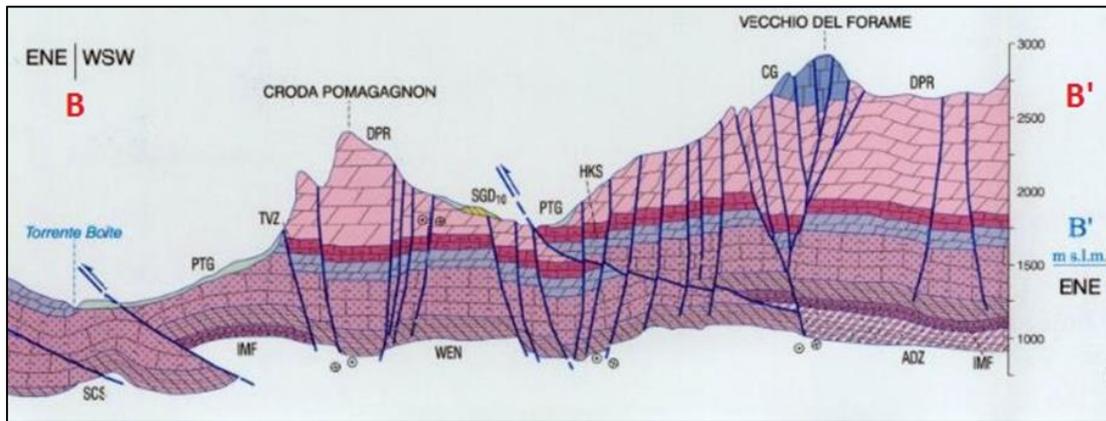


Figura 2.6 - Sezione B-B' (vedi Figura 2.5) dell'area di studio. Si notano due sovrascorrimenti che attraversano; uno la valle del Boite; l'altro la valle del Rio Bosco e un elevato numero di faglie ad alto angolo. Nella parte destra della sezione è ben evidente la struttura a fiore inverso di "Vecchio del Forame" (stralcio di sezione della Carta Geologica d'Italia scala 1:50.000, Foglio 029 "Cortina d'Ampezzo" (Neri et al., 2007; [www.isprambiente.it/...](http://www.isprambiente.it/), modificata)

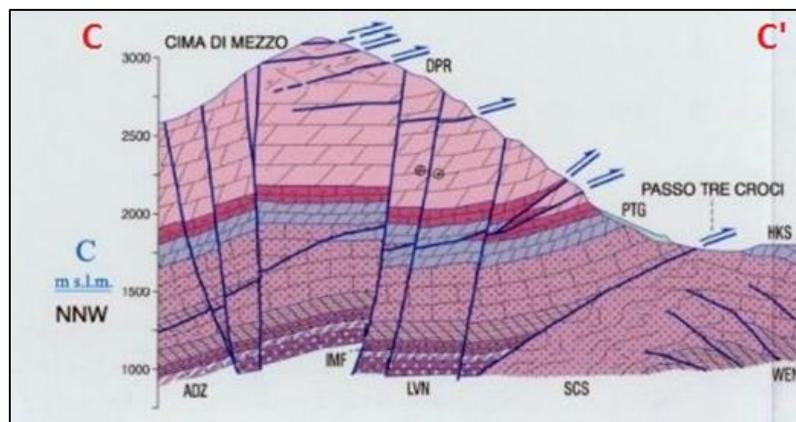


Figura 2.7 - Sezione C-C' (vedi Figura 2.5) dell'area di studio. Si notano numerose faglie e sovrascorrimenti secondari lungo il versante meridionale del Cristallo (Neri et al., 2007; [www.isprambiente.it/...](http://www.isprambiente.it/), modificata).

2.3 Morfologia dei bacini di colata nell'area di Cortina d'Ampezzo

La conca di Cortina è caratterizzata da una forte franosità attuale e antica. Tale instabilità è dovuta alle caratteristiche geologiche, geomorfologiche e tettoniche, nonché alle particolari condizioni climatiche che hanno determinato l'evoluzione dell'area.

L'assetto geostrutturale del territorio di Cortina determina le alternanze di litotipi a comportamento geomeccnico differente che provocano l'erosione differenziale dei pendii favorendone l'evoluzione per frana. A questa contesto sfavorevole, sotto il punto di vista della stabilità dei versanti, si aggiungono una forte tettonizzazione degli ammassi rocciosi e gli effetti di glacioppressione che hanno interessato l'area dolomitica in seguito all'ultima glaciazione (Panizza, 1973).

Per quanto detto, a partire dal Quaternario, l'evoluzione morfologica del territorio è stata fortemente influenzata da un elevato numero di tipologie movimenti franosi (crolli, ribaltamenti, scorrimenti, colate, ecc.) (Panizza et al., 1996).

Nel sito di studio l'abbondanza di detrito e elevate pendenze fanno sì che il meccanismo di dissesto più comune sia quello dei debris flows. Questi ultimi, vengono innescati in

seguito a intensi eventi piovosi e alimentano conoidi talora di elevati spessori e dimensioni. La numerosità e la grandezza dei conoidi da debris flow sono correlate alla forte tettonizzazione della roccia dolomitica, alla conseguente ingente quantità di detriti (dovuti a colate, valanghe di neve, disgregazione e frammentazione delle pareti rocciose sovrastanti ecc.) che si accumula nei canali, e non ultimo alla particolare distribuzione dei rilievi rispetto alla direzione dei venti principali che espone questi versanti a precipitazioni di particolare intensità, condizione, quest'ultima, necessaria all'innescarsi dei flussi detritici.

L'alta densità e frequenza degli eventi di colate detritiche nel comune di Cortina è favorita dalla presenza di numerosi bacini rocciosi con caratteristiche morfometriche peculiari: dimensioni limitate (generalmente inferiori a 2 Km²), elevate pendenze (generalmente superiori a 40°), bassa permeabilità del substrato roccioso e assenza di vegetazione (Figura 2.8). Queste caratteristiche, in corrispondenza di eventi pluviometrici di forte intensità, determinano un tempo di corrivazione alla sezione di chiusura del bacino molto limitato e quindi, la possibilità di convogliare grandi volumi d'acqua in poco tempo su superfici limitate.

Per quanto detto, tali bacini possono rispondere drammaticamente all'alta intensità delle piogge di breve durata (più di 15 mm in 30 min), generando rapidamente scarichi con alti deflussi (>1 m³/s) verso valle (Berti e Simoni, 2005).

La concentrazione dei suddetti deflussi in canali posti nella zona di transizione tra il substrato roccioso e le falde detritiche (Figura 2.8), dove la disponibilità di sedimento è elevata, può determinare l'innescarsi delle colate detritiche. Il meccanismo di innescarsi, comunemente riconosciuto per i bacini analizzati, è quello per erosione, in cui il detrito presente sul fondo del canale viene eroso dall'acqua e incorporato granulo per granulo nel flusso (Figura 2.9).

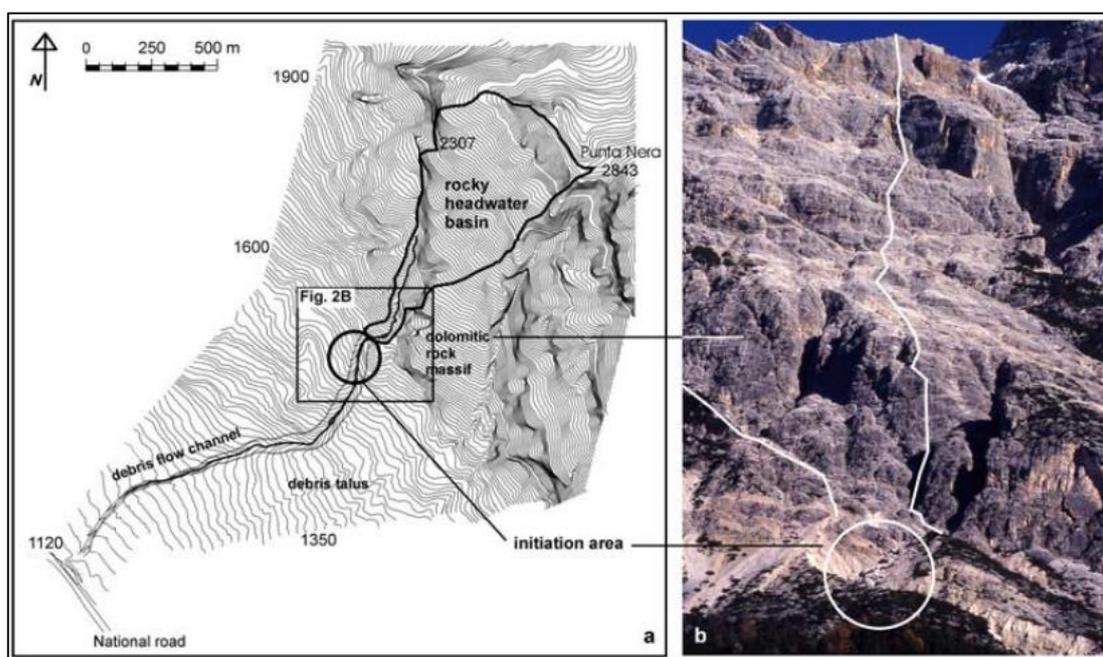


Figura 2.8 - a) Mappa topografica del bacino di Acquabona; b) foto del bacino roccioso di Acquabona, in evidenza l'area di innescarsi dei debris flows di Acquabona (Berti e Simoni, 2005).



Figura 2.9 - Immagine dei deflussi superficiali restituita dalla videocamera del sistema di monitoraggio DIMAI. La videocamera è orientata a monte in direzione del bacino roccioso, l'immagine è riferita all'evento meteorico del 11/07/2010 (Degetto et al., 2011).

Le condizioni idrologiche che portano all'innescò dei debris flow hanno un'elevata variabilità che dipende dal reticolo idrografico delle precipitazioni e dai tipi di terreno, ma anche dalla topografia e dalla morfologia del substrato roccioso sottostante il suolo, pertanto non tutte le precipitazioni brevi e intense riescono a generare colate detritiche.

Alla fase di innescò delle colate detritiche seguono le fasi di trasporto e accumulo. I debris flow si propagano sull'area di conoide erodendo nella parte apicale dove le pendenze sono piuttosto elevate (20° - 40°) e depositano nella parte terminale dove le pendenze si aggirano attorno a 10° - 18° . Durante il tragitto il flusso ingloba materiali granulometricamente eterogenei (principalmente detrito di falda prodotto dalla disaggregazione della dolomia principale) che possono influenzare il comportamento della colata rendendola più o meno viscosa e determinandone quindi la velocità (la quale dipende comunque anche dal volume di materiale coinvolto nel singolo evento). I canali possono essere incisi, soprattutto nel tratto iniziale, mediamente incisi e non incisi (Figura 2.10). Solitamente nel tratto terminale, si trovano aree di accumulo di detrito, aree in erosione e strozzature determinate da massi di grandi dimensioni che possono determinare la divagazione del canale di flusso (Figura 2.11).

La deposizione, invece, avviene dove la morfologia ha una pendenza media piuttosto bassa (10° - 18°). Il flusso in questa zona non ha più l'energia necessaria al trasporto del materiale e inizia a depositare. I depositi di colata sono generalmente di forma lobata, granulometricamente eterogenei, privi di stratificazione o di strutture sedimentarie e sono caratterizzati dalla presenza del "rigid plug" e di materiale più grossolano sul fronte e in corrispondenza degli argini. La sovrapposizione dei depositi di più eventi di colata, porta alla formazione dei conoidi che, generalmente, hanno pendenze maggiori di 7° . Altri processi, quali valanghe e crolli, possono contribuire all'accumulo di sedimento sui conoidi.

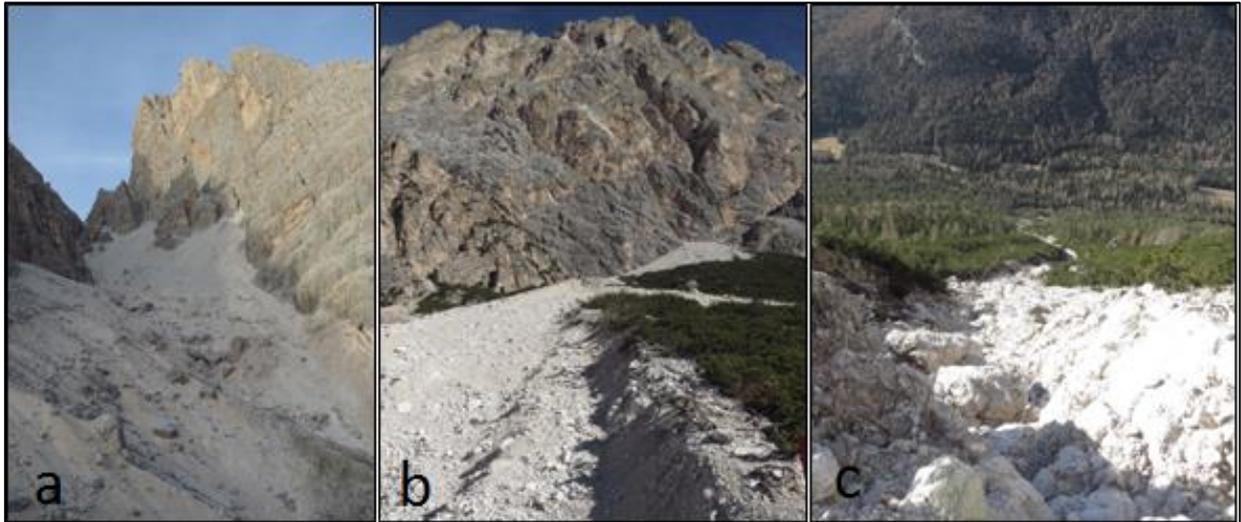


Figura 2.10 - a) Falde detritiche in prossimità del punto di innesco dei debris flows (Cristallo); b) parte alta del canale di colata mediamente inciso; c) propagazione verso valle di un canale di colata poco inciso.



Figura 2.11 - Tratto terminale di un canale. Si notano depositi di colata recenti che ricoprono la vecchia incisione (Ferretti, 2015).

2.4 Debris flows nell'area di Cortina: eventi e rischi

Le colate detritiche, o debris flows, sono uno tra i più pericolosi e distruttivi processi geomorfologici che interessano le aree montane di tutto il mondo.

La loro rapidità ed imprevedibilità sono talvolta causa di perdite di vite umane e di ingenti danni economici. La loro capacità distruttiva viene, tuttavia, troppo spesso sottovalutata, anche perché colate detritiche di rilevante intensità possono saltuariamente interessare corsi d'acqua, anche piccoli, che durante la normale attività alluvionale danno luogo solo ad eventi liquidi (piene) associati a portate di picco relativamente modeste.

L'esigenza di approfondire la conoscenza sui debris flows nasce dalla necessità di individuare le aree maggiormente esposte a rischio e, dunque, di ottimizzare la pianificazione territoriale mediante una corretta gestione del territorio.

Al contempo, l'individuazione degli elementi esposti al rischio permette di elaborare strategie rivolte alla sua mitigazione (rilocalazione, opere di difesa).

A tal fine le informazioni storiche sono di fondamentale importanza in quanto permettono di valutare la ricorrenza di certe condizioni indesiderate alle quali è collegato il verificarsi di un evento catastrofico.

Nel caso dell'area di Cortina D'Ampezzo sono presenti, soprattutto nelle zone più esposte al rischio (presenza di strade e abitati), numerose informazioni storiche sugli eventi di colate detritiche che si sono susseguiti nel corso degli anni. Tuttavia tali dati non fanno parte di una raccolta sistematica ma provengono da diverse fonti quali: archivi, pubblicazioni, foto, vecchie mappe e giornali. Per i dati più vecchi, talvolta, non sono riportate le date esatte degli eventi ma solo l'anno. Molti di questi dati provengono dalla documentazione dei lavori di ripristino delle infrastrutture (ferrovia e Strada Nazionale 51) compromesse in seguito a eventi di colata di forte intensità (Genevois et al., 1999).

I sistemi di monitoraggio, recentemente installati su alcuni dei bacini più attivi e pericolosi della zona, permettono di ampliare la base conoscitiva con informazioni utili alla modellazione (statistica, idrogeologica, idraulica geotecnica ecc.) di questi fenomeni. Tali dati consentono di correlare gli eventi di debris flow con piogge di particolare intensità e durata fornendo, dunque, una stima delle soglie pluviometriche necessarie all'innesco del fenomeno (Berti e Simoni, 2005; Genevois et al., 1999; Lamberti et al., 1999; Scotton et al., 2011).

Di seguito sono descritti alcuni degli eventi di debris flow più significativi, in termini di pericolosità e intensità, occorsi nel territorio di studio.

Nell'area a nord di Cortina (Figura 2.2, zona 2), alle falde del gruppo del Pomagagnon, sono presenti molti conoidi anastomizzati di debris flow. In questa zona, a causa dell'elevata tettonizzazione degli affioramenti di dolomia, vi sono numerosi canali in cui si accumulano ingenti quantità di detrito che, in occasione di eventi pluviometrici intensi, vengono mobilizzate sotto forma di debris flow. Si tratta di fenomeni il cui percorso non è ben definito ma varia da evento ad evento, spaziando su tutta la superficie dei conoidi. Questi depositi hanno avuto evidenti riflessi sullo sviluppo morfologico del torrente Boite. Infatti, l'elevata sinuosità e la presenza di una piana lacustre a monte, originata dallo sbarramento del torrente ad opera dei conoidi detritici, testimoniano l'elevata intensità che i flussi detritici hanno avuto in passato (Neri et al., 2007). Tra gli elementi più vulnerabili della zona c'è la Strada Nazionale 51 che è stata più volte raggiunta dalle colate.

In questa zona, presso la località Fiames, si individua un imponente conoide originato da ripetuti eventi di colata. Il canale molto attivo che solca questo conoide, nasce a 1760 m di quota, nel ghiaione sotto le pareti rocciose del Pezzories (2300 m), scorre tra due pareti di roccia fino a 1540 m e termina in una zona di deposito (1310 m) in corrispondenza del torrente Boite.

Tra gli eventi relativi al canale di Fiames, registrati negli ultimi anni, vi è quello molto intenso del 5 settembre 1997 che ha coinvolto un volume di detrito compreso tra i 10.000 e 12.000 m³ (Genevois et al., 1999). In questo caso, gli elevati volumi di detrito mobilizzati dal flusso, hanno raggiunto la strada e il torrente creando numerosi danni. Un evento di minore intensità è stato registrato in luglio dell'anno successivo, in questo caso il volume mobilitato è stato di circa 1500 m³ (Genevois et al., 1999).

Data l'elevata frequenza con cui si verificano i detti eventi, a difesa della strada statale e degli edifici a rischio, sono stati recentemente realizzati degli interventi di protezione (bacino di ritenzione dei sedimenti).

Un altro canale particolarmente attivo posto nella medesima zona, è il canale di Fiames Pomagagnon, che ha origine sotto le pareti rocciose meridionali della Croda di Pomagagnon (2450 m). Dal bacino, il 5 settembre del 1997, dopo un rovescio temporalesco di intensità pari a 0.24 mm/min, si innescò un debris flow che depositò un volume di detrito pari a 10.000 m³.

A sud dell'abitato di Cortina, in prossimità del gruppo del Sorapis (Figura 2.2, zona 4) è presente un altro settore della valle del Boite in cui sono stati documentati numerosi eventi di debris flow. In questa zona i versanti rocciosi hanno pareti molto pendenti ai piedi delle quali sono presenti numerosi conoidi di colate detritiche, in parte tuttora attivi. Ciò in relazione anche alla forte tettonizzazione della roccia dolomitica che ha favorito la formazione di stretti e incisi canali dove si accumulano ingenti quantità di detrito e, non in ultimo, all'esposizione dei rilievi ai venti dominanti che generano, su questi versanti, eventi pluviometrici di particolare intensità (Neri et al., 2007).

In tale contesto morfoclimatico sono stati catalogati, sin dal 1928, numerosi eventi di colata relativi al canale di Rio Acquabona che hanno prodotto molti danni alle infrastrutture ferroviarie e stradali. Il Rio Acquabona, che raccoglie il deflusso dalle pendici rocciose orientali di Sella di Punta Nera (2667 m), scorre nei depositi di debris flow seguendo il percorso definito da un canale profondamente inciso e pendente.

Relativamente al canale Acquabona, in tempi recenti sono stati registrati due fenomeni di particolare intensità che sono rispettivamente: quello del 12 giugno 1997 e quello del 17 agosto 1998. Il primo seguì una precipitazione che portò al suolo 22 mm di pioggia in circa 30 minuti, con picchi di intensità superiori a 1 mm/min. Il volume totale del materiale mobilizzato fu stimato intorno ai 6000 m³. Il secondo accadde in seguito ad una precipitazione di intensità pari a 0.84 mm/min e durata di 30 min che produsse un volume di materiali valutato intorno agli 8.000-9.000 m³. Tali eventi non provocarono danni alla strada grazie alla vasca di contenimento progettata e messa in opera a difesa da questi fenomeni (Genovois et al., 1999).

Nell'ultimo decennio i debris flow innescati dal bacino di Acquabona hanno aumentato la produttività di detrito: nell'evento del 30 settembre del 2000 furono depositati 10.000 m³ (precipitazione con durata di 120 min e intensità pari a 0.16 mm/min); nell'evento del 30 giugno del 2001 il volume depositato arrivò a 30.000 m³ (precipitazione con intensità di 0.36 mm/min) (Tecca et al., 2003); il mattino del 18 luglio del 2009, furono registrate due ondate di debris flows, la prima delle quali produsse un volume stimato tra i 2000 e i 3000 m³, la seconda, invece, produsse un volume stimato tra i 20000 e 22000 m³ (Scotton et al., 2011).

Anche i versanti meridionali del gruppo del Cristallo hanno una morfologia adatta all'innescò di colate detritiche. In questa zona i dati storici indicano come particolarmente attivi i bacini: Rio Gere, Passo Tre Croci e Piz Popena (Figura 2.2, zona 3) (Neri et al., 2007). Dal grande bacino di Rio Gere, con apice nella Cima di Mezzo del monte Cristallo (3154 m s.l.m.), si innescano processi di colata detritica molto importanti come quello del 31 luglio 1998 che produsse volumi di detrito stimati in 13500 m³ (intensità precipitazione 0.86 mm/min) (Lamberti et.al 1999).

In questa area il canale più maestoso è il Rudavoi, collegato al bacino del Piz Popena (3154 m s.l.m.). Quest'ultimo il 5 settembre 1997, dopo una precipitazione di un'ora con intensità di 0.48 mm/min, innescò una colata di 100.000 m³ di materiale detritico, lasciando depositi anche lungo il canale.

Nel settore nord-est del comune di Cortina, a confine con la regione Trentino (Figura 2.2, zona 7), è presente il bacino di Cimabanche dal quale il 3 giugno e il 5 settembre dell'anno 1988 si innescarono due eventi di debris flow. Il primo di questi, si verificò in seguito ad una precipitazione che portò al suolo 20 mm di pioggia in 9.3 minuti e produsse una colata con un volume stimato di 1500 m³; il secondo si verificò in seguito ad una precipitazione che portò al suolo 23 mm di pioggia in 170 minuti e produsse una colata con un volume stimato di circa 1000 m³ (Lamberti et al., 1999).

Il breve elenco, sopra riportato, di alcuni degli eventi di debris flows occorsi negli ultimi anni nel territorio di Cortina, dimostra l'elevata suscettibilità dell'area a fenomeni di dissesto tramite debris flows.

Capitolo 3

MATERIALI E METODI

3.1 La tecnologia LiDAR e il modello digitale delle elevazioni (DEM)

In tempi recenti si vanno sempre più diffondendo le tecniche di analisi geomorfologica che si fondano sull'utilizzazione della cartografia numerica e la rappresentazione digitale del terreno DTM.

Un DEM (Digital Elevation Model) è un modello digitale capace di rappresentare la variazione continua della quota dei punti costituenti la superficie topografica in esame.

I dati di un DTM possono essere organizzati in tre diversi tipi di strutture:

- Carte vettoriali basate su curve di livello;
- Triangulated Irregular Networks (TIN);
- DEM grid.

Tra questi, i più comunemente utilizzati per la rappresentazione della morfologia del territorio, e di supporto alle analisi di tipo idrologico e geomorfologico, sono i DEM grid dove ogni elemento della griglia viene memorizzato con la rispettiva quota (il grid è utilizzato come matrice delle altezze).

La potenza del modello DEM è dovuta alla facilità con cui le matrici possono essere manipolate tramite gli elaboratori elettronici. È possibile distinguere diverse tipologie di modelli digitali topografici per i quali è utilizzato un acronimo differente: DEM, DSM e DTM.

Il DEM viene inteso come forma generica ad indicare tutti i modelli digitali delle elevazioni derivati con tecniche di tipo tradizionale, il DSM come il modello digitale relativo alla prima superficie riflettente e per questo comprensivo di vegetazione, edifici, ecc. ed infine il DTM che è la rappresentazione digitale del solo terreno (suolo nudo).

La costruzione di un DEM è basata sull'interpolazione di dati altimetrici che possono avere origine diversa: digitalizzazione di carte topografiche, rilievo del terreno o Remote Sensing. Quest'ultima tipologia comprende tre metodologie principali per l'acquisizione dei dati: la fotogrammetria, il radar e il LiDAR.

Il LiDAR (Light Detection and Ranging), è la tecnologia che negli ultimi anni ha avuto il maggior utilizzo per diverse applicazioni, in quanto permette la mappatura dei dati altimetrici di un territorio in modo relativamente veloce e preciso.

Tale tecnologia è costituita da un sensore laser per le misure delle distanze, dalle caratteristiche più o meno complesse, che ha incrementato l'affidabilità e l'accuratezza delle misure e, dunque, la precisione nella costruzione del DEM.

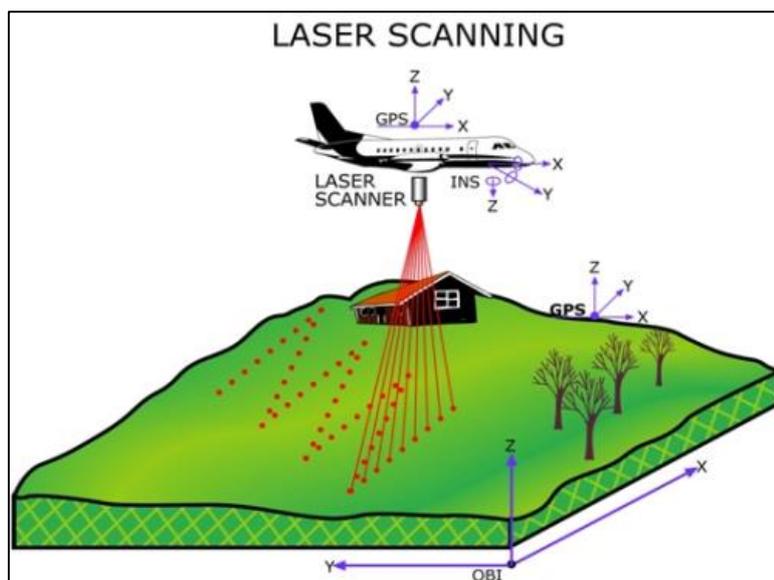


Figura 3.1 - Schema riassuntivo di un rilievo LiDAR (ASPRS, www.asprs.org).

Il sistema LiDAR aerotrasportato ha rivoluzionato la tecnica di rilievo topografico, rendendosi efficace anche in zone molto articolate e di difficile accesso come in piccoli bacini montani. Nel particolare questa tecnica è basata sul sorvolo dell'area d'interesse con un aereo o un elicottero sul quale sono montati un telemetro laser che misura il tempo di ritorno del segnale emesso restituendo così la misura dell'altezza. L'assetto del velivolo è determinato da un sistema inerziale che permette di determinare i tre gradi di libertà dovuti a rollio, beccheggio e deriva del mezzo; e da un GPS che definisce la posizione assoluta del telemetro rispetto al sistema di coordinate di riferimento (Figura 3.1).

Il risultato finale di un rilievo LiDAR aerotrasportato è la restituzione delle coordinate x , y e z di ogni misurazione con precisione dipendente dalla quota di volo e dalla strumentazione utilizzata. L'elevata accuratezza nelle misure topografiche, raggiungibile mediante l'impiego della tecnologia LiDAR, permette la costruzione di modelli digitali del territorio (DTM) molto precisi in termini di quote e pendenze fornendo una descrizione morfologica molto dettagliata anche in territori complessi dal punto di vista geomorfologico (Dalla Fontana e Marchi, 2003).

3.2 Creazione del DEM mediante dati LiDAR

I dati altimetrici relativi al Comune di Cortina d'Ampezzo, rilevati con tecnologia LiDAR, sono stati forniti dalla Casa delle Regole d'Ampezzo in formato di curve di livello vettoriali con inter-distanza pari a: 1 m per la quasi totalità del territorio; pari a 5 m per due piccole zone estese circa 3.75 km^2 site nel Massiccio del Cristallo e nel Massiccio della Croda Rossa. Tale disparità nei dati è dovuta al fatto che l'inter-distanza tra le misure tramite LiDAR è legata alla quota di volo del velivolo che, in zone molto impervie e ricche di complessità geomorfologiche, deve necessariamente essere più alta. Questo causa una perdita di definizione delle misure.

Ai fini del lavoro, è stato necessario convertire i dati vettoriali in un DEM tramite un'operazione di interpolazione che si è avvalsa dei seguenti supporti cartografici e tecnologici:

- Carta Tecnica Regionale (CTR) in scala 1:10.000 della Regione Veneto, elementi: 016140, 016150, 029020, 029030, 029060, 029070, 029100, 029110 disponibili in formato TIFF sul geo-portale della Regione Veneto, Sezione Pianificazione Territoriale Strategica e Cartografia (www.regione.veneto.it/Ambiente+e+Territorio/Territorio/Cartografia+Regionale).
- foto aeree relative all'area del Comune di Cortina d'Ampezzo relative all'anno 2012 - fornite dal servizio WMS del geo-portale nazionale e dal servizio WMS di ArcGis;
- Curve di livello vettoriali a 1 m del territorio comunale di Cortina D'Ampezzo;
- Software per elaborare e georeferenziare i dati (ArcGis).

Il processamento dei dati LiDAR per la creazione del DTM e le analisi morfometriche eseguite in questo lavoro, sono state svolte con il software ArcGis 9.3, di Esri. Tale strumento permette la gestione, l'analisi, l'archiviazione e la visualizzazione di dati e informazioni con contenuto geografico/spaziale. All'interno del software sono disponibili vari strumenti (tool e funzionalità) per lavorare con i dati geografici interagendo con l'informazione georeferenziata secondo diversi punti di vista: archiviazione di dataset geografici (ArcCatalog), creazione ed elaborazione delle mappe (ArcMap), strumenti per l'analisi geografica o geoprocessing (ArcToolbox).

L'accuratezza dei dati LiDAR (curve di livello ad 1 m) ha permesso, tramite le tecniche di interpolazione descritte di seguito, la creazione di un modello digitale del terreno con risoluzione di un metro, su quasi tutta l'area elaborata, con precisione di 5 m, per le due zone in cui i dati LiDAR avevano curve di livello a 5 m.

Il principale problema che deriva dalle operazioni di interpolazione delle curve di livello è dovuto alla distribuzione dei punti di misura che si trovano a quote fisse in corrispondenti alle curve stesse. Questo provoca effetti artificiali che si manifestano come gradonature in corrispondenza delle quote delle curve di livello.

Tale effetto è eliminabile utilizzando tecniche laboriose di interpolazione (kriging) solo quando si individua un trend costante.

Nel caso di studio, l'ampia estensione e la complessità morfologica non ne hanno permesso l'applicazione su tutta l'area di interesse. Pertanto la regolarizzazione della topografia è stata eseguita adottando tecniche più semplici. Dopo numerosi tentativi (procedura di tipo "trial and error"), è stata messa a punto una procedura relativamente rapida e basata sulla modifica dei nodi di interpolazione.

La procedura è soddisfacente dato che consente di eliminare o limitare fortemente gli effetti di gradonatura, modificando i nodi, senza modificare sostanzialmente il profilo dato dalla semplice interpolazione dei dati vettoriali di partenza.

Di seguito è riportata la successione di operazioni, eseguite su arcgis, per la creazione del DEM con risoluzione di 1m:

- conversione dei dati vettoriali (prodotti del rilievo LiDAR) da file in formato .dwg a file in formato .shp;
- creazione del TIN, ovvero una rappresentazione superficiale del terreno ottenuta mediante una procedura di triangolazione. A tal fine è stata utilizzata la funzione di arcgis del pacchetto “3D Analyst”, “Create TIN from features” nella quale sono state inserite: le quote ottenute dal rilievo LiDAR, come “height source”; l’opzione soft line in “tringle as”.
- correzione degli effetti di gradonatura presenti nel TIN: tale operazione è stata eseguita mediante la funzione “Decimate TIN Nodes” del pacchetto “3D Analyst”, ottenuta selezionando la voce “TIN Surface”. Questa funzione produce un TIN che è una versione generalizzata del precedente, infatti viene selezionato un sottoinsieme di nodi dal TIN, definito dall’operatore inserendo il valore di input “Z tollerance”, per produrre il nuovo TIN (Figura 3.2). Poiché le diverse morfologie ambientali influiscono sulla procedura, la scelta della Z tollerance viene eseguita dall’operatore sulla base del valore che, pur eliminando gli effetti di gradonatura, meglio approssima la superficie data dal TIN iniziale. Nel caso dell’area esaminata è stato scelto, dopo vari tentativi, una Z tolerance con valore 0.2. In Figura 3.3 sono mostrate alcune sezioni prova eseguite per la scelta del valore di Z tolerance, da cui si deduce che il valore 0.2 è il migliore compromesso per l’approssimazione del profilo originale. Il valore 0.1 è stato scartato perché troppo simile a quello originale, col difetto dunque di ridurre il significato dell’operazione e quindi di mantenere l’artificiosa morfologia gradonata derivata dalle interpolazioni delle curve di livello.
- creazione del raster: tale operazione è stata eseguita sfruttando la funzione di arcgis “TIN To Raster” del pacchetto “Conversion-From TIN” presente in “3D Analyst”. Come input è stato inserito il TIN creato seguendo la procedura sopra descritta e come metodo di interpolazione è stato scelto “Natural Neighbors” con Sampling Distance: cellsize 1 m. Il metodo di interpolazione “Natural Neighbors” si basa sul concetto di media ponderata. Anziché assegnare i pesi in base alla distanza tra i punti, l’algoritmo assegna i pesi in base alla triangolazione Delaunay. I triangoli vengono costruiti utilizzando come vertici i punti di valore noto. Vengono successivamente selezionati tutti i triangoli posizionati intorno al punto da interpolare fino a formare un contorno convesso. Il valore dei punti è quindi pesato in base alla superficie del triangolo di appartenenza. Il metodo è utilizzabile in modo generalizzato, senza dover inserire parametri specifici ed ha il duplice vantaggio di lasciare i dati il meno disturbati possibile grazie alla linearità dell’algoritmo e di essere relativamente veloce.

I DTM ottenuti dalla procedura sopra descritta, sono stati uniti in un unico DTM, con risoluzione di 1m, mediante la funzione di arcgis “Mosaic to New Raster”. Il DTM così creato non ha una visualizzazione della topografia immediata. Pertanto è stata creata la mappa ombreggiata del DTM mediante la funzione “Hillshade” contenuta in “Spatial Analyst”.

Questa procedura consente di ottenere un'ipotetica illuminazione, con direzione scelta in base alle esigenze dell'operatore e alla morfologia del territorio, su ogni cella del raster. L'operazione è possibile settando la posizione di una ipotetica fonte di luce in base alla quale il programma calcola il valore di illuminazione per ogni cella, in funzione delle celle confinanti e dell'angolo di esposizione. Per la rappresentazione topografica dell'area di studio sono stati scelti i valori di illuminazione: Azimuth pari a 315° e altitudine pari a 45° .

Tale operazione ha permesso una migliore visualizzazione della superficie e delle forme morfologiche del DEM.

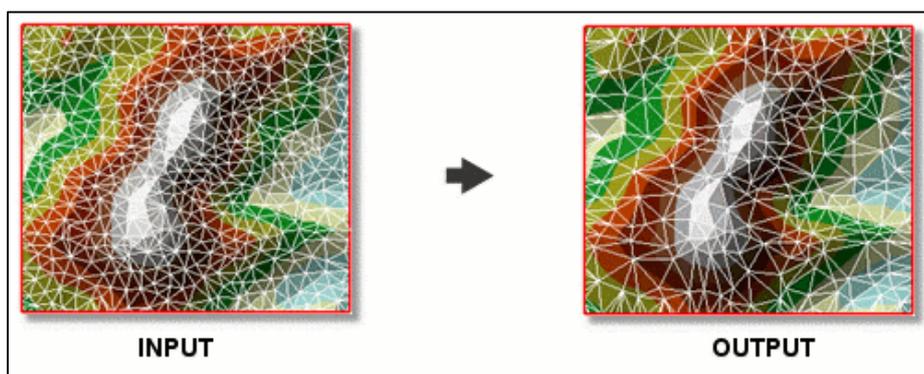


Figura 3.2 - Rappresentazione schematica della funzione "Decimate TIN Nodes" (Tool Help, arcgis 9.3).

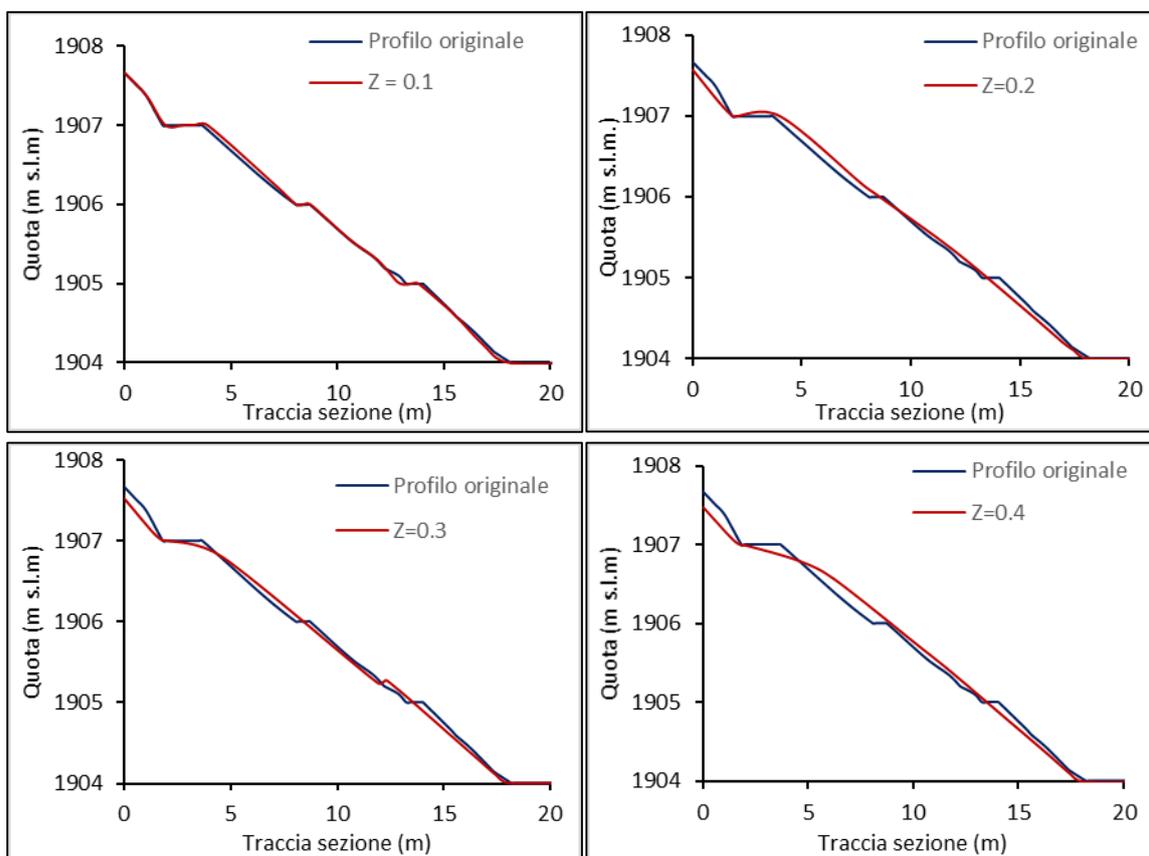


Figura 3.3 - Esempi di selezione dei valori per la funzione "decimate TIN nodes"; gli esempi riportati mostrano la gradonatura del TIN originale confrontato con quelli ottenuti mediante le 4 "Z tolerance" testate.

Dopo la creazione del DEM è stato settato il sistema di riferimento con coordinate U.T.M. - zona 32N - proiezione U.T.M. di Mercatore (TrasverseMercatore-Monte Mario), che fa riferimento al datum WGS 84 con caratteristiche:

- ellissoide WGS 84;
- utilizzo della proiezione di Mercatore;
- suddivisione del globo in 60 fusi e 20 fasce;
- falsa origine di 500000 m per evitare i numeri negativi;
- coordinata X è la distanza in metri dal meridiano centrale del fuso;
- coordinata Y è la distanza in metri dall'equatore.

In fine è stata scelta l'unità di misura (m) del DEM con cui sono stati eseguiti i rilievi morfometrici.

3.3 Estrazione della rete idrografica sintetica

Nel corso degli ultimi anni, è stato sviluppato un insieme di procedure per la realizzazione ed applicazione di cartografie digitali alla geomorfologia e all'idrologia. In particolare, è stata messa a punto una procedura che, a partire da un DTM raster, è in grado di individuare le linee di impluvio e di displuvio, suddividere l'area di un bacino in sottobacini elementari e calcolare i parametri morfologici di ciascuno di essi (Carrara, 2004). Nel caso di studio tali procedure sono state eseguite sulla base del DTM con risoluzione di 1 m ricavato seguendo il metodo descritto nel precedente paragrafo.

La prima fase, propedeutica all'individuazione di un bacino idrografico, consiste nell'estrazione del reticolo idrografico sintetico. Il reticolo idrografico è definito come il complesso di collettori fluviali (canali) che raccolgono i deflussi idrici superficiali provenienti dai versanti e li convogliano fino alla sezione di chiusura del bacino idrografico. Esso manifesta invariabilmente la struttura ad albero la cui ramificazione riflette la natura dei processi dominanti di natura climatica, idrologica, geologica, morfologica che controllano l'evoluzione del territorio.

Il concetto di collettore fluviale non è banale soprattutto in corrispondenza delle ramificazioni più periferiche del reticolo idrografico poste alle testate dei bacini. Queste porzioni della rete idrografica, infatti, pur conservando gli elementi geometrici e morfologici dei canali, possono essere effimere e cioè interessate dal deflusso delle acque solo in determinati momenti del ciclo idrogeologico. Pertanto, l'inizio di un collettore è interpretato come un fenomeno di soglia che vede il verificarsi di una concentrazione di deflusso tale da dare origine ad una forma di incisione nella quale siano trasportati deflussi solidi e liquidi tra due sponde, riconoscibili anche in condizioni di regime di flusso intermittente (Dietrich et al., 1993).

In ambiente dolomitico, la formazione delle teste di canale può essere determinata da molti fattori geomorfologici tra cui i più importanti sono l'erosione per strofinamento

superficiale dei sedimenti, erosione per infiltrazione e presenza di difetti geostrutturali della roccia.

Uno specifico interesse nell'identificazione dei tratti di testata del reticolo è riconducibile alle esigenze legate all'estrazione della rete idrografica sintetica dal modello digitale delle quote, in quanto, la definizione corretta delle posizioni di testa del canale, è un passo essenziale che consente al modello di applicare in modo intelligente il trasferimento dei flussi alle porzioni corrette del bacino idrografico. Tuttavia tale operazione, nonostante abbia implicazioni concettualmente rilevanti, mantiene elementi di incertezza legati alla mancanza di criteri oggettivi e generalizzabili per l'individuazione dei punti di inizio del reticolo idrografico (Dalla Fontana, 2005).

Tenuto conto delle limitazioni sopra descritte, a fini teorici ed applicativi, è molto importante poter individuare automaticamente il reticolo idrografico e gli spartiacque e, quindi, suddividere l'area di un bacino nei suoi sottobacini o emi-sottobacini (versanti principali) elementari, ciascuno corredato dei principali parametri morfologici (superficie, perimetro, pendenza, esposizione, ecc.), partendo da un DTM.

Con tali finalità il software ArcGis 9.3 offre un pacchetto di funzioni chiamato "Spatial Analyst Tools" – Hydrology, che aiuta l'operatore GIS ad effettuare il pre-processamento del DEM dal riconoscimento dello spartiacque all'estrazione del reticolo di sintesi.

L'iter prevede una serie di operazioni a cascata, in cui i file in input di una generica operazione sono quelli ottenuti in output dall'operazione precedente. In primis è necessario individuare le direzioni di drenaggio, cioè il percorso effettuato da una goccia d'acqua che segue la massima pendenza del suolo. Il programma le individua analizzando le differenze di quota tra un pixel e gli otto adiacenti. Successivamente si determina l'area cumulata, come la somma di tutti i pixel appartenenti alle direzioni di drenaggio che stanno a monte rispetto al pixel considerato. Tale valore è una misura di come il flusso si organizza all'interno del bacino. Successivamente si stabilisce il valore dell'area drenata, superato il quale, si ha la formazione di una canalizzazione (imposizione di un valore di soglia dell'area drenata). La soglia ha il significato fisico di flusso minimo necessario per l'innesco dei meccanismi di incisione della rete. Una soglia bassa produrrà, quindi, una rete idrica molto densa e ramificata, di contro, l'imposizione di un valore di soglia elevato, determinerà una rete di deflusso meno ramificata.

Le operazioni sopra descritte sono eseguibili mediante diversi algoritmi di calcolo tra cui i più noti sono: il metodo "single flow" (D8), il metodo "Dinfinito" (D_{∞}) e il metodo "multiple flow" (MF). I tre algoritmi, i cui dettagli sono reperibili facilmente anche nella manualistica tecnica dei prodotti software, si caratterizzano per rappresentare in modo diverso la dispersione delle direzioni di deflusso (Dalla Fontana, 2005). Di seguito saranno descritte, step by step, le operazioni volte a ottenere la rete idrografica, relativa all'area analizzata in questo lavoro, mediante l'utilizzo dell'algoritmo "single flow" (D8).

3.3.1 Rimozione dei Pit

Il primo passo, propedeutico alla corretta individuazione della rete di drenaggio, è la rimozione dei punti del modello costituenti depressioni chiuse (pit), prive cioè di deflusso delle acque superficiali. Tali punti hanno una duplice origine: la prima è semplicemente costituita da errori dell'algoritmo di generazione del DTM, la seconda è riferibile ad aree naturalmente (doline, laghi, ecc.) o artificialmente (invasi, scavi, ecc.) depresse.

A prescindere dalla loro origine, dette depressioni devono essere necessariamente eliminate al fine di permettere il corretto funzionamento di qualsiasi algoritmo di generazione della rete degli impluvi e displuvi.

La funzione “Fill” di ArcGis permette di riempire tali depressioni evitando che la rete di drenaggio, ricavata dalle analisi successive, sia discontinua (Figura 3.4).

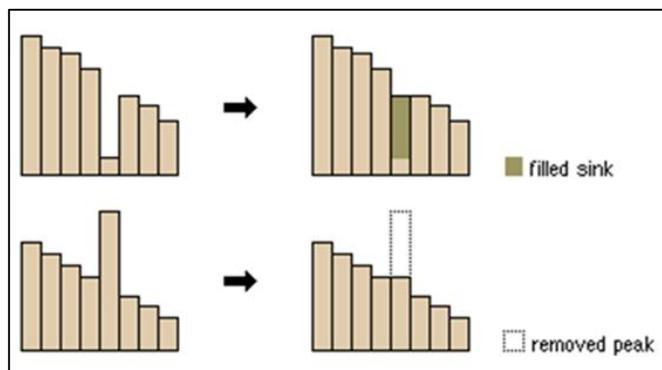


Figura 3.4 - Esempio di creazione e rimozione dei pit (Tool Help, arcgis 9.3).

3.3.2 Flow Direction

L'operazione D8 “Flow Directions”, eseguita utilizzando l’omonimo tool di ArcGis contenuto in “Spatial Analyst Tools” – Hydrology, consente di creare un raster di direzione di deflusso da ogni cella alle celle confinanti poste a quote più basse. Tale operazione considera ogni singolo pixel del DTM e lo confronta con gli otto pixel circostanti secondo le quattro direzioni cardinali e le quattro direzioni diagonali, individuando la direzione di drenaggio come il percorso con massima pendenza topografica. La pendenza è definita attraverso il rapporto tra la differenza di quota di due celle adiacenti e la loro distanza (lineare o diagonale) (Figura 3.5). Nel caso in cui due percorsi siano caratterizzati da uguale pendenza, viene assegnata come direzione di drenaggio la prima in senso antiorario a partire da est. A livello pratico l'operazione genera due griglie: la prima contiene la direzione di flusso di ogni cella identificata da un valore da 1 a 8, calcolata con la direzione di massima pendenza, la seconda attribuisce a ogni pixel la pendenza calcolata nella direzione di drenaggio.

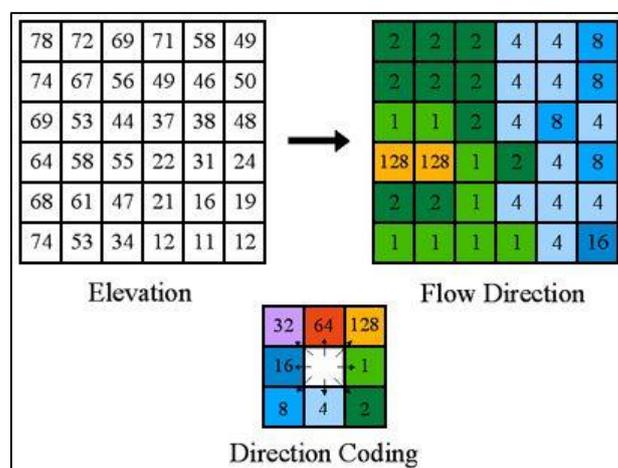


Figura 3.5 - Schema dell’algoritmo di calcolo utilizzato per la Flow Direction (Tool Help, arcgis 9.3).

3.3.3 Flow Accumulation

L'operazione "Flow Accumulation", contenuta sempre in "Spatial Analyst Tools" – Hydrology di ArcGis, permette di connettere in modo univoco tutte le celle di flusso individuate dalla procedura "Flow Directions" sopra descritta (Figura 3.6).

L'algoritmo "Flow Accumulation" associa a ogni pixel appartenente a una direzione di drenaggio, il numero dei pixel che stanno a monte di esso. In pratica viene creato un raster di flussi accumulati in cui ogni cella ha come peso la somma di tutte le celle che sciolano in essa a partire da quelle con valore unitario che rappresentano lo spartiacque. In questa procedura è possibile inserire una sezione di chiusura a delimitare l'area contribuyente del bacino, a patto che tale punto sia posizionato in corrispondenza di un pixel canalizzato. Questo può essere impossibile all'inizio della generazione del reticolo idrografico, poiché non si può prevedere con precisione dove si posizioneranno i pixel canalizzati. Generalmente si può fare riferimento a una mappa cartografica in cui sia definita la rete idrografica, auspicando che sia sufficientemente affidabile e accurata. Alternativamente si genera l'estrazione della rete idrografica per l'intera mappa per poi posizionare, sul ramo della rete interpretato dall'operatore come sezione di chiusura, il punto su cui il modello andrà a calcolare il bacino idrografico.

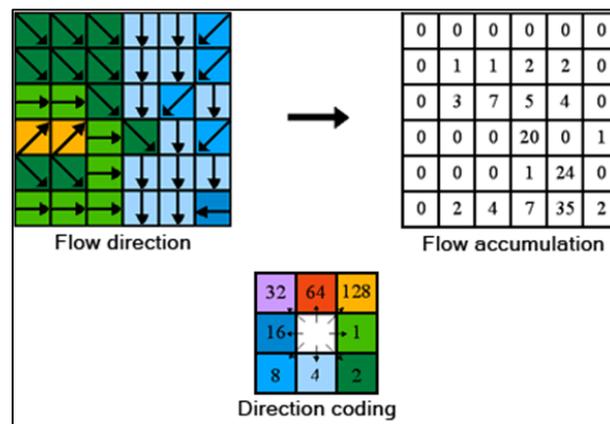


Figura 3.6 - Schema algoritmo di calcolo Flow Accumulation (Tool Help, arcgis 9.3).

3.3.4 Individuazione della rete di drenaggio sintetica

L'individuazione dei siti canalizzati, e dunque della rete di drenaggio, si ottiene dall'imposizione di soglie topografiche proporzionali alle portate minime, in corrispondenza delle quali, si ha l'incisione del substrato su cui si imposta la rete.

Queste, possono essere decise sulla base di due differenti approcci che si basano: l'uno sul valore soglia dell'area drenata; l'altro, sulla combinazione di valori soglia area-pendenza.

In questo studio è stato utilizzato il "metodo della soglia costante" che consiste nell'imporre un valore limite sull'area drenata oltre cui le celle del grid sono considerate dal modello canalizzate (Figura 3.7).

Ovviamente, maggiore è tale valore, minore è il grado di ramificazione dei canali che si vanno a considerare; viceversa, minore è la soglia, più la rete ha una conformazione ad albero molto ramificata.

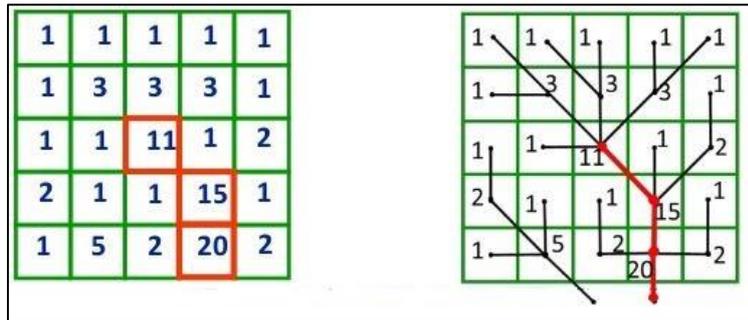


Figura 3.7 - Schema algoritmo di calcolo “soglia costante”; l’immagine mostra le celle che vengono aggregate dal modello impostando una soglia pari a 10 (Tool Help, arcgis 9.3).

Nel presente lavoro sono stati considerati come rete drenante solamente i canali descritti e interpretati secondo Montgomery e Dietrich (1988). Questi autori ritengono che negli ambienti umidi, i canali differiscono dalle cavità in quanto hanno argini ben definiti e misurabili e la testa del canale rappresenta la transizione dalla cavità alla rete di canali (in un’area solo alcune cavità terminano in teste di canale).

La procedura di calcolo è stata eseguita mediante il software ArcGis, tramite il comando “Raster calculator: Flow accumulation > 800.

Questa operazione ha consentito di individuare un reticolo idrografico sintetico che ha riprodotto, in forma più o meno consistente, l’andamento delle linee di impluvio naturali (Figura 3.8). Successivamente, sulla base del detto reticolo, sono state eseguite le correzioni manuali cancellando i tratti di rete drenante a cui non corrispondevano incisioni topografiche precisamente individuabili sul DTM e/o visibili da fotografia aerea. Più raramente, sono stati aggiunti tratti di canale (individuabili sul DTM e/o visibili da fotografia aerea) che non erano stati automaticamente individuati.

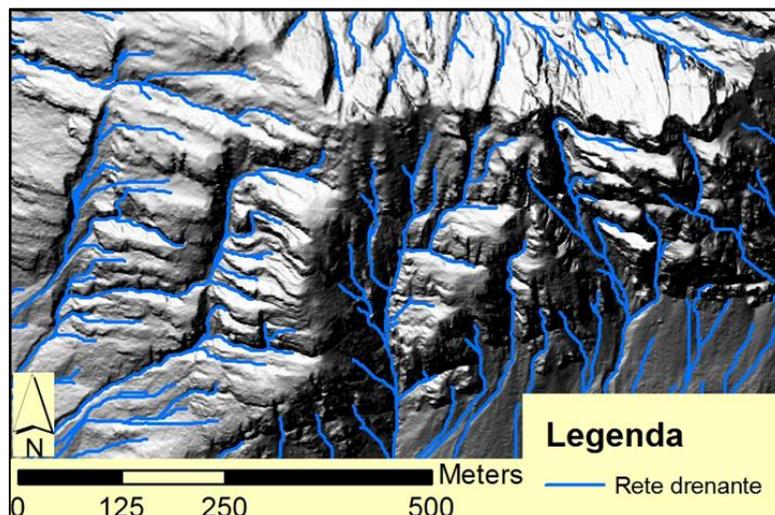


Figura 3.8 - Esempio di creazione della rete idrografica sintetica.

3.4 Elementi morfometrici dei debris flows

3.4.1 Punti di innesco e bacini

In ambiente dolomitico, le colate detritiche si innescano tipicamente in corrispondenza della sezione di chiusura di piccoli bacini rocciosi dove, inseguito a eventi pluviometrici di alta intensità, vengono convogliati elevati volumi di acqua sulle falde detritiche che bordano gli ammassi rocciosi. Pertanto, la zona di transizione posta tra il bacino e il canale di scorrimento delle colate, è comunemente interpretata come punto di innesco del flusso e coincide con la sezione di chiusura del bacino (Figura 3.9). Al contempo, il punto di innesco si viene a collocare all'apice delle conoidi deposizionali che raccordano le pareti rocciose ai fondo valle.

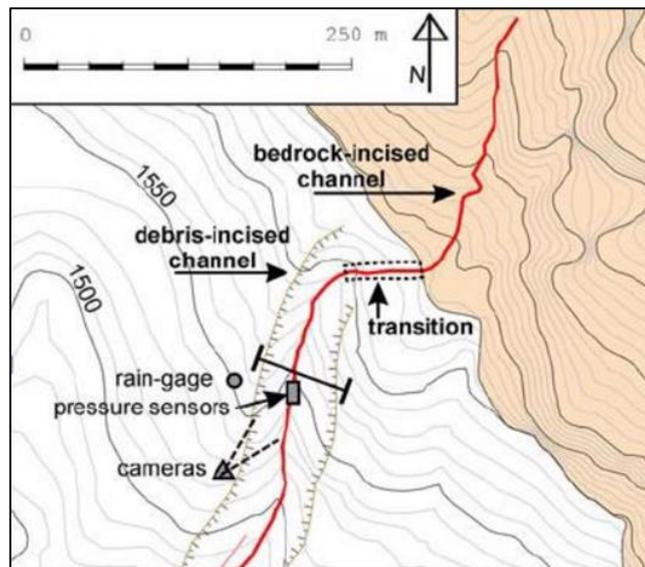


Figura 3.9 - Illustrazione schematica della zona di innesco di una colata detritica. La figura mostra il bacino in roccia (in rosa) e il canale inciso nel detrito. L'innescò della colata avviene a partire dalla zona di transizione e nella parte alta del canale inciso (Berti e Simoni, 2005).

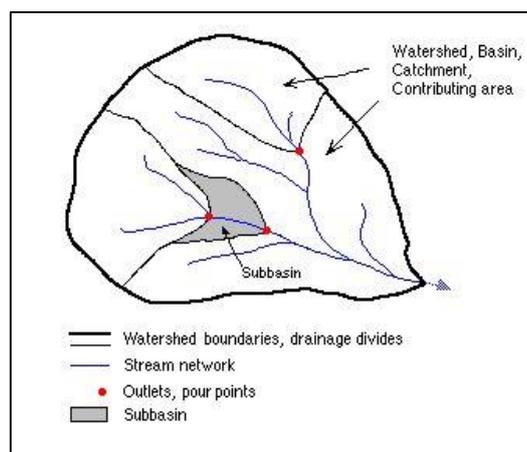


Figura 3.10 - Rappresentazione schematica della funzione "Watershed" (Tool Help, arcgis 9.3).

Nel caso di studio i punti di innesco sono stati individuati, seguendo le dette indicazioni, sulla base del confronto tra il modello DEM e le ortofoto (foto aeree anno 2012).

La procedura è stata eseguita su ArcGis creando uno “shape file” dei punti di innesco opportunamente numerati e posti nella zona di transizione a contatto con la rete di drenaggio.

Successivamente, mediante il tool di ArcGis “Watershed” del pacchetto “Spatial Analyst Tools” – Hydrology, sono state calcolate le aree contribuenti per ogni punto di innesco definendo, così, i rispettivi bacini idrografici (Figura 3.10 e Figura 3.11).

I parametri areali utilizzati per l’analisi morfometrica dei bacini, sono stati misurati sulla base del DEM con risoluzione ad 1 m.

Una volta estratte le aree di ogni singolo bacino, sono stati misurati i rispettivi valori di quota min. e max., area e perimetro.

I valori di pendenza dei bacini, invece, sono stati estratti dal raster delle pendenze, generato utilizzando l’apposita funzione di ArcGis, “slope” contenuta nel pacchetto “Spatial Analyst Tools”. La funzione opera stimando il valore di pendenza di una cella analizzando la massima variazione di elevazione con le otto confinanti, da cui ricava in valore medio di pendenza. Questa finestra di nove celle totali si sposta in seguito lateralmente ricoprendo gradualmente tutta la superficie del DTM (media mobile), giungendo in questo modo ad attribuire ad ogni cella un valore di pendenza (grid delle pendenze). Il grid, ottenuto seguendo la detta procedura, è stato poi riclassificato, mediante la funzione reclassify, in 30 classi di pendenza intervallate ognuna da 3°. In questo modo, oltre ai valori medi di pendenza, sono stati ottenute le distribuzioni di frequenza della pendenza per ogni singolo bacino.

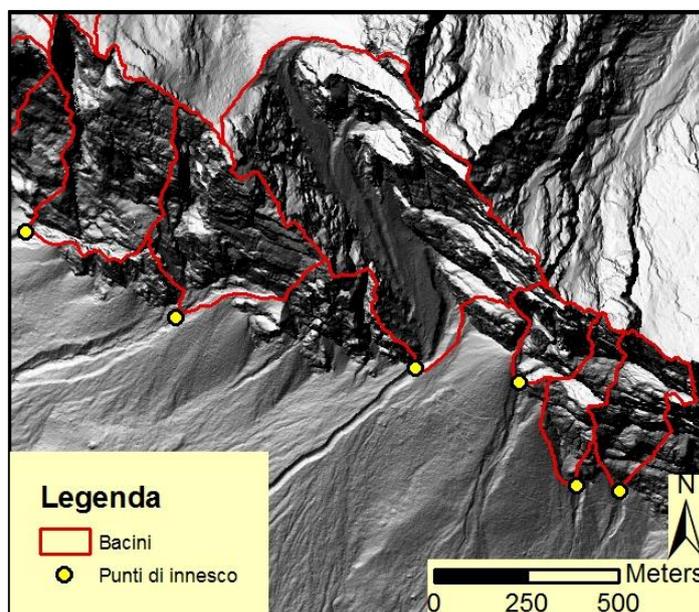


Figura 3.11 - Esempio di estrazione di bacini tramite individuazione della sezione di chiusura (punto d’innesco della colata).

3.4.2 Mappatura dei conoidi

I conoidi detritici, posti tra i bacini rocciosi e le principali vallate che solcano il territorio di Cortina, sono il prodotto di processi primari e secondari. I processi primari sono responsabili dell’erosione e del trasporto dei sedimenti dal bacino di drenaggio alle aree dove i gradienti di pendenza sono conformi all’angolo di attrito dei materiali trasportati.

Il susseguirsi nel tempo e nello spazio di questi processi, genera le tipiche forme morfologiche a cono che si ritrovano allo sbocco di gran parete dei bacini di tutto il mondo. Nell'area di studio, i principali processi che concorrono alla dinamica di formazione dei detti corpi sedimentari, sono riferibili all'elevata instabilità dei bacini rocciosi di alimentazione che si esplica mediante colate detritiche, frane, valanghe di roccia e crolli (paragrafi 2.3 e 2.4). In tale contesto, il ruolo svolto dalle valanghe è molto importante, in quanto comporta la rimozione del detrito sciolto dalle rocce, dagli scivoli e dai canali ridistribuendolo sui pendii sottostanti. Per quanto detto, il volume dei conoidi non deve essere considerato come prodotto esclusivo delle colate detritiche. I processi secondari, invece, agiscono sui depositi generati dalle dinamiche sopra descritte, rimaneggiandoli e modificandone la struttura.

Tenuto conto delle considerazioni sopra esposte, nel sito di studio sono riconoscibili molti conoidi detritici di origine mista, prodotti dall'erosione e dal trasporto dei sedimenti riferibili ai bacini di debris flow individuati. Tuttavia, la mappatura di questi corpi sedimentari risulta molto difficile a causa della loro sovrapposizione. Infatti, l'elevata densità dei bacini di debris flow, ha prodotto grandi volumi di sedimento che si sono depositati lungo i versanti formando conoidi spesso coalescenti e anastomizzate. Inoltre, molti di questi, sono stati erosi dal passaggio dei principali torrenti che solcano le zone deposizionali dei conoidi.

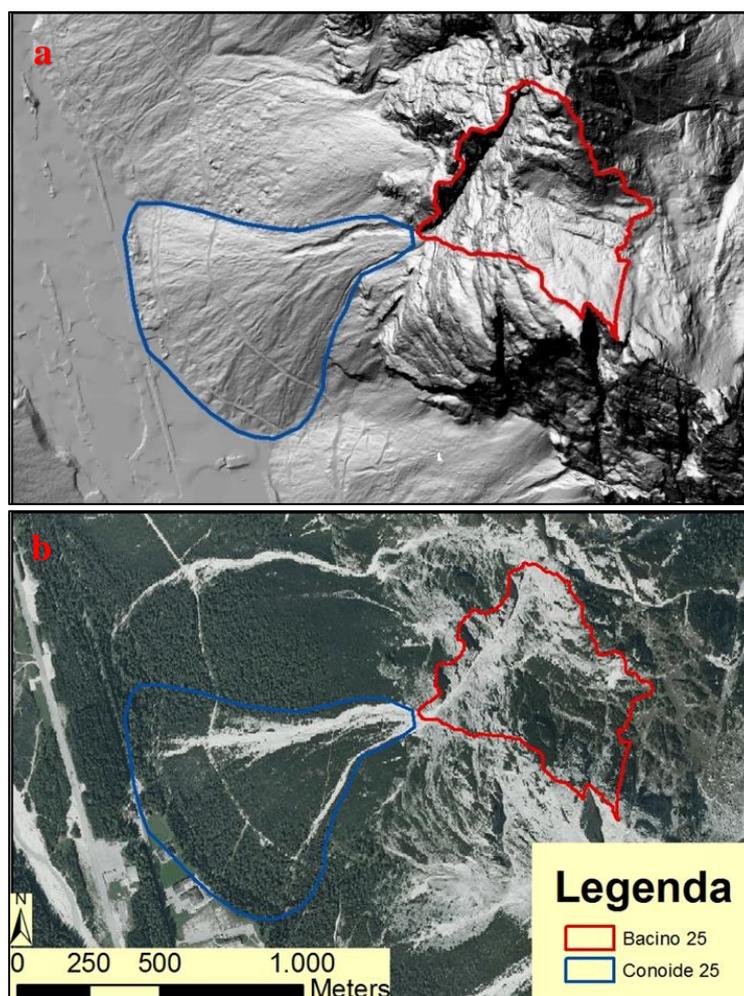


Figura 3.12 - Esempio della mappatura di un conoide corrispondente al rispettivo bacino: a) DEM; b) ortofoto.

Per quanto detto, in questo lavoro sono stati mappati solo i conoidi di deiezione in cui, gli elementi morfometrici caratteristici dei detti corpi deposizionali, erano distinguibili in modo chiaro su base morfologica e attribuibili ad un singolo bacino sorgente.

La mappatura dei conoidi è stata effettuata mediante interpretazione delle forme e delle fotografie aeree, utilizzando come base l'ortofoto del 2012 e il DTM. La procedura è stata eseguita mediante ArcGis creando uno "shape file" dei poligoni che delimitano l'area delle singole conoidi, opportunamente numerate seguendo l'ordine dei rispettivi bacini sorgente (Figura 3.12). In seguito, sono stati calcolati dal DTM e dal grid delle pendenze i principali parametri morfometrici (quota, area, pendenza ecc.) caratteristici di ogni singola conoide.

3.4.3 Mappatura dei Canali di colata

La definizione dei canali è stata eseguita manualmente sulla base dello "shape file" relativo alla rete idrografica sintetica, estratta seguendo la procedura sopra descritta (paragrafo 3.3.4). Mediante fotointerpretazione e confronto su DEM sono stati tracciati soltanto i canali interpretati come attivi e cioè, quelli che presentano evidente incisione del substrato e assenza o scarsa vegetazione. Il punto iniziale del canale è stato posto in corrispondenza del punto di innesco delle colate (punto di chiusura del bacino), il punto terminale, invece, è stato collocato nella zona finale dell'incisione, dove avviene la transizione tra i processi di prevalente erosione a prevalente deposizione (Figura 3.13).

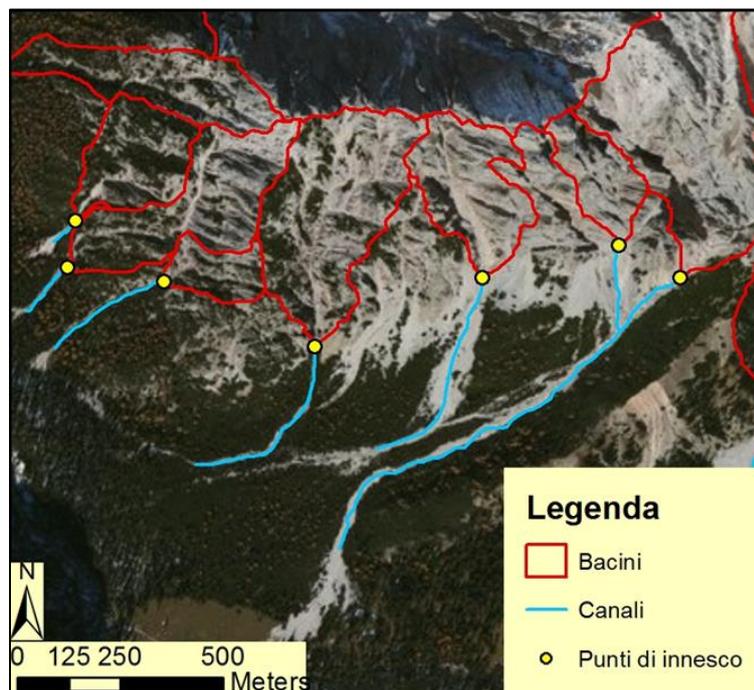


Figura 3.13 - Esempio di mappatura di canali attivi e dei rispettivi bacini di colata.

3.5 Creazione della mappa dei litotipi affioranti

In tutta l'area di studio è stata creata una mappa delle litologie (Figura 3.14) differenziando gli affioramenti secondo quattro classi: bedrock, bedrock vegetato (roccia sub-affiorante con copertura vegetale), bedrock frammisto a detrito (i due elementi non risultano distinguibili alla scala di osservazione), detrito sciolto e detrito vegetato.

La suddetta suddivisione è stata eseguita su base interpretativa dalle ortofoto 2012 e dal DTM, la mappa delle coperture così ottenuta è stata poi confrontata con quella disponibile sul portale cartografico nazionale del Ministero dell'Ambiente (Corine Land Cover 2012). Successivamente sono state individuate ed estratte le superfici di copertura detritica (detrito sciolto non vegetato, detrito vegetato) di ogni singolo bacino roccioso. Tali operazioni saranno la premessa per future analisi sulle possibili correlazioni tra pendenza del bacino e presenza di detrito nello stesso.

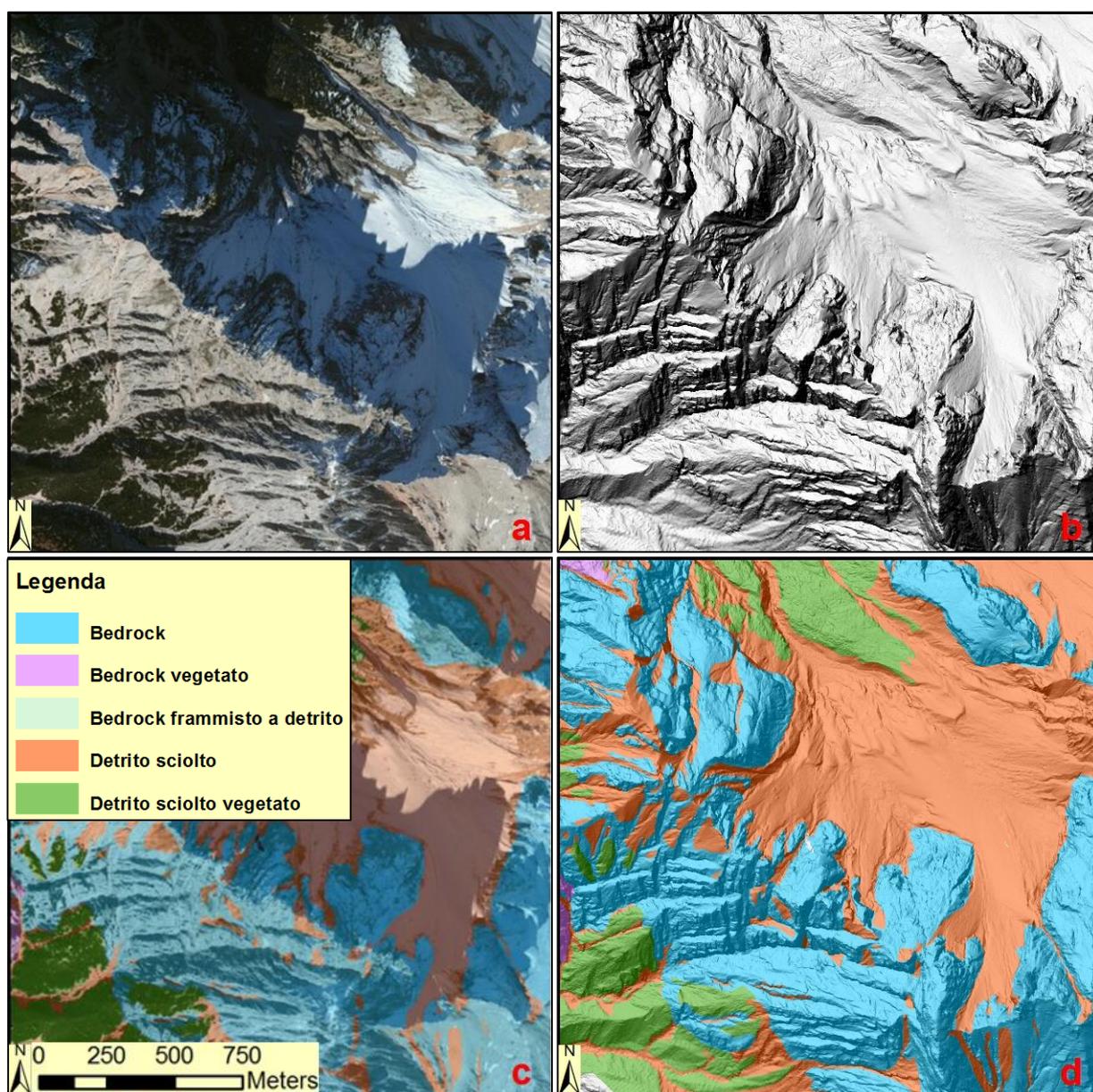


Figura 3.14 - Immagini relative alla creazione della mappa dei litotipi affioranti; a) Ortofoto2006; b) DTM; c) mappa dei litotipi affioranti con ortofoto, d) mappa dei litotipi affioranti con DTM.

3.6 Dati storici

Nell'area di cortina, come descritto nel paragrafo 2.4, sono disponibili numerose notizie storiche che documentano l'attività dei bacini di debris flow soprattutto nelle zone più esposte a rischio. Tuttavia i dati storici sull'attività dei debris flow sono stati reperiti (Simoni, comunicazione personale) da fonti miste e non sistematiche e abbracciano un periodo di tempo limitato (dal 1986 al 2012) per cui risulta molto difficile una valutazione reale della frequenza degli eventi per tutta l'area. I dati relativi ad eventi conosciuti sono riassunti nella Tabella 3.1.

| Nome | Zona | Toponimo | Numero bacino | N°eventi dal 1986 al 2012 |
|------|------|---------------------|---------------|---------------------------|
| 2 | 1 | Rio Ancora | 50 | 1 |
| 3 | 1 | Rue d'Ogiva | 52 | 2 |
| 10 | 1 | Ospitale 2 | 58 | 1 |
| 13 | 2 | x | 145 | 1 |
| 18 | 2 | Fiames Ra Pezzories | 149 | 5 |
| 25 | 2 | FN | 151 | 2 |
| 30 | 2 | Canale 3 | 154 | 1 |
| 32 | 2 | Fiames Pomagagnon | 155 | 6 |
| 40 | 3 | Rio Gere | 172 | 4 |
| 55 | 3 | Passo Tre Croci | 178 | 3 |
| 56 | 3 | Rudavoi | 179 | 8 |
| 64 | 4 | Rio Acquabona | 223 | 19 |
| 104 | 7 | Cimabanche | 42 | --- |

Tabella 3.1 - Tabella riassuntiva delle fonti relative agli eventi di colata dei bacini analizzati.

3.7 Parametri morfometrici

Dopo la creazione del DEM e la successiva delineazione dei bacini mediante la procedura semi automatica descritta nei precedenti paragrafi, sono stati misurati e/o derivati i principali parametri morfometrici dei sistemi bacino-conoide utilizzati nelle successive analisi. Tali parametri sono riportati nelle tabelle in allegato A, e sono di seguito brevemente definiti.

3.7.1 Parametri bacini

Di seguito sono elencate le misure eseguite direttamente sul DEM, queste hanno precisioni centimetriche e riguardano le dimensioni, le quote e le pendenze dei bacini:

- Area del bacino idrografico proiettata sul piano x, y: **$Ab [m^2]$** ;
- Perimetro del bacino idrografico proiettato sul piano x, y: **$Pb [m]$** ;

- Lunghezza del bacino sul piano x, y, misurata come la linea retta che congiunge il punto di chiusura del bacino al punto più distante posto sul perimetro (Wilford et al., 2004): $L_W [m]$;
- Quota massima del bacino: $Z_{MAX} [m \text{ s.l.m.}]$;
- Quota minima del bacino: $Z_{MIN} [m \text{ s.l.m.}]$;
- Dislivello del bacino: $\Delta Z = Z_{MAX} - Z_{MIN} [m]$;
- Pendenza media del bacino idrografico (valore medio della griglia delle pendenze): $S [^\circ]$;

Dall'estrazione della rete idrografica sintetica, invece, sono stati misurati i seguenti parametri delle reti di drenaggio dei bacini:

- Lunghezza del reticolo di drenaggio, misurata come la somma delle lunghezze dei tratti canalizzati (proiettata sul piano x, y) che costituiscono la rete idrografica: $L_D [m]$;
- Lunghezza dell'asta principale del reticolo idrografico proiettata sul piano x, y: $L_{AP} [m]$;
- Densità di drenaggio, $D_D [1/m]$: Tale parametro è definito come il rapporto tra la lunghezza totale del reticolo idrografico (L_D) e la superficie del bacino (Ab):

$$D_D = \frac{\sum_{i=1}^{N_u} L_{D u,i}}{Ab} \left(\frac{1}{m} \right) \quad [3.1]$$

La densità di drenaggio esprime in sostanza il grado di ramificazione della rete drenante e dunque l'influenza della risposta alle precipitazioni del bacino. Valori alti sono caratteristici di bacini costituiti da terreni impermeabili, mentre valori bassi, e quindi scarsa ramificazione del sistema di drenaggio, sono solitamente osservati su terreni permeabili. La densità di drenaggio è però influenzata da vari fattori come: la geologia, il clima, la topografia e l'uso del suolo; ed è direttamente proporzionale all'intensità delle precipitazioni e all'acclività dei versanti.

Inoltre, questo parametro risente molto della scala di osservazione alla quale si va ad analizzare il bacino per ricavarne la rete drenante. Maggiore è il dettaglio cartografico di riferimento, maggiore è la precisione con cui vengono individuati tutti i rami drenanti sul territorio: la somma delle lunghezze di tutti questi rami risulta in questo modo alquanto variabile.

In questo lavoro, avendo a disposizione una risoluzione molto alta del DEM (celle del DEM pari a 1 m), è stato possibile ricavare un reticolo idrografico molto dettagliato (paragrafo 3.3.4).

Sulla base delle misure ricavate dal DEM sono stati derivati i principali indici adimensionali utilizzati in letteratura e dunque anche in questa tesi, per condurre le analisi morfometriche sui bacini di debris flow (paragrafo, 1.4.2):

- indice di Melton (Melton, 1965): **MRN**, calcolato come rapporto tra il dislivello del bacino e la radice quadrata dell'area (equazione [1.3]);
- elevation relief ratio (Pike e Wilson, 1971), **ERR** (equazione [1.5]);
- rapporto del dislivello del bacino e la lunghezza del bacino (Wilford et al., 2004), **RR [m/m]**: calcolato tramite il rapporto del dislivello del bacino e la lunghezza del bacino:

$$RR = \frac{\Delta Z}{L_W} \quad [3.2]$$

La forma del bacino è descritta in letteratura mediante l'impiego di diversi indici tra cui i più utilizzati sono di seguito elencati:

- indice di forma di Horton, **F (m/m)**: misura adimensionale calcolata dal rapporto tra l'area ed il quadrato della lunghezza del bacino (de Scally et al., 2010):

$$F = \frac{A}{L_W^2} \quad [3.3]$$

- fattore di forma, **SF (m/m)**: è il rapporto tra il diametro di un cerchio con la stessa area del bacino e la lunghezza massima di flusso nel bacino di utenza (Marchi et al., 2014):

$$SF = \frac{d}{L_{A,P}} \quad [3.4]$$

- fattore di forma di Gravelius **F_G (m/m)**: definito come rapporto tra il perimetro del bacino e la circonferenza del cerchio avente la stessa area del bacino e stima la compattezza del bacino, ossia quanto questo è sviluppato lungo una direzione particolare rispetto ad altre o, se presenta una forma raccolta, è simile ad un cerchio:

$$F_G = \frac{P}{\pi * D} = 0.28 * \frac{P}{\sqrt{A}} \quad [3.5]$$

- Percentuale di area del bacino con pendenza superiore a 35° (Wilford et al., 2004), **B>35° [%]**: Calcolata dalla riclassificazione del raster delle pendenze;
- Percentuale di area del bacino con pendenza compresa tra i 30° e i 40° (Wilford et al., 2004), **B3040 [%]**: Calcolata dalla riclassificazione del raster delle pendenze.

3.7.2 Parametri conoidi

Nel presente lavoro sono stati misurati solo i parametri relativi al campione di conoidi per cui la mappatura è stata possibile (paragrafo 3.4.2).

Di seguito sono brevemente elencati i parametri misurati sui conoidi:

- Area del conoide proiettata sul piano x, y: $Af [m^2]$;
- Lunghezza dell'asse del conoide, $Lf [m]$;
- Quota dell'apice del conoide, $Zf_{max} [m \text{ s.l.m.}]$;
- Quota dell'unghia del conoide, $Zf_{min} [m \text{ s.l.m.}]$;
- Pendenza media del conoide, $Sf [^\circ]$;

3.7.3 Parametri canali

Si tiene a ribadire che ne presente lavoro vengono presi in considerazione solamente i canali attivi, determinati su base interpretativa (foto aeree e sopralluoghi). L'attività è stata valutata su base morfologica seguendo le indicazioni fornite nel paragrafo 3.4.3.

Di seguito sono elencati i parametri misurati e derivati per i canali individuati in questo studio:

- lunghezza sul piano x, y della traccia, $Lc [m]$: lunghezza misurata sul piano x, y del percorso effettivo seguito dal canale di colata;
- distanza sul piano x, y tra punto iniziale e finale della traccia, $lc [m]$: lunghezza misurata sul piano x, y del percorso effettivo seguito dal canale di colata;
- quota massima del canale, $Zmax [m \text{ s.l.m.}]$;
- quota minima del canale, $Zmin [m \text{ s.l.m.}]$;
- quota media della traccia del canale, $Zmed [m \text{ s.l.m.}]$;
- dislivello tra punto iniziale e finale della traccia: calcolato come differenza tra quota max. e min., $\Delta Z [m]$;
- pendenza media della traccia (valore medio della griglia delle pendenze), $Sc [^\circ]$;
- tortuosità relativa della traccia, $T [\%]$: tale parametro esprime essenzialmente quanto la lunghezza (Lc) differisce dalla distanza tra punto iniziale e finale della traccia e viene calcolata con la seguente formula:

$$T = \frac{L - l}{l} * 100 \quad [3.6]$$

Capitolo 4

DISCUSSIONE E SINTESI

In questo capitolo sono riportate e discusse le analisi morfometriche eseguite su 89 bacini di debris flow e su 18 sistemi bacino-conoide collocati nel comune di Cortina d'Ampezzo (BL).

L'esposizione dei risultati è stata articolata nei seguenti quattro paragrafi:

- organizzazione e descrizione morfologica del dataset;
- descrizione morfometrica del dataset (valori tipici e loro dispersione, distribuzione di frequenza dei parametri più rilevanti, confronti con valori di letteratura);
- relazioni di scala (analisi della dipendenza tra le dimensioni del bacino e i parametri morfometrici più importanti);
- analisi morfometrica per la definizione della tipologia di trasporto (relazioni tra i principali parametri per la classificazione della tipologia di trasporto e confronto con valori di letteratura).
- attività dei bacini di debris flow (confronto tra il campione totale dei bacini analizzati e quello dei bacini storicamente attivi, relazioni tra attività dei bacini e canali attivi);

4.1 Organizzazione e descrizione morfologica del dataset

Il presente lavoro analizza la morfologia di 89 bacini di colata individuati nel territorio del comune di Cortina d'Ampezzo. Di questi, 46 erano già stati presi in considerazione nello studio preliminare svolto da Ferretti (2015).

La procedura descritta nel Capitolo 3 ha portato all'individuazione di 43 bacini di colata detritica suddivisi in tre zone definite in base alla loro collocazione orografica (Figura 2.2). Questi bacini sono situati nel contesto geografico delle dolomiti ampezzane dove già è stato condotto uno studio sulla morfometria dei bacini di colata che si è avvalso del rilievo LiDAR del territorio (D. Ferretti, 2015. *Controllo morfologico sulla dinamica delle colate detritiche nel territorio di Cortina d'Ampezzo*. Tesi di laurea magistrale in Geologia e Territorio, UniBo). Lo studio della Ferretti segue le stesse metodologie descritte nel Capitolo 3 e si basa sul rilievo LiDAR utilizzato in questo lavoro (DEM con celle di 1m). Al fine di ottenere un data set il più possibile omogeneo, il presente lavoro considera solamente bacini di dimensioni superiori a 10000 m². Oltre a considerazioni puramente dimensionali (bacini molto piccoli non rivestono particolare interesse in termini di rischio

associato), la scelta deriva dai risultati dello studio di Ferretti (2015) che dimostra come i bacini più piccoli si discostano in modo evidente da quelli ricavati per bacini di dimensioni più grandi. Infatti i bacini di piccole dimensioni, presenti nel territorio di Cortina, sono completamente rocciosi e composti da pareti di dolomia principale sub-verticali. Pertanto, la morfometria di questi bacini è caratterizzata da indici di Melton estremamente elevati, da reti di drenaggio poco sviluppate e dalla mancanza di detrito mobilizzabile. Caratteristiche, quest'ultime, sfavorevoli all'innesco delle colate detritiche che, invece, è favorito da una rete di drenaggio molto sviluppata, capace di convogliare grandi volumi d'acqua nella zona di innesco, e dalla presenza di detrito sciolto mobilizzabile.

Per quanto detto è stata scelta una superficie soglia di 10000 m² che ha permesso di descrivere in modo più omogeneo i parametri morfometrici ricavati dal DEM senza tralasciare i bacini di dimensioni limitate (≈ 10000 m²) che potrebbero produrre colate detritiche importanti in termini di pericolosità.

La numerazione delle zone e dei rispettivi sistemi bacino-conoide analizzati in questa tesi, segue quella proposta dalla Ferretti ed è illustrata in Tabella 4.1.

I bacini sono litologicamente composti dalla dolomia principale, formazione geologica sempre presente, ad eccezione dei bacini Rio Gere, Tre Croci e Rudavoi dove, oltre alla dolomia principale, è presente una lente costituita dalla formazione di Travenanzes (siltiti, argilliti e marne) e dei bacini del gruppo 6 che si trovano sulla struttura tettonica a fiore inversa di “Vecchio del Forame”, dove sono presenti affioramenti del gruppo dei Calcari Grigi (calcari micritici, calcareniti olitiche bioclastiche, fittamente stratificate, a volte con siltiti e interstrati marnosi).

La vegetazione è molto scarsa o del tutto assente per i bacini individuati nelle zone del Pomagagnon, del Monte Cristallo e di Punta Nera (zone 2, 3 e 4 Figura 4.1: *b, c, d*), più abbondante nei bacini situati sul Monte Cadin, Col dei Stombi, Catena del Forame e nei bacini con esposizione a sud - ovest della Croda Rossa (zone 1, 6 e 7, Figura 4.1: *a, f, g*).

| Zona | Collocazione geografica | N_bacini (area>1ha) | N_Conoidi | N_Canali Attivi | Esposizione del bacino |
|------|----------------------------------|---------------------|-----------|-----------------|------------------------|
| 1 | Monte Cadin | 10 | 0 | 8 | Sud |
| 2 | Pomagagnon | 17 | 6 | 15 | Sud-Ovest |
| 3 | Monte Cristallo | 7 | 2 | 6 | Sud |
| 4 | Croda Rossa-Punta Nera | 12 | 0 | 9 | Sud-Ovest |
| 5 | Cresta Bianca-Cresta Zurlon | 17 | 2 | 14 | Sud-Ovest; Sud |
| 6 | Col dei Stombi-Catena del Forame | 13 | 6 | 12 | Nord-Ovest; Nord |
| 7 | Croda Rossa | 13 | 2 | 13 | Sud-Est; Sud |

Tabella 4.1 - Collocazione geografica e zonazione dei sistemi bacino – conoide analizzati nell'area di Cortina.

I 18 conoidi di deiezione, identificati seguendo la procedura descritta nel capitolo 3, sono collocati in cinque delle 7 zone indagate in questa tesi (Tabella 4.1). La sproporzione tra l'elevato numero di bacini individuati e il numero di conoidi mappati è dovuta alla difficoltà di delineare i singoli conoidi a causa delle ampie zone di sovrapposizione.

Di fatto, le principali analisi morfometriche sulle relazioni tra il bacino ed il conoide, indagate in letteratura, si basano sui confronti tra l'area del bacino e l'area e la pendenza

del conoide (paragrafo 1.4.1). È dunque necessario che il campione di conoidi utilizzati per queste analisi debba essere attribuibile ad un singolo bacino sorgente.

La presenza di più corpi deposizionali coalescenti e/o anastomizzati, ha reso spesso impossibile tale operazione, impedendo la corretta identificazione di questi sistemi bacino-conoide. Inoltre, l'erosione distale di alcuni conoidi ad opera dei principali torrenti che solcano le vallate deposizionali, genera evidenti modifiche dell'architettura di quest'ultimi, con conseguenti effetti sui gradienti e sulle aree degli stessi. Per quanto detto, tali conoidi non possono essere inclusi nel campione di dati utilizzato per le successive analisi.

Come è possibile notare in Figura 4.1 il maggior numero di conoidi individuati è collocato nella zona 2. In questa area i conoidi sono confinati, nelle loro porzioni distali, dal passaggio del torrente Boite e sono spesso coalescenti e/o anastomizzati (Figura 4.1, b).

Nella zona 1 (Figura 4.1, a), la forte erosione dei conoidi ad opera del Rio Felizon ne ha reso impossibile la mappatura. Nella zona 4 (Figura 4.1, d), invece, la presenza di più corpi deposizionali coalescenti ha reso impossibile la distinzione dei singoli conoidi. Nella zona 5 (Figura 4.1, e), sono stati individuati solo 2 conoidi a causa della forte erosione dei depositi operata dal passaggio del Rio Bosco.

I conoidi mappati nella zona 6 e 7 hanno entrambi un flusso indirizzato nelle Piana del Forame. Questa vallata separa i bacini posti tra il Col dei Stombi - Catena del Forame a sud (zona 6) e i bacini della Croda Rossa (zona 7) a nord (Figura 4.1; f e g). Il deflusso di questi bacini ha pertanto generato, nella detta piana, dei corpi deposizionali con direzioni opposte tra loro.

Per quanto riguarda la vegetazione, i conoidi sono ricoperti da pino mugo e detrito sciolto, nelle fasce di quota maggiore, da boschi nelle porzioni vallive. L'abbondanza relativa delle suddette componenti dipende principalmente dalle quote (paragrafo 2.1) e dal grado di attività dei bacini. La presenza di detrito sciolto non vegetato è maggiore per le zone 2, 3, 4 e in parte della 5, mentre risulta molto scarsa per i conoidi delle zone 6 e 7 dove la vegetazione è abbondante (fa eccezione il conoide del bacino di Cimabanche in cui risulta evidente la presenza di canali attivi e dunque di detrito sciolto).

Come è possibile notare sempre in Figura 4.1 quasi tutti i bacini analizzati danno luogo a un canale di colata attivo che si innesca in corrispondenza del punto di chiusura del bacino e si propaga, erodendo il substrato, lungo le falde detritiche poste alle pendici dei bacini sorgente.

La lunghezza di questi canali dipende da diversi fattori, tra cui i più rilevanti sono il grado di attività del bacino, le caratteristiche morfometriche e litologiche del bacino e delle aree deposizionali.

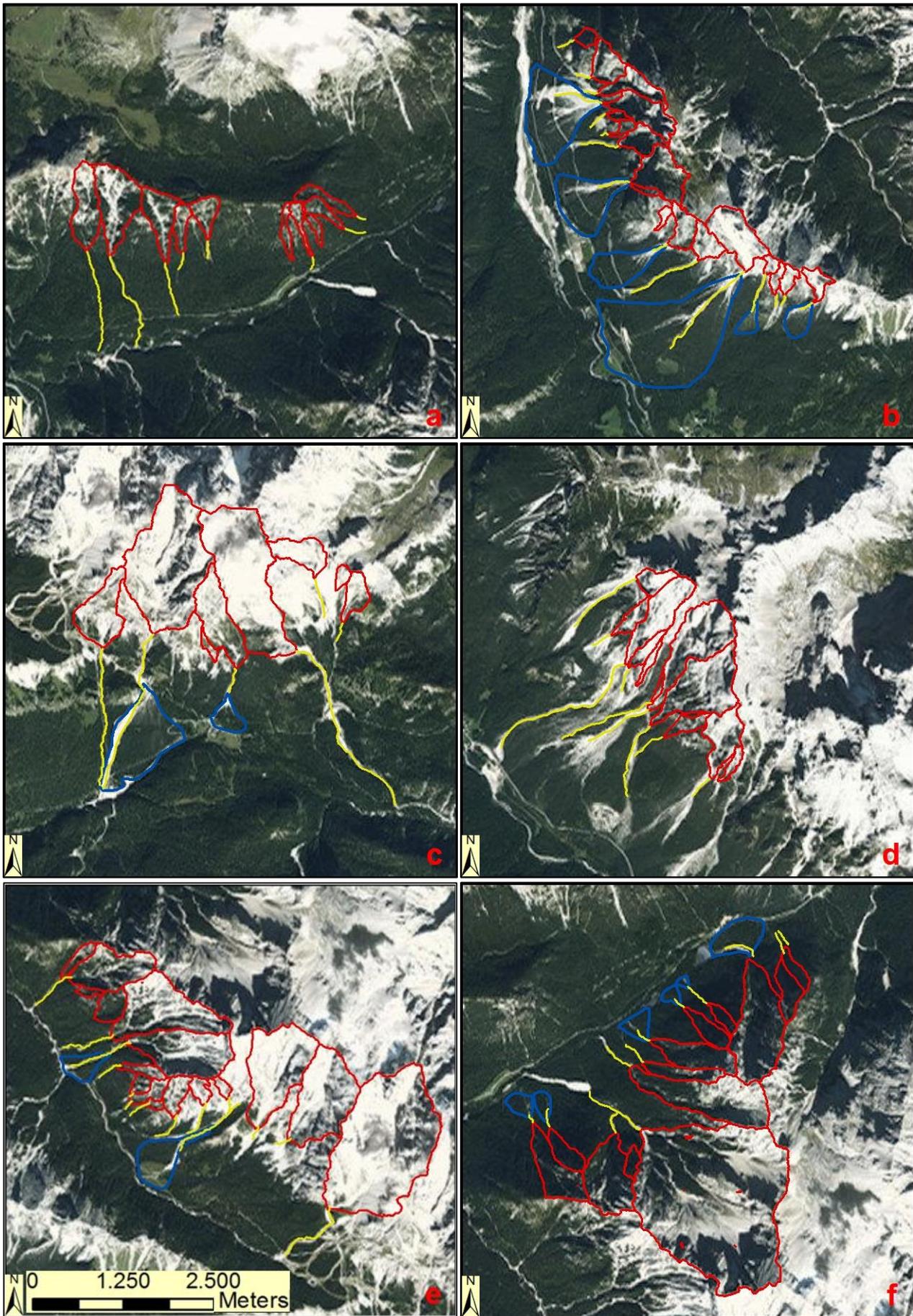


Figura 4.1 – a..f) Zonazione bacini, canali e conoidi individuati. Le lettere corrispondono alla numerazione in sequenza delle zone in cui è stata suddivisa l'area di studio.

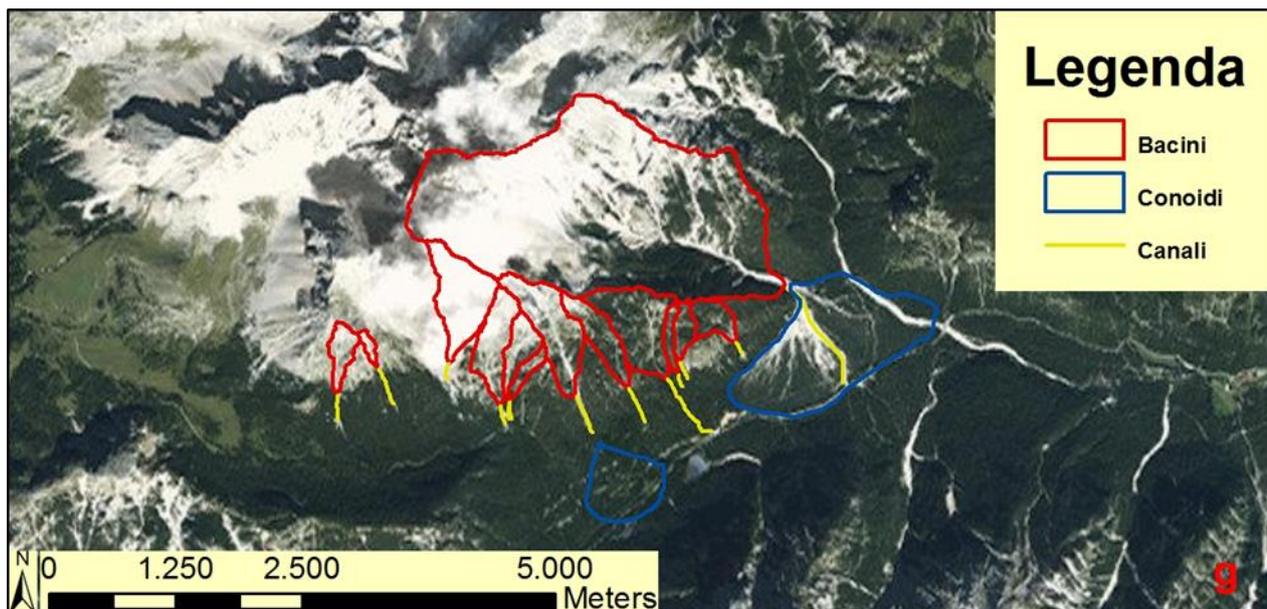


Figura 4.1- g) Bacini, conoidi e canali individuati nella zona 7 dell'area di studio.

4.2 Descrizione morfometrica del dataset

4.2.1 Morfometria dei bacini

Di seguito sono sintetizzati i risultati delle analisi morfometriche eseguite sugli 89 bacini oggetto di questo studio (Tabella 4.2). Per i parametri più importanti è stata verificata l'ipotesi di normalità o log-normalità della distribuzione.

Le distribuzioni reali sono state confrontate con quelle teoriche in maniera qualitativa (con media e deviazione standard stimate dai dati) e poi con l'ausilio dei test statistici del chi-quadro e di kolmogorov-Smirnov, i cui risultati sono riportati in appendice B.

Tra i parametri più rilevanti che hanno permesso di descrivere la morfometria del campione di bacini analizzato in questo studio (Tabella 4.2): l'area, l'indice di Melton e il fattore di forma, hanno mostrato una distribuzione dei dati di tipo log-normale; l'elevation relief ratio e la densità di drenaggio hanno mostrato una distribuzione dei dati di tipo normale. Per quanto riguarda il relief ratio e la forma del bacino, invece, l'elevato scostamento tra le distribuzioni teoriche e quelle osservate, non ha permesso di individuare distribuzioni teoriche in grado di approssimare in modo soddisfacente il dataset.

I valori morfometrici ricavati per il campione di dati analizzato, sono stati poi confrontati con valori di letteratura riferiti a bacini di colate detritiche. Gli studi utilizzati per il confronto riguardano bacini collocati in contesti morfoclimatici talora molto diversi tra loro, ma comunque permettono di evidenziare alcune caratteristiche peculiari della morfometria dei bacini di debris flow.

| Parametri Bacini | Descrizione | N_bacini | Media | Dev. St. | Min | Max | Distribuzione del dataset |
|---|---|----------|--------|----------|-------|---------|---------------------------|
| Area, Ab (m ²) | <i>Ab</i> | 89 | 177074 | 338222 | 11556 | 2322075 | Log. – norm. |
| Perimetro, Pb (m) | <i>P</i> | 89 | 1785 | 1196 | 555 | 7405 | ----- |
| Lunghezza, Lb (m) | <i>L b (m)</i> | 89 | 661 | 404 | 179 | 2596 | ----- |
| Rilievo, ΔZ (m) | $\Delta Z = (Z_{max} - Z_{min})$ | 89 | 615 | 261 | 201 | 1474 | ----- |
| Elevation Relief Ratio, ERR (m/m) | $ERR = \frac{Z_{MED} - Z_{MIN}}{\Delta Z}$ | 89 | 0,504 | 0,064 | 0,325 | 0,654 | Normale |
| Relief Ratio, RR (m/m) | $RR = \Delta Z/L$ | 89 | 1,06 | 0,43 | 0,57 | 2,81 | ND |
| Melton Ruggdeness Number, MRN (m/m) | $MRN = \Delta Z/A^{1/2}$ | 89 | 2,14 | 0,85 | 0,87 | 5,6 | Log. – norm. |
| Forma, F (m ² /m ²) | $F = A/L^2$ | 89 | 0,269 | 0,112 | 0,08 | 0,6 | ND |
| Fattore di forma, SF (m/m) | $SF = d/L_{AP}$ | 89 | 0,6 | 0,17 | 0,21 | 1,44 | Log. – norm. |
| L _{AP} , (m) | <i>L_{AP} = lunghezza asta principale</i> | 89 | 679 | 483 | 90 | 2985 | ----- |
| Lunghezza del reticolo di drenaggio, L _D (m) | <i>L_D = lunghezza tot. dei canali</i> | 89 | 4286 | 8999 | 181 | 62798 | ----- |
| Densità di Drenaggio, D _D (1/m) | $D_D = \frac{\sum_{i=1}^{N_u} L_{D u,i}}{D_D}$ | 89 | 0,023 | 0.005 | 0.010 | 0.036 | Normale |

Tabella 4.2 - Valori medi, minimi, massimi e variabilità dei principali parametri morfometrici dei bacini. La sigla ND indica che le distribuzioni teoriche testate (normale e log-normale) hanno avuto esiti negativi per i livelli di significatività: $\alpha=0.01$; $\alpha=0.05$.

AREA

Per quanto riguarda l'area, le misure planimetriche eseguite sugli 89 bacini mostrano un range di variabilità del dato che abbraccia più di due ordini di grandezza (≈ 10000 - 2300000 m²). L'andamento della distribuzione di frequenza dell'area può essere approssimato con una funzione di distribuzione log-normale (Figura 4.2) con picco a ≈ 80000 m² associato ad una variabilità molto elevata ($^{+178.000}/_{-55.000}$).

Il grafico (Figura 4.2) mostra un'asimmetria positiva (coefficiente di asimmetria $g_1=0.6$) della distribuzione di frequenza dei dati osservati rispetto alla log-normale.

Tale asimmetria è dovuta alla presenza di 3 bacini con dimensioni superiori a 1 milione m² e all'esclusione dal database della classe di bacini aventi area inferiore a 10000 m², classe, quest'ultima, con numerosità rilevante soprattutto nelle zone 2, 3, e 4 dell'area indagata.

La log-normalità dell'andamento della distribuzione dell'area è stata confermata dai test statistici non parametrici del chi-quadro e di Kolmogorov-Smirnov. Entrambi le statistiche hanno avuto esiti positivi per i livelli di significatività considerati (livelli di significatività $\alpha=0.01$ e $\alpha=0.05$).

Il confronto tra la distribuzione di probabilità log-normale e la funzione di frequenza cumulata dei dati areali (Figura 4.3), risultante dal test di Kolmogorov-Smirnov, mostra come la curva teorica testata approssimi in modo soddisfacente la curva osservata con uno scostamento massimo tra le due ($D_n = \max|F_x(x) - F_n(x)|$) pari a 0.087.

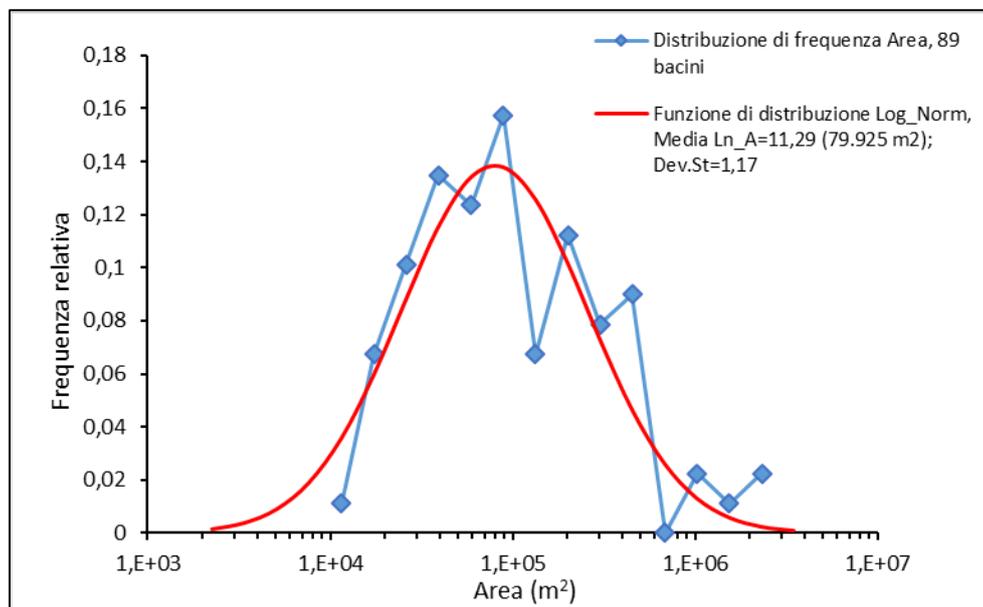


Figura 4.2 - Confronto tra la distribuzione di frequenza dell'area osservata (linee blu) e la funzione di distribuzione teorica log – normale (linea rossa).

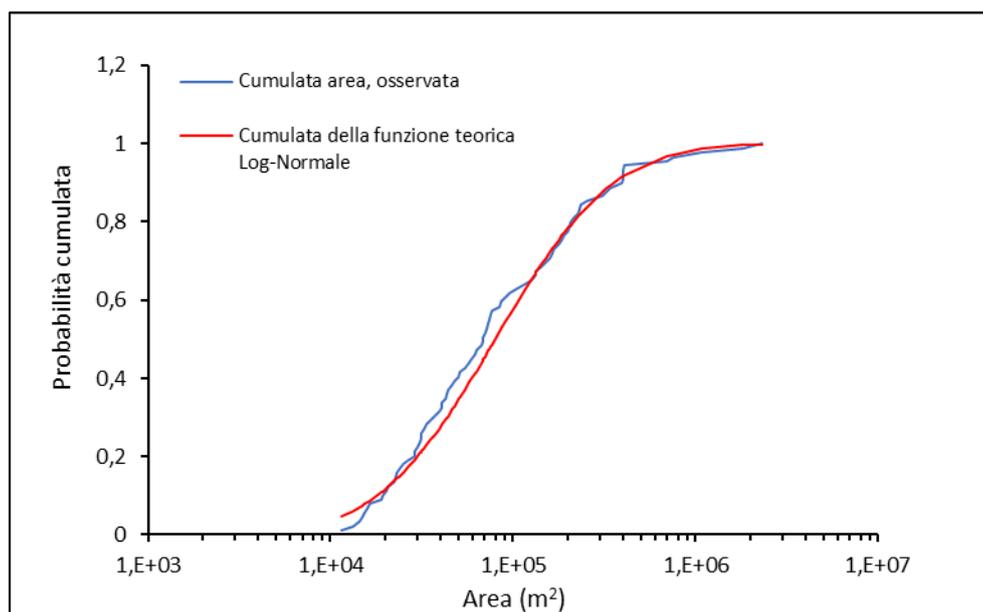


Figura 4.3 - Confronto tra le curve cumulate delle distribuzioni dell'area: in blu è indicata la cumulata osservata; in rosso la cumulata teorica log-normale.

Il dataset analizzato ha valori medi di area generalmente inferiori a quelli rilevati da altri studi sui bacini di debris flow. I dati riportati in Tabella 4.3 mostrano come gran parte dei valori medi di letteratura, riguardanti l'area del bacino, siano superiori anche di due ordini di grandezza a quelli rilevati in questa tesi, persino in aree dolomitiche dove le caratteristiche geo-litologiche sono simili al caso di studio.

I valori di area ricavati da Marchi et al. (2015), per i bacini dell'area dei torrenti Cordon, Cordevole e Misagna, sono, invece, analoghi a quelli del dataset analizzato in questa tesi, in quanto questi bacini sono posti in un contesto geologico e morfoclimatico molto simile a quello dell'area di Cortina.

La limitata estensione planimetrica del campione di bacini indagato è dovuta all'interazione dei processi geomorfologici, tettonici e climatici che hanno interessato l'area di studio nel corso delle ere geologiche.

Di fatto l'alternanza, per motivi sia primari (eteropia di facies) che secondari (giustapposizione tettonica), di litologie a comportamento fragile (dolomie, calcari, ecc) con litologie a comportamento duttile (marne e peliti), hanno dato luogo a una morfologia caratterizzata da massicci montuosi con aspre e pendenti pareti rocciose isolati da vallate con dolci pendii e ripiani.

In tale contesto la fratturazione della roccia, in corrispondenza della quale si impostano i principali canali di deflusso, ha favorito lo sviluppo longitudinale dei bacini di colata sulle formazioni rocciose. Tale sviluppo è stato limitato dalle aree a pendenza più dolce poste in corrispondenza delle vallate dove, ai processi di prevalente erosione, si sono sostituiti processi di deposizione che hanno determinato la formazione di ampie falde detritiche impedendo, dunque, un'ulteriore sviluppo areale dei bacini.

| Autore | Ubicazione | Litologia Dominante | Area (Km ²) | | | |
|---|--|---|-------------------------|--------------|---------------|--------------|
| | | | Media | Dev.st | Min | Max |
| Marchi et al., 2014 | Alpi, Italia Dolomiti (Cordevole) | Dolomia | 0,028 | 0,030 | _____ | _____ |
| | Alpi, Italia-Dolomiti (Cordon) | Dolomia | 0,017 | 0,029 | _____ | _____ |
| | Alpi, Italia-Dolomiti (Misagna) | Dolomia | 0,030 | 0,026 | _____ | _____ |
| Simoni et al., 2011 | Alpi, Italia (provincia di Bolzano) | _____ | 2,616 | 2,315 | 0,280 | 9,400 |
| De Scally et al., 2010 | Alpi, Nuova Zelanda | Metamorfiti | 3,140 | 2,630 | 0,180 | 9,660 |
| Berti e Simoni, 2007 | Alpi, Italia | Dolomia-gneis-micascisti-serpentiniti-graniti | 3,530 | 4,480 | 0,160 | 14,160 |
| De Scally e Owens, 2004 | Alpi, Nuova Zelanda | Metamorfiti | 0,670 | 0,760 | 0,020 | 4,310 |
| Wilford et al., 2004 | British Columbia | Graniti | 1,300 | 1,100 | 0,200 | 4,100 |
| Sorriso-Valvo et al, 1998 | Calabria, Italia | Gneis-filladi e graniti | 2,550 | _____ | _____ | _____ |
| Marchi et al, 1993 | Alpi, Italia (Val Fella, Val di Sole, Val di Fassa, Valsugana) | Carbonati, tonaliti e metamorfiti, dolomie. | _____ | _____ | 0,200 | 14,000 |
| Pasuto et al., 1992 | Alpi, Italia (Dolomiti) | Carbonati e dolomie | 1,550 | _____ | _____ | _____ |
| Bacini analizzati In questa tesi | Alpi, Italia (Dolomiti) | Dolomie e in minor misura calcari | 0,177 | 0,338 | 0.0115 | 2,322 |

Tabella 4.3 - Valori di letteratura riguardanti l'area di bacini di debris flow collocati in diversi contesti geologici e morfoclimatici. Nell'ultima riga sono riportati i valori di area misurati in questa tesi.

RELIEF RATIO

Per quanto riguarda l'altimetria, i bacini hanno quote comprese in un intervallo che varia da 1.497 m s.l.m. a 3.220 m s.l.m. con un rilievo medio di 615 m (± 261 m). Tale dislivello è da considerarsi molto elevato soprattutto se si tiene conto della lunghezza limitata dei bacini e dunque si esplica con elevati gradienti di pendenza.

Un parametro morfometrico molto utilizzato in letteratura per descrivere la pendenza dei bacini è il relief ratio (RR), dato dal rapporto tra le differenze di quota dei bacini e la lunghezza degli stessi (equazione [3.2]). Nel caso di studio questo parametro assume un valore medio di 1.06 m/m (circa 45°) con una deviazione standard di 0.43. I test statistici sulla normalità o log-normalità del chi-quadro e di kolmogorov-Smirnov hanno evidenziato un forte scostamento della distribuzione osservata con quelle teoriche, pertanto non è stato possibile approssimare, mediante le dette distribuzioni, i valori di RR del dataset.

La distribuzione del relief ratio (Figura 4.4) degli 89 bacini analizzati in questa tesi, mostra una forte asimmetria destra (coefficiente di asimmetria $g_1=2.07$) dovuta a valori elevati di RR ($> 1,5$ m/m) calcolati per alcuni bacini collocati nelle zone 2, 3 e in parte 4 e 5 dell'are di studio.

Alcuni dei bacini presenti in queste aree hanno dimensioni limitate e sono composti da pareti di dolomia molto pendenti, in alcuni casi subverticali. Valori di RR inferiori all'unità, invece, sono stati rilevati per i bacini di dimensioni maggiori, caratterizzati dalla presenza di detrito sciolto e/o vegetato.

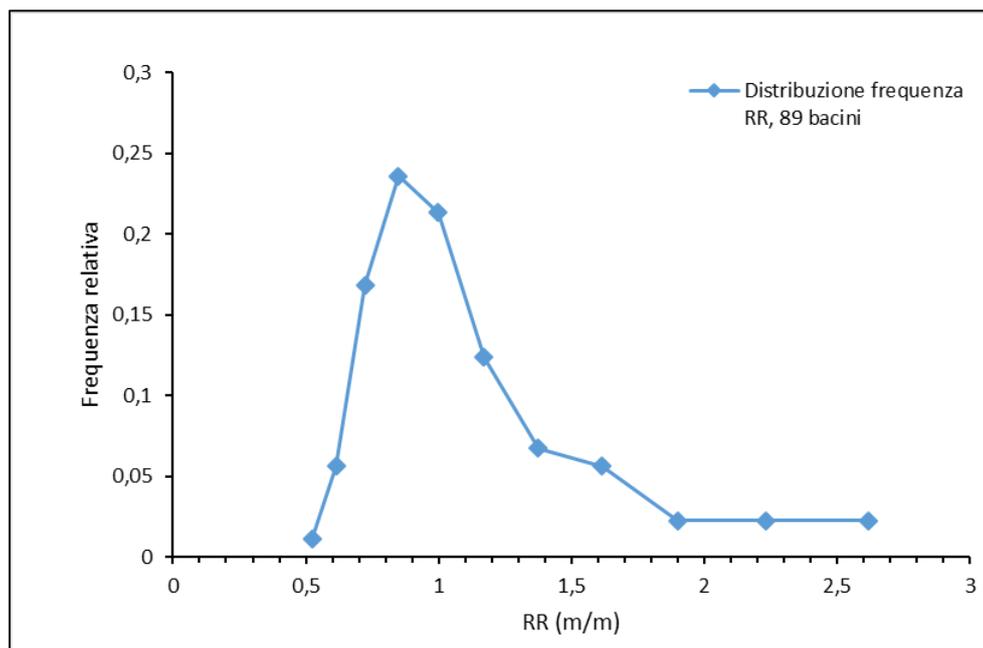


Figura 4.4 - Distribuzione di frequenza del relief ratio.

In Tabella 4.4 sono mostrati alcuni valori di pendenza media di letteratura, espressi in gradi o mediante l'elevaion relief ratio.

Al di là della scelta con cui i vari autori hanno descritto la pendenza media dei bacini, si nota che i valori di letteratura sono molto inferiori (valori di pendenza media inferiori a 35° o di $RR < 0.55$) a quelli ricavati nel presente lavoro. Questo è dovuto sia alle differenze litologiche che morfoclimatiche in cui i bacini si sono evoluti, sia alle dimensioni degli stessi. Infatti nell'area di studio, come precedentemente detto, i bacini hanno dimensioni

limitate e sono composti prevalentemente da rocce dolomitiche con caratteristiche geomeccaniche che favoriscono la formazione di elevati gradienti di pendenza dei versanti.

| Autore | Ubicazione | Litologia Dominante | RR | | | |
|----------------------------------|-------------------------------------|---|--------------------|--------|-------|-------|
| | | | Media | Dev.st | Min | Max |
| De Scally et al., 2010 | Alpi, Nuova Zelanda | Metamorfiti | 0,51 | 0,15 | 0,25 | 0,88 |
| Wilford et al., 2004 | British Columbia-graniti | Graniti | 0,49 | 0,11 | 0,30 | 0,49 |
| Bacini analizzati In questa tesi | Alpi, Italia (Dolomiti) | Dolomie e in minor misura calcari | 1,06 | 0,43 | 0,57 | 2,81 |
| | | | Sb_{med}° | | | |
| | | | Media | Dev.st | Min | Max |
| Simoni et. Al, 2011 | Alpi, Italia (provincia di Bolzano) | _____ | 32,70 | 7,80 | 19,00 | 47,00 |
| Berti e Simoni, 2007 | Alpi, Italia | Dolomia-gneis-micascisti-serpentiniti-graniti | 32,50 | 7,29 | 21,00 | 44,00 |
| Pasuto et al., 1992 | Alpi, Italia (Dolomiti) | Carbonati e dolomie | 30,28 | _____ | _____ | _____ |

Tabella 4.4 - Valori di letteratura riguardanti le pendenze medie dei bacini di debris flow espresse mediante il relief ratio oppure mediante la pendenza media in gradi (Sb_{med}°).

INDICE DI MELTON

Il Numero di Melton (*Melton Ruggedness Number*) è un indice adimensionale dato dal rapporto tra la differenza di quota e la radice quadrata dell'area del bacino (equazione [1.3]). Tale indice assume valori grandi per bacini di piccole dimensioni e pendenze elevate e dunque, rappresenta uno degli indicatori più validi per la descrizione morfometrica dei bacini, soprattutto in relazione al meccanismo di trasporto che questi possono generare (paragrafo 1.4.2).

L'utilizzo di questo indice per la classificazione dei bacini in base alla tipologia di trasporto attesa in conoide, sarà trattato nei prossimi paragrafi. Di seguito ci si limiterà alla descrizione della distribuzione di frequenza di questo parametro.

La distribuzione di frequenza dei dati osservati del *MRN* (Figura 4.5) è approssimabile con un andamento log-normale con media uguale a 0.694 e deviazione standard pari a 0.368. Come si può osservare dal grafico della distribuzione, nell'area di studio vi sono pochi bacini che presentano un *MRN* inferiore all'unità. Tali valori sono stati riscontrati per i bacini N_{74} , N_{95} e N_{104} , quest'ultimi, pur avendo un dislivello elevato ($\Delta Z_{N_{74}} = 982$ m; $\Delta Z_{N_{95}} = 1177$ m; $\Delta Z_{N_{104}} = 1474$ m), hanno un'estensione areale che supera di un ordine di grandezza quella media del set di dati analizzato.

Valori elevati di *MRN* sono riferibili, invece, principalmente alle zone 2, 3 e 4 dove ci sono le maggiori densità di bacini rocciosi di dimensioni relativamente limitate e con pendenze superiori ai 45°.

Anche in questo caso la log-normalità della distribuzione è risultata positiva ai test statistici del chi-quadro e di kolmogorov-Smirnov eseguiti con i soliti livelli di significatività $\alpha=0.01$ e $\alpha=0.05$. La bontà dell'andamento log-normale dell'*MRN* è

evidenziata in modo ancora più chiaro (Figura 4.6) dalla similarità tra la funzione di distribuzione teorica e la funzione di distribuzione dell' MRN ($D_n=0.05$).

I valori di MNR ($MNR_{Med} \approx 2.1$), calcolati per il campione di bacini analizzato in questa tesi, sono molto maggiori di quelli di letteratura (Tabella 4.5) sia per quanto riguarda i valori medi che per i valori minimi (MNR_{Min} campione Cortina = 0.85) e massimi (MNR_{Max} campione Cortina = 5.6). Le motivazioni di tali differenze sono le stesse di quelle indicate per l'indice di rilievo (RR) e cioè, dimensioni dei bacini limitate e pendenze elevate. Il valore massimo di MRN risulta essere molto elevato anche per la distribuzione del dataset di Cortina, tale valore si riferisce ad un bacino totalmente roccioso, con pareti subverticali di dolomia, situato nella zona 2.

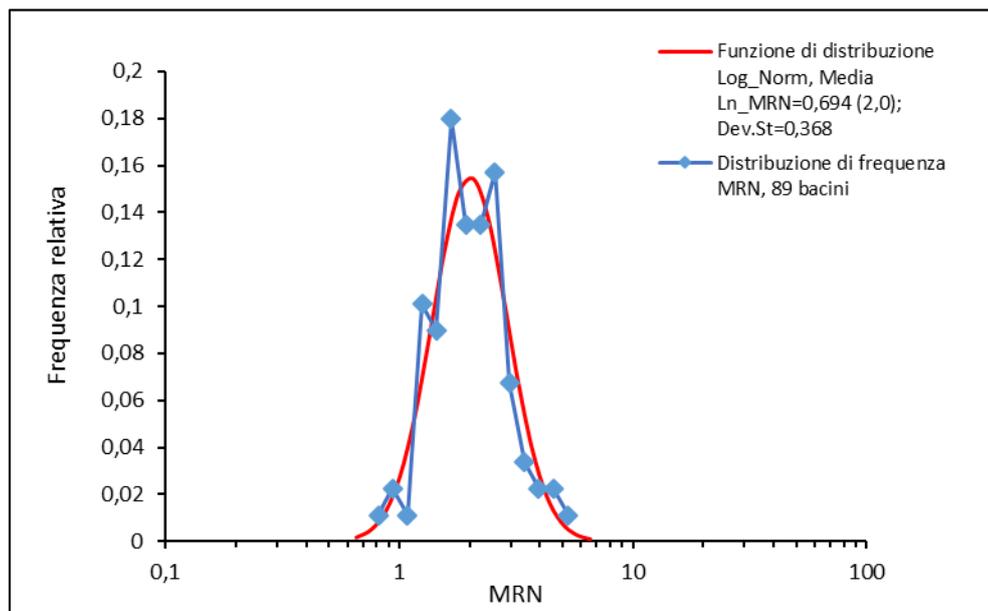


Figura 4.5 - Confronto tra la distribuzione di frequenza dell' MRN osservato (linee blu) e la funzione di distribuzione teorica log - normale (linea rossa).

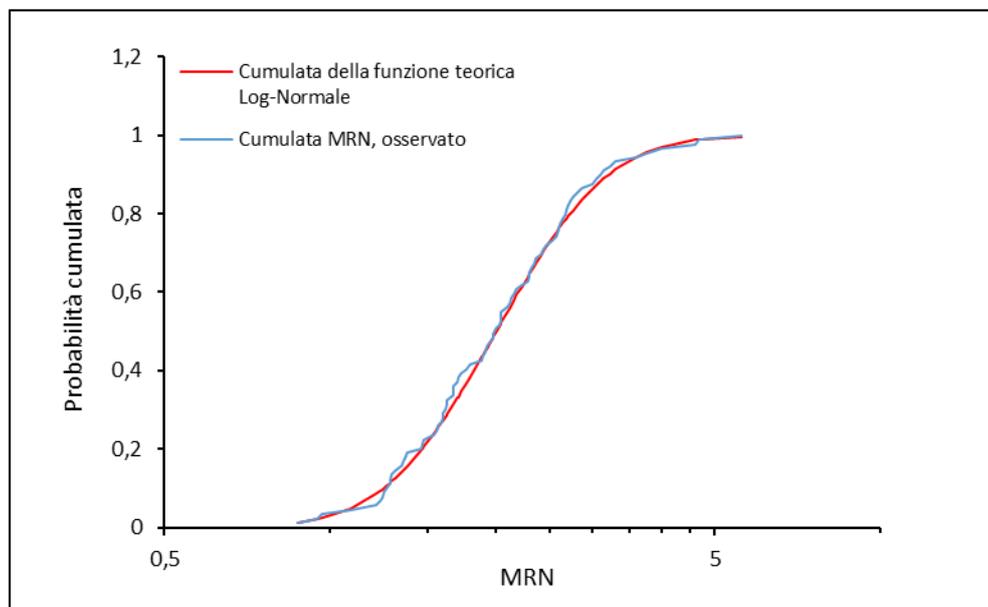


Figura 4.6 - Confronto tra le curve cumulate delle distribuzioni dell' MRN : in blu è indicata la cumulata osservata; in rosso la cumulata teorica log-normale.

| Autore | Ubicazione | Litologia Dominante | MRN | | | |
|-------------------------------------|--|---|-------|--------|-------|-------|
| | | | Media | Dev.st | Min | Max |
| De Scally et al., 2010 | Alpi, Nuova Zelanda | Metamorfiti | 0,94 | 0,35 | 0,59 | 1,59 |
| De Scally e Owens, 2004 | Alpi, Nuova Zelanda | Metamorfiti | 1,17 | 0,26 | 0,75 | 1,89 |
| Wilford et al., 2004 | British Columbia | Graniti | 0,95 | 0,19 | 0,66 | 1,21 |
| Sorriso-Valvo et al, 1998 | Calabria, Italia | Gneis- -filladi e graniti | 0,67 | _____ | _____ | _____ |
| Marchi et al, 1993 | Alpi, Italia (Val Fella, Val di Sole, Val di Fassa, Valsugana) | Carbonati, tonaliti e metamorfiti, dolomie. | _____ | _____ | 0,49 | 1,74 |
| Bacini analizzati In questa tesi | Alpi, Italia (Dolomiti) | Dolomie e in minor misura calcari | 2,14 | 0,85 | 0,87 | 5,6 |

Tabella 4.5 - Valori di letteratura riguardanti l'MRN di bacini di debris flow collocati in diversi contesti morfoclimatici. Nell'ultima riga sono riportati i valori di area misurati in questa tesi.

INTEGRALE IPSOMETRICO (Elevation Relief Ratio)

Un altro indice molto utilizzato in letteratura per descrivere l'evoluzione morfometrica di un bacino è l'indice di erosione *ERR* (equazione [1.5]) che è una misura dell'integrale ipsometrico (paragrafo 1.4.2).

Valori dell'*ERR* superiori a 0.6 descrivono bacini molto "giovani", instabili, con attività erosiva elevata e dunque con uno squilibrio tra evoluzione tettonica e dinamica erosiva. Valori compresi tra 0.4 e 0.6 descrivono, invece, bacini "maturi", con attività erosiva media che tende all'equilibrio dinamico. Bacini "vecchi", piuttosto stabili e con modesta attività erosiva presentano un indice di rilievo inferiore al valore di 0.4.

Nel caso degli 89 bacini oggetto di questo studio, si hanno valori di *ERR* compresi tra 0.325 e 0.654 con una distribuzione di frequenza approssimabile ad una distribuzione normale (Figura 4.7) con media di 0.504 e deviazione standard molto bassa ($Dev.St=0.064$) ad indicare che il dataset è sostanzialmente omogeneo.

La "bontà" del andamento normale della distribuzione dei dati relativi all'indice di rilievo anche in questo caso è stata verificata mediante i test statistici non parametrici del chi-quadro e di kolmogorov-Smirnov.

Entrambi i test sono risultati positivi per i livelli di significatività scelti ($\alpha=0.01$ e $\alpha=0.05$). La specularità tra la funzione di distribuzione teorica e la funzione di distribuzione dell'*ERR* ($Dn=0.079$) evidenzia in modo chiaro la distribuzione normale del dataset (Figura 4.8).

La quasi totalità dei bacini analizzati presenta uno stato evolutivo, desunto dal valore di *ERR*, caratterizzato da un'attività erosiva media che pur tendendo all'equilibrio presenta ancora forti squilibri tra evoluzione tettonica e dinamica erosiva.

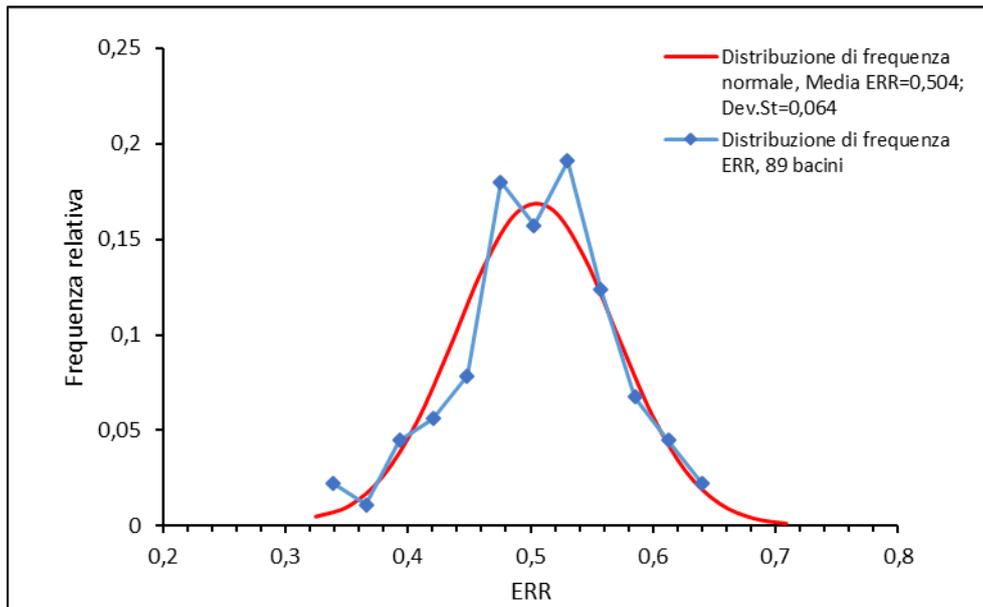


Figura 4.7 - Confronto tra la distribuzione di frequenza dell'ERR osservato (linee blu) e la funzione di distribuzione teorica log – normale (linea rossa).

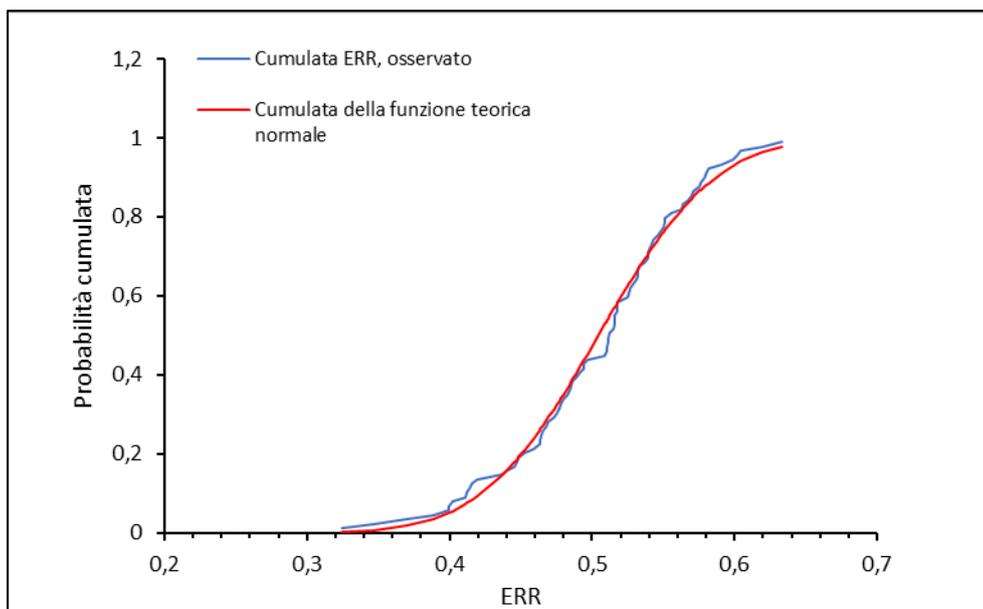


Figura 4.8 - Confronto tra le curve cumulate delle distribuzioni dell'ERR: in blu è indicata la cumulata osservata; in rosso la cumulata teorica normale.

FORMA DEL BACINO

Per quanto riguarda la descrizione della forma del bacino, sono stati elaborati diversi indici che tendono a misurare tale parametro come rapporto tra l'area e la lunghezza del bacino.

Uno di questi indici, molto utilizzato in letteratura (De Scally et al., 2010), è quello definito da Horton (equazione [3.3]). Valori bassi di questo indice, indicano bacini allungati lungo la direzione di deflusso, viceversa, valori elevati indicano bacini poco allungati rispetto alla loro larghezza.

Nel caso di studio, tramite un'attenta fotointerpretazione vengono individuate 3 categorie di forma e i loro relativi intervalli di valore: punteggi compresi tra 0.0 e 0.26 individuano bacini con forma ovale allungata – rettangolare bislunga; punteggi compresi tra 0.27 e 0.37 rispecchiano bacini con forma rotonda ovale allungata, con la parte alta molto arrotondata e la parte inferiore stretta e lunga; mentre valori superiori a 0.38 indicano bacini con forma rotonda-ovale.

In base a tale criterio classificativo, la distribuzione di frequenza della forma del bacino (Figura 4.9) mostra che circa il 56% dei bacini analizzati ha una forma ovale allungata–rettangolare bislunga, circa il 27% ha una forma rotonda ovale allungata con la parte alta molto arrotondata e la parte inferiore stretta e lunga e circa il 17% ha una forma rotonda-ovale.

I valori di F ricavati per il campione analizzato in questo studio, sono stati confrontati con quelli rilevati da De Scally et al. (2010), per le Alpi della Nuova Zelanda. Dal confronto emerge che i valori di forma ricavati da De Scally ($F_{med}=0.34$ e $dev.st.=0.26$) sono mediamente superiori a quelli ottenuti per il campione di Cortina ($F_{med}=0.26$ e $dev.st.=0.11$) ed hanno una forma ovale e meno allungata. Tuttavia bisogna considerare che i due campioni di bacini confrontati presentano differenze sostanziali, sia per quanto riguarda la scala (Tabella 4.3), sia per quanto riguarda la litologia, (carbonati per i bacini di Cortina; metamorfiti per i bacini analizzati da De Scally) che per quanto riguarda l'evoluzione morfoclimatica.

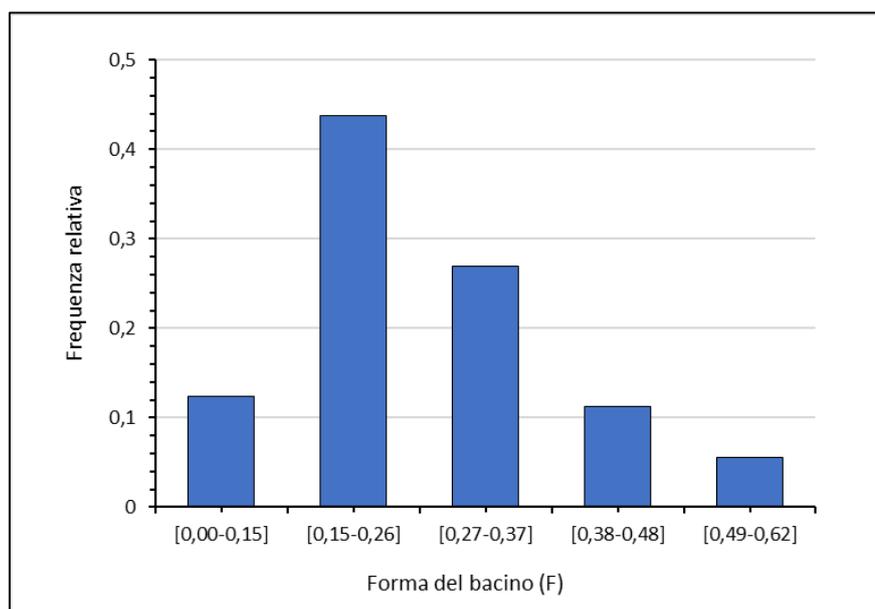


Figura 4.9 - Distribuzione di frequenza della forma dei bacini.

Un altro indice molto utilizzato in letteratura per la determinazione della forma di un bacino, è il fattore di forma descritto da Marchi et al. (2014), (equazione [3.4]).

Per quanto riguarda tale parametro, il set di dati analizzato mostra una distribuzione delle frequenze relative, approssimabile con andamento log-normale con media = -0.54 (m/m) e deviazione standard di 0.266 (Figura 4.10).

Anche per quanto riguarda il fattore di forma SF , i test di normalità sono risultati positivi per i livelli di significatività scelti ($\alpha=0.01$ e $\alpha=0.05$). Il grafico in Figura 4.11 mostra che lo scarto massimo tra distribuzione teorica e quella osservata è molto basso ($Dn=0.074$).

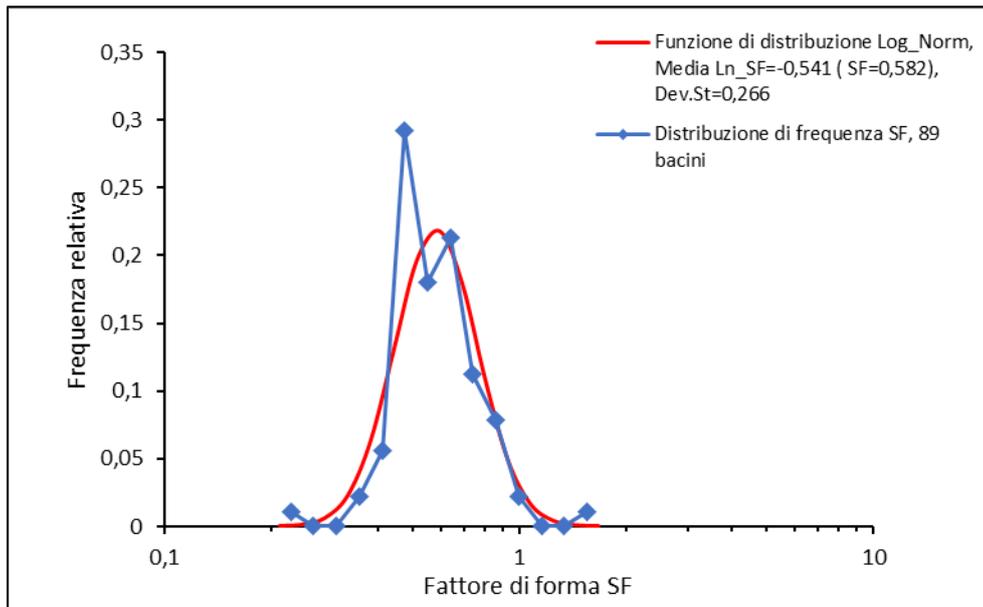


Figura 4.10 - Confronto tra la distribuzione di frequenza del fattore di forma osservato (linee blu) e la funzione di distribuzione teorica log – normale (linea rossa).

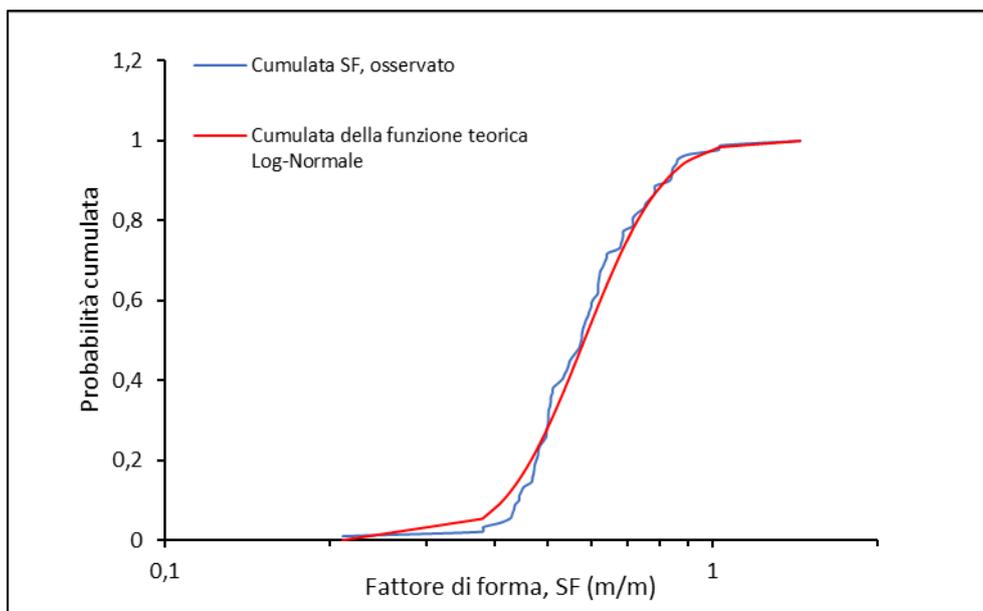


Figura 4.11 - Confronto tra le curve cumulate delle distribuzioni del fattore di forma: in blu è indicata la cumulata osservata; in rosso la cumulata teorica log-normale.

La curva dei dati osservati (Figura 4.10) mostra un picco molto pronunciato dovuto all'elevata numerosità dei bacini con fattori di forma compresi tra 0.4 (m/m) e 0.6 (m/m), cioè con forma ovoidale o ovoidale allungata nella direzione di deflusso. Valori molto bassi di SF indicano bacini dalla forma molto allungata nella direzione di deflusso.

Tali valori sono stati riscontrati per bacini prevalentemente rocciosi e con una rete di drenaggio poco sviluppata spesso costituita da un unico canale che si imposta lungo le fratture della roccia.

Anche i pochi valori di SF elevati ($SF \approx 1$) sono anomali per il campione di dati analizzato e sono riferibili a bacini di dimensioni non molto elevate, anche questi prevalentemente

rocciosi, con una rete di drenaggio poco sviluppata costituita da un'asta principale dalla lunghezza limitata e in posizione asimmetrica rispetto all'asse principale del bacino.

In Marchi (2014) i valori del fattore di forma (SF) sono compresi tra 0.49 e 0.52. e, dunque, inferiori e meno variabili di quelli riscontrati per il dataset analizzato in questa tesi. Tuttavia si segnala che il campione di bacini analizzato da Marchi (Tabella 4.3) è più omogeneo e con dimensioni mediamente inferiori a quello dei bacini di Cortina, ciò suggerisce una minore variabilità dei parametri morfometrici misurati in Marchi (2014).

DENSITA' DI DRENAGGIO

Infine è stata analizzata la distribuzione di frequenza delle densità di drenaggio (D_D) calcolate per gli 89 bacini analizzati in questa tesi.

Anche in questo caso, come verificato dai test di normalità con i soliti livelli di significatività ($\alpha=0.01$ e $\alpha=0.05$), i dati osservati mostrano una distribuzione normale con media pari a 0.023 1/m e deviazione standard di 0.005 (Figura 4.12 e Figura 4.13).

Tenuto conto, come descritto nel Capitolo 3, che il calcolo della densità di drenaggio risente della scala di osservazione con la quale si va ad osservare il bacino per ricavarne la rete di drenaggio, tale valore è strettamente legato alla permeabilità dei terreni e/o rocce che compongono i bacini.

I valori di D_D sono generalmente molto alti per bacini composti da un substrato impermeabile, perché su di essi il reticolo si presenta molto ramificato, viceversa, molto contenuti per le aree caratterizzate terreni e/o rocce molto permeabili. Generalmente le caratteristiche di permeabilità della dolomia sono molto variabili e dipendenti dallo stato di fratturazione e alterazione degli ammassi rocciosi i quali, in particolari condizioni morfoclimatiche, possono generare fenomeni carsici.

Il set di dati analizzato in questo studio mostra una densità di drenaggio relativamente elevata (circa l'80% dei bacini analizzati ha valore di $D_D > 0.02$ 1/m), ciò indica che la maggior parte degli affioramenti di dolomia su cui si impostano i bacini, agiscono come superfici impermeabili in risposta a precipitazioni intense.

I valori più bassi ($D_D \approx 0.01$ 1/m) sono riferibili a pochi bacini presenti nel dataset, con una rete di deflusso caratterizzata da un canale principale molto inciso ed eroso ma poco alimentato da canali secondari. Inoltre alcuni di questi bacini presentano al loro interno un'elevata quantità di detrito vegetato che favorisce il processo di infiltrazione nel suolo a scapito del deflusso superficiale delle acque meteoriche.

La densità di drenaggio è, inoltre, un'importante indicatore dello stadio evolutivo della rete idrografica, dato che i fenomeni di erosione e trasporto che avvengono sia nei cavi fluviali che sui versanti, condizionano lo sviluppo planimetrico dei canali.

Ai fini di questo studio è importante ricordare che il trasporto da debris flow, oltre che di gradienti elevati e presenza di detrito, richiede una bassa permeabilità del substrato del bacino che si esplica in un deflusso superficiale capace di erodere e trasportare i sedimenti sul letto dei canali.

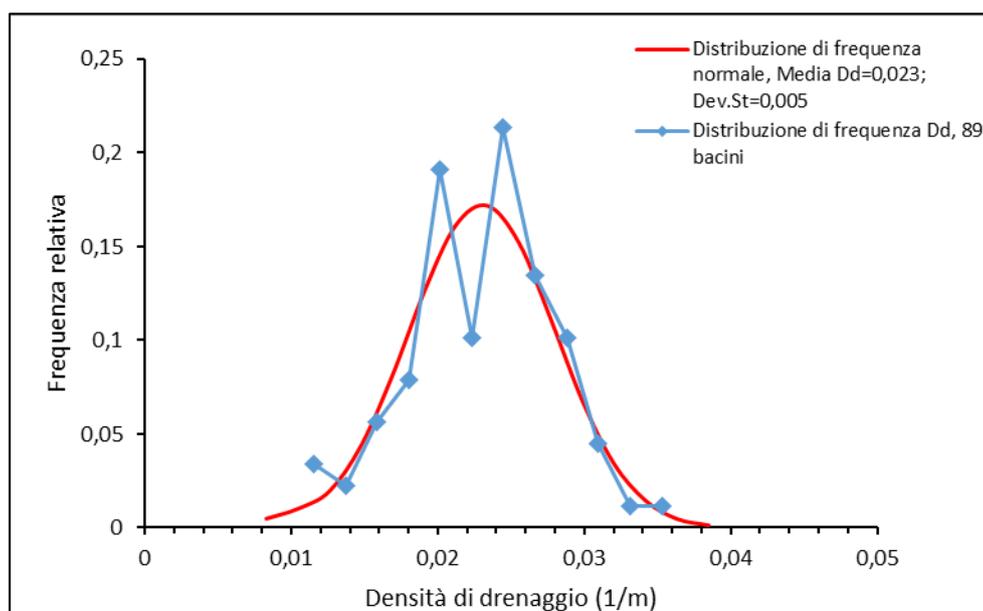


Figura 4.12 - Confronto tra la distribuzione di frequenza della densità di drenaggio (D_D) osservata (linee blu) e la funzione di distribuzione teorica log – normale (linea rossa).

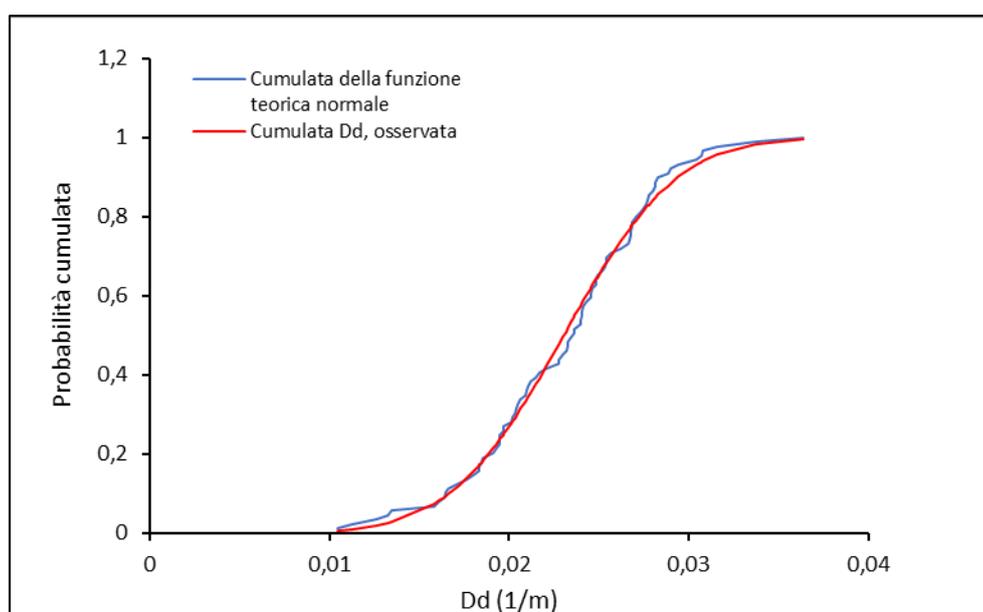


Figura 4.13 - Confronto tra le curve cumulate delle distribuzioni della densità di drenaggio (D_D): in blu è indicata la cumulata osservata; in rosso la cumulata teorica normale.

4.2.2 Morfometria conoidi

In Tabella 4.6 sono riportati i valori dei principali parametri morfometrici dei 18 conoidi individuati e mappati in questo lavoro.

Si tiene a ribadire che la mappatura e le conseguenti misure morfometriche sono basati esclusivamente sull'interpretazione della morfologia del DEM e delle foto aeree (ortofoto dell'anno 2012) e che, pertanto, sono possibilmente affette da soggettività interpretativa. Infatti solo un'attenta e dettagliata analisi sul campo delle facies costituenti i depositi detritici ne può permettere la corretta classificazione.

Tenuto conto delle suddette precisazioni, il campione di 18 conoidi analizzato presenta un valore medio di area pari a 203264 m² con deviazione standard molto elevata (*dev.st*=253052). I conoidi di minor estensione sono collocati nella zona 6 e in parte nella zona 2 dell'area indagata. Valori elevati di area, invece, sono stati riscontrati per la zona 2, dove è presente il conoide di Fiames che raggiunge le dimensioni di circa 900000 m², e in parte nella zona 7, dove è presente il conoide di Cimabanche che ha un'estensione di circa 750000 m².

Per quanto riguarda i valori di pendenza, i conoidi presentano valori medi molto elevati (17.2°) che denotano, come descritto in diversi articoli di letteratura, un meccanismo di trasporto da debris flow.

Infatti, pubblicazioni recenti (Pasuto et al., 1992; Marchi et al., 1993) attribuiscono le diverse classi di pendenza alle tipologie di trasporto dominanti del sistema bacino-conoide. In particolare rinvencono valori fino a 7° per quelli dominati da water flood e fino a 20° gradi per quelli dominati da debris flow. Valori molto alti (*Sf* > 20°) sono stati riscontrati per alcuni conoidi della zona 2, caratterizzati da bacini sorgente di dimensioni molto limitate e da una zona deposizionale confinata da altri corpi deposizionali. Il valore di pendenza minimo, invece, è riferibile al conoide di Cimabanche generato da un bacino sorgente dalle dimensioni molto elevate (>2 km²).

È importante rilevare che i valori di area e pendenza dei conoidi, come dimostrato da molti studi di letteratura (paragrafo 1.4.1), dipendono principalmente dalle dimensioni del bacino sorgente, dalle caratteristiche morfoclimatiche e litologiche dello stesso e dal tipo processo di trasporto che li ha generati. Pertanto le relazioni intercorrenti tra detti parametri saranno oggetto di approfondimento nei prossimi paragrafi del presente lavoro.

| Parametri conoidi | Descrizione | N_conoidi | Media | Dev. St. | Min | Max |
|--------------------------|----------------------|------------------|--------------|-----------------|------------|------------|
| Area | Af (m ²) | 18 | 203264 | 253052 | 8854 | 901302 |
| Quta massima | Q_max (m.s.l.m) | 18 | 1689 | 147 | 1537 | 2027 |
| Dislivello | ΔZ (m) | 18 | 173 | 112 | 47 | 489 |
| Pendenza | Sf (°) | 18 | 17,2 | 5,2 | 7,6 | 27,2 |

Tabella 4.6 - Descrizione statistica delle principali caratteristiche morfometriche dei conoidi.

4.2.3 Morfometria canali attivi

Come spiegato in precedenza (paragrafo 3.4.3), in questo studio sono stati misurati i parametri relativi ai canali che mostrano chiare evidenze dell'attività recente di colate detritiche quale meccanismo di trasporto del sedimento. Il criterio scelto per discriminare i canali attivi da quelli inattivi si è basato sull'incisione del substrato e sull'assenza di vegetazione. Il punto iniziale del canale è stato posto in corrispondenza del punto di innesco delle colate (punto di chiusura del bacino), il punto terminale, invece, è stato collocato nella zona finale dell'incisione, dove avviene la transizione tra i processi di prevalente erosione a prevalente deposizione. Secondo questo criterio sono stati individuati 77 canali attivi.

Come è possibile osservare in Tabella 4.7 la lunghezza media del campione di canali analizzato è di circa 392 m con una deviazione standard molto elevata (386 m).

I canali che mostrano lunghezze molto basse ($L < 100\text{m}$) sono generati da alcuni bacini di dimensioni molto limitate collocati nella zona 2 e 4, oppure da alcuni bacini della zona 6, dove si riscontra la maggiore presenza di detrito vegetato sia nelle parti terminali del bacino che nella piana deposizionale. La presenza di vegetazione indica un minore stato di attività dei bacini con deflusso diretto verso la piana. Inoltre, in questo settore dell'area di studio, lo sviluppo dei canali, avviene principalmente all'interno dei bacini. Quest'ultimi hanno il punto di chiusura posto in prossimità della piana del Forame, dove i gradienti di pendenza sono relativamente bassi e quindi più conformi a processi deposizionali che a processi erosivi. Pertanto in questa area si hanno aste drenanti molto lunghe ed incise, all'interno dei bacini, e canali poco sviluppati nelle falde detritiche poste alle pendici degli stessi.

Viceversa i canali che hanno lunghezze maggiori 1500 m sono quelli di Rudavoi e Riogere, nella zona 3; Acquabona, nella zona 4. In queste zone la lunghezza dei canali è favorita sia dall'elevata attività dei bacini sorgente, documentata da numerose fonti storiche, sia dagli elevati gradienti di pendenza delle falde detritiche su cui si propagano i flussi detritici. Nella zona 2, invece, è presente il canale molto attivo di Fiames che presenta una lunghezza di circa 1000 m. In generale, si osserva una ovvia dipendenza tra l'area del bacino e la lunghezza della porzione attiva del canale, eccetto per i canali della zona 6 che per i motivi sopra esposti (minore attività dei bacini di colata, flusso che si sviluppa prevalentemente all'interno del bacino, pendenze delle falde detritiche conformi alla deposizione del sedimento trasportato dal flusso), hanno una minore lunghezza del canale di colata se rapportata all'area del bacino sorgente.

Anche per quanto riguarda la pendenza media, il campione di canali analizzato ($Sc=25.3^\circ$) evidenzia una grande variabilità del dato ($dev.st=9.3^\circ$). In questo caso le pendenze maggiori sono riferite ai quei sistemi bacino conoide in cui l'energia del flusso non è in grado di trasportare il detrito per lunghi tratti lungo i versanti. La pendenza molto bassa del canale di Cimabanche ($Sc = 8^\circ$) è dovuta al fatto che tale canale si propaga esclusivamente lungo il conoide deposizionale, anche esso con pendenze basse.

| Parametri canali | Descrizione | N_canali | Media | Dev. St. | Min | Max |
|-------------------------|----------------------------|-----------------|--------------|-----------------|------------|------------|
| Lunghezza | L (m) | 77 | 392,0 | 386,3 | 52,8 | 1908,8 |
| Tortuosità | T (%) | 77 | 6,6 | 5,7 | 0,2 | 27,0 |
| Quota media | Q _{MED} (m.s.l.m) | 77 | 1688,0 | 196,7 | 1319,2 | 2122,7 |
| Dislivello | ΔZ (m) | 77 | 136,5 | 100,7 | 21,6 | 493,8 |
| Pendenza | Sc (°) | 77 | 25,3 | 9,3 | 8,0 | 46,3 |

Tabella 4.7 - Descrizione statistica delle principali caratteristiche morfometriche dei canali.

La tortuosità dei canali è generalmente bassa ($T_{MED} = 6\%$) e aumenta solo in corrispondenza di alcuni di essi, il cui flusso è stato ostacolato da fattori naturali e più raramente da fattori antropici (opere di sistemazione idraulica). Più precisamente alcuni bacini di piccole dimensioni della zona 2, presentano una tortuosità del canale di colata

elevata ($T > 10\%$) a causa della presenza dei conoidi deposizionali dei bacini adiacenti che ne ostacolano il flusso. Nelle altre zone, la presenza di piccoli affioramenti rocciosi, ostacola la direzione di flusso e dunque la direzione dei canali di colata di alcuni bacini, aumentandone la tortuosità.

L'elevata variabilità del campione analizzato in questo studio non è sorprendente, in quanto la propagazione dei flussi detritici è regolata da molti fattori che concorrono allo sviluppo e all'evoluzione dei canali.

4.3 Relazioni tra i parametri morfometrici

Nel seguente paragrafo sono esposti i risultati delle relazioni intercorrenti tra i principali parametri morfometrici utilizzati per la caratterizzazione dei sistemi bacino-conoide.

I diversi simboli utilizzati per la rappresentazione sono riferibili ai bacini collocati nelle rispettive zone di appartenenza, visualizzabili in Figura 4.1 e suddivise seguendo i criteri descritti nel paragrafo 4.1, oppure allo stato di attività dei bacini desunto da dati storici.

I risultati delle relazioni sono esposti come segue:

- relazioni di scala tra il bacino e i parametri morfometrici più rilevanti;
- relazione tra pendenza del bacino e la presenza di detrito al suo interno;
- relazioni di scala tra i sistemi bacino-conoide.

4.3.1 Relazioni di scala tra il bacino e i parametri morfometrici più rilevanti

Di seguito sono esposte le relazioni tra l'area del bacino, espressa in m^2 ed alcuni dei parametri morfometrici più rilevanti. Tali relazioni sono presentate mediante grafici semi-logaritmici che rappresentano in maniera più efficace le relazioni tra le variabili considerate e l'area del bacino che ha dimostrato avere distribuzione log-normale. Fanno eccezione la relazione tra la percentuale di area del bacino ricoperta da detrito sciolto–densità di drenaggio e la relazione tra area del bacino–lunghezza dell'asta principale, dove per chiarezza di visualizzazione dei risultati, è stato scelto di mostrare i dati attraverso grafici rispettivamente in scala lineare e bilogaritmica.

I risultati di questa analisi hanno rilevato che solo alcuni dei parametri confrontati mostrano un'evidente dipendenza con le dimensioni areali del bacino, pertanto, di seguito saranno descritti prima i parametri indipendenti e poi quelli dipendenti dalla scala del bacino.

4.3.1.1 Parametri indipendenti dalla scala del bacino

Tra i parametri che hanno mostrato una scarsa dipendenza con la scala del bacino vi sono la pendenza media e l'elevation relief ratio (*ERR*).

Per quanto riguarda il confronto tra la pendenza media e l'area del bacino (Figura 4.14), l'elevata dispersione dei dati del campione analizzato in questo studio, non permette di

evidenziare relazioni significative tra i due parametri. Tuttavia, pur considerando la minore numerosità dei dati con aree elevate, al crescere della scala del bacino diminuisce la dispersione dei dati e le pendenze medie si assestano su valori più bassi.

Tale dato non è sorprendente, in quanto, il normale sviluppo ed evoluzione del bacino idrografico ad opera di processi erosivi, provoca l'aumento delle dimensioni dello stesso e una progressiva diminuzione delle pendenze.

I bacini con dimensioni prossime o superiori al milione di m^2 hanno pendenze medie comprese tra i 35° e i 45° , mentre per i bacini meno estesi si ha un range di variabilità del dato molto ampio che varia dai 35° ai 65° .

Dal grafico in Figura 4.14 è possibile notare che i bacini collocati nella zona 2 hanno valori di pendenze medie superiori agli altri valori del dataset. Tale differenza è dovuta alla presenza, nella suddetta zona, di bacini prevalentemente rocciosi, di dimensioni relativamente limitate e caratterizzati da aspre e pendenti pareti rocciose.

Il grafico in Figura 4.15, in cui viene confrontata l'area del bacino con l'elevation relief ratio (*ERR*), mostra la dispersione molto elevata del campione di dati analizzato. Analogamente a quanto visto per la pendenza media, anche in questo caso i bacini con area superiore o prossima al milione di m^2 hanno valori di *ERR* relativamente bassi che denotano un'evoluzione del bacino prossima alla senilità. Anche analizzando i dati sulla base delle singole zone non viene riscontrata nessuna dipendenza tra i detti parametri, ciò evidenzia come l'evoluzione dei bacini sia regolata da fattori che non possono essere attribuiti ad una singola zona. La maggiore variabilità dei dati è riferibile alla zona 2 dell'area di studio, dove il valore dell'*ERR* varia tra circa 0.3 e 0.65.

Diversi autori nei loro studi hanno osservato i rapporti tra area dei bacini e integrale ipsometrico. Ad esempio, i risultati ottenuti nel lavoro di Marchi (2014) in cui vengono analizzati bacini dalle caratteristiche morfometriche molto simili a quelli presenti nell'area di Cortina, sono contrastanti e non significativi. Non bisogna tralasciare il fatto che nell'intera gamma di bacini si può osservare un'estesa varietà di tipologie di forma di composizione litologica che si riflettono con una elevata variabilità dei valori di *ERR*.

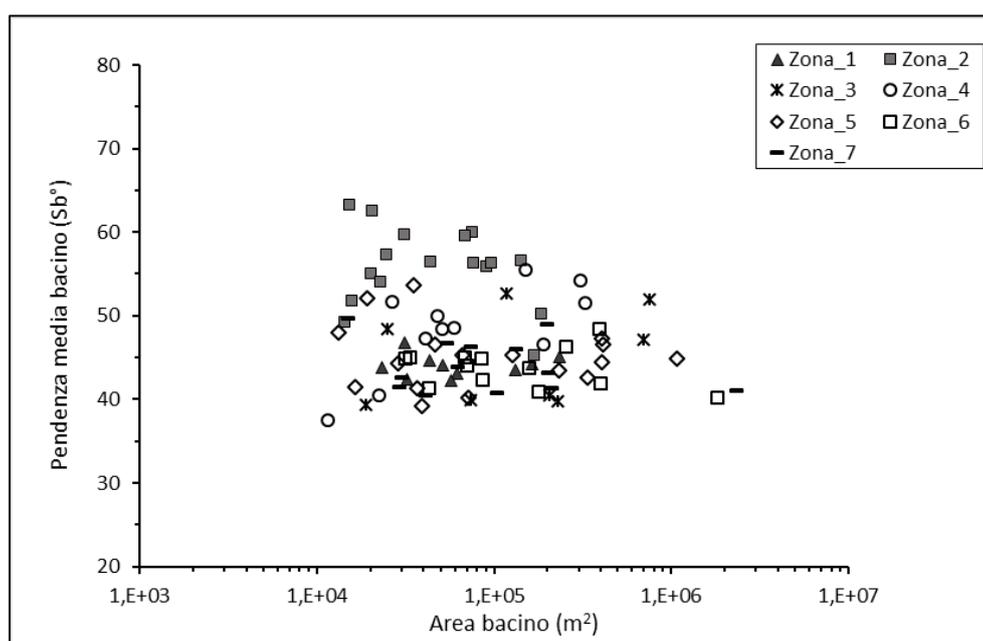


Figura 4.14 - Grafico riassuntivo di confronto: area del bacino (A_b) e pendenza media del bacino (S_b°).

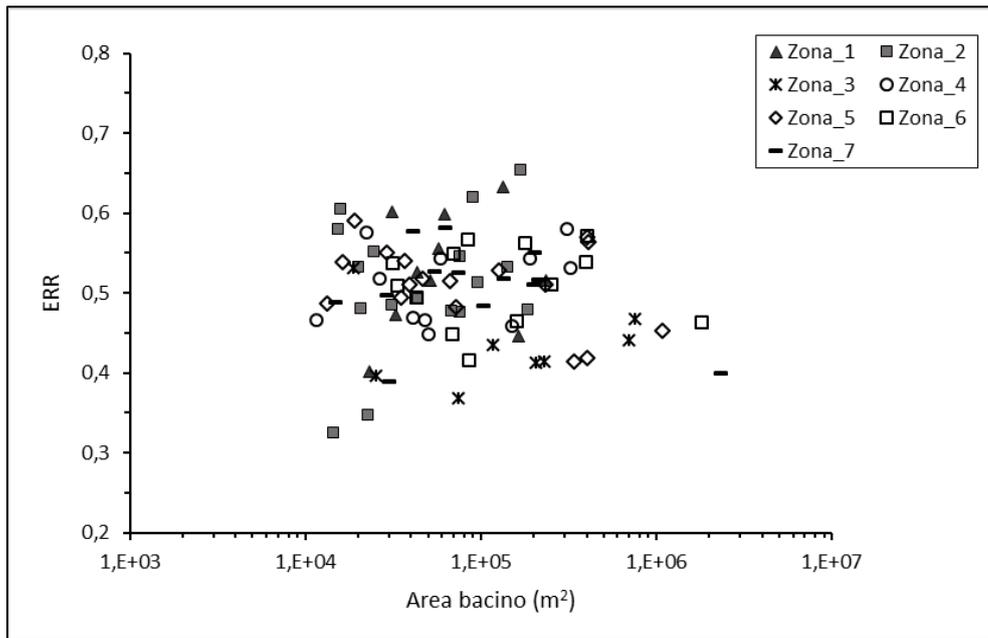


Figura 4.15 - Grafico riassuntivo di confronto: area del bacino (Ab) - elevatio ralief ratio (ERR).

Per quanto riguarda il confronto tra l'area del bacino e la densità di drenaggio non sono state rilevate relazioni significative tra i due parametri (Figura 4.16), tale evidenza può essere dovuta, come per l' ERR , alla grande variabilità di tipologie di forma, di alterazione e fratturazione del substrato roccioso, nonché alla presenza di vegetazione più o meno folta, presenti nel campione di bacini analizzato. Questi fattori si esplicano in una grande variabilità della rete di drenaggio, difficilmente attribuibile ad un singolo parametro morfometrico.

Tale variabilità appare evidente anche nel grafico in Figura 4.17 dove viene correlata la densità di drenaggio alla percentuale di area dei bacini ricoperta da detrito sciolto.

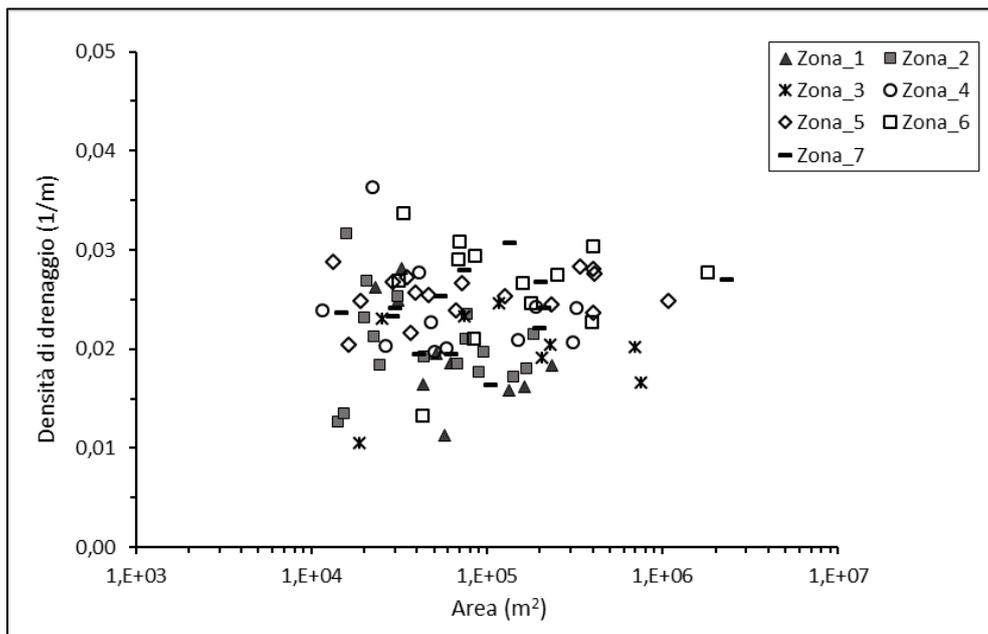


Figura 4.16 - Grafico riassuntivo di confronto log-normale: area del bacino (Ab)-densità di drenaggio (D_D).

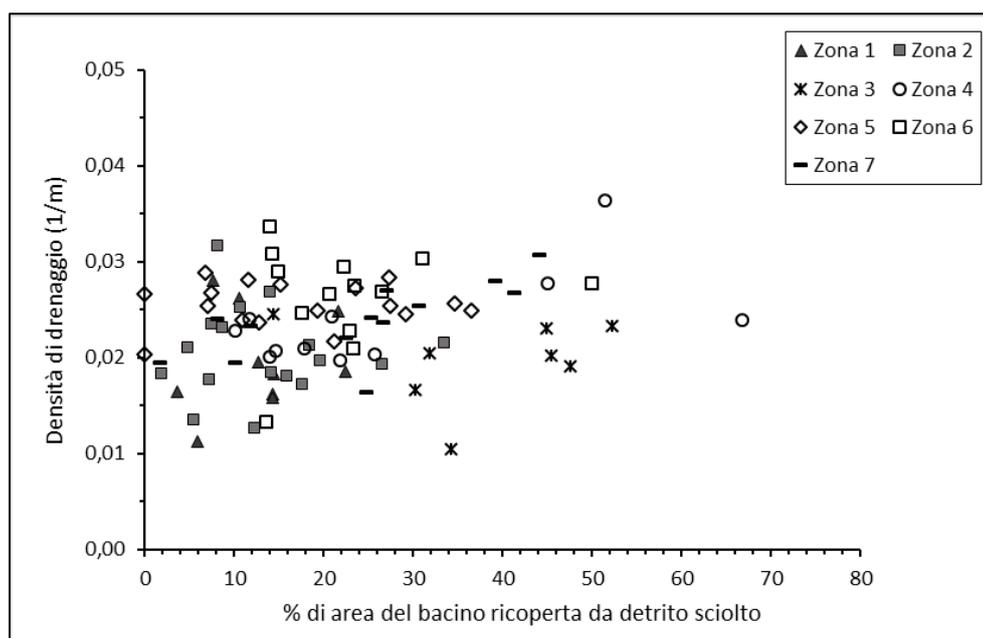


Figura 4.17 - Grafico riassuntivo di confronto: % area di detrito sciolto presente nel bacino – densità di drenaggio (D_D).

Anche la relazione tra area e forma del bacino, calcolata secondo l'indice di forma di Horton, non ha mostrato alcuna dipendenza tra la scala e la forma del bacino (Figura 4.18). Tuttavia, per i dati relativi ai bacini delle zone 6 e 7, si nota una tendenza all'aumento dell'indice di forma al crescere del bacino. Questi bacini sono collocati in aree dove è maggiore la presenza di detrito sciolto e vegetazione. Per i restanti dati non è stata trovata nessuna relazione tra area e forma.

La maggiore dispersione dei dati, riguarda sempre la zona 2 dove, come più volte ribadito, prevalgono bacini prevalentemente rocciosi. In questa area la rete di deflusso è regolata dalle fratture degli ammassi rocciosi che, presumibilmente, hanno un ruolo fondamentale anche sull'evoluzione e dunque sullo sviluppo di forma dei bacini.

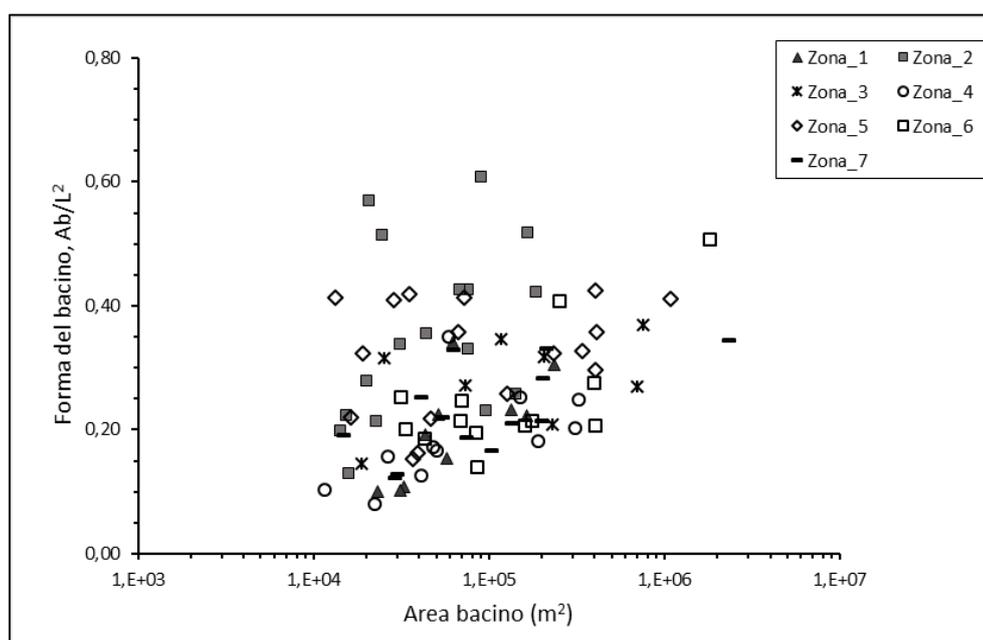


Figura 4.18 - Grafico riassuntivo di confronto: area del bacino (A_b)-forma del bacino (F).

4.3.1.2 Parametri dipendenti dalla scala del bacino

Alcuni tra i parametri misurati hanno mostrato una dipendenza con la scala del bacino. In alcuni casi, come per la lunghezza della principale asta drenate e il dislivello complessivo, si tratta di una dipendenza ovvia che viene descritta per facilitare il confronto con altre aree. In altri casi, come per l'indice di Melton, la dipendenza è meno intuitiva.

La correlazione tra l'area (A_b) e lunghezza dell'asta principale del bacino (L_{AP}) evidenzia una relazione di potenza con esponente pari a 0.52 caratterizzata da un buon coefficiente di regressione ($R^2=0.84$) (Figura 4.19). Tali valori sono in linea con quelli stabiliti dalla legge di Hack che descrive la relazione tra la lunghezza L_{AP} del corso d'acqua e la superficie A_b del bacino mediante la relazione di potenza:

$$L \propto A_b^h$$

In cui il coefficiente h è generalmente assunto paria 0.6.

La legge di Hack descrive un effetto geometrico: l'area del bacino cresce più lentamente del quadrato della lunghezza del corso d'acqua principale. In altri termini, i bacini idrografici diventano sempre più allungati all'aumentare della loro superficie A_b (Willemin, 2000).

Secondo Willemin, dal punto di vista morfologico il risultato espresso dalla legge di Hack può essere spiegato ricorrendo a tre differenti processi:

- al crescere di A_b aumenta la sinuosità del corso d'acqua;
- al crescere di A_b aumenta il rapporto tra la lunghezza e la larghezza del bacino;
- al crescere di A_b aumenta il numero di parti concave nel perimetro del bacino (diminuisce la convessità del bacino) cioè aumenta l'effetto di "competizione" con i bacini limitrofi.

Pertanto la legge di Hack descriverebbe, al crescere della superficie, un bilancio fra cambiamenti nella forma del bacino e mutamenti nella configurazione planimetrica del corso d'acqua.

Nel caso di studio il valore di h è inferiore a quello definito da Hack, valori di h più bassi di 0.6 sono stati rilevati anche da Willemin, 2000. Quest'ultimo ha spiegato tali differenze mediante l'influenza di fattori locali sullo sviluppo del bacino.

Il dislivello è un altro dei parametri morfometrici del bacino che ha mostrato dipendere dalla scala dello stesso. La relazione tra i due parametri (Figura 4.20), per il campione totale di dati analizzato, è evidenziata da un'equazione di potenza con esponente pari a circa 0.27 e coefficiente di regressione pari a circa 0.61. Tale andamento è dovuto al fatto che i bacini con un'elevata estensione planimetrica ricoprono sia le aree vallive, poste a quote più basse che le aree montuose e, dunque, hanno un dislivello maggiore rispetto ai bacini di dimensioni limitate. La relazione di potenza con esponente minore dell'unità indica, invece, che i bacini più grandi hanno in proporzione un dislivello minore di quelli più piccoli. Questo perché i bacini con area maggiore sono generalmente meno pendenti di quelli più piccoli. Nel caso di studio si ha un discreto coefficiente di regressione ($R^2 = 0.61$), tuttavia, per alcuni bacini, si nota una maggiore dispersione dei dati. Tra questi vi sono alcuni bacini

di dimensioni relativamente limitate e molto pendenti della zona 2 e alcuni bacini delle zone 3 e 4 caratterizzati da pendenze molto elevate nonostante la notevole estensione areale.

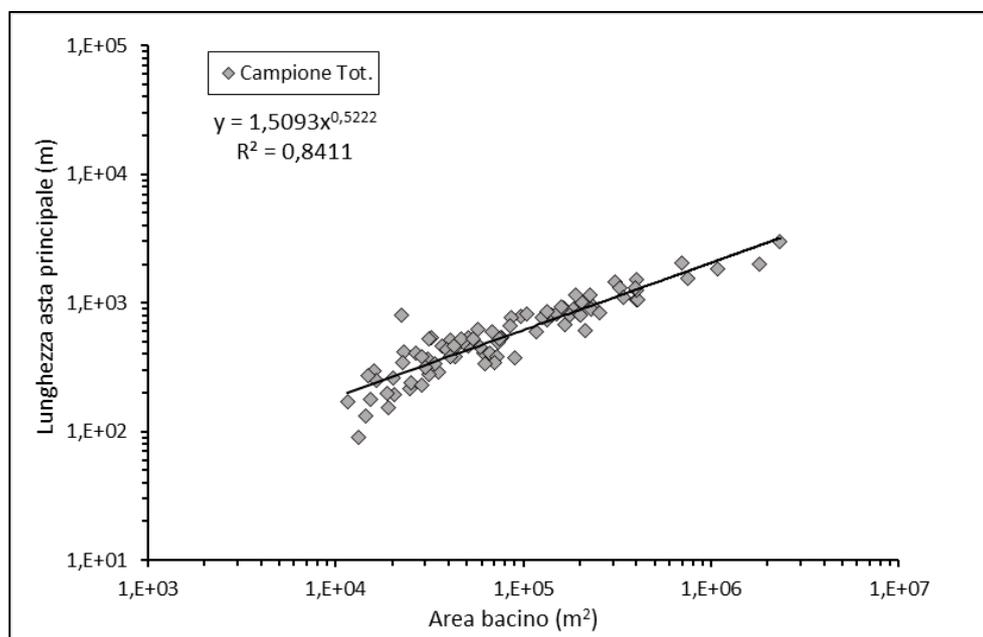


Figura 4.19 - Grafico riassuntivo bi-logaritmico area del bacino (A_b) - lunghezza asta principale (L_{AP}) per tutti i bacini analizzati con linea di regressione.

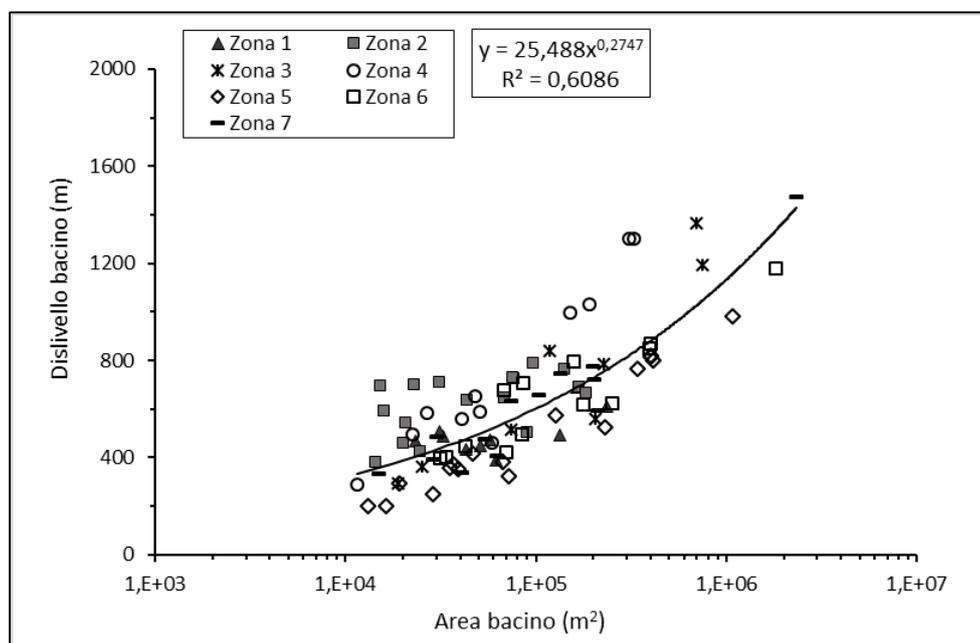


Figura 4.20 - Grafico riassuntivo log-normale area del bacino (A_b)-dislivello del bacino (AZ) con linea di regressione.

In fine sono stati messi in relazione i parametri di area (m^2) e indice di Melton. Da questo confronto (Figura 4.21) si evince che esiste una correlazione inversa tra i detti parametri, evidenziata dall'equazione di potenza con esponente minore di zero (-0.225) che meglio approssima il dataset. Tale equazione indica che il numero di melton decresce all'aumentare dell'area del bacino. La regressione mostrata in Figura 4.21 si riferisce al

campione totale dei dati analizzati ed ha un coefficiente di regressione non molto alto ($R^2=0.51$), dovuto soprattutto alla dispersione dei dati relativi alla zona 2, dove sono presenti valori di *MRN* eccessivamente elevati rispetto a valori di letteratura (Tabella 4.5). Anche in questo caso si tratta dei bacini rocciosi di piccole dimensioni e molto pendenti, che sono stati precedentemente descritti (paragrafo 4.2).

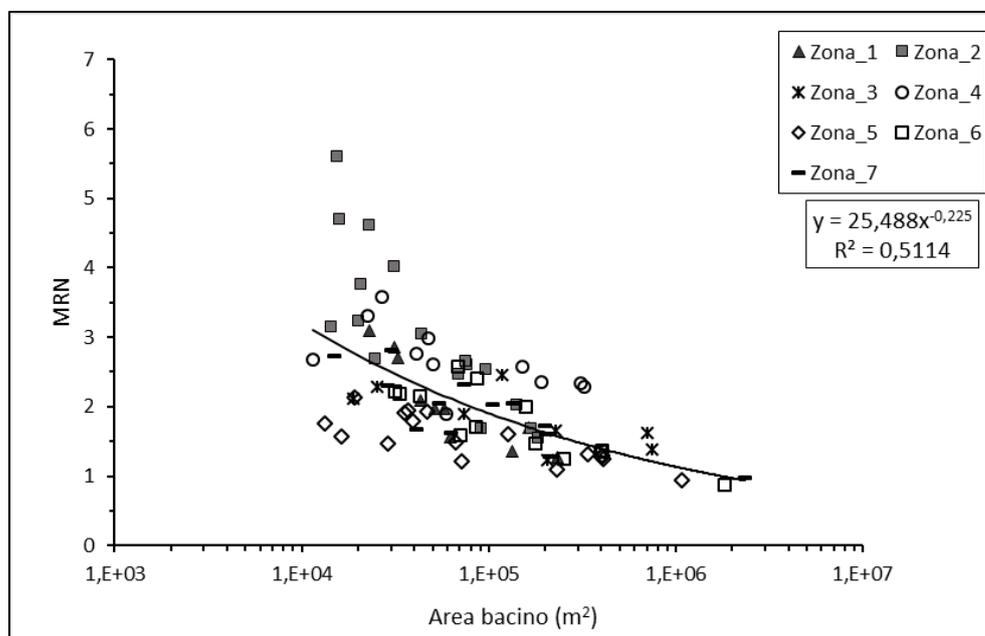


Figura 4.21 - Grafico riassuntivo log-normale area del bacino (*Ab*)–indice di Melton (*MRN*) con linea di regressione

4.4 Relazione tra la pendenza del bacino e la presenza di detrito

La pendenza dei bacini è stata analizzata tramite la sua distribuzione di frequenza utilizzando classi di ampiezza pari a 3°. Siccome le pendenze che ricadono nell'intervallo tra i 28° e 40° rispecchiano gli angoli di riposo tipici dei depositi detritici che si trovano ai piedi delle pareti rocciose presenti nei bacini dolomitici, è ragionevole immaginare che ci possa essere un legame stretto tra l'abbondanza di detrito e la presenza di pendenze comprese nel suddetto intervallo.

I risultati di questa analisi sono esposti nel grafico delle distribuzioni di frequenza delle pendenze degli 89 bacini esaminati in questo studio (Figura 4.22). La presenza di un picco molto pronunciato tra le classi di pendenza comprese tra i 28° e i 40° indica che nei bacini analizzati vi è una quantità di detrito mediamente elevata. L'asimmetria destra della curva indica, invece, una maggiore tendenza della distribuzione verso le classi con pendenza maggiore di 40° dovuta alla presenza di pareti rocciose.

Il confronto tra la frequenza relativa delle classi di pendenza comprese tra i 28° e i 40° e le percentuali di detrito (sciolto e vegetato) mappate nei bacini mediante fotointerpretazione e analisi del DEM, può fornire indicazioni circa la bontà dell'ipotesi di partenza.

I risultati del confronto sono riportati nel grafico in Figura 4.23 dove la dipendenza dei due parametri è evidenziata dall'andamento lineare della regressione. Il coefficiente di

regressione ($R^2=0,65$), pur non essendo molto elevato, indica una discreta dipendenza tra i due parametri.

Lo scostamento osservato può essere determinato, sia dalla presenza di aree all'interno dei bacini che, nonostante ricadano nei suddetti intervalli di pendenza, non sono ricoperte da detrito, sia da imprecisioni nelle operazioni di mappatura dello stesso che possono derivare da insoddisfacente qualità dell'immagine aerea (presenza di zone d'ombra) o da errori di valutazione dell'operatore. Inoltre, la presenza di ammassi rocciosi molto fratturati e degradati, determina piccole e diffuse zone di accumulo di sedimenti all'interno del bacino, rendendone difficoltosa la mappatura.

Dal grafico in Figura 4.22 evince che nella gran parte dei bacini analizzati vi è un'elevata presenza di detrito. Vi sono comunque alcuni bacini, collocati principalmente nella zona 2, dove le pendenze molto elevate impediscono l'intrappolamento del detrito all'interno degli stessi.

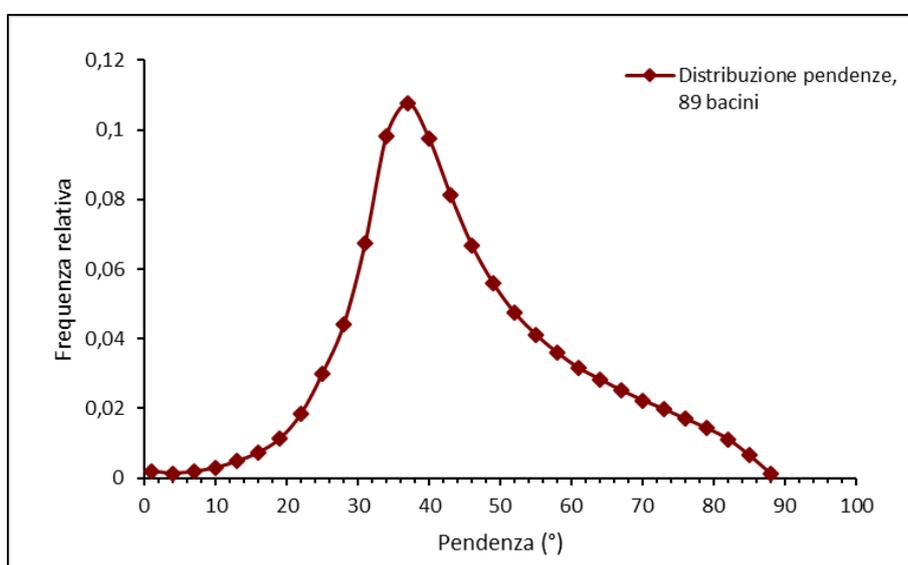


Figura 4.22 - Distribuzione di frequenza delle pendenze per il campione totale di 89 bacini analizzati.

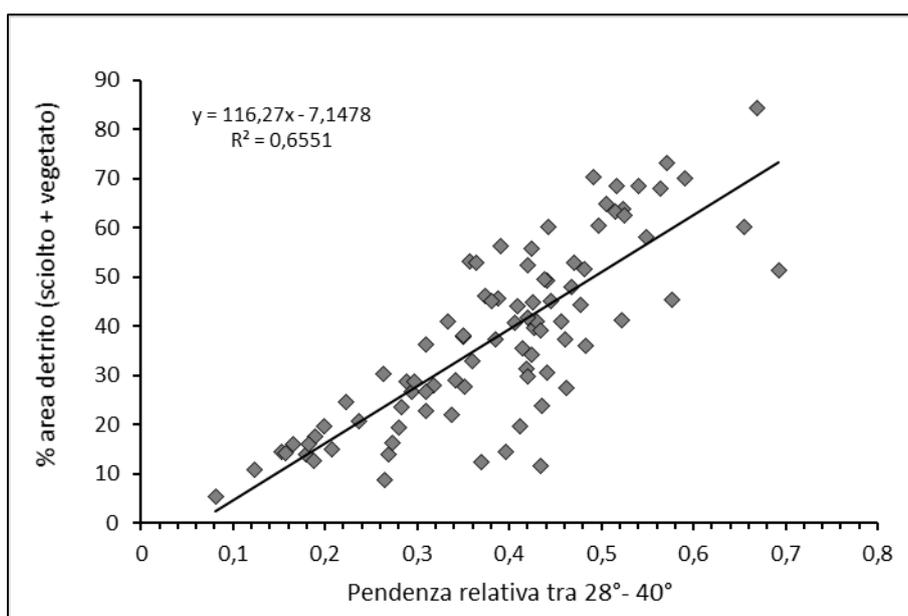


Figura 4.23 - Grafico riassuntivo pendenza relativa tra i 28° e i 30° e la % di detrito presente nel bacino.

A titolo di esempio sono riportati i confronti tra gli istogrammi di frequenza, relativi a due bacini analizzati in questo studio, e le corrispondenti ortofoto e DEM.

Da questo confronto appare chiaro che il bacino roccioso *N_33* (Figura 4.24) che ha una distribuzione delle pendenze molto asimmetrica e tendente alle classi con pendenza maggiore di 40°, presenta una bassa superficie ricoperta da detrito (Figura 4.25).

Viceversa il bacino *N_74* (Figura 4.26), caratterizzato da una presenza maggiore di detrito, presenta una distribuzione delle pendenze con un picco marcato tra le classi comprese tra i 30° e i 40° (Figura 4.27).

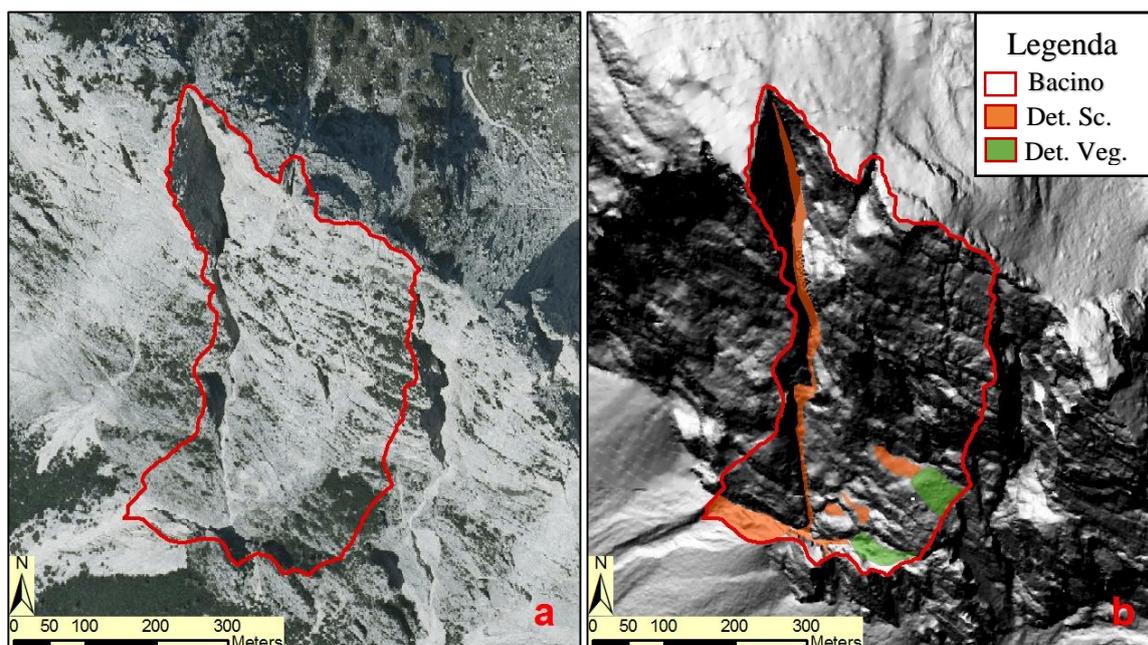


Figura 4.24 - Confronto tra foto aeree (anno 2012) e DEM riferite al bacino *N_33* collocato nella zona 2; a) foto aeree; b) hillshade DEM, entrambe le figure mostrano la prevalenza degli affioramenti rocciosi e la ridotta quantità di detrito sciolto (Det. Sc.) e di vegetazione (Det. Veg.).

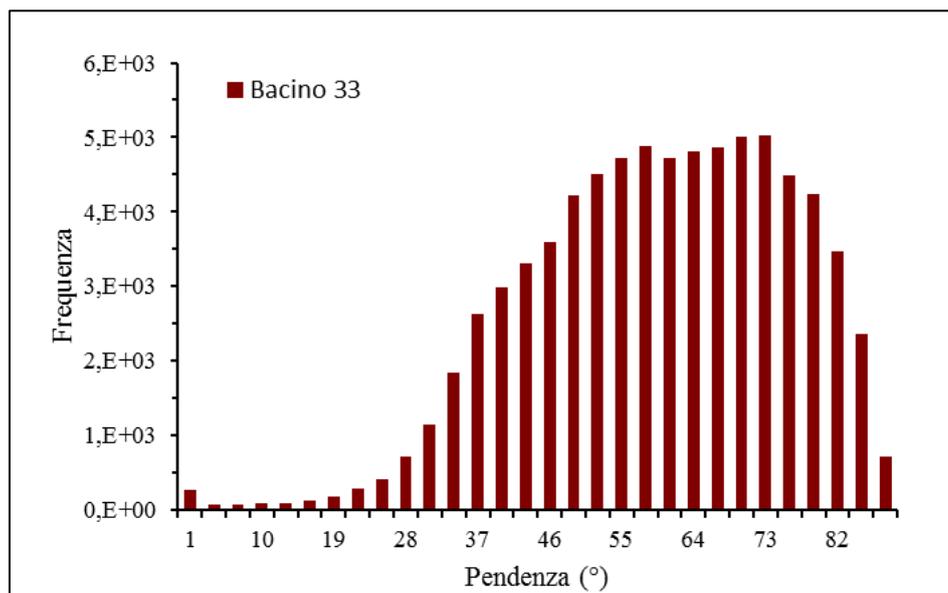


Figura 4.25 - Distribuzione di frequenza delle pendenze del bacino *N_33*.

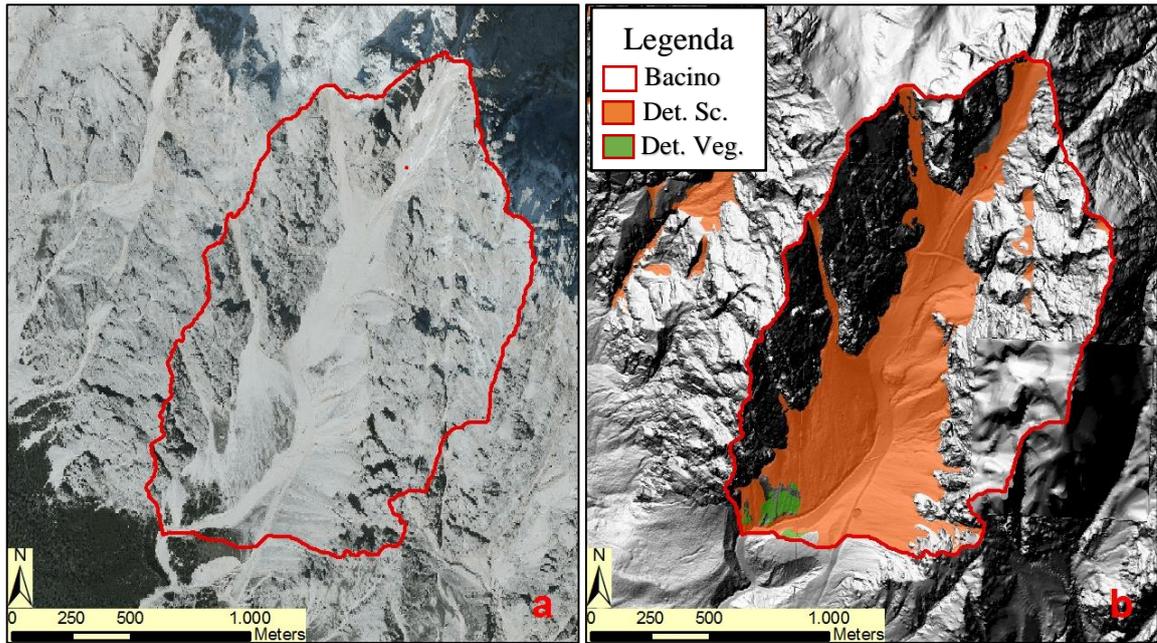


Figura 4.26 - Confronto tra foto aeree (anno 2012) e DEM riferite al bacino N_74 collocato nella zona 4; a) ortofoto; b) hillshade DEM, entrambe le figure mostrano l'elevata quantità di detrito sciolto (Det. Sc.) e la bassa superficie ricoperta da vegetazione (Det. Veg.).

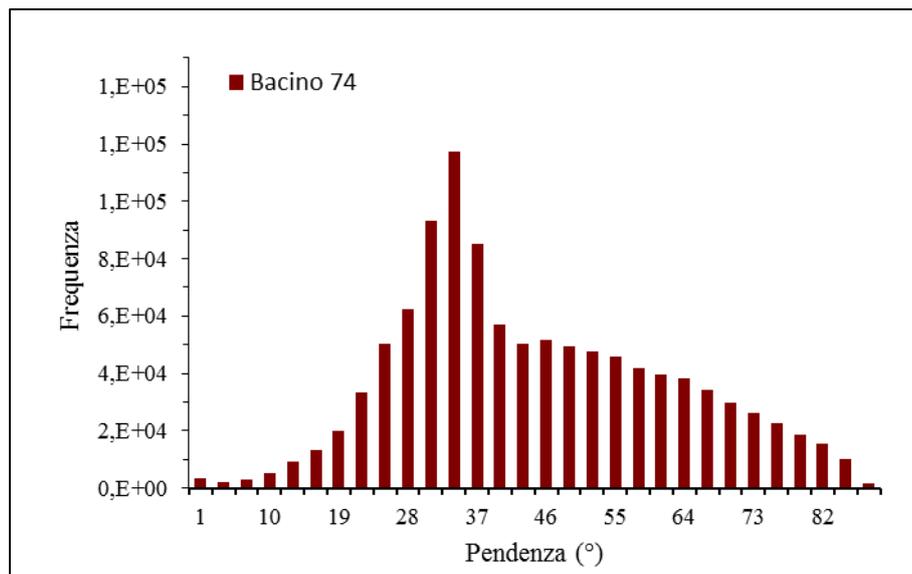


Figura 4.27 - Distribuzione di frequenza delle pendenze del bacino N_74.

Per analizzare quanto la presenza di detrito all'interno dei bacini dipenda dallo stato evolutivo degli stessi, nel grafico in Figura 4.28, è stata confrontata la percentuale d'area dei bacini con pendenze comprese tra 28° e 40° con l'integrale ipsometric (*ERR*).

Da questo confronto non è emersa nessuna relazione tra i detti parametri. Si nota tuttavia che i bacini rocciosi della zona 2 hanno, generalmente, una minore presenza di detrito e una maggiore variabilità dell'elevation relief ratio. In tale zona, come più volte ribadito, sono presenti le maggiori densità di bacini rocciosi poco alterati da fenomeni erosivi e/o strutturali. Lo stato degli ammassi rocciosi, generalmente buono, unitamente alla stratificazione a reggi-poggio della dolomia (Figura 4.24), determinano gli elevati gradienti di pendenza di questi bacini che impediscono l'intrappolamento del detrito all'interno degli

stessi. In tale contesto l'orientazione delle fratture che solcano i suddetti ammassi, gioca un ruolo fondamentale nello sviluppo delle reti di drenaggio e dunque sulle forme dei bacini che in tale zona presentano la maggiore variabilità.

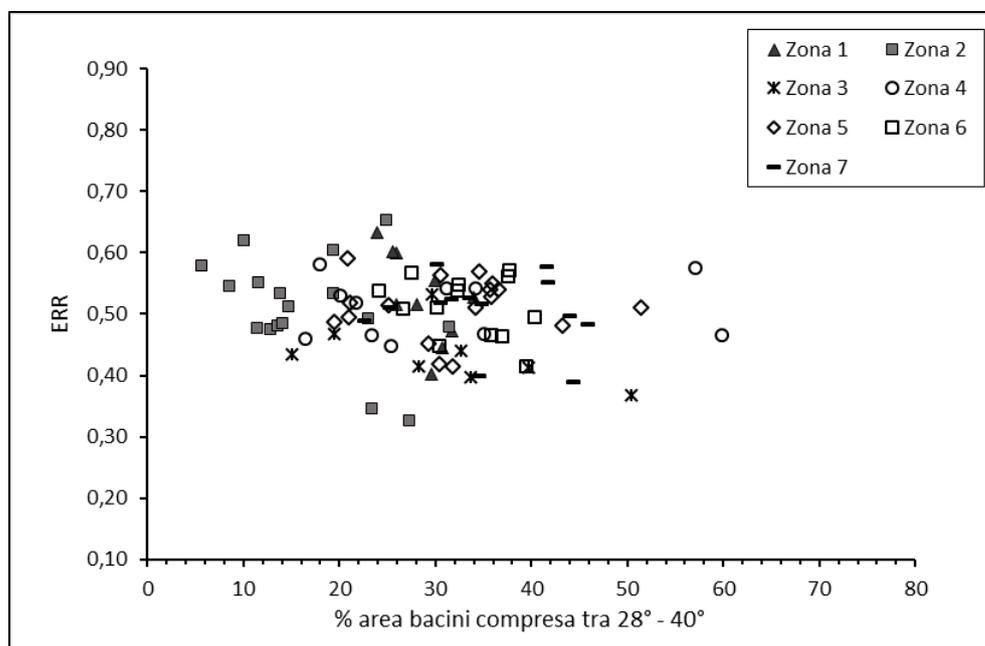


Figura 4.28 - Grafico riassuntivo: % area del bacino compresa tra 28° e 40°- elevation relief ratio (ERR)

4.5 Analisi del sistema bacino-conoide

Le relazioni tra il sistema bacino-conoide maggiormente indagate in letteratura (paragrafo 1.4.1) si basano sul confronto tra l'area del bacino e l'area o la pendenza del conoide. Tali relazioni sono state testate anche per le aree e le pendenze dei 18 sistemi bacino – conoide caratterizzati in questo studio, i cui valori sono esposti in Tabella 4.8.

Nel caso di studio i risultati della relazione area bacino–area conoide sono riportati in due grafici bilogaritmici in cui viene evidenziato l'andamento del set di dati mediante l'equazione di potenza [1.1], prima per il campione totale dei dati (CB_Tot) confrontato con dati di letteratura (C_Alpi), poi per due campioni selezionati dal dataset totale (CB_1; CB_2). Nel grafico in Figura 4.29 sono stati plottati i dati relativi al campione analizzato in questa tesi (CB_Tot) e alcuni dati di letteratura (Berti e Simoni, 2007; Simoni et al., 2011) riguardanti sistemi bacino–conoide che hanno generato eventi di debris flow in diverse zone delle Alpi italiane (C_Alpi). Le regressioni dei dati sia per il campione CB_Tot che per il campione C_Alpi, indicano chiaramente l'esistenza di una correlazione sebbene la dispersione si mantenga piuttosto elevata in entrambi i casi ($R^2 \approx 0.41$).

Tuttavia si può notare come i conoidi del campione CB_Tot (linea continua nel grafico in Figura 4.29), abbiano un'estensione maggiore di quella dei dati di letteratura (linea tratteggiata nel grafico in Figura 4.29) in rapporto all'area del bacino sotteso.

La dispersione relativamente elevata dei dati, relativa al campione di letteratura, potrebbe essere determinata dalla disomogeneità del dataset C_Alpi. Di fatto questo campione di dati, raggruppando valori morfometrici di 40 sistemi bacino–conoide collocati in diversi settori delle Alpi, è caratterizzato da un'elevata variabilità litologica e

morfometrica (le litologie dominanti, per questi bacini, variano da calcari e dolomie a graniti, gneiss, micascisti e anfiboliti) che potrebbe avere influenzato in modo differente i tassi di trasporto di sedimenti verso i conoidi.

| Sistema Ba - Co | Zona | Toponimo | Bacini | | Conoidi | | Ab/Af |
|--------------------|------|------------------------|------------------|------|------------------|-----------------------|-------|
| | | | Area, Ab (km) | MRN | Area, Af (km) | Pendenza, Sf (m/m) | |
| 18 | 2 | Fiames Ra Pezzories | 0,14 | 2,03 | 0,38 | 0,35 | 0,37 |
| 25 | 2 | FN | 0,17 | 1,68 | 0,24 | 0,40 | 0,70 |
| 29 | 2 | _____ | 0,08 | 2,65 | 0,15 | 0,35 | 0,49 |
| 32 | 2 | Fiames | 0,19 | 1,55 | 0,90 | 0,31 | 0,21 |
| 33 | 2 | _____ | 0,02 | 3,76 | 0,03 | 0,46 | 0,60 |
| 36 | 2 | _____ | 0,04 | 3,04 | 0,06 | 0,51 | 0,71 |
| 40 | 4 | Rio Gere | 0,75 | 1,38 | 0,39 | 0,21 | 1,91 |
| 55 | 4 | Passo Tre Croci | 0,23 | 1,65 | 0,06 | 0,30 | 3,62 |
| 77 | 5 | _____ | 0,13 | 1,60 | 0,16 | 0,23 | 0,78 |
| 85 | 5 | _____ | 0,34 | 1,31 | 0,07 | 0,27 | 4,79 |
| 91 | 6 | _____ | 0,18 | 1,47 | 0,04 | 0,24 | 4,32 |
| 92 | 6 | _____ | 0,07 | 1,59 | 0,03 | 0,37 | 2,22 |
| 98 | 6 | _____ | 0,16 | 2,00 | 0,05 | 0,27 | 3,10 |
| 99 | 6 | _____ | 0,07 | 2,58 | 0,02 | 0,42 | 3,19 |
| 100 | 6 | _____ | 0,03 | 2,18 | 0,01 | 0,36 | 3,80 |
| 101 | 6 | _____ | 0,39 | 1,36 | 0,13 | 0,17 | 3,09 |
| 104 | 7 | Cimabanche | 2,32 | 0,97 | 0,74 | 0,13 | 3,14 |
| 110 | 7 | _____ | 0,20 | 1,73 | 0,18 | 0,25 | 1,13 |

Tabella 4.8 - Principali parametri morfometrici dei 18 sistemi bacino-cinoide analizzati.

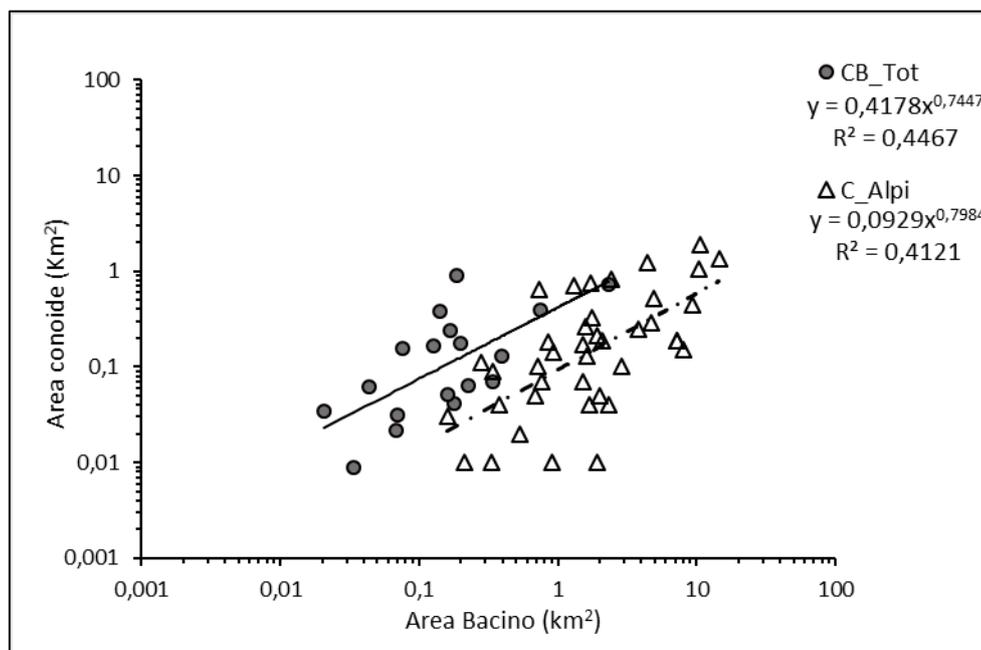


Figura 4.29 – Grafico dove sono riportate le relazioni tra area bacino-area conoide per il campione dei 18 sistemi bacino conoide indagati (CB_Tot; linea continua) e 40 sistemi bacino-conoide di debris flow indagati in letteratura (Berti e Simoni, 2007; Simoni et al., 2011) e collocati in diverse zone delle Alpi (C_Alpi; linea tratteggiata).

In Tabella 4.9 sono riportati i coefficienti c e k e R^2 relativi alle correlazioni, mediante equazioni di potenza, area bacino-area conoide ricavate in diversi studi. Da questi coefficienti si nota che molte delle relazioni tra l'area del bacino e l'area del conoide ricavate in letteratura, presentano buone correlazioni e, in genere, indicano che i conoidi hanno area inferiore a quella del bacino e in proporzione crescono meno ($c < 1$; $K < 1$).

| <i>Ubicazione</i> | <i>Autore</i> | <i>c</i> | <i>k</i> | <i>R²</i> |
|---|----------------------------|----------|----------|----------------------|
| Dellwood, North Carolina, USA | Mills, (1982)* | 0.23 | 0.53 | |
| Roan Mountain, North Carolina, USA | Mills, (1983)* | 0.38 | 0.76 | |
| General River Valley, Costa Rica | Kesel, (1985)* | 0.92 | 1.01 | |
| Banff, Alberta, Canada, fluvial fans | Kostaschuk et al., (1986)* | 0.48 | 0.32 | |
| Banff, Alberta, Canada, debris-flow fans | Kostaschuk et al., (1986)* | 0.17 | 0.48 | |
| Japan (115 fans) | Oguchi and Ohmori, (1994)* | 2.23 | 0.40 | |
| Valle del Tagliamento, Alpi italiane | Marchi et Tecca, (1995) | 0,93 | 0,56 | 0,72 |
| Valsugana, Alpi Italiane | Marchi et Tecca, (1995) | 0,49 | 0,55 | 0,66 |
| Val Venosta, Alpi italiane | Marchi et Tecca, (1995) | 0,13 | 1,36 | 0,65 |
| Sierra Nevada, Spagna Campione Completo | Calvache et al. (1997) | 0,45 | 1,06 | 0,72 |
| Sierra Nevada, Spagna; Campione A (Settori: centrale e SE); fan anomali | Calvache et al. (1997) | 1,82 | 1,49 | 0,97 |
| Sierra Nevada, Spagna; Campione B (Settore NW) | Calvache et al. (1997) | 0,28 | 0,82 | 0,90 |
| Alpi Centrali (Valtellina, Valchiavenna, Val Seriana, Valcamonica e Valsassina); campione TOT | Crosta e Frattini, (2004) | 0,29 | 0,23 | 0,35 |
| Alpi Centrali (Valtellina, Valchiavenna, Val Seriana, Valcamonica e Valsassina); Campione SEL (Tot. meno Conoidi con Rapporto Ab/Af basso (fan anomali) | Crosta e Frattini, (2004) | 0,15 | 0,65 | 0,81 |

Tabella 4.9 - Valori di letteratura dei coefficienti c e k della relazione [1.1] riscontrati per sistemi bacino conoide di diverse zone del mondo (*valori riportati in Crosta e Frattini, 2004, p.257).

Nell'area di Cortina, invece, sono state mappate numerose conoidi con aree maggiori di quelle dei rispettivi bacini. Il grafico Figura 4.30 mostra il rapporto tra l'area del bacino e l'area del conoide per ognuno dei 18 sistemi analizzati. Come si può notare dall'istogramma, numerosi sistemi bacino-conoide mostrano che tale rapporto è inferiore all'unità, il che indica la maggiore estensione del conoide rispetto al bacino.

Sulla base di questa evidenza, il campione totale (CB_Tot), è stato riclassificato in due sotto campioni suddivisi in base al rapporto area bacino-area conoide: i sistemi con l'area del bacino maggiore dell'area del conoide ($Ab/Af > 1$) sono stati denominati con la sigla

CB1; i sistemi con area del conoide maggiore di quella del bacino ($Ab/Af < 1$) sono stati denominati mediante la sigla CB2.

Come è possibile notare nel grafico in Figura 4.31 i campioni riclassificati come sopra, presentano relazioni molto migliori ($R2 \approx 0.89$, per CB_1; $R2 \approx 0.84$, per CB_2 rispetto a quelle del campione totale ($R2 \approx 0.42$, per CB_tot).

L'equazione di regressione riscontrata per il campione CB_1 ($Af = 0.36 * Ab^{1.02}$), ha un valore del coefficiente k che denota una crescita del conoide al crescere dell'area del bacino quasi lineare e un valore di c paragonabile alla gran parte dei valori di letteratura (Tabella 4.9). La regressione del campione CB2 ($Af = 3,5 * Ab^{1.23}$), invece, mostra una crescita del conoide maggiore di quella del rispettivo bacino e un coefficiente c molto alto, tali parametri indicano che le dimensioni del conoide sono superiori rispetto a quelle del bacino e che in proporzione crescono di più.

Valori di questo tipo sono stati riscontrati da Calvache et al., 1997 per i settori centrali e sud orientali della Sierra Nevada. In questo studio, le dette anomalie, sono state spiegate tramite la coesistenza di più fattori che hanno inciso sullo sviluppo dei sistemi bacino-conoide, tra questi i più importanti sono: la subsidenza di alcuni settori dei bacini che ha determinato un conseguente aumento degli spazi di sedimentazione e l'elevata brecciatura e tettonizzazione dei bacini che ha garantito un elevato apporto di sedimenti verso il conoide.

Crosta e Frattini, 2004, invece, hanno riscontrato valori conoidi di dimensioni maggiori di quelle dei rispettivi bacini per alcuni sistemi bacino-conoide delle Alpi Centrali (paragrafo 1.4.1). Gli autori spiegano queste anomalie sia con l'elevato tasso di trasporto di sedimenti, dovuto a frane e valanghe sia con l'elevata fratturazione delle rocce, causata dalla tettonica che ha favorito l'erosione all'interno dei bacini e il successivo trasporto del detrito nei conoidi.

Tuttavia nell'area di studio tutti i conoidi anomali, ad eccezione del N_{77} , sono collocati nella zona 2 (gruppo del Pomagagnon), dove non è evidenziato, nella cartografia geologica disponibile (paragrafo 2.2), un disturbo tettonico superiore a quello degli altri bacini, bensì in questa zona gli affioramenti di Dolomia Principale mostrano una stratificazione a reggi-poggio poco disturbata. Per quanto riguarda la scala, i bacini della zona 2 hanno dimensioni relativamente limitate ($Ab_{Med} \approx 65000 m^2$, $Ab_{Min} \approx 14000 m^2$ e $Ab_{Max} \approx 185000 m^2$) e valori di pendenza media e di indice di melton, generalmente superiori al dataset totale (Figura 4.32 e Figura 4.21).

Confrontando le distribuzioni di pendenza del campione CB1 con il campione CB2 (Figura 4.32), si nota, invece, che quest'ultimo ha un picco meno pronunciato tra le classi di pendenza comprese tra i 28° e i 40° e un'asimmetria positiva, questi riscontri indicano una maggiore pendenza e una minore presenza di detrito all'interno dei bacini del campione CB2. Inoltre da un'attenta osservazione delle foto aeree e del DEM ombreggiato si nota che il detrito, più o meno abbondante all'interno dei bacini della zona 2, è concentrato nei canali rocciosi che incidono profondamente la stratificazione delle formazioni di dolomia principale, da cui si deduce che l'erosione di questi bacini è concentrata in corrispondenza dei detti canali.

Tali evidenze suggeriscono che l'elevate dimensioni dei conoidi collocati in questo settore dell'area di studio, possano essere dovute sia all'elevate pendenze dei bacini che favoriscono fenomeni di instabilità gravitativa degli ammassi rocciosi (dovuta principalmente a frane da crollo) aumentando il tasso di produzione del detrito, sia alla

facilità con cui il detrito può essere mobilizzato e trasportato dai flussi che si propagano, all'interno di canali rocciosi molto pendenti, raggiungendo i conoidi deposizionali. Di contro, bacini con dimensioni maggiori e pendenze inferiori, pur avendo una maggiore disponibilità di detrito mobilizzabile, sono caratterizzati da alti e bassi morfometrici che potrebbero determinare l'intrappolamento del detrito al loro interno impedendo la completa evacuazione dello stesso sui conoidi deposizionali.

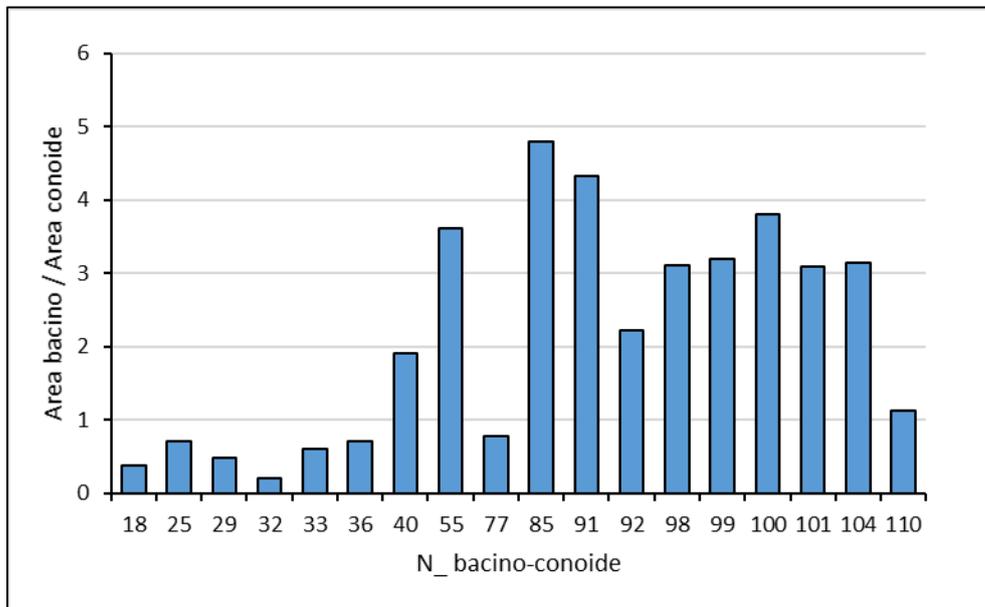


Figura 4.30 - Istogramma N_bacino conoide- Ab/Af in cui vengono rappresentati i rapporti tra l'area del bacino e quella del conoide per i 18 sistemi bacino-conoide analizzati

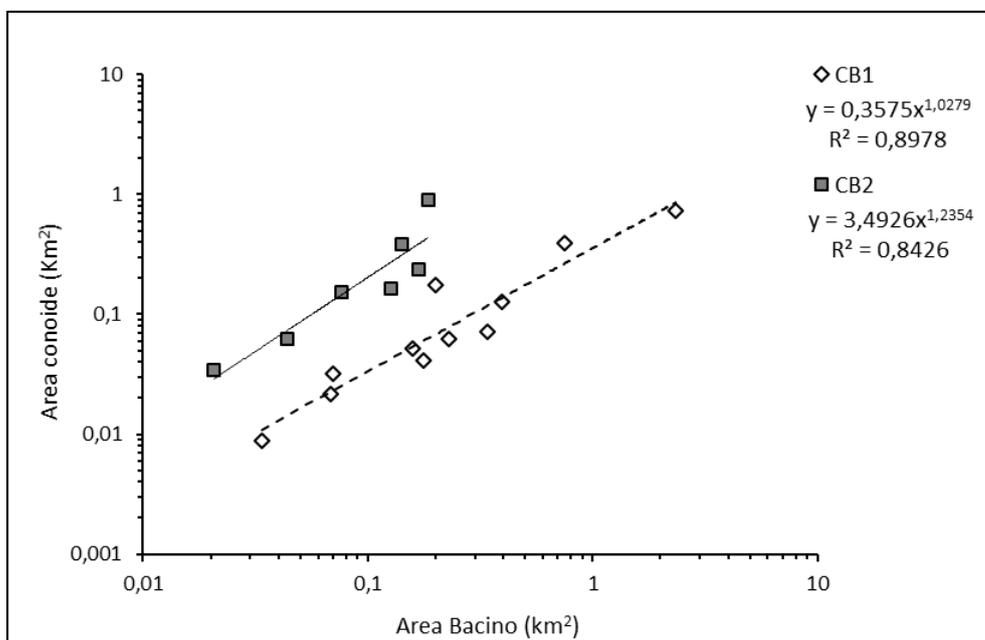


Figura 4.31 – Grafico dove sono riportate le relazioni tra area bacino area conoide per i 2 campioni selezionati dai 18 sistemi bacino conoide indagati in questa tesi. Con la sigla CB1 vengono indicati i campioni con area del bacino superiore a quella del rispettivo conoide (correlazione indicata con linea continua); con la sigla CB2 vengono indicati i campioni con area del bacino inferiori a quella del rispettivo conoide (correlazione indicata con linea tratteggiata).

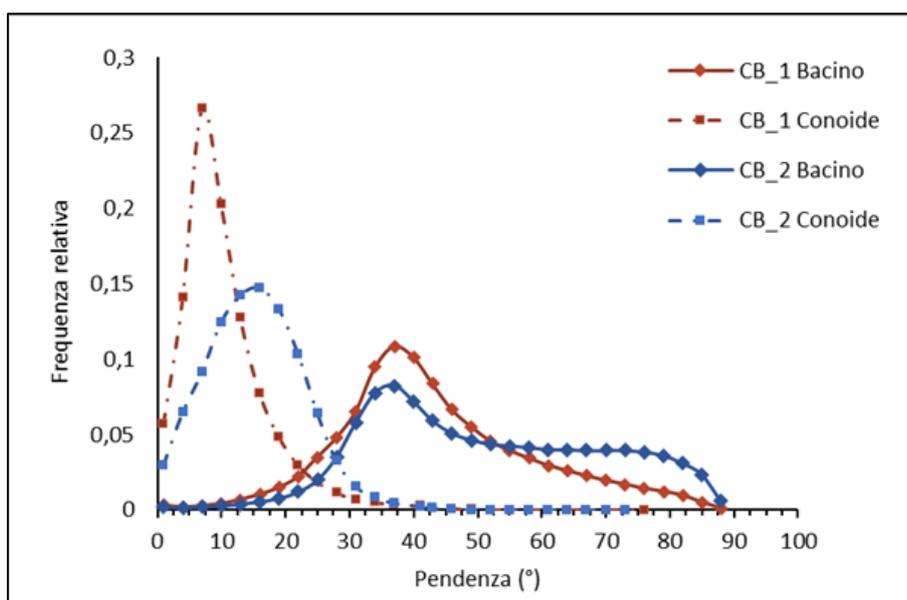


Figura 4.32 – Distribuzione delle pendenze dei bacini e dei conoidi suddivise in base ai campioni CB1 e CB2.

Per quanto riguarda la relazione tra area del bacino e gradiente di pendenza del conoide (equazione [1.2]), le relazioni ricavate per i 18 sistemi bacino – conoide analizzati in questa tesi, mostrano risultati che sono in linea con quelli di altri studi. Infatti, i coefficienti che descrivono l'equazione di regressione a e b , rientrano nel range di variabilità riscontrato in letteratura (Tabella 4.10). Come è possibile notare nel grafico in Figura 4.33, la relazione tra area bacino e area conoide del campione totale di dati analizzato (CB_Tot), è approssimabile con l'equazione di potenza: $Sf=0,18 * Ab^{-0.27}$, dove l'elevato coefficiente b ($b=-0.27$) indica una diminuzione di pendenza del conoide, al crescere del rispettivo bacino, relativamente rapida se confrontata con la maggior parte dei valori di letteratura riportati in Tabella 4.10.

| Ubicazione | Autore | a | b | R^2 |
|---|---------------------------|------|-------|-------|
| Alpi Centrali (Valtellina, Valchiavenna, Val Seriana, Valcamonica e Valsassina); campione TOT | Crosta e Frattini, (2004) | 0,22 | -0,21 | 0,59 |
| Alpi Centrali: campione SEL (TOT meno Conoidi con Rapporto Ab/Af basso) | Crosta e Frattini, (2004) | 0,18 | -0,37 | 0,82 |
| Alpi Centrali: aggrading fans (A) | Crosta e Frattini, (2004) | 0,21 | -0,24 | 0,63 |
| Alpi Centrali: dissected fans (D) | Crosta e Frattini, (2004) | 0,26 | -0,15 | 0,53 |
| Sierra Nevada, Spagna Campione Completo | Calvache et al. (1997) | 0,14 | -0,15 | 0,72 |
| Sierra Nevada, Spagna; Campione A (Settori: centrale e SE): fan anomali | Calvache et al. (1997) | 0,14 | -0,13 | 0,80 |
| Sierra Nevada, Spagna; Campione B (Settore NW) | Calvache et al. (1997) | 0,13 | -0,26 | 0,85 |

Tabella 4.10 - Valori di letteratura dei coefficienti della relazione [1.2], area bacino-pendenza conoide riscontrati in diverse zone geografiche.

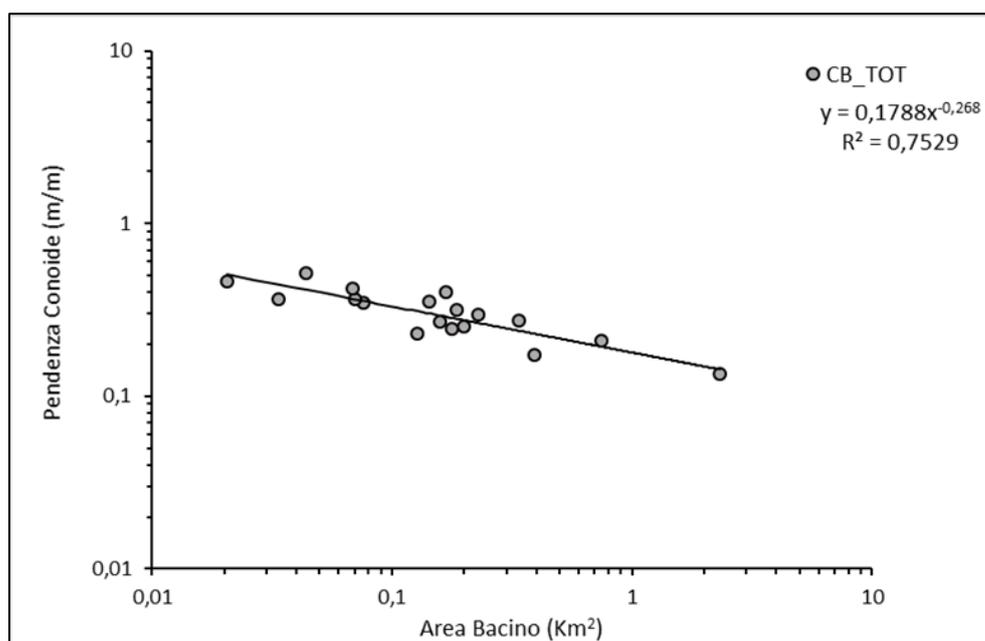


Figura 4.33 - Grafico area bacino (A_b) – pendenza conoide (S_f).

4.6 Riconoscimento dei bacini di colata su base morfometrica

L'indice di Melton è uno dei parametri morfometrici più utilizzati in letteratura per la previsione della tipologia di trasporto attesa in conoide (paragrafo 1.4.2).

Tale indice, definito mediante l'equazione [1.3], si basa sull'evidenza empirica che conoidi più estesi e a minor pendenza sono associati prevalentemente a processi fluviali e a grandi bacini di alimentazione con bassa energia di rilievo. Invece quelli più piccoli e pendenti, dominati da meccanismi di deposito tipo debris flows, sono alimentati da bacini con area molto minore e ad elevata energia di rilievo.

Si ribadisce che la relazioni individuata da Melton e sperimentata da diversi autori in condizioni geologiche e climatiche differenti, ha permesso di individuare i valori dell'indice di Melton tipici di ogni tipologia di trasporto in diverse aree del mondo (Jackson, 1987; Jackson et al., 1987; Marchi et al., 1993; D'Agostino, 1996; Guzzetti et al., 1997; Sorriso-Valvo et al., 1998; De Scally e Owens, 2004; Walsh e Davies, 2010).

Al fine di valutare la tipologia di trasporto dei sistemi bacino – conoide indagati in questa tesi, sono stati confrontati i valori dell'indice di Melton ricavati per i bacini analizzati, con i valori di letteratura riportati in Tabella 4.11. Quest'ultimi indicano che i debris flow sono caratterizzati da un indice di melton superiore ad un valore minimo di 0.3 (Jackson et al., 1987) e a un valore massimo di 0.75 (De Scally e Owens, 2004) la cui variabilità dipende dalle caratteristiche morfoclimatiche dell'area indagata. Nel caso di studio, non solo i bacini hanno un valore minimo dell'indice di melton ($MRN_{MIN} = 0.82$) superiore a tutti i valori limite definiti in letteratura per l'individuazione della tipologia di trasporto da debris flow, ma presentano valori medi di MRN molto elevati ($MRN_{MED} = 2.14$).

Pertanto, secondo tale criterio di valutazione, tutti i bacini indagati in questa tesi hanno valori di indice di Melton conformi ad un trasporto da debris flow.

| Autore | Ubicazione | Water flood | Debris flow |
|---------------------------|---------------------|--------------------|--------------------|
| Jackson et al., (1987) | Montagne Rocciose | MRN < 0.30 | MRN > 0.25-0.30 |
| Marchi et al., (1993) | Alpi Orientali | MRN < 0.30 | MRN > 0.45 |
| D'Agostino, (1996) | Alpi Italiane | MRN < 0.50 | MRN > 0.50 |
| Bovis e Jakob, (1999) | British Columbia | MRN < 0.53 | MRN > 0.53 |
| De Scally e Owens, (2004) | Alpi, Nuova Zelanda | MNR < 0.75 | MNR > 0.75 |
| Wilford et al., (2004) | British Columbia | MRN < 0.30 | MRN > 0.60 |
| Welsh e Davies, (2010) | Nuova Zelanda | MRN < 0.30 | MRN > 0.60 |

Tabella 4.11 - Alcuni valori di *MNR* riscontrati in letteratura per la discriminazione dei processi di trasporto.

Di recente, l'utilizzo di approcci statistici multivariati, ha permesso di verificare le migliori combinazioni di parametri morfometrici atte alla classificazione delle tipologie di trasporto (Sorriso-Valvo et al., 1998; Crosta & Frattini, 2004; De Scally e Owens, 2004; Wilford et al., 2004; De Scally et al., 2010).

Alcune di queste si basano solo sui parametri del bacino (Wilford et al., 2004; De Scally et al., 2010), altre sulla combinazione dei parametri bacino-conoide (Sorriso-Valvo et al., 1998; Crosta e Frattini, 2004; De Scally e Owens, 2004).

Di seguito sarà analizzata la tipologia di trasporto dei bacini indagati in questo studio mediante i valori limite di alcuni parametri utilizzati in letteratura per la definizione delle tipologie di trasporto. Data la limitata numerosità dei conoidi mappati in questa tesi, saranno esaminati prima i sistemi classificativi che si basano solo sui parametri del bacino, poi, quelli relativi al sistema bacino - conoide.

4.6.1 *Classificazioni basate sui parametri del bacino*

Tra i sistemi classificativi che si basano solo sui parametri morfometrici del bacino si fa riferimento agli studi condotti da Wilford et al., 2004 e De Scally et al., 2010 i cui risultati sono sintetizzati in Tabella 4.12.

Wilford et al., analizzando le variabili morfometriche dei sistemi bacino-conoide associati a 65 conoidi (36 conoidi di debris flood, 13 conoidi di debris flow e 16 conoidi fluviali), delle montagne granitiche della British Columbia, Canada, hanno individuato, come coppia di parametri migliore per la distinzione dei flussi, il numero di melton e la lunghezza del bacino (Tabella 4.12). Tali parametri infatti, hanno permesso una corretta classificazione del processo di trasporto per l'86% dei sistemi bacino conoide analizzati nel detto studio (tale percentuale arriva al 92% se si considera soltanto la differenziazione tra processi debris food e debris flow). Pertanto hanno sintetizzato i risultati di questa analisi in un grafico indice di Melton lunghezza del bacino dove sono stati riportati i campi classificati di ogni processo di trasporto.

| Autore | Parametri utilizzati per la classificazione | Campi di esistenza delle classi di trasporto | | | % campioni individuati correttamente |
|------------------------|--|---|---|--------------------------------|--------------------------------------|
| | | Floods | Debris Floods | Debris Flows | |
| Wilford et al., 2004 | -Indice di Melton (MRN) -lunghezza bacino (Lw) | MRN < 0.3 | 0.3 < MRN < 0.6 MRN > 0.6 e Lw < 2.7 km | MRN > 0.6 Lw < 2.7 Km | ≈ 86 % |
| Wilford et al., 2004 | -indice di Melton (MRN) -indice di rilievo (RR) | MRN < 0.3 | 0.3 < MRN < 0.77 MRN > 0.77 e RR < 0.42 | MRN > 0.77 RR > 0.42 | ≈ 85 % |
| De Scally et al., 2010 | -Indice di Melton (MRN) -Indice di rilievo (RR) | MRN < 0.67 RR < 0.38 | ----- | MRN > 0.45 RR > 0.25 | >90% |
| Wilford et al., 2004 | -B3040 -Lw | Lw > 9 Km oppure Lw < 9 Km e B3040 < 4.5 % | 4.5 % < B3040 < 18 % e Lw < 9 Km oppure B3040 > 18 % e 2.7 < Lw < 9 Km | B3040 > 18% Lw < 2.7 Km | ≈ 85 % |
| Wilford et al., 2004 | -indice di Melton (MRN) -B3040 (%) | MRN < 0.3 | 0.3 < MRN < 0.64 oppure MRN > 0.64 e B3040 < 31,5 % | MRN < 0.64 e B3040 > 31.5 % | ≈ 80 % |

Tabella 4.12 - Valori limite definiti da Wilford et al., 2004 e da De Scally et al., 2010 per la previsione delle tipologie di trasporto.

Gli 89 bacini indagati in questa tesi, classificati sulla base dei suddetti valori limite, ricadono tutti nel campo dei debris flows (Figura 4.34). La combinazione di valori che più si avvicina alla linea di demarcazione tra i processi di debris flow da quelli di debris flood, è quella del bacino di Cimabanche (*N_104*). Quest'ultimo, pur ricoprendo un dislivello superiore a 1.4 Km, è caratterizzato da un'estensione planimetrica superiore ai 2 Km² e da una lunghezza del bacino superiore ai 2.5 Km. Il campione analizzato in questa tesi, pur mostrando una grande dispersione dei dati ($R^2=0.35$) riferibile soprattutto ai bacini con *MRN* alto (bacini rocciosi caratterizzati da pendenze molto elevate e collocati principalmente nella zona due dell'area di studio), mostra una relazione inversa tra la lunghezza del bacino e l'indice di Melton, ciò descrive un effetto di scala del bacino e cioè: bacini caratterizzati da pendenze elevate sono generalmente meno lunghi ed estesi di bacini che presentano valori di pendenza relativamente bassi.

Un'altra coppia di valori morfometrici che in Wilford et al., 2004, ha dato riscontri positivi nella previsione della tipologia di trasporto, si basa sul confronto tra l'indice di melton (*MRN*) ed il relief ratio (*RR*).

Lo studio di Wilford mostra percentuali di errore previsionale, riferite agli stessi bacini classificati sulla base dell'indice di Melton e lunghezza del bacino sopra citati, leggermente superiori a quest'ultimi (≈85% percento di bacini individuati correttamente mediante *MRN-RR* a fronte dell'86% di bacini individuati correttamente utilizzando come parametri discriminanti: *MRN - Lw*).

Tale relazione è stata sperimentata anche da De Scally et al., 2010 per differenziare i processi di trasporto da colata detritica da quelli di tipo fluviale per alcuni bacini presenti nelle metamorfite (scisti) delle Alpi del Sud della Nuova Zelanda.

In questo caso le analisi statistiche sono state eseguite sulle variabili morfometriche dei sistemi bacino-conoide associati a 32 conoidi di debris flow e a 28 conoidi fluviali. Tali analisi hanno permesso di individuare, come migliore coppia di valori limite basata sui

parametri del bacino, l'indice di rilievo (*RR*) e l'indice di Melton (*MRN*). Questi valori hanno permesso di distinguere correttamente, tra le due tipologie di trasporto testate nel suddetto studio, (floods e debris flows), una percentuale di conoidi superiore al 90 % (Tabella 4.12).

Il grafico in Figura 4.35 mostra i campi di esistenza definiti da Wilford et al., 2004 (linee continue) per la classificazione del tipo di trasporto in base alle classi: floods, debris floods e debris flows e i campi classificativi definiti da De Scally et al., 2010, per la differenziazione del trasporto di tipo fluviale dal trasporto da debris flows (linee tratteggiate).

Come si può notare dal grafico, la classificazione definita da De Scally, ha una zona di sovrapposizione tra il campo che classifica i processi fluviali e quello che classifica i processi di debris flows. Tale sovrapposizione è dovuta al fatto che per la combinazione di valori di *MRN* e di *RR* che ricadono nella detta zona, sono state riscontrate sia conoidi da debris flow che conoidi di tipo fluviale. Tuttavia si nota che i limiti superiori che separano i processi di tipo fluviale da quelli di debris flows, individuati da De Scally ($MRN=0.67$ e $RR=0.38$), sono molto vicini ai limiti individuati da Wilford per la differenziazione dei processi di debris floods da quelli di debris flows ($MRN = 0.75$ e $RR = 0.42$).

Anche in questo caso sono stati plottati i dati relativi al campione analizzato in questa tesi, nel suddetto grafico. Come è possibile notare in Figura 4.34, tutti i valori di *MRN* e *RR*, riscontrati per il campione di Cortina, indicano un trasporto da debris flows, sia rispetto ai valori classificativi riscontrati da Wilford che rispetto a quelli indicati da De Scally. Inoltre si nota una relazione lineare tra l'indice di Melton e il relief ratio con un discreto coefficiente di regressione ($R^2 = 0.66$), il che indica che la crescita dell'*RR* è direttamente proporzionale a quella del *MNR*. Anche in questo caso la maggiore dispersione dei dati è relativa a quei bacini di piccole dimensioni, poco allungati nella direzione di deflusso e con pendenze molto elevate riscontrati principalmente nella zona 2 dell'area indagata.

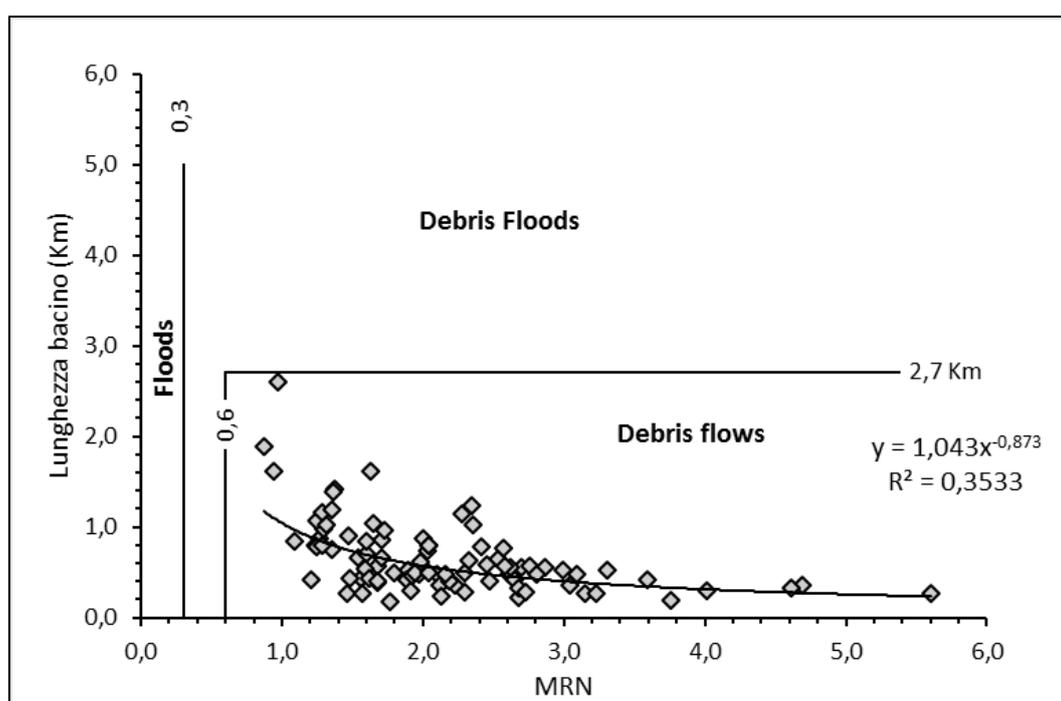


Figura 4.34 - Grafico indice di Melton-lunghezza bacino, le linee separano i campi classificativi dei processi di trasporto tra floods, debris floods e debris flows così come definiti in Wilford et al., 2004.

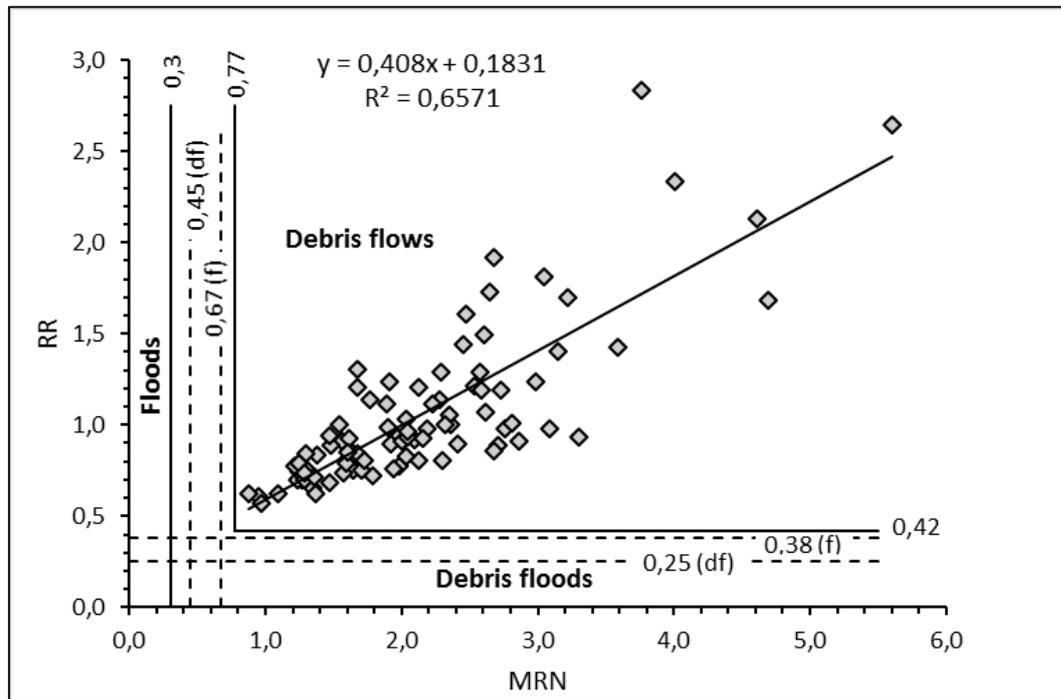


Figura 4.35 - Grafico indice di Melton-elevation relief ratio. Le linee continue separano i campi classificativi di trasporto tra floods, debris floods e debris flows così come definiti in Wilford et al., 2004. Le linee tratteggiate separano i campi classificativi di trasporto tra floods (f), e debris flows (df) così come definiti in De Scally et al., 2010.

Nello studio di Wilford et al., 2004 viene indicato come parametro discriminante la tipologia di trasporto, anche la percentuale di area del bacino compresa tra i 30° e i 40° (*B3040*). Tale parametro viene messo in relazione sia con la lunghezza del bacino che con il numero di Melton e l'elevation relief ratio (Tabella 4.12). Nel suddetto studio la precisione con cui queste coppie di valori hanno classificato i conoidi è stata di: circa l'85 % per *B3040-Lw*; circa l'80 % per *MNR-B3040* e circa del'78 % per *RR-B3040*.

Nel caso di studio, l'utilizzo dei valori limite *B3040* per la classificazione delle tipologie di trasporto, ha fornito risultati contrastanti con quelli ottenuti in precedenza (grafici in Figura 4.34 e Figura 4.35). Come è possibile notare nel grafico in Figura 4.36, basato sui valori limite di *B3040* e di *Lw* definiti da Wilford et al., 2004 (Tabella 4.12), molti bacini analizzati nell'area di Cortina ricadono nel campo dei debris floods. Tale dato è da considerarsi errato, in quanto vengono inseriti in questa classe di trasporto anche 3 bacini (bacino Fiammes Ra Pezzorie, Canale 3, X) per cui sono disponibili informazioni storiche sull'attività e sulla tipologia di flusso da debris flows degli eventi che hanno generato in passato. Questi bacini sono caratterizzati dalla presenza di canali prevalentemente rocciosi e molto pendenti e da una percentuale di circa il 90 % di area con pendenze maggiori di 35°. Analogamente ai bacini attivi, gli altri bacini classificati come debris floods, sono in gran parte collocati nella zona 2, dove, come più volte ribadito, è presente la maggiore densità di bacini rocciosi di dimensioni relativamente limitate e caratterizzati dunque, da una minore presenza di detrito sciolto che si concentra soprattutto all'interno dei canali.

Il numero di bacini classificati come bacini di debris floods aumenta per la classificazione che usa come parametri discriminanti l'*MNR* e il *B3040* e l'*RR* e il *B3040*.

In questi casi aumentano anche i bacini erroneamente ascritti alla classe dei debris floods che, invece, da dati storici risultano essere attivi e di debris flow, il che indica la poca affidabilità nell'utilizzo dei valori limite B3040 definiti da Wilford et., al, 2004, per la differenziazione del tipo di trasporto dei bacini presenti nell'area di Cortina.

Tale incongruenza può essere imputata alle diversità morfologiche tra l'area indagata in questa tesi e quella per la quale tale indice è stato definito. Infatti, i bacini studiati da Wilford, sono situati in territori canadesi composti da granito, dove il paesaggio è dominato da estesi depositi morenici e fluvioglaciali che coprono la maggior parte del substrato roccioso sottostante ed hanno avuto, pertanto, un'evoluzione morfometrica molto differente dai territori dolomitici analizzati in questa tesi, dove prevalgono bacini rocciosi di modeste dimensioni e molto pendenti.

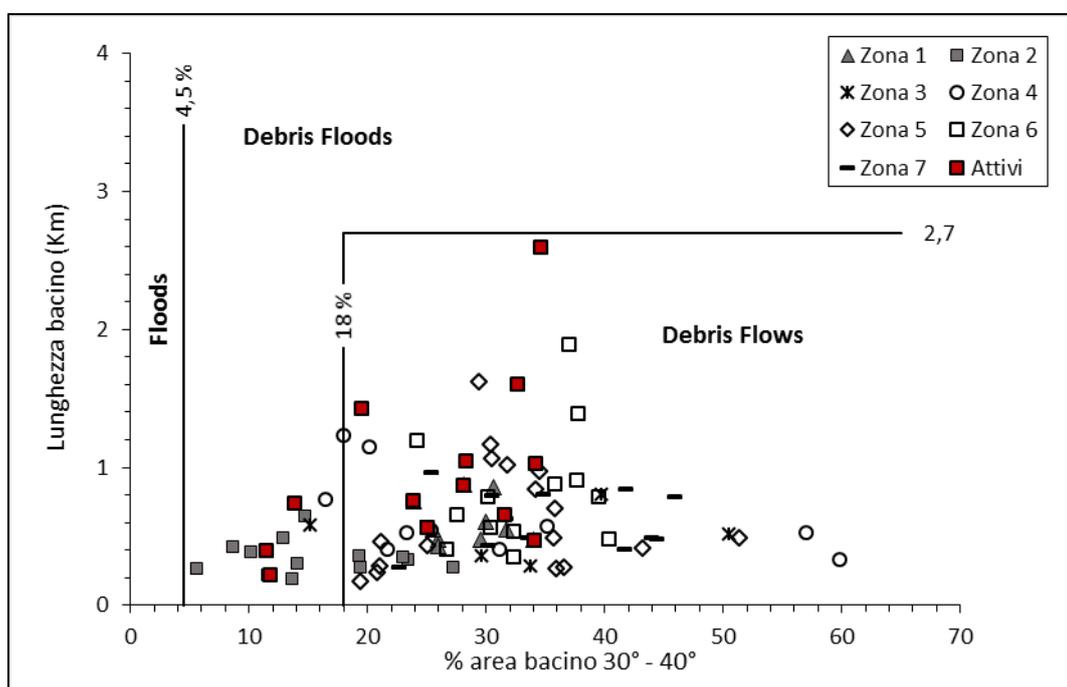


Figura 4.36 - Grafico B3040-RR. Le linee continue separano i campi classificativi di trasporto tra floods, debris floods e debris flows così come definiti in Wilford et al., 2004.

4.6.2 Classificazioni basate sui parametri del sistema bacino – conoide

Uno dei metodi più utilizzati in letteratura (Jackson et al., 1987; Marchi et al., 1993; D'Agostino, 1996; Sorriso-Valvo et al., 1998; Crosta & Frattini, 2004; De Scally & Owens, 2004), per differenziare i processi di trasporto da debris flow da quelli di water flood, si basa sul confronto tra l'indice di Melton del bacino e la pendenza media del conoide (equazione [1.4]).

Questo criterio deriva dall'evidenza empirica che bacini con un indice di melton elevato (bacini molto pendenti e con aree relativamente limitate) presentano conoidi di dimensioni minori e più pendenti, caratteristiche, quest'ultime, di un trasporto da debris flow. In Tabella 4.13 sono riportati alcuni valori soglia di MRN e di S_f ($^{\circ}$) definiti in letteratura per la discriminazione delle tipologie di trasporto in diverse zone morfoclimatiche.

| Autore | Ubicazione | Water floods | Debris flows |
|---------------------------|---------------------|-----------------------------------|-------------------------------------|
| Jackson et al., (1987) | Montagne Rocciose | MRN < 0.3 $Sf < 2,5^\circ$ | MRN > 0.25-0.30 $Sf > 2,5^\circ$ |
| D'Agostino, (1996) | Alpi Italiane | MRN < 0.50 $Sf < 7 - 14 * MRN$ | MRN > 0.50 $Sf > 7 - 14 * MRN$ |
| De Scally e Owens, (2004) | Alpi, Nuova Zelanda | MRN < 0.75 $Sf < 7.5^\circ$ | MRN > 0.75 $Sf > 7.5^\circ$ |
| De Scally et al., (2010) | Alpi, Nuova Zelanda | RR < 0.38 $Sf < 3.5^\circ$ | RR < 0.25 $Sf < 2^\circ$ |

Tabella 4.13 -Alcuni valori di MNR e Sf ($^\circ$) riscontrati in letteratura per la discriminazione dei processi di trasporto.

Sulla base delle suddette considerazioni, tale confronto è stato utilizzato anche per classificare i 18 sistemi bacino–conoide individuati in questa tesi.

Nel grafico in Figura 4.37 sono riportati le distinzioni tra water floods e debris flows indicate in Marchi et al. 1993 (linee intere di colore rosso) e quelle indicate da De Scally Owens., 2004 (linee tratteggiate di colore nero).

Dal plot dei dati osservati in questo studio nel diagramma indice di Melton (MRN)-pendenza media del conoide (Sf°) (Figura 4.37) si nota che i sistemi bacino conoide individuati nell'area di Cortina, ricadono tutti nel campo dei debris flows eccetto il sistema di Cimabanche (N_104) che, per quanto riguarda i valori distintivi definiti da De Scally, risulta al limite tra i debris flow e water flood. Tale dato è in accordo con quanto visto nella classificazione basata sulla lunghezza del bacino e l'indice di Melton, precedentemente descritta (Figura 4.34). Tuttavia, i valori individuati da De Scally per la differenziazione dei processi di trasporto, sono calibrati su sistemi bacino conoide che hanno avuto un'evoluzione morfoclimatica differente da quella dolomitica che caratterizza l'area indagata in questo studio. Se si fa riferimento solo ai valori limite individuati per le Alpi italiane (Marchi et al. 1993, Marchi e Tecca, 1995; D'Agostino, 1996) anche il sistema bacino – conoide di Cimabanche rientra abbondantemente nella calasse dei debris flows. Dal plot si nota, inoltre, la tendenza all'aumento delle pendenze dei conoidi all'aumentare dell'indice di melton. Tale andamento, è ben evidenziato dalla retta di regressione in (Figura 4.34) con coefficiente di regressione pari a 0.66. Questo indica che la pendenza dei conoidi aumenta all'aumentare dell'energia di rilievo del bacino.

De Scally et al., 2010, analizzando i sistemi bacino conoide collocati nelle Alpi del Sud della Nuova Zelanda, hanno individuato, oltre alla coppia di parametri indice di rilievo (RR)-indice di Melton (MRN) precedentemente descritta (paragrafo 4.6.1), altre coppie di parametri che si basano sul confronto tra l'indice di rilievo (RR) e la pendenza media e superiore del conoide.

Nel grafico indice di rilievo (RR) pendenza media del conoide (Sf°), riportante le linee di demarcazione individuate da De Scally per la differenziazione dei processi di trasporto, sono stati plottati i dati relativi al campione di bacini analizzato in questa tesi. Da tale plot si nota che i dati analizzati ricadono tutti nel campo dei debris flows. L'andamento dei dati, analogamente a quanto visto per la relazione $MNR-Sf^\circ$, è di tipo crescente. Cioè all'aumentare dell' RR aumenta anche la pendenza dei conoidi, tale andamento può essere

approssimato con un'equazione di potenza con esponente inferiore all'unità ($\eta=0.63$) e con una dispersione dei dati rilevante ($R^2 = 0.59$).

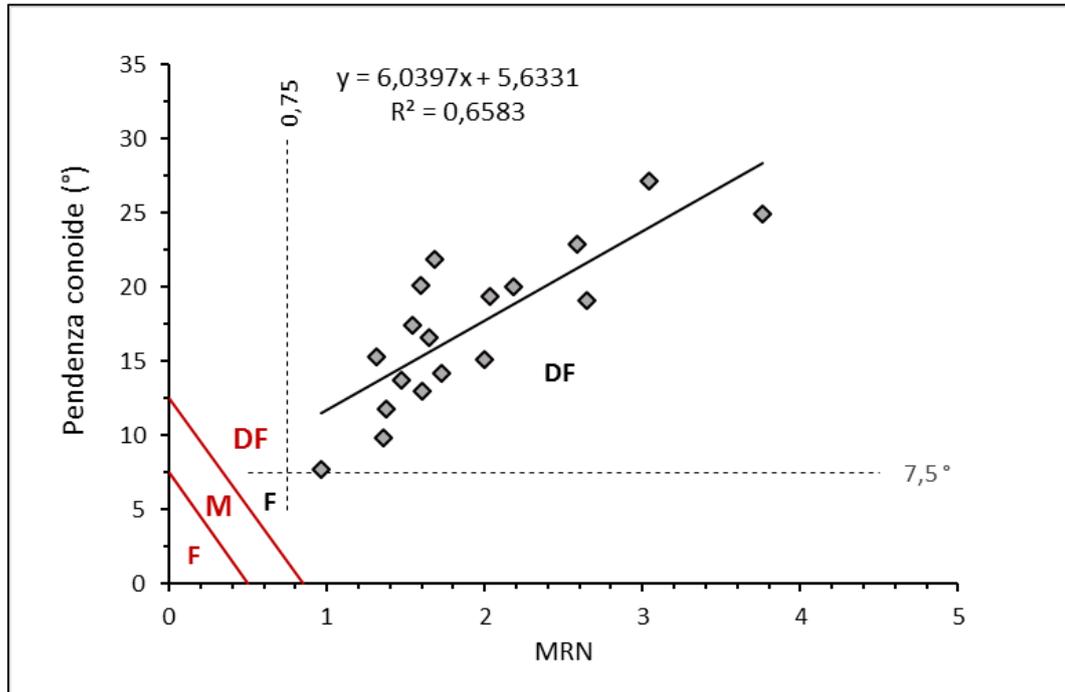


Figura 4.37 - Grafico $MRN-Sf(^\circ)$. Le linee in rosso separano i campi classificativi di trasporto tra floods (F), misti (M) e debris flows (DF) distinti in De Marchi et al., 1993. Le linee tratteggiate separano i campi classificativi di trasporto tra floods (F) e debris flows (DF) distinti in De Scally e Owens, 2004.

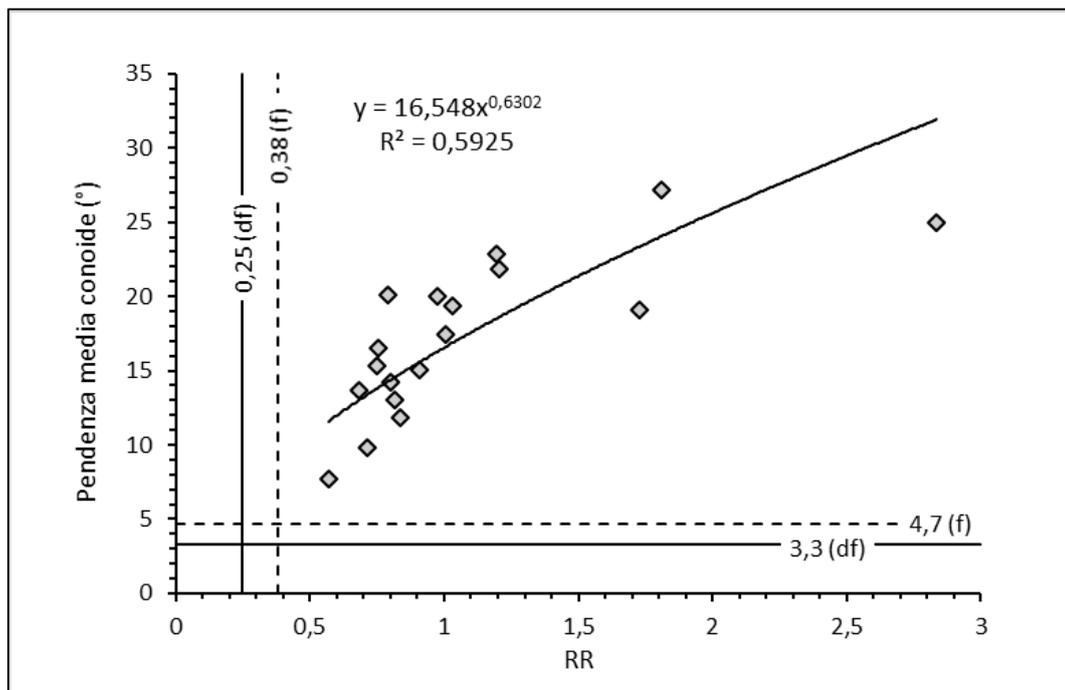


Figura 4.38 - Grafico $RR-Sf(^\circ)$. Le linee tratteggiate separano i campi classificativi di trasporto tra floods (F) e debris flows (DF) distinti in De Scally et al., 2010.

4.7 Attività dei bacini

Come precedentemente descritto (paragrafi 2.4 e 3.6), l'attività dei bacini è stata dedotta dalla raccolta di notizie storiche che hanno registrato l'occorrenza degli eventi di alcune colate detritiche nell'area di Cortina dal 1986 al 2012. Tali fonti però, non facendo parte di una raccolta sistematica, sono relative soprattutto agli eventi di colata che hanno prodotto danni alle persone, alla viabilità e all'edificato, dunque, non raccolgono informazioni su quei bacini posti in zone meno esposte a rischio.

Tenuto conto della suddetta considerazione, di seguito, al fine di evidenziare possibili differenze tra i bacini storicamente attivi e il totale dei bacini analizzati in questo studio, sono stati eseguiti dei confronti tra i principali parametri morfometrici caratteristici dei due campioni, indicati rispettivamente, con le sigle: B_At (campione bacini attivi); B_Tot (campione bacini totale), i cui dati sono riassunti in Tabella 4.14.

| Parametri | Bacini Tot. (B_Tot) | | | | Bacini attivi (B_At) | | | |
|-----------------------------|---------------------|----------|---------|---------|----------------------|----------|-------|---------|
| | Media | Dev. St. | Min | Max | Media | Dev. St. | Min | Max |
| Area (m²) | 177102 | 338215 | 11555,6 | 2322075 | 397921 | 621436 | 9157 | 2322075 |
| MRN | 2,14 | 0,85 | 0,87 | 5,6 | 1,88 | 0,78 | 0,97 | 4,03 |
| ERR | 0,504 | 0,064 | 0,325 | 0,654 | 0,515 | 0,081 | 0,400 | 0,654 |
| Dd (1/m) | 0,023 | 0,005 | 0,01 | 0,036 | 0,020 | 0,004 | 0,016 | 0,027 |

Tabella 4.14 - Valori statistici dei principali parametri morfometrici per il campione totale degli 89 bacini analizzati e per il campione di 13 bacini attivi.

Per quanto riguarda l'area, dal confronto tra i due campioni (Tabella 4.14), è possibile dedurre che i bacini attivi sono caratterizzati dal possesso di un'area mediamente maggiore (*media*, $B_At=397921\text{ m}^2$) rispetto al campione totale (*media*, $B_Tot.\approx 177000\text{ m}^2$). Tuttavia l'elevata deviazione standard di quest'ultimi (*dev. St.*, $B_At\approx 620000\text{ m}^2$), indica che sono presenti bacini attivi anche tra le classi di area più basse e più alte del dataset totale. Inoltre non è stata registrata una proporzionalità diretta tra la frequenza di attività e l'area del bacino. Ad esempio, nel caso del bacino di Acquabona (bacino che con 19 eventi registrati ha il maggior grado di attività del dataset analizzato), non si ha un'area particolarmente estesa (190000 m² circa) a differenza del bacino di Rudavoi, anche esso molto attivo (9 eventi documentati), che presenta un'estensione di 700000 m². Pertanto, per i dataset confrontati, non emergono relazioni chiare tra la frequenza di attività dei bacini e le dimensioni degli stessi.

Considerando i valori dell'indice di Melton (Tabella 4.14), è possibile notare che i bacini attivi possiedono un indice di Melton mediamente inferiore a quello del dataset totale ($MNR_{med}=1.88$ per B_At ; $MNR_{med}=2.14$ per B_Tot) e una minore deviazione standard (*dev.st*=0.78 per B_At ; *dev.st*=0,85 per B_Tot). Ciò indica la maggiore presenza di bacini attivi con un valore di indice di Melton compreso tra 1 e 2.6 *MRN*. I bacini che più si discostano da questi valori sono: il bacino X ($MRN=4$), caratterizzato da un'area inferiore all'ettaro e da pendenze molto elevate; il bacino di Cimabanche che presenta un'estensione areale superiore ai 2 milioni m². Tuttavia, tali dati seguono in modo abbastanza fedele la linea di tendenza ottenuta correlando i valori di area e *MRN* dei bacini attivi (linea continua, grafico in Figura 4.39). Da questo grafico è possibile rilevare che l'andamento del dataset

totale è molto simile a quello dei bacini attivi. Tuttavia si riscontra, per questi ultimi, una minore dispersione dei dati con *MRN*, ben evidenziata dal migliore coefficiente di regressione dell'equazione di potenza ($R^2 \approx 0.73$ per *B_At*, a fronte di un $R^2 \approx 0.51$ per *B_Tot.*).

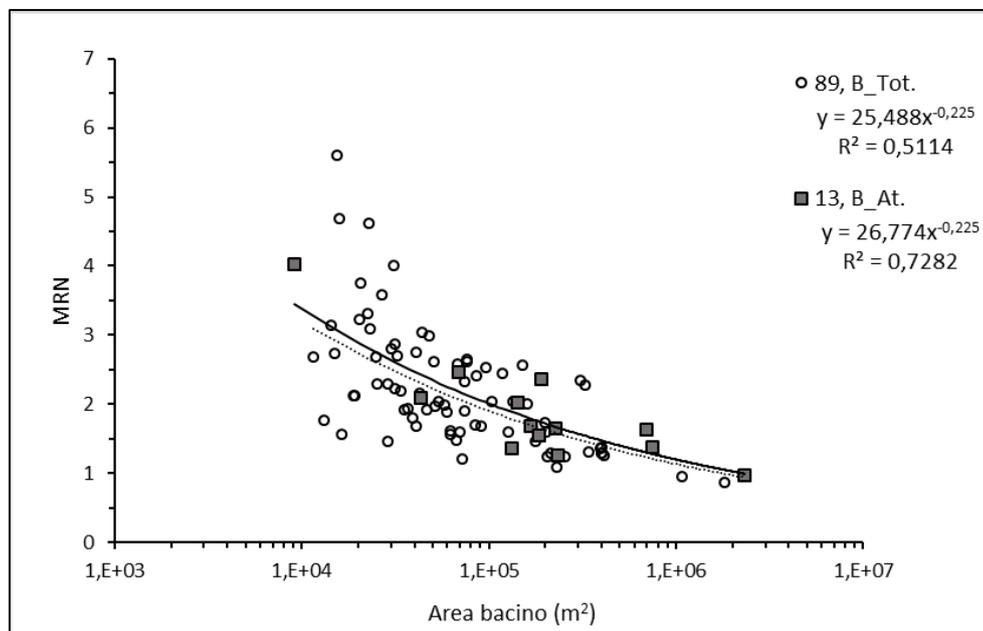


Figura 4.39 - Grafico log-normale area bacino-indice di Melton: nel grafico è mostrato l'andamento del campione totale di bacini analizzati (*B_tot*; linea tratteggiata) e l'andamento del campione di bacini attivi (*B_At*; linea continua).

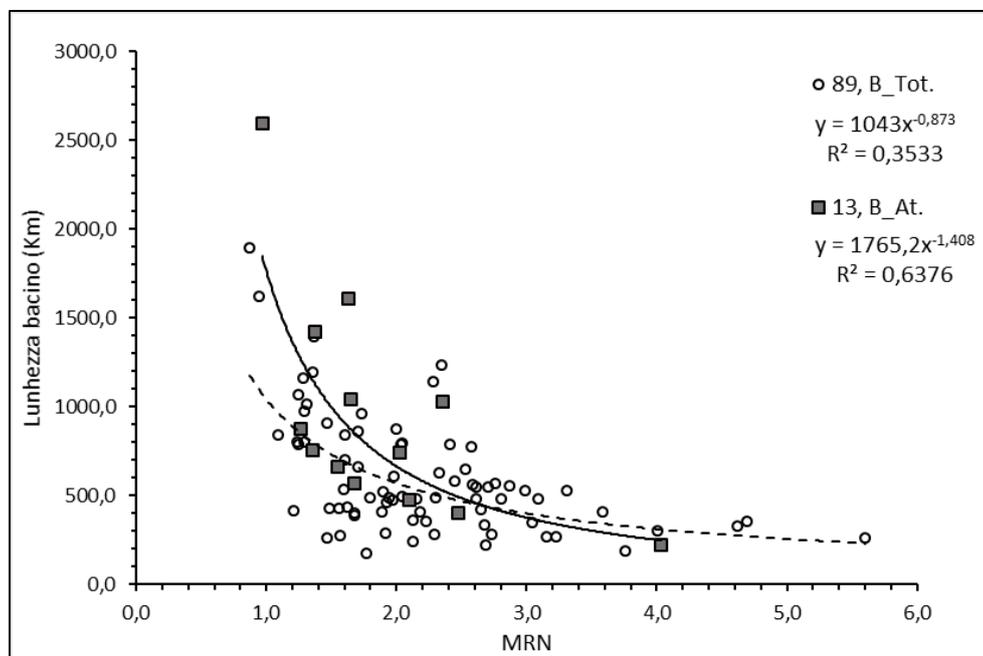


Figura 4.40 – Grafico indice di Melton-lunhezza del bacino: nel grafico è mostrato l'andamento del campione totale di bacini analizzati (*B_tot*; linea tratteggiata) e l'andamento del campione di bacini attivi (*B_At*; linea continua).

Anche nel caso del confronto tra indice di Melton e lunghezza dal bacino (Figura 4.40) si nota un miglioramento della correlazione per il dataset dei bacini attivi ($R^2 \approx 0.64$)

rispetto a quello totale ($R2 \approx 0.35$). Le equazioni di potenza utilizzate per approssimare i due campioni, invece, mostrano un andamento differente, evidenziato dall'esponente dell'equazione che, per il campione B_At., risulta essere minore (-1.4) di quello del campione B_Tot. (-0.87). Ciò indica che all'aumentare dell'*MRN* le lunghezze dei bacini attivi decrescono più velocemente di quelle del campione totale.

Per quanto riguarda il confronto tra le distribuzioni dell'indice di evoluzione *ERR* e della densità di drenaggio (D_D) dei bacini attivi con quelle del dataset totale (Figura 4.7 Figura 4.12), non sono state riscontrate differenze significative tra i due dataset.

Anche la distribuzione di detrito all'interno dei bacini attivi, analizzata seguendo la stessa metodologia descritta nel paragrafo 4.4, (dove l'area dei bacini ricoperta da detrito è stata relazionata all'area degli stessi con pendenze comprese tra i 28° e i 40°), non ha mostrato differenze sostanziali con la distribuzione del dataset totale. Tale evidenza indica la presenza di bacini con una bassa superficie ricoperta da detrito anche tra gli attivi. Tuttavia si rileva una bassa frequenza di attività per i bacini poveri di detrito.

Ad esempio il bacino Canale 3, collocato nella zona 2 dell'area di studio, è caratterizzato da una limitata estensione areale ($\approx 68000 \text{ m}^2$) e da un substrato quasi totalmente roccioso dove le pendenze sono molto elevate. Per questo bacino è stato registrato un solo evento di colata detritica dal 1986 al 2012. Come è possibile notare nel grafico in Figura 4.41 la distribuzione delle pendenze, per questo bacino, presenta un'asimmetria molto sbilanciata verso le calassi con pendenza maggiore di 40° e l'assenza di un picco compreso tra i 28° e i 40°, il che indica la scarsa presenza di detrito all'interno del bacino.

Il bacino Rudavoi, invece, mostra un evidente picco tra le calassi di pendenza comprese tra i 28° e i 40° (Figura 4.42) riferito ad un'abbondante quantità di detrito al suo interno. In questo caso il numero di eventi di debris flows registrati dal 1986 al 2012 sale a 6.

In fine viene riportato l'esempio del bacino di Acquabona dove è stata documentata una elevata frequenza delle colate detritiche (18 eventi registrati dal 1986 al 2012). Tale bacino possiede un ingente quantità di detrito, evidenziata da un picco molto pronunciato tra i 28° e i 40° nella distribuzione delle pendenze e una forma estremamente allungata nella direzione di deflusso (Figura 4.43).

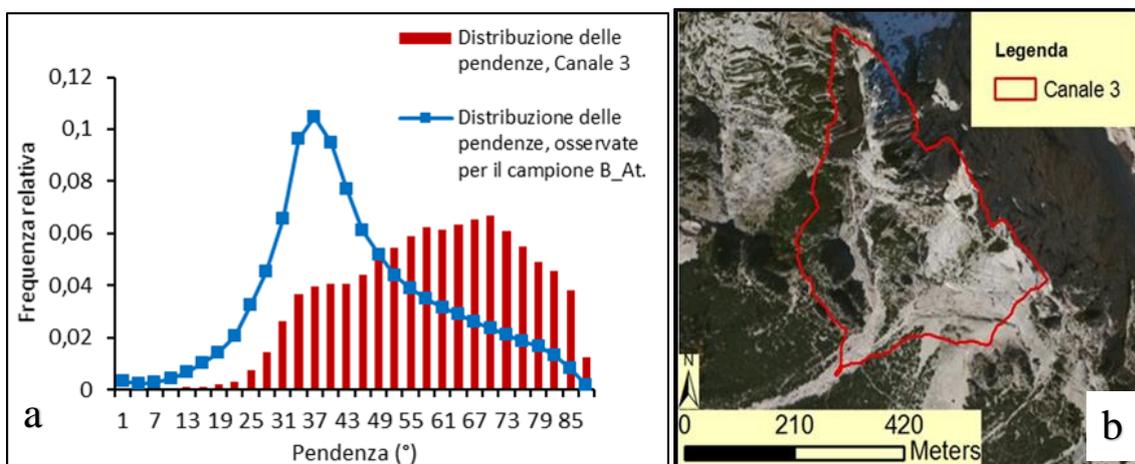


Figura 4.41 - a) Distribuzione relativa delle pendenze del bacino Canale 3 confrontata con la distribuzione delle pendenze relative del campione di bacini attivi; b) ortofoto (anno 2012) del bacino Canale 3.

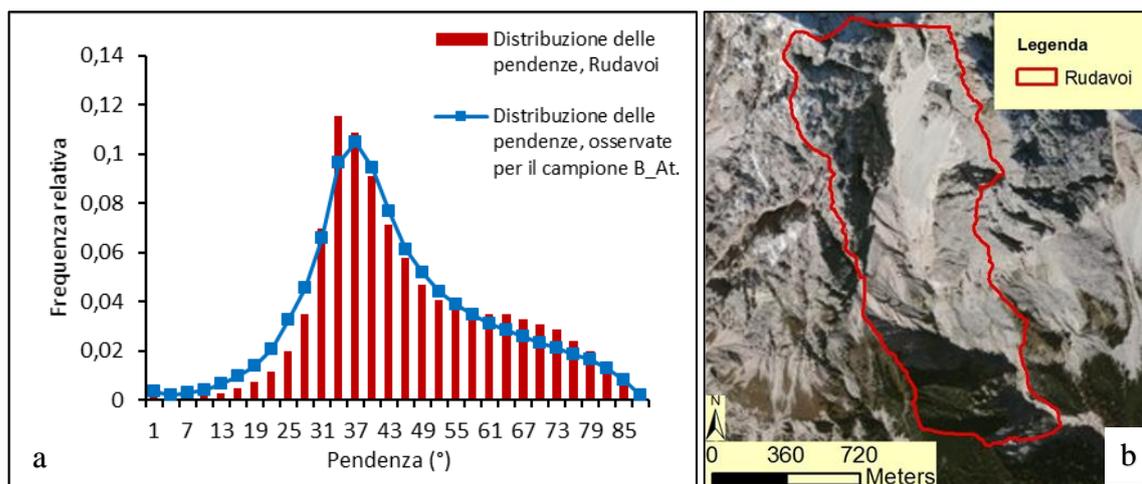


Figura 4.42 - a) Distribuzione relativa delle pendenze del bacino Rudavoi confrontata con la distribuzione delle pendenze relative del campione di bacini attivi; b) ortofoto (anno 2012) del bacino Rudavoi.

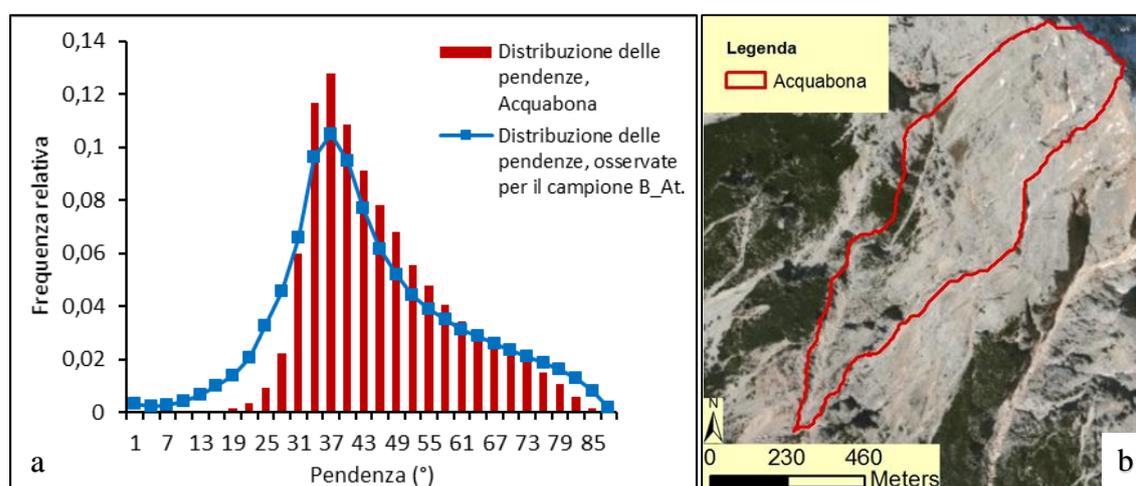


Figura 4.43 - a) Distribuzione relativa delle pendenze del bacino Acquabona confrontata con la distribuzione delle pendenze relative del campione di bacini attivi; b) ortofoto (anno 2012) del bacino Acquabona.

4.8 Canali attivi

Per concludere sono state analizzate le relazioni tra le lunghezze dei canali e alcuni parametri morfometrici dei corrispondenti bacini. Si tiene a ribadire che i canali sono stati mappati sulla base da foto aeree a partire dal punto di chiusura del bacino sino al punto di transizione tra i processi di prevalente erosione e prevalente deposizione (paragrafo 3.4.3).

Dal campione totale di canali mappato, è stato selezionato un sotto campione in cui sono stati raggruppati i canali dei bacini la cui attività è stata documentata da notizie storiche (indicati nel paragrafo 4.7 con la sigla: B_At). Pertanto nei seguenti grafici, il campione selezionato come sopra, sarà indicato con la sigla C_At, mentre il campione totale di canali mappati, sarà indicato con la sigla C_Tot.

Nel grafico in Figura 4.44 è illustrata la relazione tra la lunghezza e la pendenza media dei canali. Da tale relazione emerge che la pendenza media dei canali decresce all'aumentare della loro lunghezza. La dispersione dei dati, per quanto riguarda il campione C_Tot ($R^2 \approx 0.26$), è molto alta soprattutto per i canali dei bacini che hanno lunghezze

limitate. Questo dipende da molteplici fattori tra cui l'attività dei bacini, la morfologia della zona deposizionale e l'energia dei flussi. Ad esempio, le colate detritiche che versano nella zona 6 dell'area indagata in questa tesi (Piana del Forame), si innescano e si propagano principalmente all'interno dei rispettivi bacini, i depositi, invece, avvengono nei conoidi posti in corrispondenza del punto di chiusura del bacino dove i gradienti di pendenza sono generalmente bassi (raramente superano i 20°), pertanto, i canali che si sviluppano a partire dal punto di chiusura dei bacini, trovano subito gradienti di pendenza che sono conformi alla deposizione del detrito piuttosto che alla propagazione del flusso. Viceversa bacini con un'attività limitata, anche se hanno elevate pendenze, possono generare dei flussi la cui energia non è in grado di trasportare il detrito lungo i versanti. In questo caso il flusso non ha sufficiente energia e si propaga per brevi tratti nei settori superiori delle falde detritiche che hanno pendenze generalmente elevate (30° - 40°), e depositato non appena i gradienti di pendenza sono conformi all'angolo di riposo del detrito.

La dispersione dei dati (Figura 4.44), pur rimanendo elevata, diminuisce per il campione C_At ($R^2 \approx 0.48$), in questo caso il dato che più si discosta dagli altri è quello relativo al canale di Cimabanche (N_{104}). Questo bacino come più volte ribadito, è caratterizzato da un'elevata estensione areale e da un'asta principale molto lunga. In questo caso è presumibile che le colate detritiche si inneschino all'interno del bacino e si propaghino lungo l'asta principale dello stesso. Inoltre, il conoide di questo bacino ha bassi valori di pendenza ($\approx 8^\circ$) ed è posto in prossimità del punto di chiusura del bacino, ne deriva una bassa pendenza media del canale che si propaga su di esso.

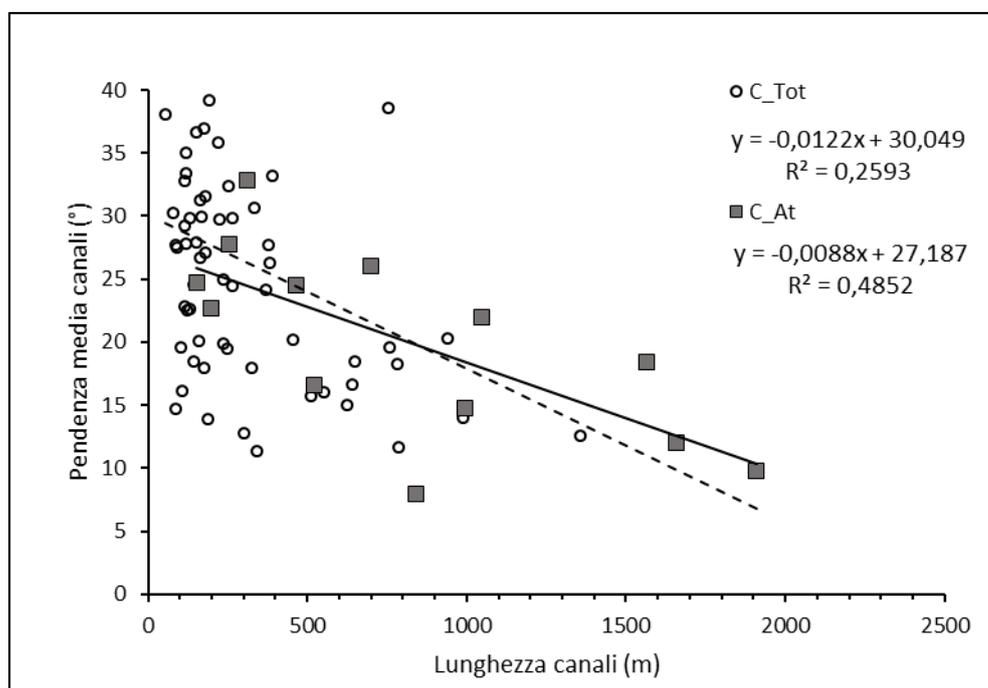


Figura 4.44 – Grafico lunghezza del canale-pendenza del canale: nel grafico è mostrato l'andamento del campione totale di canali analizzati (C_tot; linea tratteggiata) e l'andamento del campione di canali attivi (C_At; linea intera).

Per quanto riguarda le relazioni di scala tra il bacino e il canale è stata riscontrata una relazione tra le dimensioni del bacino e la lunghezza del canale (Figura 4.45).

Per i bacini analizzati si nota che l'aumento della lunghezza del canale è legato alla grandezza del bacino: bacini con area maggiore tendono a generare canali più lunghi. Non bisogna tralasciare il fatto che bacini più grandi possono avere maggior disposizione di detrito e quindi un apporto di flussi maggiori all'interno dei canali. Anche in questo caso la dispersione dei dati per il campione C_Tot è rilevante e migliora per il campione C_At; ($R^2 \approx 0.27$ per C_Tot; $R^2 \approx 0.48$ per C_At). Il dato che più si discosta dalla regressione è sempre quello relativo al bacino di Cimabanche dove, presumibilmente, la bassa energia di rilievo del bacino, unitamente ai bassi gradienti di pendenza della zona deposizionale, impediscono la formazione di flussi con energia elevate capaci di propagarsi all'esterno del bacino per lunghe distanze.

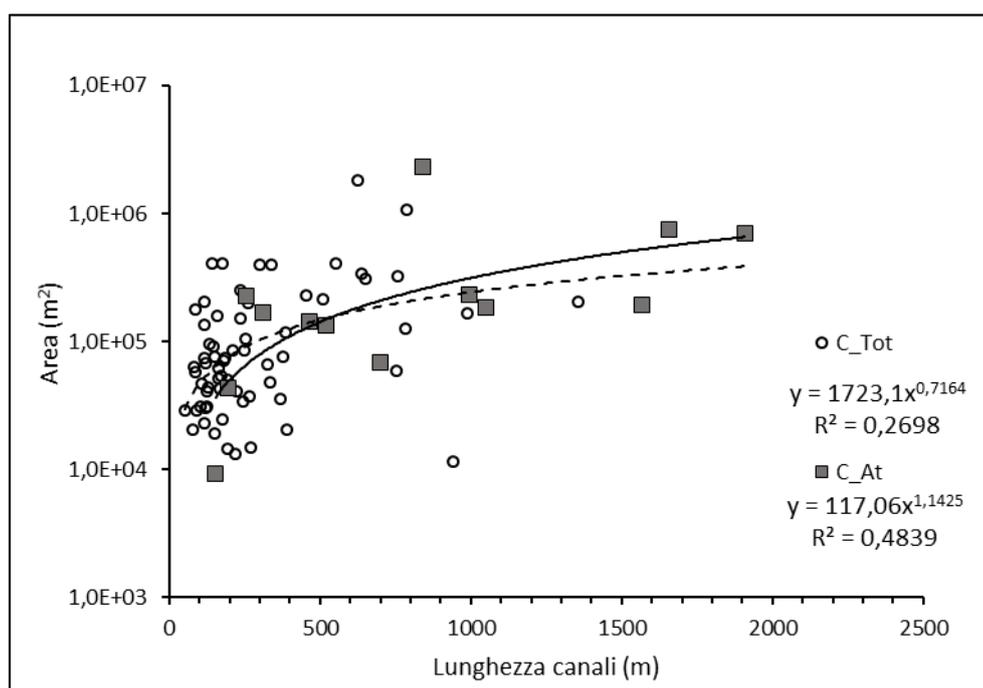


Figura 4.45 – Grafico lunghezza del canale-area del bacino: nel grafico è mostrato l'andamento del campione totale di canali analizzati (C_tot; linea tratteggiata) e l'andamento del campione di canali attivi (C_At; linea intera).

Capitolo 5

INDIVIDUAZIONE AUTOMATICA DEI PUNTI D'INNESCO DEI DEBRIS FLOWS

5.1 Basi teoriche e metodi di analisi

5.1.1 *Stream power e Analisi digitale su base topografica (SPI)*

Diversi sono i fattori che influiscono sulla dinamica del sedimento lungo il reticolo idrografico ma certamente un ruolo fondamentale è attribuibile all'assetto topografico del terreno. La morfologia esprime infatti la presenza di un gradiente energetico necessario per l'attivazione di processi di trasporto. In particolare, area contribuente e pendenza locale possono essere considerate rispettivamente come indici del potenziale verificarsi di una concentrazione di deflusso e della potenzialità erosiva dello stesso.

La disponibilità di modelli digitali del terreno sempre più accurati ha permesso di definire delle procedure semi automatiche che permettono di individuare le teste dei canali tramite la combinazione tra l'area di drenaggio contribuente (A) e la pendenza locale (S). La combinazione di queste variabili può essere considerata come indice del potenziale verificarsi di una concentrazione di deflusso e della potenzialità erosiva dello stesso (Desmet et al., 1999; Montgomery 1993).

Studi recenti (Marchi e Dalla Fontana, 2005; Wilson e Gallant 2000), hanno adottato un indicatore la cui base fisica può essere ricercata nel concetto di stream power (Ω):

$$\Omega = \rho \cdot g \cdot Q \cdot S \quad [5.1]$$

Dove: ρ è la densità dell'acqua, g l'accelerazione gravitazionale, Q la portata e S la pendenza locale.

Assumendo la radice quadrata dell'area drenata (A) come surrogato della portata, hanno formulato un indice di stream power (SPI) su base topografica:

$$SPI = A^{0.5} * S \quad [5.2]$$

Gli elementi del DEM che ricadono all'interno di aree di convergenza topografica e che hanno un SPI che eccede un certo valore di soglia identificano potenziali punti di inizio dei canali.

Tali operazioni sono facilmente implementabili mediante la "Command Line Window" del software ArcGis che permette di organizzare procedure di analisi semiautomatiche anche complesse, utilizzando file di testo nei quali si susseguono singole linee di comando da calcolare in successione. In questo caso è stato utilizzato lo strumento "Raster

Calculator” che permette l’esecuzione di compiti multipli, ad esempio calcoli matematici utilizzando operatori e funzioni, creare query di selezione o di scrivere le linee di comando da inserire nella Command Line. Tramite questo comando è stato possibile calcolare il valore di SPI inserendo la seguente riga di calcolo: $\text{slope}/100 * (\text{Pow}(\text{flowaccumulation}, 0.5))$.

Per quanto detto, SPI rappresenta un valido indicatore del controllo esercitato dai fattori topografici sull’intensità potenziale dei processi d’erosione e di trasporto del sedimento che può essere facilmente calcolato sulla base di un modello digitale del terreno (DTM). Per questo motivo può essere utilizzato come alternativa al classico metodo della soglia costante per l’estrazione del reticolo idrografico.

5.1.2 *Analisi digitale per l’individuazione dei punti di innesco*

Sulla base del concetto di stream power può essere individuata l’impronta topografica di canali con prevalente dinamica di colata, dove, a condizioni stabili, la pendenza del canale è espressa come una funzione di potenza dell’area contribuente (relazione area pendenza):

$$S = K * A^{-n} \quad [5.3]$$

Nella quale S , è la pendenza del canale, A l’area contribuente e K e n coefficienti empirici.

Questo modello è spesso rappresentato in un diagramma logaritmico che rapporta l’area contribuente alla pendenza, nel quale i dati seguono una distribuzione lineare (Montgomery, 1993).

Tale diagramma, riportato in Figura 5.1, riassume i risultati raggiunti da Montgomery e Foufoula-Georgiou (1993), dove il territorio viene ripartito in: area drenata e pendenza che definisce i versanti, valli non canalizzate, canali caratterizzati da dinamica di colata detritica e alluvionali.

L’inflessione nella curva di relazione area contribuente-pendenza indica la soglia morfometrica tra canali in cui predomina la dinamica fluviale da quelli in cui predomina la dinamica da colata detritica. I versanti sono definiti da una divergenza topografica e la dimensione del versante può essere approssimata da un’area drenata costante. Le valli non canalizzate occupano il gradiente più lontano per l’area drenata fornita. Il confine fra le valli non canalizzate e i canali fluviali è definito dalla soglia dipendente dalla pendenza che riflette sia la superficie del terreno che il clima (Montgomery e Foufoula-Georgiou, 1993). L’identificazione di un appropriato valore di K è il problema maggiore per l’estrazione del reticolo in un DEM. Questo parametro può variare in base alle precipitazioni e allo sforzo di taglio della superficie del terreno, quest’ultimo riflette sia le proprietà del suolo che il tipo e la densità della copertura vegetale (Montgomery e Foufoula-Georgiou, 1993).

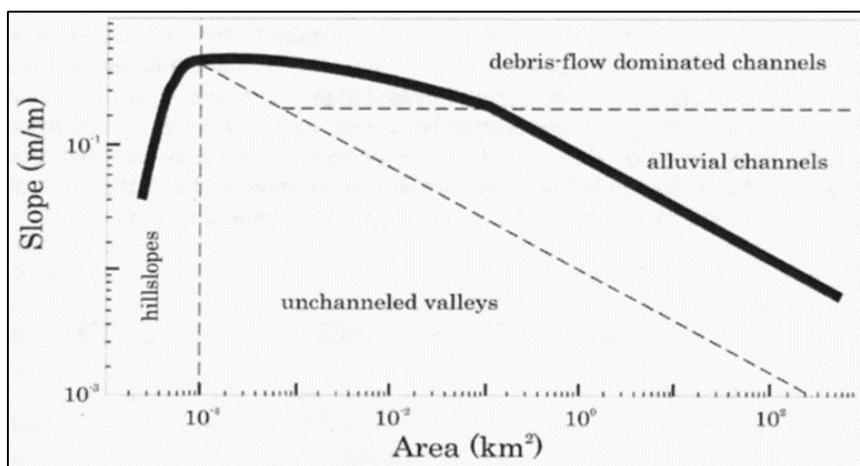


Figura 5.1 - Diagramma log-log, relazione area-pendenza (Montgomery e Foufoula Georgiou, 1993).

Zimmermann et al. (1997), a partire da diversi eventi di colata verificatisi in Svizzera hanno definito la seguente relazione empirica basata sulla pendenza locale e area contribuyente:

$$S = 0.32 * A^{-0.2} \quad [5.4]$$

Dove S ; è la pendenza locale (m/m) e A ; è l'area contribuyente (km²).

Il metodo Zimmermann et al. (1997) indica che le celle, classificate come potenziale innesco delle colate detritiche, devono eccedere la suddetta soglia (Figura 5.2)

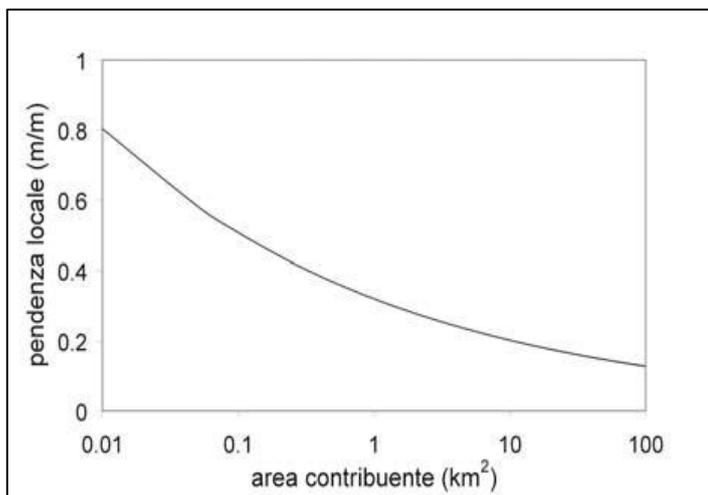


Figura 5.2 - Relazione tra pendenza locale e area contribuyente per l'individuazione dei possibili punti di innesco delle colate detritiche (Cavalli e Grisotto, 2006).

Questo approccio trova fondamento nel fatto che, in presenza di sedimento disponibile per essere mobilizzato, l'innesco di una colata detritica canalizzata dipende dal superamento di valori critici di portata liquida e pendenza del canale. La relazione inversa fra area e pendenza esprime il concetto che nei canali a più forte pendenza è sufficiente, per l'innesco, una portata liquida inferiore rispetto a canali con valori di pendenza meno elevati. Per quanto riguarda la disponibilità di sedimento, nel presente studio si è assunto che per valori di pendenza locale maggiori di 38°, valore prossimo all'angolo di attrito

interno caratteristico di materiali detritici spigolosi, la quantità di materiale detritico mobilizzabile sia modesta o trascurabile; tali aree sono state pertanto escluse dalle possibili zone d'innescò di colata. Valori elevati dell'area drenata sono solitamente associati a processi di trasporto solido al fondo ed in sospensione, non all'innescò di colate detritiche. Queste ultime possono, come è noto, interessare anche bacini di dimensioni piuttosto ampie (indicativamente, salvo casi particolari, fino a 10-15 km²) ma si originano solitamente in corrispondenza di aree contribuenti decisamente minori. Si è ritenuto che, oltre una soglia di area contribuente pari a 10 km², sia improbabile il verificarsi di fenomeni di innescò di una colata. L'imposizione di questa soglia nella determinazione delle celle di possibile innescò permette inoltre di eliminare gli artefatti creati dalle elaborazioni come, ad esempio, possibili punti d'innescò individuati in prossimità di grandi sbarramenti trasversali lungo i corsi d'acqua maggiori.

L'analisi è stata implementata con una procedura semi automatica all'interno dello strumento "Raster Calculator". Seguendo le indicazioni dell'equazione [5.3], si è proceduto prima alla conversione del raster di accumulo dei deflussi in chilometri quadrati, poi, tramite lo strumento "Pow" che permette di calcolare l'elevazione di potenza richiesta del raster in ingresso, è stato applicato il secondo membro dell'equazione [5.3].

In seguito sono state identificate le aree con pendenza superiore a 38° (convertendo la pendenza in m/m) e sono state escluse, in quanto non capaci di trattenere sedimento mobilizzabile e, di conseguenza, in corrispondenza delle quali è improbabile che si verifichi l'innescò di colate detritiche. La relazione tra pendenza e area contribuente dell'equazione ha avuto completo svolgimento nell'ultima fase, in cui i punti di innescò sono stati individuati dall'imposizione del raster delle pendenze maggiore al secondo membro dell'equazione [5.3].

5.1.3 *Mapa delle densità dei punti di innescò*

La mapa di densità dei punti di innescò, è uno strumento di indagine preliminare che può essere adottato per definire le aree in cui è maggiore l'esposizione al rischio di colate detritiche e può, dunque, fornire informazioni utili alla pianificazione territoriale (Cavalli e Grisotto 2006).

Tale mapa è ottenuta mediante un tool di ArcGis basato sul concetto di Kernel Density (ESRI, 2004): attorno ad ogni punto, mediante una funzione statistica (quadratic kernel function descritta da Silverman, 1986), si adatta una superficie uniformemente distribuita di forma circolare. Il valore della superficie è più alto in corrispondenza del punto e diminuisce con l'aumentare della distanza dal punto fino a raggiungere il valore nullo alla distanza corrispondente al raggio d'indagine assegnato. La densità di ogni cella è calcolata sommando i valori di tutte le superfici che interessano il centro della cella stessa.

La procedura di calcolo utilizzata è stata implementata all'interno della funzione "Kernel Density", dove sono stati inseriti i seguenti valori: cell size = 1 e raggio = 50 m.

5.2 Applicazione della procedura automatica nell'area di Cortina d'Ampezzo

5.2.1 Applicazione e verifica della procedura automatica

La procedura automatica per l'individuazione dei punti di innesco delle colate detritiche è stata eseguita, così come descritto nel paragrafo 5.1.2, anche per l'area di Cortina d'Ampezzo analizzata in questa tesi.

Il DEM dell'area di studio è stato processato seguendo l'equazione [5.4] proposta da Zimmermann et al. (1997) in cui i coefficienti empirici assumono valori di $K=0.32$ e di $n=-0.2$. Tali valori sono stati utilizzati anche dal CNR-IRPI per individuare le aste torrentizie potenzialmente interessate da colate detritiche in diverse aree della provincia di Trento (Ferrato, 2009).

Poiché, l'affidabilità del metodo è fortemente legata alla scelta del coefficiente K nell'equazione [5.3], la cui variabilità dipende da fattori locali (paragrafo 5.1.2), il coefficiente di 0.32, proposto da Zimmermann, è stato variato ed è stata valutata l'influenza di tali variazioni sulle densità e le ubicazioni dei punti di innesco calcolate dal modello. Nel caso di studio, la scelta del coefficiente K più idoneo alla determinazione dei punti di innesco, è stata eseguita confrontando i risultati della procedura automatica, calcolata mediante diversi valori di K ($K=0.36$, $K=0.32$, $K=0.28$), con il grado di incisione del detrito attribuibile a processi erosivi di forte intensità quali i debris flows, desunto dall'interpretazione morfometrica delle foto aeree (anno 2012) e del DEM.

La procedura automatica eseguita con il valore del coefficiente K ($K = 0.32$) proposto da Zimmermann et al. (1997) ha permesso di individuare, per il DEM con risoluzione di 1m e copertura areale di circa 76.17 km² (DEM utilizzato per le analisi morfometriche nell'area di Cortina), 65584 celle che hanno soddisfatto i criteri di innesco. La procedura, ripetuta utilizzando i valori di K 0.36 e 0.28, ha portato all'individuazione, rispettivamente, di 34637 e 127996 celle di innesco. Questi risultati mostrano l'elevata influenza del coefficiente K sulla procedura. D'altronde la scelta del K nell'equazione [5.3] influenza le soglie area-pendenza, utilizzate dal modello per la determinazione dei punti di innesco: valori di K bassi necessitano di un rapporto area-pendenza minore per l'innesco del fenomeno di colata rispetto a valori di K alti.

L'importanza della scelta del coefficiente appare evidente anche se si considerano solo i punti di innesco all'interno dei bacini idrografici (Tabella 5.1). Nel grafico in Figura 5.3 sono confrontate le classi di frequenza relativa delle celle di innesco calcolate all'interno dei bacini utilizzando i suddetti valori di K . Da questo confronto emerge che la scelta di un coefficiente K elevato ($K=0.36$), si riflette su una minore numerosità delle celle di innesco all'interno dei bacini, evidenziata dall'elevato numero di bacini (più del 50%) con meno di 40 celle di innesco. Viceversa, al diminuire del coefficiente K , aumenta il numero di bacini con un'elevata numerosità di celle di innesco.

Da un'attenta osservazione delle ortofoto e del DEM risulta che i punti estratti sulla base della relazione area contribuente pendenza, vengono individuati nei canali più profondi presenti nelle pareti, nelle faglie, nelle fratture e sul detrito sciolto non vegetato ubicati nelle zone meno pendenti all'interno del bacino (Figura 5.4). Tuttavia la scelta di un K basso ($K=0.28$) ha determinato, nell'area di studio, la presenza di molte celle di innesco a cui non corrisponde una canalizzazione del substrato portando ad una sovrastima dei punti di innesco (Figura 5.4, a). Viceversa, la scelta di un K alto ($K=0.36$) ha portato ad una

sottostima dei punti di innesco soprattutto nelle parti alte dei tratti canalizzati all'interno dei bacini (Figura 5.4, c).

Pertanto nell'area di studio, tra i 3 coefficienti testati, quello proposto Zimmermann ($K=0.32$) sembra fornire i migliori risultati nella corretta individuazione dei punti di innesco delle colate detritiche. In questo caso, infatti, è stata riscontrata una buona corrispondenza tra le celle di innesco e i tratti canalizzati (secondo una dinamica da debris flow) all'interno dei bacini e sui conoidi deposizionali (Figura 5.4, b). Tuttavia si nota una leggera sovrastima dei punti di innesco (individuati utilizzando $k=0.32$) sulla parte bassa dei conoidi deposizionali. Data la poca densità di questi punti, la procedura può essere comunque ritenuta soddisfacente anche per l'individuazione dei tratti canalizzati profondamente incisi presenti sui conoidi (Figura 5.4, b).

| Numerosità dei punti di innesco nei bacini | Coefficiente K | | |
|--|------------------|-------|--------|
| | 0,28 | 0,32 | 0,36 |
| Media | 453,5 | 251,5 | 136,23 |
| Dev.st | 930,3 | 505,0 | 280,7 |
| Min | 2 | 0 | 0 |
| Max | 6368 | 3311 | 1729 |
| Somma P. In_Ba | 40364 | 22386 | 12128 |

Tabella 5.1 - Valori medi, deviazione standard, minimo e massimo della numerosità delle celle di innesco all'interno dei bacini.

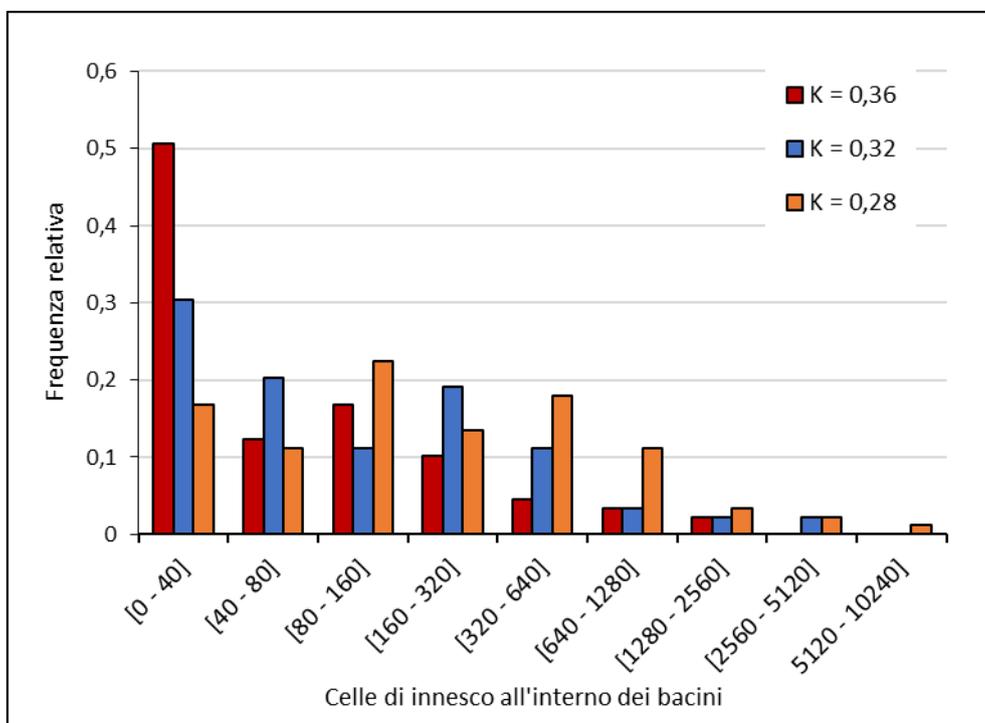


Figura 5.3 - Istogramma di frequenza relativa delle celle che soddisfano le condizioni di innesco all'interno dei bacini al variare del coefficiente K .

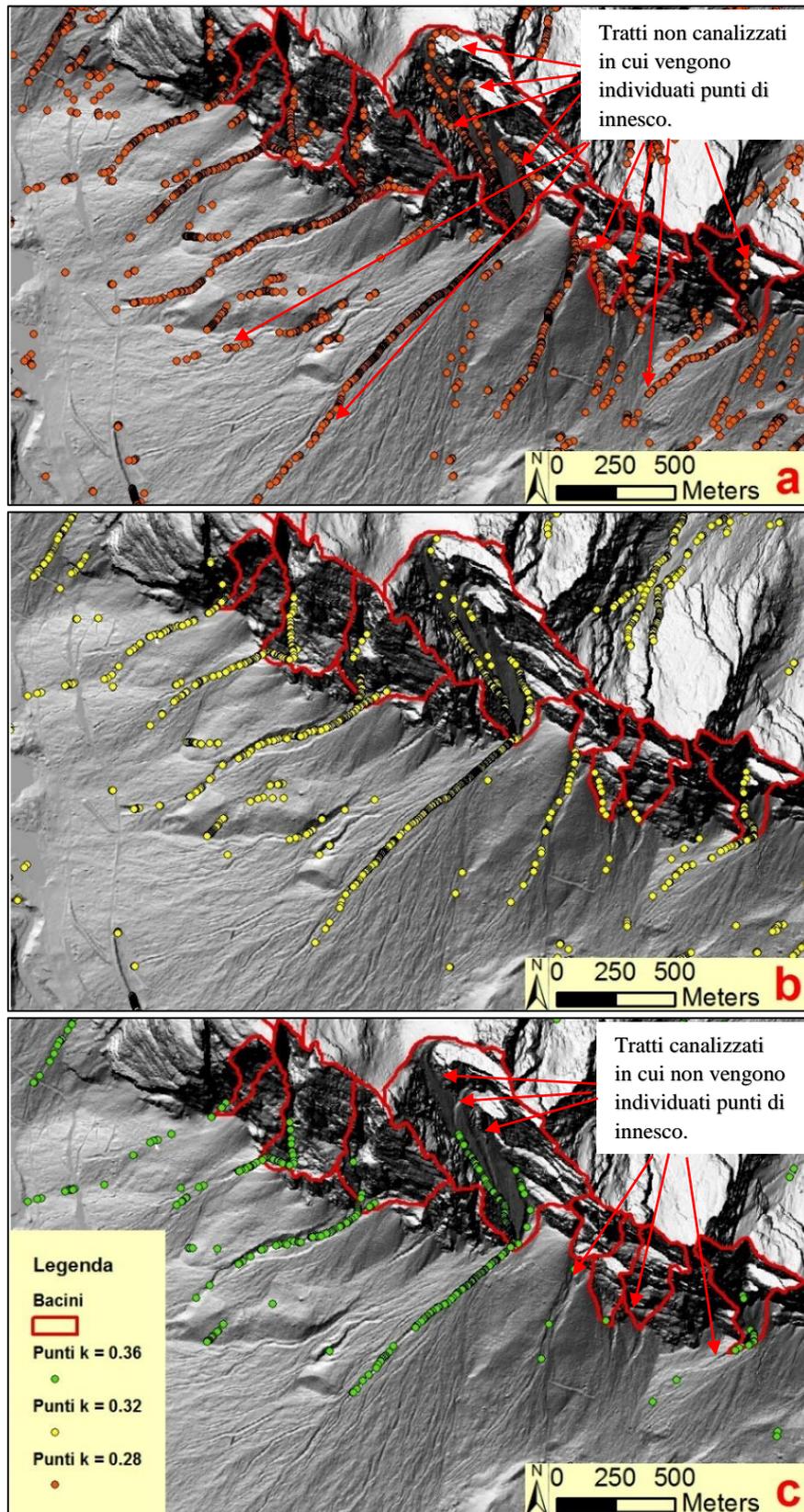


Figura 5.4 - Estrazione dei punti di innesco sulla base dei tre coefficienti K testati; a) sovrastima dei punti di innesco calcolati dal modello utilizzando $K=0.28$, c) sottostima dei punti di innesco calcolati dal modello utilizzando un $K=0.36$.

Un altro fattore che influenza in modo evidente la numerosità e la collocazione dei punti di innesco ricavati dalla procedura automatica, è la risoluzione del DEM. L'individuazione dei punti di innesco è ricavata su base topografica mediante la relazione area contribuente-pendenza (equazione [5.3]). Pertanto per un DEM ad alta risoluzione, sarà molto più probabile che in un territorio circondato da massicci di elevata altitudine e morfologia complessa, quale l'area analizzata in questo studio, si ottengano valori di pendenza più rappresentativi della realtà rispetto ad un DTM poco definito. Inoltre, l'aumento di valori di pendenza porta un maggior numero di celle del reticolo a superare il valore di soglia della relazione fra pendenza e area.

Sulla base di queste considerazioni è stata eseguita un'ulteriore verifica volta a valutare l'influenza della diminuzione di risoluzione sui risultati del metodo Zimmermann. La procedura è stata eseguita applicando l'equazione [5.4] a DEM con celle di 5 e 10 m, ottenuti abbassando la risoluzione del DEM originario con risoluzione di 1 m (Figura 5.6).

Come si può notare in Figura 5.5, la numerosità dei punti di innesco calcolati dal modello utilizzando DEM con risoluzione di 5 e 10 m e un coefficiente $K=0.32$, si riduce a poche celle collocate solo in corrispondenza di alcuni tratti canalizzati, pertanto si ha una sottostima dei punti di innesco delle colate detritiche.

Nel caso di studio per avere una stima delle celle di innesco, calcolate sulla base di DEM con risoluzione di 5 e 10 m, paragonabile a quella ottenuta sulla base del DEM con risoluzione di 1 m, bisogna abbassare il valore del coefficiente K , utilizzato per processare il modello, rispettivamente a 0.22 e 0.18 (Figura 5.6).

Si può concludere quindi che la procedura automatica eseguita sulla base del metodo Zimmermann risulta essere di reale utilizzo solo per modelli digitali del terreno molto precisi, con risoluzioni elevate. Per i DEM a minore risoluzione, invece, la procedura deve essere calibrata scegliendo un K idoneo alle caratteristiche topografiche dell'area indagata e alla risoluzione del DEM utilizzato per le analisi.

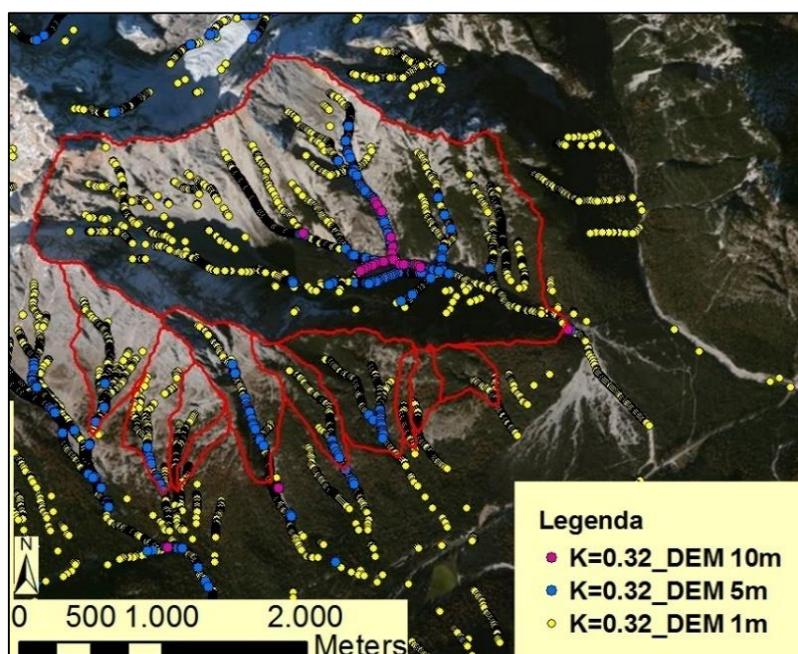


Figura 5.5 - Punti di innesco ricavati dalla procedura automatica eseguita sulla base di DEM a diversa risoluzione e con un $K=0.32$.

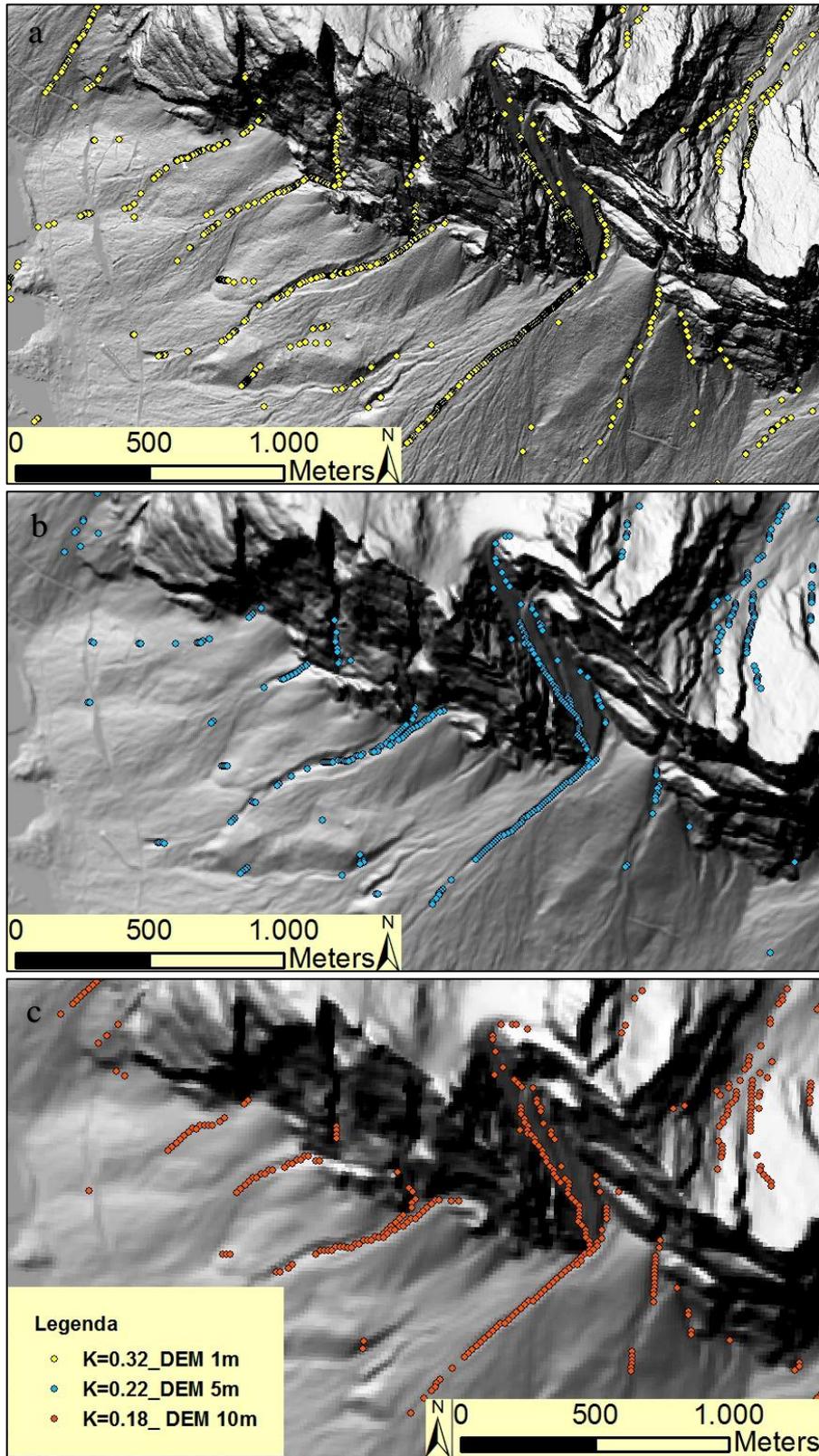


Figura 5.6 - Punti di innesco risultanti della procedura automatica eseguita sulla base di DEM a diversa risoluzione e utilizzando diversi valori di K: a) DEM originario con risoluzione di 1m, b) DEM con risoluzione di 5m, c) DEM con risoluzione di 10 m.

5.2.2 Mappa delle densità dei punti di innesco nell'area di studio

La mappa di densità dei potenziali punti d'innesco delle colate detritiche (Figura 5.7) è stata creata, secondo le procedure illustrate nel paragrafo 5.1.3, scegliendo un raggio d'indagine di 50 m che ha permesso di stringere l'analisi ai punti localizzati lungo la stessa asta torrentizia. Inoltre la suddivisione in 2 classi, mediante il metodo statistico "natural breaks", ha permesso di individuare una soglia critica di circa 37.6 punti d'innesco per ettaro. Valori quindi di densità che superano i 37.6 punti d'innesco per ettaro rientrano nella massima classe di densità. Come si può notare dalla mappa (Figura 5.7), le maggiori densità dei punti di innesco, sono collocate in bacini di grandi dimensioni in corrispondenza dei canali principali. Viceversa all'interno di bacini di piccole dimensioni la densità dei punti di innesco supera la soglia di 37.6 solo in corrispondenza dell'ultimo tratto dell'asta principale e/o lungo il tratto iniziale del conoide.

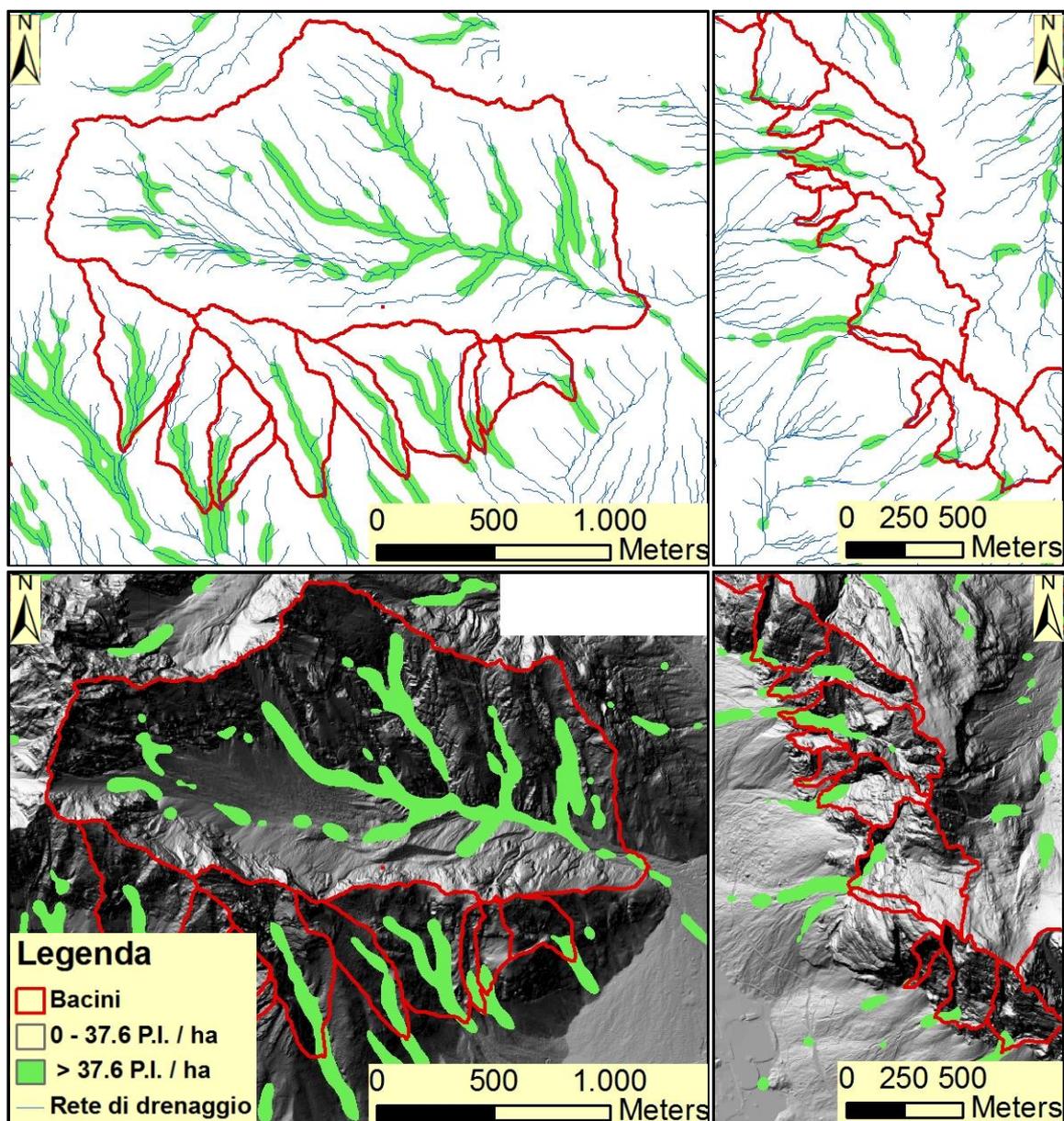


Figura 5.7 - Mappa della densità dei punti di innesco delle colate detritiche relative alla zona 7 (figure a sinistra) e alla zona2 (figure a destra).

5.2.3 Risultati della procedura automatica

L'applicazione della procedura automatica all'area di studio ha confermato l'utilità di uno strumento veloce e di semplice utilizzo per un'analisi preliminare delle aste torrentizie potenzialmente soggette a colate detritiche a partire dalla sola rappresentazione digitale del terreno. È importante sottolineare che in questa procedura si considera il ruolo svolto dalla topografia nell'innescò e nell'evoluzione della colata detritica, mentre non vengono presi esplicitamente in esame fattori quali la disponibilità di sedimento, i volumi e le caratteristiche reologiche della colata che dovranno comunque rientrare negli studi di maggior dettaglio per la delimitazione delle aree di pericolo. Nel caso di studio, l'accuratezza del modello digitale del terreno (DEM con risoluzione di 1 m), si è rivelata adatta per l'applicazione del metodo Zimmermann (1997). Tuttavia va segnalato che l'affidabilità di questo metodo dipende sia dalla risoluzione del DEM, sia dalla scelta del coefficiente K che deve essere calibrato in base alle caratteristiche morfologiche geomorfologiche, litologiche e climatiche del territorio analizzato.

La creazione della mappa delle densità dei punti d'innescò ha permesso di individuare, sulla base del metodo Zimmermann, le aree del DEM maggiormente soggette all'innescò dei debris flows. Queste aree sono collocate principalmente in corrispondenza della parte terminale dell'asta principale del bacino, nella zona di transizione posta al piede del bacino e nella parte apicale del conoide detritico su cui si sviluppa il canale di colata. Le maggiori densità dei punti di innescò all'interno dei bacini di grandi dimensioni, suggeriscono una relazione di scala tra il bacino e il numero di celle di innescò al suo interno. Questa osservazione è stata verificata confrontando l'area del bacino con il numero di celle di innescò conteggiate all'interno di ogni bacino. Da tale analisi è emersa una proporzionalità lineare e crescente tra i due parametri evidenziata dall'ottimo coefficiente della retta di regressione ($R^2=0.98$) (Figura 5.8).

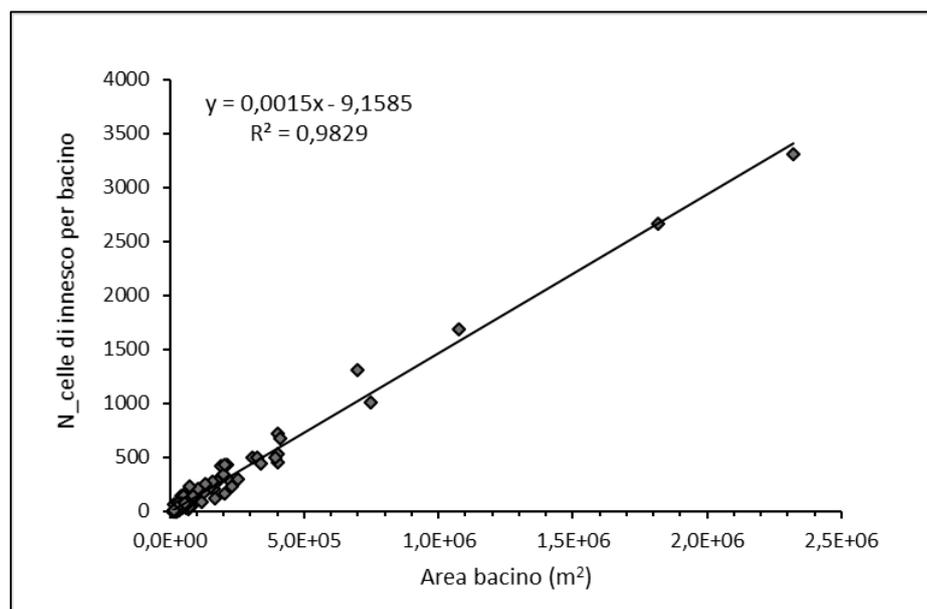


Figura 5.8 - Grafico area bacino-numero di celle di innescò all'interno del bacino.

Dal confronto tra la frequenza relativa delle celle di innescò presenti nel campione totale di bacini con la frequenza relativa delle celle di innescò presenti nei bacini attivi (Figura

5.9) emerge che quest'ultimi sono caratterizzati da una maggiore numerosità di celle di innesco. Tale dato dipende principalmente dalla scala dei bacini attivi che è mediamente maggiore di quella del campione totale (paragrafo 4.7). Per quanto riguarda la frequenza degli eventi di colate detritiche che si innescano nei bacini attivi non è stata riscontrata una relazione chiara tra la frequenza degli eventi e la numerosità delle celle di innesco all'interno dei bacini.

Ad esempio, il bacino di Acquabona che, con 19 eventi registrati ha il maggior grado di attività del dataset analizzato, non presenta un numero di celle di innesco particolarmente elevato (418 celle di innesco) a differenza del bacino di Rudavoi, anche esso molto attivo (9 eventi documentati), che presenta circa 1300 celle di innesco.

In ogni caso, la numerosità delle celle che soddisfano la condizione di innesco si conferma fortemente legata alla dimensione del bacino (a dimostrazione della forte similitudine dei bacini considerati). Nell'istogramma di frequenza che segue, i bacini con numero basso di celle sono quelli caratterizzati da dimensioni molto ridotte che sono anche quelli che più difficilmente generano colate che arrivano nel fondovalle (quindi più difficilmente registrate nel ns. archivio).

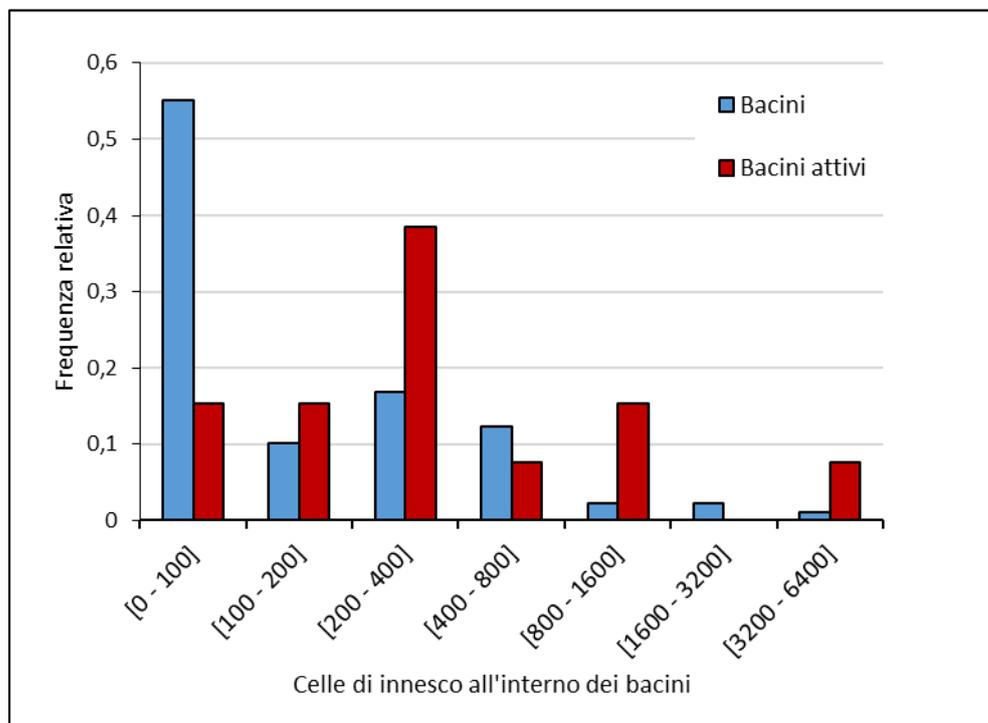


Figura 5.9 - Istogramma di frequenza relativa della numerosità delle celle di innesco all'interno del campione totale di bacini analizzati e all'interno dei bacini attivi.

CONCLUSIONI

Nel presente lavoro sono stati analizzati i principali parametri morfometrici di 89 bacini e di 18 sistemi bacino-conoide collocati nel contesto geografico delle Dolomiti ampezzane. Questo lavoro ha avuto come scopo lo studio delle caratteristiche geomorfologiche dei bacini d'innescio delle colate, al fine di comprendere in dettaglio le zone di sviluppo dei processi e definire le peculiarità che le contraddistinguono.

Più precisamente l'area di studio è ubicata interamente nel territorio comunale di Cortina d'Ampezzo e racchiude i principali gruppi montuosi posti sulla sinistra orografica del Torrente Boite. Questo settore del territorio di Cortina è stato ed è tuttora interessato da numerosi eventi di debris flow che si ripetono, principalmente nei mesi estivi, con cadenza annuale e spesso creano danni alle infrastrutture antropiche (strade, ferrovia).

Le analisi morfometriche sono state condotte sia in base all'interpretazione delle forme da foto aeree (ortofoto 2012) che in base a un modello digitale del terreno (DEM) molto dettagliato ricavato da un rilievo LiDAR molto preciso (curve di livello vettoriali interdistanziate di 1 m). Il DEM è stato processato tramite il software ArcGIS (ESRI) mediante le procedure descritte nel Capitolo 3. del presente lavoro. In seguito sono stati ricavati i principali parametri morfometrici dei bacini e dei sistemi bacino-conoide che sono stati opportunamente confrontati seguendo gli approcci comunemente utilizzati in gran parte degli studi disponibili in letteratura riguardanti l'argomento.

Nelle analisi è stata posta particolare attenzione a quei bacini la cui attività è stata documentata da fonti storico-archivistiche. Questo ha permesso di confrontare le caratteristiche del campione totale di bacini analizzati con il campione di bacini più attivi, al fine di evidenziare possibili peculiarità morfometriche per la definizione dell'attività dei bacini presenti nell'area di Cortina. In fine è stata testata e calibrata, su tutta l'area di studio, la procedura automatica (basata su pendenza e area drenata) proposta da Zimmermann (1997) per l'estrazione di possibili punti d'innescio di debris flow.

I risultati delle suddette analisi hanno consentito di evidenziare le principali caratteristiche morfometriche di un'ampia gamma di bacini di colata (89 bacini) e di alcuni sistemi bacino-conoide (18 sistemi bacino-conoide) presenti nell'area di Cortina d'Ampezzo, e dunque, di formulare le seguenti osservazioni conclusive:

- I bacini analizzati sono relativamente omogenei dal punto di vista litologico e sono composti dalla dolomia principale, formazione geologica sempre presente. In alcuni bacini sono presenti anche piccoli affioramenti della formazione di Travenanzes (siltiti, argilliti e marne), in genere ubicati nella zona di transizione tra il bacino e le falde detritiche, e del gruppo dei Calcari Grigi. Questa formazione affiora in alcuni bacini collocati nella zona 6 in corrispondenza della struttura tettonica a fiore inverso di "Vecchio del Forame". La vegetazione, composta da radure di pino mugo, è molto rada o del tutto assente nei bacini delle zone 2, 3, 4 e in parte 5, più abbondante nelle porzioni

terminali dei bacini 1, 6 e 7, dove sono presenti anche piccole zone boscate (boschi di conifere).

- I bacini analizzati sono caratterizzati da dimensioni modeste (media di circa 177000 m²) che variano dall'ettaro a circa 2,3 milioni di m² e da pendenze molto elevate (media di circa 45°). Questi fattori determinano una grande energia di rilievo dei bacini che è ben descritta dagli elevati valori dell'indice di Melton (MRN). Quest'ultimo è calcolato come rapporto tra il dislivello del bacino e l'area dello stesso ed è molto utilizzato in letteratura per differenziare, su base morfometrica, i bacini che possono dare luogo a colate detritiche (debris flow) dagli altri. Nel caso di studio i valori di indice di Melton sono molto elevati (≈ 2 MNR). I valori di area, pendenza e indice di Melton che più si discostano da quelli medi del campione di bacini indagato, sono dovuti alla presenza nel dataset di alcuni bacini rocciosi di modeste dimensioni, collocati principalmente nella zona 2 dell'area indagata, dove la morfologia, caratterizzata da massicci rocciosi relativamente integri e con stratificazione a reggi-poggio, favorisce la formazione di versanti con elevati gradienti di pendenza e dunque con elevati valori di MNR. Di contro i 3 bacini con dimensioni superiori al milione di m², hanno valori di pendenza e di indice di melton relativamente bassi (<1). I valori di Elevation Relief Ratio (ERR) indicano che i bacini analizzati sono caratterizzati da un'attività erosiva media che pur tendendo all'equilibrio presenta ancora forti squilibri tra evoluzione tettonica e dinamica erosiva. I valori della densità di drenaggio sono relativamente alti ed indicano che la maggior parte degli affioramenti di dolomia, su cui si impostano i bacini, agiscono come superfici impermeabili in risposta alle precipitazioni. Dal confronto dei suddetti parametri con valori di letteratura, riguardanti bacini di debris flow collocati in diverse zone del mondo e talora costituiti da litologie molto diverse da quelle presenti in area dolomitica, è emerso che i valori di area dei bacini analizzati nel territorio di Cortina sono generalmente inferiori a quelli di letteratura, di contro le pendenze e i valori di MNR sono generalmente superiori a quest'ultimi. Ciò è dovuto alle peculiari caratteristiche geologiche e morfologiche dell'area indagata, caratterizzata dall'alternanza per motivi sia primari (eteropia di facies) che secondari (giustapposizione tettonica), di litologie a comportamento fragile (dolomie, calcari, ecc) con litologie a comportamento duttile (marne e peliti) che hanno dato luogo a una morfologia caratterizzata da massicci montuosi con aspre e pendenti pareti rocciose (nei quali si impostano piccoli bacini di colata), isolati da vallate con dolci pendii e ripiani, spesso ricoperti da ampi e pendenti conoidi detritici.
- Le analisi sulle relazioni tra la scala dei bacini e alcuni dei parametri morfometrici più rilevanti, hanno mostrato che gran parte di questi parametri sono indipendenti dalla scala del bacino. Più precisamente la pendenza media dei bacini e l'elevatio relief ratio non hanno mostrato alcuna dipendenza con la scala del bacino. Tuttavia, per quanto riguarda le pendenze, i bacini con dimensioni superiori ad 1 Km², presentano una minore dispersione dei dati che si assestano su valori di pendenze medie più bassi. Dal confronto tra le singole zone in cui è stata suddivisa l'area di studio e il campione totale di bacini analizzati, non sono emerse differenze sostanziali, eccetto per quanto riguarda le pendenze medie dei bacini collocati nella zona 2 che, pur non mostrando una relazione chiara con la scala dei bacini, hanno valori generalmente maggiori di quelli delle altre

zone. Anche per quanto riguarda la densità di drenaggio e le forme dei bacini, non sono state riscontrate dipendenze di scala. D'altronde, i molti fattori che hanno influenzato l'evoluzione morfometrica dell'ampia gamma di bacini analizzati in questa tesi (fratturazione degli ammassi rocciosi, variazioni litologiche, orientazione della stratificazione, esposizione dei versanti), hanno avuto un'influenza determinante nello sviluppo dei bacini e dunque sulle forme e le reti di drenaggio degli stessi che si manifesta con una variabilità relativamente elevata di questi parametri. Dai suddetti confronti è emerso che le principali caratteristiche morfometriche dei bacini non sono influenzate dalla pur ampia variazione di scala degli stessi (10^4 - 10^6 m²). In linea generale, si può affermare che i bacini mostrano evidente similarità ed esibiscono caratteristiche morfometriche comparabili indipendentemente dalla loro scala. È interessante notare tra i parametri che l'indice di Melton, invece, ha mostrato una dipendenza con la scala dei bacini. Ciò indica che i bacini di piccole dimensioni sono caratterizzati da una maggiore energia di rilievo. Inoltre la relazione mostra che i bacini rocciosi relativamente poco disturbati collocati nella zona 2, hanno valori di *MRN* molto elevati.

- La presenza di detrito all'interno dei bacini analizzati è relativamente elevata, tuttavia i pochi bacini di piccole dimensioni e pendenze elevate, sono quasi totalmente rocciosi e quindi privi di detrito. Viceversa le maggiori quantità di detrito sono state riscontrate in bacini di elevate dimensioni e bassa energia di rilievo. La presenza di detrito nei bacini sembra essere legata alla scala degli stessi: all'aumentare delle dimensioni del bacino aumentano anche le aree ricoperte da detrito.
- Dal confronto tra i parametri maggiormente utilizzati in letteratura (es. indice di Melton-lunghezza del bacino (Wilford et al., 2004)) per discriminare le tipologie di trasporto tra debris flows, debris floods e floods, si evince che tutti i bacini analizzati rientrano nella classe dei debris flow. L'unico bacino che secondo le classificazioni proposte in letteratura, si avvicina al campo dei processi da debris flood, è quello di Cimabanche. Quest'ultimo si differenzia dagli altri per l'elevate dimensioni (>2 Km²) e per i valori di *MNR* relativamente bassi se confrontati con quelli degli altri bacini.
- I rapporti di scala dei 18 sistemi bacino-conoide individuati in questa tesi mostrano le relazioni tipiche tra il bacino e il conoide descritte in letteratura. Infatti anche per i sistemi bacino-conoide analizzati in questo studio si nota una relazione crescente tra l'area del bacino e quella del conoide: al crescere dell'area del bacino cresce anche quella del rispettivo conoide; e una relazione inversa tra l'area del bacino e la pendenza del conoide: al crescere dell'area del bacino decresce la pendenza del conoide. Tuttavia, per quanto riguarda la relazione area bacino-area conoide, i sistemi bacino-conoide analizzati presentano valori di area del conoide generalmente elevati se paragonati a quelli del rispettivo bacino. I conoidi deposizionali, mappati nella zona 2 dell'area indagata, presentano delle anomalie dovute alle dimensioni superiori a quelle del rispettivo bacino sorgente. L'elevate dimensioni dei conoidi collocati in questo settore dell'area di studio, possano essere dovute sia all'elevate pendenze dei bacini ubicati in questa zona che favoriscono fenomeni di instabilità gravitativa degli ammassi rocciosi (dovuta principalmente a frane da crollo) aumentando il tasso di produzione del detrito,

sia alla facilità con cui il detrito può essere mobilizzato e trasportato dai flussi che si propagano, all'interno di canali rocciosi profondamente incisi e molto pendenti, raggiungendo i conoidi deposizionali.

- La frequenza di attività dei debris flows nell'area di Cortina d'Ampezzo è molto difficile da definire soprattutto in mancanza di una raccolta sistematica degli eventi che si sono susseguiti nel corso degli anni. Tuttavia la disponibilità di un record di eventi di debris flow, relativi all'attività di alcuni bacini dell'area indagata, ha permesso di eseguire un confronto tra le caratteristiche morfometriche tra i bacini attivi e gli altri. Nello specifico i bacini attivi mostrano valori medi di area superiori a quelli del campione totale di bacini analizzati, tuttavia la presenza di bacini attivi di dimensioni prossime ai 10000 m² e ai 2 milioni di m², indicano che sono presenti bacini attivi anche tra le classi di frequenza più basse e più alte del dataset analizzato. Inoltre la frequenza degli eventi di debris flow non sembra legata alle dimensioni dei bacini. Pertanto, per i dataset confrontati, non emergono relazioni chiare tra la frequenza di attività dei bacini e le dimensioni degli stessi. Per quanto riguarda i valori di *MRN* i bacini attivi hanno valori medi più bassi degli altri. Questo suggerisce che bacini con indice di Melton molto alto (≈ 5), difficilmente possono innescare colate detritiche in quanto hanno pendenze estremamente elevate che non permettono l'accumulo di sedimenti lungo i canali necessario all'innescamento delle colate. Inoltre questi bacini sono di piccole dimensioni, completamente rocciosi e spesso privi di una rete di drenaggio sviluppata, questi fattori impediscono la concentrazione delle acque meteoriche in corrispondenza dei punti di chiusura dei bacini, indispensabile all'innescamento delle colate.
- L'applicazione della procedura automatica per l'estrazione dei punti di innesco nell'area di Cortina d'Ampezzo ha confermato l'utilità di uno strumento veloce e di semplice utilizzo per un'analisi preliminare delle aste torrentizie potenzialmente soggette a colate detritiche a partire dalla sola rappresentazione digitale del terreno. Nel caso di studio è stata utilizzata l'equazione proposta da Zimmermann et al. (1997), che prevede un coefficiente empirico *K*, definito in base alle caratteristiche geologiche e morfometriche dell'area di indagine, pari a 0.32. La procedura nell'area di Cortina si è rivelata soddisfacente. Sulla base di questa procedura è stato possibile creare una mappa della densità dei punti di innesco che ha evidenziato le zone maggiormente esposte a fenomeni di colata detritica. Queste zone corrispondono ai tratti canalizzati e profondamente incisi collocati lungo i settori terminali delle aste principali dei bacini, e/o lungo i canali che si impostano in corrispondenza del punto di chiusura del bacino e si propagano lungo i conoidi deposizionali che raccordano i bacini al fondovalle. Dall'analisi della numerosità delle celle di innesco presenti nei singoli bacini è emerso che i bacini di grandi dimensioni presentano una maggiore numerosità di celle di innesco rispetto a bacini di piccole dimensioni. Le celle d'innescamento, per i bacini di grandi dimensioni, si collocano in corrispondenza delle principali aste drenanti presenti all'interno dei bacini e si propagano nei tratti maggiormente incisi dei canali presenti sul conoide. Tale distribuzione suggerisce che la disponibilità di sedimento, unitamente alle elevate superfici drenanti presenti all'interno di bacini di dimensioni maggiori, favoriscono l'innescamento delle colate all'interno dei bacini stessi. Viceversa, bacini di piccole dimensioni, hanno minore presenza di detrito al loro interno e hanno bisogno dell'area

drenante di tutto il bacino per innescare le colate detritiche che, in questo caso, avviene sul conoide deposizionale. Dal confronto tra la frequenza relativa delle celle di innesco presenti nel campione totale di bacini con la frequenza relativa delle celle di innesco presenti nei bacini attivi è emerso che quest'ultimi sono caratterizzati da una maggiore numerosità di celle di innesco. Tuttavia tale dato dipende principalmente dalla scala dei bacini attivi che è mediamente maggiore di quella del campione totale (paragrafo 4.7).

In conclusione si può affermare che l'analisi morfometrica, eseguita sugli 89 bacini e i 18 sistemi bacino-conoide nel territorio comunale di Cortina d'Ampezzo, ha confermato la particolare predisposizione morfometrica di tali aree a fenomeni di dissesto tramite processi di colata detritica. In questo contesto i principali parametri morfometrici e idrologici sono indipendenti dalla scala dei bacini e le loro distribuzioni sono dominate da variabili casuali. In altre parole, tutti i bacini indagati presentano caratteristiche simili e, in essi, i fenomeni di colata rappresentano un importante meccanismo di trasporto del sedimento. Data l'abbondanza di detrito sciolto all'interno dei bacini, è presumibile che la frequenza degli eventi sia principalmente regolata dalla forzante climatica. I volumi coinvolti risentono invece necessariamente della scala del bacino che influenza sia la quantità di sedimento disponibile che il volume liquido generato dagli eventi piovosi (portata di picco e portata complessiva). Dal confronto tra i parametri morfometrici del campione totale di bacini analizzati con quello dei bacini attivi, non sono emerse differenze sostanziali in grado di evidenziare la maggiore suscettibilità di quest'ultimi all'innescò delle colate detritiche. Pertanto, dal punto di vista della pericolosità, l'analisi morfometrica eseguita nell'area di Cortina, non ha permesso di escludere nessuna delle zone indagate da futuri eventi di debris flows.

ALLEGATO A - TABELLE DATI

| Database dei 89 bacini analizzati | | | | | | | | | |
|--|------|---------------------|-----------|------------------------|----------------|----------------|---------|-------|---------|
| In evidenza (colore grigio) sono riportate le conoidi dei bacini di cui si conosce l'attività da fonti storiche. | | | | | | | | | |
| Nome | Zona | Toponimo | Perimetro | Area (m ²) | Zmin (m.s.l.m) | Zmax (m.s.l.m) | Zm (m) | S (°) | ΔZ (m) |
| 1 | 1 | | 2034,05 | 164322,97 | 1675,70 | 2366,00 | 1983,46 | 44,21 | 690,30 |
| 2 | 1 | Rio Ancora | 2388,48 | 233957,44 | 1666,98 | 2279,08 | 1982,73 | 45,03 | 612,10 |
| 3 | 1 | Rue d'Ogiva | 1982,56 | 133005,91 | 1646,98 | 2140,00 | 1959,04 | 43,57 | 493,02 |
| 4 | 1 | | 1153,42 | 51304,01 | 1693,13 | 2139,94 | 1923,60 | 44,06 | 446,81 |
| 6 | 1 | | 1166,55 | 62082,99 | 1753,22 | 2142,00 | 1986,07 | 43,15 | 388,78 |
| 7 | 1 | | 1278,63 | 32492,97 | 1565,25 | 2052,60 | 1795,92 | 42,33 | 487,35 |
| 8 | 1 | | 1274,67 | 31257,67 | 1546,54 | 2053,00 | 1851,37 | 46,81 | 506,46 |
| 9 | 1 | | 1079,21 | 23156,65 | 1569,69 | 2040,04 | 1758,78 | 43,75 | 470,35 |
| 10 | 1 | Ospitale 2 | 1132,25 | 43237,62 | 1585,92 | 2021,68 | 1815,35 | 44,64 | 435,76 |
| 11 | 1 | | 1573,91 | 57494,83 | 1577,39 | 2052,00 | 1840,93 | 42,19 | 474,61 |
| 14 | 2 | | 676,39 | 24853,95 | 1509,26 | 1932,00 | 1742,25 | 57,33 | 422,74 |
| 15 | 2 | | 1376,48 | 90808,29 | 1510,08 | 2015,00 | 1822,82 | 55,87 | 504,92 |
| 17 | 2 | | 2005,24 | 96591,67 | 1548,30 | 2334,94 | 1951,57 | 56,32 | 786,64 |
| 18 | 2 | Fiames Ra Pezzories | 2245,56 | 142280,22 | 1579,79 | 2345,00 | 1987,10 | 56,56 | 765,21 |
| 19 | 2 | | 692,48 | 14377,25 | 1608,93 | 1986,56 | 1731,59 | 49,21 | 377,62 |
| 22 | 2 | | 748,76 | 20237,17 | 1531,30 | 1990,00 | 1775,54 | 54,99 | 458,70 |
| 23 | 2 | | 1470,25 | 76669,22 | 1577,00 | 2299,00 | 1920,11 | 56,27 | 722,00 |
| 25 | 2 | FN | 2181,72 | 167873,75 | 1611,50 | 2299,00 | 2060,82 | 45,26 | 687,50 |
| 26 | 2 | | 801,37 | 15947,01 | 1607,50 | 2200,00 | 1965,60 | 51,73 | 592,50 |
| 27 | 2 | | 686 | 15399,63 | 1545,10 | 2240,00 | 1947,30 | 63,15 | 694,90 |
| 29 | 2 | | 1436,94 | 75884,33 | 1565,59 | 2295,00 | 1963,38 | 59,89 | 729,41 |
| 30 | 2 | Canale 3 | 1282,97 | 68510,23 | 1662,24 | 2309,00 | 1970,54 | 59,55 | 646,76 |
| 32 | 2 | Fiames | 2143,16 | 185193,69 | 1784,05 | 2448,97 | 2101,98 | 50,23 | 664,92 |
| 33 | 2 | | 655,44 | 20647,06 | 1856,21 | 2396,33 | 2115,20 | 62,51 | 540,11 |
| 34 | 2 | | 856,92 | 22861,20 | 1741,37 | 2439,30 | 1982,99 | 53,97 | 697,93 |
| 35 | 2 | | 912,16 | 31090,28 | 1732,91 | 2439,80 | 2075,90 | 59,64 | 706,88 |
| 36 | 2 | | 1223,39 | 43786,74 | 1797,39 | 2434,00 | 2110,44 | 56,46 | 636,61 |
| 39 | 3 | | 2222,51 | 204467,55 | 1981,02 | 2539,00 | 2211,16 | 40,45 | 557,98 |
| 40 | 3 | Rio Gere | 4061,87 | 748617,02 | 2028,00 | 3220,00 | 2586,00 | 51,90 | 1192,00 |

Database dei 89 bacini analizzati

In evidenza (colore grigio) sono riportate le conoidi dei bacini di cui si conosce l'attività da fonti storiche.

| Nome | Zona | Toponimo | Perimetro | Area (m ²) | Zmin (m.s.l.m) | Zmax (m.s.l.m) | Zm (m) | S (°) | ΔZ (m) |
|------|------|-----------------|-----------|------------------------|----------------|----------------|---------|-------|---------|
| 48 | 3 | | 840,92 | 18885,30 | 2055,36 | 2347,22 | 2210,57 | 39,34 | 291,86 |
| 55 | 3 | Passo Tre Croci | 2674,31 | 227908,16 | 2013,10 | 2800,00 | 2339,50 | 39,71 | 786,90 |
| 56 | 3 | Rudavoi | 4358,85 | 699888,42 | 1856,00 | 3220,00 | 2456,58 | 47,15 | 1364,00 |
| 57 | 3 | | 1718,93 | 117345,99 | 2100,41 | 2940,00 | 2465,72 | 52,66 | 839,59 |
| 58 | 3 | | 700,77 | 25142,34 | 2041,46 | 2405,00 | 2185,72 | 48,46 | 363,54 |
| 59 | 3 | | 1312,66 | 73757,28 | 1909,85 | 2425,00 | 2099,75 | 39,87 | 515,15 |
| 61 | 4 | | 1118,07 | 59150,35 | 2063,97 | 2523,00 | 2313,20 | 48,50 | 459,03 |
| 62 | 4 | | 1322,16 | 50629,27 | 1692,58 | 2281,07 | 1955,96 | 48,44 | 588,49 |
| 64 | 4 | Acquabona | 2483,57 | 191268,97 | 1632,96 | 2664,91 | 2193,13 | 46,52 | 1031,94 |
| 65 | 4 | | 1291,54 | 40853,48 | 1632,66 | 2190,04 | 1893,71 | 47,28 | 557,38 |
| 66 | 4 | | 1133,56 | 22403,09 | 1576,60 | 2071,16 | 1861,18 | 40,47 | 494,55 |
| 68 | 4 | | 711,96 | 11555,63 | 1590,72 | 1878,84 | 1724,87 | 37,57 | 288,12 |
| 69 | 4 | | 3247,15 | 308567,42 | 1542,70 | 2846,00 | 2298,93 | 54,23 | 1303,30 |
| 70 | 4 | | 3061,71 | 325326,82 | 1496,69 | 2798,00 | 2187,76 | 51,48 | 1301,31 |
| 71 | 4 | | 1227,44 | 47713,64 | 1544,01 | 2196,95 | 1847,84 | 50,04 | 652,95 |
| 72 | 4 | | 2165,4 | 150836,11 | 1543,45 | 2542,00 | 2001,70 | 55,44 | 998,55 |
| 73 | 4 | | 1023,98 | 26659,94 | 1575,91 | 2161,61 | 1879,31 | 51,63 | 585,70 |
| 74 | 5 | | 4765,50 | 1077548,67 | 2165,98 | 3148,00 | 2610,20 | 44,91 | 982,02 |
| 75 | 5 | | 2991,96 | 402946,35 | 2108,50 | 2930,00 | 2576,50 | 47,34 | 821,50 |
| 76 | 5 | | 3097,48 | 409772,09 | 2066,24 | 2866,00 | 2517,10 | 46,51 | 799,76 |
| 77 | 5 | | 1961,36 | 127141,14 | 2145,68 | 2717,43 | 2447,68 | 45,29 | 571,75 |
| 78 | 5 | | 650,58 | 19146,64 | 2168,56 | 2463,00 | 2342,43 | 52,04 | 294,44 |
| 79 | 5 | | 956,70 | 35263,16 | 2091,18 | 2450,82 | 2269,04 | 53,66 | 359,65 |
| 80 | 5 | | 1211,24 | 66778,08 | 1966,85 | 2349,60 | 2164,10 | 45,27 | 382,75 |
| 81 | 5 | | 555,48 | 13202,42 | 1949,08 | 2152,11 | 2047,84 | 48,02 | 203,03 |
| 82 | 5 | | 1213,34 | 46642,02 | 1844,72 | 2260,00 | 2059,77 | 46,62 | 415,28 |
| 83 | 5 | | 738,08 | 28849,79 | 1886,00 | 2135,00 | 2022,96 | 44,27 | 249,00 |
| 84 | 5 | | 1125,57 | 36834,69 | 1879,00 | 2252,16 | 2080,64 | 41,36 | 373,16 |
| 85 | 5 | | 2787,36 | 339523,96 | 1923,22 | 2687,00 | 2239,50 | 42,66 | 763,78 |
| 86 | 5 | | 3404,29 | 402915,55 | 1871,34 | 2687,00 | 2213,41 | 44,46 | 815,65 |
| 87 | 5 | | 1167,15 | 71873,70 | 1865,82 | 2190,54 | 2022,41 | 40,15 | 324,73 |
| 88 | 5 | | 671,88 | 16417,01 | 1878,65 | 2080,00 | 1987,21 | 41,49 | 201,35 |
| 89 | 5 | | 2301,10 | 231406,15 | 1838,00 | 2362,35 | 2105,51 | 43,43 | 524,35 |
| 90 | 5 | | 1102,38 | 39113,28 | 1813,81 | 2168,32 | 1994,97 | 39,22 | 354,51 |
| 91 | 6 | | 2258,89 | 177236,35 | 1550,98 | 2169,00 | 1898,53 | 40,90 | 618,02 |
| 92 | 6 | | 1271,26 | 70299,97 | 1623,18 | 2045,74 | 1855,04 | 44,04 | 422,56 |

Database dei 89 bacini analizzati

In evidenza (colore grigio) sono riportate le conoidi dei bacini di cui si conosce l'attività da fonti storiche.

| Nome | Zona | Toponimo | Perimetro | Area (m ²) | Zmin (m.s.l.m) | Zmax (m.s.l.m) | Zm (m) | S (°) | ΔZ (m) |
|---|-------|-------------|----------------|------------------------|----------------|----------------|----------------|--------------|----------------|
| 93 | 6 | | 2371,78 | 253299,73 | 1701,33 | 2326,89 | 2021,08 | 46,23 | 625,57 |
| 94 | 6 | | 917,40 | 31523,80 | 1758,98 | 2153,72 | 1971,07 | 44,93 | 394,74 |
| 95 | 6 | | 6579,41 | 1816891,59 | 1685,91 | 2863,75 | 2231,38 | 40,25 | 1177,85 |
| 96 | 6 | | 3573,96 | 401309,90 | 1578,13 | 2445,00 | 2073,14 | 41,88 | 866,87 |
| 97 | 6 | | 1801,58 | 86154,37 | 1623,49 | 2331,00 | 1917,46 | 42,31 | 707,51 |
| 98 | 6 | | 2113,46 | 158958,64 | 1586,51 | 2382,87 | 1956,89 | 43,69 | 796,35 |
| 99 | 6 | | 1533,54 | 68353,30 | 1613,38 | 2288,78 | 1916,33 | 44,99 | 675,40 |
| 100 | 6 | | 983,66 | 33627,30 | 1718,70 | 2119,19 | 1922,57 | 44,96 | 400,49 |
| 101 | 6 | | 3065,11 | 394508,10 | 1582,37 | 2434,00 | 2041,32 | 48,35 | 851,63 |
| 102 | 6 | | 1573,92 | 84854,69 | 1695,03 | 2192,22 | 1976,89 | 44,90 | 497,19 |
| 103 | 6 | | 1123,43 | 42782,36 | 1629,79 | 2075,52 | 1850,18 | 41,37 | 445,73 |
| 104 | 7 | Cimabanche | 7405,35 | 2322075,08 | 1646,00 | 3120,00 | 2235,27 | 41,03 | 1474,00 |
| 105 | 7 | | 1213,50 | 62679,14 | 1659,96 | 2065,00 | 1895,48 | 43,82 | 405,04 |
| 106 | 7 | | 1003,75 | 41011,92 | 1728,65 | 2067,68 | 1924,06 | 40,54 | 339,03 |
| 107 | 7 | | 1099,49 | 28963,37 | 1676,27 | 2067,29 | 1870,42 | 41,52 | 391,02 |
| 108 | 7 | | 2278,49 | 212603,24 | 1655,88 | 2250,11 | 1962,31 | 41,28 | 594,23 |
| 109 | 7 | | 1778,00 | 104004,41 | 1736,36 | 2393,41 | 2054,37 | 40,71 | 657,04 |
| 110 | 7 | | 2417,37 | 199744,95 | 1810,78 | 2584,00 | 2205,47 | 49,02 | 773,22 |
| 111 | 7 | | 1239,47 | 29995,28 | 1840,51 | 2326,80 | 2029,53 | 42,61 | 486,29 |
| 112 | 7 | | 1493,00 | 74196,65 | 1831,06 | 2463,98 | 2163,25 | 46,29 | 632,92 |
| 113 | 7 | | 1933,79 | 133875,64 | 1825,35 | 2572,00 | 2211,95 | 45,96 | 746,65 |
| 114 | 7 | | 2255,01 | 202472,19 | 2035,82 | 2756,02 | 2432,74 | 43,21 | 720,20 |
| 115 | 7 | | 664,56 | 14889,94 | 2205,55 | 2538,84 | 2368,43 | 49,71 | 333,29 |
| 116 | 7 | | 1217,37 | 54114,67 | 2137,68 | 2613,09 | 2387,83 | 46,69 | 475,42 |
| 13 (*) | 2 (*) | Canale X(*) | 595,52 | 9157,15 | 1488,11 | 1874,00 | 1724,85 | 55,89 | 385,89 |
| (*) Si riferisce ad un bacino attivo con superficie poco inferiore all'ettaro incluso nel database per le analisi sull'attività dei bacini. | | | | | | | | | |
| Max | | | 7405,35 | 2322075,08 | 2205,55 | 3220,00 | 2610,20 | 63,15 | 1474,00 |
| Min | | | 555,48 | 11555,63 | 1496,69 | 1878,84 | 1724,87 | 37,57 | 201,35 |
| Med | | | 1786,57 | 177102,28 | 1758,73 | 2373,99 | 2066,40 | 47,05 | 615,26 |
| Dev.st | | | 1196,36 | 338215,25 | 194,07 | 301,30 | 208,82 | 5,93 | 260,75 |

Database dei 89 bacini analizzati

In evidenza (colore grigio) sono riportate le conoidi dei bacini di cui si conosce l'attività da fonti storiche.

| Nome | Zona | Toponimo | ERR | MRN | Ld (m) | DD (1/m) | Shape Factor | Raggio eq. (m) | Diam. eq. (m) | L _{A.P.} (m) |
|------|------|---------------------|------|------|----------|----------|--------------|----------------|---------------|-----------------------|
| 1 | 1 | | 0,45 | 1,70 | 2652,20 | 0,02 | 0,50 | 228,76 | 457,52 | 921,27 |
| 2 | 1 | Rio Ancora | 0,52 | 1,27 | 4289,26 | 0,02 | 0,57 | 272,96 | 545,93 | 957,30 |
| 3 | 1 | Rue d'Ogiva | 0,63 | 1,35 | 2105,37 | 0,02 | 0,56 | 205,81 | 411,62 | 731,48 |
| 4 | 1 | | 0,52 | 1,97 | 1001,15 | 0,02 | 0,55 | 127,82 | 255,65 | 460,89 |
| 6 | 1 | | 0,60 | 1,56 | 1150,75 | 0,02 | 0,69 | 140,61 | 281,22 | 409,34 |
| 7 | 1 | | 0,47 | 2,70 | 913,54 | 0,03 | 0,38 | 101,73 | 203,45 | 536,77 |
| 8 | 1 | | 0,60 | 2,86 | 777,61 | 0,02 | 0,38 | 99,77 | 199,55 | 524,83 |
| 9 | 1 | | 0,40 | 3,09 | 607,05 | 0,03 | 0,41 | 85,88 | 171,75 | 419,77 |
| 10 | 1 | Ospitale 2 | 0,53 | 2,10 | 712,23 | 0,02 | 0,62 | 117,35 | 234,69 | 379,44 |
| 11 | 1 | | 0,56 | 1,98 | 648,38 | 0,01 | 0,43 | 135,32 | 270,63 | 624,73 |
| 14 | 2 | | 0,55 | 2,68 | 456,22 | 0,02 | 0,83 | 88,97 | 177,94 | 214,33 |
| 15 | 2 | | 0,62 | 1,68 | 1603,04 | 0,02 | 0,90 | 170,06 | 340,12 | 376,30 |
| 17 | 2 | | 0,51 | 2,53 | 1903,57 | 0,02 | 0,45 | 175,39 | 350,78 | 784,87 |
| 18 | 2 | Fiames Ra Pezzories | 0,53 | 2,03 | 2442,26 | 0,02 | 0,53 | 212,87 | 425,73 | 801,39 |
| 19 | 2 | | 0,32 | 3,15 | 181,35 | 0,01 | 1,03 | 67,67 | 135,33 | 131,02 |
| 22 | 2 | | 0,53 | 3,22 | 468,78 | 0,02 | 0,62 | 80,28 | 160,56 | 258,71 |
| 23 | 2 | | 0,48 | 2,61 | 1797,11 | 0,02 | 0,59 | 156,26 | 312,52 | 533,78 |
| 25 | 2 | FN | 0,65 | 1,68 | 3029,02 | 0,02 | 0,68 | 231,22 | 462,44 | 680,97 |
| 26 | 2 | | 0,60 | 4,69 | 503,78 | 0,03 | 0,48 | 71,26 | 142,53 | 297,52 |
| 27 | 2 | | 0,58 | 5,60 | 207,44 | 0,01 | 0,78 | 70,03 | 140,06 | 179,48 |
| 29 | 2 | | 0,55 | 2,65 | 1596,39 | 0,02 | 0,58 | 155,46 | 310,91 | 537,47 |
| 30 | 2 | Canale 3 | 0,48 | 2,47 | 1264,54 | 0,02 | 0,77 | 147,71 | 295,42 | 385,37 |
| 32 | 2 | Fiames | 0,48 | 1,55 | 3982,70 | 0,02 | 0,54 | 242,86 | 485,71 | 897,64 |
| 33 | 2 | | 0,48 | 3,76 | 554,68 | 0,03 | 0,85 | 81,09 | 162,18 | 191,81 |
| 34 | 2 | | 0,35 | 4,62 | 484,65 | 0,02 | 0,50 | 85,33 | 170,65 | 340,63 |
| 35 | 2 | | 0,49 | 4,01 | 784,28 | 0,03 | 0,55 | 99,51 | 199,01 | 363,54 |
| 36 | 2 | | 0,49 | 3,04 | 842,44 | 0,02 | 0,51 | 118,09 | 236,18 | 462,71 |
| 39 | 3 | | 0,41 | 1,23 | 3916,09 | 0,02 | 0,51 | 255,18 | 510,36 | 1009,05 |
| 40 | 3 | Rio Gere | 0,47 | 1,38 | 12450,54 | 0,02 | 0,63 | 488,28 | 976,55 | 1551,17 |
| 48 | 3 | | 0,53 | 2,12 | 197,79 | 0,01 | 0,78 | 77,55 | 155,11 | 197,79 |
| 55 | 3 | Passo Tre Croci | 0,41 | 1,65 | 4663,43 | 0,02 | 0,47 | 269,41 | 538,82 | 1145,23 |
| 56 | 3 | Rudavoi | 0,44 | 1,63 | 14132,42 | 0,02 | 0,47 | 472,12 | 944,23 | 2026,08 |
| 57 | 3 | | 0,44 | 2,45 | 2884,53 | 0,02 | 0,64 | 193,32 | 386,63 | 601,97 |
| 58 | 3 | | 0,40 | 2,29 | 578,58 | 0,02 | 0,75 | 89,48 | 178,96 | 239,31 |

Database dei 89 bacini analizzati

In evidenza (colore grigio) sono riportate le conoidi dei bacini di cui si conosce l'attività da fonti storiche.

| Nome | Zona | Toponimo | ERR | MRN | Ld (m) | DD (1/m) | Shape Factor | Raggio eq. (m) | Diam. eq. (m) | L _{A.P.} (m) |
|------|------|-----------|------|------|----------|----------|--------------|----------------|---------------|-----------------------|
| 59 | 3 | | 0,37 | 1,90 | 1717,08 | 0,02 | 0,62 | 153,26 | 306,53 | 497,33 |
| 61 | 4 | | 0,54 | 1,89 | 1189,09 | 0,02 | 0,60 | 137,25 | 274,50 | 457,34 |
| 62 | 4 | | 0,45 | 2,62 | 995,71 | 0,02 | 0,48 | 126,98 | 253,96 | 533,49 |
| 64 | 4 | Acquabona | 0,54 | 2,36 | 4645,04 | 0,02 | 0,43 | 246,81 | 493,61 | 1157,82 |
| 65 | 4 | | 0,47 | 2,76 | 1134,63 | 0,03 | 0,44 | 114,06 | 228,13 | 515,62 |
| 66 | 4 | | 0,58 | 3,30 | 814,01 | 0,04 | 0,21 | 84,47 | 168,93 | 801,91 |
| 68 | 4 | | 0,47 | 2,68 | 276,87 | 0,02 | 0,71 | 60,66 | 121,33 | 170,17 |
| 69 | 4 | | 0,58 | 2,35 | 6374,44 | 0,02 | 0,43 | 313,48 | 626,96 | 1441,55 |
| 70 | 4 | | 0,53 | 2,28 | 7837,35 | 0,02 | 0,49 | 321,88 | 643,76 | 1316,99 |
| 71 | 4 | | 0,47 | 2,99 | 1086,45 | 0,02 | 0,50 | 123,27 | 246,54 | 495,57 |
| 72 | 4 | | 0,46 | 2,57 | 3153,24 | 0,02 | 0,54 | 219,17 | 438,35 | 818,60 |
| 73 | 4 | | 0,52 | 3,59 | 541,24 | 0,02 | 0,45 | 92,14 | 184,29 | 407,86 |
| 74 | 5 | | 0,45 | 0,95 | 26833,83 | 0,02 | 0,64 | 585,81 | 1171,61 | 1831,73 |
| 75 | 5 | | 0,57 | 1,29 | 11334,27 | 0,03 | 0,68 | 358,23 | 716,45 | 1048,26 |
| 76 | 5 | | 0,56 | 1,25 | 11336,28 | 0,03 | 0,69 | 361,25 | 722,50 | 1053,74 |
| 77 | 5 | | 0,53 | 1,60 | 3228,80 | 0,03 | 0,52 | 201,22 | 402,45 | 772,93 |
| 78 | 5 | | 0,59 | 2,13 | 476,29 | 0,02 | 1,03 | 78,09 | 156,17 | 152,25 |
| 79 | 5 | | 0,49 | 1,92 | 962,38 | 0,03 | 0,73 | 105,97 | 211,95 | 290,77 |
| 80 | 5 | | 0,52 | 1,48 | 1600,12 | 0,02 | 0,72 | 145,83 | 291,66 | 407,67 |
| 81 | 5 | | 0,49 | 1,77 | 380,55 | 0,03 | 1,44 | 64,84 | 129,69 | 89,76 |
| 82 | 5 | | 0,52 | 1,92 | 1186,02 | 0,03 | 0,47 | 121,88 | 243,76 | 520,87 |
| 83 | 5 | | 0,55 | 1,47 | 771,53 | 0,03 | 0,84 | 95,85 | 191,71 | 227,65 |
| 84 | 5 | | 0,54 | 1,94 | 798,05 | 0,02 | 0,47 | 108,31 | 216,62 | 458,20 |
| 85 | 5 | | 0,41 | 1,31 | 9612,88 | 0,03 | 0,60 | 328,83 | 657,66 | 1097,61 |
| 86 | 5 | | 0,42 | 1,28 | 9533,06 | 0,02 | 0,57 | 358,21 | 716,43 | 1250,54 |
| 87 | 5 | | 0,48 | 1,21 | 1917,48 | 0,03 | 0,79 | 151,29 | 302,59 | 385,41 |
| 88 | 5 | | 0,54 | 1,57 | 334,66 | 0,02 | 0,58 | 72,31 | 144,61 | 250,94 |
| 89 | 5 | | 0,51 | 1,09 | 5675,49 | 0,02 | 0,61 | 271,47 | 542,94 | 894,78 |
| 90 | 5 | | 0,51 | 1,79 | 1005,17 | 0,03 | 0,51 | 111,61 | 223,22 | 438,19 |
| 91 | 6 | | 0,56 | 1,47 | 4370,25 | 0,02 | 0,59 | 237,58 | 475,16 | 803,56 |
| 92 | 6 | | 0,55 | 1,59 | 2164,89 | 0,03 | 0,86 | 149,63 | 299,26 | 346,10 |
| 93 | 6 | | 0,51 | 1,24 | 6963,73 | 0,03 | 0,67 | 284,02 | 568,04 | 843,32 |
| 94 | 6 | | 0,54 | 2,22 | 846,66 | 0,03 | 0,71 | 100,20 | 200,39 | 280,58 |
| 95 | 6 | | 0,46 | 0,87 | 50389,92 | 0,03 | 0,75 | 760,68 | 1521,35 | 2019,03 |
| 96 | 6 | | 0,57 | 1,37 | 12197,98 | 0,03 | 0,47 | 357,50 | 715,00 | 1516,13 |

Database dei 89 bacini analizzati

In evidenza (colore grigio) sono riportate le conoidi dei bacini di cui si conosce l'attività da fonti storiche.

| Nome | Zona | Toponimo | ERR | MRN | Ld (m) | DD (1/m) | Shape Factor | Raggio eq. (m) | Diam. eq. (m) | L _{A.P.} (m) |
|---|-------|------------|-------------|-------------|-----------------|-------------|--------------|----------------|----------------|-----------------------|
| 97 | 6 | | 0,42 | 2,41 | 2537,16 | 0,03 | 0,43 | 165,64 | 331,29 | 770,42 |
| 98 | 6 | | 0,47 | 2,00 | 4229,53 | 0,03 | 0,48 | 225,00 | 449,99 | 937,92 |
| 99 | 6 | | 0,45 | 2,58 | 1981,40 | 0,03 | 0,50 | 147,54 | 295,08 | 595,60 |
| 100 | 6 | | 0,51 | 2,18 | 1134,04 | 0,03 | 0,62 | 103,49 | 206,97 | 335,55 |
| 101 | 6 | | 0,54 | 1,36 | 8980,32 | 0,02 | 0,54 | 354,46 | 708,91 | 1301,54 |
| 102 | 6 | | 0,57 | 1,71 | 1781,35 | 0,02 | 0,50 | 164,39 | 328,78 | 657,13 |
| 103 | 6 | | 0,49 | 2,15 | 566,36 | 0,01 | 0,50 | 116,73 | 233,45 | 467,30 |
| 104 | 7 | Cimabanche | 0,40 | 0,97 | 62798,49 | 0,03 | 0,58 | 859,95 | 1719,90 | 2985,23 |
| 105 | 7 | | 0,58 | 1,62 | 1222,87 | 0,02 | 0,84 | 141,29 | 282,57 | 336,27 |
| 106 | 7 | | 0,58 | 1,67 | 799,49 | 0,02 | 0,59 | 114,29 | 228,57 | 384,61 |
| 107 | 7 | | 0,50 | 2,30 | 674,19 | 0,02 | 0,50 | 96,04 | 192,08 | 383,75 |
| 108 | 7 | | 0,52 | 1,29 | 5120,92 | 0,02 | 0,86 | 260,21 | 520,42 | 605,97 |
| 109 | 7 | | 0,48 | 2,04 | 1705,64 | 0,02 | 0,44 | 182,00 | 363,99 | 821,96 |
| 110 | 7 | | 0,51 | 1,73 | 4405,67 | 0,02 | 0,62 | 252,22 | 504,43 | 817,38 |
| 111 | 7 | | 0,39 | 2,81 | 724,39 | 0,02 | 0,62 | 97,74 | 195,48 | 313,96 |
| 112 | 7 | | 0,52 | 2,32 | 2077,38 | 0,03 | 0,58 | 153,72 | 307,44 | 528,09 |
| 113 | 7 | | 0,52 | 2,04 | 4109,76 | 0,03 | 0,48 | 206,48 | 412,97 | 855,80 |
| 114 | 7 | | 0,55 | 1,60 | 5426,58 | 0,03 | 0,63 | 253,93 | 507,86 | 800,45 |
| 115 | 7 | | 0,49 | 2,73 | 352,14 | 0,02 | 0,51 | 68,86 | 137,72 | 272,41 |
| 116 | 7 | | 0,53 | 2,04 | 1372,47 | 0,03 | 0,50 | 131,28 | 262,56 | 520,94 |
| 13 (*) | 2 (*) | Canale X* | 0,61 | 4,03 | 242,70 | 0,03 | 0,43 | 54,00 | 108,01 | 250,72 |
| (*) Si riferisce ad un bacino attivo con superficie poco inferiore all'ettaro incluso nel database per le analisi sull'attività dei bacini. | | | | | | | | | | |
| Max | | | 0,65 | 5,60 | 62798,49 | 0,04 | 1,44 | 859,95 | 1719,90 | 2985,23 |
| Min | | | 0,32 | 0,87 | 181,35 | 0,01 | 0,21 | 60,66 | 121,33 | 89,76 |
| Med | | | 0,50 | 2,14 | 4286,17 | 0,02 | 0,60 | 192,30 | 384,60 | 679,33 |
| Dev.st | | | 0,06 | 0,85 | 8999,28 | 0,00 | 0,17 | 140,16 | 280,31 | 482,99 |

Database dei 89 bacini analizzati

In evidenza (colore grigio) sono riportate le conoidi dei bacini di cui si conosce l'attività da fonti storiche.

| Nome | Zona | Toponimo | Area > 35° (m ²) | Area > 35° (%) | Area 30°- 40° (m ²) | Area 30°- 40° (%) | Esp | FG | LW (m) | F | RR |
|------|------|---------------------|---------------------------------|-------------------|------------------------------------|----------------------|-----|------|-----------|------|------|
| 1 | 1 | | 135589,00 | 82,52 | 50377,00 | 30,66 | S | 1,40 | 859,38 | 0,22 | 0,80 |
| 2 | 1 | Rio Ancora | 182848,00 | 78,16 | 65744,00 | 28,10 | S | 1,38 | 874,50 | 0,31 | 0,70 |
| 3 | 1 | Rue d'Ogiva | 101042,00 | 75,96 | 31763,00 | 23,88 | S | 1,52 | 755,09 | 0,23 | 0,65 |
| 4 | 1 | | 40820,00 | 79,56 | 13334,00 | 25,99 | S | 1,43 | 476,89 | 0,23 | 0,94 |
| 6 | 1 | | 46529,00 | 74,95 | 16106,00 | 25,94 | S | 1,31 | 426,77 | 0,34 | 0,91 |
| 7 | 1 | | 24671,00 | 75,94 | 10289,00 | 31,67 | S | 1,99 | 548,43 | 0,11 | 0,89 |
| 8 | 1 | | 26209,00 | 83,83 | 7972,00 | 25,50 | S | 2,02 | 554,79 | 0,10 | 0,91 |
| 9 | 1 | | 18979,00 | 81,93 | 6853,00 | 29,58 | S-E | 1,99 | 480,13 | 0,10 | 0,98 |
| 10 | 1 | Ospitale 2 | 33990,00 | 78,64 | 14707,00 | 34,03 | S-E | 1,52 | 473,52 | 0,19 | 0,92 |
| 11 | 1 | | 41373,00 | 71,95 | 17228,00 | 29,96 | E | 1,84 | 609,85 | 0,15 | 0,78 |
| 14 | 2 | | 21256,00 | 85,52 | 2875,00 | 11,57 | W | 1,20 | 220,03 | 0,51 | 1,92 |
| 15 | 2 | | 84094,00 | 92,62 | 9213,00 | 10,15 | W | 1,28 | 386,57 | 0,61 | 1,31 |
| 17 | 2 | | 87223,00 | 90,29 | 14253,00 | 14,75 | W | 1,81 | 646,31 | 0,23 | 1,22 |
| 18 | 2 | Fiames Ra Pezzories | 128708,00 | 90,46 | 19718,00 | 13,86 | W | 1,67 | 743,55 | 0,26 | 1,03 |
| 19 | 2 | | 11986,00 | 83,32 | 3926,00 | 27,29 | W | 1,62 | 269,60 | 0,20 | 1,40 |
| 22 | 2 | | 18096,00 | 89,42 | 3929,00 | 19,41 | W | 1,47 | 269,56 | 0,28 | 1,70 |
| 23 | 2 | | 70425,00 | 91,87 | 9882,00 | 12,89 | W | 1,49 | 482,12 | 0,33 | 1,50 |
| 25 | 2 | FN | 105846,00 | 63,05 | 41924,00 | 24,97 | W | 1,49 | 569,23 | 0,52 | 1,21 |
| 26 | 2 | | 13439,00 | 84,27 | 3086,00 | 19,35 | W | 1,78 | 352,40 | 0,13 | 1,68 |
| 27 | 2 | | 14184,00 | 92,15 | 869,00 | 5,65 | S-W | 1,55 | 262,38 | 0,22 | 2,65 |
| 29 | 2 | | 71047,00 | 93,63 | 6534,00 | 8,61 | S-W | 1,46 | 422,28 | 0,43 | 1,73 |
| 30 | 2 | Canale 3 | 62865,00 | 91,76 | 7842,00 | 11,45 | S-W | 1,37 | 401,50 | 0,42 | 1,61 |
| 32 | 2 | Fiames | 139397,00 | 75,27 | 58342,00 | 31,50 | S | 1,39 | 661,84 | 0,42 | 1,00 |
| 33 | 2 | | 18890,00 | 91,50 | 2816,00 | 13,64 | S-W | 1,28 | 190,52 | 0,57 | 2,83 |
| 34 | 2 | | 18992,00 | 83,08 | 5359,00 | 23,44 | S-W | 1,59 | 327,77 | 0,21 | 2,13 |
| 35 | 2 | | 28536,00 | 91,76 | 4386,00 | 14,10 | S-W | 1,45 | 303,01 | 0,34 | 2,33 |
| 36 | 2 | | 38554,00 | 88,07 | 10069,00 | 23,00 | S | 1,64 | 351,37 | 0,35 | 1,81 |
| 39 | 3 | | 136175,00 | 66,60 | 81143,00 | 39,69 | S | 1,38 | 802,08 | 0,32 | 0,70 |
| 40 | 3 | Rio Gere | 640306,00 | 85,53 | 145860,00 | 19,48 | S | 1,31 | 1423,90 | 0,37 | 0,84 |
| 48 | 3 | | 9032,00 | 47,81 | 5596,00 | 29,62 | S | 1,71 | 361,08 | 0,14 | 0,81 |
| 55 | 3 | Passo Tre Croci | 133276,00 | 58,48 | 64486,00 | 28,30 | S | 1,57 | 1043,25 | 0,21 | 0,75 |
| 56 | 3 | Rudavoi | 536781,00 | 76,70 | 228469,00 | 32,65 | S | 1,46 | 1607,88 | 0,27 | 0,85 |
| 57 | 3 | | 106585,00 | 90,82 | 17704,00 | 15,08 | S | 1,41 | 581,76 | 0,35 | 1,44 |
| 58 | 3 | | 21288,00 | 84,57 | 8486,00 | 33,71 | S | 1,24 | 282,12 | 0,32 | 1,29 |
| 59 | 3 | | 51193,00 | 69,40 | 37224,00 | 50,46 | S | 1,35 | 521,35 | 0,27 | 0,99 |

Database dei 89 bacini analizzati

In evidenza (colore grigio) sono riportate le conoidi dei bacini di cui si conosce l'attività da fonti storiche.

| Nome | Zona | Toponimo | Area > 35° (m ²) | Area > 35° (%) | Area 30°- 40° (m ²) | Area 30°- 40° (%) | Esp | FG | LW (m) | F | RR |
|------|------|-----------|---------------------------------|-------------------|------------------------------------|----------------------|------|------|-----------|------|------|
| 61 | 4 | | 48365,00 | 81,78 | 18422,00 | 31,15 | S-W | 1,29 | 410,81 | 0,35 | 1,12 |
| 62 | 4 | | 44959,00 | 88,80 | 12818,00 | 25,32 | S-W | 1,65 | 550,28 | 0,17 | 1,07 |
| 64 | 4 | Acquabona | 157909,00 | 82,56 | 65326,00 | 34,16 | S-W | 1,59 | 1027,66 | 0,18 | 1,00 |
| 65 | 4 | | 33156,00 | 81,14 | 14335,00 | 35,08 | S-W | 1,79 | 570,21 | 0,13 | 0,98 |
| 66 | 4 | | 16271,00 | 72,63 | 12775,00 | 57,03 | S-W | 2,12 | 528,28 | 0,08 | 0,94 |
| 68 | 4 | | 7017,00 | 60,69 | 6915,00 | 59,81 | S-W | 1,85 | 334,54 | 0,10 | 0,86 |
| 69 | 4 | | 278622,00 | 90,30 | 55549,00 | 18,00 | S-W | 1,64 | 1232,93 | 0,20 | 1,06 |
| 70 | 4 | | 285902,00 | 87,89 | 65509,00 | 20,14 | S-W | 1,50 | 1144,79 | 0,25 | 1,14 |
| 71 | 4 | | 42171,00 | 88,39 | 11122,00 | 23,31 | S-W | 1,57 | 526,58 | 0,17 | 1,24 |
| 72 | 4 | | 137946,00 | 91,46 | 24788,00 | 16,43 | S-W | 1,56 | 773,58 | 0,25 | 1,29 |
| 73 | 4 | | 24037,00 | 90,13 | 5779,00 | 21,67 | S-W | 1,76 | 411,47 | 0,16 | 1,42 |
| 74 | 5 | | 705448,00 | 65,47 | 316026,00 | 29,33 | S-W | 1,29 | 1620,22 | 0,41 | 0,61 |
| 75 | 5 | | 318894,00 | 79,14 | 139043,00 | 34,51 | S-W | 1,32 | 974,46 | 0,42 | 0,84 |
| 76 | 5 | | 341964,00 | 83,45 | 124974,00 | 30,50 | S-W | 1,35 | 1068,94 | 0,36 | 0,75 |
| 77 | 5 | | 105557,00 | 83,02 | 45501,00 | 35,79 | S | 1,54 | 702,04 | 0,26 | 0,81 |
| 78 | 5 | | 17354,00 | 90,64 | 3986,00 | 20,82 | S | 1,32 | 243,62 | 0,32 | 1,21 |
| 79 | 5 | | 31108,00 | 88,22 | 7393,00 | 20,97 | S | 1,43 | 290,16 | 0,42 | 1,24 |
| 80 | 5 | | 53979,00 | 80,83 | 16743,00 | 25,07 | S | 1,31 | 431,98 | 0,36 | 0,89 |
| 81 | 5 | | 11120,00 | 84,23 | 2561,00 | 19,40 | S-W | 1,35 | 178,68 | 0,41 | 1,14 |
| 82 | 5 | | 39578,00 | 84,85 | 9830,00 | 21,08 | S-W | 1,57 | 463,04 | 0,22 | 0,90 |
| 83 | 5 | | 23741,00 | 82,29 | 10363,00 | 35,92 | S-W | 1,22 | 265,22 | 0,41 | 0,94 |
| 84 | 5 | | 28445,00 | 77,22 | 13132,00 | 35,65 | S-W | 1,64 | 490,97 | 0,15 | 0,76 |
| 85 | 5 | | 246978,00 | 72,74 | 107791,00 | 31,75 | S-W | 1,34 | 1018,77 | 0,33 | 0,75 |
| 86 | 5 | | 329492,00 | 81,78 | 122280,00 | 30,35 | S-W | 1,50 | 1165,15 | 0,30 | 0,70 |
| 87 | 5 | | 50930,00 | 70,86 | 31043,00 | 43,19 | S-W | 1,22 | 417,13 | 0,41 | 0,78 |
| 88 | 5 | | 12384,00 | 75,43 | 5998,00 | 36,54 | S-W | 1,47 | 272,68 | 0,22 | 0,74 |
| 89 | 5 | | 182074,00 | 78,68 | 79127,00 | 34,19 | S-W | 1,34 | 844,70 | 0,32 | 0,62 |
| 90 | 5 | | 27430,00 | 70,13 | 20093,00 | 51,37 | S-W | 1,56 | 490,90 | 0,16 | 0,72 |
| 91 | 6 | | 130375,00 | 73,56 | 66660,00 | 37,61 | N-NW | 1,50 | 907,74 | 0,22 | 0,68 |
| 92 | 6 | | 53362,00 | 75,91 | 22747,00 | 32,36 | N-NW | 1,34 | 532,95 | 0,25 | 0,79 |
| 93 | 6 | | 204040,00 | 80,55 | 76220,00 | 30,09 | N-NE | 1,32 | 788,00 | 0,41 | 0,79 |
| 94 | 6 | | 24429,00 | 77,49 | 10174,00 | 32,27 | N-NE | 1,45 | 353,51 | 0,25 | 1,12 |
| 95 | 6 | | 1081854,00 | 59,54 | 672103,00 | 36,99 | N-W | 1,37 | 1894,64 | 0,51 | 0,62 |
| 96 | 6 | | 287580,00 | 71,66 | 151301,00 | 37,70 | N-W | 1,58 | 1395,03 | 0,21 | 0,62 |
| 97 | 6 | | 62698,00 | 72,77 | 33984,00 | 39,45 | N-W | 1,72 | 786,87 | 0,14 | 0,90 |
| 98 | 6 | | 123228,00 | 77,52 | 56909,00 | 35,80 | N-W | 1,48 | 875,95 | 0,21 | 0,91 |

Database dei 89 bacini analizzati

In evidenza (colore grigio) sono riportate le conoidi dei bacini di cui si conosce l'attività da fonti storiche.

| Nome | Zona | Toponimo | Area > 35° (m ²) | Area > 35° (%) | Area 30°- 40° (m ²) | Area 30°- 40° (%) | Esp | FG | LW (m) | F | RR |
|---|-------|------------|---------------------------------|-------------------|------------------------------------|----------------------|------|-------------|----------------|-------------|-------------|
| 99 | 6 | | 54145,00 | 79,21 | 20759,00 | 30,37 | N-W | 1,64 | 565,31 | 0,21 | 1,19 |
| 100 | 6 | | 26069,00 | 77,52 | 8955,00 | 26,63 | N-W | 1,50 | 409,98 | 0,20 | 0,98 |
| 101 | 6 | | 319938,00 | 81,10 | 95290,00 | 24,15 | N | 1,37 | 1195,49 | 0,28 | 0,71 |
| 102 | 6 | | 66240,00 | 78,06 | 23325,00 | 27,49 | N | 1,51 | 658,97 | 0,20 | 0,75 |
| 103 | 6 | | 30167,00 | 70,51 | 17268,00 | 40,36 | N | 1,52 | 480,96 | 0,18 | 0,93 |
| 104 | 7 | Cimabanche | 1547381,00 | 66,64 | 803614,00 | 34,61 | E-SE | 1,36 | 2596,18 | 0,34 | 0,57 |
| 105 | 7 | | 49604,00 | 79,14 | 18863,00 | 30,09 | S | 1,36 | 436,87 | 0,33 | 0,93 |
| 106 | 7 | | 26845,00 | 65,46 | 17064,00 | 41,61 | S | 1,39 | 403,42 | 0,25 | 0,84 |
| 107 | 7 | | 22415,00 | 77,39 | 12736,00 | 43,97 | S | 1,81 | 487,32 | 0,12 | 0,80 |
| 108 | 7 | | 157471,00 | 74,07 | 73897,00 | 34,76 | S | 1,38 | 802,52 | 0,33 | 0,74 |
| 109 | 7 | | 73729,00 | 70,89 | 47768,00 | 45,93 | S | 1,54 | 791,70 | 0,17 | 0,83 |
| 110 | 7 | | 169669,00 | 84,94 | 50527,00 | 25,30 | S | 1,51 | 963,66 | 0,22 | 0,80 |
| 111 | 7 | | 22908,00 | 76,37 | 13313,00 | 44,38 | S | 2,00 | 483,01 | 0,13 | 1,01 |
| 112 | 7 | | 63556,00 | 85,66 | 23497,00 | 31,67 | S | 1,53 | 630,33 | 0,19 | 1,00 |
| 113 | 7 | | 116095,00 | 86,72 | 40846,00 | 30,51 | S | 1,48 | 797,57 | 0,21 | 0,94 |
| 114 | 7 | | 155117,00 | 76,61 | 84480,00 | 41,72 | S | 1,40 | 844,89 | 0,28 | 0,85 |
| 115 | 7 | | 13277,00 | 89,17 | 3365,00 | 22,60 | S | 1,52 | 279,44 | 0,19 | 1,19 |
| 116 | 7 | | 48309,00 | 89,27 | 18132,00 | 33,51 | S | 1,47 | 494,96 | 0,22 | 0,96 |
| 13 (*) | 2 (*) | Canale X* | 7967,00 | 87,04 | 1081,00 | 11,81 | W | dolo mia | 1,74 | 225, 23 | 0,18 |
| (*) Si riferisce ad un bacino attivo con superficie poco inferiore all'ettaro incluso nel database per le analisi sull'attività dei bacini. | | | | | | | | | | | |
| Max | | | 1547381,00 | 93,63 | 803614,00 | 59,81 | | 2,12 | 2596,18 | 0,61 | 2,83 |
| Min | | | 7017,00 | 47,81 | 869,00 | 5,65 | | 1,20 | 178,68 | 0,08 | 0,57 |
| Med | | | 132062,43 | 79,82 | 54397,56 | 29,11 | | 1,51 | 661,23 | 0,27 | 1,06 |
| Dev.st | | | 224795,86 | 9,02 | 116298,59 | 10,47 | | 0,20 | 404,21 | 0,11 | 0,43 |

Database dei 89 bacini analizzati

In evidenza (colore grigio) sono riportate le conoidi dei bacini di cui si conosce l'attività da fonti storiche.

| Nome | Zona | Toponimo | Area det. Vegetato (m ²) | Area det. sciolto (m ²) | Area det. vegetato (%) | Area det. sciolto (%) | Litotipo | Formazione geologica |
|------|------|---------------------|--------------------------------------|-------------------------------------|------------------------|-----------------------|--------------------|----------------------|
| 1 | 1 | | 23405,95 | 68281,83 | 14,24 | 41,55 | b.rock e det. veg. | dolomia |
| 2 | 1 | Rio Ancora | 33741,25 | 98183,75 | 14,42 | 41,97 | b.rock e det. veg. | dolomia |
| 3 | 1 | Rue d'Ogiva | 18963,68 | 10890,42 | 14,26 | 8,19 | b.rock e det. veg. | dolomia |
| 4 | 1 | | 6522,68 | 20828,05 | 12,71 | 40,60 | b.rock e det. veg. | dolomia |
| 6 | 1 | | 13955,35 | 18905,73 | 22,48 | 30,45 | b.rock e det. veg. | dolomia |
| 7 | 1 | | 2491,51 | 9609,93 | 7,67 | 29,58 | b.rock e det. veg. | dolomia |
| 8 | 1 | | 6771,50 | 5054,65 | 21,66 | 16,17 | b.rock e det. veg. | dolomia |
| 9 | 1 | | 2458,10 | 6727,58 | 10,62 | 29,05 | b.rock e det. veg. | dolomia |
| 10 | 1 | Ospitale 2 | 1562,35 | 16133,45 | 3,61 | 37,31 | b.rock e det. veg. | dolomia |
| 11 | 1 | | 3408,63 | 20140,05 | 5,93 | 35,03 | b.rock e det. veg. | dolomia |
| 14 | 2 | | 485,48 | 3476,00 | 1,95 | 13,99 | b.rock e det. veg. | dolomia |
| 15 | 2 | | 6608,73 | 7488,00 | 7,28 | 8,25 | bedrock | dolomia |
| 17 | 2 | | 18976,77 | 0,00 | 19,65 | 0,00 | bedrock | dolomia |
| 18 | 2 | Fiames Ra Pezzories | 25152,99 | 0,00 | 17,68 | 0,00 | bedrock | dolomia |
| 19 | 2 | | 1767,07 | 0,00 | 12,29 | 0,00 | b.rock e det. veg. | dolomia |
| 22 | 2 | | 1768,64 | 0,00 | 8,74 | 0,00 | b.rock e det. veg. | dolomia |
| 23 | 2 | | 5744,41 | 4865,27 | 7,49 | 6,35 | bedrock | dolomia |
| 25 | 2 | FN | 26726,63 | 19628,38 | 15,92 | 11,69 | b.rock e det. veg. | dolomia |
| 26 | 2 | | 1305,50 | 929,30 | 8,19 | 5,83 | bedrock | dolomia |
| 27 | 2 | | 837,93 | 0,00 | 5,44 | 0,00 | bedrock | dolomia |
| 29 | 2 | | 3631,97 | 4508,78 | 4,79 | 5,94 | bedrock | dolomia |
| 30 | 2 | Canale 3 | 9688,04 | 0,00 | 14,14 | 0,00 | bedrock | dolomia |
| 32 | 2 | Fiames | 61998,82 | 3561,47 | 33,48 | 1,92 | b.rock e det | dolomia |
| 33 | 2 | | 2900,00 | 426,21 | 14,05 | 2,06 | bedrock | dolomia |
| 34 | 2 | | 4217,12 | 1017,70 | 18,45 | 4,45 | bedrock | dolomia |
| 35 | 2 | | 3310,04 | 635,06 | 10,65 | 2,04 | bedrock | dolomia |

Database dei 89 bacini analizzati

In evidenza (colore grigio) sono riportate le conoidi dei bacini di cui si conosce l'attività da fonti storiche.

| Nome | Zona | Toponimo | Area det. Vegetato (m ²) | Area det. sciolto (m ²) | Area det. vegetato (%) | Area det. sciolto (%) | Litotipo | Formazione geologica |
|------|------|-----------------|--------------------------------------|-------------------------------------|------------------------|-----------------------|--------------------|----------------------------|
| 36 | 2 | | 11659,78 | 0,00 | 26,63 | 0,00 | b.rock e det | dolomia |
| 39 | 3 | | 97327,43 | 33043,81 | 47,60 | 16,16 | b.rock e det | dolomia |
| 40 | 3 | Rio Gere | 226146,48 | 0,00 | 30,21 | 0,00 | b.rock e det | dolomia, f. di Travenanzes |
| 48 | 3 | | 6419,85 | 0,00 | 33,99 | 0,00 | b.rock e det | dolomia, f. di Travenanzes |
| 55 | 3 | Passo Tre Croci | 72162,42 | 31400,60 | 31,66 | 13,78 | b.rock e det | dolomia, f. di Travenanzes |
| 56 | 3 | Rudavoi | 318234,81 | 48891,09 | 45,47 | 6,99 | b.rock e det | dolomia, f. di Travenanzes |
| 57 | 3 | | 16787,91 | 880,04 | 14,31 | 0,75 | bedrock | dolomia |
| 58 | 3 | | 10657,65 | 0,00 | 42,39 | 0,00 | b.rock e det | dolomia |
| 59 | 3 | | 38427,96 | 5799,66 | 52,10 | 7,86 | b.rock e det | dolomia |
| 61 | 4 | | 8273,17 | 240,85 | 13,99 | 0,41 | bedrock | dolomia |
| 62 | 4 | | 11025,12 | 8233,46 | 21,78 | 16,26 | b.rock e det | dolomia |
| 64 | 4 | Acquabona | 40076,39 | 5389,82 | 20,95 | 2,82 | b.rock e det | dolomia |
| 65 | 4 | | 18415,24 | 0,00 | 45,08 | 0,00 | bedrock | dolomia |
| 66 | 4 | | 11533,60 | 0,00 | 51,48 | 0,00 | bedrock | dolomia |
| 68 | 4 | | 7720,00 | 730,00 | 66,81 | 6,32 | b.rock e det. veg. | dolomia |
| 69 | 4 | | 45349,08 | 18370,99 | 14,70 | 5,95 | b.rock e det. veg. | dolomia |
| 70 | 4 | | 37985,34 | 14611,72 | 11,68 | 4,49 | b.rock e det. veg. | dolomia |
| 71 | 4 | | 4796,74 | 8521,30 | 10,05 | 17,86 | b.rock e det. veg. | dolomia |
| 72 | 4 | | 26972,34 | 9992,30 | 17,88 | 6,62 | bedrock | dolomia |
| 73 | 4 | | 6864,57 | 787,29 | 25,75 | 2,95 | bedrock | dolomia |
| 74 | 5 | | 393574,23 | 8727,80 | 36,52 | 0,81 | bedrock e detrito | dolomia |
| 75 | 5 | | 46690,13 | 0,00 | 11,59 | 0,00 | bedrock e detrito | dolomia, f. di Travenanzes |
| 76 | 5 | | 62386,41 | 18085,98 | 15,22 | 4,41 | bedrock e detrito | dolomia, f. di Travenanzes |
| 77 | 5 | | 34815,78 | 0,00 | 27,38 | 0,00 | bedrock e detrito | dolomia, f. di Travenanzes |

Database dei 89 bacini analizzati

In evidenza (colore grigio) sono riportate le conoidi dei bacini di cui si conosce l'attività da fonti storiche.

| Nome | Zona | Toponimo | Area det. Vegetato (m ²) | Area det. sciolto (m ²) | Area det. vegetato (%) | Area det. sciolto (%) | Litotipo | Formazione geologica |
|------|------|----------|--------------------------------------|-------------------------------------|------------------------|-----------------------|-------------------------------|-------------------------------|
| 78 | 5 | | 3700,78 | 0,00 | 19,33 | 0,00 | bedrock | dolomia, f. di Travenanzes |
| 79 | 5 | | 8319,36 | 0,00 | 23,59 | 0,00 | bedrock | dolomia, f. di Travenanzes |
| 80 | 5 | | 7232,46 | 2491,66 | 10,83 | 3,73 | bedrock | dolomia, f. di Travenanzes |
| 81 | 5 | | 886,11 | 2923,41 | 6,71 | 22,14 | bedrock | dolomia, f. di Travenanzes |
| 82 | 5 | | 3300,14 | 216,65 | 7,08 | 0,46 | bedrock | dolomia, f. di Travenanzes |
| 83 | 5 | | 2132,49 | 13151,23 | 7,39 | 45,59 | bedrock | dolomia, f. di Travenanzes |
| 84 | 5 | | 7795,12 | 18078,28 | 21,16 | 49,08 | b.rock e det. veg. | dolomia |
| 85 | 5 | | 92590,63 | 74420,24 | 27,27 | 21,92 | b.rock e det. veg. | dolomia |
| 86 | 5 | | 51197,52 | 75321,37 | 12,71 | 18,69 | b.rock, det. (sciolto e veg.) | dolomia |
| 87 | 5 | | 0,00 | 32616,15 | 0,00 | 45,38 | b.rock, det. (sciolto e veg.) | dolomia |
| 88 | 5 | | 0,00 | 9953,40 | 0,00 | 60,63 | b.rock, det. (sciolto e veg.) | dolomia |
| 89 | 5 | | 67527,66 | 43789,83 | 29,18 | 18,92 | b.rock, det. (sciolto e veg.) | dolomia |
| 90 | 5 | | 13547,09 | 19481,30 | 34,64 | 49,81 | b.rock, det. (sciolto e veg.) | dolomia |
| 91 | 6 | | 31049,85 | 80996,49 | 17,52 | 45,70 | b.rock, det. (sciolto e veg.) | dolomia |
| 92 | 6 | | 9974,34 | 24823,61 | 14,19 | 35,31 | b.rock, det. (sciolto e veg.) | dolomia |
| 93 | 6 | | 59179,82 | 44126,86 | 23,36 | 17,42 | b.rock, det. (sciolto e veg.) | dolomia |
| 94 | 6 | | 8343,99 | 10640,59 | 26,47 | 33,75 | b.rock, det. (sciolto e veg.) | dolomia |
| 95 | 6 | | 908221,61 | 269693,77 | 49,99 | 14,84 | b.rock, det. (sciolto e veg.) | dolomia, f. dei Calcari Grigi |
| 96 | 6 | | 124741,45 | 150196,79 | 31,08 | 37,43 | b.rock, det. (sciolto e veg.) | dolomia |

Database dei 89 bacini analizzati

In evidenza (colore grigio) sono riportate le conoidi dei bacini di cui si conosce l'attività da fonti storiche.

| Nome | Zona | Toponimo | Area det. Vegetato (m ²) | Area det. sciolto (m ²) | Area det. vegetato (%) | Area det. sciolto (%) | Litotipo | Formazione geologica |
|------|------|------------|--------------------------------------|-------------------------------------|------------------------|-----------------------|-------------------------------|----------------------|
| 97 | 6 | | 19165,02 | 34712,15 | 22,24 | 40,29 | b.rock, det. (sciolto e veg.) | dolomia |
| 98 | 6 | | 32845,60 | 24411,05 | 20,66 | 15,36 | b.rock, det. (sciolto e veg.) | dolomia |
| 99 | 6 | | 10162,72 | 18468,71 | 14,87 | 27,02 | b.rock, det. (sciolto e veg.) | dolomia |
| 100 | 6 | | 4684,55 | 10879,22 | 13,93 | 32,35 | b.rock, det. (sciolto e veg.) | dolomia |
| 101 | 6 | | 90215,64 | 71805,89 | 22,87 | 18,20 | b.rock, det. (sciolto e veg.) | dolomia |
| 102 | 6 | | 19819,32 | 18583,53 | 23,36 | 21,90 | b.rock, det. (sciolto e veg.) | dolomia |
| 103 | 6 | | 5813,64 | 23534,97 | 13,59 | 55,01 | b.rock, det. (sciolto e veg.) | dolomia |
| 104 | 7 | Cimabanche | 627981,70 | 401580,04 | 27,04 | 17,29 | b.rock, det. (sciolto e veg.) | dolomia |
| 105 | 7 | | 1067,96 | 17570,03 | 1,70 | 28,03 | b.rock e det. veg. | dolomia |
| 106 | 7 | | 4154,59 | 19707,82 | 10,13 | 48,05 | b.rock e det. veg. | dolomia |
| 107 | 7 | | 3425,33 | 17738,84 | 11,83 | 61,25 | b.rock e det. veg. | dolomia |
| 108 | 7 | | 17321,27 | 92241,01 | 8,15 | 43,39 | b.rock e det. veg. | dolomia |
| 109 | 7 | | 25776,91 | 47081,30 | 24,78 | 45,27 | b.rock e det. veg. | dolomia |
| 110 | 7 | | 44900,20 | 13032,64 | 22,48 | 6,52 | b.rock e det. veg. | dolomia |
| 111 | 7 | | 7578,82 | 2881,80 | 25,27 | 9,61 | b.rock e det. veg. | dolomia |
| 112 | 7 | | 29018,66 | 0,88 | 39,11 | 0,00 | b.rock e det. veg. | dolomia |
| 113 | 7 | | 59085,09 | 0,00 | 44,13 | 0,00 | b.rock e det. veg. | dolomia |
| 114 | 7 | | 83521,92 | 0,00 | 41,25 | 0,00 | b.rock e det. veg. | dolomia |
| 115 | 7 | | 3968,54 | 0,00 | 26,65 | 0,00 | b.rock e det. veg. | dolomia |
| 116 | 7 | | 16609,94 | 0,00 | 30,69 | 0,00 | b.rock e det. veg. | dolomia |
| 13* | 2* | Canale X* | 1,71 | b.rock e det. veg. | | | dolomia | dolomia |

Database dei 89 bacini analizzati

In evidenza (colore grigio) sono riportate le conoidi dei bacini di cui si conosce l'attività da fonti storiche.

| Nome | Zona | Toponimo | Area det. Vegetato (m ²) | Area det. sciolto (m ²) | Area det. vegetato (%) | Area det. sciolto (%) | Litotipo | Formazione geologica |
|---|------|----------|--------------------------------------|-------------------------------------|------------------------|-----------------------|----------|----------------------|
| (*) Si riferisce ad un bacino attivo con superficie poco inferiore all'ettaro incluso nel database per le analisi sull'attività dei bacini. | | | | | | | | |
| <i>Max</i> | | | 908221,61 | 401580,04 | 66,81 | 61,25 | | |
| <i>Min</i> | | | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | | |
| <i>Med</i> | | | 48871,48 | 24967,98 | 20,79 | 16,60 | | |
| <i>Dev.st</i> | | | 126755,86 | 55186,97 | 13,44 | 17,69 | | |

Database dei 18 sistemi bacino conoide analizzati

In evidenza (colore grigio) sono riportate le conoidi dei bacini di cui si conosce l'attività da fonti storiche)

| Zona | Toponimo | N Conoide | Area Conoide (m) | Z _{max fan} (m.s.l.m) | Z _{min fan} (m.s.l.m) | ΔZ _{fan} (m) | S fan (°) | Sfan (m/m) |
|---------------|---------------------|-----------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-----------------------|-------------|--------------|
| 2 | Fiames Ra Pezzories | 18 | 381699 | 1580 | 1298 | 282 | 19,3 | 0,35 |
| 2 | FN | 25 | 239231 | 1613 | 1290 | 323 | 21,8 | 0,40 |
| 2 | | 29 | 154514 | 1559 | 1288 | 271 | 19,1 | 0,35 |
| 2 | Fiames | 32 | 901302 | 1765 | 1276 | 489 | 17,4 | 0,31 |
| 2 | | 33 | 34354 | 1708 | 1529 | 179 | 24,9 | 0,46 |
| 2 | | 36 | 61622 | 1796 | 1612 | 184 | 27,2 | 0,51 |
| 4 | Rio Gere | 40 | 391989 | 1886 | 1683 | 203 | 11,8 | 0,21 |
| 4 | Passo Tre Croci | 55 | 62956 | 1909 | 1789 | 120 | 16,6 | 0,30 |
| 5 | | 77 | 163276 | 2027 | 1819 | 208 | 13,0 | 0,23 |
| 5 | | 85 | 70863 | 1846 | 1724 | 122 | 15,3 | 0,27 |
| 6 | | 91 | 41005 | 1537 | 1473 | 64 | 13,7 | 0,24 |
| 6 | | 92 | 31643 | 1591 | 1485 | 106 | 20,1 | 0,37 |
| 6 | | 98 | 51283 | 1582 | 1501 | 81 | 15,1 | 0,27 |
| 6 | | 99 | 21424 | 1588 | 1503 | 85 | 22,9 | 0,42 |
| 6 | | 100 | 8854 | 1552 | 1505 | 47 | 20,0 | 0,36 |
| 6 | | 101 | 127688 | 1580 | 1506 | 74 | 9,8 | 0,17 |
| 7 | Cimabanche | 104 | 738653 | 1645 | 1512 | 133 | 7,7 | 0,13 |
| 7 | | 110 | 176408 | 1644 | 1508 | 136 | 14,2 | 0,25 |
| <i>Max</i> | | | 901302 | 2027 | 1819 | 489 | 27,2 | 0,51 |
| <i>Min</i> | | | 8854 | 1537 | 1276 | 47 | 7,7 | 0,13 |
| <i>Med</i> | | | 203265 | 1689 | 1517 | 173 | 17,2 | 0,31 |
| <i>Dev.st</i> | | | 253052,8 | 146,9 | 164,3 | 111,9 | 5,2 | 0,101 |

Database dei 77 canali attivi analizzati

In evidenza (colore grigio) sono riportati i canali dei bacini di cui si conosce l'attività da fonti storiche

| Nome | Zona | Toponimo | L (m) | l (m) | Zmin (m) | Zmax (m) | ΔZ (m) | T (%) | S° calc |
|------|------|---------------------|--------|--------|----------|----------|----------------|-------|---------|
| 1 | 1 | | 989,7 | 951,2 | 1437,0 | 1676,6 | 239,6 | 4,0 | 14,0 |
| 2 | 1 | Rio Ancora | 995,5 | 880,5 | 1413,5 | 1667,2 | 253,7 | 13,1 | 14,8 |
| 3 | 1 | Rue d'Ogiva | 520,9 | 516,4 | 1498,1 | 1647,0 | 148,8 | 0,9 | 16,6 |
| 4 | 1 | | 165,1 | 163,4 | 1620,4 | 1694,4 | 74,1 | 1,1 | 26,6 |
| 6 | 1 | | 165,4 | 160,8 | 1665,6 | 1751,3 | 85,7 | 2,8 | 31,2 |
| 8 | 1 | | 124,8 | 117,6 | 1498,3 | 1546,1 | 47,8 | 6,2 | 22,5 |
| 10 | 1 | Ospitale 2 | 196,5 | 187,4 | 1508,5 | 1584,2 | 75,6 | 4,9 | 22,6 |
| 11 | 1 | | 87,4 | 84,7 | 1538,2 | 1578,9 | 40,6 | 3,2 | 27,7 |
| 14 | 2 | | 177,9 | 168,5 | 1413,9 | 1507,1 | 93,2 | 5,6 | 31,6 |
| 15 | 2 | | 145,0 | 137,1 | 1449,3 | 1509,6 | 60,4 | 5,7 | 24,6 |
| 17 | 2 | | 132,3 | 126,3 | 1497,3 | 1548,2 | 51,0 | 4,7 | 22,7 |
| 18 | 2 | Fiames Ra Pezzories | 466,7 | 442,6 | 1386,0 | 1579,2 | 193,2 | 5,4 | 24,5 |
| 19 | 2 | | 195,2 | 189,7 | 1480,8 | 1608,2 | 127,4 | 2,9 | 40,7 |
| 22 | 2 | | 78,1 | 63,4 | 1491,0 | 1530,3 | 39,3 | 23,1 | 30,2 |
| 23 | 2 | | 377,8 | 359,2 | 1401,8 | 1577,2 | 175,4 | 5,2 | 27,7 |
| 25 | 2 | FN | 309,2 | 304,2 | 1436,4 | 1603,9 | 167,5 | 1,7 | 32,8 |
| 29 | 2 | | 152,0 | 150,8 | 1493,7 | 1564,8 | 71,1 | 0,8 | 27,9 |
| 30 | 2 | Canale 3 | 698,8 | 680,0 | 1353,0 | 1659,7 | 306,7 | 2,8 | 26,0 |
| 32 | 2 | Fiames | 1048,1 | 1020,8 | 1392,6 | 1784,2 | 391,6 | 2,7 | 21,9 |
| 33 | 2 | | 388,9 | 374,9 | 1642,0 | 1855,0 | 213,0 | 3,7 | 33,2 |
| 34 | 2 | | 116,7 | 116,5 | 1696,1 | 1741,4 | 45,3 | 0,2 | 22,8 |
| 35 | 2 | | 102,5 | 91,3 | 1699,0 | 1733,3 | 34,4 | 12,2 | 19,6 |
| 36 | 2 | | 130,9 | 124,8 | 1733,0 | 1798,1 | 65,0 | 4,9 | 29,8 |
| 39 | 3 | | 1357,4 | 1300,7 | 1687,0 | 1981,5 | 294,5 | 4,4 | 12,5 |
| 40 | 3 | Rio Gere | 1657,0 | 1522,8 | 1681,9 | 2027,6 | 345,6 | 8,8 | 12,0 |
| 55 | 3 | Passo Tre Croci | 254,7 | 225,1 | 1908,4 | 2027,1 | 118,8 | 13,2 | 27,8 |
| 56 | 3 | Rudavoi | 1908,8 | 1738,9 | 1536,9 | 1860,0 | 323,1 | 9,8 | 9,7 |
| 57 | 3 | | 383,8 | 372,6 | 1929,9 | 2100,0 | 170,1 | 3,0 | 26,3 |
| 59 | 3 | | 185,9 | 174,8 | 1867,2 | 1912,0 | 44,7 | 6,4 | 13,9 |
| 61 | 4 | | 753,4 | 732,6 | 1590,9 | 2060,9 | 470,0 | 2,8 | 38,6 |
| 62 | 4 | | 191,5 | 190,9 | 1568,3 | 1689,3 | 121,0 | 0,3 | 39,2 |
| 64 | 4 | Acquabona | 1565,2 | 1398,9 | 1139,2 | 1633,0 | 493,8 | 11,9 | 18,4 |
| 65 | 4 | | 223,3 | 215,8 | 1514,0 | 1624,7 | 110,7 | 3,5 | 29,7 |
| 68 | 4 | | 940,0 | 902,7 | 1264,6 | 1590,1 | 325,5 | 4,1 | 20,3 |
| 69 | 4 | | 648,6 | 625,1 | 1336,7 | 1542,5 | 205,8 | 3,8 | 18,5 |
| 70 | 4 | | 758,1 | 696,0 | 1242,8 | 1496,4 | 253,6 | 8,9 | 19,5 |

Database dei 77 canali attivi analizzati

In evidenza (colore grigio) sono riportati i canali dei bacini di cui si conosce l'attività da fonti storiche

| Nome | Zona | Toponimo | L (m) | l (m) | Zmin (m) | Zmax (m) | ΔZ (m) | T (%) | S° calc |
|------|------|------------|-------|-------|----------|----------|----------------|-------|---------|
| 71 | 4 | | 333,5 | 308,7 | 1372,8 | 1542,8 | 170,1 | 8,0 | 30,7 |
| 72 | 4 | | 234,4 | 213,6 | 1443,5 | 1542,3 | 98,7 | 9,7 | 24,9 |
| 74 | 5 | | 786,1 | 633,2 | 2007,8 | 2166,0 | 158,2 | 24,1 | 11,6 |
| 75 | 5 | | 175,1 | 162,9 | 2054,3 | 2108,3 | 54,0 | 7,5 | 18,0 |
| 76 | 5 | | 143,4 | 133,9 | 2020,8 | 2066,2 | 45,5 | 7,1 | 18,5 |
| 77 | 5 | | 783,3 | 734,3 | 1899,7 | 2145,5 | 245,8 | 6,7 | 18,3 |
| 78 | 5 | | 150,6 | 146,3 | 2079,9 | 2169,9 | 90,0 | 2,9 | 36,7 |
| 79 | 5 | | 368,2 | 337,2 | 1941,0 | 2091,6 | 150,6 | 9,2 | 24,1 |
| 80 | 5 | | 327,2 | 282,4 | 1865,3 | 1966,2 | 100,8 | 15,9 | 17,9 |
| 81 | 5 | | 220,8 | 216,7 | 1820,2 | 1949,4 | 129,1 | 1,9 | 35,8 |
| 82 | 5 | | 106,1 | 101,9 | 1814,9 | 1844,3 | 29,4 | 4,2 | 16,1 |
| 83 | 5 | | 52,8 | 52,0 | 1853,4 | 1885,9 | 32,5 | 1,5 | 38,0 |
| 84 | 5 | | 264,8 | 242,1 | 1769,9 | 1879,5 | 109,7 | 9,4 | 24,5 |
| 85 | 5 | | 639,2 | 612,4 | 1740,4 | 1923,1 | 182,7 | 4,4 | 16,6 |
| 86 | 5 | | 553,1 | 495,2 | 1720,0 | 1873,0 | 153,0 | 11,7 | 16,1 |
| 89 | 5 | | 454,4 | 429,3 | 1682,6 | 1839,2 | 156,5 | 5,9 | 20,1 |
| 91 | 6 | | 84,8 | 77,6 | 1530,6 | 1552,1 | 21,6 | 9,3 | 14,7 |
| 92 | 6 | | 180,3 | 174,2 | 1540,9 | 1623,2 | 82,2 | 3,5 | 27,1 |
| 93 | 6 | | 236,2 | 188,6 | 1621,0 | 1701,3 | 80,3 | 25,2 | 19,9 |
| 95 | 6 | | 623,8 | 591,8 | 1524,8 | 1686,0 | 161,2 | 5,4 | 15,0 |
| 96 | 6 | | 299,8 | 272,3 | 1514,5 | 1580,7 | 66,1 | 10,1 | 12,7 |
| 97 | 6 | | 248,7 | 236,4 | 1541,0 | 1623,9 | 82,9 | 5,2 | 19,5 |
| 98 | 6 | | 160,9 | 149,7 | 1531,2 | 1586,5 | 55,3 | 7,4 | 20,1 |
| 99 | 6 | | 119,2 | 114,6 | 1548,9 | 1614,5 | 65,6 | 4,0 | 33,4 |
| 100 | 6 | | 246,4 | 237,0 | 1540,0 | 1718,1 | 178,1 | 4,0 | 46,3 |
| 101 | 6 | | 340,0 | 267,7 | 1518,1 | 1585,3 | 67,2 | 27,0 | 11,4 |
| 102 | 6 | | 209,7 | 208,0 | 1549,2 | 1693,7 | 144,5 | 0,8 | 43,6 |
| 103 | 6 | | 168,4 | 160,2 | 1545,8 | 1629,7 | 84,0 | 5,1 | 29,9 |
| 104 | 7 | Cimabanche | 840,0 | 806,0 | 1650,0 | 1534,0 | 111,0 | 4,2 | 8,0 |
| 105 | 7 | | 83,3 | 74,1 | 1601,4 | 1660,7 | 59,4 | 12,5 | 45,4 |
| 106 | 7 | | 124,2 | 113,6 | 1650,4 | 1730,9 | 80,5 | 9,4 | 40,4 |
| 107 | 7 | | 90,9 | 88,7 | 1633,5 | 1675,4 | 41,9 | 2,5 | 27,5 |
| 108 | 7 | | 510,2 | 468,7 | 1518,1 | 1656,6 | 138,5 | 8,9 | 15,8 |
| 109 | 7 | | 253,0 | 250,9 | 1601,7 | 1737,0 | 135,3 | 0,8 | 32,3 |
| 110 | 7 | | 262,9 | 261,4 | 1680,4 | 1811,2 | 130,8 | 0,6 | 29,8 |
| 111 | 7 | | 119,8 | 119,1 | 1770,8 | 1839,5 | 68,7 | 0,6 | 35,0 |
| 112 | 7 | | 116,4 | 108,1 | 1768,3 | 1831,4 | 63,1 | 7,7 | 32,8 |

Database dei 77 canali attivi analizzati

In evidenza (colore grigio) sono riportati i canali dei bacini di cui si conosce l'attività da fonti storiche

| Nome | Zona | Toponimo | L (m) | l (m) | Zmin (m) | Zmax (m) | ΔZ (m) | T (%) | S° calc |
|-------------|-------------|-----------------|---------------|---------------|---------------------|---------------------|--------------------------------------|--------------|----------------|
| 113 | 7 | | 116,2 | 115,9 | 1770,1 | 1826,9 | 56,8 | 0,3 | 29,2 |
| 114 | 7 | | 117,4 | 111,2 | 1981,0 | 2035,9 | 54,9 | 5,6 | 27,9 |
| 115 | 7 | | 272,5 | 258,9 | 2019,3 | 2208,6 | 189,3 | 5,2 | 44,0 |
| 116 | 7 | | 174,1 | 153,4 | 2033,1 | 2137,7 | 104,6 | 13,5 | 36,9 |
| | | | | | | | | | |
| | | Max | 1908,8 | 1738,9 | 2079,9 | 2208,6 | 493,8 | 27,0 | 46,3 |
| | | Min | 52,8 | 52,0 | 1139,2 | 1496,4 | 21,6 | 0,2 | 8,0 |
| | | Med | 392,0 | 366,5 | 1627,1 | 1760,6 | 136,5 | 6,6 | 25,3 |
| | | Dev.st | 386,3 | 356,9 | 206,8 | 197,5 | 100,7 | 5,7 | 9,3 |

ALLEGATO B – TABELLE TEST STATISTICI

| Tabella - Risultati test Chi-quadro | | | | | | |
|---|--|---|---|---|---|--|
| <i>Ipotesi nulla $H_0 : F_x(x) = F(x)$, $x \in IR$; Ipotesi alternativa $H_1 : F_x(x) \neq F(x)$, per almeno un $x \in IR$.</i> | | | | | | |
| Parametri sottoposti al test $F_x(x)$ | Tipo di distribuzione teorica testata $F(x)$ | Livello di significatività (α) | N° gradi di libertà ($k-r-1$) | Valore calcolato (χ^2) | Valore tabulato ($\chi^2_{1-\alpha}$) | Accettazione o rifiuto del test |
| Distribuzione dati Area | Log-normale | 0.05 | 2 | 1.90 | 9.21 | Accetto |
| | | 0.01 | 2 | 1.90 | 5.99 | Accetto |
| Distribuzione dati MRN | Log-normale | 0.05 | 2 | 2.71 | 9.21 | Accetto |
| | | 0.01 | 2 | 2.71 | 5.99 | Accetto |
| Distribuzione dati SF | Log-normale | 0.05 | 2 | 3,14 | 9.21 | Accetto |
| | | 0.01 | 2 | 3,14 | 5.99 | Accetto |
| Distribuzione dati ERR | Normale | 0.05 | 2 | 0,216 | 9.21 | Accetto |
| | | 0.01 | 2 | 0,216 | 5.99 | Accetto |
| Distribuzione dati D_D | Normale | 0.05 | 3 | 1,44 | 7,81 | Accetto |
| | | 0.01 | 3 | 1,44 | 11,34 | Accetto |
| Distribuzione dati RR | Log-norm | 0,05 | 3 | 11,72 | 7,81 | Rifiuto |
| | | 0,01 | 3 | 11,72 | 11,34 | Rifiuto |

| Tabella - Risultati test Kolmogorov-Smirnov-Lilliefors | | | | | | |
|---|--|---|--------------------|--|--|--|
| <i>Ipotesi nulla $H_0 : F_x(x) = F(x)$, $x \in IR$; Ipotesi alternativa $H_1 : F_x(x) \neq F(x)$, per almeno un $x \in IR$.</i> | | | | | | |
| Parametri sottoposti al test $F_x(x)$ | Tipo di distribuzione teorica testata $F(x)$ | Livello di significatività (α) | N° campioni | Valore calcolato D_n | Valore tabulato $d_{1-\alpha}$ | Accettazione o rifiuto del test |
| Distribuzione dati Area | Log-normale | 0.05 | 97 | 0.087 | 0.094 | Accetto |
| | | 0.01 | 97 | 0.087 | 0.109 | Accetto |
| Distribuzione dati MRN | Log-normale | 0.05 | 97 | 0.050 | 0.094 | Accetto |
| | | 0.01 | 97 | 0.050 | 0.109 | Accetto |
| Distribuzione dati SF | Log-normale | 0.05 | 97 | 0,074 | 0,094 | Accetto |
| | | 0.01 | 97 | 0,074 | 0,109 | Accetto |
| Distribuzione dati ERR | Normale | 0.05 | 97 | 0.079 | 0.094 | Accetto |
| | | 0.01 | 97 | 0.079 | 0.109 | Accetto |
| Distribuzione dati D_D | Normale | 0.05 | 97 | 0,05 | 0.094 | Accetto |
| | | 0.01 | 97 | 0,05 | 0.109 | Accetto |
| Distribuzione dati RR | Log-normale | 0.05 | 97 | 0,137 | 0.094 | Rifiuto |
| | | 0.01 | 97 | 0,137 | 0.109 | Rifiuto |

BIBLIOGRAFIA

- Berti M., Simoni A., 2005. *Experimental evidences and numerical modelling of debris flow Initiated by Channel Runoff*. *Landslides*, 2 (3):171–82.
- Berti M., Simoni A., 2007. *Prediction of debris flow inundation areas using empirical mobility relationships*. *Geomorphology*, 90 (1): 144–161.
- Bovis M.J., Jakob M., 1999. *The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity*. *Earth Surf Process Landforms*, 24: 1039–0554.
- Brardinoni F., Church M., Simoni A., Macconi P., 2012. *Lithologic and glacially conditioned controls on regional debris-Flow sediment dynamics*. *Geology*, 40 (5): 455–458.
- Bull W.B., 1962. *Relation of alluvial-fan size and slope to drainage-basin size and lithology in western Fresno County, California*. US Geolo. Surv: Prof. Paper, 450-B: 51–53.
- Bull W.B., 1964., *Geomorphology of segmented alluvial fans in western Fresno Country, California*. United States Geological Professional Paper, 352: 89–125.
- Calvache M.L., Viseras C., Fernández J., 1997. *Controls on fan development-evidence from fan morphometry and sedimentology; Sierra Nevada, SE Spain*. *Geomorphology*, 21: 69–84.
- Carrara A., 2004. *Generazione Delle Linee d'Impluvio e displuvio e calcolo dei parametri morfologici dei sottobacini elementari appartenenti al Territorio collinare-montano della Regione Lombardia*. CNR-IEIIT - Istituto di Elettronica e di Ingegneria dell'Informazione e delle Telecomunicazioni - Sezione di Bologna - Università di Bologna, 26.
- Cavalli M., Grisotto S., 2006. *Individuazione con metodi GIS delle aste torrentizie soggette a colate detritiche: applicazione al bacino dell'alto Avisio (Trento)*. Nuova Bios, Idronomia Montana, 26: 1–12.
- Cavalli M., Trevisani S., Comiti F., Marchi L., 2013. *Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small alpine catchments*. *Geomorphology*, 188: 31–41.
- Coe J.A., Kinner D.A., Godt J.W., 2007. *Initiation conditions for debris flows generated by runoff at chalk cliffs, central Colorado*. *Geomorphology*, 96: 270–297.
- Cohen S., Willgoose G., 2008. *A methodology for calculating the spatial distribution of the area-slope equation and the hypsometric integral within a Catchment*. *Journal of Geophysical Research*, 113.

- Costa J.E., Jarrett R.D., 1981. *Debris flow in small mountain stream channels of Colorado and hydrologic implication*. Environmental & Engineering Geoscience, xviii (3): 309-322.
- Costa J.E., 1984. *Physical geomorphology of debris flows*. In Costa J.E. and Fleischer P.J. (eds). Developments and Applications in Geomorphology: Springer Verlag, 268-317.
- Costa J.E., 1988. *Rheologic, geomorphic, and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows, and debris flows*. In: Baker V.R, Kochel R.C., Patton P.C., (eds.), Flood Geomorphology: New York, Wiley, 113-122.
- Crosta G.B., Dal Negro P., 2003. *Observations and modelling of soil slip-debris flow initiation processes in pyroclastic deposits: the Sarno 1998 event*. Natural Hazards and Earth System Science, 3: 53–69.
- Crosta G.B., Frattini P., 2004. *Controls on modern Alluvial fan processes in the Central Alps, Northern Italy*. Earth Surface Processes and Landforms, 29, 267-263.
- Cruden D.M., 1991. *A simple definition of a landslide*. Bulletin International Association for Engineering Geology, 43: 27–29.
- Cruden D.M., Varnes D.J., 1996. *Landslide types and processes*. In Turner, A.K. and Schuster, R.L. (eds). Landslides Investigation and Mitigation: Transportation Research Board, US National Research Council, Special Report 247, Washington, DC, 36-75.
- D'Agostino V., 1996. *Analisi quantitativa e qualitativa del trasporto solido torrentizio nei bacini montani del Trentino orientale*. Scritti dedicati a Giovanni Tournon, Associazione Italiana di Ingegneria Agraria-Associazione Idrotecnica Italiana, c, 111–23.
- Dalla Fontana G., 2005. *Conoscere il sistema fiume in ambiente alpino*. Atti del 41.mo corso di Cultura in Ecologia (BL), 11–20.
- De Scally F.A., Owens I.F., 2004. *Morphometric controls and geomorphic responses on fans in the southern Alps, New Zealand*. Earth Surface Processes and Landforms, 29 (3): 311–22.
- De Scally F.A., Owens I.F., Louis J., 2010. *Controls on fan depositional processes in the schist ranges of the southern Alps, New Zealand, and implications for debris-flow Hazard Assessment*. Geomorphology, 122 (1): 99–116.
- Desmet P.J.J., Poesen J., Govers G., Vandaele K., 1999. *Importance of slope gradient and contributing area for the initiation and trajectory of ephemeral gullies*. Catena, 37: 377–92.
- Dietrich W.E., Wilson C.J., Montgomery D.R., McKean J., 1993. *Analysis of erosion thresholds, channel networks, and landscape morphology using a Digital Terrain Model*. The Journal of Geology, 101:259–78.
- Ferrato C, 2009. *Impiego di DEM a diversa risoluzione per il riconoscimento della dinamica delle colate detritiche: il caso dell'alta valle del torrente Avisio (Trento)*. Tesi di laurea in tutela e manutenzione del territorio, Dipartimento del Territorio e dei Sistemi Agro Forestali, Facoltà di Agraria, Università degli studi di Padova, 66p

- Ferretti D. 2015. *Controllo morfologico sulla dinamica delle colate detritiche nel territorio di Cortina d'Ampezzo (BL)*. Tesi di laurea Magistrale in Geologia e Territorio, Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali, Scuola di Scienze, Università degli studi di Bologna, p. 101.
- Genevois R., Berti M., Ghirotti M., Simoni A., Tecca P.R., 1999. *Debris flow monitoring and analysis in the dolomitic region (upper Boite valley, Italian Alps)*. Technical report, CEE-DFR Final Report, Bologna, 1: 30 PP.
- Guzzetti F., Marchetti M., Reichenbach P., 1997. *Large alluvial fans in the north-central Po Plain (Northern Italy)*. *Geomorphology*, 18 (2):119–36.
- Hooke R.LeB., 1968. *Steady-state relationships of arid-region alluvial fans in closed basins*. *American Journal of Science*. *American Journal of Science*, 266: 609–629.
- Hungr O., Evans S.G., Bovis M.J., 2001. *A review of the classification of landslides of the Flow Type*. *Environmental & Engineering Geoscience*, VII: 221–238
- Iverson R.M., 1997. “The Physics of Debris Flows.” *Reviews of Geophysics* 35 (3): 245–96.
- Iverson R.M., 2003. *The debris flow rheology myth*. In: *Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*, Rickenmann & Chen (eds), Millpress, Rotterdam. 303–314.
- Jackson LE Jr, 1987. *Debris Flow Hazard in the Canadian Rocky Mountains*. Geological Survey of Canada Paper, 86-11: Ottawa.
- Jackson LE Jr, Kostaschuk RA, Mac Donald GM., 1987. *Identification of debris flow hazard on alluvial fans in the Canadian Rocky Mountains*. In: Costa J.E., Wieczorek F.G. (eds), *Reviews in Engineering Geology* 7. Geological Society of America, 115–124.
- Jakob M., Hungr O., 2005. *Debris-flow hazards and related phenomena*. Springer, Berlin.
- Johnson A.M. 1970. *Physical Processes in Geology*. Freeman & Cooper, San Francisco, California, 677.
- Johnson A.M., Rondine J.R. 1984. *Debris flow*. In *Slope Instability*, Brundsen D, Prior DB (eds). Wiley: Chichester, 257–361.
- Kean J.W., McCoy S.W., Tucker G.E., Staley D.M., Coe J.A., 2013. *Runoff-Generated Debris Flows: Observations and Modeling of Surge Initiation, Magnitude, and Frequency*. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 118 (4): 2190–2207.
- Lamberti A., Genevois R., Berti M., Orlandini S., Papa M., Simoni A., Tecca P.R., 1999. *Tentative risk map of the area of Cortina d'Ampezzo (Eastern Alps, Italy)*. CEE-DFR Final Report, Bologna, 2: 14 pp.
- Lecce S.A., 1990. *The alluvial fan problem*. In: Rachocki A.H., Churh M. (eds.), *Alluvial Fans: a field approach*. John Wiley & Sons, 3-24.
- Marchi L., Pasuto A., Tecca P.R., 1993. *Flow processes on alluvial fans in the Eastern Italian Alps.* *Zeitschrift Fur Geomorphologie*, 37 (4): 447–58.

- Marchi L., Tecca P.R., 1995. *Alluvial fans of the eastern Italian Alps - Morphometry and depositional processes*. *Geodinamica Acta*, 8 (1): 20–27.
- Marchi L., Dalla Fontana G., 2005. *GIS Morphometric Indicators for the Analysis of Sediment Dynamics in Mountain Basins*. *Environmental Geology*, 48 (2): 218–28.
- Marchi L., Cavalli M., D'Agostino V., 2010. *Hydrogeomorphic processes and torrent control Works on a large alluvial fan in the Eastern Italian Alps*. *Natural Hazards and Earth System Science*, 10: 547–58.
- Marchi L., Dalla Fontana G., Cavalli M., Tagliavini F., 2008. *Rocky headwaters in the Dolomites, Italy: field observations and topographic analysis*. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 40 (4): 685–94.
- Marchi L., Cavalli M., Trevisani S., 2015. *Hypsometric Analysis of Headwater Rock Basins in the Dolomites (Eastern Alps) using High-Resolution Topography*. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 97 (2): 317–352.
- Melton M.A., 1965. *The geomorphic and paleoclimatic significance of alluvial deposits in southern Arizona*. *Journal of Geology*, 73, 1-38.
- Miller J.R., Ritter D.F., Kochel R.C., 1990. *Morphometric assessment of lithologic controls on drainage basin evolution in the Crawford Upland, south-central Indiana*. *American Journal of Science*, 290: 569-599.
- Montgomery D.R., Dietrich W. E., 1988. *Where Do Channel Begin?*. *Nature*, 36: 232–34.
- Montgomery D.R., 1993. *Channel network source representation Using Digital Elevation Models*. *Water Resources Research*, 29: 3925–3934.
- Nemec W., Steel R.J., 1984. *Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits*. In: Koster E.H., Steel R.J. (eds). *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geologists, *Memoirs*, 10: 1-31
- Neri C., Gianolla P., Furlani S., Caputo R., Bosellini A., 2007. *Foglio 029: Cortina d'Ampezzo*. CARG (eds), Note Illustrative della Carte geologica d'Italia alla scala 1:50.000, 202.
- Ogushi T., Ohmori H., 1994. *Analysis of relationships among alluvial fan area, source basin area, basin slope, and sediment yield*. *Z. Geomorph. N.F.*, 38: 405–20.
- Panizza M., 1973. *Glacio pressure implications in the production of landslides in the Dolomitic Area*. *Geol. Appl. Idrogeologia* 8 (1): 289–297.
- Panizza M., Pasuto A., Silvano S., Soldati M., 1996. *Temporal occurrence and activity of landslides in the area of Cortina d'Ampezzo (Dolomites, Italy)*. *Geomorphology*, 15 (3): 311–326.
- Parise M., Calcaterra D., 2000. *Debris-flow-related fans in weathered crystalline rocks and the potential hazard in Calabria, Italy*. Wieczorek G.F., Naeser N.D. (eds.), *Debris-flow hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment*, Balkema, Rotterdam, 203-211.

- Pasuto A., Marchi L., Tecca P.R., 1992. *Tipologia del trasporto solido torrentizio su conoidi alluvionali nell'alto bacino dell'Avisio (Dolomiti)*. Boll. Soc. Geol. It. 111, 41-51.
- Pasuto A., Tecca P.R., 2000. *Debris Flow*. In: Marchetti M., (ed.), *Geomorfologia Fluviale*, Piragora Editrice Bologna, 105-123.
- Pike R.J., Wilson S.E., 1971. *Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area – altitude analysis*. Geological Society of America Bulletin 82: 1079-1084.
- Rossetti G., 1985. *Procedimento analitico per la rappresentazione della curva ipsometrica dei bacini idrografici*. Idrotecnica, 1: 5–12.
- Scotton P., Genevois R., Moro F., Zorzi L., Girardi, G., Praticelli N., 2011. *The debris-flows monitoring system of Acquabona Torrent (Cortina d'Ampezzo, Belluno, Italy)*. 5th Int. Conf. on Debris-Flow Hazards Mitigation, 595–603.
- Silva P.G., Harvey A.M., Zazo C., Goy J.L., 1992. *Geomorphology, depositional style and morphometric relationships of quaternary alluvial fans in the Guadalentin depression (Murcia, Southeast Spain)*. Z. Geomorph.N.F., 36 (3): 325–41.
- Silverman B.W. 1986. *Density estimation for statistics and data analysis*. Chapman and Hall, New York.
- Simoni A., Maria M., Berti M., 2011. *Uncertainty of debris flow mobility relationships and its influence on the prediction of inundated areas*. Geomorphology, 132 (3): 249–259.
- Sorriso-Valvo M., Antronico L., Le Pera E., 1998. *Controls on modern fan morphology in Calabria, Southern Italy*. Geomorphology, 24 (2-3): 169–87.
- Takahashi T., 2007. *Debris Flows; mechanics, prediction and countermeasures*. s.l.:Balkema.
- Tecca P.R., Galgaro A., Genevois R., Deganutti A.M., 2003. *Development of a remotely controlled debris flow monitoring system in the Dolomites (Acquabona, Italy)*. Hydrological Processes, 17 (9): 1771–1784.
- Tognacca C., Bezzola G.R., Minor H.E., 2000. *Threshold criterion for debris-flow initiation due to channel-bed failure*. In: Wiczorek, G.F., Naeser, N.D. (Eds.), *Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*. Balkema, Rotterdam, The Netherlands, 89–97.
- Varnes D.J., 1978. *Slope movement types and processes*. In Schust R.L., Krizek R.J. (Eds), *Landslides, Analysis and Control*, Special Report 176: Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Washington, DC., 11-33.
- Welsh A., Davies T., 2011. *Identification of alluvial fans susceptible to debris-flow hazards*. Landslides 8 (2): 183–94.
- Wilford D.J., Sakals M.E., Innes J.L., Sidle R.C., Bergerud W.A., 2004. *Recognition of debris flow, debris flood and flood hazard through watershed morphometrics*. Landslides 1(1):61–66.
- Willemin J.H., 2000. *Hack' S Law : Sinuosity , Convexity , Elongation*. Water Resources Researc, 36 (11): 3365–3374.

- Willgoose G., Hancock G., 1998. *Revisiting the hypsometric curve as an indicator of form and process in transport-limited catchment*. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23: 611-623.
- Wilson J.P., Gallant J. C., 2000. *Digital Terrain Analysis*. In: *Terrain Analysis: Principles and Applications*. John Wiley & Sons, Inc., New York, 6 (12): 1-27.
- Zimmermann M., Mani P., Gamma P., Gsteiger P., Heiniger O., Hunziker G., 1997. *Murganggefahr und Klimaänderung - ein GIS-basierter Ansatz (Debris flow hazard and climate change – a GIS based approach)*. Schlussbericht NFP, 31, Zurich.

SITOGRAFIA

<http://webhelp.esri.com/arcgisdesktop/9.3/> (consultazione manualistica software ArcGIS 9.3).

http://wms.pcn.minambiente.it/ogc?map=/ms_ogc/WMS_v1.3/raster/ortofoto_colore_12.map; (servizio wms: ortofoto anno 2012).

http://wms.pcn.minambiente.it/ogc?map=/ms_ogc/WMS_v1.3/Vettoriali/Corine_Land_Cover2012.map; (consultazione servizio wms: mappa vettoriale delle coperture).

<http://www.arcgis.com/home/item.html?id=a5fef63517cd4a099b437e55713d3d54>; (World Imagery map; ortofoto anno 2012).

<http://www.asprs.org/> (figura 3.1).

<http://www.isprambiente.gov.it/it/cartografia/carte-geologiche-e-geotematiche/carta-geologica-alla-scala-1-a-100000>; (consultazione Carta Geologica d'Italia; foglio Piave di Cadore, scala 1:100000).

http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/29_CORTINA_DAMPEZZO/Foglio.html; (consultazione Carta Geologica d'Italia; foglio Cortina d'Ampezzo, scala 1:50000).

<http://www.wsgs.wyo.gov/hazards/landslides> (figura 1.3).

<https://www.regione.veneto.it/web/ambiente-e-territorio/geoportale>; (download Carta Tecnica Regionale, CTR, in scala 1:10.000 della Regione Veneto, formato TIFF; elementi: 016140, 016150, 029020, 029030, 029060, 029070, 029100, 029110; geoportale della Regione Veneto, Sezione Pianificazione Territoriale Strategica e Cartografia).

RINGRAZIAMENTI

Desidero innanzitutto ringraziare il professore Alessandro Simoni per i preziosi insegnamenti durante il percorso di studio e per il tempo dedicato alla mia tesi. Intendo poi ringraziare la dottoranda Martina Morandi per avermi fatto da guida nei luoghi della tesi.

Un ringraziamento particolare va alla mia famiglia che mi ha sempre sostenuto durante il lungo periodo di studi e a parenti e amici tutti.