



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DEL MOLISE
DIPARTIMENTO DI BIOSCIENZE E TERRITORIO

TESI DI DOTTORATO XXXII CICLO
“BIOSCIENZE E TERRITORIO”

S.S.D. GEO/04

***MESSA A PUNTO DI TECNICHE DI FOTOGRAMMETRIA
DIGITALE MEDIANTE UAV PER LA CARATTERIZZAZIONE
MORFOMETRICA DEI VERSANTI E PER LA STIMA DEI
PROCESSI EROSIVI***

DOTT. ANTONIO MINERVINO AMODIO

TUTOR:
PROF.SSA C. M. ROSSKOPF

COORDINATORE DEL CORSO:
PROF. G. FABBROCINO

Firmato digitalmente da: Giovanni Fabbrocino
Organizzazione: UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DEL MOLISE/92008370709
Limite d'uso: Explicit Text: Il titolare fa uso del presente certificato solo per
le finalità di lavoro per le quali esso è rilasciato. The certificate holder
must use the certificate only for the purposes for which it is issued.
Data: 08/04/2020 23:50:59

CO-TUTOR:
PROF. P.P.C. AUCELLI
PROF. V. GARFÌ

A.A. 2018 – 2019

INDICE

| | |
|---------------|---|
| ABSTRACT..... | 1 |
|---------------|---|

INTRODUZIONE

| | |
|---|---|
| I. Generalità..... | 2 |
| II. Obiettivi e struttura della tesi..... | 5 |

PARTE A

CAPITOLO 1: L'EROSIONE DEL SUOLO

| | |
|--|----|
| Premessa..... | 8 |
| 1.1 Il suolo e le cause del suo degrado..... | 9 |
| 1.2 L'erosione idrica..... | 12 |
| 1.3 Misure dell'erosione effettiva..... | 19 |
| 1.3.1 Misure parcellari..... | 22 |
| 1.3.2 Misure a scala di versante e di bacino idrografico..... | 24 |
| 1.3.3 Misure morfometriche..... | 25 |
| 1.3.4 Confronto tra DEMs (DoD – <i>Difference of DEMs</i>)..... | 26 |
| 1.4 I modelli per la stima dell'erosione..... | 28 |
| 1.4.1 Modelli empirici..... | 29 |
| 1.4.2 Modelli fisicamente basati..... | 35 |

CAPITOLO 2: MODELLI DIGITALI DELLA SUPERFICIE TOPOGRAFICA

| | |
|--|----|
| Premessa..... | 37 |
| 2.1 Metodi di rappresentazione ed archiviazione dei modelli digitali del terreno | 39 |
| 2.2 Metodi di acquisizione | 46 |
| 2.3 Metodi di interpolazione per la generazione di DEM..... | 52 |
| 2.4 Accuratezza del DEM (RMSE e Confronto con le misure di campo)..... | 67 |

CAPITOLO 3: FOTOGRAMMETRIA DA DRONE

| | |
|---|----|
| Premessa..... | 73 |
| 3.1 Principi e strumenti della fotogrammetria | 77 |
| 3.1.1 Le camere da presa..... | 79 |
| 3.1.2 Classificazione delle camere..... | 82 |
| 3.2 La presa dei fotogrammi..... | 86 |
| 3.2.1 I fotogrammi..... | 86 |
| 3.2.2 La scala dei fotogrammi..... | 88 |
| 3.2.3 Calcolo dei parametri in un volo fotogrammetrico..... | 90 |

| | | |
|-------|--|-----|
| 3.2.4 | Fotogrammetria terrestre..... | 94 |
| 3.2.5 | Fotogrammetria terrestre non convenzionale..... | 94 |
| 3.3 | Orientamento e restituzione..... | 98 |
| 3.3.1 | Orientamento interno..... | 98 |
| 3.3.2 | Orientamento esterno..... | 100 |
| 3.3.3 | Equazioni di collinearità..... | 101 |
| 3.4 | L'evoluzione dei droni (UAV) e stato dell'arte..... | 105 |
| 3.4.1 | Evoluzione dei droni..... | 105 |
| 3.4.2 | Classificazione..... | 108 |
| 3.4.3 | Uso in ambito militare..... | 110 |
| 3.4.4 | Uso in ambito civile..... | 110 |
| 3.5 | Uso del drone per la ricostruzione 3D del terreno..... | 112 |
| 3.5.1 | Fase preliminare..... | 113 |
| 3.5.2 | Acquisizione dati in campo..... | 118 |
| 3.5.3 | Elaborazione dei dati..... | 123 |

PARTE B

CAPITOLO 4: METODOLOGIA D'INDAGINE

| | | |
|-----|--|-----|
| | Premessa..... | 134 |
| 4.1 | Impostazione dei parametri fotogrammetrici..... | 135 |
| 4.2 | L'area test di Morgiapietralle (Salcito - Molise)..... | 141 |
| 4.3 | Misure morfometriche di campo..... | 143 |
| 4.4 | Risultati..... | 146 |

CAPITOLO 5: AREE D'INDAGINE

| | | |
|-------|--|-----|
| | Premessa..... | 158 |
| 5.1 | Il bacino del torrente Rivo (Molise) | |
| 5.1.1 | Inquadramento geografico..... | 160 |
| 5.1.2 | Inquadramento geologico | 161 |
| 5.1.3 | Caratterizzazione geomorfologica | 164 |
| 5.1.4 | Uso del suolo e clima..... | 171 |
| 5.1.5 | Area Test 1 di Morgiapietralle..... | 179 |
| 5.1.6 | Acquisizione ed elaborazione dei dati fotogrammetrici..... | 184 |
| 5.1.7 | Dati pluviometrici..... | 188 |
| 5.1.8 | Risultati..... | 191 |
| | 5.1.8.1 I dati climatici e gli eventi pluviometrici..... | 191 |
| | 5.1.8.2 Misura dei processi erosivi..... | 197 |
| 5.2 | Il bacino del torrente Reventa (Campania) | |
| 5.2.1 | Inquadramento geografico..... | 209 |
| 5.2.2 | Inquadramento geologico | 210 |
| 5.2.3 | Caratterizzazione geomorfologica..... | 215 |
| 5.2.4 | Uso del suolo e clima..... | 216 |

| | | |
|--------------------------------------|--|------------|
| 5.2.5 | Area Test 2 di Masseria Franciosa..... | 218 |
| 5.2.6 | Acquisizione ed elaborazione dei dati fotogrammetrici..... | 221 |
| 5.2.7 | Dati pluviometrici..... | 222 |
| 5.2.8 | Risultati..... | 223 |
| 5.3 | Il bacino del torrente Beniopa (Spagna) | |
| 5.3.1 | Inquadramento geografico..... | 232 |
| 5.3.2 | Inquadramento geomorfologico e pedologico..... | 233 |
| 5.3.3 | Clima..... | 236 |
| 5.3.4 | Area Test 3 di <i>Pinet</i> | 236 |
| 5.3.5 | Acquisizione ed elaborazione dei dati | 237 |
| 5.3.6 | Risultati..... | 241 |
| CAPITOLO 6: CONCLUSIONI | | 244 |
| BIBLIOGRAFIA..... | | 248 |
| RINGRAZIAMENTI | | |
| APPENDICE | | |

ABSTRACT

The present work aims at creating a work protocol that allows the use of aerial drone photogrammetry for the assessment of erosion rates, by using different parameters to obtain digital terrain models with a high accuracy. To achieve this purpose, a photogrammetric technique based on some variables to be used in the phases of data acquisition (flight altitude, camera and type of acquisition: photos and videos) and processing (four different interpolation methods), was developed. Three areas were selected for measurements to test and validate this technique.

The thesis is divided into two parts: A and B.

Part A reports the basic theories and aspects of soil erosion, the photogrammetry and the most used methodologies to evaluate soil erosion. This part is divided into three chapters:

- chapter 1: is focused on the general concepts about soil erosion, as well as on the most used measures and models to estimate this phenomenon;
- chapter 2: is focused on the illustration of different types of digital models used for the terrain representation, main interpolation methods and the calculation of the model accuracy;
- chapter 3: is focused on the drone photogrammetry, with special reference to photogrammetry theory, image characteristics and acquisition tools, digital cameras, as well as the origins of photogrammetry. Finally, innovative aerial proximity acquisition systems are described.

Part B includes the experimental design, in particular:

- chapter 4: focuses on the development of the photogrammetric procedure for the realization of high-precision digital terrain models, and includes the description of the parameters used for the development of the photogrammetric technique and related results;
- chapter 5: reports characteristics of the three selected test areas, the application of the photogrammetric technique and related results obtained;
- chapter 6: the conclusions of the PhD work are reported

INTRODUZIONE

I - Generalità

L'evoluzione naturale dei processi di modellazione della superficie terrestre è caratterizzata da un equilibrio dinamico dei sistemi naturali e costituisce anche una fonte di rischio per le attività antropiche. I rischi sono molteplici; rischio idraulico, rischio geologico, rischio idrogeologico, rischio sismico, rischio d'incendio, rischio da maremoto, rischio d'erosione costiera, rischio d'inquinamento di siti, rischio per la salute dell'uomo, ecc. Il rischio idrogeologico si configura quando i processi di modellamento evolutivo del territorio possono danneggiare gli insediamenti urbani, le opere e le infrastrutture strategiche, le attività produttive, i territori di elevata valenza naturalistica e paesaggistica. Purtroppo negli ultimi decenni il nostro territorio nazionale ha subito, con frequenza impressionante e crescente, eventi catastrofici da nord a sud.

Una parte di questi disastri ambientali è riconducibile alla mancanza di attenzione alla corretta gestione del suolo e degli ecosistemi agrari e forestali. La degradazione del suolo rappresenta ormai un'emergenza a livello planetario. Si tratta di un'emergenza pressante in Italia, per la presenza di molti tipi di suolo caratterizzati da un'alta vulnerabilità, ma anche nel resto del bacino del Mediterraneo. Infatti, negli ultimi decenni l'erosione del suolo è una delle problematiche più studiate nell'area del bacino Mediterraneo con 670 lavori scientifici (García-Ruiz et al., 2013), di cui 380 effettuati in Spagna, seguita dall'Italia con 88 contributi.

La maggior parte di questi lavori tratta l'erosione del suolo dai seguenti punti di vista: relativamente all'agricoltura (119 articoli); la relazione tra vegetazione ed erosione, inclusa la deforestazione e il rimboschimento (100 articoli); l'erosione dopo gli incendi (74 articoli); la modellazione dell'erosione (50 articoli); il ruolo degli eventi estremi (47 articoli). L'interesse da parte della comunità scientifica mostra come l'argomento dell'erosione del suolo sia ad oggi un tema attuale e di interesse non solo scientifico, ma anche economico. La difesa del suolo è ritenuta di importanza fondamentale dall'Unione Europea, tanto che nel 2002 la Commissione Europea ha adottato la Comunicazione COM (2002) 179: "Verso

una Strategia Tematica per la Protezione del Suolo” che, sulla base delle conoscenze già disponibili in Europa sulla condizione dei suoli, indica la necessità di mettere a punto misure di intervento e di sviluppare un sistema europeo di monitoraggio del suolo “per raggiungere una comprensione comune in Europa dei processi di degrado del suolo”. Questa presa di coscienza verso la valorizzazione della risorsa suolo è iniziata con il *summit* di Rio de Janeiro del 3-4 giugno del 1992, al quale è seguita nel 1994 la Convenzione delle Nazioni Unite per combattere la desertificazione. Alla luce della crescente importanza dell’erosione del suolo, tra le azioni da intraprendere per la tutela del territorio, sono stati messi a punto numerosi modelli per la sua valutazione. In linea di massima si possono individuare due approcci molto diversi fra loro: 1) la misura dell’erosione effettiva e 2) la stima del rischio di erosione. Il primo approccio mira a quantificare l’erosione verificatasi a seguito di un evento piovoso o di un periodo di tempo in un determinato bacino idrografico, versante o parcella di terreno (Aucelli et al. 2016; Valente et al. 2016). Il secondo approccio, invece, necessita dell’applicazione di un modello previsionale e fornisce la stima della suscettibilità di un determinato territorio all’erosione in relazione ad un determinato uso del suolo, alle caratteristiche pedoclimatiche e morfologiche. I modelli previsionali del rischio di erosione possono essere classificati in vario modo a seconda dell’aspetto che si vuole porre in evidenza (utilità applicativa, scala di applicazione, studio dei processi, ecc) (Barrena-González et al. 2020).

Nell’ultimo decennio, l’evoluzione delle tecnologie utilizzate per il rilevamento e la restituzione della morfologia del terreno hanno avuto una significativa trasformazione. La diffusione delle stazioni totali (Keim et al., 1999; Fuller et al., 2003) come anche dei sistemi GPS differenziali (Brasington et al., 2000) hanno notevolmente incoraggiato la diffusione e lo sviluppo delle tecniche di telerilevamento. Importanti avanzamenti in termini di superficie coperta, risoluzione e precisione dei modelli di elevazione del terreno (*Digital Terrain Model* - DTM) si sono verificati con l’utilizzo di *Laser Scanner* aviotrasportati e da terra (Lohani et al, 2001; Rosser et al., 2005; Heritage et al, 2007; Jones et al., 2007; Hodge et al., 2009; Notebaert et al., 2009) e con la fotogrammetria digitale (Lane et al., 2000; Westaway et al., 2000; Brasington et al., 2003). Infine si registra, soprattutto nell’ultimo decennio, una significativa diffusione dell’utilizzo di piattaforme leggere, caratterizzate da costi estremamente contenuti, i cosiddetti “droni” o UAV (*Unmanned Aerial Vehicle*) (Lejot et al., 2007), nonché aquiloni e dirigibili (Boike et al., 2003), i quali vengono equipaggiati con sensori, generalmente per l’acquisizione di immagini. In questo senso, gli UAV sono uno strumento promettente per la raccolta di dati geografici e possono essere applicati a

diversi ambiti come la gestione delle risorse naturali, l'ecologia del territorio e l'ingegneria civile (Shahbazi et al., 2014; Anderson et al., 2013; Liu et al., 2014). La diffusione della fotogrammetria da UAV può rappresentare un'alternativa all'acquisizione di dati topografici con elevata accuratezza come ad esempio attraverso il LiDAR (*Light Detection and Ranging*). Chiaramente anche gli UAV non sono esenti da limitazioni come il modesto *payload*, inteso come carico utile trasportabile destinato al sensore ed alla strumentazione necessaria all'attivazione e controllo dello stesso, una regolamentazione ancora in fase di definizione. Tuttavia gli investimenti e l'interesse generale hanno dato slancio all'industria che sta compiendo importanti progressi su numerosi fronti (Colomina e Molina, 2014). Attualmente i metodi maggiormente impiegati per l'acquisizione 3D di dati del terreno sono quelli che utilizzano sensori ottici attivi (in genere indicati con la terminologia *range-based*), come i *laser scanner*, i sistemi a luce strutturata o le *range-imaging* camere, e quelli che utilizzano i sensori ottici passivi (indicati come *image-based*) come le fotocamere digitali. I primi sono strumenti che consentono di individuare la geometria di una superficie in modo totalmente automatico fornendo direttamente, nel momento del rilievo, le coordinate spaziali dell'oggetto, mentre le seconde permettono di ottenere una misura accurata delle caratteristiche geometriche di un oggetto, come dimensioni, forma e posizione, attraverso l'impiego congiunto di fotografie che lo ritraggono da posizioni differenti (Guidi et al., 2010). La scelta di una tecnica piuttosto che di un'altra dipende dal *budget* e dal tempo a disposizione, dalle condizioni operative, dalla complessità e dalle caratteristiche degli oggetti da rilevare, nonché dall'esperienza degli operatori (Remondino, 2011). Tra le tecniche *image-based* vi sono la fotogrammetria e la *Computer Vision* (CV) che utilizzano le immagini per ricavare informazioni 3D di un oggetto attraverso l'uso di modelli matematici. Negli ultimi anni, la ricerca nell'ambito dei rilievi topografici si sta indirizzando sempre più verso lo studio di soluzioni che consentono sia di minimizzare i tempi e i costi dei rilievi tridimensionali, sia di ottenere ricostruzioni 3D sempre più complete e metricamente accurate. Le tecniche *image-based* stanno diventando le principali protagoniste di questo ambito della ricerca grazie allo sviluppo di algoritmi e strategie di calcolo derivati dalla CV e denominate *Structure from Motion* (SfM) (Guidi & Remondino, 2012). Tali procedure consentono di orientare in maniera automatica un numero elevato di immagini di cui non si conosce né la geometria di presa né il tipo di camera utilizzata, e di ottenere una "nuvola di punti" tridimensionale. L'integrazione di procedure SfM con algoritmi di *dense matching*, sviluppati in fotogrammetria, consente di ottenere una "nuvola di punti" a più alta risoluzione dalla quale si ottiene il modello 3D dell'oggetto. Questa

integrazione tra tecniche fotogrammetriche e tecniche della CV sono state sviluppate in *software* commerciali (*PhotoScan, PhotoModeler Scanner*), *software open source* (*Blunder* e *PMVS, VisualSFM, Apero, etc.*) e in applicazioni web definite *3D webservice* (*Arc3D, Autodesk 123D Catch, Cubify, My3Dscanner etc.*), in modo da sfruttare da un lato l'elevato livello di automazione della CV e dall'altro i modelli rigorosi della fotogrammetria.

II - Obiettivi e struttura della tesi

Il lavoro di tesi sviluppato nell'ambito del dottorato si pone come obiettivo generale quello di generare un flusso di lavoro che consenta l'impiego della fotogrammetria aerea da drone, per la quantificazione dei tassi di erosione, utilizzando differenti parametri per ottenere modelli digitali del terreno con elevata accuratezza. Per raggiungere tale scopo è stata messa a punto una tecnica fotogrammetrica che tiene conto di alcune variabili da utilizzare in fase di acquisizione ed elaborazione dei dati. Successivamente, per applicare e validare tale tecnica, sono state selezionate tre aree test su cui effettuare le misure.

Il lavoro di tesi è suddiviso in due parti: A e B. La parte A tratta i concetti base dell'erosione, della fotogrammetria e le metodologie più utilizzate, e si sviluppa su tre capitoli:

- capitolo 1: fornisce una disamina generale sull'erosione del suolo, così come sulle misure e sui modelli maggiormente utilizzati per poter stimare tale fenomeno;
- capitolo 2: dopo un *excursus* sui diversi tipi di modelli digitali che vengono utilizzati per la rappresentazione del territorio, si sofferma sui principali metodi di interpolazione e sul calcolo dell'accuratezza di un modello;
- capitolo 3: oltre alla storia e alle origini della fotogrammetria, riporta i principi della fotogrammetria, le caratteristiche delle immagini e gli strumenti di acquisizione, le camere digitali. Infine vengono descritti innovativi sistemi di acquisizione aerea di prossimità che, grazie ai molteplici vantaggi che offrono, si stanno diffondendo molto rapidamente nell'ambito dei rilievi topografici.

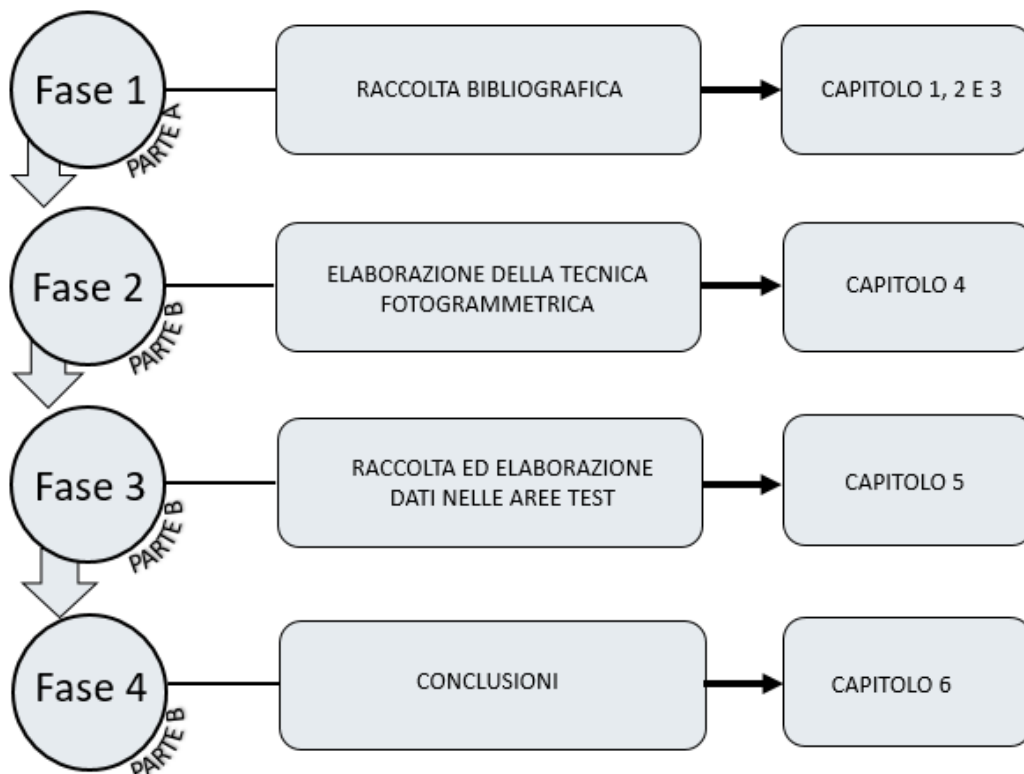
Nella parte B, relativa alla parte sperimentale, viene riportata la ricerca effettuata con le relative applicazioni, in particolare:

- capitolo 4: dopo la descrizione dei parametri utilizzati per lo sviluppo della tecnica fotogrammetrica descrive i risultati ottenuti;
- capitolo 5: descrive le tre aree test selezionate, l'applicazione della tecnica fotogrammetrica sviluppata ed i relativi risultati ottenuti.

Infine è presente un'appendice in cui sono inclusi tre lavori scientifici, in particolare:

1. “*UAV digital photogrammetric analysis for soil erosion evaluation in the Rivo catchment: preliminary results*”, che mostra i primi risultati ottenuti applicando la tecnica fotogrammetrica e l'algoritmo di *Structure from Motion* su un versante di riferimento;
2. “*Three topographical approaches to survey soil erosion on a mountain trail affected by a forest fire. Barranc de la Manesa, Llutxent, eastern Iberian Peninsula*”, che confronta l'approccio fotogrammetrico aereo con altri due metodi, utilizzando come area studio un sentiero di montagna nell'sudest della Spagna;
3. “*Evaluation of soft limestone degradation in the Sassi UNESCO site (Matera, Southern Italy): Loss of material measurement and classification*”, mostra come l'algoritmo di *Structure from Motion* abbia un ampio range di applicazione, in particolare per la stima dei volumi erosi in beni di interesse architettonico.

Di seguito il flusso di lavoro seguito per tutto il lavoro di tesi suddiviso in quattro fasi:



PARTE A

CAPITOLO 1

L'EROSIONE DEL SUOLO

Premessa

Gli ambienti e le forme del rilievo terrestre sono la conseguenza di delicati equilibri dinamici tra le forze endogene, che tendono a “costruire” i rilievi, e gli agenti esogeni (o “modellatori”), che tendono successivamente a demolirli.

I processi erosivi, espletati principalmente dalle acque meteoriche e superficiali, dai ghiacci e dal vento sono parte integrante del ciclo di vita dei rilievi: essi alterano l'aspetto della superficie terrestre, modificandone i caratteri fisiografici, creando nuovi habitat per le specie viventi e favorendo il riciclo e la redistribuzione dei sedimenti erosi.

La degradazione delle rocce e dei suoli è da considerarsi un fenomeno naturale, che si esplica a scala planetaria da milioni di anni. Tuttavia la crescente domanda di terre coltivabili, conseguente all'incremento demografico, la meccanizzazione agricola dei paesi industrializzati e la deforestazione di ampie zone del pianeta, specialmente nelle aree a clima tropicale e nei paesi in via di sviluppo, stanno creando le condizioni per un rapido detrimento qualitativo e quantitativo dei suoli.

Purtroppo il problema della degradazione dei suoli è stato per troppo tempo, se non ignorato, quantomeno sottovalutato rispetto, ad esempio, al problema dell'inquinamento dell'aria o alla siccità.

Il presente capitolo raccoglie le evidenze di letteratura più significative e propone un inquadramento del problema dell'erosione del suolo, con particolare focus sulle seguenti tematiche:

- risorsa suolo e cause del suo degrado;
- analisi dei diversi metodi di misura dell'erosione del suolo;
- descrizione dei più noti modelli predittivi dell'erosione del suolo.

1.1 Il suolo e le cause del suo degrado

Il suolo è un corpo naturale formato dai solidi (minerali e materia organica), da liquido e da gas, che è presente sulla superficie della terra, occupando spazio ed è caratterizzato da uno o da entrambi i seguenti elementi:

- Gli orizzonti, o strati, che sono distinguibili dal materiale iniziale come conseguenza delle aggiunte, perdite, trasferimenti e trasformazioni di energia e materia;
- La capacità di sostenere piante, aventi apparato radicale, in un ambiente naturale.

Il suolo interagisce dinamicamente con l'atmosfera, la litosfera, l'idrosfera e la biosfera. Esso contiene la maggior parte della biomassa vivente presente sulle terre emerse e sostiene la vita delle piante e degli animali negli ecosistemi viventi (Bazzoffi, 2007).

Il limite superiore del suolo è a contatto con l'aria, oppure con l'acqua poco profonda, piante o materie vegetali che non hanno cominciato a decomporsi.

Il profilo di un suolo può essere descritto da diversi orizzonti (figura 1.1):

- Strato di *humus*, formato da materiale organico già decomposto, mescolato a terreno. Questo strato, presenta un modesto spessore (mediamente fra un minimo di 2 cm e un massimo di 2 m), è lo strato che consente la vita di piante ed animali;
- *Topsoil* è lo strato superiore, di solito ha uno spessore compreso tra i 13 e i 25 cm. Ha la più alta concentrazione di materia organica e microrganismi ed è dove si verifica la maggior parte dell'attività biologica del suolo della Terra. Il suolo è composto da particelle minerali, materia organica, acqua e aria. La materia organica varia in quantità su terreni diversi;
- *Subsoil* è lo strato di terreno sotto il *topsoil*, ed è composto da una miscela variabile di piccole particelle come sabbia, limo e argilla, ma con una percentuale molto più bassa di materia organica e *humus*;
- Materiale parentale è costituito da frammenti di roccia contaminati dagli agenti atmosferici. La sabbia, il limo e la porzione di terra argillosa provengono dalla roccia madre;
- Roccia madre, che è uno strato compatto, sottratto all'azione degli agenti atmosferici, su cui poggiano tutti gli altri orizzonti.

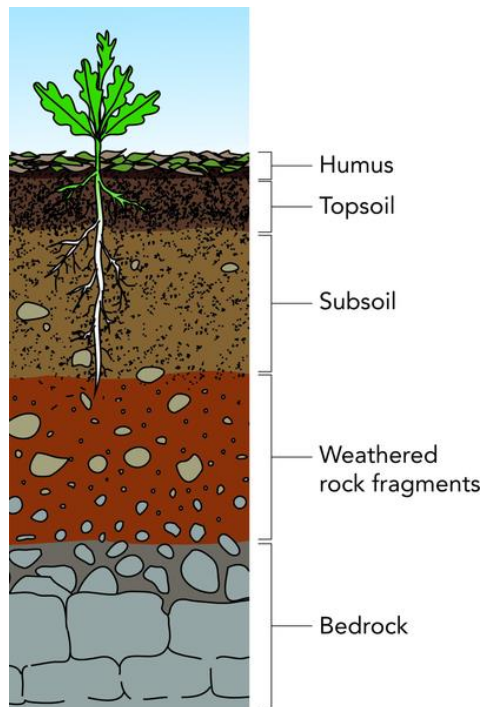


Figura 1.1 - Sezione rappresentativa dei principali orizzonti del suolo (tratto da "Soil Profile Project"
<https://www.thinglink.com/scene/713443800860590082>)

Sono considerate senza suolo le superfici della terra permanentemente coperte da acqua troppo profonda (in genere più di 2,5 metri) per lo sviluppo delle piante ad apparato radicale. . Comunemente nella parte più bassa il suolo sfuma gradualmente verso la roccia dura o verso materiale terrosi privi di animali, radici o di altri segni di attività biologica. A scopo puramente classificativo, il limite più basso di terreno è posto a 200 centimetri (Bazzoffi, 2007).

Il suolo consiste di orizzonti vicino alla superficie topografica che, contrariamente al materiale sottostante da cui deriva, sono stati alterati nel tempo dalle interazioni del clima, del rilievo e degli organismi viventi (USDA, 1999).

I caratteri più rilevanti del suolo sono: la composizione mineralogica, la tessitura (determinata dalla percentuale di sabbia, limo e argilla), lo stato di aggregazione delle particelle primarie (struttura), la resistenza degli aggregati alla disgregazione, il colore, la presenza di frammenti grossolani (scheletro), il drenaggio interno, lo spessore, l'attività biologica (animale e vegetale).

Il processo di formazione del suolo (pedogenesi) è determinato da cinque fattori interconnessi tra loro: il clima, gli organismi viventi, il materiale parentale (roccia, sedimenti), la morfologia superficiale e il tempo.

Nella maggior parte dei casi occorrono da centinaia a migliaia di anni per la formazione di pochi centimetri di suolo; sulla base di tale dato il suolo può essere considerato una risorsa non rinnovabile (Stellard, 1995).

In particolare quando i tassi di alterazione del substrato sono bassi, una perdita di suolo superiore a $1 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{anno}^{-1}$, in un arco di tempo compreso tra 50 e 100 anni, può recare un danno irreversibile a questa risorsa (EEA, 1998).

La degradazione del suolo è un fenomeno naturale che si esplica a scala mondiale. Tuttavia, la crescente domanda di terreni coltivabili dovuta all'incremento demografico, la meccanizzazione agricola e la deforestazione stanno creando le condizioni per una rapida degradazione dei suoli sia dal punto di vista quantitativo che qualitativo. La degradazione del suolo implica il peggioramento delle sue caratteristiche dal punto di vista fisico, chimico, biologico e socio-economico.

I fattori più importanti della degradazione fisica sono: erosione dei *topsoil*; erosione dei *subsoil*; diminuzione della permeabilità; compattazione (*sealing*); variazione della stabilità dei versanti; erosione meccanica dovuta all'agricoltura (*tillage erosion*); formazione di strati impermeabili profondi a causa dell'aratura.

Come detto in precedenza, tra le maggiori cause di degrado del suolo vi è l'agricoltura intensiva, sviluppatasi nel dopoguerra, soprattutto per l'avvento della meccanizzazione e dell'intensificazione dei processi produttivi. Le lavorazioni profonde, realizzate per l'aumento delle produzioni, hanno determinato effetti negativi per il suolo, ad esempio: l'aumento della velocità di mineralizzazione della sostanza organica, con produzione di azoto nitrico, utile per le piante ma molto pericoloso per l'inquinamento delle acque superficiali e di falda.

Inoltre le lavorazioni determinano lo spostamento laterale del suolo (*tillage erosion*) con tassi di traslocazione (*tillage erosion rates*) che originano mutamenti morfologici superficiali (Bazzoffi, 2007). La traslocazione laterale del suolo determina una ridistribuzione in campo del materiale assai diversa da quella causata dall'erosione idrometeorica, con perdita di suolo sulle convessità (dove invece l'erosione idrometeorica è minima) e forti accumuli nelle concavità, dove invece l'erosione idrometeorica è elevata per la concentrazione del deflusso (De Jong *et al.*, 1983; Quinee *et al.*, 1993).

1.2 L'erosione idrica

L'erosione del suolo è un processo fisico che consiste nella perdita dello strato più superficiale del terreno a causa di agenti naturali (acqua, vento). È influenzata dal clima, dalle caratteristiche intrinseche dei suoli, dalle forme del paesaggio, dall'idrologia, dalla vegetazione, dalle colture attuate e dai sistemi di lavorazione e di coltivazione.

L'erosione è un fenomeno complesso nel quale sono distinguibili (Zingg, 1940; Ellison, 1947; Zachar, 1982) le seguenti tre fasi:

- prima fase: consiste nel distacco delle particelle di suolo causato dall'azione battente della pioggia e/o dall'azione delle acque di scorrimento;
- seconda fase: trasporto dei materiali erosi operato dall'acqua;
- terza fase: deposizione dei sedimenti.

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

La severità del processo erosivo dipende dalla quantità di materiale solido distaccato e dalla capacità degli agenti erosivi di trasportarlo. Laddove gli agenti erosivi hanno la capacità di trasportare più materiale di quanto ne sia distaccato, il fattore limitante del processo erosivo è costituito dal distacco. Viceversa, dove la quantità di materiale distaccato è maggiore di quella che può essere trasportata, il fattore dominante del processo erosivo è costituito dal trasporto. La conoscenza di quale sia il fattore dominante tra distacco e trasporto è di fondamentale importanza poiché il successo di un intervento di difesa dall'erosione dipende proprio dai rimedi adottati per contenerlo.

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

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

$$P_E = mgh$$

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

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

$$K_E = (1/2)mv^2$$

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

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

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

È possibile distinguere tre principali tipologie di erosione idrica (Smith & Wisheier, 1957; Morgan, 1978): erosione da impatto, laminare ed incanalata.

- Erosione da impatto (*splash erosion*): le tre fasi cominciano con il distacco delle particelle terrose causato dalle gocce di pioggia che colpiscono il suolo nudo, il movimento del materiale avviene attraverso la dislocazione causata dagli schizzi generati dagli impatti, mentre la deposizione del sedimento avviene *in loco* (figura 1.2). L'effetto di compattazione si evidenzia con la formazione di una crosta superficiale (*soil*

crusting), usualmente di pochi millimetri di spessore, che si genera per la occlusione dei pori del suolo (*soil sealing*). Alcuni studi condotti con simulatore di pioggia hanno mostrato che le croste sono costituite da una pellicola esterna, dello spessore di circa 0,1 mm, molto densa per la presenza di colloidali ben orientati. Al di sotto di tale pellicola vi è uno strato, di spessore da 1 a 3 mm, in cui i pori di maggiori dimensioni sono riempiti dal materiale più fine dilavato (Tackett & Pearson, 1965).

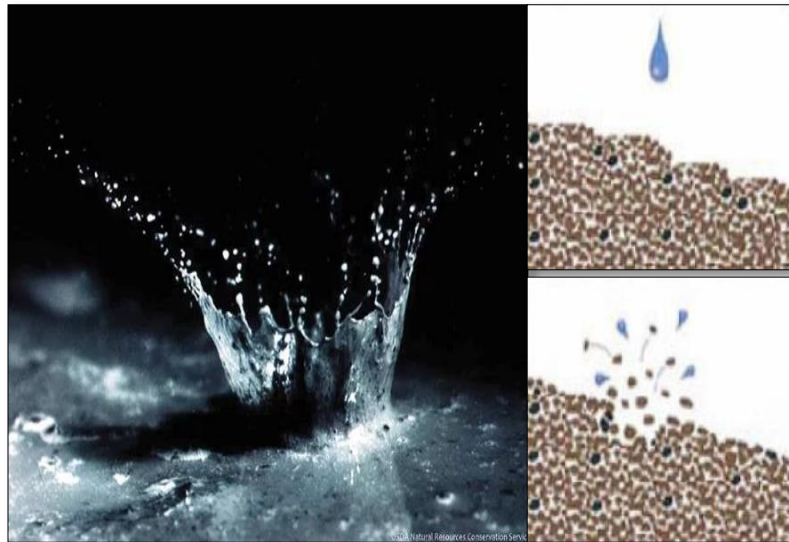


Figura 1.2 - *Splash erosion*

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

Dato che l'erosione da impatto agisce in maniera pressoché uniforme sulla superficie del suolo i suoi effetti si rendono facilmente apprezzabili solo laddove si verifica la formazione di caratteristici microrilievi “a piramidi di terra” (*earth pillars*) per il fatto che localmente elementi lapidei o radici di colture arboree proteggono il suolo sottostante. La presenza di tali microrilievi è uno degli indici frequentemente utilizzati per fornire indicazioni sulla entità del processo erosivo.

- Erosione laminare, conosciuta anche col termine di “*sheet erosion*” (Figura 1.3): inizia quando l’afflusso di pioggia è superiore all’infiltrazione dell’acqua nel suolo. Il distacco delle particelle è causato principalmente dallo *splash*, ma vi è anche una piccola parte

dovuta al deflusso laminare. Il trasporto è dovuto principalmente dallo scorrimento laminare dell'acqua, mentre la deposizione del materiale può avvenire prima del raggiungimento del rigagnolo oppure a distanza.



Figura 1.3 - Erosione laminare (Sheet erosion), testimoniata dalle tracce di deflusso da destra verso sinistra (tratto da: Bazzoffi 2007)

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

$$Re = vr/\nu$$

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

dove r è il raggio idraulico che, nel caso di corrente laminare, può essere assunto pari al tirante idrico, ν è la viscosità cinematica dell'acqua e V è la velocità. Il numero di Reynolds è un indice della turbolenza della corrente. Per valori del numero di *Reynolds* inferiori a 500 prevalgono le condizioni di regime laminare mentre per valori superiori a 2000 la corrente è completamente turbolenta; i valori intermedi sono indicativi di un regime di transizione (Emmett, 1970). Dato che il potere erosivo della corrente aumenta con la sua turbolenza, la perdita di suolo varia con il numero di *Reynolds*.

Per quanto riguarda invece il numero di *Froude*, valori superiori ad 1 indicano che la corrente è veloce ovvero in stato super-critico e quindi notevolmente erosiva. Risultati di indagini di laboratorio condotte da Savat (1979) indicano che normalmente la

corrente è quasi sempre in condizioni super-critiche e caratterizzata da valori del numero di *Froude* superiori a 15.

Un parametro che ha una rilevante importanza nelle relazioni sopraccitate è la velocità della corrente. Perché si possa verificare il distacco delle particelle di suolo, la velocità della corrente deve superare un valore critico (*Hjulstrom*, 1935). Come è mostrato in Figura 1.4, per particelle di diametro superiore a 0,5 mm, la velocità critica della corrente aumenta con le dimensioni delle particelle stesse. Per le particelle con diametro inferiore a 0,5 mm, la velocità critica cresce al diminuire delle loro dimensioni; le particelle più fini forniscono, infatti, una maggiore resistenza al distacco per l'insorgere delle forze di coesione esercitate dai minerali argillosi. Una volta messa in moto la singola particella solida non si deposita fino a che la velocità della corrente non si porta al di sotto del valore critico; pertanto la forza necessaria a tenere in moto una particella solida è minore di quella necessaria per il suo distacco. Una particella solida di 0,01 mm richiede una velocità della corrente di 60 cm s⁻¹ per essere distaccata, ma non si deposita fino a che tale velocità non scende al di sotto di 0,1 cm s⁻¹. In realtà le velocità effettivamente necessarie per il distacco delle particelle solide si differenziano da quelle che sono state ottenute per superfici monogranulari; in presenza di una varietà di dimensioni, le particelle più fini sono generalmente protette da quelle più grandi e si mettono in moto solo successivamente a queste.

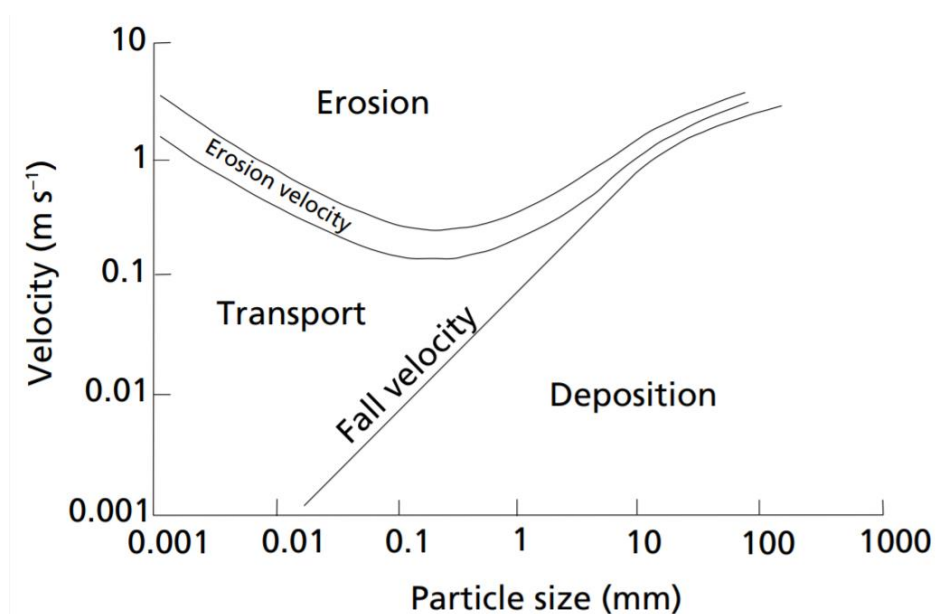


Figura 1.4 - Valori critici della velocità dell'acqua per le fasi di erosione (tratto da: Morgan, 1978)

Da quanto detto si evince che la perdita di suolo per erosione laminare (superficiale) varia con velocità e turbolenza della corrente liquida, oltre che, ovviamente, con l'estensione spaziale della corrente stessa.

- Erosione incanalata: si verifica quando l'afflusso idrometeorico è superiore alla capacità di infiltrazione delle acque. Qui la perdita di suolo più rilevante è da imputare al distacco e al trasporto di particelle causato dallo scorrimento dell'acqua nei rigagnoli (*rill erosion*) (Figura 1.5). *Savat* (1979) ha proposto di far corrispondere la formazione dei rigagnoli al superamento di condizioni critiche nel regime di moto dell'acqua, rappresentate da valori soglia del numero di *Froude* (F_c) definiti dalla seguente relazione:

$$F_c > 1 + 0,035 d$$

dove d (μm) rappresenta il diametro mediano delle particelle di terreno.

Moss et al. (1982) hanno rilevato come i canali superficiali e micro-rigagnoli siano generalmente organizzati in un reticolo idrografico in miniatura. Tali Autori hanno rilevato come l'aumento di portata che si verifica in corrispondenza delle confluenze determini una maggiore erosione ed un progressivo incremento nella quantità di particelle trasportate. Studi condotti sulle caratteristiche idrauliche della corrente hanno indicato che il passaggio da deflusso laminare a deflusso turbolento avviene secondo quattro fasi: formazione di deflusso superficiale uniformemente distribuito, formazione di vie preferenziali di deflusso, formazione di piccoli canali non interessati da erosione regressiva, formazione di canali sede di processi di erosione regressiva (*Merritt*, 1984).



Figura 1.5 - Erosione per rigagnoli (*rills erosion*) (tratto da: Bazzoffi, 2007)

Forme di erosione dovute allo scorrimento delle acque superficiali lungo vie preferenziali con effetti notevolmente più vistosi di quelli prodotti dai rigagnoli si sviluppano in situazioni particolari determinate dalla concomitanza di più fattori, quali la scarsa resistenza all'erosione anche degli strati di suolo più profondi, l'elevata intensità della precipitazione, il basso grado di copertura vegetale, la forte acclività del versante o particolari tipi di intervento antropico (deforestazione, eccessivi pascoli, ecc.). Tali forme sono generalmente etichettate come fossi o burroni (*gullies*), e il processo che le genera e ne influenza l'evoluzione come erosione per fossi (*gully erosion*) (Figura 1.6).

I fossi possono essere considerati come delle piccole incisioni, vallecole, create dalle acque correnti superficiali. Sono caratterizzati da un profilo longitudinale a salti, sezioni trasversali più profonde che larghe e pareti molto acclivi. Generalmente la formazione dei fossi ha inizio quando la velocità della corrente o la forza di trazione da essa esercitata sulle particelle solide supera un certo valore soglia (*Graf, 1979*). In alcuni casi, il processo di formazione dei fossi può essere invece principalmente collegato a fenomeni locali di instabilità dei versanti dovuti alla saturazione del terreno (*Piest et al., 1975*).



Figura 1.6 - Erosione per gullies (tratto da EGUblog: <https://blogs.equ.eu/divisions/sss/2014/04/09/soils-at-image-gully-erosion-in-swaziland/>)

1.3 Misure dell'erosione effettiva (metodi diretti)

Le misure dell'erosione effettiva ha come obiettivo la determinazione dell'erosione verificatasi in un determinato bacino idrografico, su un versante o in una parcella, a seguito di un determinato evento piovoso o durante un certo periodo di tempo. Il dato di erosione effettiva è molto utile per la calibrazione dei modelli previsionali. Esistono diversi metodi per la misura dell'erosione effettiva, con caratteristiche differenti che ne evidenziano la natura, la precisione ottenibile nella misura del trasporto solido e del deflusso, secondo la scala di applicazione e le finalità (Bazzoffi, 2007). In tabella 1.1 vengono riassunti i principali metodi.

Tabella 1.1 - Metodi principali per la misura dell'erosione in campo (Bazzoffi, 2007)

| Scala | Metodo | Uso | Precisione: volume di deflusso | Precisione: Idrogramm a di deflusso | Precisione: e: Erosione | Riferimenti bibliografici |
|---------------|---|--|--------------------------------------|--|-------------------------------|---|
| Laboratorio | Simulatori di pioggia | Studio dei parametri e dei processi | alta | alta | Alta | Meyer, 1994 Hudson, 1993 USDA, 1979 |
| Microparcella | Microparcelle confinate 1-2m ² con o senza simulazione di pioggia | Studio dei parametri e dei processi | alta | alta | Alta | Meyer, 1994 Hudson, 1993 USDA, 1979 |
| Pieno campo | Profiligrafi ad aghi e a laser | Monitoraggio preciso della rugosità del suolo, forma e sezione dei rigagnoli | Nessuna | Nessuna | Media | Meyer, 1994 Hudson, 1993 USDA, 1979 |
| | Rilievo diacronico di sezioni profiligrafe e comparazione delle modificazioni morfologiche | Monitoraggio del volume dei rigagnoli | nessuna | nessuna | media | Meyer, 1994 Hudson, 1993 USDA, 1979 |
| Versante | Parcelle rappresentative dei processi erosivi con campionatori del deflusso e dell'erosione | Valutazione dell'influenza delle variazioni d'uso del suolo sull'erosione. Test della validità della multiscalarità spazio temporale dei modelli previsionali. Studio dei processi attraverso l'analisi dell'idrogramma di flusso. | Alta | Alta | Media | Meyer, 1994 Hudson, 1993 USDA, 1979 |
| | Simulatori di pioggia versante | Studio dei parametri e dei processi | alta | alta | alta | Meyer, 1994 Hudson, 1993 USDA, 1979 |

| | | | | | | |
|--------------------|---|--|----------------------------------|-------------------------------|----------------------------------|---|
| Burroni | <p>Rilievo della diminuzione di livello del suolo con metodi topografici di precisione e GPS</p> <p>Analisi diacronica dei modelli digitali del suolo</p> | <p>Monitoraggio del collassamento del suolo e del cambiamento morfologico</p> <p>Analisi a scala regionale dell'influenza di livellamenti, frane ed altri movimenti di massa</p> | <p>Nessuna</p> <p>nessuna</p> | <p>Nessuna</p> <p>nessuna</p> | <p>Media</p> <p>media</p> | <p>Morgan e Nalepa, 1982</p> <p>Spomer e Mahurin, 1984</p> |
| Bacino idrografico | <p>Misura e campionamento dei deflussi attraverso stazioni torbiometriche alla chiusura di microbacini</p> <p>Analisi diacronica di modelli digitali del suolo ricavati da fotorestituzioni di foto aeree a bassa quota</p> | <p>Misura diretta del flusso di sedimenti e calibrazione dei modelli</p> <p>Misura dell'erosione da lavorazioni, dall'evoluzione di burroni e dei calanchi</p> | <p>Media-alta</p> <p>nessuna</p> | | <p>Media-alta</p> <p>Nessuna</p> | <p>Meyer, 1994 Hudson, 1993 USDA, 1979</p> <p>Frazier et al 1981, 1983 Bazzoffi, 2002</p> |

Tra i metodi più utilizzati per quantificare l'erosione idrica del suolo vi sono:

- misure parcellari;
- misure a scala di versante e di bacino idrografico;
- misure morfometriche;
- Comparazione tra DEMs (*Digital Elevation Models*)

1.3.1 Misure parcellari

Quando si vuole calcolare l'erosione evidenziando le diverse lavorazioni del suolo di solito si utilizzano le misure parcellari. Per l'allestimento di queste stazioni si prevede una stazione meteorologica (con configurazione minima formata da un pluviometro) e l'allestimento di parcelle di terreno, isolate idraulicamente, di forma rettangolare con il lato lungo sulla massima pendenza.

Le parcelle devono essere di numero tale da consentire diversi trattamenti seguendo un disegno sperimentale, in questo modo sarà possibile un'elaborazione statistica dei dati.

A titolo di esempio si riporta in figura 1.7 e 1.8 un allestimento parcellare per la misura e il campionamento dell'erosione e dei deflussi equipaggiato con un sistema di raccolta delle portate liquide e solide, una centralina meteorologica e un sistema di acquisizione dei dati (Aucelli et al., 2004).

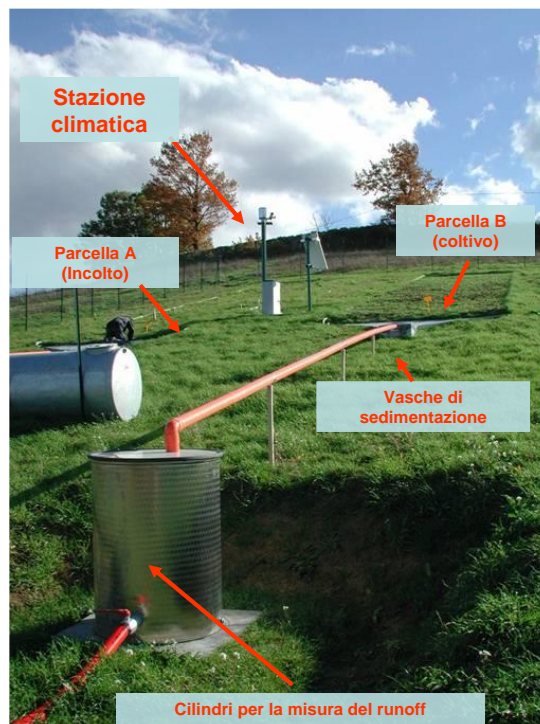


Figura 1.7 - Un particolare della stazione sperimentale di Morgiapietravalle. nella foto la centralina meteo-climatica alimentata dal pannello solare, due delle tre parcelle sperimentali standard (tratto da: Aucelli et al. 2004).

Le misure avvengono in corrispondenza di tre parcelle sperimentali, di forma rettangolare e parallele tra di loro, e con l'asse maggiore disposto secondo la massima pendenza del versante (Figura 1.8). Le parcelle hanno dimensione di 4x20 m, cui corrisponde una superficie di 80 m², il doppio cioè della superficie delle parcelle standard proposte in *Wishmeier & Smith (1978)* (*Aucelli et al., 2004*). Due delle tre parcelle sono state attrezzate con dei sensori di umidità volumetrica del tipo *ThetaProbe* che operano con un passo di campionamento di 30 minuti. Questi sensori sono posizionati a una profondità di 10 e 30 cm, e sono capaci di misurare l'umidità del suolo con una precisione dell'1%. Per valutare le differenze nelle perdite di suolo legate ad usi diversi, una delle parcelle è stata lasciata incolta, mentre le altre due sono state sottoposte a colture seminate. Le parcelle sono collegate ad un sistema di raccolta e misura delle portate liquide e solide. Il collegamento è costituito (Figura 1.8) da convogliatori a forma trapezoidale in lamiera zincata che consentono di far defluire le acque di ruscellamento provenienti dalle parcelle sperimentali nelle vasche di decantazione. Le vasche di decantazione, realizzate in lamiera zincata, sono coperte da una rete a maglie strette che funge da setaccio per bloccare eventuali parti solide grossolane, detriti vegetali o animali trasportati dal flusso. Queste vasche sono dotate di setti che hanno il compito di dissipare l'energia dell'acqua, consentendo così la decantazione dei sedimenti.

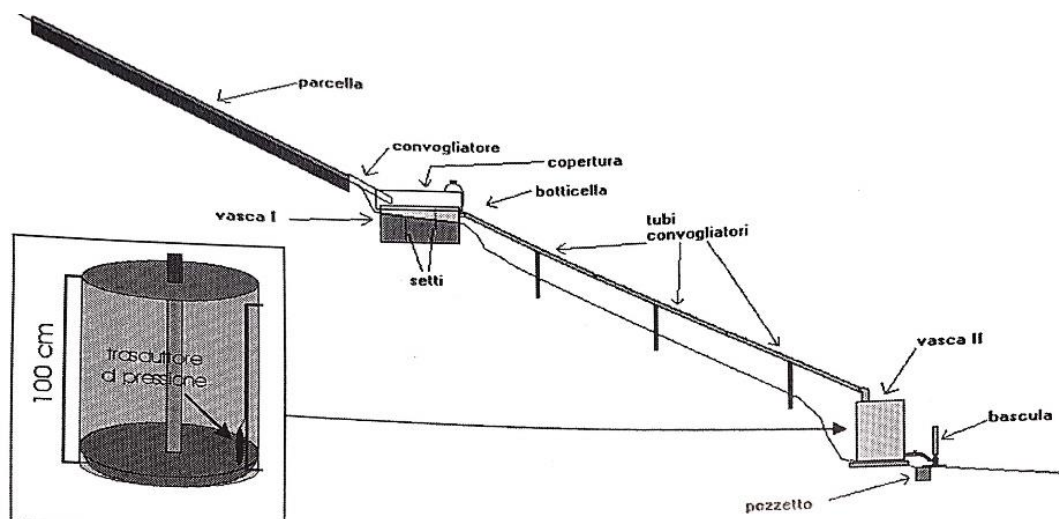


Figura 1.8 - Schema del sistema di raccolta delle portate liquide e solide provenienti dalle parcelle sperimentali (tratto da: *Aucelli et al. 2004*)

L'acqua che tracima dalle vasche di decantazione defluisce, attraverso un sistema di tubi in PVC, in serbatoi cilindrici (Figura 1.7, vasca II in Figura 1.8). In questi serbatoi avviene la misura delle portate liquide attraverso dei trasduttori di pressione ad alta precisione che

misurano, con un passo di campionamento di 10 minuti, l'innalzamento dei livelli idrici nel tempo (dove 1 cm di innalzamento corrisponde a 4,07 l), consentendo in tal modo di determinare le portate in uscita dalle singole parcelle sperimentali. Per ridurre al minimo l'errore di stima delle portate dovuto a fenomeni di evaporazione, particolarmente significativi nel periodo estivo, ogni vasca di decantazione è dotata di un sistema di rifornimento di acqua tramite un piccolo serbatoio supplementare, che consente di mantenere costante il livello dell'acqua all'altezza dello sfioro. La stazione meteorologica provvede alla registrazione dei fondamentali parametri meteorologici quali velocità e direzione del vento, altezza della pioggia e temperatura dell'aria. I segnali elettrici provenienti dai vari sensori vengono raccolti e rielaborati in sito da un sistema di acquisizione dei dati attraverso un *data logger* che viene alimentato da una batteria e un pannello solare (Aucelli et al., 2004).

1.3.2 Misure a scala di versante e di bacino idrografico

Il metodo più diffuso per la misura e il campionamento del deflusso e dell'erosione a scala di versante e di bacino idrografico consiste nell'installazione di un canale attrezzato nel punto più a valle del bacino da monitorizzare (Bazzoffi, 2007). Utilizzando strumenti elettronici comandati da un *data logger* viene misurata l'altezza dell'acqua nel canale e, secondo differenti criteri, vengono effettuati campionamenti automatici delle acque di deflusso (Figura 1.9).



Figura 1.9 - Unità idrologica per la misura del deflusso e dell'erosione bacinale (CRA-ISSDS)(tratto da: Bazzoffi, 2007)

Di solito questi metodi consentono unicamente la misura del trasporto solido in sospensione. Per quanto riguarda invece i solidi trasportati sul fondo del canale o di dimensioni tali da non poter essere campionati, si deve procedere con stime della loro quantità al fine di determinare il trasporto solido totale.

1.3.3 Misure morfometriche

A volte l'evento erosivo non è misurabile attraverso le stazioni parcellari di misura e campionamento dei deflussi. In questo caso si possono effettuare misure dirette dei volumi di suolo asportati tramite metodi morfologici. Per eventi che determinino lo sviluppo di rigagnoli l'erosione può essere stimata per mezzo del rilievo del volume di scavo dei *rills*, utilizzando profilografi ad aghi (Figura 1.10) o a laser.

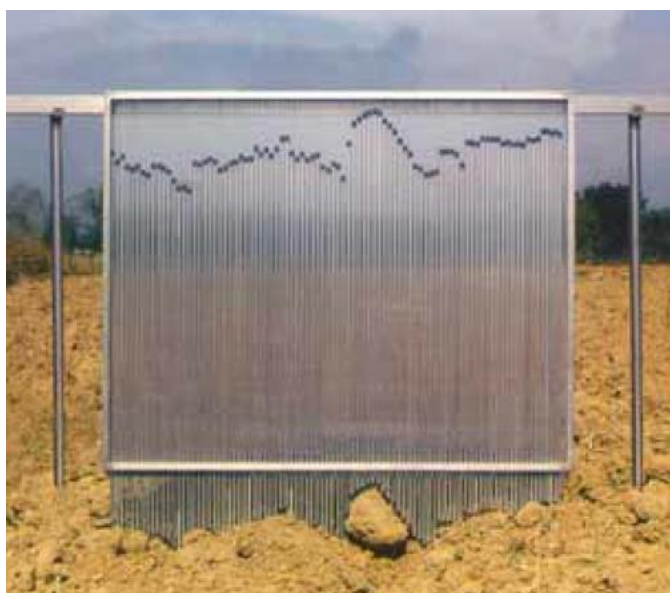


Figura 1.10 - Profilografo ad aghi per la determinazione della sezione dei rigagnoli (tratto da: Bazzoffi 2007)

Sull'area sulla quale si vuole misurare l'erosione, per ciascun rigagnolo (o su un campione rappresentativo di rigagnoli) si fissano sezioni di misura a distanza regolare in direzione da valle verso monte. Su ciascuna sezione si determina l'area di scavo. La misura media dell'area delle sezioni di scavo viene moltiplicata per la misura media della lunghezza delle incisioni (rilevata con foto aeree o rilievo celerimetrico) (Bazzoffi, 2007).

Un metodo recente che utilizza lo stesso principio per la misura dei volumi erosi è l'ISUM (*Improved Stock Unearthing Method*). Viene applicato per il calcolo dei volumi erosi soprattutto nei vigneti (Comino, 2019) (Figura 1.11) e nei sentieri di montagna (Salesa, 2019). L'ISUM prevede la divisione del campo oggetto di studio in sezioni trasversali, che

nel caso di un vigneto vanno da vite a vite, mentre nel caso di un sentiero vanno dal un lato all'altro del sentiero. Su queste sezioni vengono effettuate misura di profondità e calcolato il volume di suolo perso.



Figura 1.11 - Applicazione del metodo ISUM su un vigneto

1.3.4 Confronto tra DEMs (DoD – *Difference of DEMs*)

Il confronto tra DEM viene classificato tra i metodi diretti per la stima dell'erosione del suolo, e nel tempo la scala di applicazione di questo metodo è diventata sempre più grande. Infatti fino ai primi anni 2000 tale metodologia veniva utilizzata essenzialmente per la misura della traslocazione del suolo e dell'erosione meccanica. La metodologia si basa sull'analisi morfometrica diacronica dei modelli digitali delle quote del terreno in relazione alla disponibilità di materiale aerofotogrammetrico necessario a eseguire l'analisi. Lo studio delle modificazioni della morfologia superficiale del terreno attraverso l'aerofotogrammetria è stato intrapreso da diversi autori, applicandola alla quantificazione dell'erosione del suolo (Frazier, 1981; Whiting, 1987). A partire dai primi anni 2000 la stessa metodologia è stata applicata utilizzando i droni (Figura 1.12), con il grande vantaggio di essere *low cost* rispetto alle campagne aeree che dovevano essere organizzate ad-hoc per il monitoraggio di un'area. Oltre il fattore economico, altro fattore che ha reso possibile la sostituzione delle campagne aeree a quella con droni è la loro facilità d'uso, infatti è possibile monitorare una determinata area quante volte si vuole senza nessun vincolo temporale.



Figura 1.12 - Esempio di drone: a sinistra un drone ad ala fissa, a destra un drone multirottore (quadricottero)

1.4 I modelli per la stima dell'erosione

La maggior parte delle conoscenze attuali sul fenomeno dell'erosione proviene dal lavoro, iniziato negli anni 1930, dal Servizio di Conservazione del Suolo (S.C.S) degli U.S.A. che, tra il 1920 e 1930, ha dovuto affrontare gravissimi problemi di erosione connessi all'utilizzazione agricola del terreno in alcune zone del paese. Di conseguenza le prime ricerche furono mirate alla determinazione di metodologie pratiche che potessero essere utilizzate per la pianificazione dell'uso agricolo del suolo. Per questo motivo i primi studiosi rivolsero la loro attenzione alla comprensione dei fenomeni fisici che influiscono e partecipano all'erosione e alla identificazione delle grandezze e dei parametri in gioco. Le prime relazioni proposte furono essenzialmente di tipo euristico e fortemente legate alle condizioni locali.

Successe così che, se l'effetto di alcuni parametri, che entrano in gioco nel complesso fenomeno dell'erosione, erano localmente poco significativi le relazioni proposte ad interpretare il fenomeno non ne tenevano conto. Ad esempio di questo fatto si riporta una delle prime formule proposta da *Zingg* nel 1940:

$$E = CS^m L^{n-1}$$

in cui E è la perdita di suolo per unità di area da un pendio di larghezza unitaria, C è una costante di taratura, S è la pendenza del pendio e L è la lunghezza (proiezione orizzontale) del pendio (libero percorso di scorrimento). Per m e n *Zingg* propose i valori di 1.4 e 1.6. In questo caso nella costante C sono compresi gli effetti legati all'erosività della pioggia, all'erodibilità del suolo, alla copertura vegetale e alle pratiche colturali. L'influenza diretta delle caratteristiche della pioggia sull'erosione fu introdotta per la prima volta da *Musgrave* nel 1947. Gli studi da lui fatti analizzando molti dati relativi a diverse stazioni di misura degli U.S.A. lo portarono a ipotizzare la dipendenza dell'erosione dalla massima altezza di pioggia di durata pari a 30 minuti elevata ad 1.75, dalla pendenza del suolo S e dalla lunghezza del libero percorso L elevati rispettivamente a 1.35 e a 0.35. *Musgrave* introdusse anche la dipendenza diretta dalla copertura vegetale e dall'erodibilità del suolo. L'equazione proposta da *Musgrave* era la seguente:

$$E = (0.00527)IRS^{1.35}L^{0.35}P_{30}^{1.75}$$

dove:

E è la perdita di suolo per erosione in mm*a⁻¹;

I è l'erosività del suolo (riferita al modulo standard);

R è il fattore di copertura vegetale;

S è la pendenza del tratto soggetto all'erosione in %;

L è la lunghezza del tratto soggetto all'erosione in m;

P₃₀ è la massima altezza di pioggia di 30 minuti in mm.

La maggior conoscenza del fenomeno e, soprattutto, l'aumento delle misure disponibili relative a situazioni molto differenti ed a località situate in diverse parti del mondo, ha portato a proporre molte formule pratiche tuttora in uso di cui la più famosa è la "Equazione universale per l'erosione del suolo" (*Universal Soil Loss Equation: USLE*). Tutte le relazioni sopraelencate (*Zingg, Musgrave, USLE*) ed altre simili sono esempi di modelli empirici, che costituiscono un primo traguardo nella ricerca della modellazione dei fenomeni erosivi, e consentono di far fronte egregiamente alle esigenze pratiche. La conoscenza della meccanica dell'erosione nei suoi vari momenti (distacco, produzione e trasporto del sedimento), è oggi notevolmente migliorata ed attualmente il grado di conoscenza raggiunto, associato al sempre crescente numero di misure sperimentali (essenziali per validare i modelli), consente la modellazione matematica dell'erosione del suolo in tutta la sua complessità. Questi modelli più complessi sono i modelli fisicamente basati.

1.4.1 Modelli Empirici

Universal Soil Loss Equation (USLE)

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

$$A = R K L S C P$$

dove A rappresenta la perdita di suolo media annua, R l'indice di aggressività della pioggia, K l'indice di erodibilità del suolo, L il fattore di lunghezza del versante, S il fattore di pendenza del versante, C il fattore di copertura vegetale, P il fattore rappresentativo della pratica di conservazione del suolo. La USLE ha avuto, negli ultimi decenni, una diffusione ampia dovuta alla generalità che gli è stata riconosciuta per essere stata messa a punto sulla base di una ingente mole di dati raccolti in stazioni sperimentali degli Stati Uniti. Tale

equazione è stata utilizzata come tecnica standardizzata nella maggior parte degli interventi nel settore della difesa del suolo dall'erosione (*Hudson*, 1981). Sebbene la USLE sia stata soprannominata come universale va tenuto presente che la sua messa a punto è stata condotta quasi esclusivamente sulla base di dati raccolti nelle Montagne Rocciose; inoltre le parcelle sperimentali utilizzate sono state predisposte su pendenze che consentivano la coltivazione (generalmente da 0° a 7°) e su terreni con basso contenuto di montmorillonite. Ciò ha indotto i ricercatori a fare numerosi tentativi di estendere i limiti di applicabilità dell'equazione. Ad esempio *Hudson* (1981) ha apportato delle modifiche all'equazione per poterla applicare in Zimbabwe, mentre *Roose* (1975) ha indagato la sua applicabilità alla Costa d'Avorio pervenendo ad integrazioni della tabella dei valori del fattore C di copertura vegetale. Oltre alle suddette limitazioni di tipo applicativo la USLE presenta alcuni problemi di natura teorica. Vi è infatti una certa interdipendenza tra le variabili prese in considerazione nell'equazione, ad esempio la pioggia influenza i fattori R e C, mentre gli effetti del terrazzamento del terreno vengono tenuti in conto sia con il fattore L che con il fattore P. Alcune interazioni tra i vari fattori, come ad esempio la maggiore influenza della pendenza del terreno nelle regioni con piogge intense, vengono ignorate. Esperienze condotte in ambienti a clima temperato hanno evidenziato che l'indice di aggressività della pioggia, basato sull'analisi della distribuzione delle dimensioni delle gocce, potrebbe avere una limitata applicabilità (*Mason & Andrews*, 1960).

- Fattore di erosività della pioggia R

Il valore numerico di R è determinato attraverso la valutazione diretta dell'indice di erosione della pioggia (EI30) (*Wischmeier* 1959), dato per ciascun evento piovoso dal prodotto dell'energia totale (E) per l'intensità massima della pioggia registrata in 30 minuti (I30) e riportata a valore orario. Il valore dell'EI30 così ottenuto viene quindi diviso per 100 per ottenere il relativo valore del fattore R di quel dato evento. La sommatoria degli R dei vari eventi piovosi consente di quantificare il valore del fattore pioggia (R) su base annuale. Per quanto riguarda l'Energia totale (E) del singolo evento piovoso, ci sono alcuni accorgimenti da prendere in considerazione: 1) fra un evento e un altro devono passare almeno 6 ore; 2) non si considerano eventi la cui altezza cumulata di pioggia risulti inferiore ai 13 mm; 3) si considera come tetto massimo per l'intensità di pioggia $I_{\max} = 76$ mm/h, le gocce raggiungono infatti in corrispondenza di tale valore la loro massima dimensione.

- Fattore di erodibilità del suolo K

L'erodibilità del suolo, cioè la sua suscettibilità all'erosione, è valutata nella USLE mediante il fattore K. Questo è un fattore quantitativo che indica le perdite di suolo, determinate sperimentalmente in parcelle standard, per ciascuna unità del fattore R. La parcella ha una lunghezza di 22,13 m, una pendenza costante del 9%, è mantenuta continuativamente a maggese nudo ed è lavorata nel senso della massima pendenza. La parcella standard deve essere lavorata e mantenuta priva di vegetazione (maggese nudo) per almeno due anni prima di effettuarvi le misure di perdite di suolo. Successivamente, durante la fase sperimentale, la parcella viene annualmente arata, sistemata (preparazione del letto di semina) come se dovesse essere seminata e soggetta a lavori complementari per impedire la crescita della vegetazione spontanea e per rompere l'eventuale crosta superficiale. In tali condizioni il valore dei fattori lunghezza, pendenza, colture e pratiche anti-erosive (L, S, C, P) è uguale ad 1 e pertanto il valore di K è determinato dal rapporto tra le perdite di suolo misurate e l'erosività della pioggia ($K = A/R$). Il valore K dell'erodibilità dipende in una tale situazione soltanto dalle caratteristiche del suolo che ne influenzano suscettibilità all'erosione. Anche in questo caso detto valore deve essere considerato medio di un periodo sufficientemente lungo in modo da essere rappresentativo delle diverse caratteristiche pluviometriche, delle variabili condizioni fisiche e chimiche del suolo nei vari periodi stagionali e delle differenti condizioni di umidità del momento in cui si verificano gli eventi piovosi erosivi. La misura diretta, su parcelle a maggese nudo sottoposte a pioggia naturale, richiede per le ragioni sopra indicate molto tempo ed è inoltre costosa. Per ovviare a tale inconveniente, *Wischmeier et al.*, (1971) misero a punto un monogramma, facilmente utilizzabile per la valutazione dell'erodibilità (Figura 1.13).

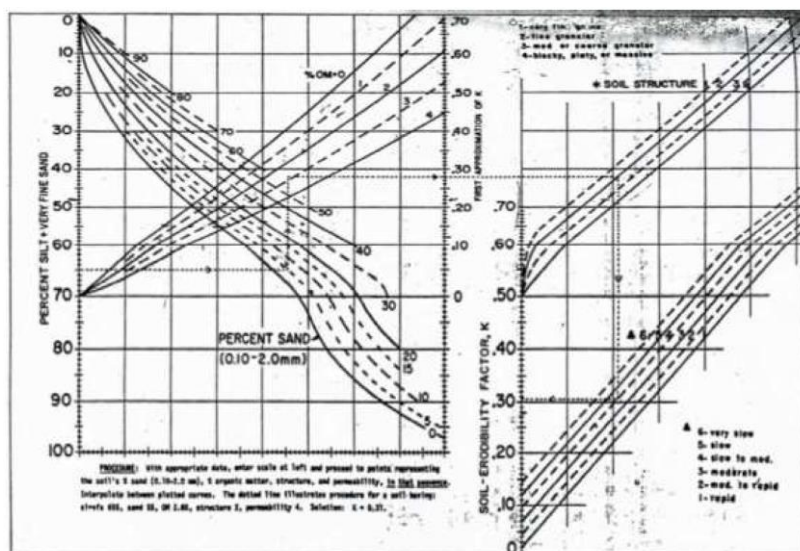


Figura 1.13 - Monogramma per la valutazione dell'indice di erodibilità K (tratto da: Morgan 1978).

L'utilizzazione del monogramma richiede infatti soltanto la conoscenza delle seguenti caratteristiche del terreno: 1) % di limo (0,002 -0,05 mm) + % di sabbia molto fine (0,05 -0,10 mm); 2) % di sostanza organica; 3) struttura; 4) permeabilità.

- Fattore Morfologico LS

Il fattore morfologico tiene conto degli effetti della lunghezza degli appezzamenti (fattore lunghezza L) e della pendenza (fattore pendenza S) sull'entità dell'erosione. Per lunghezza del versante si intende la distanza compresa tra il punto in cui si origina lo scorrimento superficiale delle acque e il punto in cui queste si riversano nella rete idraulica (scoline canali ecc.), oppure fino al punto in cui, per una diminuzione della pendenza, si ha deposizione del materiale trasportato. Le perdite di suolo aumentano sensibilmente con l'aumentare della pendenza, il fattore S viene valutato come una funzione del seno dell'angolo di pendenza. Ciò in considerazione non solo del fatto che sia le forze di impatto delle gocce sulla superficie del terreno che lo sforzo di taglio dell'azione fluente delle acque, funzioni del seno dell'angolo della pendenza, ma anche perché la valutazione di S, su pendenze superiori al 18%, risulta più attendibile. Nella USLE i due fattori sono indicati singolarmente, anche se in pratica vengono valutati congiuntamente. Il fattore morfologico LS rappresenta il rapporto esistente, a parità degli fattori, tra le perdite di suolo di un

appezzamento di data pendenza e lunghezza rispetto a quelle di un appezzamento «standard» di 22.13 m di lunghezza e con il 9% di pendenza.

Il valore del fattore L-S può anche essere calcolato con le seguenti espressioni:

$$LS = \left(\frac{1}{22.13}\right)^m * (0.065 + 0,045 * s + 0.0065 * s^2)$$

pendenza in %

$$LS = \left(\frac{1}{22.13}\right)^m * (65.41 * \sin^2 a + 4.56 * \sin a + 0.0065)$$

pendenza in gradi

dove:

L = lunghezza dell'appezzamento, in m;

α = angolo della pendenza, in gradi;

s = pendenza, in percento;

m = esponente pari a 0.5 con pendenze del 5% o superiore; 0,4 con pendenze comprese tra il 3% ed il 5%; 0,3 con pendenze tra 1% e 3%; 0,2 con pendenze inferiori a 1%.

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

- Fattore di coperture vegetale C

Questo fattore tiene conto degli effetti della copertura del suolo, della successione delle

colture, del loro livello produttivo, della durata delle varie fasi vegetative, delle pratiche colturali, della gestione dei residui colturali e della distribuzione dell'erosività della pioggia. Il valore del fattore C nella USLE rappresenta il rapporto tra le perdite di suolo in determinate condizioni colturali o di copertura e quelle relative alla parcella standard (maggese nudo) nelle stesse condizioni di aggressività climatica, di suolo e di morfologia.

- Fattore pratiche conservative P

Nella USLE il fattore P rappresenta il rapporto tra le perdite di suolo in appezzamenti con una determinata pratica conservativa e quelle relative ad

appezzamenti coltivati secondo le linee di massima pendenza. Le pratiche conservative considerate in questo fattore sono la lavorazione e coltivazione secondo le curve di livello (*contouring*), l'alternanza, nel senso della pendenza, di fasce di differenti colture con andamento parallelo alle curve di livello (*contour stripcropping*) ed i canali terrazzati (*terracing*). L'efficacia delle pratiche di lavorazione e coltivazione lungo le curve di livello (*conturing*) è massima su pendenze comprese tra il 3 e l'8% e diminuisce progressivamente al di sotto e al di sopra di detti valori di pendenza. Nel caso in cui la USLE venga utilizzata per la valutazione della parte dell'erosione totale di un bacino (*gross erosion*) imputabile alle aree sistemate a canali-terrazza, i valori del fattore P sono notevolmente più bassi. Tale riduzione deriva dal fatto che gran parte dei materiali erosi nella zona compresa tra due canali-terrazza contigui si depositano (circa i 4/5) nel canale e non escono dall'area sistemata e di conseguenza non contribuiscono all'erosione totale del bacino.

Modified Universal Soil Loss Equation (MUSLE)

Il processo erosivo prodotto dalle piogge e dal deflusso è valutato attraverso la *Modified Universal Soil Loss Equation (MUSLE)* (Williams, 1975) che è una versione modificata della USLE, sviluppata da Wischmeier e Smith (1965, 1978). La USLE considera l'erosione media annuale come una funzione dell'energia della precipitazione. Nella MUSLE, invece, il fattore "energia della precipitazione" viene sostituito con un fattore di deflusso. Questo migliora la previsione della produzione di sedimenti, elimina la necessità di inserire rapporti di distribuzione, e rende possibile l'applicazione a singoli eventi meteorici. La previsione della produzione di sedimenti è migliorata poiché il deflusso è una funzione delle precedenti condizioni di umidità, così come l'energia della precipitazione.

Unit Stream Power Erosion/Deposition model (USPED)

Il modello USPED è un semplice modello che predice la distribuzione spaziale dell'erosione e deposizione nelle ipotesi di flusso stazionario con pioggia effettiva uniformemente distribuita e in condizioni di capacità di trasporto limitato. Il modello è basato sulla teoria inizialmente sviluppata da Moore e Burch (1986) (Moore & Burch, 1986) integrato da numerosi e successivi miglioramenti. Moore e Burch avevano proposto di valutare l'erosione e deposizione del suolo come conseguenza delle variazioni locali della capacità di trasporto di sedimenti. L'idea innovativa, proposta da questi studiosi, è sostanzialmente

che il tasso di erosione o deposito non dipende dal valore in sé della capacità di trasporto quanto, piuttosto, dall'entità della variazione, da un punto all'altro, della stessa. L'erosione, cioè, si verifica laddove c'è un incremento della capacità di trasporto dell'acqua e, viceversa, dove c'è una diminuzione della capacità di trasporto l'acqua rilascia i sedimenti che sta trasportando, provocando deposizione.

Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)

Nel 1997 *Renard et al.* hanno proposto un'ampia ed esaustiva revisione della metodologia di *Wischmeier e Smith*. La principale innovazione presentata da RUSLE è quella di aver incorporato i fattori L e S in un unico fattore, denominato LS, che prende in considerazione la convergenza dei flussi. Ciò è stato fatto tenendo conto dell'area contribuente a monte per ogni punto del bacino.

1.4.2 Modelli fisicamente basati

I modelli fisicamente basati sono stati proposti ed utilizzati per stimare la distribuzione spaziale sulla superficie del terreno dello scorrimento superficiale e del flusso di sedimento conseguente ai fenomeni erosivi durante eventi piovosi. I modelli empirici non consentono questo tipo di calcolo, ma sono in grado di stimare, solitamente su base annua, solamente i valori totali di deflusso e di perdita di suolo in un certo periodo di tempo.

Water Erosion Prediction Project (WEPP)

WEPP è un modello progettato e sviluppato sulla base delle più recenti conoscenze nel campo dell'idrologia e dell'erosione dei suoli allo scopo di sostituire (negli U.S.A.) la USLE nella stima dell'erosione legata all'uso agricolo del suolo, fornendo uno strumento utilizzabile con facilità da parte di Organizzazioni, Enti o privati che si occupano di conservazione e di pianificazione ambientale (*Nearing et al.*, 1989). Si tratta dunque di un vero e proprio progetto su scala nazionale e, per questa ragione, nello sviluppo di WEPP sono interessati l'USDA, il NSERL (*National Soil Erosion Research Laboratory*), l'ARS (*Agricultural Research Service*) e la *Purdue University (Lafayette, In., U.S.A.)*. Il modello è uno strumento tecnologico sia per le stime temporali che spaziali di erosione e deposito nel bacino, considerandolo come una sequenza di versanti e canali che possono essere sia semplici ed uniformi che articolati e complessi. Il WEPP è un modello a parametri distribuiti

e simulazione continua per la stima dell'erosione. Il modello tiene in conto le piogge e le intensità di pioggia, la tessitura qualitativa del suolo, i parametri relativi alla crescita vegetale, la sostanza organica, gli effetti delle lavorazioni sulle caratteristiche del suolo e sui depositi di suolo, la pendenza, la ripidezza, l'orientazione del versante e i parametri di erodibilità del suolo.

European Soil Erosion Model (EUROSEM)

EUROSEM è progettato per calcolare il trasporto, l'erosione e il deposito di sedimento sulla superficie del terreno in occasione di un evento di pioggia. Può essere applicato sia ad estensioni limitate (zone coltivate) che a piccoli bacini (*Morgan, Quinton & Rickson, 1994*). EUROSEM simula esplicitamente l'erosione distribuita (*inter-rill*) e incanalata (*rills*), includendo il trasferimento della fase acqua e del sedimento dalle aree tra le incisioni, tenendo contemporaneamente conto del deposito che può avvenire lungo il percorso. Il modello EUROSEM è stato sottoposto ad una serie intensiva di prove nel Regno Unito, in Danimarca, Italia e Spagna. La sua implementazione è stata abbandonata perché si è ritenuto che il problema dell'erosione superficiale non abbia abbastanza importanza in Europa per essere ulteriormente finanziato.

CAPITOLO 2

MODELLI DIGITALI DELLA SUPERFICIE TOPOGRAFICA

Premessa

Un DEM, dall'inglese *Digital Elevation Model*, è la rappresentazione digitale dell'elevazione di una superficie (Zhilin et al., 2010). Il termine DEM venne definito per la prima volta nella seconda metà degli anni 80 dallo *United State Geological Survey* come: "la rappresentazione digitale dell'elevazione della superficie, suddivisa in intervalli regolari in direzione x e y (i valori z sono i dati verticali). Lo studio di un DEM fornisce informazioni quantitative e qualitative di estremo interesse, soprattutto per la produzione di analisi idrogeologiche, studio delle risorse naturali, determinazione dell'impatto ambientale dovuto a varie attività, applicazioni militari. In passato, per costruire un buon DEM bisognava fare una complicata e costosa procedura di acquisizione dati, di solito tramite dei sensori fissati a un satellite o ad un aereo. Il primo *data-set* venne acquisito dal satellite *Spot 1*, nel 1986. In seguito, la necessità di ottenere immagini di migliore risoluzione, la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) e la NGA (*National Geospatial-intelligence Agency*) collaborarono nello sviluppo della missione SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*). Lo scopo di tale missione era quello di ottenere una dettagliata mappa 3D della Terra per mezzo di un sistema radar fissato allo *shuttle Endeavour* (Figura 2.1).

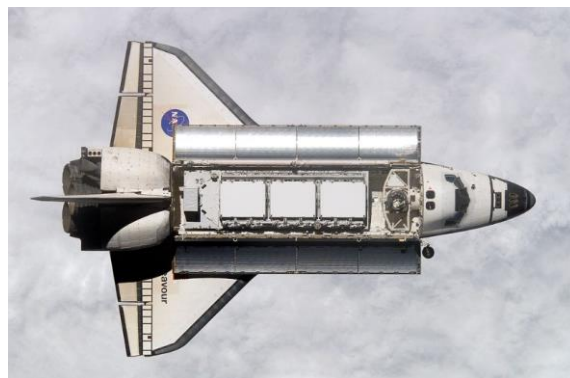


Figura 2.1 - L'Endeavour in orbita - NASA -

(Tratto da: <http://spaceflight.nasa.gov/gallery/images/shuttle/sts-113/html/iss005e21546.html>)

Il *data-set* STRM è costituito da un file binario (.hgt) che rappresenta il terreno compreso in un grado di longitudine e uno di latitudine. La risoluzione della cella di questo DEM è di 90 metri (90x90) in tutta la Terra, eccetto gli Stati Uniti d'America che hanno risoluzione di 30 metri (30x30). Attualmente solo lo 0,2% della superficie terrestre non è stata rappresentata in questo DEM, a causa dell'immagine non sufficientemente chiara (es. per la presenza di nuvole).

Il presente capitolo introduce la tematica dei modelli digitali, con particolare *focus* su:

- I differenti metodi di rappresentazione di un modello digitale del terreno;
- Le classiche metodologie per l'acquisizione di un DEM e i metodi di interpolazione che si utilizzano sui dati grezzi per giungere ad un DEM;
- Quanto è accurato un DEM e come viene valutata l'accuratezza di un DEM.

2.1 Metodi di rappresentazione ed archiviazione dei modelli digitali del terreno

Il modello digitale del terreno è un esempio di una classe più generale di modelli rappresentativi di fenomeni che si manifestano sotto forma di campi. Un campo rappresenta un fenomeno che varia in maniera continua nello spazio. Mentre il modello digitale del terreno rappresenta dati altimetrici, altri modelli digitali possono rappresentare ad esempio valori di temperatura, pressione o pioggia. Di solito un modello digitale è il risultato finale di un'interpolazione spaziale di geometrie (punti, linee). L'interpolazione spaziale è il processo con cui si utilizzano dei punti/linee aventi dei valori conosciuti per stimare i valori in zone in cui il dato manca (es. per realizzare una mappa di precipitazioni). L'interpolazione spaziale può stimare le temperature nelle località senza dati registrati utilizzando le temperature registrate dalle stazioni vicine (Figura 2.2). Questo tipo di superficie interpolata è spesso chiamata superficie statistica.

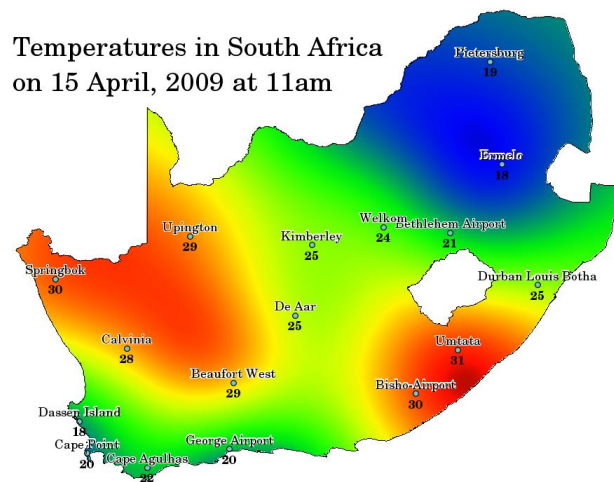


Figura 2.2 - La mappa di temperatura può essere interpolata a partire dalle Stazioni Meteo del Sud Africa

La superficie topografica è un esempio di campo di tipo scalare ossia di un fenomeno i cui valori sono misurabili indipendentemente dal sistema di coordinate utilizzato. Un valore scalare descrive solamente l'intensità del fenomeno ad una determinata coordinata spaziale. Occorre distinguere le principali tipologie di modelli di elevazione che si possono ottenere. Il termine Modello Digitale di Elevazione viene usato anche per indicare altri due tipi di mappe: il Modello Digitale del Terreno (DTM) e il Modello Digitale della Superficie (DSM)

(Figura 2.3); questo è ovviamente incorretto perché si riferiscono a modelli diversi. DTM e DSM, sono superfici statistiche. Una superficie statistica è una rappresentazione della distribuzione dei valori di un determinato fenomeno definito, per ogni coppia di coordinate (X, Y), da un valore di Z, misurato o calcolato. Quindi i modelli sono:

- DEM è una generica superficie statistica in cui ad un numero finito di coppie (X,Y) viene attribuita un'elevazione, una Z, corrispondente;
- DSM (*Digital Surface Model*) si intende la superficie terrestre comprensiva degli oggetti che si trovano al di sopra: edifici, alberi ed altri manufatti;
- DTM (*Digital Terrain Model*), rappresenta l'andamento della superficie del suolo senza gli elementi antropici e vegetazionali.

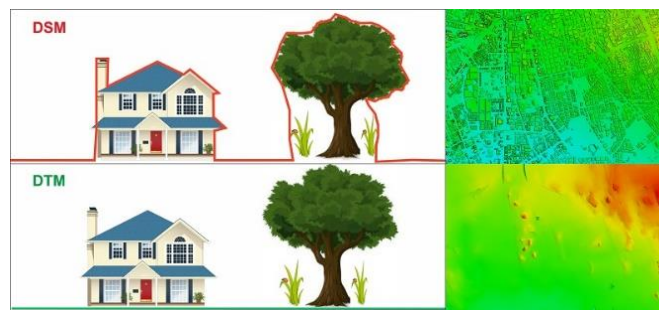


Figura 2.3 - Differenza tra un DSM e un DTM (tratto da: 3Dmetrica.it)

I modi più comuni di rappresentare ed archiviare un fenomeno spaziale consistono in: punti irregolarmente spazati (o punti sparsi), TIN, linee di livello, *grid* (Figura 2.4).

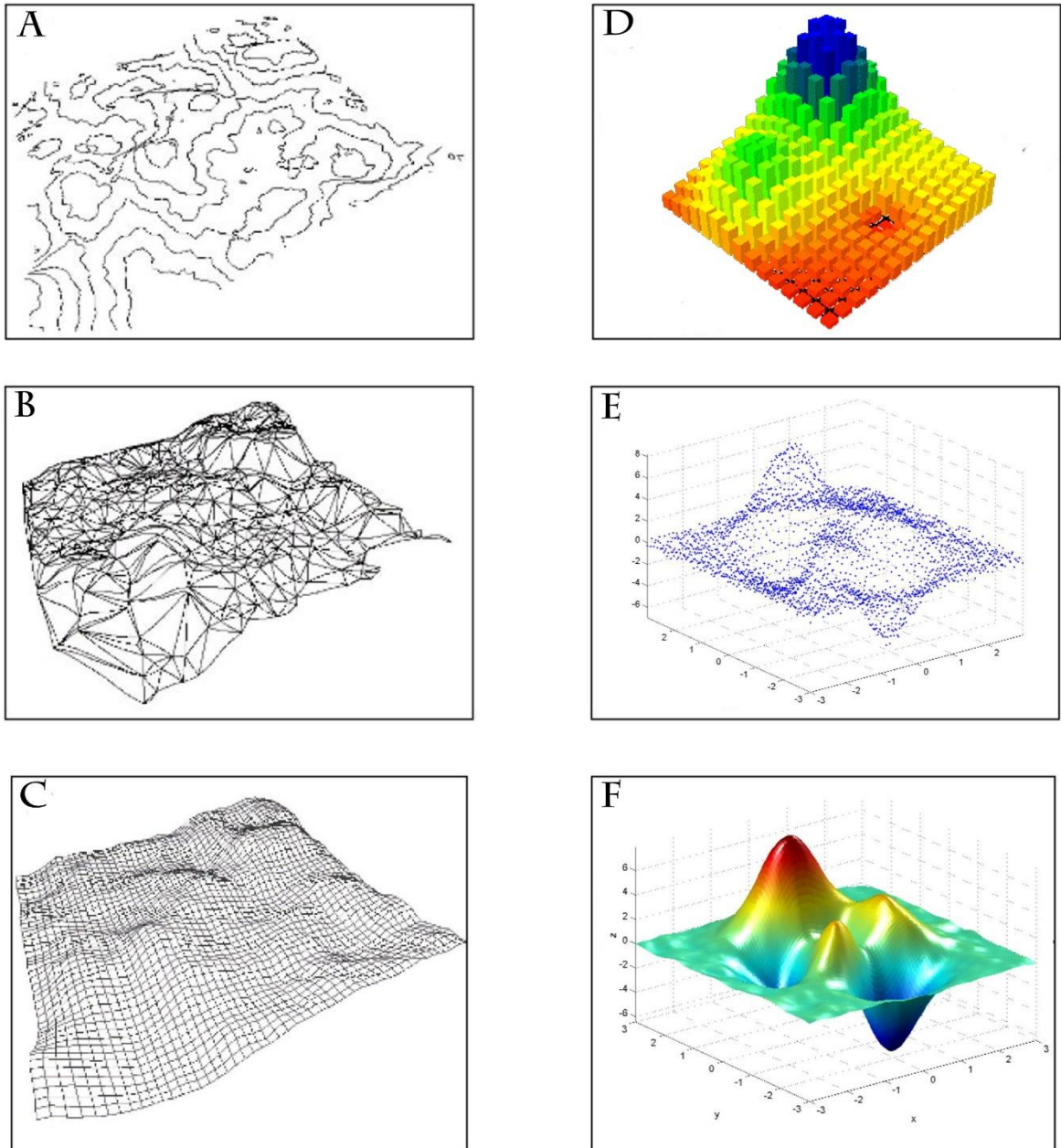


Figura 2.4 - Vari modi di rappresentare ed gestire un modello digitale del terreno: (a) Linee di livello (b) Maglia irregolare di punti sparsi (c) maglia regolare (d) raster (e) punti sparsi (f) superficie continua.

Tra i metodi più comuni di gestione dei DTM vi è il modello a celle (definito anche come modello *raster*), nel quale l'elevazione è gestita come una struttura formata da celle regolari di forma quadrata che hanno eguale spaziatura verticale ed orizzontale (Figura 2.5). La maggior parte dei dati topografici in formato digitale realizzati dagli istituti nazionali ed internazionali sono disponibili come modello *raster*. Tra i modelli disponibili a scala globale vi è il GTOPO30 un modello digitale del terreno realizzato dalla *U.S. Geological Survey*.

Tale modello copre la superficie terrestre da 90 gradi di latitudine nord a 90 sud ed è caratterizzato da una spaziatura della cella di 30 arcosecondi.

Uno dei motivi della grande diffusione dei DTM di tipo *raster* è che può essere gestito ed elaborato in maniera semplice tramite qualsiasi GIS in grado di elaborare dati *raster* (Moore *et al.*, 1991, Wise 1998, Wilson & Gallant 2000).

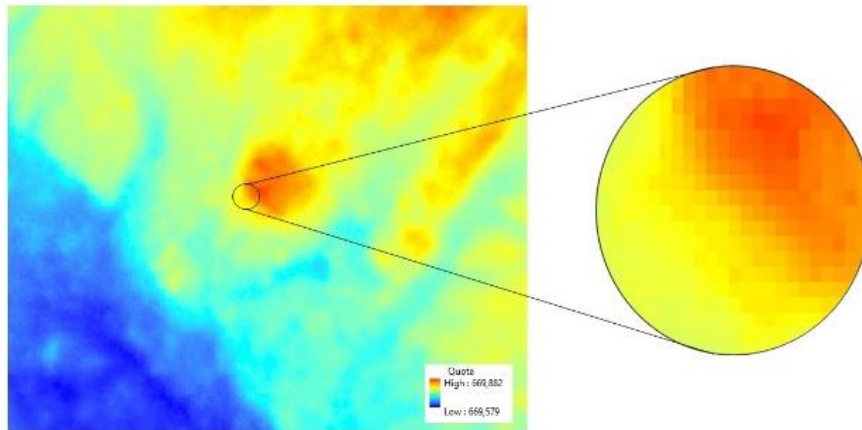


Figura 2.5 - Esempio di Raster

I TIN (*Triangular Irregular Network*) sono modelli vettoriali, costituiti da una rete che disegna triangoli irregolari non uguali di cui sono registrate le coordinate e la quota di ogni vertice. Questa rete di triangoli viene costruita utilizzando la Triangolazione di *Delaunay*: per ogni circonferenza circoscritta in un triangolo, nessun punto di P, oltre a quelli che formano il triangolo stesso, si trova all'interno della circonferenza (Figura 2.6).

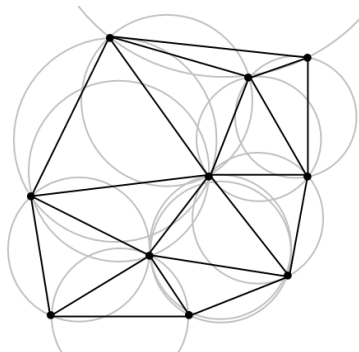


Figura 2.6 - Una triangolazione di Delaunay; sono mostrati i circumcerch (fonte Wikipedia)

Gli altri metodi di archiviazione necessitano di un processo di interpolazione del dato originale (*Mitas & Mitsova 1999, Evans 1972*) per poter identificare i valori intermedi. Il vantaggio principale della TIN è che essendo una struttura di tipo irregolare rende possibile rappresentare forme che si presentano a scale differenti. Questo grazie alla possibilità di utilizzare una differente densità dei nodi, e quindi delle faccette triangolari lungo la superficie da rappresentare. Per poter racchiudere la stessa quantità di informazione tramite un *raster*, è necessario diminuire la spaziatura delle celle fino alla scala di risoluzione della forma che si presenta alla scala più fine, utilizzando un numero di celle molto superiore ai nodi della TIN.

Il modello di tipo *grid* è costituito da un insieme di punti regolarmente spazati che derivano dalla valutazione lungo una griglia dei valori derivanti da interpolazione di punti irregolarmente spazati o da curve di livello. Tali punti sono interpretati come una maglia regolare analoga alla struttura dei TIN. Tuttavia rispetto alle TIN, tale struttura, oltre ad essere regolare, risulta composta da faccette romboidali data la presenza di quattro vertici. Questo tipo di modello è di più semplice gestione rispetto alle TIN. La semplicità deriva dal fatto che tale struttura può essere convertita in un array bidimensionale e quindi in una struttura di tipo *raster*. Gli *array* bidimensionali o matrici, sono facilmente manipolabili tramite un qualsiasi linguaggio di programmazione o di *script* (*Newmann & Sproull, 1979; Comincioli, 1991*). Di contro gli algoritmi necessari a gestire curve di livello e TIN sono più complessi poiché è più complessa la struttura del dato. Data la maggiore complessità necessaria a manipolare gli altri tipi di modelli, per l'elaborazione e gestione dei DTM *raster* sono stati sviluppati un numero molto maggiore di algoritmi. Pertanto il formato *raster* gode di un campo di applicazioni più esteso rispetto agli altri formati. Alla semplicità e compatibilità dei DTM *raster* si contrappone una certa ambiguità nell'interpretazione del dato. Nei DTM *raster*, difatti, è definita solamente la struttura dell'insieme dei dati, struttura che non definisce in maniera implicita la localizzazione del dato altimetrico come nel caso del modello *grid*. Nel modello *grid* i valori sono gestiti come punti geometrici definiti tramite le loro coordinate geografiche. Spesso i due termini *raster* e *grid* vengono usati indistintamente per identificare lo stesso tipo di modello DTM. Tuttavia più in generale si conviene che la cella del *raster* non rappresenta un punto geometrico, ma un'area attraversata da una certa quantità di informazione. Nel caso del DTM è il valore altimetrico riferito all'intera area di una cella. Tale modo di interpretare il dato, analogo appunto al sistema di archiviazione delle immagini digitali, è quello più propriamente definito come DTM *raster*.

Questa distinzione risulta importante quando si affronta ad esempio il problema del ricampionamento (cioè del cambiamento di risoluzione) del dato, dell'interpolazione e della conversione tra i due formati. Spesso il DTM è il risultato di un'operazione di interpolazione, per cui i valori associati alle celle non sono realmente valori derivati da punti campionati sulla superficie terrestre. Solo i punti dati (cioè i punti lungo le linee di livello, punti derivati da scansioni LIDAR ecc) sono punti realmente campionati, mentre i valori dei punti del *grid* e le celle del *raster* del DTM interpolato non derivano da valori realmente misurati sul campo ma “valutati” lungo intervalli regolari. Mentre nel caso del *grid* il valore si riferisce ad un punto geometrico della superficie ottenuta, nel caso del *raster*, a seconda del software utilizzato, alla cella viene attribuito il valore medio dell'area ricoperta, o il valore della superficie valutato nel centro geometrico della stessa. Il termine *grid* suggerisce che lo strato informativo non è costituito da un insieme di valori associati ad aree, ma un strato di valori associati a punti nel quale tutti i punti sono distanziati in maniera regolare a formare una maglia. Nonostante si tratti di un insieme di punti, risulta più efficiente archiviare tale struttura sotto forma di matrice piuttosto che come una serie di punti definiti esplicitamente. Un formato di archiviazione esplicito è chiamato comunemente x,y,z ed è costituito da un file ascii caratterizzato dal fatto che per ogni riga di testo vengono registrate le tre coordinate spaziali. Nel modello *raster* il dato altimetrico è associato all'area dell'intera cella ma per convenienza la sua ubicazione è identificata spesso come il centro del *pixel* (indipendentemente da come sia stato valutato il dato interpolato). Questo espediente rende semplice valutare ad esempio le distanze tra tematismi come strade ed edifici quando questi sono archiviati in formato *raster*, anche se è generalmente riconosciuto che tali distanze hanno un elemento di imprecisione dovuto all'incertezza dell'ubicazione geografica del dato. Il problema è che realmente pochi software GIS contemplano a livello logico qualsiasi distinzione tra un modello *grid* ed i modelli *raster*, ma solo tra dato *raster* e dato vettoriale, formato che include la gestione dei punti. Purtroppo trattare i modelli come se fossero rappresentazioni equivalenti dà vita a problemi di ambiguità (Figura 2.7). Interpretando i valori della superficie come un strato di pixel, risulta impossibile per l'utente sapere se i valori nelle celle si riferiscono ad un punto centrale della cella dell'intera area (pixel propriamente detto) od ad esempio ad un angolo della cella.

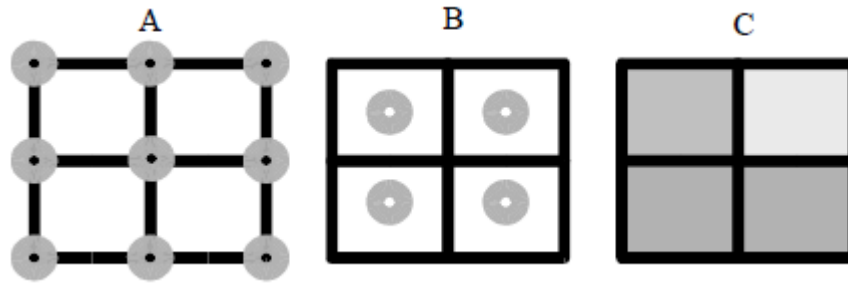


Figura 2.7 - Tre diversi modi di localizzare il dato nel modello raster A) DTM raster interpretato come grid B) DTM raster il cui valore di quota viene localizzato nel centro della cella C) DTM raster interpretato come insieme di pixel

Ad esempio un DTM a grande risoluzione può essere utilizzato per generare modelli digitali a risoluzione più bassa. In tal caso risulta più adatto trattare il DTM come un modello *raster* poiché gli algoritmi necessari a ricampionare il dato sono meno complessi (Wood, 1996).

2.2 Metodi di acquisizione

Il primo passo per la generazione di un DTM è ovviamente il campionamento dei punti a terra. Esistono diversi mezzi per campionare le quote della superficie terrestre

- Aerofotogrammetria (descritta nel quarto capitolo)
- *Light Detection And Ranging* (LiDAR)

LiDAR è un metodo di telerilevamento remoto (*Remote Sensing*) atto ad ottenere rilievi topografici ad alta risoluzione, il rilievo viene effettuato da un aereo sul quale è montato un sistema *laser scanner*. Il sistema integra componenti al suolo con il modulo in volo. Il sistema di acquisizione dati è costituito da tre componenti principali:

1. Il *laser scanner* genera il fascio pulsato ad alta frequenza, un sensore registra l'intensità del fascio riflesso e la quota del terreno, che varia in base al tempo percorso dal fascio;
2. Un sistema di posizionamento satellitare GPS e uno di inerziale di navigazione INS installati a bordo del veicolo, in modo da poter determinare in ogni istante di tempo posizione (x,y) e orientamento;
3. Stazione GPS posizionata a terra ai vertici della rete geodetica creata, in modo da correggere la posizione dell'aereo in post processing dei dati.

La distanza è misurata sulla base del tempo che il fascio laser pulsato impiega prima di essere riflesso e captato dal ricevitore. L'elaborazione dei dati ottenuti dal sistema è abbastanza complessa, ma quasi del tutto automatizzata e veloce da eseguire. Il LiDAR ha come pregio il fatto che può essere montato su ogni piattaforma come: aerei, elicotteri, sommità di edifici, robot ecc; inoltre è possibile acquisire anche superfici verticali (ad esempio una parete rocciosa). L'area di interesse è coperta dal rilievo mediante linee di volo parallele finalizzate alla produzione di strisce di scansione sovrapposte la cui larghezza (generalmente 300 - 400m) è dipendente dall'apertura angolare del sensore e dall'altezza di volo; dalla risoluzione, in modo analogo, è inversamente proporzionale alla frequenza del generatore del telemetro. Maggiore sarà la distanza dal suolo, maggiore sarà il tempo di ritorno del segnale e l'intervallo fra l'emissione di un segnale e il successivo, diminuendo così la densità dei punti possibili per l'area di interesse. Inoltre, ha un'altissima velocità di acquisizione dati ad elevata risoluzione (Figura 2.8).

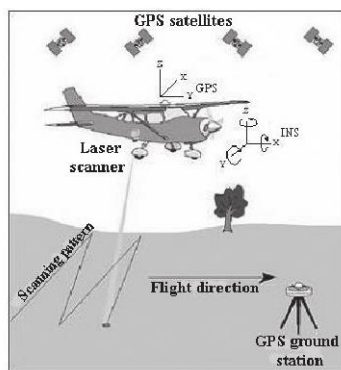


Figura 2.8 - Ottenimento di un data-set usando LiDAR (tratto

da: https://www.researchgate.net/publication/237545652_LAND_USE_CLASSIFICATION_BASED_ON_THE_INTENSITY)

La riconosciuta qualità dei DEM generati dall'interpolazione delle nuvole di punti LiDAR permette a questi modelli digitali di competere, specialmente in aree con copertura vegetale, con i metodi tradizionali e da radar. L'output di questo sistema sono direttamente le coordinate x, y e z di ogni misurazione.

- Real Time Kinematics (RTK)

Si tratta una tecnica sviluppata negli anni '90 che consiste nella misura della distanza tramite comunicazione tra stazione base e un ricevitore (chiamato *rover*) mediante un'onda portante ad altissima frequenza, con lunghezza d'onda di 19cm e errore di fase $\pm 1\%$ (Trimble Navigation Limited, 2003). La stazione base si trova in un punto di coordinate note, esso è connesso col satellite e in *broadcast* col rover. Quest'ultimo ricevendo le informazioni del satellite, è in grado di rimandare alla base le informazioni sulla propria posizione, in coordinate relative (Figura 2.9).

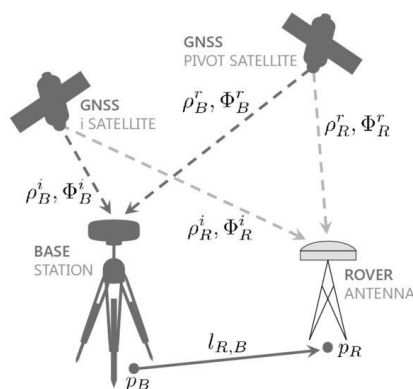


Figura 2.9 - Come funziona il Real Time Kinematics.

(tratto da:

[https://www.researchgate.net/publication/325055101_On_the_Kalman_Filtering_Formulation_for_RTK_Joint_Positioning_and Attitude Quaternion Determination](https://www.researchgate.net/publication/325055101_On_the_Kalman_Filtering_Formulation_for_RTK_Joint_Positioning_and_Attitude_Quaternion_Determination))

Data la sua elevata precisione, il sistema RTK si usò nelle operazioni di controllo e rilevamento topografico, nei sistemi di autopilotaggio e nelle macchine automatiche ad alta precisione.

- **Acquisizione da carte topografiche**

Il metodo più diffuso ed economico per la creazione dei DTM consiste nell'utilizzare le carte topografiche disponibili. Storicamente, queste mappe rappresentano dettagli sia naturali che artificiali, le linee di quota non si sovrappongono mai e rappresentano un *range* altimetrico di 100m (Figura 2.10).

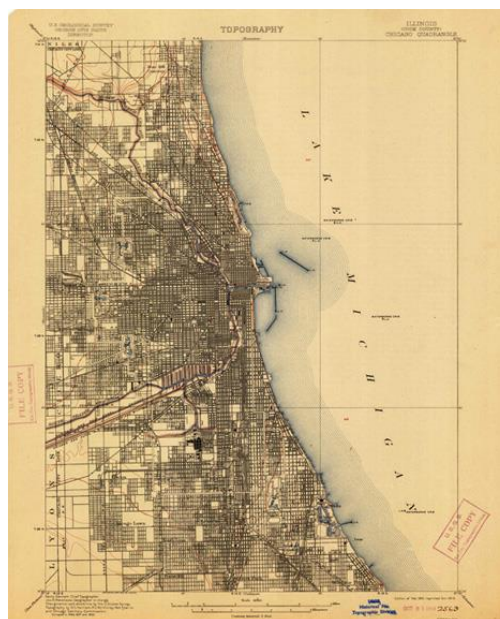


Figura 2.10 - Mappa topografica di Chicago datata 1913, stampata da US Geological Survey.

La prima mappa topografica di un intero Paese risale al 1789 con la *Carte Geometrique de la France*, successivamente i vari governi decisero di fare le proprie mappe per aiutare i militari a preparare i piani di battaglia e di difesa, a tale scopo l'attenzione ai rilievi fu di vitale importanza. Nel 1913 si iniziò a rappresentare la prima mappa topografica mondiale, in scala 1:1000000. Negli anni '80 nacquero i primi database digitali di coordinate che diedero la possibilità di stampare e vedere mappe in scale e contesti diversi (mappe fisiche, politiche ecc.).

Il metodo per acquisire il dato topografico si basa sulla digitalizzazione delle linee di livello. Ogni linea di livello viene convertita in una polilinea. Una polilinea è dato vettoriale costituito da nodi che congiungono segmenti. Queste polilinee possono

essere generate tramite un tavolo digitalizzatore o tramite un apposito software che lavora su una immagine scansionata della carta topografica. In ambiente GIS è possibile lavorare utilizzando tali immagini scansionate e generare le polilinee in maniera manuale, cioè seguendo con un puntatore le curve di livello, o in maniera semiautomatica, tramite appositi algoritmi in grado di inseguire le linee. Alla polilinea generata viene quindi assegnato il suo valore di quota in un apposito campo del database associato al dato vettoriale. Questo campo verrà utilizzato per l'interpolazione al fine di generare il modello digitale del terreno.

- Teodolite e Stazione totale

Il teodolite è uno strumento di precisione usato per misurare gli angoli verticali e orizzontali ed è costituito da un telescopio montato su due assi perpendicolari moventi (verticale e orizzontale). Quando il telescopio è puntato su un *target*, l'angolo degli assi può essere misurato con estrema precisione (*Kavanagh & Bird*, 1992). Possono essere di tipo *Transit*, cioè quelli in grado di ruotare per 360° attorno all'asse verticale, o di tipo *No-Transit*, i quali compiono solo mezzo giro attorno all'asse verticale. Il primo modello di Teodolite risale al 1576 e fu ideato da *Joshua Habermel*, nel giro di due secoli divenne un accurato strumento di misura meccanico, quando fu perfezionato nel 1787 da Jesse Ramsden (inventò il suo *Great Theodolite*, oggi custodito presso il Science Museum di Londra) che introdusse anche delle scale graduate ad alta precisione (Figura 2.11). Questi strumenti divennero molto popolari nelle operazioni di misura nel XX secolo. Il Teodolite misura le distanze con la tecnica della triangolazione (basata sulla geometria Euclidea), che misura le distanze da un punto di posizione nota e conoscendo una lunghezza nota, chiamata baseline. Nelle misure topografiche si creano dei sistemi di triangoli, detti reti di triangolazione (Figura 2.12). Al giorno d'oggi, i moderni Teodolite lavorano con lo stesso principio, solo che non sono più meccanici ma misurano l'angolo con un encoder di rotazione, sia in modo assoluto (ad esempio utilizzando il codice *Gray*) o incrementale (utilizzando bande radiali di luce e ombra equidistanti).



Figura 2.11 - Pilot Balloon Theodolite (tratto da:
http://www.dehilster.info/geodetic_instruments/1924_carl_zeiss_jena_th1_theodolite.php)

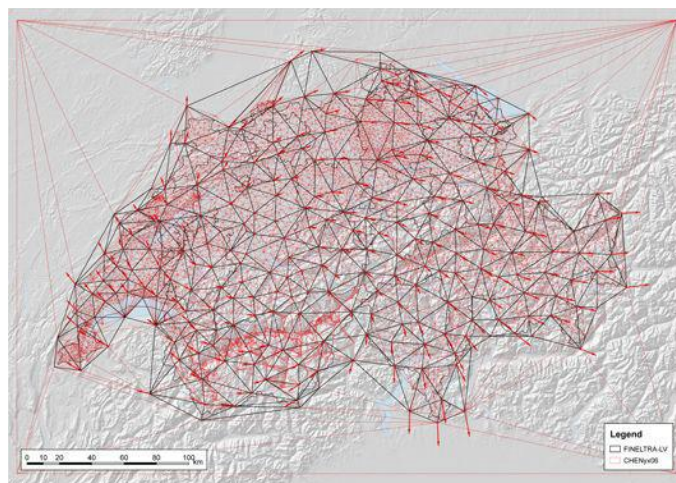


Figura 2.12 - Rete di triangolazione della Svizzera (tratto da:
https://www.vd.ch/fileadmin/user_upload/organisation/dinf/sit/fichiers_pdf/MN95/3a-Formation_CF-geo_-_MN95_-_M%C3%A9thodologie_Transformation_-_Cadres_de_reference-Transformations-Version_compl%C3%A8te.pdf)

La stazione totale è uno strumento elettro-ottico costituito da un Teodolite elettronico (*transit*) e da un misuratore di distanza elettronico (EDM) che legge la distanza dallo strumento a un particolare punto, in cui è presente un riflettore prismatico (Figura 2.13).



Figura 2.13 - Stazione totale Nikon DTM-652, 500-X data collector

Il segnale rifratto fornisce la misura, che viene interpretata da un computer sulla base della lunghezza d'onda e frequenza del segnale. Esistono anche le così dette *Robotic Total Station*, che permettono controllare lo strumento via remota, questo elimina la necessità di avere sempre un operatore fisso sul *transit*. Anche questo strumento si basa sulla tecnica della triangolazione per determinare una misura, essi sono in grado di misurare angoli a distanze fino a 1500m con accuratezza di 1,5mm. Le stazioni totali, una volta collegate al pc, sono in grado di fare automaticamente mappe dettagliate del territorio misurato, usando dei software appositi.

2.3 Metodi di interpolazione per la generazione di DEM

L'interpolazione spaziale è una tecnica matematico/statistica per ottenere valori assunti da una grandezza nei punti intermedi tra punti la cui grandezza è nota (*De Berg et al.*, 2008).

La formula generale del problema dell'interpolazione è la seguente:

Dati i punti $(x_i, z_i) \quad i = 0, 1, \dots, n$ con $x_i \in \mathfrak{R}^n$, $m > 1$, $x_i \neq x_k$ per $i \neq k$ e data una famiglia di funzioni

$$z(x, a_0, \dots, a_n) \quad \text{modello matematico}$$

si cercano i valori a_0, a_1, \dots, a_n (parametri o gradi di libertà) tali che:

$$z(x, a_0, \dots, a_n) = z_i \quad i = 0, 1, \dots, n$$

La z può dipendere linearmente dai parametri, in questo caso si ha il problema dell'interpolazione lineare, cioè:

$$z(x, a_0, \dots, a_n) \equiv a_0 z_0(x) + a_1 z_1(x) + \dots + a_n z_n(x)$$

In casi particolari si lavora con l'interpolazione polinomiale:

$$z(x, a_0, \dots, a_n) \equiv a_0 + a_1 x + \dots + a_n x^n$$

e, molto raramente, con l'interpolazione trigonometrica:

$$z(x, a_0, \dots, a_n) \equiv a_0 + a_1 e^{x_i} + a_2 e^{2x_i} + \dots + a_n e^{n x_i}$$

Ovviamente le soluzioni anche per un numero di punti molto basso sono infinite a meno di non introdurre delle condizioni ulteriori. Si determina quindi la necessità di scegliere il metodo di interpolazione. Nella classe delle interpolazioni lineari si colloca l'interpolazione mediante *spline*, molto importante in alcune applicazioni (grafica) e da cui prende il nome il metodo degli elementi finiti (*Heitor et al.*, 2002).

I metodi di interpolazione possono essere classificati in base all'approccio utilizzato (geometrico, matematico, statistico, fisico ecc..) o al numero di campioni che utilizza per risolvere la superficie. Quasi tutti i metodi di interpolazione globale tuttavia possono utilizzare entrambi gli approcci grazie al fatto che una superficie che descrive un fenomeno reale, risulta spesso dotata di proprietà geometriche locali. In particolare per fenomeni spaziali dotati di forte autocorrelazione, quali la distribuzione delle quote di una superficie topografica, cioè dove i punti lontani non sono correlati tra loro, è possibile risolvere la

superficie interpolante per pezzi. In questo tipo di interpolazione si suddivide l'intervallo in un certo numero di sottospazi e gli estremi vengono uniti con un polinomio di grado prefissato e sotto opportune condizioni nei punti di raccordo, questo metodo è anche detto approssimazione polinomiale a pezzi. Molte volte si preferisce lavorare in questo modo rispetto all'utilizzo di un unico polinomio perché, anche se la funzione avrà sempre una soglia massima di regolarità, legata al grado del polinomio, sarà meno oscillante quindi si ottengono risultati migliori in termini di approssimazione del terreno. In generale l'interpolazione lineare è quella in assoluto più usata, solo in casi particolari in cui non risulterebbe adeguata si passa agli altri due modelli (polinomiale, trigonometrica). Il metodo di interpolazione si sceglie in funzione delle entità spaziali interessate (possono essere punti, linee o aree) e delle caratteristiche della variabile in esame. Inoltre esistono i così detti metodi esatti, che onorano sempre i dati noti, e i metodi approssimati (chiamati anche approssimazioni), che non onorano i dati noti ma lavorano su altri parametri, ad esempio sulla minimizzazione dell'errore globale (Figura 2.14) (Lee *et al.*, 1992).

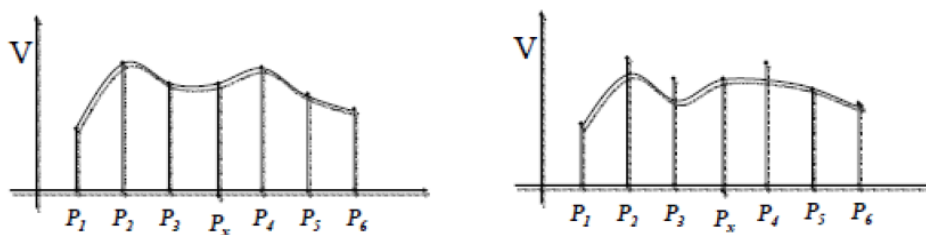


Figura 2.14 - Confronto tra interpolazione esatta e approssimata

Il fatto di lavorare con meno punti possibile, avendo risultati apprezzabili, è un fattore molto importante dato che normalmente in questo tipo di applicazione si ha a che fare con data-set enormi (oltre 1000000 punti) che porterebbero a tempi di calcolo altissimi. Tutte le tecniche di interpolazione di basano sul semplice concetto che punti più vicini hanno valori più simili (Burrough, 1986), significa che punti vicini devono trovarsi a quote simili, pena la discontinuità del campo (cosa non tollerabile anche per una superficie approssimata, a meno che non ci siano pareti verticali tipo burroni ecc.).

Inoltre si possono dividere i modelli di interpolazione in:

- modelli deterministici: il legame tra i punti vicini è dato da una legge esplicita, i cui parametri hanno anch'essi significato fisico;
- modelli stocastici: il legame tra i punti vicini è di tipo statistico (covarianza) che può non avere significato fisico;

- modelli globali: sfruttano tutte le informazioni a disposizione per ricostruire il modello, non vanno bene per descrivere gli andamenti locali e si usano per individuare eventuali trend;
- modelli locali: sfruttano solo le informazioni date dai punti più vicini per ricostruire il modello.

Inverse Distance Weighted (IDW)

Inverse Distance Weighted (IDW) è una tecnica largamente utilizzata per la modellazione di superfici, è un metodo deterministico che svolge una interpolazione multi variabile con un set di valori noto. Si basa sul presupposto che il valore in un punto non campionato può essere approssimato attraverso una media pesata dei valori dei punti che si trovano al di sotto di una determinata distanza o alternativamente da un dato numero di punti più prossimi (Aguilar et al., 2005). Il metodo venne proposto dal gruppo di Shepard (Shepard et al., 1968) nella sua versione da interpolatore esatto, in seguito sono nate anche altre versioni dove viene definito un fattore di smoothing che rende inesatto l'interpolatore. La IDW assume che ogni misura abbia un'influenza locale che diminuisce con la distanza, assegnando ai dati utilizzati nell'interpolazione un peso che decresce all'allontanarsi dal punto incognito (Figura 2.15).

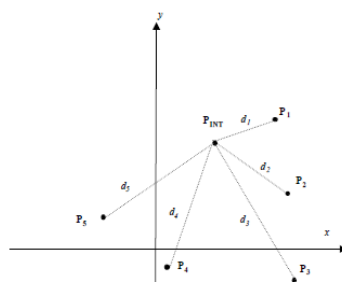


Figura 2.15 - Interpolazione a partire dalla conoscenza della quota dei punti e della loro distanza

È possibile assegnare il valore di un punto sconosciuto lavorando sulla media pesata dei punti noti, attraverso la seguente espressione generale:

$$Z(x, y) = \sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot Z(x_i, y_i)$$

dove:

- $Z(x, y)$ è il valore stimato del punto non campionato di coordinate $(x; y)$;
- $Z(x_i, y_i)$ è il valore del punto campionato di coordinate $(x_i; y_i)$, ci sono n punti campionati utilizzati per l'interpolazione del punto incognito;
- λ_i è il valore della funzione peso λ , associato al punto i -esimo inversamente proporzionale alla distanza di dal punto sconosciuto x_0 al punto noto x_i

Solitamente il peso λ_i è determinato tramite una relazione $\lambda_i = w(d_i)$, inversamente proporzionale alla distanza tra il punto incognito e quello i -esimo, questo significa che:

$$\lim_{d \rightarrow \infty} w(d) = 0$$

di solito l'andamento della funzione $w(d)$ può essere di due tipi:

1. potenze negative

$$w(d) = d^r$$

2. esponenziale negativo

$$w(d) = e^{rd} \quad \text{oppure} \quad w(d) = e^{rd^2}$$

con r esponente proprio della funzione peso. Normalmente sul peso λ si pone anche il vincolo che:

$$\sum_{i=1}^n \lambda(1) = 1$$

in questo modo la media globale rimane inalterata.

Quindi, l'operatore IDW prende come input un set di punti sparsi, appartenenti allo stesso sistema di riferimento geodetico/cartografico, dando come output un raster calcolato col criterio della media pesata dell'inverso della distanza. Preventivamente bisogna definire:

- l'area su cui effettuare l'interpolazione;
- la risoluzione che si vuole applicare;
- l'attributo di interpolazione (come vengono definiti i pesi);
- il numero massimo di punti utilizzati (in caso di data-set molto grandi).

Risulta facile comprendere che le prestazioni dell'algoritmo dipendono in sostanza dall'efficienza con cui sono stati valutati i punti vicini, dato che le operazioni svolte sono abbastanza semplici e non si sente il bisogno diricorrere a particolari ottimizzazioni. Inoltre, questo tipo di approccio non tiene conto delle variazioni superficiali graduali e in generale

del trend della superficie, è quindi adatto alla rappresentazione in zone dove si ha brusca variazione (matematicamente si può parlare di zone a bassa correlazione spaziale).

In particolare, in questo lavoro di tesi, per applicare tale metodo è stato utilizzato il software ArcGIS della Esri (<https://www.esriitalia.it/>). Per fare ciò è stato utilizzato il *tool* IDW (3D analyst) (Figura 2.16), in questo *tool* vi sono diversi tab all'interno del quale inserire informazioni (Philip & Watson, 1982; Watson & Philip, 1985):

- *input point features* è il file puntuale (Shapefile) di origine, all'interno del quale vi è il nostro set di misure;
- *Z value field* è il campo (all'interno dello *Shapefile*) che contiene l'informazione utilizzata per l'interpolazione (nel nostro caso le quote altimetriche);
- *Output raster* è il risultato dell'interpolazione, è un raster e qui verrà indicato il nome e la destinazione di salvataggio;
- *Output cell size* è la dimensione della singola cella, di solito è un campo opzionale poiché la dimensione della cella dipende dalla concentrazione di punti nello spazio, maggiori saranno i punti minore sarà la dimensione della cella. A volte se non è necessaria una risoluzione elevata e per ridurre i tempi di elaborazione si inserisce il valore scelto;
- *Power* anch'esso è un campo opzionale, questo parametro consente di controllare l'importanza dei punti noti sui valori interpolati in base alla loro distanza dal punto di uscita. È un numero reale positivo e il suo valore predefinito è 2. Attribuendo un valore di potenza più elevato, è possibile porre maggiore enfasi sui punti più vicini. Pertanto, i punti vicini avranno la maggiore influenza e la superficie avrà più dettagli (sarà meno liscia). All'aumentare del valore della potenza, i valori interpolati iniziano ad avvicinarsi al valore del punto di campionamento più vicino. Se si specifica un valore più basso per la potenza, si avrà una maggiore influenza sui punti circostanti che sono più lontani, con una superficie più liscia. Poiché la formula IDW non è collegata a nessun processo fisico reale, non è possibile determinare se uno specifico valore di potenza sia troppo grande. Un valore ottimale per la potenza può essere considerato dove l'errore assoluto medio minimo è al minimo.
- *Search radius*:
 - *Variable*: con un raggio di ricerca variabile, viene specificato il numero di punti utilizzati nel calcolo del valore della cella, a seconda di quanti punti

cercare il raggio sarà sempre diverso. Viene indicata anche un distanza massima per evitare errori dovuti alla troppa distanza tra i punti;

- *Fixed*: con un raggio di ricerca fisso, viene specificata la distanza del raggio, ma anche il numero minimo di punti da inglobare all'interno del cerchio
- *Input barrier polyline features*: una barriera è un set di polilinee utilizzato come linea di discontinuità che limita la ricerca di punti campione di input. Una polilinea può rappresentare una scogliera, una cresta o qualche altra interruzione in un paesaggio. Saranno considerati solo quei punti campione di input sullo stesso lato della barriera della cella di elaborazione corrente.

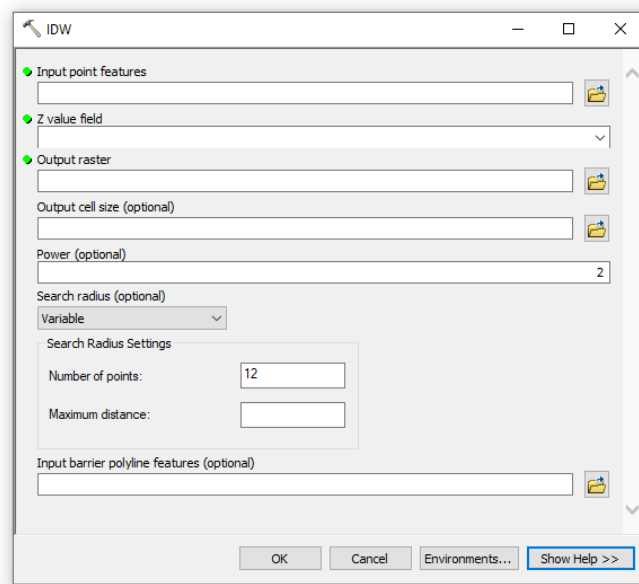


Figura 2.16 Il tool IDW utilizzato con il software ArcGIS

Il Kriging

Il *Kriging* è un metodo geostatistico e si basa sul concetto di funzione casuale: la superficie o un volume viene considerato come una realizzazione di una funzione casuale avente una determinata covarianza spaziale. Utilizzando i punti dati $z(r_i)$ e assumendo stazionarietà si può stimare un semivariogramma $\gamma(h)$ definito come:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \text{Var} [\{z(r+h) - z(r)\}] \approx \frac{1}{2N_h} \sum_{(ij)}^{N_h} [z(r_i) - z(r_j)]^2$$

che è legata alla covarianza spaziale $C(h)$ da:

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

dove $C(0)$ è il valore del semivariogramma per l'infinito. La sommatoria nell'equazione precedentemente riportata va oltre il numero N_h di coppie di punti separati dal vettore h da una piccola tolleranza Δh . Esistono varie funzioni che possono essere usate come semivariogrammi (sferiche, esponenziali, Gaussiane, Bassel ecc.). I parametri di tali funzioni vengono ottimizzati per il miglior adattamento possibile al semivariogramma sperimentale. La superficie interpolata viene quindi costruita utilizzando le condizioni statistiche di affidabilità e minima varianza.

L'interpolante *universal Kriging*, è definito come:

$$F(r) = T(r) + \sum_{j=1}^N \lambda_j C(r - r_j)$$

dove $T(r)$ rappresenta la componente non casuale espressa come una combinazione lineare di monomi di basso ordine. I monomi e i coefficienti λ_j sono individuati risolvendo un sistema di equazioni lineari. In generale il *kriging* predice valori in punti e blocchi in uno spazio d-dimensionale e permette di incorporare l'isotropia. La principale caratteristica del *Kriging* è la qualità della previsione e la capacità di prevedere la distribuzione spaziale dell'incertezza. Nonostante ciò ha avuto poco successo nelle applicazioni dove la geometria locale delle superfici e la regolarità delle stesse costituisce un punto cruciale, dove altri metodi si sono rilevati di maggiore utilità.

Anche questo metodo è presente all'interno del software ArcGIS con il *tool Kriging* (Figura 2.17) (Oliver, 1990), i tab presenti in questo strumento sono:

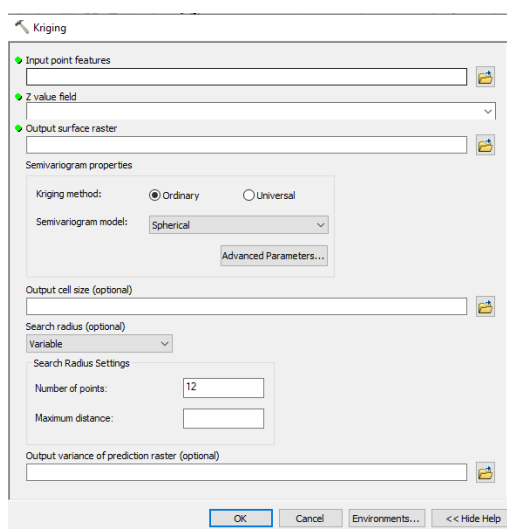


Figura 2.17 - Il tool Kriging utilizzato con il software ArcGIS

- *input point features, Z value field, Output surface raster, Output cell size e Search radius* sono le medesime descritte precedentemente nel paragrafo “*Inverse Distance Weighted (IDW)*”;
- *Kriging methods*: esistono due metodi di *kriging*: ordinario e universale:
 - Il *kriging* ordinario è il più generale e ampiamente utilizzato dei metodi di *kriging* ed è il *default*. Presuppone che la media costante sia sconosciuta
 - Il *kriging* universale presuppone che ci sia una tendenza prevalente nei dati, ad esempio un vento prevalente, e può essere modellato da una funzione deterministica, un polinomio. Il *kriging* universale dovrebbe essere usato solo quando vi è una tendenza nei dati così da fornire una giustificazione scientifica per descriverlo
- *Semivariogram models*: lo strumento *Kriging* fornisce le seguenti funzioni tra cui scegliere per modellare il semivariogramma empirico (Figura 2.18):
 - *Circular*
 - *Spherical*
 - *Exponential*
 - *Gaussian*
 - *Linear*

il modello selezionato influenza la predizione dei valori sconosciuti, in particolare quando la forma della curva vicino all’origine differisce in modo significativo (Royle et al., 1991). Più ripida è la curva vicino all'origine, maggiore sarà l'influenza che i punti vicini avranno sulla previsione

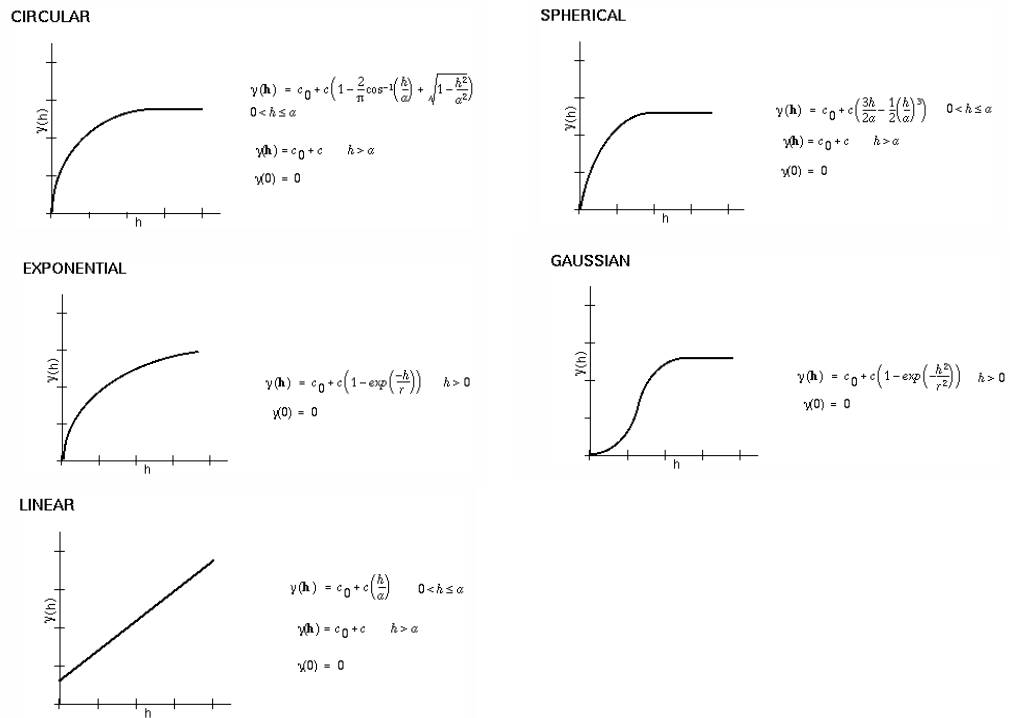


Figura 2.18 - Le forme generali e le equazioni dei modelli matematici utilizzati per descrivere la semivarianza

Topo to Raster

Lo strumento *Topo to Raster* è un metodo di interpolazione progettato specificamente per la creazione di modelli di elevazione digitale (DEM) idrologicamente corretti. Si basa sul programma ANUDEM sviluppato da *Michael Hutchinson* (Hutchinson, 1988; Hutchinson, 1989; Hutchinson & Dowling, 1991; Hutchinson, 1993; Hutchinson, 1996; Hutchinson, 2000; Hutchinson & Gallant, 2000; Hutchinson, 2008; Hutchinson et al., 2009; Hutchinson et al., 2011). *Topo to Raster* interpola i valori di elevazione per un raster imponendo vincoli che garantiscono:

- Una struttura di drenaggio collegata
- Rappresentazione corretta di ridges e streams dai dati di conturing di input

Questo metodo utilizza una tecnica di interpolazione della differenza finita iterativa. È ottimizzato per avere l'efficienza computazionale dei metodi di interpolazione locale, come l'interpolazione IDW, senza perdere la continuità superficiale dei metodi di interpolazione globale, come *Kriging* e *Spline*. Si tratta essenzialmente di una tecnica di spline discretizzata (Wahba, 1990) per la quale è stata modificata il fattore rugosità per consentire al DEM di seguire bruschi cambiamenti nel terreno, come torrenti, creste e

scogliere. Topo to Raster impone vincoli al processo di interpolazione che si traduce in una struttura di drenaggio collegata e una corretta rappresentazione di creste e corsi d'acqua. Questa condizione di drenaggio imposta produce superfici di maggiore precisione con meno dati di input. La quantità di dati di input può essere fino a un ordine di grandezza inferiore a quello normalmente richiesto per descrivere adeguatamente una superficie con contorni digitalizzati, minimizzando ulteriormente le spese per ottenere DEM affidabili. Questo *tool* è presente solo all'interno del software ArGIS, è presenta diversi tab da selezionare (Figura 2.19):

- *Input feature data*: sono i dati inseriti per avere un raster finale (possono essere più di uno). Sono caratterizzati da tre campi: 1) *Feature layer* che indica il percorso e il nome del file di origine; 2) *Field* indica il campo all'interno dello shapefile da cui verranno prelevati i dati numerici; 3) *Type* indica la tipologia di dataset che si sta utilizzando, vi sono diversi dataset:
 - *Point Elevation* rappresenta la feature punto. Il campo memorizza le elevazioni dei punti;
 - *Contour*: Il campo memorizza le elevazioni delle linee, ad es. isoipse;
 - *Stream*: è uno shapefile lineare e le linee devono essere orientati per puntare a valle. In questo caso non bisogna indicare il campo *Field* poiché nell'interpolazione viene utilizzata solo l'informazione geografica;
 - *Sink*: viene rappresentato con uno shapefile puntuale e qui vengono localizzati punti con una forte depressione che solitamente in fase di interpolazione verrebbero esclusi e considerati come errori;
 - *Boundary*: è un singolo poligono che viene utilizzato per indicare che tutti i dati al di fuori di tale poligono risultino *NoData*;
 - *Lake*: è uno shapefile poligonale che indica la presenza di laghi, in questo modo a tutti i dati all'interno del poligono viene assegnata l'elevazione minima estratta dalla linea di costa;
 - *Cliff*: è uno shapefile lineare utilizzato per indicare zone con forte cambio di pendenza (es. le scogliere). È un file senza l'informazione *Field* poiché viene utilizzata solo l'informazione geografica;
 - *Exclusion*: è uno *shapefile* poligonale che indica zone all'interno delle quali il dato non deve essere preso in considerazione (es. muri, ponti). Anche qui viene utilizzata solo l'informazione geografica quindi non è necessario inserire il campo *Field*;

- *Coast*: è uno shapefile poligonale che contiene il limite della linea di costa
- *Output surface raster*: qui viene indicato il nome e la posizione del *raster* che si avrà in output
- Dati opzionali: in seguito ci sono una serie di tab all'interno del quale vanno inserite informazioni opzionali quindi non è obbligatorio inserire tali dati, ma vengono utilizzati in determinate situazione. In generale i più utilizzati sono:
 - *Drainage enforcement*: viene utilizzato per indicare all'algoritmo come comportarsi in presenza di *sink*, in particolare: 1) *ENFORCE* l'algoritmo elimina tutti i *sink* che rileva in modo tale da avere una superficie omogenea; 2) *NO ENFORCE* l'algoritmo non elimina i *sink* rilevati, in questo modo si avrà una superficie molto più rugosa, ma se nel file di origine è presente qualche punto con errore nel raster finale verrà evidenziato la sua presenza; *ENFORCE WITH SINK* in questo caso l'algoritmo prende in considerazione solo i *sink* inseriti in *input features*, tutti gli altri verranno eliminati.
 - *Primary type of input data*: viene specificato se il dato primario da cui prendere informazioni è di tipo puntuale (*SPOT*) o lineare (*CONTOUR*).

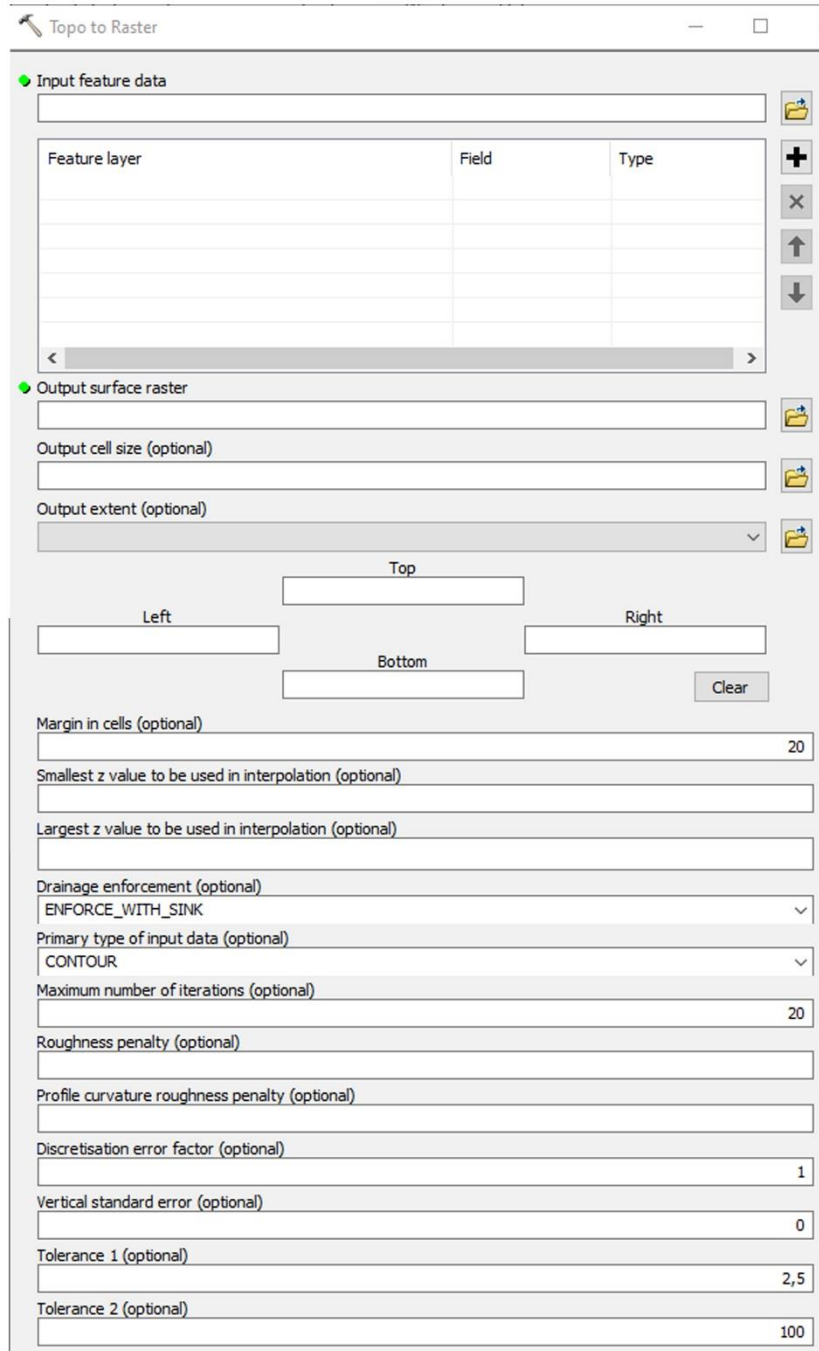


Figura 2.19 – Interfaccia dello strumento Topo to Raster all'interno del software ArcGis

Altri metodi

Oltre ai tre metodi di interpolazione presentati precedentemente, ne esistono altri che sono usati meno frequentemente, la maggior parte delle volte come base per ottenere una interpolazione più raffinata o per fare una stima a grandi linee del terreno.

- **Trend**

È un metodo deterministico globale, consiste nell'approssimare i dati attraverso un polinomio o una superficie polinomiale (Figura 2.20)

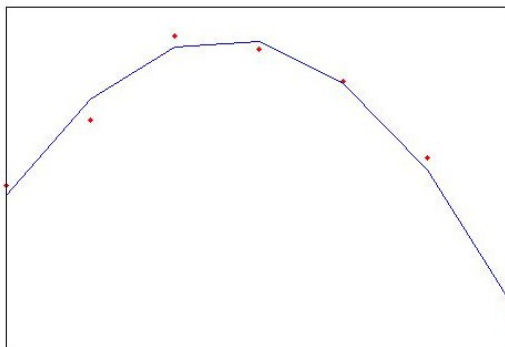


Figura 2.20 - Approssimazione di dati con polinomio di II grado, minimi quadrati

Di solito si tratta di una approssimazione, che usa un polinomio di grado n della forma:

$$p(x) = a_0 + a_1x + a_2x^2 + \dots + a_nx^n$$

$$p(x, y) = a_{00} + a_{10}x + a_{01}y + a_{11}xy + \dots + a_{n0}x^n + a_{0n}y^n + a_{nn}x^n y^n$$

I cui coefficienti sono calcolati sfruttando i dati noti, in modo da minimizzare una funzione delle differenze rispetto ai loro valori (solitamente quella ai minimi quadrati). Lo sfruttamento del trend nella pratica serve solamente per avere una idea veloce sull'andamento globale del terreno, in quanto riesce a modellare una grande quantità di dati con polinomi di basso ordine (abituamente $n \leq 3$, oltre risulta difficile dare un significato fisico al polinomio) e fornisce indicazioni sul grado di approssimazione. Di contro, al di fuori della zona coperta dai dati non si hanno valori ragionevoli e i minimi quadrati, oltre a presupporre una distribuzione Normale dei dati, non sono un criterio di stima robusto.

- **Tassellazione al punto più vicino**

Si tratta una tecnica di interpolazione deterministica locale, consiste nell'assegnare ad ogni punto incognito il valore del punto campionato più vicino. Si tracciano delle regioni, la cui configurazione è determinata univocamente dalla posizione dei punti, questo processo viene detto tassellazione (Poligoni di Thiessen o di Voronoi, celle di Dirichlet) (Figura 2.21).

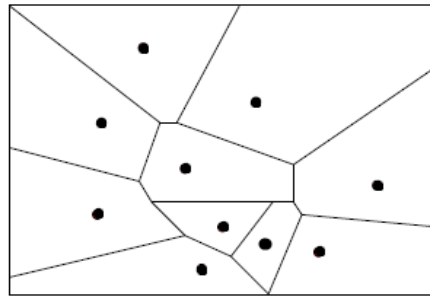


Figura 2.21- Esempio di tassellazione

Questo metodo ha come vantaggio un semplicissimo approccio e la facilità di automatizzazione della procedura. Negativamente, la dimensione di forma delle regioni dipende solo dalla distribuzione dei campioni (assunta omogenea e isotropa), inoltre non si hanno indicazioni sugli errori di stima.

- **Media mobile**

Metodo locale deterministico, il valore del punto è dato dalla media degli n valori nell'intorno del punto di interesse, contenuti in una finestra simmetrica circolare o rettangolare (Figura 2.22).



Figura 2.22 - Esempio di finestra circolare (a sinistra) e rettangolare (a destra)

La media mobile usa solo punti limitrofi al punto incognito e li pesa tutti allo stesso modo. La dimensione della finestra è molto importante per il risultato, finestre piccole esaltano le alte frequenze (quindi mettono in evidenza le asperità del territorio), mentre finestre grandi riducono le frequenze (hanno un effetto livellante o di *smoothing*).

Una panoramica dei vari metodi di interpolazioni dei DEM (discussi e non) è mostrata in Tabella 2.1:

| Metodo | Legge | Validità | Transizione | Interpolazione | Limiti | Migliore per ... | Input | Oneri | Ipotesi |
|------------------|----------------|----------|-------------|------------------------|--|---|----------|------------------|--|
| Visivo | sogettivo | globale | brusca | no | sogettiva, non riproducibile | immagini aeree | poligoni | nessuno | conoscenza intuitiva dei processi, omogeneità nelle aree |
| Ricerca contorni | deterministico | globale | brusca | no | richiede forme predefinite (artificiali) | remote sensing | raster | moderati | omogeneità nelle aree |
| Tassellazione | deterministico | locale | brusca | si | un dato per cella, no stima errore, dipende dalla disposizione dei punti | dati non numerici | poligoni | bassi o moderati | il più vicino fornisce informazioni migliori |
| Trend | stocastico | globale | graduale | no | effetti di bordo, non robusto, no significato fisico | rimozione di trend per altre interpolazioni | raster | bassi o moderati | trend con significato fisico, errori gaussiani |
| Serie di Fourier | stocastico | globale | graduale | no | dati periodici | dune o manufatti | raster | moderati | periodicità fenomeno |
| Spline | deterministico | locale | graduale | si | no stima errore | superfici lisce | raster | bassi o moderati | variazioni graduali |
| IDW | deterministico | locale | graduale | no (si se uso vincoli) | dipende da distribuzione punti, no stima errore | calcolo veloce di dati lasci | raster | bassi o moderati | isotropia, continuità, differenziabilità |
| Kriging | stocastico | locale | graduale | si | dati stazionari, altissimi oneri di calcolo | stime precedenti di funzione e errore | raster | molto alti | ipotesi triseche, trend |

Tabella 2.1 - Confronto tra i vari metodi di interpolazione

2.4 Accuratezza del DEM

Qualsiasi modello derivato da differenti metodi di interpolazione è affetto da un errore. Ovviamente tanto minore sarà l'errore tanto più il modello si avvicina alla condizione reale. Esistono differenti metodologie per la valutazione dell'errore e dell'accuratezza di un DEM.

RMSE

Il metodo più semplice ed immediato per verificare l'accuratezza di un modello consiste nel calcolo della radice dell'errore quadratico medio (RMSE - *Root Mean Square Error*). In statistica, l'errore quadratico medio (MSE - *Mean Squared Error*) indica la discrepanza quadratica media fra i valori dei dati osservati ed i valori dei dati stimati. La sua radice quadrata fornisce un ulteriore indice statistico, la cosiddetta radice dell'errore quadratico medio (RMSE oppure RMSD - *Root Mean Square Deviation*). Corrisponde, in italiano, alla varianza interna data dal rapporto fra la devianza interna (o devianza entro i gruppi) e la numerosità totale. L'RMSE può essere anche calcolato come deviazione standard degli scarti. L'MSE ed RMSE non sono quantità a-dimensionali, bensì assumono l'unità di misura della grandezza considerata (RMSE) ed il suo quadrato (MSE). Nel calcolo dell'RMSE sui DEM questo compara altezze interpolate e reali, per ogni *check point* (nel nostro caso GCP - *Ground Control Point*) definito, analizzandone i residui. L'errore RMSE può essere scritto sia in forma assoluta che in forma percentuale (equazione):

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Z_i^{stimato} - Z_i^{reale})^2}{n}}$$
$$RMSE[\%] = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \left(\frac{Z_i^{stimato} - Z_i^{reale}}{Z_i^{reale}} \right)^2}{n}} \cdot 100$$

dove:

- $Z_i^{stimato}$ è il vettore di n elementi contenente i valori delle altezze interpolate;
- Z_i^{reale} è il vettore di n elementi contenente i valori delle altezze reali;
- n è il numero dei *check point* presi in considerazione

Per l'analisi dei dati è stato utilizzato il software *Open Source QGIS*. Con il termine *Open Source* (cioè sorgente aperto) ci si riferisce ad un tipo di software o al suo modello di

sviluppo o distribuzione. Un *software* o applicativo *Open Source* è reso tale per mezzo di una licenza con la quale i detentori dei diritti ne favoriscono la modifica, lo studio, l'utilizzo e la redistribuzione. Caratteristica principale dunque delle licenze open source è la pubblicazione del codice sorgente (da cui il nome). Il fenomeno ha tratto grande beneficio da Internet, perché esso permette a programmatori distanti di coordinarsi e lavorare allo stesso progetto.

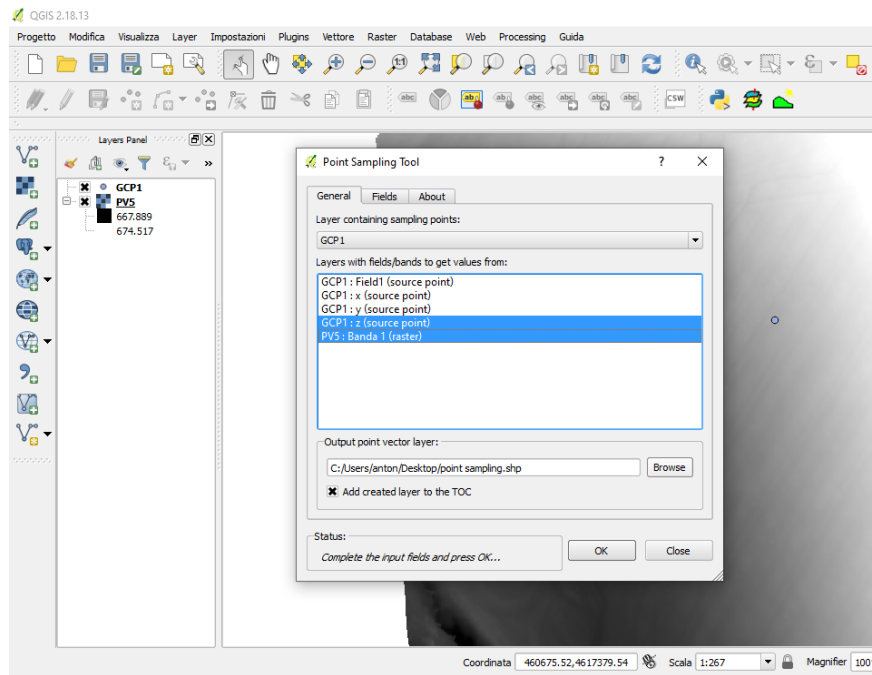


Figura 2.23 - Interfaccia del tool Point Sampling all'interno del software QGIS

In particolare per ricavare il valore di quota in corrispondenza dei GCP è stato utilizzato il tool *Point Sampling* (Figura 2.23). Nel campo “*Layer containing sampling points*” viene selezionato lo *shape file* contenente i GCP, mentre nel campo “*Layer with fields/bands to get values from:*” vengono selezionati:

1. il campo contenente il valore di quota nello *shape file* dei GCP;
2. banda del *raster* da cui verranno estratti i valori delle quote.

Infine in “*Output point vector layer*” viene inserito il nome e il percorso del nuovo *shape file* che conterrà i valori di quota dei GCP e quelli estratti dal *raster* preso in considerazione (Figura 2.24).

| | z | PV5 |
|---|------------------|-----------|
| 1 | 669.046000000000 | 669.04730 |
| 2 | 669.863000000000 | 669.82776 |
| 3 | 671.793000000000 | 671.81750 |
| 4 | 670.780000000000 | 670.71686 |
| 5 | 672.333000000000 | 672.34552 |

Figura 2.24 - Tabella attributi dello shape file risultante dal tool Point Sampling, la colonna a sinistra indica i valori di quota dei GCP, mentre la colonna di destra mostra i valori negli stessi punti per il modello selezionato

Successivamente è stato calcolato l'SE (*Square Error*) per ogni punto utilizzando il calcolatore di campi (Figura 2.25). Per fare questo viene creato un nuovo campo utilizzando la seguente espressione:

$$SE = ("Q_i" - "Q_m")^2$$

Dove:

Q_i rappresenta il valore di quota interpolato (nel nostro caso è il valore estratto dal raster):

Q_m rappresenta il valore di quota misurato (nel nostro caso è il valore di quota dei GCP).

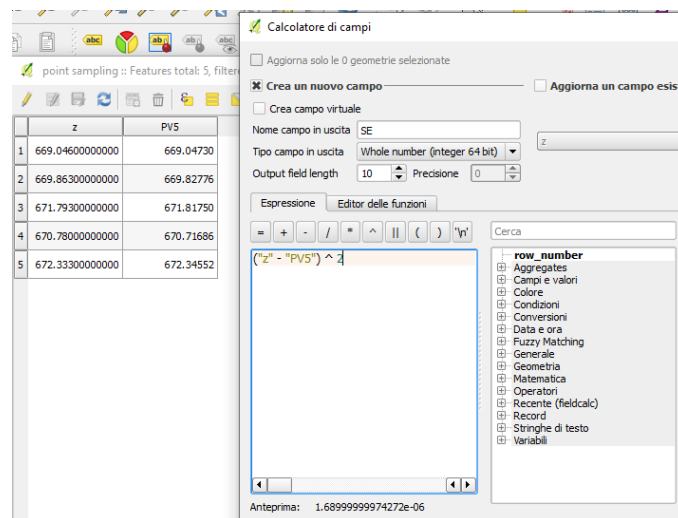


Figura 2.25 - Formula per calcolare l'SE all'interno del calcolatore di campi del software QGIS

Infine per la calcolare la media (MSE) e in seguito la radice quadrata dell'MSE (RMSE) è stato utilizzato l'algoritmo "Statistiche di base per campi numerici" (Figura 2.26).

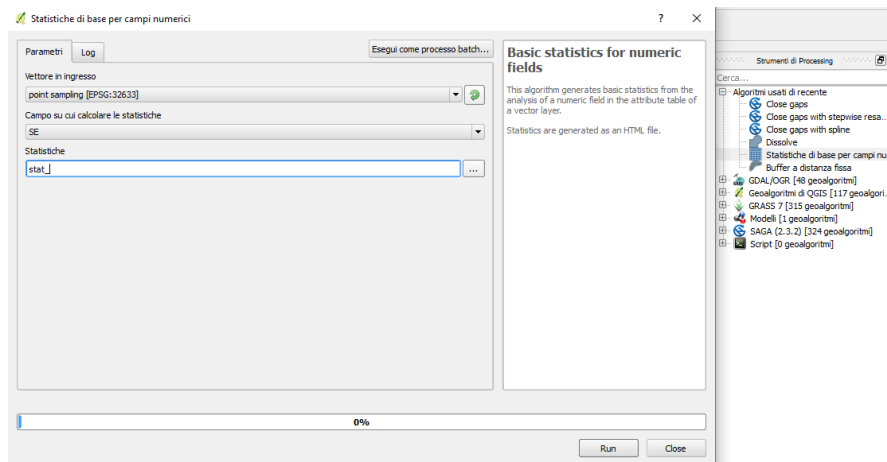


Figura 2.26 - Schermata dell'algoritmo di "Statistiche di base per campi numerici" all'interno del software QGIS

Confronto con le misure in campo

Un metodo diretto per la valutazione dell'accuratezza di un modello è il confronto di misure fatte in campo con le stesse misurate sul modello.

Nel caso oggetto di studio le misure in campo sono state acquisite in corrispondenza dei *target point* (Figura 2.27) misurando elementi facilmente riconoscibili da ortofoto e da DEM. Sono stati acquisiti dati lineari (XY) e dati di profondità (Z).

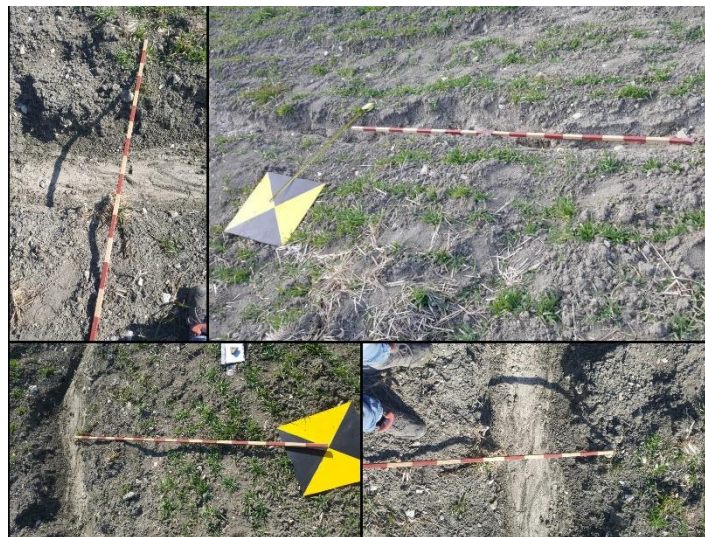


Figura 2.27 - Misure di campo su un rigagnolo

Sul versante oggetto di studio vengono posizionati i *target point*, dove come detto in precedenza, vengono misurati elementi di erosione lineare. Per comprendere come si comporta il modello finale nel raffronto con le misure reali vengono presi in considerazioni

elementi a scala diversa, da *rills* con profondità di 2 cm (molto difficili da modellare) a *rills* con profondità maggiore di 20cm.

Per la valutazione dell'accuratezza vengono acquisite distanze lineari e punti a maggior profondità dell'elemento da valutare (Figura 2.28).

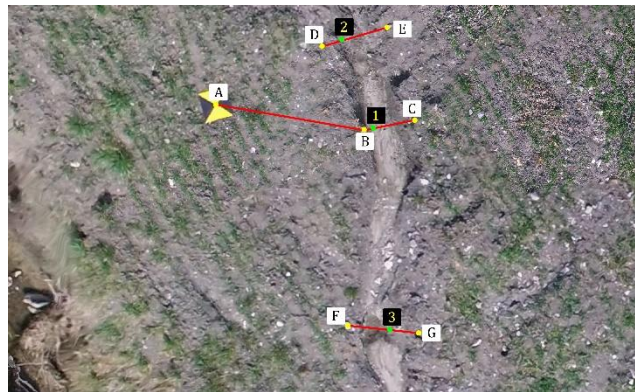


Figura 2.28 - Esempio di misure lineari (segmenti AB,BC, ecc) e misure di profondità (punti 1, 2, ecc)

In seguito le distanze e le sezioni acquisite in campo vengono misurate sui modelli, per fare questo è stato utilizzato il software QGIS. In particolare le distanze lineari sono state ricavate dalle ortofoto corrispondenti utilizzando lo strumento "righello". Mentre per ricavare i dati di profondità sono state costruite delle sezioni utilizzando il plugin "Terrain Profile" (Figura 2.29).

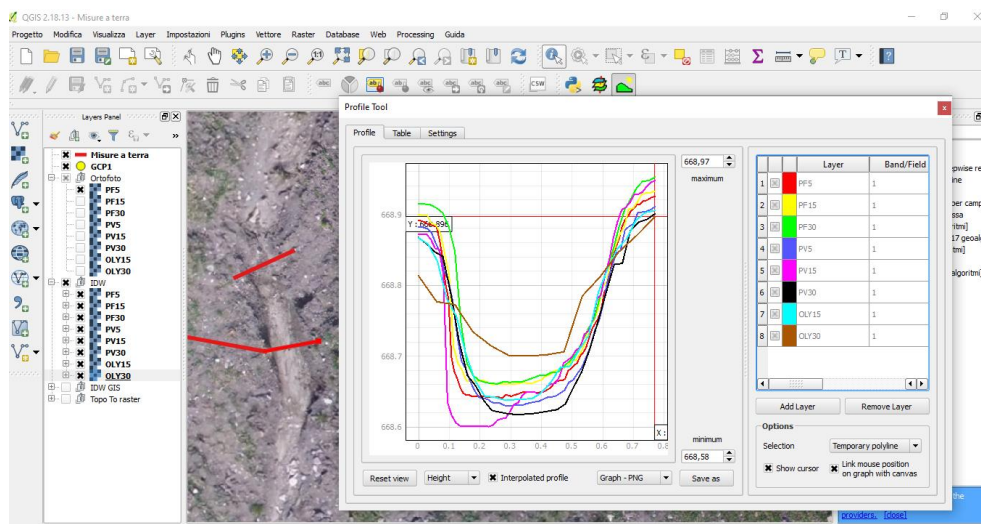


Figura 2.29 - Schermata del plugin "Terrain profile" all'interno del software QGIS

In questo modo è possibile confrontare misure lineari e di profondità fatte in campo con misure ricavate da modello per calcolare l'errore medio del modello e, quindi, valutarne l'accuratezza.

CAPITOLO 3

FOTOGRAMMETRIA DA DRONE

Premessa

La fotogrammetria ha oggi un ruolo fondamentale nello studio e nella rappresentazione del territorio. Anche se storicamente la sua origine si confonde con la nascita della fotografia (1839), è stato solo dai primi decenni del Novecento, parallelamente allo sviluppo della tecnologia aeronautica, che è divenuta la protagonista assoluta nella realizzazione di qualsiasi documento cartografico. L'*American Society for Photogrammetry and Remote Sensing* (ASPRS) definisce la fotogrammetria come “l’arte, la scienza e la tecnologia necessarie per ottenere informazioni affidabili sugli oggetti reali e sull’ambiente attraverso un processo di riproduzione, misura e interpretazione di immagini fotografiche e di modelli di radiazioni elettromagnetica e di altri fenomeni” (Cannarozzo et al, 2017). Quindi la fotogrammetria è una tecnica che consente di determinare metricamente la forma, la dimensione e la posizione di un oggetto avendo come dati di partenza almeno due distinte riprese fotografiche o fotogrammi che dovrebbero risultare essere delle proiezioni centrali dell’oggetto stesso. La fotogrammetria viene poi classificata sia in base al tipo di presa utilizzata, sia in base al tipo di elaborazione, sia, infine, in base al tipo di fotografia utilizzata. Possiamo sintetizzare tale classificazione:

1. Tipo di presa:
 - Fotogrammetria terrestre: le prese avvengono da terra;
 - Fotogrammetria aerea: le prese avvengono da un aereo;
2. Tipo di elaborazione:
 - Fotogrammetria analogica: la ricostruzione degli oggetti rilevati si ottiene con dispositivi fisici (bacchette metalliche, raggi luminosi) che riproducono all’inverso il fenomeno della presa;
 - Fotogrammetria analitica: la ricostruzione degli oggetti rilevati si ottiene elaborando numericamente (con moderni strumenti di calcolo) opportune misure effettuate direttamente sui fotogrammi;
3. Tipo di fotografia:

- Fotogrammetria classica: le fotografie sono ottenute dallo sviluppo di emulsioni fotosensibili su pellicola, o su lastre di vetro (in negativo e in positivo);
- Fotogrammetria digitale: le fotografie sono ottenute sotto forma numerica e organizzate in un grigliato di pixel. Possono essere ottenute sia da una macchina digitale, sia per scansione di una fotografia tradizionale.

In generale gli *output* finali ottenibili dalla fotogrammetria possono essere:

- Rappresentazioni grafiche, cioè carte topografiche, o, più in generale, disegni degli oggetti;
- Rappresentazioni numeriche, cioè coordinate di punti appartenenti agli oggetti rilevati;
- Ulteriori immagini, cioè fotografie elaborate come le immagini raddrizzate o gli ortofotopiani.

Dal punto di vista storico nello sviluppo della tecnica del rilievo fotogrammetrico, è possibile riconoscere schematicamente le seguenti fasi temporali, grossomodo della durata di cinquant'anni, e legate a determinate tecnologie (Cannarozzo et al., 2017):

1. Fase pionieristica (1850-1900). La fotogrammetria fu fondata da *Aimé Laussedat*, che nel 1851 ne indicò i procedimenti, basati sostanzialmente su una intersezione in avanti in cui le misure venivano ottenute dai fotogrammi. La misura delle grandezze sul fotogramma era, però, fonte di notevoli errori dovuti alla distorsione degli obiettivi fotografici. Fu Ignazio Porro che nel 1865 cercò di rimediare a tali errori, integrando questa nuova tecnica con il fotogoniometro, uno strumento che permetteva di misurare gli angoli delle direzioni che vanno dal centro dell'obiettivo ai punti dell'oggetto fotografato, dopo aver collocato la lastra nel posto che aveva al momento della ripresa e averla convenientemente illuminata.
2. Fase analogica e stereoscopica (1900-1960). La seconda età della fotogrammetria inizia nei primi anni del Novecento attraverso la stereoscopia (*C. Pulfrich*) e il principio della marca mobile (*F. Stoltz*), che permisero di superare le difficoltà dell'ambiguo riconoscimento dei punti omologhi su due fotogrammi diversi. Nel 1909, poi, il triestino *E. Von Orel* costruì lo stereo-autografo, per mezzo del quale fu risolto il problema di passare da una coppia di fotogrammi alla proiezione orizzontale, non attraverso il calcolo delle coordinate dei singoli punti, ma in maniera continua utilizzando elementi fisici di tipo analogico. *Von Orel* aprì l'era dei restitutori analogici; in questo campo i progressi furono abbastanza rapidi,

soprattutto per opera di studiosi come *Wild*, *Nistri* e *Santoni*. La prima guerra mondiale vide poi l'introduzione della fotogrammetria aerea. Oggi essa ha sostituito tutti gli altri metodi per la produzione di carte di media e grande estensione, mentre la fotogrammetria terrestre viene impiegata, essenzialmente, nel rilievo degli edifici.

3. Fase analitica (dal 1960 in poi). L'impostazione analogica nella fotogrammetria era legata a epoche in cui i limitati mezzi di calcolo impedivano di sviluppare le procedure analitiche necessarie per passare dalla prospettiva (fotografia) alla proiezione ortogonale (carta). A partire dagli anni '60, l'avvento dei calcolatori elettronici con grande capacità di calcolo (e piccole dimensioni) ha indirizzato lo sviluppo della fotogrammetria verso una impostazione analitica del problema. Essa prevede che il passaggio da una coppia stereoscopica di fotogrammi alla relativa proiezione ortogonale avvenga tramite lo sviluppo numerico di un certo numero di equazioni elaborate dal computer.
4. Fase digitale. A partire dagli anni '90 è stato possibile produrre e utilizzare immagini non fotografiche, ma numeriche, cioè immagini digitali, strutturate in una matrice di piccoli elementi detti pixel. L'impiego di queste immagini ha dato luogo alla fase digitale della fotogrammetria che svolge le procedure connesse attraverso un computer.

Per ottenere un modello tridimensionale dell'oggetto di interesse, scopo dell'elaborazione fotogrammetrica, si devono eseguire alcuni passaggi: 1) presa stereografica della zona interessata; 2) rilievo dei punti di appoggio; 3) orientamento interno ed esterno; 4) restituzione tridimensionale.

L'elaborazione del modello 3D avviene in modo semiautomatico grazie all'utilizzo di uno strumento restitutore cioè un software specifico in grado di ricostruire da solo l'orientamento dei fotogrammi sulla base di pochi punti di cui sono note le coordinate di base. Di programmi atti a questo tipo di elaborazione ce ne sono molti a disposizione e variano per precisione, affidabilità e costi. Sta all'operatore valutare il suo caso di studio e scegliere il software più adeguato. Non bisogna inoltre dimenticare che la fotogrammetria è e rimarrà una disciplina molto complessa che richiede competenze vaste sia di livello base come, ad esempio, la conoscenza dell'ottica geometrica e delle equazioni di collinearità, conoscenze approfondite dei programmi utilizzati, nonché l'acquisizione di esperienza in materia. Solo a questo punto i risultati ottenuti potranno dirsi attendibili.

Il rilievo fotogrammetrico rispetto ai rilievi topografici presenta i seguenti vantaggi:

- consente di determinare caratteristiche di oggetti senza avere contatto fisico con essi;

- rilievo simultaneo di molti punti (grandi moli di informazioni);
- le misure vengono eseguite a posteriori sui fotogrammi, dunque possono essere ripetute in ogni momento.

3.1 Principi e strumenti della fotogrammetria

Per poter determinare le posizioni dei punti di un oggetto nell'ambiente reale del territorio utilizzando le posizioni dei punti corrispondenti sulla fotografia, è necessario definire le relazioni geometriche fra le posizioni tridimensionali dei punti dell'oggetto e quelle delle loro immagini sul piano della fotografia. A ogni punto dell'oggetto tridimensionale A, B, ecc (spazio oggetto) corrisponde un punto omologo A^1 , B^1 , ecc sul piano della lastra (spazio immagine). A questo proposito è possibile pensare alla fotografia come a una prospettiva centrale, in base alla quale i segmenti che congiungono i punti dell'oggetto con le loro corrispondenti immagini (stella proiettante) si incontrano tutti in un punto O, distante pochi centimetri dal piano dell'emulsione fotografica (lastra), detto centro di presa (Figura 3.1) (Cannarozzo et al., 2017).

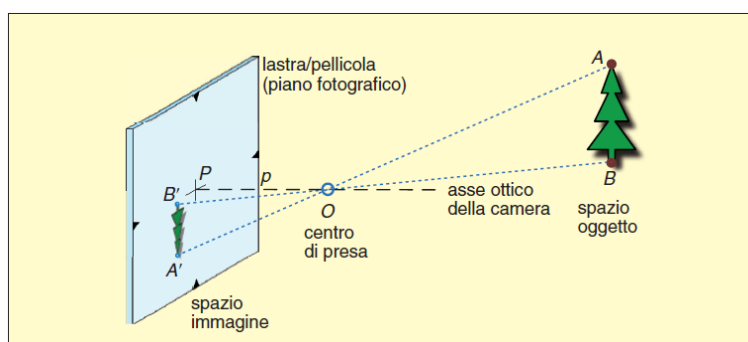


Figura 3.1 – Schema della geometria della presa fotografica. È possibile considerare un fotografia come una prospettiva centrale di cui sono noti con precisione i relativi elementi geometrici (tratta da: Cannarozzo et al. 2007).

Il centro di presa O è un punto dell'obiettivo della camera, mentre la distanza di O dal piano della lastra è detta distanza principale viene indicata con p. Essa si mantiene fissa e può essere considerata uguale alla distanza focale dello stesso obiettivo ($p = f$). Il punto di proiezione di O sul piano della lastra è detto punto principale ed è indicato con P, dunque $PO = p$.

Quindi se l'oggetto è piano, e il centro di proiezione O e il piano su cui si effettua la proiezione sono noti rispetto al sistema di assi (X; Y; Z), per descriverlo basta un solo fotogramma. In effetti in Figura 3.2a si può osservare che il punto A^1 , sul piano di una sola lastra con centro di presa O_1 , non è l'omologo del solo punto A sul terreno (oggetto), ma lo

è anche per tutti gli infiniti punti A_1, A_2 , ecc che si trovano sul raggio proiettante r_1 (AO_1A^1), rendendo il problema indeterminato.

Se l'oggetto è tridimensionale per descriverlo occorrono due distinti fotogrammi. In questo caso deve esistere una corrispondenza biunivoca fra i punti oggetto e i punti immagine sui due fotogrammi (Migliaccio, 2003). Infatti le due fotografie riprendono lo stesso oggetto osservato da due differenti punti di presa O_1 e O_2 (in generale è un'unica camera che riprende l'oggetto in posizioni e in tempi diversi, prima da O_1 e successivamente da O_2) (Figura 3.2b).

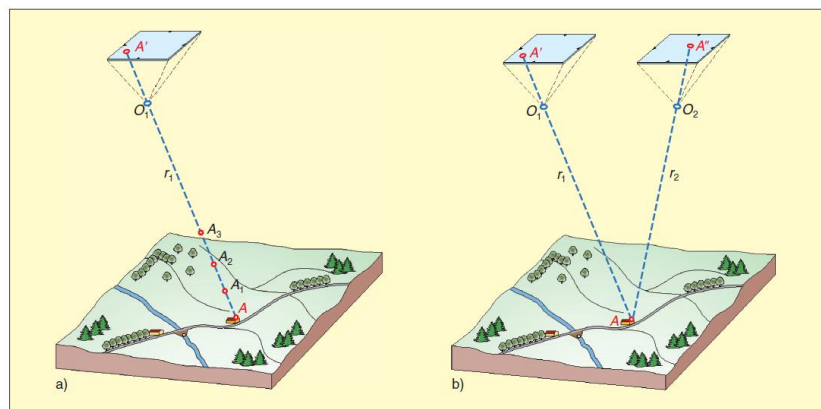


Figura 3.2 - Una sola fotografia (a) non è sufficiente per definire la posizione dei punti sul terreno. Se si dispone di due fotografie che da due centri di presa contengono lo stesso oggetto (b), i suoi punti sono definiti univocamente dalla intersezione dei raggi omologhi r_1 e r_2 (tratta da: Cannarozzo et al. 2007),

In questo contesto al punto A del terreno corrisponde il punto omologo A^I sulla prima fotografia e il punto A^{II} sulla seconda fotografia. Conoscendo con precisione la posizione dei punti omologhi A^I e A^{II} sulle due fotografie, e la posizione spaziale delle due lastre e dei due punti di presa O_1 e O_2 , il punto A rimane geometricamente definito, in quanto punto di intersezione dei due raggi proiettanti r_1 e r_2 che congiungono i due punti omologhi con i centri di presa corrispondenti (Figura 3.2b). Oggi il problema fotogrammetrico viene risolto ottenendo le coordinate dell'intersezione nello spazio delle rette r_1 e r_2 con la risoluzione di un sistema di equazioni (dette di collinearità) ottenute da relazioni di geometria analitica (fotogrammetria analitica), mentre in passato le stesse operazioni venivano effettuate con strumenti meccanici (o ottici) di tipo analogico, che permettevano di stabilire la posizione del generico punto A nell'ambito di uno spazio oggetto ricostruito in scala ridotta detto modello (fotogrammetria analogica). Queste equazioni prendono il nome di equazioni di collinearità per via del fatto che si tratta di equazioni di rette nello spazio contenenti tre punti, al posto dei soliti due che nella geometria analitica definiscono una retta.

Nel rilievo fotogrammetrico si riconoscono sempre le seguenti fasi:

- acquisizione: operazioni riguardanti la presa delle immagini fotografiche, effettuate con opportune macchine fotografiche, dette camere, e opportune tecniche;
- orientamento: operazioni preliminari per la determinazione dei parametri che consentono di posizionare i centri di presa e le lastre con la stessa posizione nello spazio che avevano al momento della presa, quindi la ricostruzione della forma e delle dimensioni dell'oggetto ripreso;
- restituzione: operazioni che consentono di effettuare misure sul modello dell'oggetto ricostruito, utilizzando strumenti detti restitutori, in grado di produrre, come risultato finale, un disegno, un insieme numerico di coordinate o una immagine raddrizzata.

3.1.1 Le camere da presa

La camera da presa può essere schematizzata come un corpo rigido in cui l'obiettivo si trova in posizione fissa rispetto al piano della emulsione sensibile (lastra o pellicola) su cui si forma l'immagine, in modo che la distanza principale p rimane costante e ritenuta corrispondente alla sua distanza focale ($p = f$) (Figura 3.3).

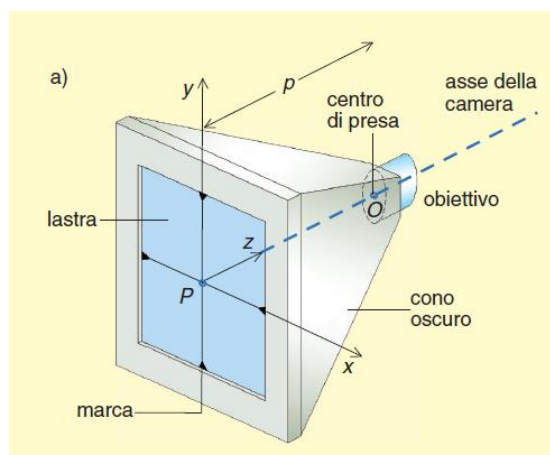


Figura 3.3 - Schema della camera da presa (tratta da: Cannarozzo et al. 2007).

Le componenti fisiche essenziali della camera sono le seguenti (Figura 3.3):

- obiettivo: sistema complesso di lenti a fuoco fisso ($f = \text{costante}$);

- lastra o pellicola: sono il supporto fisico all'emulsione fotosensibile; su di esse si forma l'immagine fotografica e devono essere perfettamente piane;
- cono oscuro: elemento scatolare a forma piramidale che collega rigidamente obiettivo e lastra;
- telaio o cornice portalastra: sui suoi lati (o angoli) sono realizzate 4 (o 8) piccole incisioni che al momento della presa impressionano la lastra (o la pellicola) contestualmente all'oggetto ripreso (Figura 3.4). Esse sono dette marche fiduciali (*repers*) e hanno il compito di materializzare un sistema di riferimento xyz interno alla camera (detto sistema lastra).



Figura 3.4 - Vista interna, dal retro, del cono oscuro di una camera metrica terrestre: sono stati evidenziati con un cerchio i quattro dispositivi responsabili della registrazione sui fotogrammi delle quattro marche fiduciali

Le coordinate lastra delle 4 marche fiduciali vengono fornite dal costruttore, al centesimo di mm, nell'ambito del certificato di calibrazione della camera.

Inoltre possono essere definiti i seguenti elementi geometrici:

- centro di presa O: coincidente con il secondo punto nodale dell'obiettivo;
- asse della camera: coincidente con l'asse del sistema ottico obiettivo;
- punto principale P: intersezione dell'asse della camera con il piano della lastra;
- distanza principale p : è la lunghezza del segmento PO che si considera coincidente con la distanza focale dell'obiettivo: $p = f$.

La camera può essere schematizzata, geometricamente, con una piramide la cui base è la lastra, il suo vertice il centro di presa e la sua altezza la distanza principale. La sua giacitura nello spazio è definita con 6 parametri (uno per ogni grado di libertà), che si possono esprimere attraverso le 3 coordinate assolute X_O , Y_O , Z_O del centro di presa O

(rispetto a un sistema principale XYZ solidale con il terreno e da non confondere con il sistema lastra xyz) e i 3 angoli κ , ϕ , ω di assetto della camera (Figura 3.5).

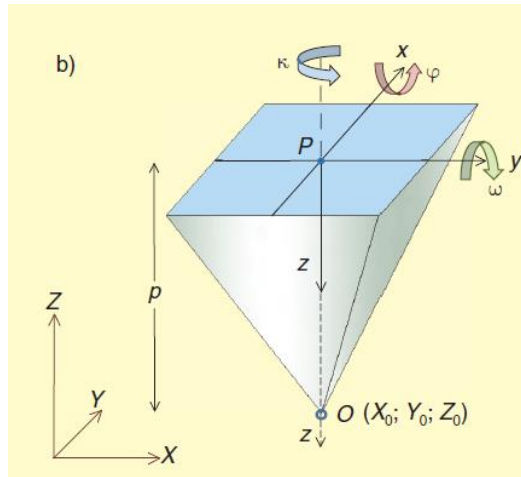


Figura 3.5 - Assetto spaziale della camera da presa (tratta da: Cannarozzo et al. 2007).

Inoltre si consideri che il centro di presa (dunque il centro della proiezione) si trova interposto tra la lastra e l'oggetto ripreso; ciò genera un'immagine capovolta rispetto alla disposizione dell'oggetto, detta negativo (Figura 3.6). È sempre possibile ottenere un'immagine identica al negativo, ma diritta come l'oggetto, chiamata positivo (Figura 3.6).

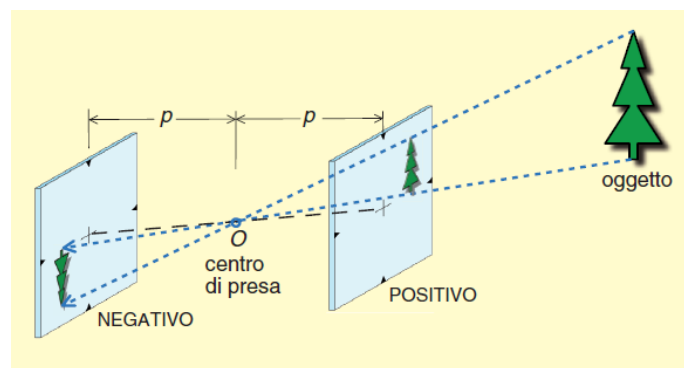


Figura 3.6 - Il positivo è un'immagine identica al negativo, ma diritta. Teoricamente la si otterrebbe posizionando la lastra davanti all'obiettivo e in posizione simmetrica rispetto alla sua reale collocazione (tratta da: Cannarozzo et al. 2007).

3.1.2 Classificazione delle camere

In relazione alle modalità e alla precisione con cui è nota la geometria interna della camera, le camere sono classificate in tre tipologie:

- camere metriche: appositamente costruite per scopi fotogrammetrici, sono dotate di costosi obiettivi in grado di limitare la distorsione radiale. Le camere per presa aerea sono sempre metriche;
- camere semi-metriche: progettate per scopi non fotogrammetrici ma adattate a questi successivamente;
- camere amatoriali: vengono impiegate solo per applicazioni di scarsa precisione e associate a procedure operative non convenzionali. I parametri di orientamento interno non sono elementi noti, ma vengono calcolati nell'ambito della stessa procedura (autocalibrazione).

In relazione, poi, al modo di acquisizione dell'immagine fotografica, troviamo questi due tipi di camere:

- camere analogiche: in cui l'acquisizione dell'immagine avviene tramite sviluppo chimico di una emulsione fotosensibile il cui supporto può essere una lastra di vetro o una pellicola di poliestere;
- camere digitali: in cui l'acquisizione avviene tramite sensore CCD (che trasforma i fotoni in segnali elettrici) e memorizzata in file.

Camere analogiche per la presa aerea. Sono camere metriche a fuoco fisso di dimensioni, pesi (80-100 kg) e costi elevati per la precisione sia dei componenti ottici sia di quelli meccanici (Figura 3.8). Dotate di opportuni automatismi e di strumenti accessori, sono montate sul pavimento dell'aereo mediante un supporto regolabile a mezzo di grosse viti calanti. Richiedono continue manutenzioni per mantenere nel tempo la precisione (Cannarozzo et al., 2017).

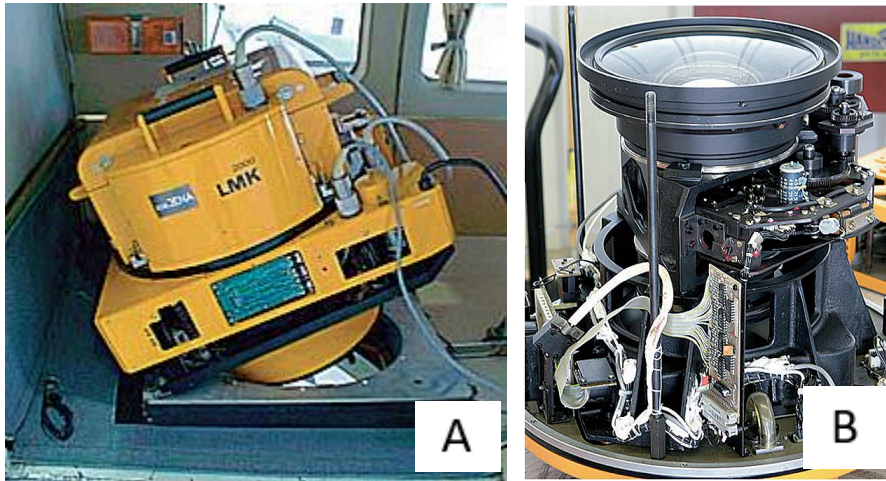


Figura 3.8 - Camera Zeiss Jena LMK (a) e blocco interno di una camera che mette in evidenza la lente terminale dell'obiettivo e, in primo piano, l'automatismo di apertura dell'otturatore (b) (Cannarozzo et al., 2017)

Gli obiettivi delle camere per la presa aerea vengono classificati in base al valore dell'angolo di campo, indicato con α , definito come angolo che ha per vertice il centro di presa O e i cui lati passano per gli estremi della diagonale del formato dell'immagine (230 x 230 mm). Il suo valore, dunque, dipende sia dalla distanza focale dell'obiettivo, sia dalle dimensioni della lastra (Figura 3.9). Valori elevati di α consentono di riprendere maggiori entità di territorio in ogni fotogramma. In funzione del valore dell'angolo di campo, gli obiettivi delle camere per la presa aerea vengono classificati nelle tre categorie riportate in Tabella 3.1.

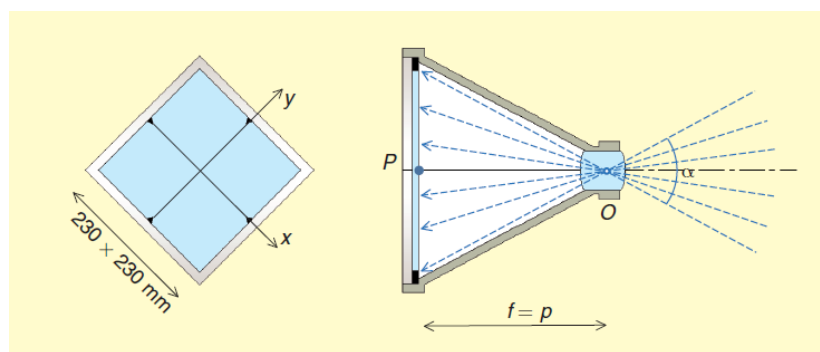


Figura 3.9 - L'angolo di campo α dell'obiettivo consente di classificare gli stessi obiettivi in tre categorie: normali, grandangolari e supergrandangolari (tratta da: Cannarozzo et al. 2007).

| | Normale | Grandangolare | Supergrandangolare |
|--------------------------|---|--------------------------------|-------------------------|
| Angolo di campo α | 56° | 93° | 125° |
| Distanza focale | 305 mm | 153 mm | 85 mm |
| Applicazioni | Rilievi in ambito urbano a grande scala | Rilievi a media e grande scala | Rilievi a piccola scala |

Tabella 3.1- Categorie di obiettivi per la presa aerea

Camere analogiche per la presa terrestre. Oltre alla classificazione vista in precedenza le camere per la presa terrestre possono essere classificate anche in relazione alla tecnica con cui viene definito il sistema di riferimento interno (sistema lastra). In effetti si possono avere:

- camere con marche fiduciali: incidono sui lati del fotogramma 4 marche fiduciali che definiscono il sistema lastra con grande precisione;
- camere con reticolo (*reseau*): in esse un reticolo formato da piccole croci a maglia regolare viene inciso su una sottile lamina di vetro che viene posizionata a contatto con la pellicola;
- camere con telaio: in esse l'immagine sul fotogramma presenta una cornice nera dai bordi nettamente delineati; di fatto gli spigoli di questa cornice fungono da marche fiduciali indirette.

Le camere metriche per la presa terrestre (Figura 3.10) si differenziano da quelle per la presa aerea fondamentalmente per i tre aspetti seguenti:

- presa con camera ferma (e non in movimento come nella presa aerea);
- piccole distanze dall'oggetto (e non grandi come nella presa aerea);
- apertura dell'otturatore e sostituzione della lastra manuali.

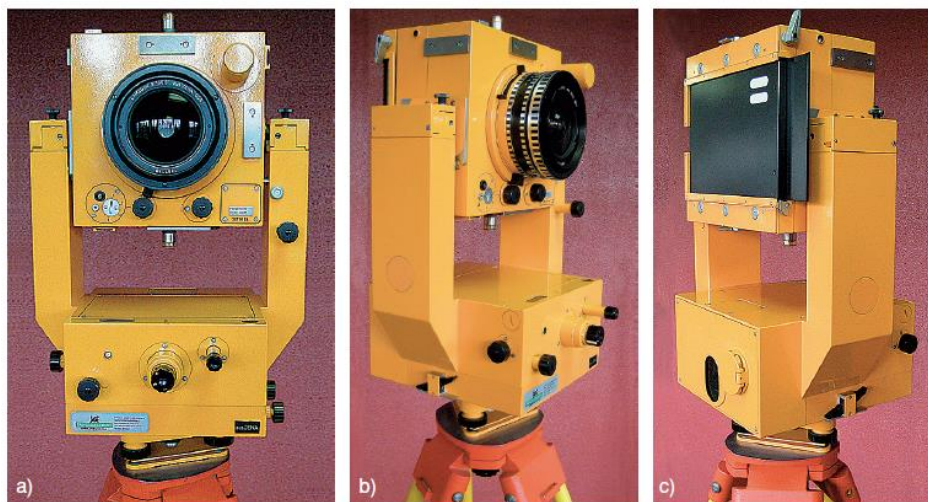


Figura 3.10 - Camera metrica Zeiss UMK-10 vista di fronte (a), di fianco (b) e di retro (c). In quest'ultima si osserva la custodia protettiva della lastra di vetro con formato 160 x 115 mm e, a fianco, in primo piano, la lamina metallica da estrarre per scoprire l'emulsione fotosensibile all'atto della presa (Cannarozzo et al., 2017)

Per questa ragione le camere per la presa terrestre non hanno gli automatismi che caratterizzano quelle per la presa aerea, sono dotate di obiettivi relativamente più semplici e hanno dimensioni e pesi decisamente inferiori.

Le camere metriche terrestri, nonostante il minor impatto rispetto a quelle per la presa aerea, rimangono camere di grande precisione, dunque di costi comunque elevati. Pertanto, negli ultimi decenni, allo scopo di limitare tali costi e ampliare l'uso della fotogrammetria nel rilievo dei vicini (in particolare in quello architettonico) sono state adattate alla fotogrammetria macchine non concepite per questa funzione; esse sono classificate come semi-metriche.

Camere digitali. Con l'evoluzione delle camere, il sistema di acquisizione è diventato del tutto digitale. Tale evoluzione ha semplificato molto l'acquisizione dei fotogrammi. Ma i principi base dell'ottica sono i medesimi della fotografia analogica, così come sono identiche le differenze (vantaggi e svantaggi) tra camere per l'acquisizione fotogrammetrica e le camere terrestri.

3.2 La presa dei fotogrammi

3.2.1 I fotogrammi

Il termine fotogrammi si riferisce alle immagini realizzate con una camera metrica che consentono di ricostruire accuratamente la posizione del piano dell'immagine rispetto al centro di presa. Per soddisfare il principio basilare della fotogrammetria, quindi per poter ottenere la carta dai fotogrammi ripresi, è necessario che ogni generico punto A del terreno sia ripreso almeno da due fotogrammi consecutivi (Figura 3.11).

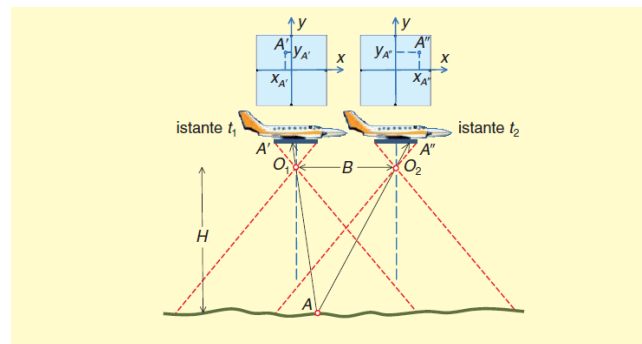


Figura 3.11 - Schema della presa aerea nadirale (tratta da: Cannarozzo et al. 2007).

Sui fotogrammi vengono registrate rispettivamente le due immagini A^I e A^{II} , omologhe di A , le cui coordinate lastra, x_A^I, y_A^I sul primo fotogramma e x_A^{II}, y_A^{II} sul secondo fotogramma, verranno misurate in fase di restituzione e permetteranno il successivo posizionamento di A . Nello schema della ripresa aerea (Figura 3.11): l'aereo segue una traiettoria rettilinea a velocità costante, a una certa altezza media H dal terreno; all'istante t_1 il centro di presa della camera si trova in O_1 e riprende il primo fotogramma; all'istante t_2 (dopo aver percorso un certo spazio che costituisce la base di presa B) esso si troverà nella posizione O_2 dove riprenderà il secondo fotogramma. L'aereo sorvola il terreno ripetendo lo schema precedente ed eseguendo le prese nell'ambito di una sequenza di percorsi rettilinei affiancati lungo direzioni parallele (Figura 3.12).

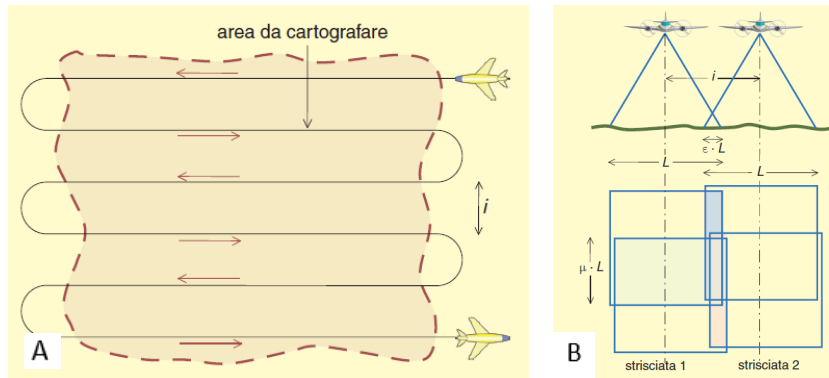


Figura 3.12 - A) Schema di copertura del territorio con un volo fotogrammetrico; B) Due strisciate adiacenti devono presentare un interasse i tale da generare un ricoprimento laterale (tratta da: Cannarozzo et al. 2007)

I fotogrammi ripresi lungo uno stesso percorso rettilineo costituiscono una striscia. L'insieme di più strisciate viene chiamato blocco di strisciate. Oltre al ricoprimento longitudinale μ (in generale il 60%), è necessario che l'interasse i tra due strisciate adiacenti venga stabilito in modo che ci sia anche un ricoprimento laterale f (*overside*) con valore compreso nell'intervallo 10%-20% dell'abbracciamento L del fotogramma, per evitare di avere «buchi» nella copertura del territorio. Se il terreno da riprendere è irregolare (es. presenza di versanti e zone piatte), è necessario adottare per il ricoprimento longitudinale un valore più alto, fino al 75%. Naturalmente il numero di fotogrammi necessari alla copertura fotogrammetrica di una certa porzione di territorio, a causa del ricoprimento longitudinale e di quello trasversale, è decisamente più alto di quello che sarebbe necessario a una normale copertura fotografica. I voli fotogrammetrici vengono effettuati in condizioni meteorologiche perfette (assenza di nubi, ma anche di foschia), e negli orari centrali della giornata, per sfruttare la massima illuminazione disponibile e per minimizzare l'influenza delle ombre al suolo. Ne consegue che sono pochissimi i giorni in un anno adeguati a svolgere questa attività (mediamente 20-40). Quindi i parametri che caratterizzano un volo fotogrammetrico (Figura 3.12) sono:

- H : altezza media dal suolo mantenuta dall'aereo durante le strisciate;
- L : abbracciamento, cioè lato del quadro di terreno contenuto in un fotogramma;
- B : base di presa, distanza tra due centri di presa O_1 e O_2 consecutivi;
- l : lato effettivo utile del fotogramma (prossimo a 230 mm);
- p : distanza principale della camera, ritenuta uguale alla distanza focale dell'obiettivo;

- μ : ricoprimento longitudinale, sovrapposizione di due fotogrammi consecutivi; in generale il 60% di L;
- ε : ricoprimento laterale, sovrapposizione di due strisciate adiacenti; in generale il 20% di L;
- i : interasse delle strisciate, cioè distanza tra gli assi di due strisciate adiacenti

3.2.2 La scala dei fotogrammi

Come detto precedentemente, i fotogrammi rappresentano una vista prospettica centrale dell'oggetto, pertanto non è possibile in termini rigorosi parlare di scala del fotogramma, in quanto essa varia da punto a punto nella prospettiva. Tuttavia è utile definire una scala media dei fotogrammi, intesa come rapporto tra la dimensione massima del fotogramma l e la corrispondente dimensione reale L dell'oggetto contenuto nella fotografia (detta abbracciamento):

$$\text{scala media} = \frac{1}{N} = \frac{l}{L}$$

Considerando lo schema di una presa, l'uguaglianza tra il rapporto delle parti opposte della sezione di piramide generata dalla stella proiettiva (Figura 3.13) e il rapporto fra la distanza focale dell'obiettivo (uguale alla distanza principale p della camera) e la distanza media dell'oggetto dal centro di presa O :

$$\frac{l}{L} = \frac{p}{H}$$

quindi:

$$\frac{1}{N} = \frac{p}{H}$$

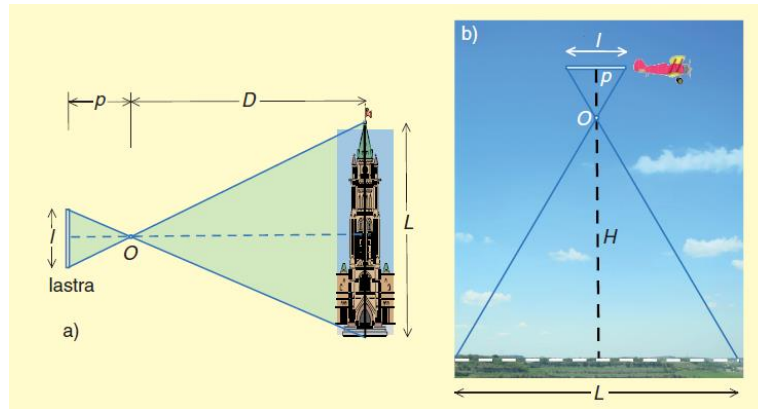


Figura 3.13 - Definizione della scala media dei fotogrammi in configurazione di (a) presa terrestre e di (b) presa aerea (tratta da: Cannarozzo et al. 2007).

Non potendo variare le caratteristiche della camera utilizzata (l o p), per variare la scala dei fotogrammi (e ottenere il valore desiderato) occorre variare la distanza D della camera dall'oggetto ripreso. Nel caso di presa aerea, la distanza media tra l'oggetto (il terreno) e il centro di presa della camera sull'aereo corrisponde all'altezza del volo, che in genere viene indicata con H . In effetti, per ottenere i fotogrammi alla scala desiderata $1/N$, l'altezza di volo H dovrà essere:

$$H = p \cdot N$$

La scala dei fotogrammi $1/N$, tuttavia, non può essere fissata in modo arbitrario; essa, infatti, dipende strettamente dalla scala in cui deve essere rappresentato il rilievo. Per dedurre i valori della scala media dei fotogrammi la Commissione Geodetica Italiana ha elaborato una tabella (Tabella 3.2) in cui sono state anche riportate, indicativamente, le conseguenti altezze di volo per camere con valori comuni di p .

| Scala della carta | Scala dei fotogr. | | Altezza volo H (per alcuni valori di p) (m) | | | | | |
|-------------------|-------------------|---------|--|--------------|--------------|--------------|-------------|-------------|
| | min. | max. | $p = 300$ mm | $p = 300$ mm | $p = 152$ mm | $p = 152$ mm | $p = 88$ mm | $p = 88$ mm |
| 1:500 | 1:3000 | 1:2000 | 900 | 600 | | | | |
| 1:1000 | 1:5000 | 1:3500 | 1500 | 1050 | 760 | 530 | | |
| 1:2000 | 1:8000 | 1:6500 | 2400 | 1950 | 1220 | 1000 | | |
| 1:5000 | 1:18000 | 1:12000 | 5400 | 3600 | 1730 | 1830 | | |
| 1:10000 | 1:27000 | 1:20000 | 8100 | 600 | 4100 | 3100 | 2210 | 1770 |
| 1:25000 | 1:50000 | 1:40000 | | | 7600 | 6080 | 4520 | 3530 |
| 1:50000 | 1:70000 | 1:60000 | | | 10620 | 9130 | 6180 | 5310 |
| 1:100000 | 1:90000 | 1:80000 | | | | | 7960 | 7070 |

Tabella 3.2 - Rapporto scala della carta, scala dei fotogrammi

L'altezza di volo, come detto precedentemente precedente, rappresenta la distanza tra aereo (centro di presa) e terreno; tuttavia gli strumenti a bordo dell'aereo non rilevano questo parametro, ma forniscono la quota ortometrica assoluta Q_V . Questo parametro, comunque, è facilmente ottenibile sommando all'altezza di volo H alla quota assoluta media Q_M del terreno ripreso, dunque dalla seguente relazione:

$$Q_V = Q_M + H$$

La quota media del terreno Q_M viene ottenuta come media aritmetica di alcuni punti di quota nota presenti sul terreno.

3.2.3 Calcolo dei parametri in un volo fotogrammetrico

Abbracciamento del fotogramma

In ciascun fotogramma di formato l , ottenuto all'altezza di volo H , è rappresentata una porzione quadrata (in quanto il formato è quadrato) di terreno di lato L , detto abbracciamento del fotogramma. Il suo valore può essere ottenuto facilmente dell'espressione del precedente paragrafo:

$$L = \frac{l \cdot H}{p}$$

corrispondente a:

$$L = l \cdot N$$

La larghezza della sovrapposizione del fotogramma con quello successivo (dunque la larghezza del modello stereoscopico) sarà fornita dal prodotto: $\mu \cdot L$.

Base di presa

La base di presa (B) rappresenta la distanza percorsa dall'aereo tra due scatti consecutivi dell'otturatore della camera. Essa corrisponde alla distanza tra i centri di presa O_1 e O_2 in corrispondenza della presa di due fotogrammi consecutivi della stessa strisciata (Figura 3.14).

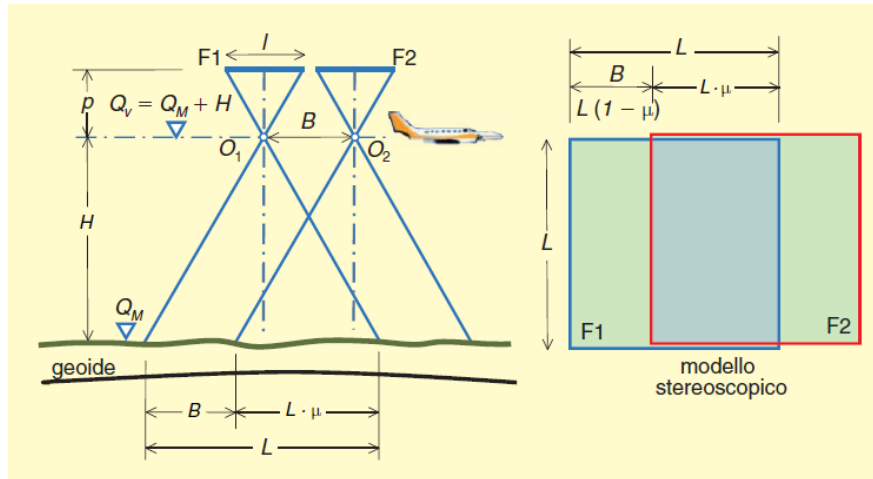


Figura 3.14 - La base di presa B consente di ottenere il valore desiderato del ricoprimento longitudinale (tratta da: Cannarozzo et al. 2007).

Il suo valore è molto importante, perché è con esso che si ottiene il valore del ricoprimento longitudinale n , che in generale è del 60%, necessario alla generazione dei modelli stereoscopici che in sede di restituzione permetteranno la rappresentazione del terreno rilevato.

Prendendo in considerazione i parametri rappresentati in Figura 3.14 si può ricavare che:

$$B = L - \mu \cdot L = L \cdot (1 - \mu)$$

Sostituendo a L il relativo valore fornito dalla precedente espressione, si ottiene:

$$B = \frac{l \cdot H}{p} \cdot (1 - \mu)$$

Intervallo di apertura dell'otturatore della camera

A differenza della presa terrestre, in cui le prese successive sono eseguite con lo spostamento della camera e la sostituzione manuale della lastra, nella presa aerea occorre automatizzare sia l'avanzamento della pellicola, sia la ripresa dei fotogrammi, programmando un opportuno intervallo Δt di apertura dell'otturatore. Pertanto la distanza B , tra i centri di presa in cui vengono generati due fotogrammi consecutivi, dipende dalla velocità di crociera v dell'aereo (supposta idealmente costante) secondo la nota relazione del moto uniforme:

$$B = v \cdot \Delta t$$

da cui segue:

$$\Delta t = B / v$$

Quindi, sostituendo in quest'ultima l'espressione di B fornita dalla precedente relazione (base di presa), è possibile determinare l'intervallo Δt (in secondi, essendo v espresso in m/s) a cui devono essere scattate le fotografie:

$$\Delta t = \frac{l \cdot H}{v \cdot p} \cdot (1 - \mu)$$

Interasse delle strisciate

L'interasse i tra gli assi di due strisciate adiacenti (Figura 3.12b) viene scelto in modo da ottenere per il ricoprimento trasversale ε il valore programmato, che ingenerale è compreso nell'intervallo tra il 10% e il 20% di L . Osservando la Figura 3.12b si può dire che l'interasse i è fornito dalla seguente relazione:

$$i = \frac{L}{2} + \frac{L}{2} - \varepsilon \cdot L$$

quindi:

$$i = L \cdot (1 - \varepsilon)$$

Sostituendo a L l'espressione fornita dalla relazione della base di presa, si ottiene:

$$i = \frac{l \cdot H}{p} \cdot (1 - \varepsilon)$$

Numero dei fotogrammi del rilievo

Al fine di stimare i costi del rilievo, e di programmarne l'esecuzione, è necessario valutare con attendibilità, sia il numero dei fotogrammi (n_f) costituenti le singole strisciate, sia il numero delle strisciate stesse (n_s). È sempre possibile racchiudere il territorio da rilevare (che in generale presenta contorni irregolari), in un rettangolo ideale le cui dimensioni d_1 e d_2 corrispondano a quelle dell'ingombro massimo dello stesso territorio (Figura 3.15).

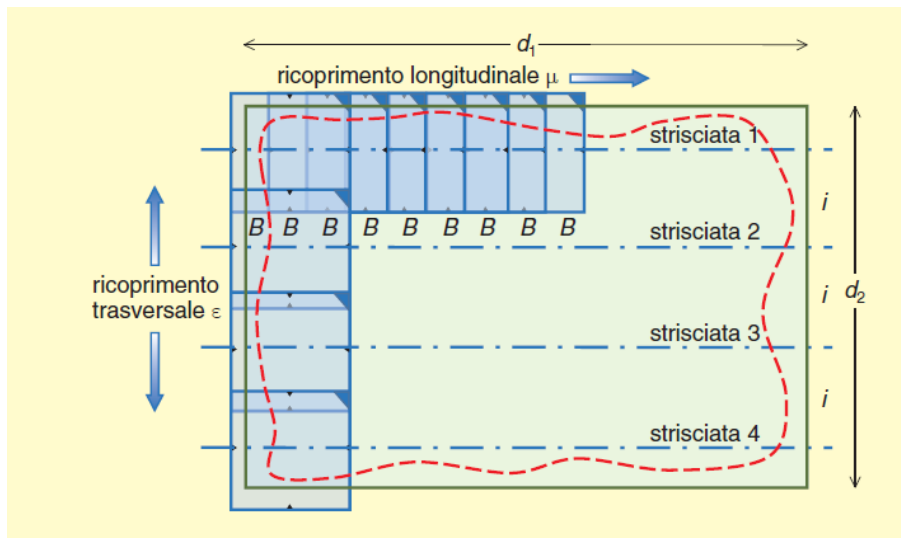


Figura 3.15 - Il territorio da rilevare presenta un contorno (tratteggiato nello schema della figura) irregolare. Esso, tuttavia, può sempre essere circoscritto da un rettangolo ideale a cui fare riferimento per stabilire il numero delle strisciate e il numero dei fotogrammi necessari al rilievo (tratta da: Cannarozzo et al. 2007).

A esso si fa riferimento per determinare il numero delle strisciate (n_s) e il numero dei fotogrammi (n_f) presenti in ciascuna striscia, dunque anche il numero complessivo di fotogrammi (n_{tot}). Il numero delle strisciate e il numero dei fotogrammi presenti in ogni striscia sono forniti dalle seguenti espressioni:

$$n_s = \text{int} \left[\frac{d_2}{L \cdot (1 - \epsilon)} \right] + 1$$

$$n_f = \text{int} \left[\frac{d_1}{L \cdot (1 - \mu)} + 1 \right] + 1$$

In queste relazioni la funzione «int[]» fornisce il valore intero del suo argomento, mentre il «+1» arrotonda all'intero successivo. Il numero complessivo n_{tot} dei fotogrammi necessari al rilievo viene fornito dal prodotto dei precedenti valori:

$$n_{tot} = n_s \cdot n_f$$

3.2.4 Fotogrammetria terrestre

La fotogrammetria terrestre convenzionale condivide con la fotogrammetria aerea tutta la base teorica e l'approccio stereoscopico nella restituzione. L'impiego prevalente della fotogrammetria terrestre è dedicato al rilievo di monumenti, di edifici, o comunque di elementi architettonici.

La fotogrammetria terrestre convenzionale si differenzia da quella aerea essenzialmente per i seguenti aspetti:

- piccole distanze camera-oggetto (infatti si parla di fotogrammetria dei vicini);
- camera ferma durante la presa;
- scatto, e sostituzione della lastra, manuali;
- maggior libertà nel configurare la presa;
- fotogrammi contenenti anche porzioni (cielo e terreno) non appartenenti all'oggetto ripreso (edificio)

Nella presa terrestre convenzionale vengono impiegate le camere metriche, già illustrate precedentemente; di cui sono noti con stabilità i parametri di orientamento interno. Esse vengono montate sugli stessi treppiedi e basamenti (Figura 3.16) utilizzati per i goniometri e le mire, garantendo, pertanto, la relativa intercambiabilità (centramento forzato), che consente, dallo stesso punto di stazione, di eseguire sia operazioni di presa fotografica, sia tradizionali misure topografiche



Figura 3.16 - Camera metrica Wild P31 montata su basamento della stessa ditta. Ciò permette l'intercambiabilità della camera con goniometro e mire

3.2.5 Fotogrammetria terrestre non convenzionale

L'impiego della fotogrammetria terrestre tradizionale, in alcuni campi, quali il rilievo architettonico degli edifici e il rilievo archeologico, nel tempo è rimasto limitato, per il

notevole costo che richiede e la strumentazione necessaria (camere metriche e restitutori), e per la specializzazione del personale impiegato. Inoltre, nella fotogrammetria non convenzionale, la distanza tra la camera e l'oggetto è libera, e può variare ad ogni presa; ne consegue che i fotogrammi ottenuti hanno valori diversi della scala media, senza che ciò condizioni la procedura. Le camere utilizzate in questo tipo di fotogrammetria possono essere comuni camere fotografiche, oppure, meglio, camere semimetriche dotate di un reticolo calibratore (*reseau*), come la Rolleiflex 6006 (formato della pellicola 60x60 mm) (Figura 3.17), costituito da una griglia di piccole croci la cui posizione è nota al centesimo di mm (nella camera citata sono presenti 11 righe x 11 colonne per un totale di 121 crocette).



Figura 3.17 - Vista posteriore della camera semimetrica Rolleiflex 6006

Durante la presa questa griglia di croci viene registrata sulla pellicola contemporaneamente all'immagine dell'oggetto ripreso. Nell'ambito delle fasi di orientamento interno e restituzione, il fotogramma, di solito sviluppato su carta fotografica, viene collocato sulla tavoletta digitalizzatrice, dove il reticolo che vi appare (o parte di esso) viene collimato, sotto guida del *software* di sistema. La collimazione del reticolo è di fondamentale importanza in queste camere perché, oltre ad effettuare l'orientamento, consente anche di compensare gli effetti delle seguenti cause di errore:

- deformazione della pellicola (stiramenti);
- mancata planarità della pellicola;
- deformazione della carta di sviluppo;
- errori sistematici di lettura delle coordinate lastra sulla tavoletta digitalizzatrice.

Non possono invece essere corretti gli effetti delle seguenti cause:

- distorsioni ottiche dell'obiettivo;

- errori dovuti alla limitata stabilità dell'orientamento interno;
- rifrazione della lastra piano-parallela del *reseau*;
- giochi meccanici presenti tra l'obiettivo (intercambiabile) e il corpo macchina.

Un problema significativo in questo tipo di camere è la planarità dei punti immagine, necessaria per la corretta ricostruzione delle stelle proiettive. Essa viene favorita dallo schiacciamento, all'atto della presa, della pellicola contro la lamina di vetro piana (su cui è inciso il *reseau*) collocata davanti alla pellicola stessa (Figura 3.18).

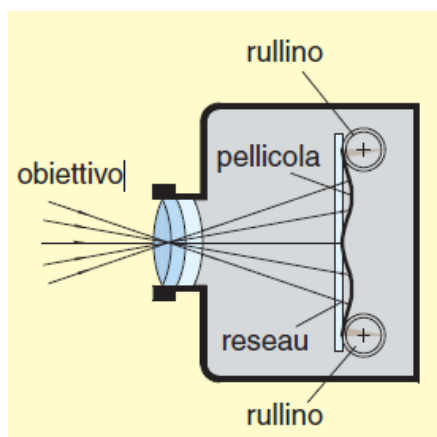


Figura 3.18 - Schema degli effetti negativi causati dalla imperfetta planarità della pellicola durante la presa (tratta da: Cannarozzo et al. 2007).

Naturalmente può essere presente un errore residuo di planarità, congiuntamente alla non uniformità degli stiramenti della pellicola. Questi errori sono compensati in fase di orientamento e restituzione mediante la digitazione del *reseau*.

Come detto precedentemente, la fotogrammetria tradizionale utilizza la stereoscopia, in cui la presa viene effettuata con gli assi delle camere, fra loro paralleli e perpendicolari alla base (presa normale) (Figura 3.19).

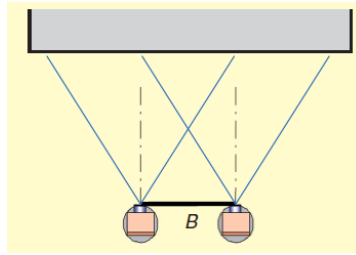


Figura 3.19 - Schema della presa stereoscopica nella fotogrammetria tradizionale (presa normale) (tratta da: Cannarozzo et al. 2007).

L'adozione della stereoscopia, però, impone rigidamente tale vincolo, per cui sono tollerate soltanto prese in cui le deviazioni da questa condizione siano di entità molto modesta (4° - 5°) e ciò può costituire un serio impedimento in caso di presenza di ostacoli o di spazi limitati davanti all'oggetto da riprendere. Rinunciando alla stereoscopia, invece, le prese possono essere comunque disposte nello spazio (Figura 3.20).

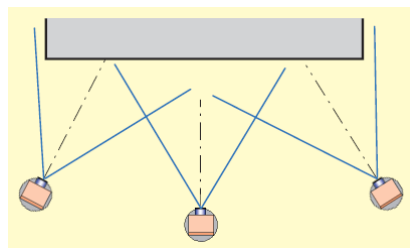


Figura 3.20 - Schema della presa non stereoscopica nella fotogrammetria non convenzionale (presa convergente) (tratta da: Cannarozzo et al. 2007).

In pratica esse sono comuni fotografie con uno schema libero (schema convergente), non limitate da eventuali ostacoli presenti nello spazio in cui si opera, con camere a diverse distanze, per cui possono essere eseguite assai più rapidamente e in modo più flessibile. Come nella fotogrammetria classica, anche nella fotogrammetria non convenzionale è richiesta la scelta di un certo numero di punti di appoggio sull'oggetto, dei quali è necessario definire la posizione (con tradizionali operazioni topografiche) e che consentono poi l'orientamento esterno dei fotogrammi.

3.3 Orientamento e restituzione

Un rilievo fotogrammetrico è composto da tre fasi temporali ben distinte:

- presa (acquisizione);
- orientamento;
- restituzione.

Dopo aver acquisito tutti i fotogrammi necessari al rilievo, per poter ottenere il prodotto finale del rilievo (carta, disegno ecc.) con la restituzione, è necessario che la stella di raggi proiettanti di ogni fotogramma sia collocata nello spazio nella stessa posizione che aveva all'atto della presa. Questa condizione viene imposta con un insieme di operazioni, preliminari alla restituzione ed eseguite da personale tecnico con strumenti detti restitutori. Queste operazioni costituiscono la fase di orientamento. Questa, a sua volta, può comprendere le fasi di orientamento interno ed esterno (Figura 3.21).

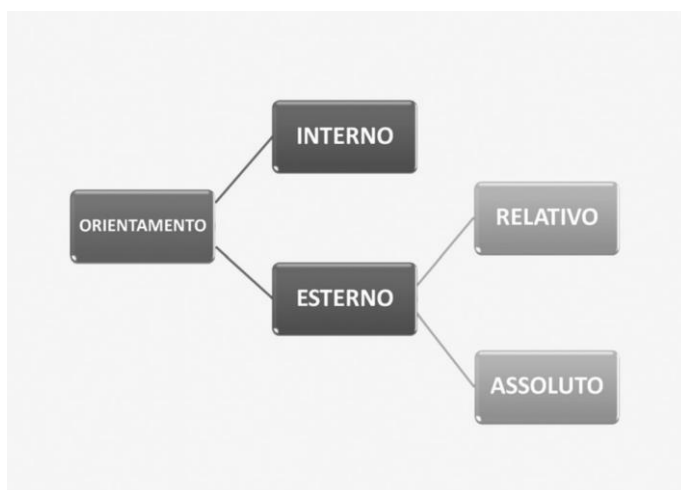


Figura 3.21 - Schema a blocchi di sintesi delle operazioni di orientamento dei fotogrammi

3.3.1 Orientamento interno

Dopo avere sviluppato il positivo della lastra, è necessario conoscere i parametri che, sullo stesso positivo, possano permettere la ricostruzione dei raggi proiettanti nella geometria della proiezione centrale. Questi parametri, di fatto, sono quelli che consentono di definire la posizione del centro di presa O rispetto al piano della lastra. Questa operazione costituisce l'orientamento interno del fotogramma. Per definire la posizione di O , è necessario che sul piano della lastra sia definito un sistema di assi cartesiani xy che, come si è visto, è

materializzato dalle quattro (o otto) marche fiduciali incise sui bordi del fotogramma all'atto della presa, e un asse z normale al piano della lastra. Tale sistema viene definito sistema interno o sistema lastra (Figura 3.22) e a esso verranno poi riferite anche le misure delle coordinate lastra delle immagini dei punti dell'oggetto (per esempio, punto A : x_A ; y_A) per ottenerne la loro posizione assoluta.

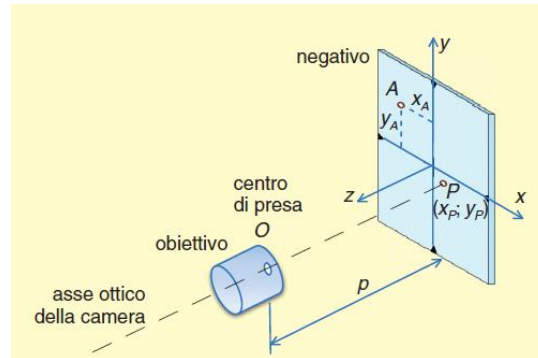


Figura 3.22 - Per eseguire l'orientamento interno è necessario conoscere la distanza principale p e la posizione sulla lastra del punto principale P : x_P e y_P (tratta da: Cannarozzo et al. 2007).

Teoricamente l'obiettivo della camera dovrebbe essere realizzato in modo che la perpendicolare condotta dal centro di presa O al piano della lastra (detta punto principale e indicata con P in Figura 3.22) cada esattamente nell'origine del sistema xy (intersezione delle congiungenti le marche fiduciali). Questo non si verifica in modo perfetto e la proiezione P del centro di presa O sul piano della lastra può scostarsi di alcuni centesimi di millimetro dall'origine degli assi xy . In realtà tutti i sistemi ottici sono affetti da aberrazioni che provocano deformazioni dell'immagine, le cui entità devono essere note per poi poter essere corrette. Nel caso della fotogrammetria aerea è particolarmente temibile la distorsione, a causa della quale le posizioni reali dei punti sulle immagini (per esempio, x_A ; y_A) si discostano da quelle previste in base allo schema ottico teorico. Le entità di queste deformazioni rimangono stabili per una data configurazione dell'obiettivo, e possono essere modellizzate con appositi diagrammi forniti dalla casa costruttrice della camera, affinché possano essere corrette. La correzione delle distorsioni fa parte delle operazioni di orientamento interno dei fotogrammi, che in definitiva richiede la conoscenza dei seguenti parametri:

- posizione del punto principale P nel sistema lastra: x_P e y_P ;
- distanza principale p ;

- curva di distorsione dell'obiettivo.

Tutti questi parametri sono contenuti nel certificato di calibrazione della camera, con precisioni almeno al centesimo di mm (circa 0,01 mm).

3.3.2 Orientamento esterno

Una volta ricomposti i fasci proiettivi con l'operazione di orientamento interno, occorre ricollocare idealmente i due fotogrammi nella stessa posizione spaziale che avevano nella camera all'atto della presa. Questa operazione viene definita orientamento esterno dei fotogrammi. Per effettuare l'orientamento esterno è necessario determinare, per ciascun fotogramma, tanti parametri incogniti quanto sono i movimenti che definiscono la posizione di un corpo rigido nello spazio, ossia 6: 3 traslazioni e 3 rotazioni. Questi 6 parametri possono essere (Figura 3.23):

- 3 coordinate (X_0, Y_0, Z_0) del centro di proiezione O ;
- 3 angoli di rotazione ω, φ, κ di assetto della camera.

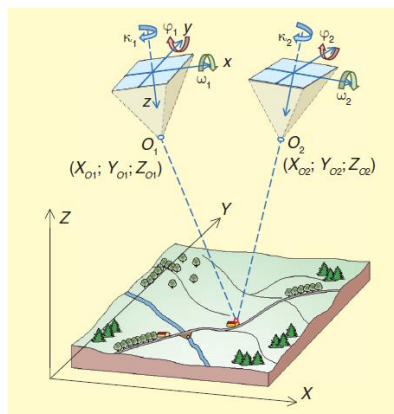


Figura 3.23 - Nell'operazione di orientamento esterno occorre disporre idealmente i due fotogrammi nella stessa posizione che avevano nella camera all'atto della presa (tratta da: Cannarozzo et al. 2007).

Dato che per ricostruire l'oggetto rilevato è necessario un certo numero di modelli stereoscopici, ciascuno generato dal ricoprimento di due fotogrammi consecutivi, per il loro orientamento esterno occorre determinare complessivamente $6 + 6 = 12$ parametri incogniti (per ogni modello). Questi parametri vengono determinati nei restitutori in base alle misure della posizione, su entrambi i fotogrammi (coordinate lastra xy), di alcune immagini di punti omologhi dell'oggetto, e in base a coordinate note di punti di appoggio a terra, anch'essi

visibili sui due fotogrammi. Operativamente l'orientamento esterno può essere eseguito con le seguenti diverse modalità:

- orientamento indipendente dei due fotogrammi;
- orientamento contemporaneo di due fotogrammi con un'unica operazione;
- orientamento contemporaneo di due fotogrammi in due fasi (dette orientamento relativo e assoluto);

3.3.3 Equazioni di collinearità

Come detto precedentemente, in fotogrammetria a ogni generico punto A dell'oggetto corrisponde il punto immagine omologo A_1 sul primo fotogramma e il punto A_2 sul secondo fotogramma. Conoscendo la posizione dei punti omologhi A_1 e A_2 sui due fotogrammi (coordinate lastra), e la posizione spaziale delle due lastre e dei due punti di presa O_1 e O_2 , il punto A viene geometricamente definito dalla intersezione dei due raggi proiettanti r_1 e r_2 che congiungono i due punti omologhi A_1 e A_2 con i corrispondenti centri di presa O_1 e O_2 . La posizione del punto A dell'oggetto viene ottenuta calcolando le coordinate dell'intersezione nello spazio delle rette r_1 e r_2 attraverso la soluzione di un sistema di equazioni dette di collinearità (fotogrammetria analitica). Queste equazioni, che costituiscono il principio base della fotogrammetria analitica, esprimono la circostanza che, per ogni fotogramma, il centro di presa O , il punto oggetto A e il punto immagine A_1 sul fotogramma sono allineati sullo stesso raggio proiettante r . In sintesi, dalle equazioni delle due rette nello spazio (relative a due prese consecutive), che esprimono la condizione di collinearità per ciascuno dei due raggi proiettanti, si potrà poi determinare la posizione del punto di intersezione, che costituisce il punto oggetto A che ha generato le due immagini A_1 e A_2 sui due fotogrammi (Figura 3.24).

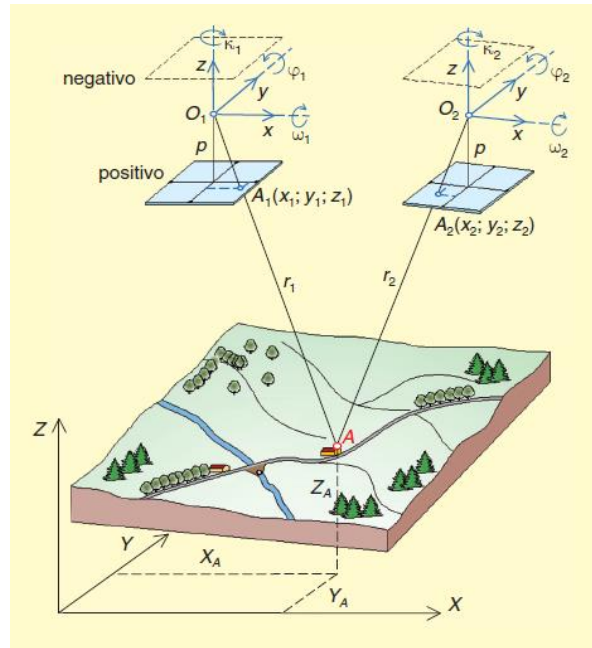


Figura 3.24 - All'atto di ciascuna presa il centro di proiezione O_1 , il punto oggetto A e il punto immagine A_1 sul fotogramma sono allineati sullo stesso raggio proiettante r_1 (tratta da: Cannarozzo et al. 2007).

Gli assi dei sistemi di riferimento interni xyz relativi ai fotogrammi in entrambe le posizioni di presa non sono paralleli agli assi del sistema XYZ ; come i due punti di presa O_1 e O_2 presentano diversi valori per tutte le rispettive coordinate assolute. Ciò è dovuto al fatto che durante la ripresa dei fotogrammi, la traiettoria dell'aereo non è esattamente rettilinea e l'assetto delle camere (a causa dei movimenti dell'aereo) non rimane immutato tra uno scatto e quello successivo.

Tenendo conto che:

- X_A, Y_A, Z_A sono le coordinate del generico punto A dell'oggetto nel sistema assoluto XYZ ;
- $X_{O_1}, Y_{O_1}, Z_{O_1}$ rappresentano le coordinate del centro di presa O_1 nel sistema assoluto XYZ ;
- x_1, y_1, z_1 indicano le coordinate di A_1 , immagine di A sul fotogramma, nel sistema interno xyz ;
- $X_{A_1}, Y_{A_1}, Z_{A_1}$ sono le coordinate dell'immagine A_1 nel sistema assoluto XYZ .

Per scrivere l'equazione della retta r_1 passante per i punti A, A_1 e O_1 , si consideri le proiezioni r_1^{XZ} e r_1^{YZ} di r_1 sui due piani XZ e YZ del sistema assoluto (Figura 3.25).

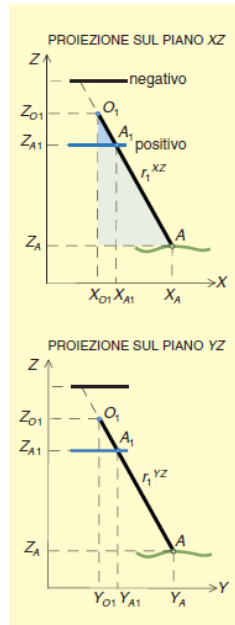


Figura 3.25 - Proiezione del raggio proiettante r_1 sui due piani XZ e YZ consente di scrivere le relazioni analitiche che condurranno alle equazioni di collinearità (tratta da: Cannarozzo et al. 2007).

Dalla similitudine dei triangoli retti in entrambe le proiezioni si ottengono le seguenti relazioni analitiche:

$$\frac{X_A - X_{O1}}{Z_{O1} - Z_A} = \frac{X_{A1} - X_{O1}}{Z_{O1} - Z_{A1}} \quad \frac{Y_A - Y_{O1}}{Z_{O1} - Z_A} = \frac{Y_{A1} - Y_{O1}}{Z_{O1} - Z_{A1}}$$

Allo stesso modo, dal fotogramma di destra, con analoga simbologia, si ottengono le seguenti relazioni di similitudine che esprimono la collinearità per il raggio proiettante r_2 :

$$\frac{X_A - X_{O2}}{Z_{O2} - Z_A} = \frac{X_{A2} - X_{O2}}{Z_{O2} - Z_{A2}} \quad \frac{Y_A - Y_{O2}}{Z_{O2} - Z_A} = \frac{Y_{A2} - Y_{O2}}{Z_{O2} - Z_{A2}}$$

Si nota che nelle precedenti quattro relazioni sono presenti le coordinate (non conosciute) $(X_{A1}; Y_{A1}; Z_{A1})$ e $(X_{A2}; Y_{A2}; Z_{A2})$ dei due punti immagine A_1 e A_2 (punti omologhi) di A , rispetto al sistema di riferimento assoluto XYZ, mentre non compaiono le coordinate lastra $(x_1; y_1)$ e $(x_2; y_2)$ degli stessi punti immagine, che invece possono essere note, in quanto misurabili con lo stereocomparatore di cui è dotato qualunque restitutore analitico. Il problema, dunque, è ora quello di esprimere le coordinate $(X_{A1}; Y_{A1}; Z_{A1})$ e $(X_{A2}; Y_{A2}; Z_{A2})$ in funzione delle corrispondenti coordinate lastra $(x_1; y_1)$ e $(x_2; y_2)$ attraverso la trasformazione rototraslazione nello spazio. Per tale trasformazione vengono utilizzati i parametri di assetto angolare in ciascuna delle due prese:

- $\omega_1, \varphi_1, \kappa_1$: assetto angolare degli assi del sistema interno xyz rispetto agli assi del sistema assoluto XYZ nella presa da O_1 (Figura 3.24);
- $\omega_2, \varphi_2, \kappa_2$: assetto angolare degli assi del sistema interno xyz rispetto agli assi del sistema assoluto XYZ nella presa da O_2 .

Tralasciando tutti i passaggi matematici, il risultato finale è:

$$X_A = X_{O1} + (Z_A - Z_{O1}) \cdot \frac{a_{11} \cdot x_1 + a_{12} \cdot y_1 + a_{13} \cdot p}{a_{31} \cdot x_1 + a_{32} \cdot y_1 + a_{33} \cdot p}$$

$$Y_A = Y_{O1} + (Z_A - Z_{O1}) \cdot \frac{a_{21} \cdot x_1 + a_{22} \cdot y_1 + a_{23} \cdot p}{a_{31} \cdot x_1 + a_{32} \cdot y_1 + a_{33} \cdot p}$$

per il fotogramma sinistro, mentre per il fotogramma destro:

$$X_A = X_{O2} + (Z_A - Z_{O2}) \cdot \frac{b_{11} \cdot x_2 + b_{12} \cdot y_2 + b_{13} \cdot p}{b_{31} \cdot x_2 + b_{32} \cdot y_2 + b_{33} \cdot p}$$

$$Y_A = Y_{O2} + (Z_A - Z_{O2}) \cdot \frac{b_{21} \cdot x_2 + b_{22} \cdot y_2 + b_{23} \cdot p}{b_{31} \cdot x_2 + b_{32} \cdot y_2 + b_{33} \cdot p}$$

dove:

$$\begin{array}{ll} a_{22} = \cos \omega_1 \cdot \cos \kappa_1 - \sin \omega_1 \cdot \sin \varphi_1 \cdot \sin \kappa_1 & b_{22} = \cos \omega_2 \cdot \cos \kappa_2 - \sin \omega_2 \cdot \sin \varphi_2 \cdot \sin \kappa_2 \\ a_{23} = \sin \omega_1 \cdot \cos \kappa_1 + \cos \omega_1 \cdot \sin \varphi_1 \cdot \sin \kappa_1 & b_{23} = \sin \omega_2 \cdot \cos \kappa_2 + \cos \omega_2 \cdot \sin \varphi_2 \cdot \sin \kappa_2 \\ a_{31} = \sin \varphi_1 & b_{31} = \sin \varphi_2 \\ a_{32} = -\sin \omega_1 \cdot \cos \varphi_1 & b_{32} = -\sin \omega_2 \cdot \cos \varphi_2 \\ a_{33} = \cos \omega_1 \cdot \cos \varphi_1 & b_{33} = \cos \omega_2 \cdot \cos \varphi_2 \end{array} \quad (4)$$

Queste relazioni sono note come equazioni di collinearità; esse possono essere utilizzate nella determinazione delle coordinate assolute incognite (X_A ; Y_A ; Z_A) di un generico punto A del terreno (restituzione) avendo a disposizione due fotogrammi orientati. Ovviamente in questo caso tali equazioni sono state calcolate solo per un punto tra due fotogrammi, in realtà tale calcolo viene fatto per molti punti tra due fotogrammi e tra centinaia di fotogrammi.

3.4 L'evoluzione dei droni (UAV) e stato dell'arte

I veicoli aerei senza equipaggio (UAV - *Unmanned aerial vehicle*) sono al giorno d'oggi una preziosa fonte di dati per l'ispezione, la sorveglianza, la cartografia e modellazione 3D. Le piattaforme UAV possono essere considerate un'alternativa a basso costo alla classica fotogrammetria aerea con equipaggio. Esistono diverse tipologie di UAV: ad ala rotante (quadricotteri, esacotteri, ottacotteri, ecc) o ad ala fissa.



Figure 3.26 - Droni ad ala rotante (sinistra) e ad ala fissa (destra)

Il loro utilizzo è ormai consolidato per usi militari ed è crescente per applicazioni civili, ad esempio in operazioni di prevenzione e intervento in emergenza incendi, per usi di sicurezza non militari, per sorveglianza di oleodotti, con finalità di telerilevamento e ricerca e, più in generale, in tutti i casi in cui tali sistemi possano consentire l'esecuzione di missioni "noiose, sporche e pericolose" (*dull, dirty and dangerous*) spesso con costi economici ed etici minori rispetto ai mezzi aerei tradizionali. Sono noti anche con altri acronimi, molti dei quali di derivazione anglosassone: oltre a RPA (*Remotely piloted aircraft*) possono essere indicati come UAV (*Unmanned aerial vehicle*), RPV (*Remotely piloted vehicle*), ROA (*Remotely operated aircraft*) o UVS (*Unmanned vehicle system*), ecc.

3.4.1 Evoluzione dei droni

Il primo tentativo di costruire e utilizzare un aeromobile senza pilota, del quale si possa trovare traccia nella storia, risale al 1849, quando gli Austriaci attaccarono la città di Venezia utilizzando dei palloni carichi di esplosivo: alcuni di questi sistemi vennero lanciati dalla nave austriaca Vulcano. Sebbene alcuni dei palloni lanciati avessero funzionato, altri, a causa del vento, finirono per colpire le linee di attacco austriache. I successivi esempi e

prototipi di velivoli senza pilota fecero la loro comparsa durante la prima guerra mondiale: ne è un esempio” l’*Aerial Target*” nel 1916, che veniva controllato mediante tecniche di radio controllo. Il 12 settembre dello stesso anno, l’aeroplano automatico *Hewitt - Sperry*, o anche noto come “bomba volante”, compì il suo primo volo, dimostrando il concetto di aereo senza pilota (Figura 3.27).

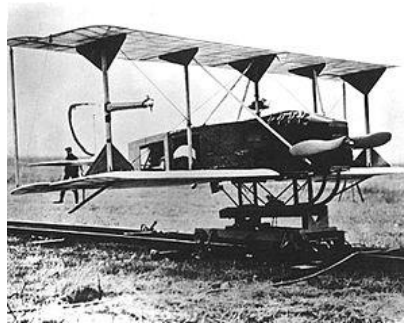


Figure 3.17 - L'aeroplano automatico Hewitt – Sperry (<https://www.swzone.it/Storia-dei-droni--dal-primo-Queen-Bee-ai-super-droni-di-oggi-43764.html>)

Il velivolo veniva comandato grazie ad una serie di giroscopi montati internamente. Nel periodo di tempo compreso tra le guerre mondiali, lo sviluppo tecnologico permise alle varie aziende e alle truppe militari di portare avanti progetti che portarono alla conversione di alcuni modelli di aerei in APR e alla nascita dei primi sistemi senza pilota che potevano essere lanciati dalle navi da guerra e controllati mediante un autopilota. La prima produzione in larga scala degli APR risale però al periodo della seconda guerra mondiale grazie a *Reginald Denny*, che durante la prima guerra mondiale servì l'esercito britannico per poi trasferirsi negli Stati Uniti per cercare la fortuna come attore (Figura 3.28). Denny nel 1935, effettuò una dimostrazione per l'esercito statunitense con il primo prototipo che creò, denominato RP-1.

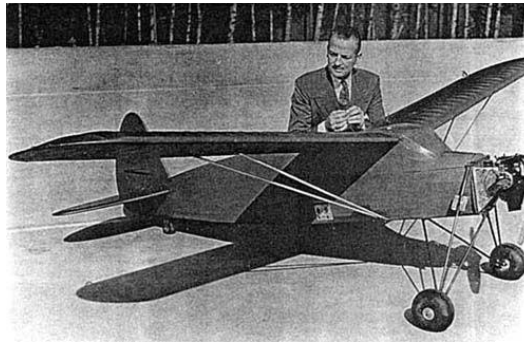


Figure 2.28 - Primo prototipo di Reginald Denny, RP-1 (<https://www.swzone.it/Storia-dei-droni--dal-primo-Queen-Bee-ai-super-droni-di-oggi-43764.html>)

La dimostrazione colpì favorevolmente gli esponenti dell'esercito statunitense a tal punto che Denny ne produsse circa 15.000 durante la seconda guerra mondiale. Successivamente, durante la Guerra Fredda e del Vietnam lo sviluppo tecnologico permise di raggiungere un elevato livello qualitativo, portando sul mercato soluzioni sempre più piccole e con caratteristiche tali da poter essere impiegati in innumerevoli scenari operativi. In Italia si cercò di sviluppare questo nuovo mezzo già durante la seconda guerra mondiale ma fu negli anni sessanta che decollò la vera ricerca su questa tipologia di velivoli. Il primo modello utilizzato dall'Esercito Italiano fu il CL - 89, o AN USD 51, prodotto dalla *Canadair*, in servizio fino al 2000, presso il 13° GRACO a Verona e successivamente presso il 41° Gruppo specialisti artiglieria "Cordenons" a Casarsa (PN). L'Esercito ha poi sviluppato in collaborazione con Meteor CAE il Mirach 20 (1985 - 2002), velivolo con telecamera con un raggio d'azione di circa 120 km e prodotto dalla PAI di San Diego (California). Il Mirach 20 fu aggiornato nel 1995 quando da velivoli tipo drone, ossia senza possibilità di pilotaggio, si passò al comando e controllo in tempo reale di questi sistemi quando era in servizio presso il 41 Gruppo Specialisti di Casarsa poi riconfiguratosi in 41 Reggimento M.I. "Cordenons". Nel 2004, dopo l'esito negativo delle sperimentazioni dei Sistemi Mirach 26 e Mirach 150, l'Esercito acquistò il sistema FQM 151 A *Pointer* (classe *Small*) per poi passare ai modelli Raven RQ 1A e 1B, mentre l'Aeronautica militare si approvvigionò con l'RQ - 1 *Predator* costruito dalla *General Atomics*. Successivamente l'Esercito ha acquistato il sistema tattico *Shadow* 200 dalla ditta AAI Corp. di Hunt Valley nel Maryland (Figura 3.29).



Figure 3.29 - Shadow 200 (<https://www.aviation-report.com/aviazione-esercito-3000-ore-di-volo-per-shadow-200-rq7c/>)

A seguito del rapido progresso tecnologico registrato nel corso degli anni duemila e grazie alla loro versatilità, gli APR hanno cominciato ad essere utilizzati anche in ambito civile, dove sono impiegati nella sorveglianza aerea delle coltivazioni, in aerofotogrammetria, per effettuare riprese aeree cinematografiche, in operazioni di ricerca e salvataggio (Fung, 2013), nel controllo di linee elettriche e condutture petrolifere e nel monitoraggio della fauna selvatica (Peterson, 2013). In ambito civile, nei paesi anglosassoni, viene utilizzato in prevalenza il termine "drone" piuttosto che quello, originario, di UAS (“*unmanned aerial system*”) (Fung, 2013).

3.4.2 Classificazione

Con l'acronimo APR (o UAV) si fa riferimento ad un'ampia gamma di aeromobili che presentano caratteristiche e tecnologie differenti e che, a seconda di questi e altri parametri, possono esser utilizzati in differenti scenari operativi. Nel giugno 2011 l'UVS *International* ha stilato una classificazione degli APR, basata su alcuni parametri quali la quota di volo, la durata del volo e il peso massimo al decollo (MTOW) (Tabella 3.3) (University of North Dakota, 2011).

| Categoria | Acronimo | Raggio operativo [km] | Quota di volo [m] | Durata del volo [h] | MTOW [kg] | Operativo |
|--------------------------------|----------|-----------------------|---------------------|---------------------|-------------|-----------|
| Tactical UAV | | | | | | |
| Nano | η | < 1 | 100 | < 1 | < 0,0250 | Si |
| Micro | μ | < 10 | 250 | 1 | < 5 | Si |
| Mini | Mini | < 10 | 150 - 300 | < 2 | < 30 | Si |
| Close Range | CR | 10 - 30 | 3 000 | 2 - 4 | 150 | Si |
| Short Range | SR | 30 - 70 | 3 000 | 3 - 6 | 200 | Si |
| Medium Range | MR | 70 - 200 | 5 000 | 6 - 10 | 1 250 | Si |
| Medium Range Endurance | MRE | > 500 | 8 000 | 10 - 18 | 1 250 | Si |
| Low Altitude Deep Penetration | LADP | > 250 | 50 - 9 000 | 0,5 - 1 | 350 | Si |
| Low Altitude Long Endurance | LALE | > 500 | 3 000 | > 24 | < 30 | Si |
| Strategic UAV | | | | | | |
| Medium Altitude Long Endurance | MALE | > 500 | 14 000 | 24 - 48 | 1500 | Si |
| High Altitude Long Endurance | HALE | > 2 000 | 20 000 | 24 - 48 | 12 000 | Si |
| Special purpose UAV | | | | | | |
| Unmanned combat aerial vehicle | UCAV | 1 500 | 10 000 | 2 | 10 000 | Si |
| Lethal | LETH | 300 | 4 000 | 3 - 4 | 250 | Si |
| Decoy | DEC | 0 - 500 | 5 000 | < 4 | 250 | Si |
| Stratospheric | STRATO | > 2 000 | > 20 000 & < 30 000 | > 48 | Da definire | Si |
| Exo - stratospheric | EXO | Da definire | > 30 000 | Da definire | Da definire | No |
| Space | SPACE | Da definire | Da definire | Da definire | Da definire | No |

Tabella 3.3 - Classificazione degli APR (University of Dakota, 2011)

L'ICAO riconosce molte categorie di aeromobili con pilota a bordo (*manned*) o senza (*unmanned*), dando a tutte lo *status* di “aeromobile”. Anche un APR è quindi un aeromobile e i concetti normativi non subiscono alterazioni di principio circa il mezzo, il pilota e l'operatore (valgono le stesse responsabilità e certificazioni, come certificato di immatricolazione, certificato di aeronavigabilità, licenza di pilota, licenza di operatore). In particolare esiste un quadro normativo generale applicabile, tuttavia un insieme di norme implementative adeguate è in fase di definizione. Gli APR di peso inferiore ai 150 kg sono di pertinenza delle singole autorità aeronautiche nazionali, l'ENAC in Italia, come stabilito nei regolamenti europei. L'ENAC si occupa della normativa per l'utilizzo dei droni in Italia. In base alle diverse fasce di peso ENAC stabilisce normative differenti. Esistono fondamentalmente 4 fasce di peso per i SAPR (Sistema Aeromobile a Pilotaggio Remoto):

- SAPR inoffensivi (minori o uguali di 300g);
- SAPR tra i 0,300 kg e i 2 kg;
- SAPR tra i 2 kg e i 25 kg;
- SAPR sopra i 25 kg.

Con i SAPR è possibile effettuare due tipi di operazioni: operazioni specializzate non critiche (per cui è necessario richiedere il riconoscimento) e operazioni specializzate critiche (per cui è necessario richiedere l'autorizzazione).

3.4.3 Uso in ambito militare

Nei primi anni di sviluppo della tecnologia la maggior parte degli APR mercato sono stati utilizzati per scopi militari. Dai modelli di elevate dimensioni, fino a quelli di ultima generazione, caratterizzati da tecnologie e sensori sofisticati e miniaturizzati che permettono il controllo da remoto della missione senza perdere vite umane in aree molto pericolose. I primi attacchi con droni erano stati attuati in Afghanistan, ma il 3 novembre del 2002 si mise in atto la prima operazione nello Yemen, che inaugurò la campagna a tutti i Paesi coinvolti nella guerra al terrorismo. Obama ha ereditato il programma e lo ha esteso. Le motivazioni della scelta sono da rintracciare nell'efficienza degli attacchi con APR per eliminare gli obiettivi più difficili da raggiungere.

3.4.4 Uso in ambito civile

Negli ultimi anni, le tecnologie legate allo sviluppo di sistemi APR hanno subito una impennata rapidissima. In particolare lo sviluppo tecnologico nell'ambito della sensoristica, permette di equipaggiare APR con molteplici carichi, nello spettro del visibile (camere digitali compatte o professionali), dell'infrarosso (camere termiche), camere multi spettrali fino ad arrivare a sensori più evoluti come ad esempio sensori Lidar o per il monitoraggio della qualità dell'aria.

Esistono diverse applicazioni dei droni in ambito civile, tra cui:

- Sicurezza territoriale, delle frontiere e lotta ai narcotrafficienti. Gli Stati Uniti nel 2011 hanno iniziato una collaborazione col Messico per arginare il fenomeno dell'immigrazione clandestina e del traffico di sostanze stupefacenti attraverso il loro confine.
- Ampliamento della connessione Internet. Da diversi anni numerose aziende come Google e Facebook stanno utilizzando i droni per diminuire il *digital divide* del pianeta, vale a dire aumentare la copertura di Internet nel mondo. I droni, la maggior parte delle volte equipaggiati con pannelli solari, hanno un'autonomia di volo pressoché illimitata e nel corso degli anni offriranno connettività nei paesi disagiati raggiungendo quasi 2,8 miliardi di persone.

- Monitoraggio siti Archeologici, contro la depredazione e il commercio illegale di reperti
- Monitoraggio centrali termoelettriche e impianti industriali
- Telerilevamento
- Aerofotogrammetria e rilievo dell'architettura
- Monitoraggio ambientale e calamità naturali
- Biodiversità e monitoraggio fauna. Gli APR possono essere utilizzati per il monitoraggio degli animali selvatici e il controllo numerico periodico per quelle specie con un alto tasso di riproduzione che potrebbero essere un problema sia per la biodiversità dell'ambiente in cui vivono sia per quanto riguarda i danni economici causati alle produzioni agricole e zootecniche presenti sul territorio
- Operazioni di ricerca e soccorso. Gli APR possono svolgere un ruolo importante nelle operazioni di ricerca e soccorso consentendo di effettuare delle ricognizioni in tempi rapidi, in particolare a seguito del verificarsi di situazioni di emergenza.

3.5 Uso del drone per la ricostruzione 3D del terreno

Come visto nel precedente paragrafo, negli ultimi anni l'uso dei droni nel campo della topografia è stato sempre maggiore. Il costo molto basso di una campagna fotogrammetrica da drone e l'alta risoluzione che si riesce a raggiungere sono stati elementi fondamentali per l'affermazione come strumenti principali per l'osservazione del territorio. Altro punto a favore che ha reso l'utilizzo dei droni molto più semplice è stato lo sviluppo degli algoritmi di *feature extraction*. Nel 1999 *David Lowe* ha sviluppato un algoritmo, denominato *Scale invariant features transform (SIFT)*, che consente di individuare punti caratteristici nelle immagini. Tali punti, denominati *features*, hanno la proprietà caratteristica di essere identificati univocamente dall'algoritmo anche in immagini in cui variano le condizioni luminose, prospettiche e spaziali. Successivamente sono stati sviluppati algoritmi simili per l'individuazione delle *features*, ciò che cambia è solo la velocità di elaborazione e la precisione con la quale le *features* vengono individuate. Gli algoritmi per l'individuazione delle *features* rivestono, dunque, un ruolo fondamentale nei sistemi di *structure from motion* in quanto consentono di eliminare la fase manuale dell'individuazione dei punti omologhi da parte dell'operatore. La *Structure from Motion* a partire da foto in 2D permette di estrapolare informazioni geometriche e cromatiche dei punti che formano tali foto (Figura 3.30).

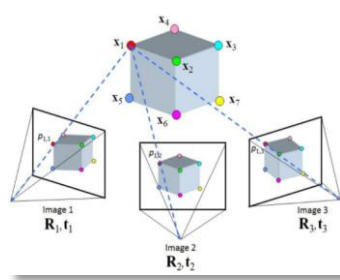


Figure 3.30 Schematizzazione dell'acquisizione di punti omologhi nella SfM

Il tutto si basa comunque sulla teoria della fotogrammetria classica, in particolare vengono utilizzate le equazioni di collinearità per l'individuazione dei punti omologhi tra una foto e l'altra. I sistemi di *Structure from motion* operano secondo una serie di fasi in cui intervengono differenti software che applicano determinati algoritmi.

Le fasi possono essere riassunte in:

- individuazione delle *features* nelle immagini e salvataggio di queste in un *database*;
- *matching*, ovvero, l'interrogazione del *database* e il conseguente accoppiamento delle immagini che contengono le medesime *features*;
- orientamento, mediante l'applicazione del *bundle adjustment*, dove vengono determinati gli orientamenti interni, gli orientamenti esterni e le posizioni delle *features*. In questa fase viene generata una nuvola di punti costituita dalle *features* e dalle posizioni delle prese fotografiche e, se non specificati precedentemente, vengono determinati anche i parametri *k* relativi alle distorsioni radiali degli apparecchi utilizzati;
- correzione delle distorsioni delle immagini utilizzando i parametri derivati dall'orientamento ed utilizzo di queste per l'estrazione di una nuvola di punti densa mediante una comparazione approfondita tra le foto.

La *Structure from Motion* viene utilizzata in fase di elaborazione del dato, ma il dato deve essere prima acquisito. E prima ancora di essere acquisito ci sono una serie di operazioni preliminari da seguire per avere un dato finale pronto per l'elaborazione.

In generale per generare un modello 3D si riconoscono tre *step* principali (Figura 3.31):

- fase preliminare in cui vengono pianificate tutte le operazioni da seguire in campo;
- fase sul campo (*fieldwork*) con l'esecuzione dei rilievi;
- *processing* con algoritmi di *Structure from Motion* e il post processing e la creazione di prodotti adeguati.

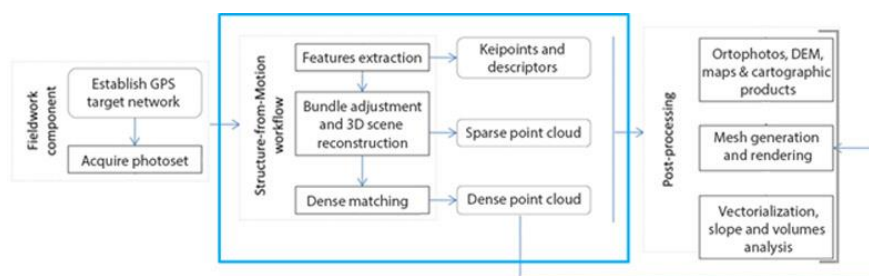


Figura 3.31 - Workflow per generare un modello 3D (manca la fase di pianificazione volo)

3.5.1 Fase preliminare

La prima fase di un rilievo topografico con drone è la pianificazione. In generale: 1) si individua l'area da rilevare; 2) si progettano le eventuali missioni di volo programmato automatico (tramite *software mission planner*); 3) si controlla la presenza di ostacoli al volo

(cavi aerei); 4) si pianificano le operazioni di volo, ad es. si scelgono i punti di decollo ed atterraggio dell'aeromobile, la posizione della stazione di controllo a terra; 5) si pianificano le misure topografiche da fare a terra per il supporto al rilievo aerofotogrammetrico.

Conviene fare sempre un sopralluogo preventivo poiché il territorio si vede molto meglio dal vivo, rispetto a fotografie o alle mappe di Google o Bing. Prima di generare il piano di volo che il drone utilizzerà in campo, bisogna definire che risoluzione dovrà avere il modello che si vuole in output. Per fare questo si utilizza il *Ground Sampling Distance* (GSD). Il GSD è la distanza, misurata a terra, tra due pixel vicini dell'immagine. In pratica, il GSD è la dimensione del pixel sul campo. Minore il GSD e maggiore è il dettaglio della fotografia. Il GSD dipende dalla risoluzione della macchina fotografica a bordo del drone, dalla lunghezza focale della sua ottica e dall'altezza di volo. Per il suo calcolo vengono utilizzati dei fogli di calcolo (Figura 3.32), all'interno dei quali vengono inserite alcune informazioni della camera del drone:

- dimensione del sensore della camera;
- dimensione dell'immagine (in pixel);
- ottica utilizzata.

| SENSORE FOTOGRAFICO | | |
|--------------------------|------------|-------------|
| LARGHEZZA | ALTEZZA | RISOLUZIONE |
| millimetri | millimetri | megapixel |
| 23,2 | 15,4 | 24,7 |
| L'IMMAGINE | | |
| LARGHEZZA | ALTEZZA | DIM PIXEL |
| pixel | pixel | mm/pixel |
| 6016 | 4000 | 0,0039 |
| L'OTTICA | | |
| LUNGHEZZA FOCALE | 24 | |
| millimetri | | |
| L'ALTEZZA DI VOLO | | |
| ALTEZZA | 20 | |
| metri | | |
| IL G.S.D. | | |
| GROUND SAMPLING DISTANCE | 3,2 | |
| mm/pixel | | |

Figura 3.32 - Esempio di un foglio di calcolo per ricavare il valore del GSD

Dopo aver inserito le informazioni della camera (che sono parametri fissi), viene inserita la quota di volo. A questo punto si avrà il valore del GSD, e se il valore del GSD non è quello desiderato si diminuirà la quota di volo nel caso il valore del GSD è troppo grande oppure si aumenterà la quota di volo se il valore del GSD è piccolo.

Dopo aver selezionato la quota migliore a cui far volare il drone bisogna effettuare la pianificazione del volo automatico utilizzando software dedicati. Nella prima fase, oltre a selezionare l'area di interesse dovranno essere inserite alcune informazioni (Figura 3.33): 1) l'angolo di campo della fotocamera (FOV); 2) quota di volo; 3) aspetto dei fotogrammi (4:3, 16:9 o altri formati a seconda della camera); 4) sovrapposizione delle strisciate.

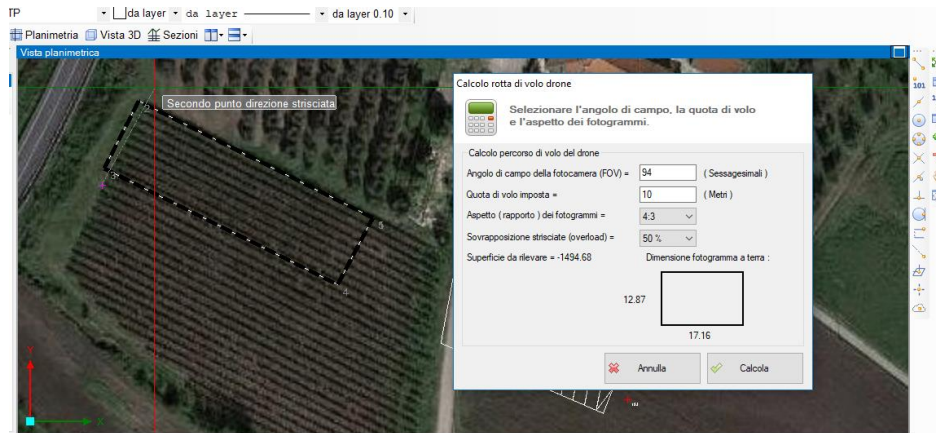


Figura 3.33 - Progettazione del piano di volo, sovrapposizione laterale

La sovrapposizione delle strisciate (così come la sovrapposizione dei fotogrammi) è un concetto già noto e che veniva applicato nella fotogrammetria classica. La differenza tra fotogrammetria classica e fotogrammetria da drone è il valore assegnato alla sovrapposizione. Infatti nella fotogrammetria da drone la sovrapposizione raccomandata è di almeno il 70-75% longitudinalmente - *overlap* (rispetto alla direzione di volo) ed almeno il 50-60% lateralmente - *overside* (tra le strisciate) (Figura 3.34).

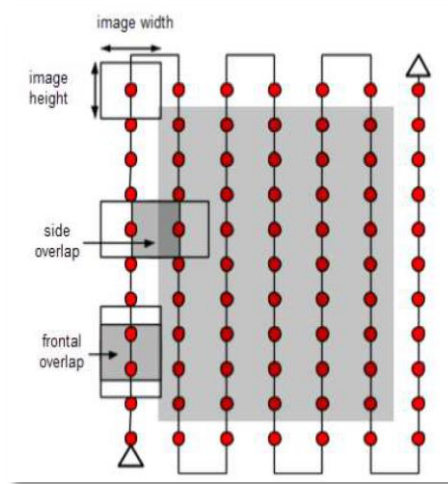


Figura 3.34 - Sovrapposizione longitudinale e laterale in un piano di volo

Dopo aver inserito le prime informazioni per generare il piano di volo viene rappresentato il piano di volo con la sovrapposizione laterale selezionata. A questo punto per fissare la sovrapposizione longitudinale desiderata si giocherà su due parametri:

- velocità di volo;
- Intervallo dei fotogrammi.

Nel campo dell'intervallo dei fotogrammi viene inserito il tempo di scatto tra una foto e un'altra, di solito si inserisce il valore minimo che la camera riesce a raggiungere. Quindi l'intervallo dei fotogrammi è un parametro fisso; allora per raggiungere la sovrapposizione desiderata viene modificato il valore della velocità di crociera del drone (Figura 3.35). Maggiore sarà la velocità del drone e minore sarà la sovrapposizione tra un fotogramma e l'altro.

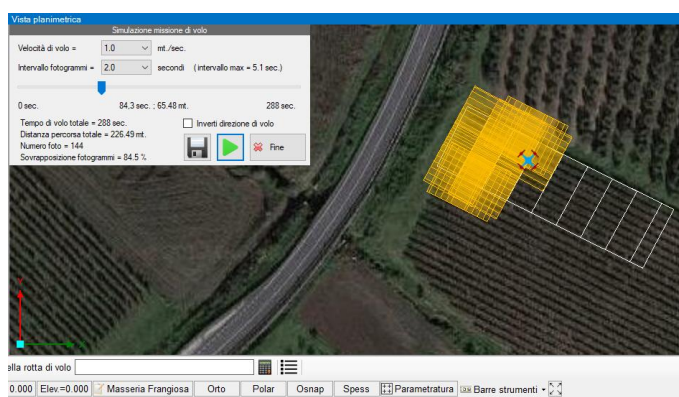


Figura 3.35 - Progettazione del piano di volo, sovrapposizione longitudinale

A questo punto il piano di volo è pronto. Viene esportato e successivamente importato all'interno dello strumento che si interfacerà col drone in campo. Nel nostro caso è stata utilizzata l'App *Litchi* (Figura 3.36), che oltre a leggere i piani di volo generati permette anche la loro variazione in campo in caso di problemi.



Figura 3.36 - Schermata dell'App Litchi, utilizzata per trasferire le informazioni del piano di volo in campo

3.5.2 Acquisizione dati in campo

La fase di acquisizione dei dati in campo è molto delicata, fare errori in questa fase significa rifare il lavoro da zero. Prima di andare in campo bisogna tenere conto delle condizioni meteo previste. Per effettuare un'acquisizione da drone vi sono delle condizioni da rispettare:

- Non deve esserci una pioggia o una nevicata al momento dell'acquisizione, questo non solo per i problemi che può avere il drone (esistono droni certificati anche per queste condizioni), ma anche perché la presenza delle gocce o dei fiocchi di neve influirebbe in modo negativo sulla qualità dell'immagine;
- Non deve essere una giornata troppo ventosa, il grande problema sono le raffiche di vento. Ogni drone ha una soglia limite di resistenza rispetto al vento e alle raffiche di vento;
- Deve essere una giornata con buone condizioni di luce. Le foto scattate da drone seguono gli stessi principi della fotografia classica. Maggiore luce c'è e più bassi saranno i valori di ISO, quindi un minor errore;
- La copertura nuvolosa è problematica per le condizioni di luce ma può diventare pericolosa in fase di acquisizione di punti con il GPS, infatti, in caso di temporale anche la fase di acquisizione dei target non può essere effettuata per il pericolo fulmini

Dopo aver “selezionato” la giornata meteorologicamente adatta, la prima operazione da viene eseguita è collocare i target utilizzando il GPS. Acquisizione GPS è un termine improprio, *Global Positioning System* (GPS) si riferisce solo al sistema che usa i satelliti Americani. Il termine esatto è GNSS (*Global Navigation Satellite System*), infatti altri sistemi satellitari sono: quelli Russi (GLONASS), i Cinesi (BEIDOU), gli Indiani (IRNSS) e gli Europei (GALILEO).

In generale calcolando il tempo che passa tra l’invio di un segnale da un satellite nello spazio e la sua ricezione da parte di un’antenna sulla terra si può sapere la posizione dell’antenna. L’idea funziona ma da sola non basta.

- **PRINCIPIO GEOMETRICO**

Un solo satellite vincola la posizione del ricevitore ad una sfera. Due satelliti vincolano la posizione del ricevitore ad una circonferenza, intersezione delle due sfere. Aggiungere un terzo satellite limita la posizione del ricevitore a due punti: quello effettivo ed un altro diametralmente opposto e quindi a spasso nello spazio.

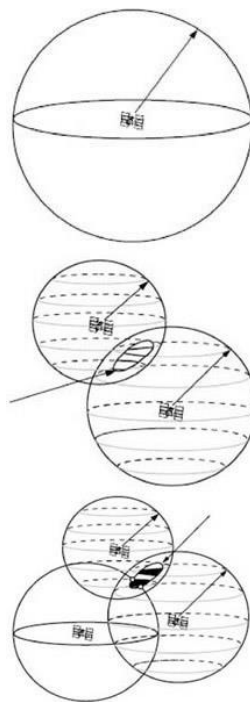


Figura 3.37 - Principio geometrico del funzionamento del GPS

Se è vero che tre sfere sono teoricamente sufficienti perché si intersecano in due soli punti di cui uno può essere sicuramente scartato (per la sua posizione distantissima dalla superficie terrestre) è anche vero che la ridondanza di misure aiuta, e di molto,

l'accuratezza del dato rilevato. Il minimo consigliato sono quattro satelliti visibili dal ricevitore ma dato il numero di satelliti in orbita è normale ormai lavorare con 8-10 satelliti ben visibili!

- **PRINCIPIO FISICO**

Il principio fisico su cui si basa la misura satellitare è davvero semplice:

velocità = distanza : tempo

da cui

distanza percorsa dal segnale satellitare = velocità della luce x tempo misurato

Il GPS è essenzialmente un orologio che misura il tempo che il messaggio impiega a raggiungere l'antenna ricevente da quando è stato trasmesso dal satellite. Ogni satellite invia un messaggio in codice predefinito, una sequenza di 0 ed 1, che il ricevitore legge come un codice a barre. Quando un'antenna riceve il segnale dal satellite, legge il codice e sa a che punto è nell'intero messaggio.

In questo modo riesce a sapere il momento preciso in cui è stato trasmesso. Tuttavia se ci si basasse sulla lettura del solo codice trasmesso dai satelliti gli errori sulla misura sarebbero troppo alti per gli scopi topografici. Si è passato quindi ad analizzare anche la lunghezza dell'onda elettromagnetica su cui viaggia il messaggio, contando il numero di onde intere che arrivano al ricevitore e misurando lo sfasamento che ne rimane. Il sistema GPS fa quindi "misure di codice", più veloci ma più approssimative, e "misure di fase", più precise. In questo modo si determina la posizione di un punto sulla superficie terrestre.

R.T.K. sta per *Real Time Kinematic* ed è un modo per conoscere la posizione di un punto istantaneamente, quasi senza fermarsi. L'RTK è un metodo di posizionamento differenziale che usa due ricevitori contemporaneamente. Un ricevitore è fermo su un punto e si chiama *Base*, l'altro ricevitore si muove sui punti da battere, e si chiama *Rover*. I due ricevitori si scambiano dati usando un segnale GSM telefonico o una trasmissione radio. Conoscendo la posizione, sempre fissa, della base, il software di bordo del ricevitore applica le stesse correzioni al rover e ne determina la posizione. Nell'RTK, oltre alla coppia di ricevitori (ed ai relativi treppiedi ed aste di supporto), serve anche un controller collegato all'antenna *Rover*, in modo che l'operatore, che se ne va in giro a misurare, può facilmente battere i punti, controllare che cosa sta succedendo, sapere se la base ed il rover comunicano bene, vedere quanti satelliti ci sono in cielo e come sono messi nella volta celeste, conoscere le precisioni sulle misure. Il *controller* è un dispositivo palmare o un tablet con un *software* di

bordo specifico. Vi è un'evoluzione dell'RTK che è l'nRTK (*Network Real Time Kinematic*). Si tratta di uno strumento formato solo dal rover e che attraverso l'uso di un telefono collegato in GSM permette di sapere la posizione precisa collegandosi a delle stazioni fisse (Figura 3.38).



Figura 3.38 - Stazioni fisse per l'acquisizione in nRTK

Il segnale delle stazioni fisse vengono gestite da società specializzate come Italpos. Italpos è un servizio di proprietà di *Leyca Geosystems* che offre la correzione delle misure per il posizionamento in RTK con basi fisse in tutto il territorio nazionale. Nei rilievi fotogrammetrici da drone i GCP vengono acquisiti utilizzando un GPS nRTK (Figura 3.39). I GCP sono dei target che saranno ben visibili sulle foto e saranno utilizzati in fase di elaborazione per orientare il modello nello spazio.



Figura 3.39 - Acquisizione GCP con un GPS nRTK

I target devono avere principalmente due caratteristiche:

- alta visibilità: si devono vedere bene dalle fotografie scattate dal drone (anche a grande distanza);
- facile individuazione del loro centro, per attribuire con precisione, e nel posto giusto, le coordinate rilevate.

È opportuno poi che siano anche:

- trasportabili facilmente nell'area del rilievo;
- posizionabili agilmente a terra;
- rimovibili, al termine delle operazioni;
- leggeri;
- adattabili alle caratteristiche del terreno.

La dimensione dei target dipende dal tipo di rilievo effettuato. Nella maggior parte dei casi i target hanno dimensioni di 60x60, 70x70 o 80x80. Il colore deve essere facilmente individuabile, infatti vengono stampati gialli e neri o rossi e neri con una forma a croce o a maglia quadrata (Figura 3.40).



Figura 3.40 - Tipi di target

Dopo l’acquisizione dei GCP si passa all’acquisizione delle foto. Di solito, la fase di decollo del drone viene fatta in maniera del tutto manuale, dopo aver raggiunto la quota richiesta parte il volo automatico con il quale il drone segue il piano di volo generato in precedenza.

3.5.3 Elaborazione dei dati

La fase di elaborazione dati viene trattata con software dedicati alla fotogrammetria. La caratteristica di questi software è che in automatica ricavano informazioni sulla posizione della camera al momento dello scatto, orientamento interno, orientamento esterno e caratteristiche ottiche della camera. Tutto quello che in passato veniva fatto in maniera manuale o al massimo in maniera semi-automatica.

Esistono vari software fotogrammetrici (*3DF Zephyr*, *Bundler*, *Photomod*, *Pix4D*, *MicMac*, *Visual SfM*) che permettono la costruzione di modelli 3D del terreno. Il più diffuso è *Agisoft Photoscan* (che nelle ultime versioni si chiama *Metashape*) ed implementa al suo interno gli algoritmi di *Structure from Motion*.

Alla realizzazione di un nuovo progetto, *PhotoScan* salva due cartelle nello spazio di lavoro:

- una con estensione .PSZ, che sarà aperta dal software;
- una con estensione .FILES, con i file essenziali per visualizzare e lavorare sul progetto

Per aggiungere delle foto ad un progetto si usa l’apposita voce “*Add Photos*“, nel menu *Workflow*. Si cerca la cartella e si selezionano le immagini. *PhotoScan* supporta tutti i principali formati immagine: jpg, tif, png, bmp. Un’immagine caricata può essere disabilitata o eliminata in un qualsiasi momento. Una volta caricate le immagini si possono

creare dei gruppi: *grouped cameras*. Nel *workspace panel* si clicca col tasto destro sull'immagine, si crea un nuovo *camera group* (*Add Camera Group*). All'interno del progetto di *PhotoScan* si possono creare i *chunk*. Il *chunk* identifica una porzione del progetto di *PhotoScan* e se ne possono creare vari all'interno dello stesso file PSZ. Può essere utile dividere un progetto in più *chunk* quando, per esempio, si vogliono effettuare test di processamento su un set di immagini o quando la ricostruzione dell'oggetto in un'unica volta sia computazionalmente troppo onerosa in termini di risorse di calcolo. La fase critica è quella definita "*merge chunks*": l'allineamento e la fusione dei risultati ottenuti nei diversi *chunk*. L'allineamento si basa su alcuni metodi:

- *Point based*: alcune *matching photos* fanno da "ponte" tra i *chunk* permettendone l'allineamento grazie all'identificazione di punti omologhi;
- *Marker based*: *marker* posizionati dall'utente e comuni ai *chunk* sono usati per l'allineamento;
- *Camera based*: la posizione e l'orientamento di alcune immagini sono usati per l'allineamento; le immagini devono avere lo stesso nome per poter essere riconosciute nei *chunk*.

E' possibile settare l'accuratezza desiderata: *higher* per un allineamento più accurato, *lower* per uno veloce. Le immagini caricate nel progetto sono a disposizione per essere visualizzate ed analizzate. Nel *workspace panel* c'è la suddivisione nei vari *chunk*, e per ciascuno di essi la cartella *cameras*, con le immagini caricate ed opportunamente raggruppate. A fianco del nome dell'immagine si trova la dicitura:

- NC, camera non calibrata (*Not Calibrated*) ossia non sono disponibili i parametri di calibrazione per l'immagine;
- NA, non allineata (*Not Aligned* – è un aspetto da valutare dopo l'esecuzione dell'allineamento).

Per ogni immagine sono indicati: nome, dimensioni, focale, modello della fotocamera, informazioni relative all'acquisizione (ISO, tempo di scatto, apertura del diaframma), *image quality* e *path* dell'immagine. L'*image quality* è un valore che indica la qualità dell'immagine e varia tra 0 ed 1. Immagini sfocate o povere in contenuto (ad esempio uno sfondo omogeneo) possono peggiorare i risultati della successiva fase di allineamento. *PhotoScan* offre un modo automatico per il calcolo di questo indice di qualità, da manuale è consigliabile disabilitare le immagini con valori inferiori a 0.5, in modo da escluderle dalle elaborazioni successive. Il *path* dell'immagine invece è il percorso che il *software* segue per

trovarla sul computer. Un progetto di *PhotoScan* non contiene al suo interno le immagini ma solo una loro preview a bassa risoluzione. Un'ulteriore operazione che si può effettuare sulle immagini caricate sono le maschere. L'applicazione di maschere consiste nell'identificare e selezionare una porzione dell'immagine escludendo il resto dalle successive fasi di processing. La maschera può essere applicata in diversi momenti del *workflow* di elaborazione delle immagini, a seconda delle necessità:

- *Allineamento* – l'area mascherata è esclusa dalla ricerca di punti di legame tra le immagini e quindi non compete alla stima delle posizioni delle prese. E' utile quando si rilevano oggetti posizionati su supporti rotanti e quando l'oggetto di interesse occupa una piccola porzione della scena. Sono casi in cui lo sfondo dell'oggetto non è di interesse e potrebbe peggiorare la qualità dell'orientamento.
- *Dense point cloud* – l'applicazione di una maschera in questa fase è utile se si vogliono ridurre la complessità nella risultante nuvola di punti, aumentando la qualità nelle aree di interesse ed eliminando il resto.
- *Texture* – anche in questa fase serve a migliorare la qualità del prodotto.

Le maschere possono essere create direttamente sulle immagini all'interno di *PhotoScan* grazie ai metodi di selezione di aree, alcuni dei quali semi-automatici in grado di rilevare differenze cromatiche. Le maschere si possono però anche caricare anche da fonti esterne, modificare e successivamente salvarle.

Il *workflow* per l'elaborazione del modello finale può essere suddiviso in vari *step*:

1. Allineamento delle immagini

L'allineamento serve a posizionare correttamente le immagini le une rispetto alle altre o, se sono già geolocalizzate, a calcolarne l'esatta posizione nello spazio reale. Inoltre in questa fase vengono risolte le equazioni di collinearità. *L'Align Photo* di *Photoscan* contiene varie voci con parametri da settare in base al dataset a disposizione e i risultati che si vogliono ottenere:

- *Accuracy*: è l'accuratezza nella stima della posizione delle camere e ricostruzione. Da *low* ad *highest* aumentano i tempi richiesti dal processing perché aumenta la risoluzione delle immagini analizzate. Questa voce fa riferimento alle dimensioni delle immagini in cui ricercare i descrittori:
 - *high* – immagini a scala originale;
 - *highest* – immagini a scala aumentata di un fattore 4 (2 per lato);
 - *medium* – immagini down scalate di fattore 4;

- *low* – immagini down scalate di fattore 16 (4 per lato).
- *Pair selection*: è la voce che riguarda il *matching* delle immagini dove si danno indicazioni sulle coppie di immagini tra cui ricercare le corrispondenze:
 - *generic* – si confrontano prima le immagini a bassa risoluzione per capire quali si sovrappongono e poi si passa alla risoluzione originale;
 - *reference* – si usa la posizione delle immagini, se nota da exif file.
 - *Keypoint limit, Tie point limit*: sono i valori che definiscono i limiti nella numerosità di punti notevoli da identificare nelle immagini, e sui punti di legame da usare nell'allineamento. Il valore 0 indica che tutti i punti identificabili ed identificati sono utilizzati allo scopo. Se viene impostato un limite sui punti di legame pari a 4.000, anche se per ogni immagine il *software* identifica 10.000 possibili punti di legame con le altre immagini, solo i 4.000 migliori, quelli con la maggior probabilità di dare un *matching* corretto, sono effettivamente utilizzati.
- *Constrain feature by mask*: selezionare eventuali maschere create per escludere aree dalla procedura di allineamento.
- *Adaptive camera model*: opzione che permette di settare automaticamente i parametri interni della fotocamera da inserire nell'*adjustment* in base alla loro affidabilità. Se il dataset ha una geometria forte, questa opzione ottimizza più parametri, se la geometria è debole, aiuta a prevenire divergenze di alcuni parametri (ad esempio *radial distortion* se l'oggetto rilevato è piccolo ed al centro delle immagini, posizione del punto principale se le prese sono state effettuate su linee parallele).

Al termine dello step di allineamento si vedono nuvola sparsa e posizione delle fotocamere nel model panel (Figura 3.41) ed i valori *adjusted* dei parametri di calibrazione nel camera *calibration tool*. Già dopo questa prima fase è possibile esportare alcuni risultati (comando *export* dal menu *tools*):

- nuvola sparsa (coordinate dei punti, colore, normali),
- *cameras*, posizione ed orientamento delle fotocamere e valori dei parametri di calibrazione interni,
- *tiepoints*, i *matches* tra le immagini.

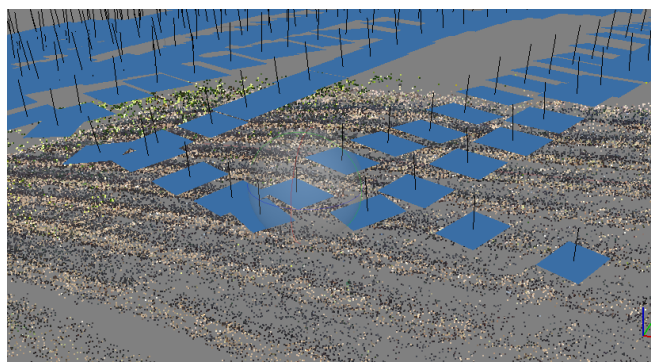


Figura 3.41 - Risultato di un'elaborazione dopo la fase di allineamento nel software Agisoft Photoscan

La fase di allineamento è computazionalmente onerosa, le operazioni da fare sono molte e richiedono un certo tempo macchina. Stimare i tempi necessari è impossibile perchè entrano in gioco variabili legate alle caratteristiche del calcolatore, numero di immagini, *set up*. Lo step di allineamento impiega risorse in termini di memoria e soprattutto GPU.

2. Inserimento markers

Dopo la fase di allineamento vengono inseriti i GCP. In PhotoScan i GCP sono inseriti come *marker* (Figura 3.42).

| Markers | East (m) | North (m) | Altitude (m) | Accuracy (m) | Error (m) | Projections | Error (pix) |
|--------------------|-----------|------------|--------------|--------------|-----------|-------------|-------------|
| MP 01 | 32.484060 | 106.325810 | 46.467970 | 0.015000 | 0.007396 | 16 | 0.158 |
| MP 15 | 63.821810 | 174.179220 | 46.653560 | 0.015000 | 0.027050 | 10 | 0.150 |
| MP 17 | 62.209710 | 161.668720 | 44.215210 | 0.015000 | 0.012827 | 9 | 0.153 |
| MP 19 | 66.533750 | 195.927480 | 47.332630 | 0.015000 | 0.018348 | 9 | 0.264 |
| MP 34 | 96.681320 | 48.194580 | 44.874200 | 0.015000 | 0.016603 | 18 | 0.214 |
| MP 35 | 63.486130 | 56.139590 | 44.648130 | 0.015000 | 0.010798 | 11 | 0.110 |
| Total Error | | | | | | | |
| Control points | | | | | 0.012966 | | 0.174 |
| Check points | | | | | 0.022517 | | 0.184 |

| Markers | East err (m) | North err (m) | Alt. err (m) | Accuracy (m) | Error (m) |
|--------------------|--------------|---------------|--------------|--------------|-----------|
| MP 01 | 0.005718 | -0.003553 | -0.003662 | 0.015000 | 0.007396 |
| MP 15 | -0.013633 | -0.005422 | 0.021792 | 0.015000 | 0.027050 |
| MP 17 | 0.005155 | 0.004683 | -0.010771 | 0.015000 | 0.012827 |
| MP 19 | 0.005343 | 0.003827 | -0.017131 | 0.015000 | 0.018348 |
| MP 34 | -0.012980 | 0.013340 | 0.010586 | 0.015000 | 0.016603 |
| MP 35 | 0.010450 | 0.002031 | -0.001808 | 0.015000 | 0.010798 |
| Total Error | | | | | |
| Control points | 0.007018 | 0.003651 | 0.010273 | | 0.012966 |
| Check points | 0.013311 | 0.006030 | 0.017131 | | 0.022517 |

Figura 3.42 Pannello dei markers in Agisoft Photoscan

Per l'inserimento dei *markers* bisogna:

- Creare un nuovo *marker*, nel *reference panel*, alla finestra *marker* usare tasto destro del mouse.
- Posizionare *marker* nella prima immagine, identificato il *target*, cliccare col tasto destro e posizionare il *marker* corrispondente.
- Rifinire il posizionamento, in un qualsiasi momento il *marker* può essere selezionato e spostato nella posizione più opportuna. Il colore verde della bandiera indica “posizione manualmente rifinita dall'utente”.
- Posizionare *marker* nella seconda immagine, in una qualsiasi altra immagine dove è presente il *target* noterete una linea tratteggiata bianco-rosso che indica la retta su cui si trova il *target* cercato. Questa retta nasce dalla geometria epipolare, tecnica che permette di ridurre ad una retta lo spazio per la ricerca di corrispondenze tra immagini allineate.
- Posizionamento *marker* in ulteriori immagini, una volta collimato il *target* nella seconda immagine vedrete comparire bandiere grigie in tutte le immagini in cui il *target* è inquadrato. Bandiera grigia significa che il *target* è identificato automaticamente e che la collimazione non è usata per fini di *processing*.
- *Export markers*, terminata la fase di collimazione di tutti i *markers* è possibile salvarne la posizione in un file (.xml) ed esportarlo in modo da poterlo importare in altri progetti (vedi comando *tools-export-export markers*).
- Inserimento coordinate, nel *reference pane* è possibile digitare le coordinate del punto e relativa accuratezza. In alternativa si possono importare i valori da un file txt opportunamente editato (*import*).

3. Creazione della nuvola densa di punti

I risultati della fase di allineamento, calibrazione della fotocamera ed orientamenti interni ed esterni delle immagini, sono utilizzati come *input* per un nuovo *processing*. Questa è la fase in cui si può ottenere una ricostruzione tridimensionale con un'elevata densità di punti. Gli algoritmi di *image matching* permettono di cercare le corrispondenze *pixel to pixel* all'interno di una coppia di immagini. Essi richiedono la costituzione di corrispondenze ed il calcolo delle coordinate 3D è fatto con un approccio di collinearità. Il prodotto è una mappa di disparità (*depth map*)

che assegna ad ogni pixel dell'immagine un valore relativo di profondità. Questo porta alla creazione di una nuvola di punti nello spazio oggetto. L'approccio più diffuso per il *matching* delle immagini è quello definito Stereo o Multi-Stereo (due o più immagini). La conoscenza dei parametri di orientamento esterno ed interno di ogni immagine permette la riduzione della complessità in fase di ricerca di corrispondenze, la generazione di immagini rettificate in cui le corrispondenze sono lungo le linee epipolari. La costruzione delle mappe di disparità coinvolge algoritmi simili a quelli chiamati di *Semi Global Matching*. Questi algoritmi calcolano il costo relativo a diverse corrispondenze (inteso come similarità nel contenuto di colore del *pixel*) e poi scelgono il costo inferiore ovvero la corrispondenza tra pixel più simili. In *PhotoScan* il comando per la creazione della nuvola densa si chiama "*Build Dense Cloud*" (Figura 3.43). Questa è il processo che richiede il maggior tempo di esecuzione (mediamente dal 50% al 96% del totale con impostazioni da *medium* a *ultra high*) ed utilizzare la GPU e la CPU. Il parametro qualità specifica il dettaglio e l'accuratezza geometrica risultanti dalla ricostruzione. Ultra *High* significa lavorare con immagini alla risoluzione originale, scendendo con *High*, *Medium*, *Low*, *Lowest* la qualità delle immagini viene degradata di 4 volte (dimezzata per lato). La modalità di *depth filtering* permette di lavorare sugli *outliers* generati in fase di ricostruzione densa e causati da rumore, immagini sfocate. *PhotoScan* implementa alcuni algoritmi, che rispondono a diverse esigenze:

- Aggressivo, se l'area di indagine non contiene piccoli dettagli significativi;
- *Mild*, se vi sono dettagli di piccole dimensioni che è importante riconoscere nella scena ricostruita;
- Moderato, genera un risultato intermedio ai due precedenti;
- Disabilitato, sconsigliato perché la nuvola risultante potrebbe essere troppo rumorosa.

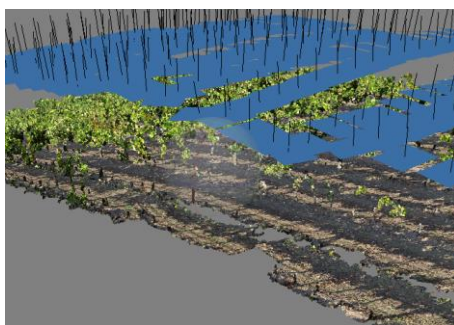


Figura 3.43 - Risultato della costruzione di una nuvola densa

4. Mesh e Texture

Generare una mesh significa creare una superficie a partire da una nuvola di punti. I punti sono uniti a formare triangoli che costituiranno la *mesh*. Texturizzare un modello significa applicare alla *mesh* un contenuto in colore. Nel caso della fotogrammetria il contenuto è fotorealistico e ricavato dalle immagini acquisite. In *Photoscan* il comando corrispondente è “*Build Mesh*” e “*Build Texture*”. Nella costruzione della *Mesh* la tipologia di superficie può essere:

- *ARBITRARY*: non è fatta alcuna ipotesi a priori sulla superficie. Questa impostazione va bene per qualsiasi tipo di oggetto o scena, per motivi di tempi è consigliata per oggetti “piccoli e chiusi” come statue o edifici.
- *HEIGHT FIELD*: con questa impostazione la ricostruzione della superficie è ottimizzata per ambienti prevalentemente piani (applicazioni territoriali). L’approccio è di tipo 2.5D: per ogni punto sul piano orizzontale è tollerato un solo valore di quota. Questo approccio non è indicato per strutture e pareti verticali, sculture. Occorre che l’area di lavoro (la *box*) sia ben posizionata perché fornirà il piano orizzontale di riferimento.

Vi sono anche delle opzioni di interpolazione che: se disabilitata, solo le zone corrispondenti alla nuvola di punti sono ricostruite e questo porta ad un prodotto più accurato; se abilitata permette una interpolazione dei punti entro un certo raggio; se estrapolata, il modello finale è senza buchi e anche grandi aree prive di dato possono essere ricostruite.

Per quanto riguarda la costruzione della *texture* vi sono diverse modalità di *mapping*:

- *GENERIC*: non è fatta nessuna ipotesi a priori sui prodotti o sulla superficie, il software cerca di ricreare una texture uniforme;
- *ADAPTIVE ORTOFOTO*: la superficie è divisa in regioni orizzontali e verticali che sono texturizzate separatamente garantendo buona qualità in entrambe;
- *ORTOFOTO*: tutto l'oggetto è texturizzato in proiezione ortografica, la qualità delle regioni verticali è scarsa;
- *SFERICA*: è adatta per oggetti tondi;
- *IMMAGINE SINGOLA*: la *texture* dell'intero oggetto è estratta da un'unica immagine.

Vi sono anche dei parametri di generazione che se non è abilitata la modalità immagine singola, si può scegliere la combinazione dei contributi delle varie immagini alla *texture* finale di ogni *pixel*.

- *MOSAIC*, implica un approccio in due step: 1) componenti a bassa frequenza sono ritagliate e combinate (con media pesata) per creare un background senza interruzioni; 2) componenti ad alta frequenza (i dettagli) sono presi da una singola immagine, è scelta l'immagine con angolo di vista nadirale sulla porzione indagata.
- *AVERAGE*: usa una media pesata dei valori derivanti dalle immagini interessate (i pesi sono legati a parametri simili a quelli esposti per la componente ad alta frequenza dell'approccio *mosaic*).
- *MAX-MIN INTENSITY*: si sceglie il contributo che ha il max o min valore in intensità per il *pixel* indagato.
- *DISABLED*: si sceglie l'immagine che si trova in una posizione privilegiata (come approccio *mosaic*-alta frequenza).

5. Generazione di un DEM

Tra i prodotti finali dell'elaborazione in *Photoscan* c'è la generazione del DEM (Figura 3.44). Partendo dalla nuvola densa di punti *Photoscan* utilizza l'algoritmo di interpolazione IDW. Non è consentito modificare alcun parametro riguardo l'algoritmo di IDW.

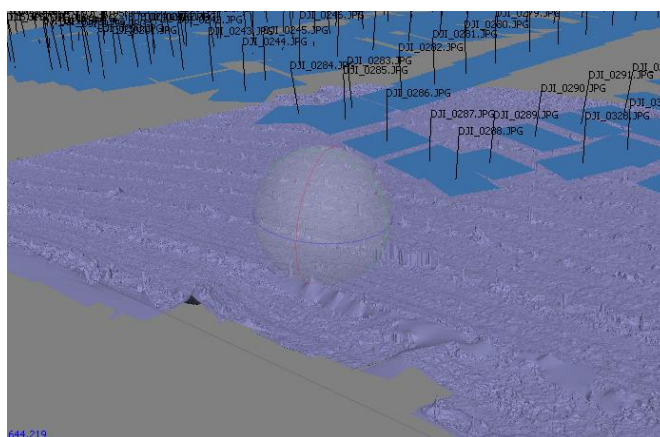


Figura 3.44- DEM all'interno del software Photoscan

Tutti i prodotti derivanti dall'elaborazione dei dati (Nuvola di punti, DEM, ortofoto) possono essere esportati per essere trattati successivamente in altri *software*. Ad esempio la nuvola di punti può essere importata in *CloudCompare* che permette di gestire le nuvole di punti ed eseguire operazioni come il calcolo di volumi tra diverse nuvole di punti. Oppure il DEM può essere importato in un software GIS per la valutazione di parametri geomorfologici.

PARTE B

CAPITOLO 4

METODOLOGIA D'INDAGINE

Premessa

La variabilità dell'area da studiare, mediante tecnica fotogrammetrica, pone differenti problemi in fase di acquisizione ed elaborazione dei dati. Molte volte, fissato il *Ground Sampling Distance* (GSD) desiderato, emerge la necessità di diversi piani di volo per l'area investigata. Tale aspetto aumenta sia le difficoltà logistiche in campo, sia quelle computazionali in fase di elaborazione dei dati. Uno dei principali fattori limitanti di un volo è la durata delle batterie, che difficilmente sono più di tre, questo implica che: 1) è necessario effettuare i voli con le batterie che si hanno a disposizione oppure 2) caricare le batterie in loco, cercando un'alimentazione fissa (se disponibile) o, nel caso ci si trovi in zone isolate, attraverso un sistema di ricarica mobile. Quanti più voli si progettano, tanto più tempo servirà in fase di acquisizione. Il fattore tempo non deve essere sottovalutato, dal momento che in una giornata possono cambiare molti fattori, tra cui il meteo, la forza del vento (in particolare le raffiche) e le condizioni luminose. Ad esempio, ci sono versanti che nelle prime ore del mattino sono illuminati dal sole, ma in primissimo pomeriggio si ritrovano all'ombra; in virtù di tale variazione, in fase di elaborazione, alcuni punti non vengono riconosciuti dall'algoritmo di *Structure from Motion* poiché presentano dati cromatici differenti.

Il presente capitolo è dedicato allo sviluppo di una tecnica fotogrammetrica da drone che tenga conto delle problematiche sopra citate. Per fare ciò sono stati effettuati diversi test per il *setting* delle condizioni e dei parametri ottimali, sia in fase di acquisizione che di elaborazione dei dati.

4.1 Impostazione dei parametri fotogrammetrici

L'inserimento di vari fotogrammi nel software di elaborazione dei dati, dovuti ai tanti piani di volo effettuati, oltre a problemi di natura cromatica, può generare problematiche in fase di elaborazione correlati all'esigenza computazionale, in particolare della memoria *Random Access Memory* (RAM). Nel caso del software *Agisoft Photoscan*, utilizzato nel presente lavoro, il consumo di memoria RAM in fase di allineamento dei fotogrammi (Tabella 4.1) non è eccessiva, infatti questa fase si supera facilmente con una workstation dotata di 32 GB di RAM.

| Photos | 100 | 200 | 500 | 1000 | 2000 | 5000 | 10000 |
|--------------------|--------|------|--------|------|-------|-------|-------|
| Memory consumption | 500 MB | 1 GB | 2.5 GB | 5 GB | 10 GB | 25 GB | 50 GB |

Tabella 4.1 - Memoria RAM utilizzata in fase di allineamento in base al numero di fotogrammi

Il problema computazionale si presenta maggiormente in fase di costruzione del modello, infatti, per il software *Agisoft Photoscan*, la quantità di memoria utilizzata varia molto in base al numero e alla qualità dei fotogrammi. In fase di costruzione del modello finale possono essere selezionate cinque qualità differenti:

- *Ultra High*: non scala il fotogramma e lo utilizza per intero (*full size*);
- *High*: il fotogramma viene scalato due volte (*50% downscaled*);
- *Medium*: il fotogramma viene scalato quattro volte (*25% downscaled*);
- *Low*: il fotogramma viene scalato otto volte (*12.5% downscaled*);
- *Lowest*: il fotogramma viene scalato sedici volte (*6.75% downscaled*).

In Tabella 4.2 viene mostrata la quantità di memoria RAM utilizzata in base al numero di fotogrammi utilizzati e in base alla qualità del modello selezionata. Tale dato è riferito a una camera da 12 Mpx. Il valore della memoria RAM utilizzata cambia al variare della dimensione del fotogramma e quindi alla sua qualità.

| Photos | 100 | 200 | 500 | 1000 | 2000 | 5000 | 10000 |
|--------------------|--------|---------|--------|--------|--------|---------|--------|
| Lowest quality | 25 MB | 50 MB | 125 MB | 250 MB | 500 MB | 1.25 GB | 2.5 GB |
| Low quality | 100 MB | 200 MB | 500 MB | 1 GB | 2 GB | 5 GB | 10 GB |
| Medium quality | 400 MB | 800 MB | 2 GB | 4 GB | 8 GB | 20 GB | 40 GB |
| High quality | 1.6 GB | 3.2 GB | 8 GB | 16 GB | 32 GB | 80 GB | 160 GB |
| Ultra high quality | 6.4 GB | 12.8 GB | 32 GB | 64 GB | 128 GB | 320 GB | 640 GB |

Tabella 4.2 – Quantità di memoria RAM utilizzata in fase di costruzione del modello con foto da 12 Mpx

Di qui l'importanza di selezionare la qualità adatta in fase di elaborazione, sia per evitare problemi di saturazione della memoria, sia per non avere tempi di elaborazione troppo lunghi. L'obiettivo di ogni campagna di acquisizione è quello di avere un modello dell'area di studio con una risoluzione finale adatta allo scopo del lavoro, con tempi di acquisizione e di elaborazione minimi.

In questo lavoro, prima della definizione dei parametri che caratterizzano la tecnica fotogrammetrica, sono state effettuate delle prove utilizzando il *software Agisoft Photoscan* per comprendere quali siano le impostazioni ottimali in termini di qualità e tempo per avere un buon modello dell'area oggetto di studio. È stata effettuata una prova su una piccola area test (situata in località Morgiapietravalle – Salcito (CB) – Molise) di circa 200 m² (Figura 4.1) volando a una quota di 10 metri dal suolo utilizzando il drone *DJI Phantom 3 std* in modalità foto.

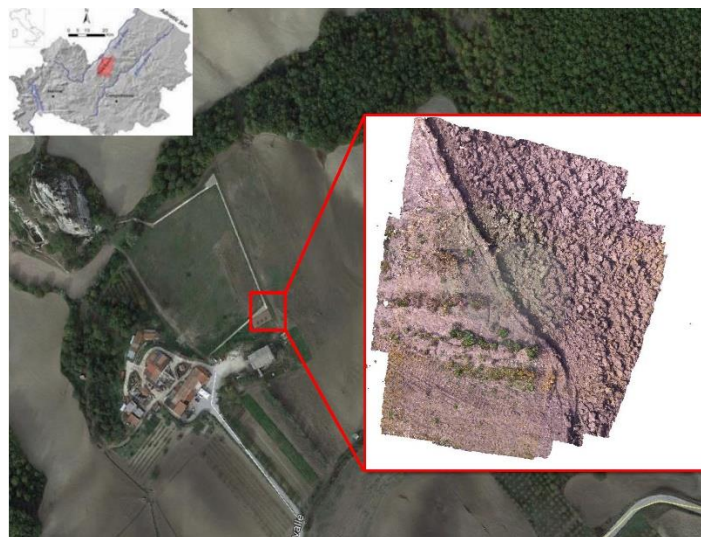


Figura 4.1 - Area test utilizzata per la definizione dei parametri da utilizzare in Agisoft Photoscan

Per la prima fase di allineamento dei fotogrammi (*Align Photo* in *Agisoft Photoscan*) si può quasi sempre utilizzare il livello di accuratezza molto alto (*Highest*), in quanto il componente su cui gravano tutte le operazioni di calcolo è la scheda grafica (GPU). La scheda grafica utilizzata nel presente lavoro è una Nvidia GTX780, molto performante per questa tipologia di calcoli, poiché presenta tutti i *Cuda Core* sbloccati, visto che dalle versioni GTX9XX risultano bloccati e utilizzabili solo dalle schede video della serie Quadro che hanno costi ben superiori (>1000€). I *Cuda Core* possono essere visti come i *core* di un processore: la

Nvidia GTX780 2304 *Cuda Core* riesce a processare 2304 operazioni contemporaneamente. La potenza computazionale di un *Cuda Core* non può essere paragonata a quella di un core di un processore fisico (molto più potente), ma, visto che l'operazione di allineamento di una foto non richiede una grande potenza di calcolo, i *Cuda Core* lavorano al meglio per terminare la fase di allineamento dei fotogrammi nel minor tempo possibile.

Lo *step* successivo è quello di fissare la qualità dell'elaborazione della nuvola densa di punti (*Dense Cloud*): migliore sarà la qualità impostata e maggiori saranno i punti che rappresentano la nuvola densa di punti. Prendendo in considerazione la stessa area test, sono state costruite le nuvole di punti per ogni qualità e successivamente è stato generato il DTM (Tabella 4.3).

| Quality | Time | n point | Res. DEM |
|------------|---------|----------|----------|
| Lowest | 20s | 2,30E+05 | 2,65 cm |
| Low | 43s | 9,81E+05 | 1,32 cm |
| Medium | 2m 16s | 3,98E+06 | 6,66 mm |
| High | 12m 20s | 1,56E+07 | 3,38 mm |
| Ultra High | 2h 1 m | 5,10E+07 | 1,73 mm |

Tabella 4.3 - Risultati delle elaborazioni della nuvola densa di punti con le diverse qualità; Time: tempo necessario per l'elaborazione; n point: numero di punti della nuvola di punti; Res. DTM: risoluzione del DTM ricavato dalle nuvole di punti

Osservando i dati in tabella 4.3 si nota come la qualità *Ultra High* richiede molto tempo per la costruzione della nuvola rispetto alle altre qualità, più di 10 volte maggiore rispetto alla qualità *High*. Mentre se si osserva il numero di punti della nuvola densa o la qualità del DTM finale, la qualità *Ultra High* è sicuramente la migliore, seguita dalla *High*. A questo punto, tenendo conto della risoluzione finale del DTM e del tempo di elaborazione della nuvola di punti, la qualità selezionata per le nostre elaborazioni è *High*.

Per aree più grandi è stata anche utilizzata la qualità *Medium*, che rappresenta ancora un buon compromesso tra qualità finale del DTM e tempo di elaborazione della nuvola densa di punti.

Dopo il *setting* dei criteri per l'elaborazione dei dati, il work flow ha previsto la parametrizzazione dei dati acquisiti in campo. Per l'acquisizione dei dati è stato utilizzato un drone di tipo quadricottero, in particolare un *DJI Phantom 3 Standard Edition*. Il *DJI Phantom 3 Standard* ha un peso di 1216 grammi, ed è in grado di volare ad una velocità di 16 m/s (quasi 58 Km/h) senza vento. Può sollevarsi da terra ad una velocità di 5 m/s, mentre

in fase di atterraggio è pari a 3 m/s. Può sollevarsi da terra fino a 6000 metri sul livello del mare, e stare in volo fino ad un tempo massimo di 25 minuti. La batteria di tipo LiPo 4S del DJI Phantom 3 Standard è in grado di erogare 4480 mAh ad un voltaggio di 15,2 V. La sua massima potenza di caricamento è di 100 W. La *power unit* di questo drone, eroga 68 Wh ed è consigliato caricarla ad una temperatura atmosferica compresa tra i 5 ed i 40 °C, il suo peso netto è di 365 grammi. Il drone presenta una fotocamera preinstallata da 12 *Megapixel* con 12 milioni di pixel effettivi, montata su un supporto motorizzato capace di muoversi su tre assi. La lente è riesce a catturare un'ampiezza di 94°, con un sensore da 20 mm, che è l'equivalente di un f/2.8. E' in grado di raggiungere una risoluzione pari a 2,7K. I video possono essere registrati in 2,7K a 30 fps, in 1080p a 48 fps ed infine a 60 fps in 720p. Il radiocomando funziona sulla frequenza di 5.8 GHz e grazie ad un *range extender*, che estende la portata della comunicazione WiFi fino ad un massimo di 1000 metri si può effettuare streaming in tempo reale su *smartphone* o *tablet*. La tecnica prevede l'acquisizione dei fotogrammi variando alcuni parametri in base all'obiettivo che si vuole raggiungere:

1. quota di volo: le acquisizioni sono state effettuate rispettivamente a una quota di 5 m, 15 m e 30 m (Figura 4.2);

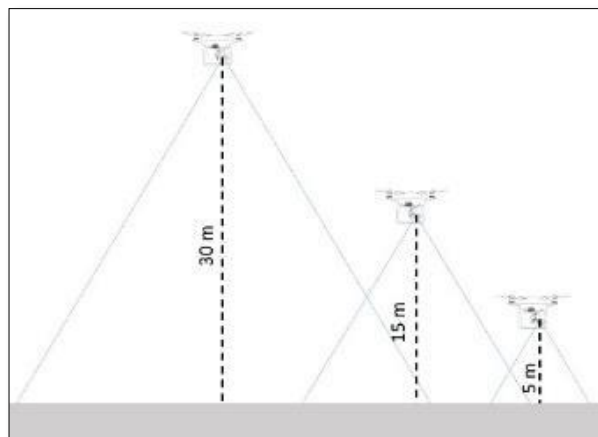


Figura 4.2 - Differenti quote di volo di acquisizione dati

2. tipologia di camera: sono state impiegate due tipologie di camere, quella in dotazione del DJI Phantom 3 std e una camera compatta Olympus VG 120 da 14 Mpx montata al di sotto del drone (Figura 4.3).



Figura 4.3 - Camere utilizzate per l'acquisizione, a sinistra quella del DJI Phantom 3 std e a destra l'Olympus VG120.

Le due camera differiscono per alcuni aspetti, come riportato in Figura 4.3:

- pixel: i pixel effettivi sono a vantaggio dell'*Olympus VG 120*, ma in questo caso la differenza dimensionale tra i due fotogrammi è minima;
- tipologia di sensore: CCD per l'*Olympus VG 120* e CMOS per la camera del *DJI Phantom 3 std*. Il primo sensore ad essere stato creato è quello CCD. In questo tipo di sensore la carica elettrica generata sul sensore dai fotoni viene trasferita alla circuiteria tramite pochi "nodi di uscita". Quindi è convertita in differenza di potenziale (*microvolt*) ed infine esce dal sensore sotto forma di segnale analogico. Nel caso del CMOS, invece, ogni singolo fotodiodo è accoppiato ad un convertitore (quindi l'energia viene subito trasformata in differenza di potenziale), riduttore di rumore, e circuiti di digitalizzazione. Ne deriva quindi che il segnale in uscita è di tipo digitale.
- stabilizzazione: la camera del *DJI Phantom 3 std* è stabilizzata su tre assi grazie alla presenza di un *gimbal*, mentre l'*Olympus VG 120*, essendo una camera compatta, è stata montata al di sotto del drone senza la possibilità di essere stabilizzata (Figura 4.4).



Figura 4.4 - Camera Olympus VG 120 montata su un supporto per l'acquisizione dei dati in volo

3. modalità di acquisizione: le modalità di acquisizione sono il video e la foto. In particolare con la camera del *DJI Phantom 3 std* è stato possibile acquisire i fotogrammi in entrambe le modalità, mentre con l'*Olympus VG 120* è stato possibile acquisire i fotogrammi solo in modalità video, non avendo la camera un sistema di temporizzazione dello scatto per le foto.

Combinando i parametri sopra descritti sono stati effettuati un totale di 9 voli (Tabella 4.4). Dai video sono stati estratti i fotogrammi in modo tale da avere una sovrapposizione tra un fotogramma e l'altro maggiore dell'85%.

| Nome | Sensore | Quota volo (m) |
|-------|---------|----------------|
| PF5 | P F | 5 |
| PF15 | P F | 15 |
| PF30 | P F | 30 |
| PV5 | P V | 5 |
| PV15 | P V | 15 |
| PV30 | P V | 30 |
| OLY5 | O V | 5 |
| OLY15 | O V | 15 |
| OLY30 | O V | 30 |

P = Phantom 3 std
 O = Olympus VG 120
 F = Foto
 V = Video

Tabella 4.4 - Voli effettuati variando la quota di volo, il tipo di camera e la modalità di acquisizione

Il volo OLY5 non è utilizzabile in quanto, per la quota volo di 5 metri, avendo mantenuto la stessa velocità di crociera (per ridurre i tempi), la camera non è riuscita a mantenere la messa a fuoco stabile (dovuta anche alla mancanza di stabilizzazione fisica). Quindi eliminando l'OLY5 sono stati collezionati 8 voli.

4.2 L'area test di Morgiapietravalle (Salcito - Molise)

Il versante selezionato per effettuare le acquisizioni dei dati si trova in località Morgiapietravalle (Salcito (CB) - Molise), presenta un'area di 0,62 ettari (Figura 4.5).



Figura 4.5 - Campo selezionato per le misure con i differenti parametri, i punti in giallo rappresentano i GCP

Essendo l'area *test* abbastanza piccola, utilizzando un ricevitore GNSS *Trimble R6* in modalità nRTK (descritto nel capitolo 3), sono stati acquisiti 5 *Ground Control Point* (GCP) (punti in giallo Figura 4.5). L'Area Test presenta un dislivello di circa 10 metri (Figura 4.6) ed è stata selezionata anche per la presenza di forme di erosione lineare (Figura 4.7) utili al confronto dei modelli con le misure di campo.

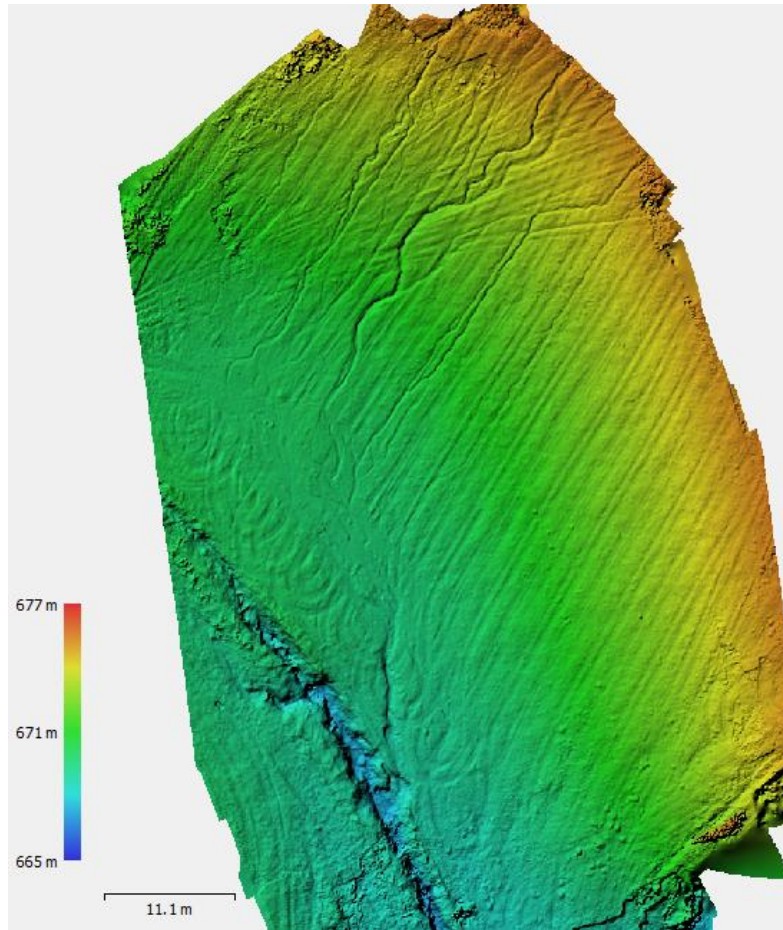


Figura 4.6 - DTM dell'Area test

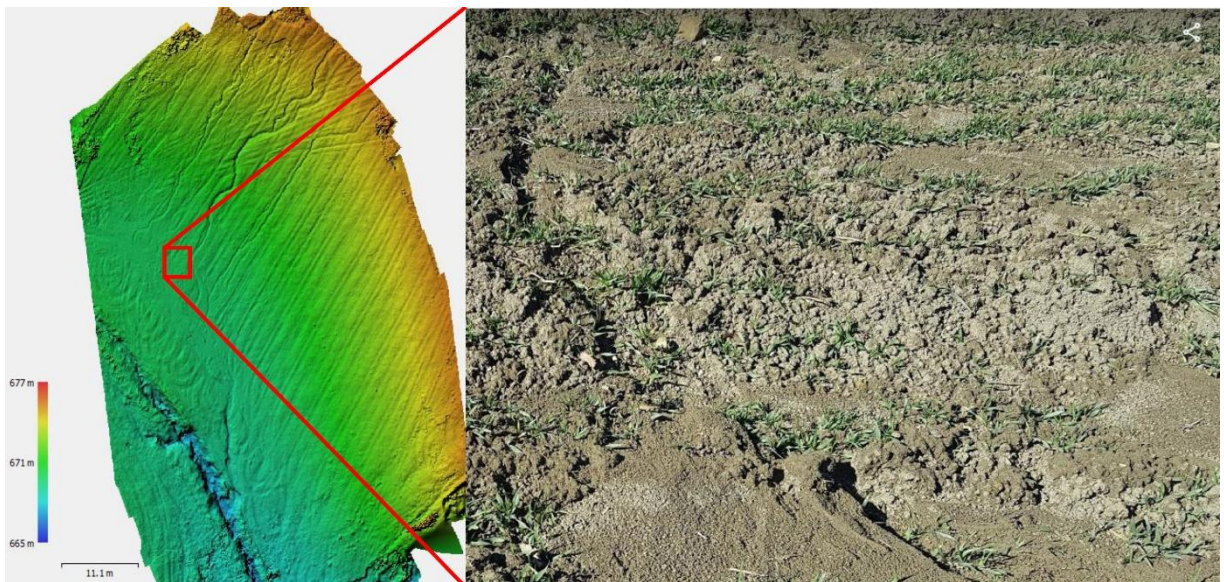


Figure 4.7 - Erosione per rigagnoli presente sul campo selezionato per la valutazione della tecnica fotogrammetrica

4.3 Misure morfometriche di campo

Per valutare l'accuratezza dei modelli sono state effettuate delle misure sul campo su alcune forme presenti. In particolare, in presenza di forme erosive, è stata misurata la larghezza e profondità delle stesse. Tali misure sono state effettuate in quattro zone del campo (Figura 4.8), in modo tale da racchiudere un *range* di misure rappresentativo, per le misure planimetriche tra 9 e 200 cm, mentre per le misure lungo z da 2 a 41 cm.

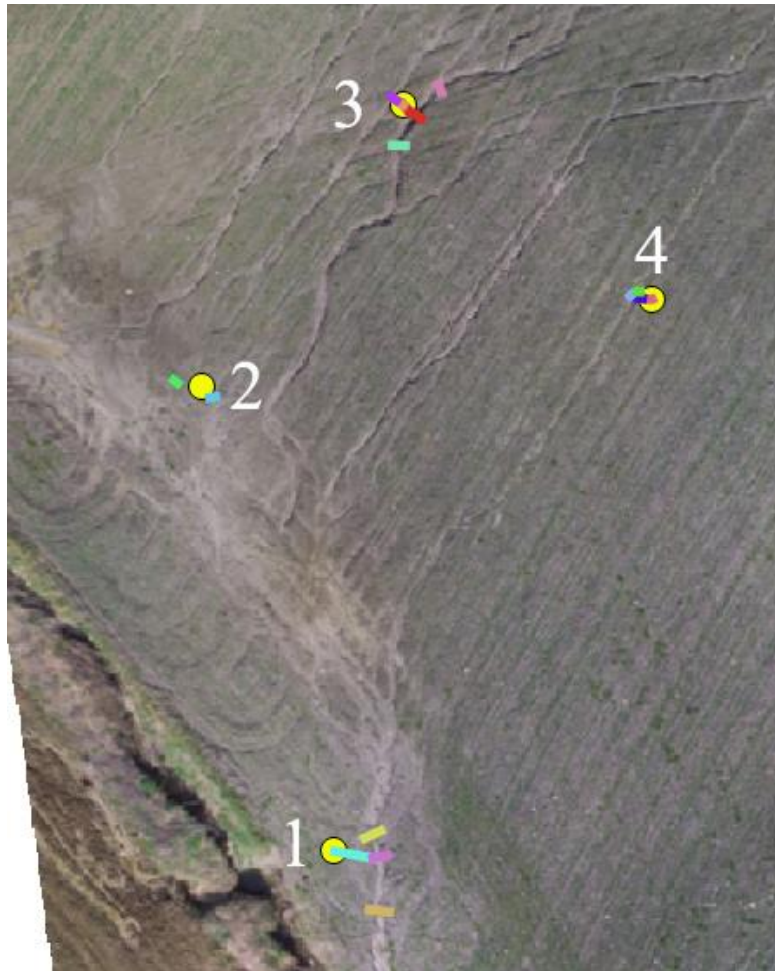
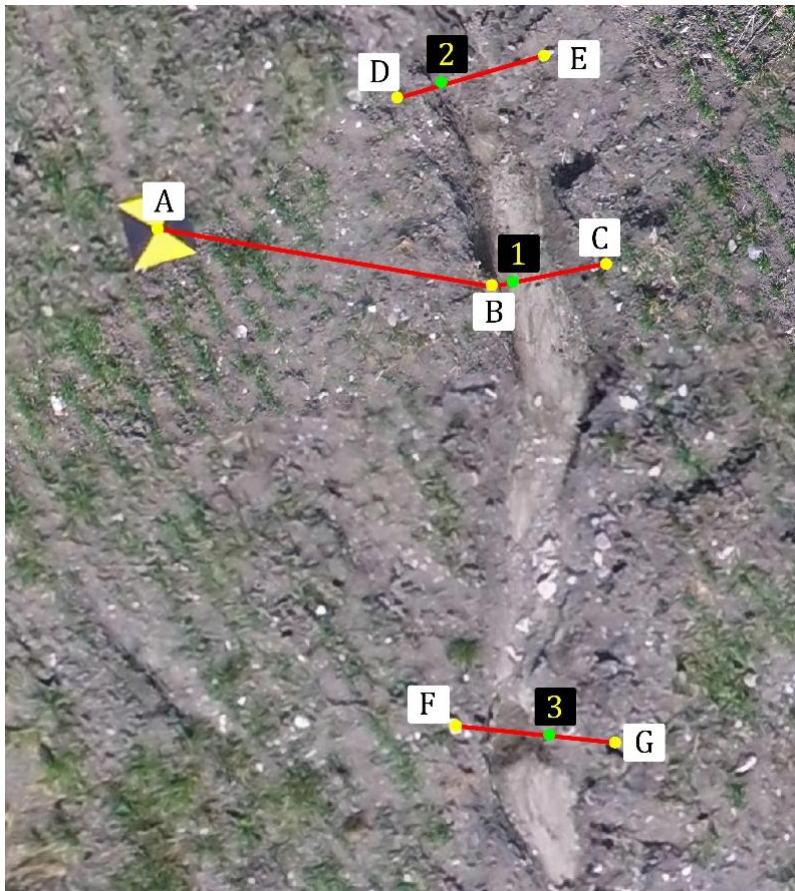


Figura 4.8 - Misure in campo effettuate all'interno dell'Area Test; i punti in giallo con i numeri rappresentano la posizione delle misure; i segmenti colorati indicano le misure planimetriche

Di seguito le misure effettuate sulle 4 zone dell'area test:

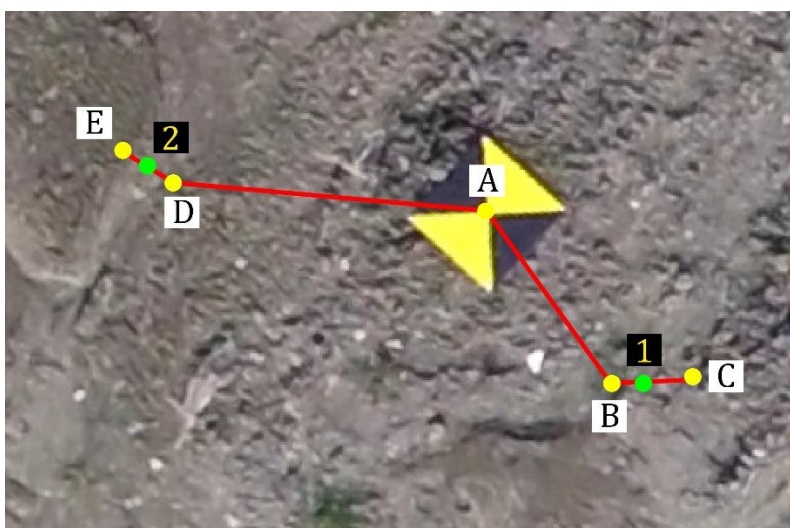
- Figura 4.9: rappresenta le misure nel punto 1;
- Figura 4.10: rappresenta le misure nel punto 2;
- Figura 4.11: rappresenta le misure nel punto 3;
- Figura 4.12: rappresenta le misure nel punto 4;



| Misura a terra | |
|----------------|------|
| Distanza | (cm) |
| AB | 200 |
| BC | 70 |
| DE | 93 |
| FG | 100 |

| Profondità | |
|------------|------|
| | (cm) |
| 1 | 31 |
| 2 | 37 |
| 3 | 41 |

Figura 4.9 - Misure effettuate sul punto 1, i segmenti rossi (con le lettere) indicano le larghezze misurate, mentre i numeri indicano il punto a profondità maggiore misurato.



| Misura a terra | |
|----------------|------|
| Distanza | (cm) |
| AB | 78 |
| BC | 30 |
| AD | 102 |
| DE | 20 |

| Profondità | |
|------------|------|
| | (cm) |
| 1 | 3,5 |
| 2 | 2 |

Figura 4.10 - Misure effettuate sul punto 2, i segmenti rossi (con le lettere) indicano le larghezze misurate, mentre i numeri indicano il punto a profondità maggiore misurato.

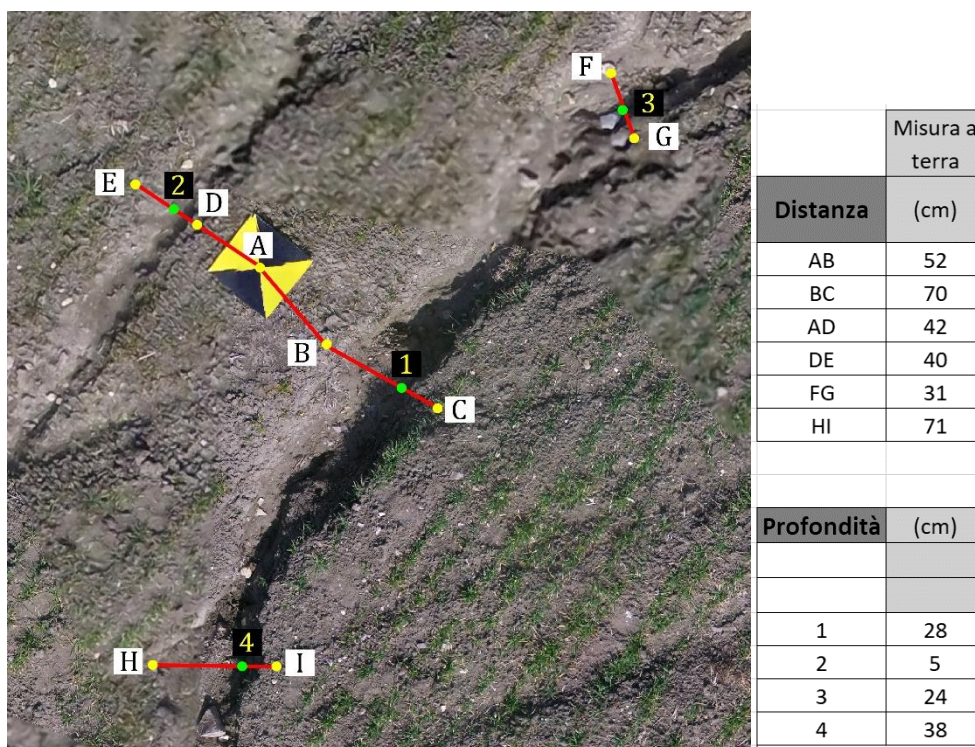


Figura 4.11 - Misure effettuate sul punto 3; i segmenti rossi (con le lettere) indicano le larghezze misurate, mentre i numeri indicano il punto a profondità maggiore misurato

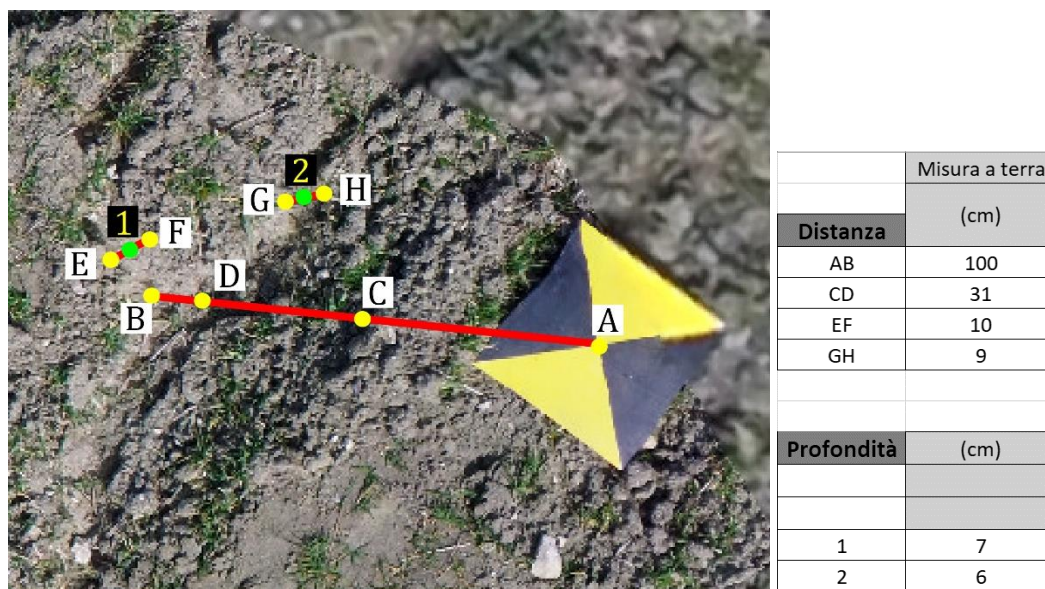


Figura 4.12 - Misure effettuate sul punto 4; i segmenti rossi (con le lettere) indicano le larghezze misurate, mentre i numeri indicano il punto a profondità maggiore misurato

4.4 Risultati

I modelli risultanti dagli 8 voli effettuati hanno permesso di ottenere due tipologie di *output*:

1. DTM
2. Nuvola di punti (*Dense Cloud Point*)

Il DTM che restituisce il *software Agisoft Photoscan* utilizza come metodo di interpolazione l'IDW. Il *software* non consente una personalizzazione della procedura utilizzando parametri standard non sufficientemente documentati. Pertanto, a partire dalla *dense cloud point*, sono stati prodotti altri 3 DTM per ogni singolo volo, usando gli interpolatori IDW, TIN e *Topo To Raster* di ArcGis.

In questo modo, per ogni volo, sono stati ottenuti quattro DTM differenti, di cui due interpolati con lo stesso metodo (IDW), ma con parametri differenti. In particolare, dopo vari test, sono stati individuati i seguenti parametri di calcolo per ogni modello di interpolazione:

- IDW ArcGIS:
 - *z-value field: Elevation*;
 - *output cell.size: 0.1*
 - *power: 2*
 - *search radius: variable 15 point*
- TIN ArcGis:
 - *heigh filed: elevation*
 - SF Type: Mass Point
- *Topo to Raster*:
 - *input feature: 1) point elevation; 2) stream; 3) cliff*
 - *field: elevation*
 - *type: PointElevation*
 - *primary type of input data: spot*

In totale sono stati generati 32 DTM derivati dalle diverse interpolazioni (indicati con sigle differenti - Tabella 4.5) e su ognuno di essi sono stati eseguiti confronti con le misure morfometriche di terra in modo da valutarne l'accuratezza.

| | IDW | IDW GIS | TIN | Topo To Raster |
|--------------|------------|----------------|------------|-----------------------|
| PF5 | PF5 IDW | PF5 IDW GIS | PF5 TIN | PF5 Topo to Raster |
| PF15 | PF15 IDW | PF15 IDW GIS | PF15 TIN | PF15 Topo to Raster |
| PF30 | PF30 IDW | PF30 IDW GIS | PF30 TIN | PF30 Topo to Raster |
| PV5 | PV5 IDW | PV5 IDW GIS | PV5 TIN | PV5 Topo to Raster |
| PV15 | PV15 IDW | PV15 IDW GIS | PV15 TIN | PV15 Topo to Raster |
| PV30 | PV30 IDW | PV30 IDW GIS | PV30 TIN | PV30 Topo to Raster |
| OLY15 | OLY15 IDW | OLY15 IDW GIS | OLY15 TIN | OLY15 Topo to Raster |
| OLY30 | OLY30 IDW | OLY30 IDW GIS | OLY30 TIN | OLY30 Topo to Raster |

Tabella 4.5 - Nomi dei DTM derivati dai diversi metodi di interpolazione

Una prima analisi dell'accuratezza dei modelli prodotti si è basata sulla stima del *Root Mean Square Error* (RMSE), rispetto alle misure dei GCP (Tabella 4.6). Il processo di calcolo dell'RMSE è stato descritto nel Capitolo 2 al paragrafo "2.4 Accuratezza del DEM".

| RMSE | IDW | IDW GIS | TIN | Topo to Raster |
|------------------|------------|----------------|------------|-----------------------|
| Olympus30 | 0,00835 | 0,00958 | 0,01055 | 0,00872 |
| Olympus15 | 0,01333 | 0,01474 | 0,01414 | 0,02316 |
| PF5 | 0,02790 | 0,02619 | 0,02601 | 0,06984 |
| PF15 | 0,01917 | 0,01798 | 0,03157 | 0,05668 |
| PF30 | 0,06727 | 0,04828 | 0,06392 | 0,05673 |
| PV5 | 0,03460 | 0,03403 | 0,03360 | 0,06943 |
| PV15 | 0,02793 | 0,02834 | 0,08242 | 0,02511 |
| PV30 | 0,01999 | 0,02035 | 0,09847 | 0,01567 |

Tabella 4.6 - Valori dell'RMSE calcolati per ogni modello, l'RMSE in questo caso è espresso in metri

Come è possibile osservare in Tabella 4.6, il valore dato dai modelli mostra un errore abbastanza basso. Tuttavia si è ritenuto che la sola stima dell'RMSE sui GCP non sia del tutto sufficiente per valutare l'accuratezza di ogni modello. Per tale motivo si è deciso di confrontare le misure morfometriche di campo con quelle analoghe misurabili sui diversi modelli del terreno confrontando sia misure planimetriche sia plano-altimetriche. Le misure planimetriche sono state eseguite sulle ortofoto prodotte mediante le elaborazioni fotogrammetriche. I dati plano-altimetrici, invece, sono stati misurati sui modelli di superficie risultanti dalle diverse interpolazioni mediante l'uso del *plugin "Terrain profile"*

nel software *QGis* (cfr 4.2). Per entrambe le misure, gli scarti sono stati normalizzati a 100 per calcolare la percentuale di errore sulla misura reale. Di seguito viene riportato, a titolo di esempio, la normalizzazione di un errore di una misura planimetrica:

- distanza misurata in campo:

$$AB_1 = 200\text{cm}$$

- distanza misurata sull'ortofoto del modello PF5:

$$AB_2 = 203.1 \text{ cm}$$

- differenza tra le due misure:

$$AB_1 - AB_2 = 3.1 \text{ cm}$$

- normalizzazione:

$$(100 \times 3.1) / 200 = 1.55$$

In questo caso, su 100 cm, grava un errore di 1.55 cm, pari a 1.55%.

Dopo la normalizzazione, è stata calcolata la media degli errori ottenuti. I risultati sono stati plottati su un grafico avente in ascissa la quota di volo e in ordinata il relativo errore medio calcolato per il modello preso in considerazione. Nei Grafici i modelli risultanti sono stati raggruppati per tipologia di interpolazione per una più facile lettura (Grafico 4.1-4.5).

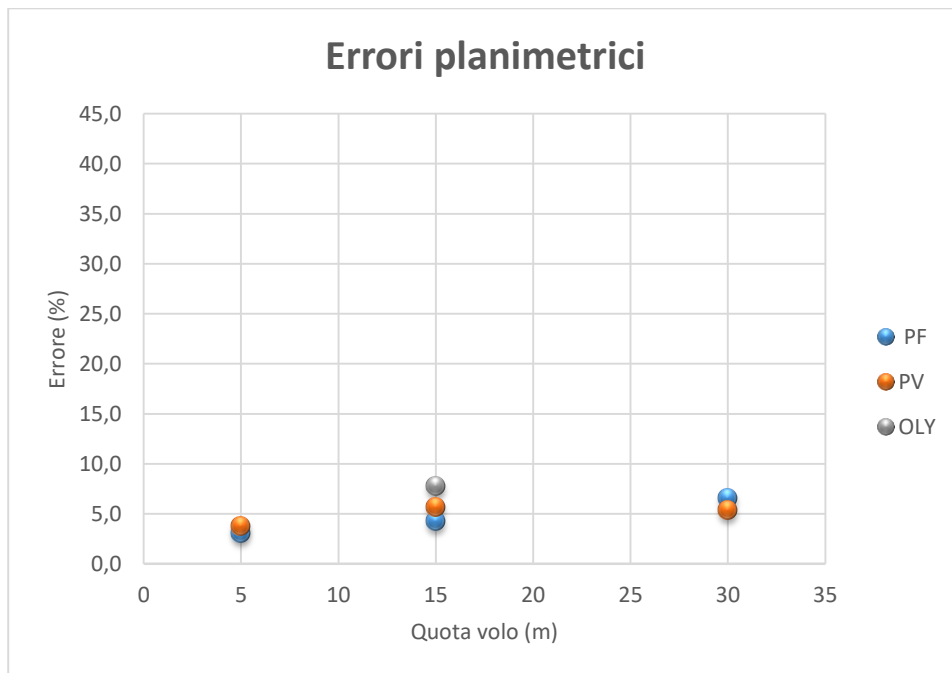


Grafico 4.1 - Media degli errori relativi alle misure planimetriche in funzione della quota di volo (5, 15 e 30 m)

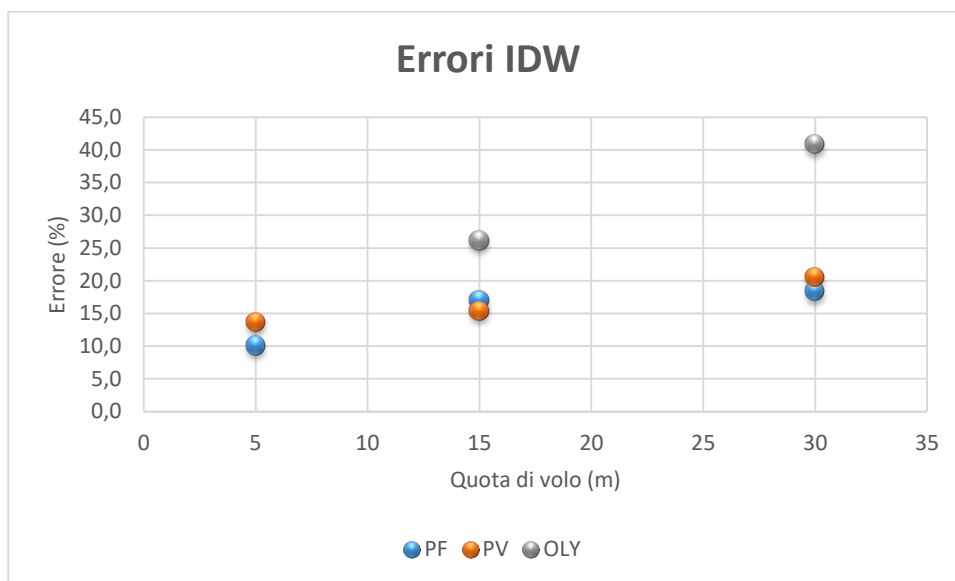


Grafico 4.2 – Media degli errori relativi alle misure plano-altimetriche del modello interpolato secondo l'IDW in funzione della quota di volo (5, 15 e 30 m)

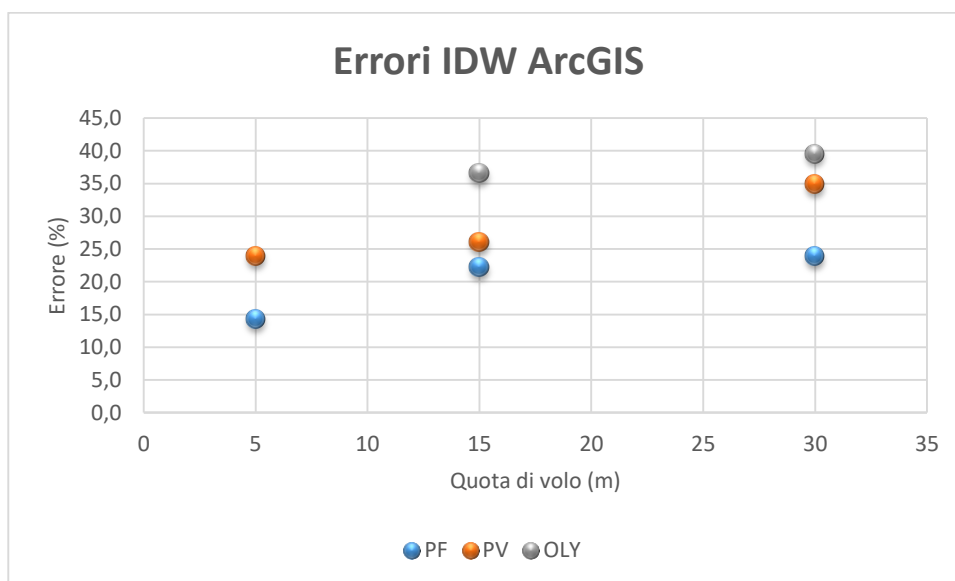


Grafico 4.3 – Media degli errori relativi alle misure plano-altimetriche del modello interpolato secondo l'IDW di ArcGIS in funzione della quota di volo (5, 15 e 30 m)

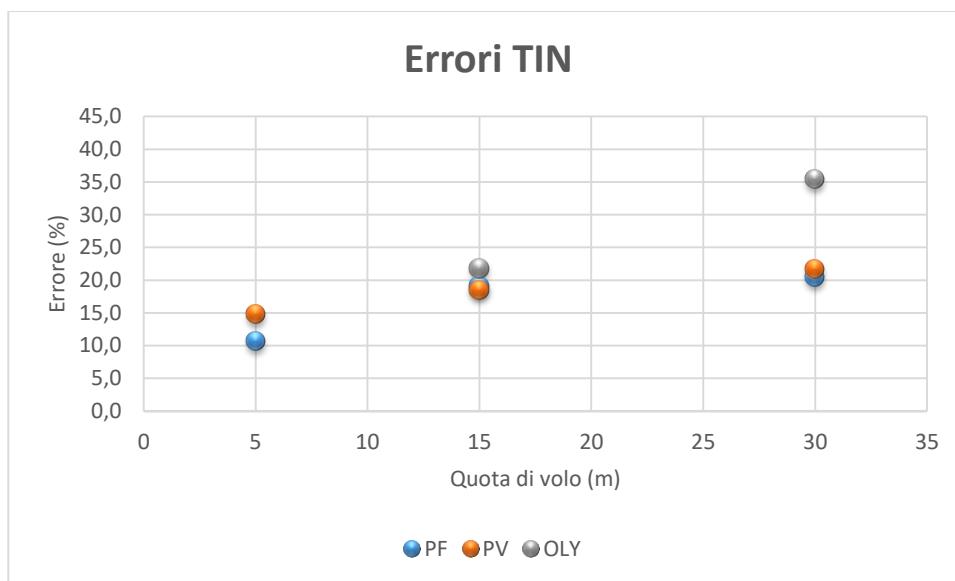


Grafico 4.4 – Media degli errori relativi alle misure plano-altimetriche del modello interpolato secondo il TIN in funzione della quota di volo (5, 15 e 30 m)

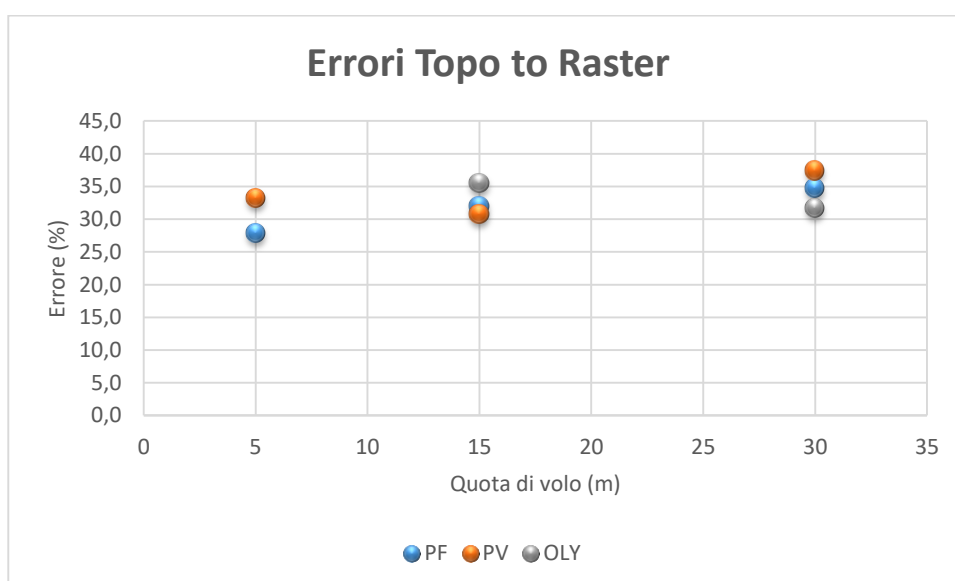


Grafico 4.5 - Errori relativi alle misure plano-altimetriche del modello interpolato secondo il Topo to Raster in funzione della quota di volo (5, 15 e 30 m)

Nei grafici che rappresentano la distribuzione dell'errore planimetrico nei diversi modelli, sono state individuate 4 classi di errore, in particolare:

- <5 % ottimo

- 5-10 % buono
- 10-20 % mediocri
- >20 % insufficiente

Il Grafico 4.6a mostra come l'errore sui dati planimetrici presenti valori abbastanza bassi, pertanto per una migliore visualizzazione del dato si fornisce il dettaglio dell'area interessata dai dati (Grafico 4.6b). Osservando la distribuzione dei dati si nota, come atteso, che i migliori modelli del terreno sono quelli caratterizzati da una quota di volo di 5 metri. Va sottolineato che il modello PV5 ottenuto mediante acquisizione video abbia ottenuto valori confrontabili con quelli relativi alla presa fotografica PF5. In questo specifico caso la tecnica di acquisizione utilizzata per la realizzazione del modello PV5 potrebbe, per queste finalità, preferirsi in quanto presenta minori tempi di acquisizione.

Inoltre si nota come i modelli PF30, PV15 e PV30 abbiano errori che si inseriscono all'interno della stessa classe (Buono) e che siano pertanto confrontabili tra loro. Anche il PF15 offre ottimi risultati, di poco inferiori ai modelli caratterizzati dalla quota di volo di 5 metri. I risultati peggiori sono ottenuti, invece, dal modello OLY15, probabilmente a causa della mancanza di uno stabilizzatore di immagine.

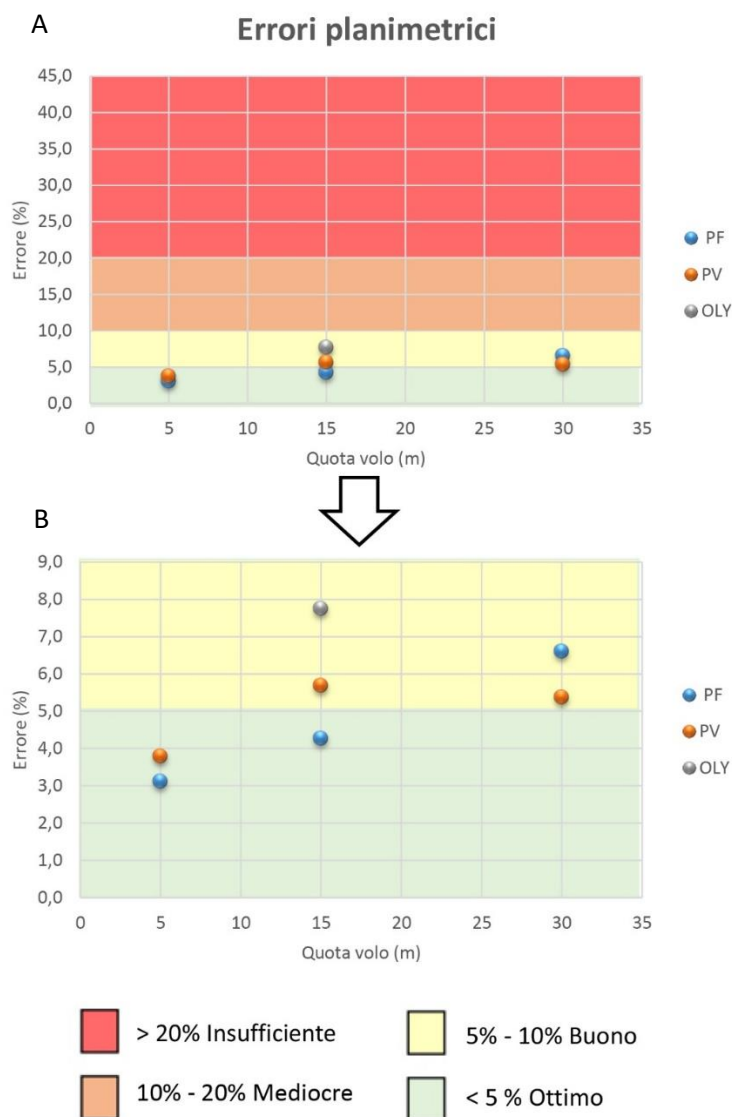


Grafico 4.6 - Suddivisione in classi degli errori planimetrici: A) visualizzazione di tutte le classi; B) visualizzazione solo nel range dei dati

Per quanto riguarda gli errori calcolati per i dati plano-altimetrici, sono state individuate 4 classi, ma con soglie differenti tra una classe e un'altra. Questo perché gli errori lungo la z, in genere, sono sempre maggiori rispetto agli errori planimetrici. Nel caso dei ricevitori GPS, ad esempio, ricevitori GPS nRTK, gli errori planimetrici scendono al di sotto del centimetro, cosa che non accade per gli errori lungo z, che di solito sono compresi tra 1 e 2 cm. Questo errore dovuto alla strumentazione GPS viene trasferita al modello in fase di elaborazione quando vengono inseriti i GCP (*markers in Agisoft Photoscan*). La componente dell'errore altimetrico dovuta al GPS si somma alla componente dell'errore che viene generato in fase

di elaborazione, motivo per il quale i valori dell'errore plano-altimetrico sono maggiori rispetto ai valori dell'errore planimetrico. Le soglie di errore hanno i seguenti valori:

- <15 % ottimo
- 15-25 % buono
- 25-35 % mediocre
- >35 % insufficiente

Il Grafico 4.7 riporta tutti gli errori relativi ai diversi modelli con le 4 classi di errore, mentre nelle Tabelle 4.7 e 4.8 sono riportati i valori numerici relativi agli errori.

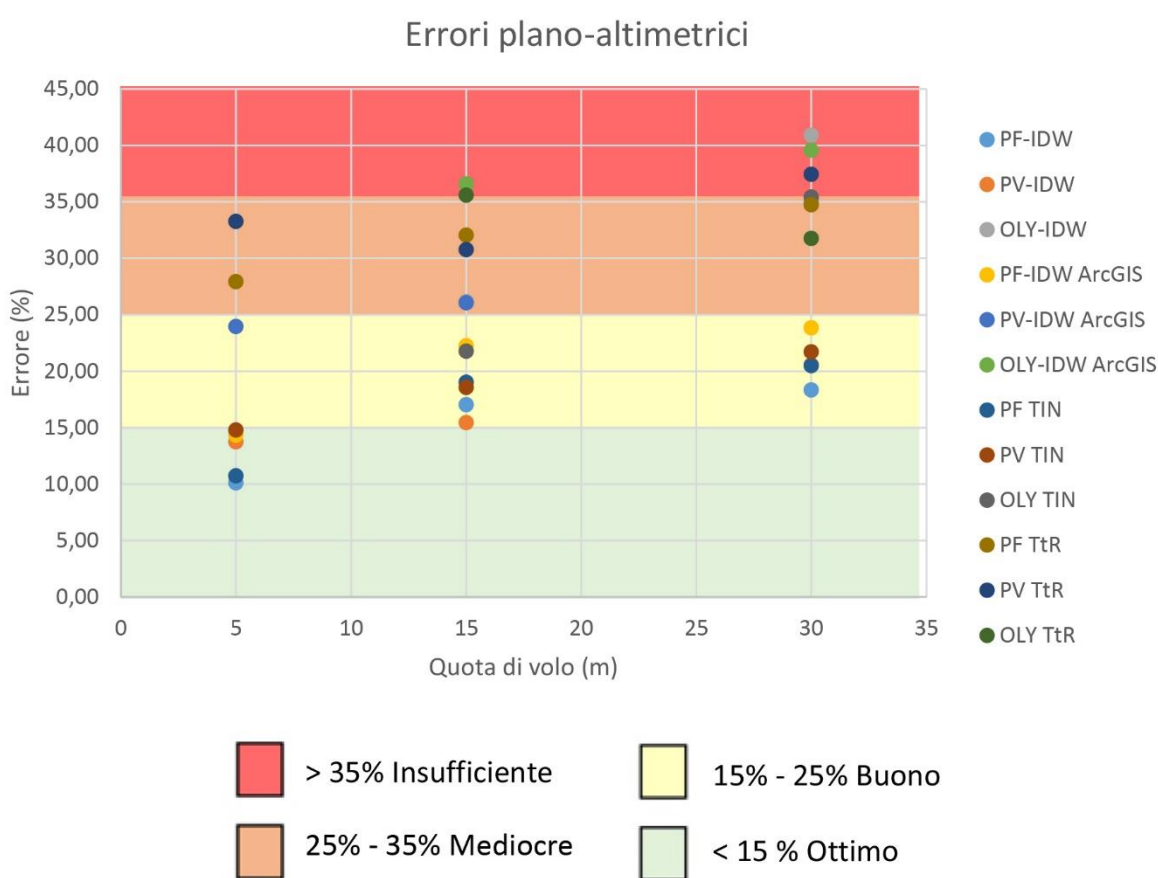


Grafico 4.7 - Errori plano-altimetrici per i diversi modelli

| Quota volo | IDW | | | IDW ArcGIS | | |
|------------|--------|--------|---------|---------------|---------------|----------------|
| | PF-IDW | PV-IDW | OLY-IDW | PF-IDW ArcGIS | PV-IDW ArcGIS | OLY-IDW ArcGIS |
| 5 | 10,11 | 13,75 | | 14,34 | 23,97 | |
| 15 | 17,04 | 15,45 | 26,17 | 22,25 | 26,05 | 36,61 |
| 30 | 18,35 | 20,55 | 40,90 | 23,86 | 34,87 | 39,59 |

Tabella 4.7 - Valori delle medie degli errori plano-altimetrici per i modelli di interpolazione IDW e IDW ArcGIS

| Quota volo | TIN | | | Topo to Raster | | |
|------------|--------|--------|---------|----------------|--------|---------|
| | PF TIN | PV TIN | OLY TIN | PF TtR | PV TtR | OLY TtR |
| 5 | 10,72 | 14,80 | | 27,95 | 33,29 | |
| 15 | 19,03 | 18,57 | 21,78 | 32,05 | 30,77 | 35,59 |
| 30 | 20,50 | 21,72 | 35,44 | 34,77 | 37,44 | 31,76 |

Tabella 4.8 - Valori delle medie degli errori plano-altimetrici per i modelli di interpolazione TIN e Topo to Raster

Per il metodo di interpolazione IDW, si osserva come il modello migliore in assoluto sia il PF5, seguito dal PV5, mentre i modelli PF15, PF30, PV15, PV30 mostrano valori di errore simili. Infine i modelli dati dalla camera *Olympus* presentano gli errori maggiori, di cui quello a quota 30 metri risulta inutilizzabile.

Per quanto riguarda il metodo di interpolazione IDW *ArcGIS*, si può notare che il modello PF5 risulta il migliore, mentre PF15, PF30, PV5 e PV15 mostrano valori simili con un leggero vantaggio a favore dei modelli che utilizzano la modalità di acquisizione foto. Infine, il modello PV30 è al limite dell'inutilizzabilità, mentre i modelli acquisiti utilizzando la camera *Olympus* non risultano adeguati all'utilizzo.

Il metodo di interpolazione TIN si comporta come l'IDW, in particolare: il PF5 è sicuramente il modello più accurato e affidabile, seguito dal PV5 mentre i modelli PF15, PF30, PV15, PV30 mostrano valori di errore simili. I modelli acquisiti con la camera *Olympus* risultano inaffidabili.

Il metodo di interpolazione *Topo to Raster* presenta modelli poco affidabili a prescindere dalla quota volo, tipo di camera e tipologia di acquisizione. Al fine di migliorare l'attendibilità del modello sugli elementi erosivi, per questa tipologia di interpolazione sono state effettuate diverse prove, anche inserendo dati opzionali come "*Cliff*" e "*Stream*" (Figura 4.13), senza miglioramento significativo della qualità finale del modello.



Figura 4.13 - Area 1 in cui sono state acquisite le misure morfometriche; in giallo sono rappresentate Cliff, in rosso Stream e in nero le sezioni misurate

In conclusione, i modelli più affidabili per la quota di 5 metri sono PF5 IDW e PF5 TIN. Questi modelli offrono valori di errore relativamente bassi. In campo aperto non sempre è possibile volare alla quota più bassa (5 m, nel caso del presente lavoro), perché, nella maggior parte dei casi, le aree oggetto di studio sono dei versanti molto ampi. Di conseguenza il drone, seguendo il piano di volo, dovrà modificare la sua quota di volo per mantenere la distanza dal suolo fissa. Nonostante sia possibile impostare un piano di volo con quota volo dal suolo costante, non sempre tale quota rimane fissa a causa di: 1) errori di posizionamento del GPS a bordo del drone, che renderebbero anche pericolosa l'acquisizione a quote basse; 2) raffiche del vento che tendono a spostare il drone modificandone la quota volo. Inoltre per quote di volo basse esistono molti ostacoli che possono incidere sull'acquisizione dei dati (alberi, tralicci, cavi elettrici). In definitiva una quota volo così bassa può essere utilizzata solo quando l'area di studio è molto piccola (<0.1 ha); 2), pressoché pianeggiante (differenza di quota < 10 metri) e priva di ostacoli.

Modelli con una quota volo maggiore (15 m e 30 m) che presentano dei buoni valori di errore sono PV15 IDW, PF15 IDW, PF30 IDW, PV30 IDW e PF30 TIN.

I dati raccolti permettono, inoltre, di stabilire che, per aree di studio con un'area minore di 1 ha, è ottimale l'utilizzo di una quota di volo di 15 metri ed è preferibile il metodo di acquisizione PV15 IDW rispetto al PF15 IDW, per due motivi principali: 1) utilizzando la modalità video la velocità di acquisizione dei fotogrammi è molto maggiore rispetto alla modalità foto. Nel caso del presente lavoro, in modalità foto viene acquisito un fotogramma al secondo, mentre in modalità video 60 fotogrammi al secondo. Ciò comporta una

differenza sostanziale nelle tempistiche di acquisizione dei dati; 2) come visto precedentemente il metodo PV15 IDW presenta il valore di errore plano-altimetrico minore, quindi risulta il più affidabile.

Infine, per versanti caratterizzati da un'area maggiore di 1 ha, è consigliata una quota di volo di 30 metri utilizzando il metodo di interpolazione IDW. Anche in assenza di ostacoli, l'utilizzo del metodo PF30 IDW è ottimale rispetto al modello a 15 metri poiché, a parità di area il numero di fotogrammi a quota 15 metri, è molto maggiore (raddoppiando la quota il numero di fotogrammi quadruplica). Tale scelta impatta, oltre che sui tempi di acquisizione, soprattutto sui tempi in fase di elaborazione e sulla capacità computazionale, che, in caso di un elevato numero di fotogrammi, potremmo non supportare l'elaborazione. Una possibile soluzione a questo problema è rappresentata dalla suddivisione dell'area di studio in due o più parti (*Chunk*) per effettuare singole elaborazioni per ogni parte, mediante un *tool* di *Agisoft Photoscan*. L'ultimo *step* prevede l'allineamento e l'unione di queste parti utilizzando il comando "*Align Chunk*". Dopo varie prove è stato constatato come questo *workflow* alternativo della fase di elaborazione risenta di altre problematiche, in particolare dell'allineamento impreciso dei *Chunk*, che rende comunque non accettabile la qualità finale del modello (nuvola di punti finale e DTM) (Figura 4.14).



Figura 4.14 - Esempio di un'area divisa in più parti effettuando più elaborazioni ed infine unendo la nuvola di punti. In rosso viene evidenziata la problematica, sia nella nuvola di punti che nel DTM che ne deriva

Sulla base di quanto esposto è pertanto possibile delineare il seguente disciplinare operativo:

- Per versanti con un'area minore di 0.1 ha e dislivelli minori di 10 metri è consigliata la quota volo di 5 metri applicando il metodo di interpolazione PF IDW;
- Per versanti avente un'area maggiore di 0.1 ha e minore di 1 ha è consigliabile una quota volo di 15 metri utilizzando il metodo di interpolazione PV IDW;
- Per versanti caratterizzati da un'area maggiore di 1 ha e con dislivelli maggiori di 30 metri è consigliata la quota di volo a 30 metri applicando il metodo di interpolazione PF30 IDW.

Tenendo conto della risoluzione finale e dell'accuratezza dei DTM (e non tenendo conto dei metodi di interpolazione) è possibile effettuare una classificazione qualitativa sull'impiego dei diversi modelli nei diversi ambiti di utilizzo (Tab. 4.9.)

| Volo | Forme erosive | | | | |
|-------|----------------|---------------|---------------|-----------------|---|
| | Splash erosion | Sheet erosion | Rills erosion | Gullies erosion | Frane ed erosione idrica in aree calanchive |
| PF5 | 😐 | 😊 | 😊 | 😊 | 😊 |
| PF15 | 😞 | 😐 | 😊 | 😊 | 😊 |
| PF30 | 😞 | 😞 | 😊 | 😊 | 😊 |
| PV5 | 😞 | 😊 | 😊 | 😊 | 😊 |
| PV15 | 😞 | 😐 | 😊 | 😊 | 😊 |
| PV30 | 😞 | 😞 | 😐 | 😊 | 😊 |
| OLY15 | 😞 | 😐 | 😊 | 😊 | 😊 |
| OLY30 | 😞 | 😞 | 😐 | 😊 | 😊 |

Tabella 4.9 - Classificazione dei diversi modelli rispetto agli ambiti di utilizzo. 😊 = eccellente; 😐 = buono; 😞 = pessimo.

In tabella 4.9 si osserva come per fenomeni geomorfologici che prevedono grossi volumi in movimento (frane, erosione calanchiva, *gully*) tutti i modelli si comportano bene. Man mano che si passa a fenomeni più piccoli diventa sempre più complicato modellizzare il fenomeno, infatti la *splash erosion* risulta osservabile solo effettuando voli molto bassi (5 metri) in modalità foto.

CAPITOLO 5

AREE D'INDAGINE

Premessa

Per valutare l'affidabilità del metodo fotogrammetrico descritto nel capitolo precedente, il metodo è stato applicato in tre aree d'indagine (denominate AT).

In particolare:

- AT1 che si trova in località Morgiapietralle, nel comune di Salcito (Campobasso – Molise). Tale area è stata selezionata per le caratteristiche morfologiche dei versanti selezionati;
- AT2 che è localizzata nella Masseria Franciosa, nel comune di Torrecuso (Benevento – Campania). L'AT2 è stata selezionata per le caratteristiche litologiche e pedologiche che favoriscono l'erosione del suolo;
- AT3 che si trova nel comune di *Lluxent* nella comunità *Valenciana* (Spagna). L'AT3 è stata selezionata a seguito di un incendio che ha eliminato la vegetazione, così da permettere le misurazioni del volume di suolo eroso in corrispondenza di un sentiero di montagna.

Per l'AT1 e L'AT2 sono stati installati due pluviometri per l'acquisizione dei dati pluviometrici in loco, così che nel caso di eventi pluviometrici intensi si potesse comprendere quanto il fattore “pioggia” influenzasse la morfologia dei versanti oggetto di studio. Per queste due aree test sono stati selezionati dei versanti caratterizzati da un uso del suolo diverso, successivamente sono stati effettuati dei voli ripetuti nel tempo in modo tale da avere modelli della stessa area da confrontare ed infine è stato possibile calcolare la variazione di volume tra i vari modelli nel tempo.

Per l'AT3 ci si è focalizzati sull'erosione e sull'evoluzione di un sentiero di montagna nel tempo. In particolare, utilizzando tre differenti metodologie è stato calcolato il volume di materiale eroso dal sentiero tra il periodo di formazione del sentiero e il 2018 (anno di acquisizione dei dati). L'AT3 fa parte di una grande area che è stata interessata da un incendio nell'agosto del 2018 che ha eliminato la vegetazione presente lungo i versanti. In

questo modo è stato possibile applicare il metodo fotogrammetrico senza nessun ostacolo, in particolare, per valutarne l'efficacia è stata fatta una comparazione con altri due metodi: 1) fotogrammetria terrestre; 2) misure di campo per stimare le sezioni del sentiero e successivamente i volumi di suolo eroso.

5.1 IL BACINO DEL TORRENTE RIVO (MOLISE)

5.1.1 Inquadramento geografico

L'area AT1 ricade nel bacino idrografico del torrente Rivo (Figura 5.1) ed è caratterizzato da un'area di circa 80 km² e un perimetro di 43 km. Rappresenta uno dei principali affluenti di destra idrografica del Fiume Trigno, la rete idrografica è di 6° ordine e presenta un *pattern* prevalentemente dendritico. Il bacino del Rivo si inserisce in un ambiente tipicamente collinare ed è caratterizzato da quote mediamente comprese tra 250 e 750m s.l.m. Circa il 60% dell'intero bacino ricade all'interno dei limiti amministrativi del comune di Trivento (il cui nome deriva dalla vecchia denominazione romana "Terventum": luogo posto tra due fiumi, il Trigno ed il Rivo). Mentre la restante parte è di competenza dei comuni di Salcito, San Biase, S. Angelo Limosano e, limitatamente a piccoli lembi di territorio, ricade nei comprensori dei comuni di Bagnoli del Trigno, Pietracupa, Fossalto, Lucito e Civitacampomarano.

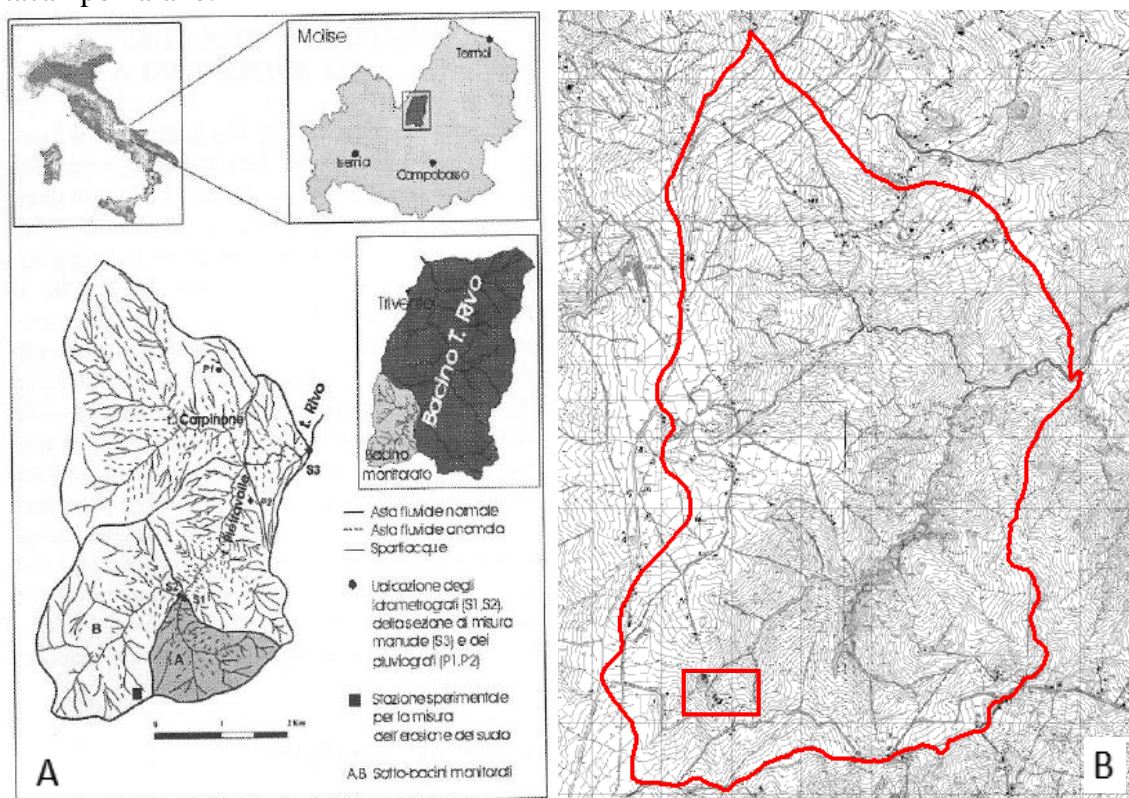


Figura 5.1 - A) localizzazione del bacino idrografico del torrente Rivo (da Aucelli et al, 2004), B) localizzazione dell'area di studio all'interno del bacino del Rivo indicata con il rettangolo rosso (Base IGM 1:25000)

In particolare l'area in cui sono stati acquisiti i dati sperimentali si trova in località Morgiapietravallo (Figura 5.2), caratterizzata dalla presenza di un piccolo corso d'acqua che separa versanti con pendende omogenee da un versante caratterizzato dalla presenza della "Morgia" (Olistolite).

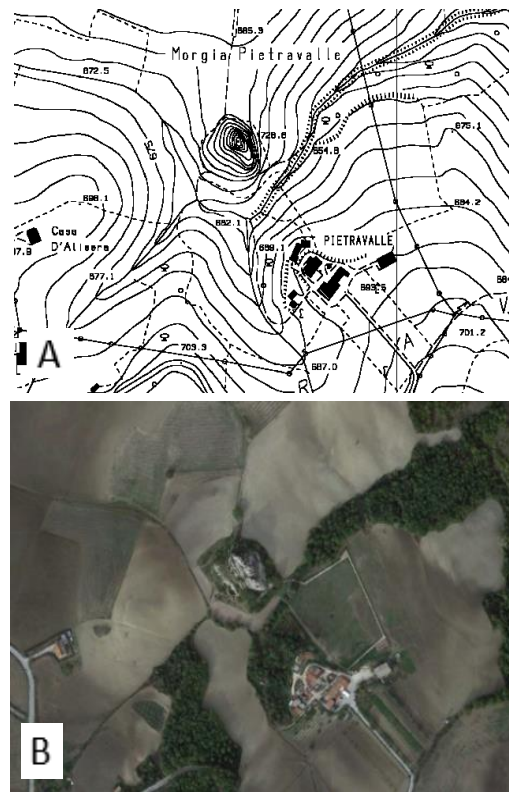


Figura 5.2; A) area di studio visualizzata su una carta IGM; B) vista da satellite dell'area di studio

5.1.2 Inquadramento geologico

Il bacino del torrente Rivo si colloca al margine del versante adriatico della catena appenninica (Foglio Geologico n.393 "Trivento", scala 1:50.000): in esso affiorano principalmente terreni marnoso-arenacei, argille, calcari, calcari con selce e biocalciruditi. I rapporti geometrici tra tali terreni sono estremamente complessi a causa dell'accavallamento di almeno due grandi unità tettoniche, corrispondenti ad altrettanti domini paleogeografici. Dal punto di vista litostratigrafico i terreni in affioramento appartengono sia alle facies di transizione che a quelle bacinali (imputabile all'antico dominio del Bacino Molisano), assieme ai quali si collocano depositi silico-clastici e terreni alloctoni appartenenti alla Falda Sannitica. Questi depositi sono interessati da movimenti ovest-vergenti, caratteristici dei

depositi molisani (Di Luzio et al, 1999). Il modello cinematico generale dell'orogenesi della Catena Appenninica interpreta la struttura a falde di ricoprimento della stessa come l'effetto del progressivo avvicinamento, cominciato nel Cretaceo superiore (Mostardini and Merlini, 1986). Nelle linee generali, le strutture tettoniche attuali del settore esaminato si sarebbero realizzate a partire dall'Eocene medio-superiore, col trasferimento verso l'esterno delle unità *flyschoidi* mediante un meccanismo di “*thrust and fold*” ed il loro conseguente appilamento (Figura 5.3).

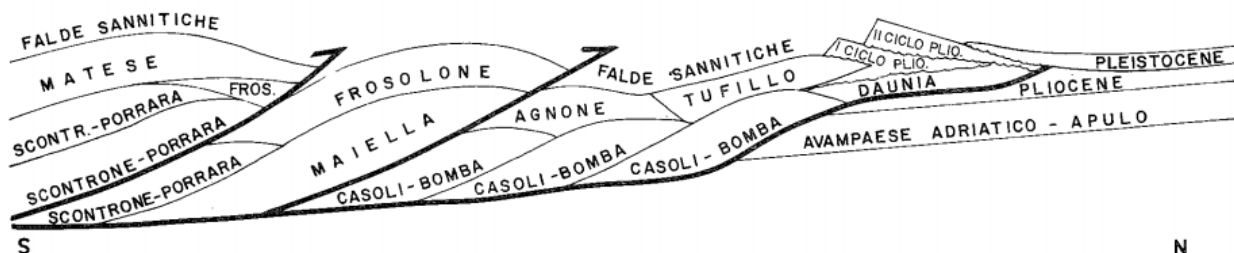


Figura 5.3 - Rappresentazione schematica dell'assetto lito-strutturale del molise lungo una sezione S-N

Senza voler entrare nel dettaglio circa l'evoluzione del dominio paleogeografico e tettonico dell'Appennino centrale, ci soffermiamo a descrivere quasi esclusivamente i caratteri litostratigrafici e tettonici che più sono legati agli aspetti di difesa del suolo ovvero maggiormente influenti sulle condizioni di stabilità del territorio (Note illustrative, foglio 393 Trivento). I terreni affioranti nell'area di studio possono essere ascritti alle unità stratigrafico-strutturali della Falda Sannitica (con particolare riferimento al membro argilloso delle “Argille Varicolori Scagliose”) e dei depositi flyschiodi della formazione del Tufillo e del San Bartolomeo (Patacca et al, 1992). L'unità Tufillo rappresenta la successione del Bacino pelagico Molisano, ed è prevalentemente costituito da sedimenti pelagici, argille variegata, che evolvono verso l'alto a marne e calcari. In questa Unità, l'incremento della componente marnosa suggerirebbe l'incremento della distanza tra le piattaforme carbonatiche (rappresentate dalla piattaforma Appenninica e da quella Apula, che costituiscono le aree di origine del materiale), dal bacino pelagico. La Falda Sannitica rappresenta l'Unità strutturale più elevata, ed è costituita da argille grigie, verdi e rosse (“Argille Varicolori”), che evolvono verso l'alto a marne e calcari miocenici e quarzareniti del Langhiano (Patacca et al, 1992). Lo stesso bacino pelagico in cui si è sedimentata la successione molisana ha costituito l'area di sedimentazione dei depositi della Falda Sannitica, in posizione prossima alla piattaforma appenninica; entrambe presentano alla base

la formazione delle Argille Varicolori, cui seguono spesso unità calcarenitiche, calciruditiche e marnose, formatesi in ambienti di scarpata carbonatica (Figura precedente). Le rocce appartenenti a tale unità mostrano una notevole fratturazione pertanto hanno generalmente pessime qualità geotecniche. Una particolare accentuazione delle problematiche di stabilità del versante è inoltre da attendersi in corrispondenza dei contatti formazionali o delle cerniere delle principali strutture deformative, dove la giacitura è soggetta a bruschi cambiamenti di direzione e/o inclinazione e la roccia è particolarmente fratturata. Le Argille Varicolori, che costituiscono il livello preferenziale di scollamento del Bacino Molisano (Scrocca et al, 1999), sono caratterizzate dalla presenza di grossi ammassi rocciosi, coerenti, spesso costituiti da calcari e calcari brecciati. Gli “Olistoliti” che emergono dalla superficie topografica a causa dei processi di morfoselezione, costituiscono dei rilievi isolati (Figura 5.4) e affiorano sporadicamente all’interno del bacino del torrente Rivo, specialmente all’interno delle aree a quota topografica minore.



Figura 5.4 - “Morgia Pietravalle”, olistolite calcareo esumato dai processi erosivi legati principalmente al ruscellamento delle acque superficiali

Le argille varicolori costituiscono un complesso alloctono di provenienza interna, si presentano estremamente tettonizzate, generalmente in giacitura caotica, e contengono numerosi frammenti di calcareniti, arenarie, diaspri e calcilutiti silicifere (Sgrosso, 1988). I notevoli spessori di argille varicolori che affiorano all’interno del bacino sono riconducibili ai terreni del Bacino Molisano, posto tra la Piattaforma Appenninica, sita in corrispondenza della catena del Matese, e la Piattaforma Apula, che precede l’avampaese adriatico. La formazione di San Bartolomeo, nota in letteratura come “Flysch di San Bartolomeo”, è costituita da depositi torbiditici accumulatisi al di sopra della Falda Sannitica nel Tortoniano, e successivamente dislocati dall’attività tettonica tardo-miocenica.

In particolare l'area del bacino dove sono stati acquisiti i dati è in località Morgiapietravalle, in cui le due unità che caratterizzano i versanti studiati sono il flysch di San Bartolomeo e le Argile Varicolori (Figura 5.5).

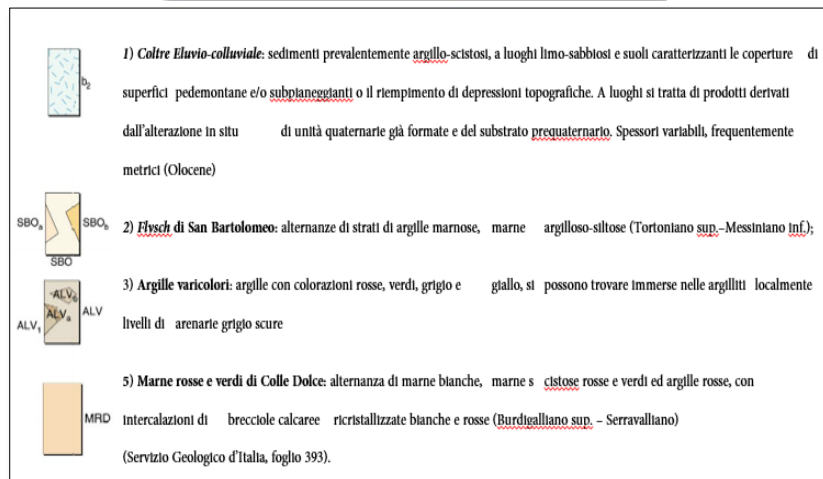
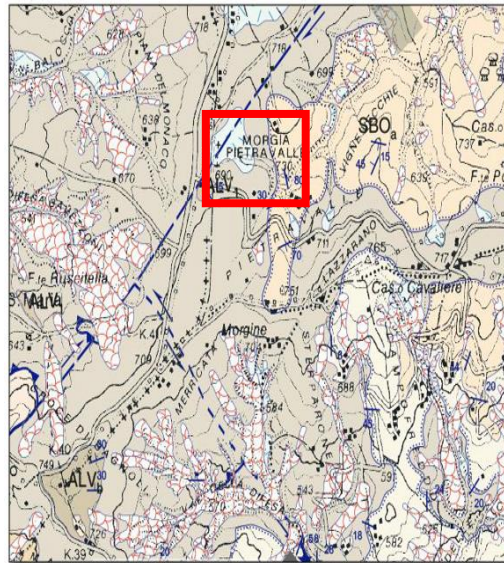


Figura 5.5 - Formazioni presenti nell'area di studio, Carta geologica d'Italia 1:50000, in rosso l'AT1

5.1.3 Caratterizzazione geomorfologica

L'analisi morfologica a grande scala mostra un bacino caratterizzato da un drenaggio generalmente a media densità, che si intensifica solo nella parte sud-est (Vallone Fratte); il pattern idrografico è misto: la configurazione sub-dendritica, abbastanza tipica dei paesaggi caratterizzati da forte erosione idrica superficiale su terreni flyschoidi, prevale sulle poche evidenze di pattern sub-parallelo e di pattern angolare, palesemente connessi ad un controllo strutturale riconducibile alle molteplici fasi tettoniche che hanno interessato l'area, creando

complesse strutture plicative e sistemi di faglie non sempre facili da individuare, data la plasticità dei terreni e la loro erodibilità.

L'analisi integrata delle forme di versante e del reticolo idrografico consente di cogliere alcune caratteristiche interessanti a scala di bacino.

In primo luogo il bacino risulta morfologicamente suddivisibile in tre zone:

- una zona meridionale, nella quale la valle è caratterizzata da marcata asimmetria con sviluppo maggiore del fianco destro rispetto a quello sinistro e con apprezzabile acclività media; in questa zona si realizza la confluenza tra due torrenti dal pattern marcatamente dendritico;
- una zona intermedia, piuttosto ampia, nella quale abbiamo un relativo equilibrio tra i due fianchi della valle, che riflette la ripartizione pressoché uguale tra i due principali complessi litologici; il corso del torrente è fortemente influenzato dall'assetto strutturale delle rocce affioranti;
- una zona settentrionale, in cui si manifesta di nuovo una forte asimmetria della valle principale, con notevole sviluppo longitudinale del fianco destro (a medio-bassa acclività), e forte pendenza media dei versanti in sinistra idrografica.

Il bacino presenta una percentuale di aree denudate piuttosto contenuta, che formano spesso degli speroni di roccia isolati l'uno dagli altri. Essi trovano giustificazione nelle condizioni litologiche e geostrutturali piuttosto che in quelle geomorfologiche, trattandosi di tipiche pareti a strapiombo in formazioni carbonatiche fratturate o fagliate, ovvero in alcuni casi di "olistoliti". Le porzioni dei versanti poste alle quote più elevate sono costituite generalmente da formazioni rocciose litoidi, o comunque dai membri più competenti delle unità litologiche affioranti nell'area di studio: per tale motivo esse sono spesso interessate dal passaggio delle principali vie di comunicazione, costituite da strade locali, comunali e provinciali. Le tipologie di dissesto sono quelle tipiche dei versanti a media acclività su terreni arenaceo-pelitici, influenzate dalla scarsa competenza dei materiali affioranti e dalla presenza di livelli impermeabili di materiali argillosi a bassa competenza, spesso sotto forma di intercalazioni. Assieme alla dinamica fluviale, le frane appaiono essere tra i principali agenti modellatori dei versanti dell'area di studio. Infatti l'area in oggetto manifesta un indice di franosità particolarmente elevato (26,3, contro il 12 della media regionale), che si manifesta negli ingenti danni subiti dai centri abitati, dalle strade e dalle opere idrauliche. All'interno del bacino del Rivo sono stati censiti 1481 fenomeni franosi (De Angelis, 2008), la maggior parte dei quali è stata classificata come "colamento lento" e "fenomeno complesso",

rappresentato principalmente da scorrimenti che, nella parte distale, evolvono a colata di terra (Figura 5.6).

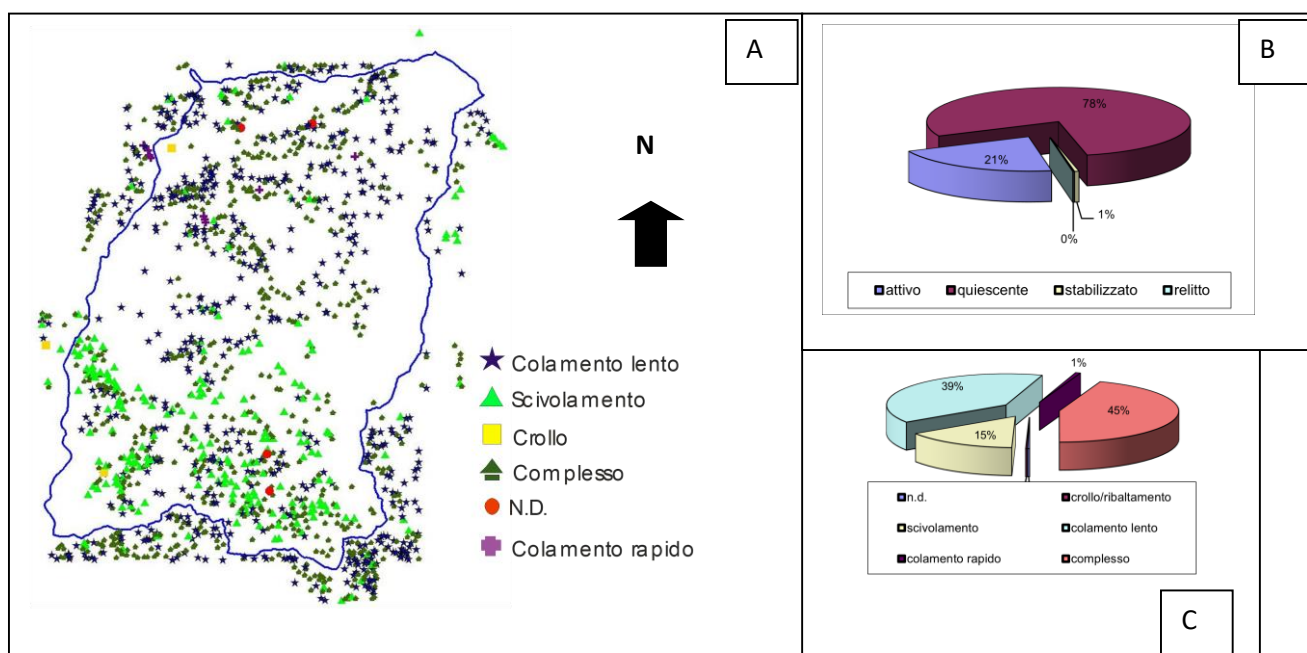


Figura 5.6 - Carta della distribuzione delle tipologie di frana censite nell'area del bacino del Rivo (A); grafici della percentuale di frane distinte per stato di attività (B) e per meccanismo cinematico principale (C)

Dal punto di vista dello stato di attività, la gran parte dei fenomeni franosi è considerata “quiescente”, anche se nel caso in oggetto sarebbe più corretto parlare di frane “intermittenti”, cioè caratterizzate da forte stagionalità. La maggior parte delle frane non superano i 4 metri di profondità (anche se non si può parlare di frane pellicolari (o “soilslips”, difficilmente cartografabili) e si distribuiscono principalmente lungo il corso dei torrenti, a causa dello scalzamento ai piedi dei versanti da essi prodotto. I versanti più colpiti sono quelli a forte componente argillosa, ma livelli di argille si trovano intercalati anche all’interno delle formazioni arenaceo-sabbiose e marnose, determinando delle zone di debolezza al contatto con le quali si possono localizzare le superfici di rottura e scivolamento. La caratteristica di tali fenomeni è che essi, innescandosi generalmente in prossimità delle aste torrentizie, tendono ad assumere una distribuzione regressiva con stile complesso e multiplo, coinvolgendo porzioni crescenti di versante, e continuando ad ampliarsi fintanto che sono attivi i processi di rimozione dei detriti dal piede della frana. Ciò significa che, finché i detriti vengono rimossi dall’azione del torrente stesso e del ruscellamento superficiale il processo di frana non si arresta, ma alterna fasi di stabilità a

brusche riattivazioni, proprio in conseguenza del carattere stagionale della portata dei torrenti. L'uomo ha da sempre cercato di contrastare questo processo allo scopo di strappare terra fertile alle zone affette da dissesto geo-idrologico cronico, ma la crisi dell'agricoltura e l'abbandono dei terreni un tempo coltivati sta creando le condizioni per una recrudescenza dei fenomeni franosi, in quanto assieme all'agricoltura scompare anche la fitta rete di piccoli interventi di drenaggio delle acque superficiali e stabilizzazione dei versanti, realizzata e tramandata dai contadini stessi nel corso dei secoli. Un altro aspetto importante per comprendere il percorso evolutivo "intermittente" del bacino è quello che si osserva nel fondovalle, dove limitati resti di depositi alluvionali si alternano con relativa regolarità a zone prive degli stessi o a zone in cui tali depositi appaiono profondamente reinciati. Si ritiene che ciò possa essere legato alla dinamica di versante ed in particolare ai grandi volumi di detriti che, trasportati a valle a causa delle frane, ostruiscono temporaneamente il corso del torrente: in tal modo a monte dell'ostruzione si può creare una zona di ristagno idrico ideale per la crescita di un prisma sedimentario; nel giro di un breve lasso di tempo però l'ostruzione può essere oltrepassata e reinciata dalle acque ruscellanti. Inoltre l'avvento dei grossi cumuli di frana, oltre che a sbarrare il corso d'acqua, possono comportare la sua migrazione laterale: lo spostamento laterale di un corso d'acqua, o la semplice nascita di un nuovo meandro, comportano una certa destabilizzazione del versante verso cui il corso d'acqua tende ad avvicinarsi, in quanto il torrente inizia a scalzarne la base riducendone la stabilità complessiva. La rapidità con cui vengono rimossi i cumuli dal fondovalle è indice di una buona capacità di trasporto da parte delle aste torrentizie, che contribuisce ad allontanare costantemente i versanti circostanti dalla condizione di equilibrio statico a cui tendono.

Da quanto detto è possibile affermare che gli elementi geomorfologici che maggiormente caratterizzano il paesaggio dipendono principalmente dalle proprie caratteristiche geolitologiche, e si possono distinguere in (De Angelis, 2008):

- a) Superfici sommitali piatte o a debolissima pendenza di origine erosionale, impostate su rocce calcaree o arenaceo-pelitiche, che ospitano coltri pedo-regolitiche anche di notevole spessore;
- b) creste e crinali moderatamente acclivi che si sviluppano trasversalmente ai versanti generalmente alle quote topografiche più elevate, sviluppatasi su rocce litoidi a buona competenza e coperti da sottili coltri pedo-regolitiche di spessore costante;
- c) crinali affilati che percorrono i versanti nella direzione della massima pendenza, impostati su rocce litoidi e ricoperti da coltri pedo-regolitiche piuttosto sottili;

- d) superfici terrazzate e glaciai sospesi sul fondovalle attuale, impostati su roccia o su detrito, ed ospitanti coperture pedologiche generalmente ben sviluppate e di buon spessore;
- e) emergenze di formazioni carbonatiche, con pareti a forte acclività o sub-verticali, talora di apprezzabile altezza, assai di rado accompagnate da fasce e coni detritici sottostanti attivi o quiescenti e generalmente prive di suolo;
- f) versanti a media pendenza, generalmente impostati su rocce litoidi, ospitanti coperture pedo-regolitiche di medio spessore;
- g) versanti ad alta pendenza, dal profilo generalmente concavo-convesso, che ospitano coltri pedo-regolitiche generalmente sottili, e che sono interessati da importanti fenomeni di erosione superficiale a causa dell'azione delle acque ruscellanti e della gravità;
- h) versanti a forte acclività, posti nelle vicinanze delle aste torrentizie e costituiti da materiali argillosi o altri materiali altrettanto erodibili, che sono interessati da profondi fenomeni di tipo calanchivo;
- i) fascia dei depositi eluvio-colluviali e dei cumuli di frana, alla base dei versanti a medio-elevata acclività, laddove è stato possibile l'accumulo e la conservazione di tali materiali;
- j) fascia dei depositi alluvionali, costituita da conoidi e alluvioni recenti, spesso reincisi, che è localizzata nella parte centro-distale del fondovalle.

Tenendo in considerazione la morfodinamica e quindi i processi erosivi che dominano nei suddetti elementi geomorfologici, è possibile scomporre il territorio del bacino del t. Rivo nelle seguenti unità morfodinamiche (Grafico 5.1):

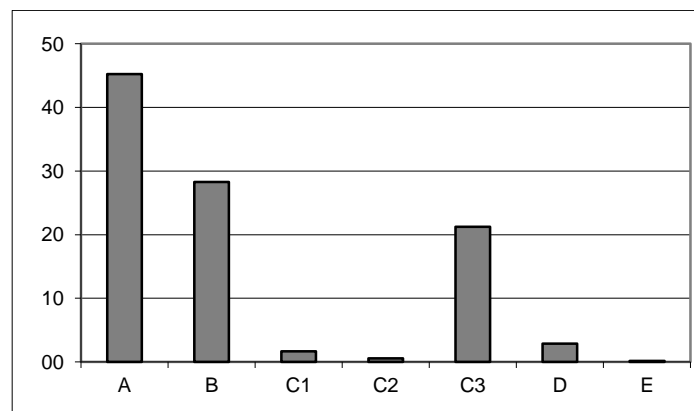


Grafico 5.1 - Distribuzione percentuale delle unità morfodinamiche e dei processi erosivi ad esse associati all'interno del bacino del torrente Rivo

A. Superfici sommitali pianeggianti o debolmente arrotondate;

Si tratta di superfici e crinali a debole pendenza ($0 - 4^\circ$) che si rinvengono alle quote topografiche maggiori, generalmente di origine erosionale, ovvero legate a processi di erosione idrica attivi in passato, allorquando il fondovalle principale si trovava a quote maggiori. Impostate generalmente su rocce di buona competenza, sia calcaree che arenaceo-pelitiche, ospitano coperture pedo-regolitiche di spessore variabile. Infatti tali superfici, se impostate su terreni argilloso-marnosi, tendono ad ospitare coperture di notevole spessore (+2 m), mentre le stesse, quando impostate su terreni calcarei o arenaceo-sabbiosi, tendono ad ospitare coperture di suolo molto più sottili (50 – 100 cm). L'erosione idrica è sempre moderata, ed assume la forma di una blanda *splash* e *sheet erosion*. Data la favorevole situazione geomorfologica, la buona accessibilità e la disponibilità di spazi, tali unità sono adibite principalmente alle coltivazioni cerealicole e, secondariamente, ospitano un tessuto urbano discontinuo (fa eccezione la superficie che ospita il centro abitato di Trivento). Pertanto un'altra fonte di erosione è determinata proprio dall'attività umana (scavi, *tillage erosion*). Esse rappresentano circa il 45% del territorio.

B. Versanti di raccordo a media pendenza;

Si tratta dei versanti di moderata acclività ($4 - 16^\circ$) che fungono da raccordo tra le superfici sommitali ed i versanti più acclivi, oppure raccordano questi ultimi al fondovalle. Essi si impostano su diverse litologie, sia lapidee che detritiche, dando luogo a spessori del regolite variabili, a seconda della loro origine erosionale o deposizionale, ma sempre sufficienti per sostenere la vegetazione. Le forme di erosione più comuni sono rappresentate dalla *sheet* e *rill erosion*. Date le favorevoli condizioni geomorfologiche, tali unità sono destinate prevalentemente alle colture cerealicole, nel qual caso si assiste ad un'intensificazione dei processi erosivi dovuti a *rill* e *tillage erosion*. Esse ricoprono circa il 28% del territorio.

C1. Versanti di raccordo ad alta pendenza interessati da *gully erosion*;

Si tratta di versanti dal profilo tipicamente concavo-convesso sia nella direzione di massima pendenza, sia nella direzione della sua normale, caratterizzati da pendenze piuttosto elevate ($10 - 20^\circ$) rispetto alle caratteristiche geotecniche medie dei terreni affioranti nel bacino. Tali versanti, frequenti nelle formazioni argillose, ospitano suoli generalmente sottili e poco evoluti, a causa degli importanti fenomeni erosivi di cui soffrono: i *gullies* infatti sono forme di erosione lineare estremamente profonde, e difficili da cancellare con le pratiche agricole. Spesso i versanti

appartenenti a tale unità mostrano i sintomi di una certa franosità, ma i *gullies* rappresentano i principali responsabili dell'erosione accelerata attuale. Data la severità dei processi erosivi, lo stato dei suoli e la difficile accessibilità, tali zone risultano essere coperte principalmente da boschi, cespuglieti e pascoli, mentre resiste una certa tendenza alle colture cerealicole, che però si rivelano assai improduttive. Tali unità interessano circa il 1,7% del territorio.

C2. Versanti di raccordo ad alta pendenza interessati da calanchizzazione;

Anche in tal caso i versanti hanno le stesse caratteristiche delle due unità precedentemente descritte, con la differenza che queste ultime si rinvengono principalmente in prossimità dell'asta torrentizia principale. Tali unità si impostano quasi esclusivamente su materiali argillosi e, subordinatamente, su altre tipologie di rocce altamente erodibili, che danno luogo ad una pseudo-calanchizzazione. Data l'estrema severità dei processi erosivi, i terreni sono lasciati completamente in abbandono e, a causa della quasi totale assenza di suolo e del forte stress idrico, la vegetazione è costituita da poche specie erbacee e arbustive xerofite alofile. Tali unità interessano circa il 0,6% del territorio.

C3. Versanti di raccordo ad alta pendenza interessati da frane (C3);

Si tratta anche in questo caso di versanti che presentano le stesse caratteristiche geomorfologiche di massima dell'unità precedente. Anche in questo caso tali unità si impostano su terreni argillosi, ma anche su terreni arenaceo-pelitici laddove le condizioni strutturali ne compromettano la stabilità. Infatti tali unità sono contraddistinte da spiccata tendenza ad evolvere per frane successive: la tendenza è tale che, anche se alle frane si sovrappongono spesso numerose tipologie di fenomeni erosivi legati al ruscellamento superficiale, tuttavia le prime sono e restano i fenomeni maggiormente responsabili della rimozione delle maggiori quantità di suolo, peraltro generalmente sottile. Data la severità dei fenomeni descritti, tali unità sono destinate a colture cerealicole di modesta produttività, oltre che a boschi, pascoli e cespuglieti. Tali unità interessano circa il 21% del territorio.

D. Fondovalle;

Si tratta della parte occupata dalle aste torrentizie principali, dalle relative sponde e dai depositi fluviali. I suoli sono sempre poco sviluppati nelle zone prossimali all'alveo, per via dell'intensità e ricorrenza dei fenomeni alluvionali ed erosivi. Sui terrazzamenti recenti e sulle pianure alluvionali invece si possono sviluppare

coperture pedo-regolitiche piuttosto spesse. Tali unità interessano circa il 2,9% del territorio.

E. Affioramenti di roccia;

Si tratta generalmente di affioramenti rocciosi isolati (olistoliti) o localizzati sui versanti (scarpate fluviali, scarpate strutturali), sui quali il suolo è completamente assente, o tutt'al più si rinviene in alcune "tasche" della roccia. Tali unità non hanno alcuna importanza ai fini dell'uso del suolo.

L'insieme delle considerazioni di carattere geologico e geomorfologico finora inducono a ritenere che l'evoluzione geomorfologica del bacino sia stata caratterizzata nella sua storia antica e recente, da fasi di ringiovanimento, connessi con ogni probabilità a fasi acute di attività tettonica e sismotettonica quaternaria, alternate a fasi di stasi. Tra gli indizi occorre citare:

- le numerose piccole superfici terrazzate che si rinvengono lungo il percorso dell'asta torrentizia principale;
- i lembi di sistemi di terrazzi relitti pensili, distribuiti a diverse quote lungo l'asta torrentizia principale;
- le forme di conoide alluvionale sospese sul fondovalle attuale;
- i solchi e i terrazzi di erosione idrica in roccia, sospesi rispetto al fondovalle attuale.

L'ultima fase di ringiovanimento è certamente molto recente, come si può dedurre dalla circostanza che in numerosi punti il torrente Rivo scorre in roccia tra pareti sub-verticali molto anguste. Attualmente il torrente dovrebbe attraversare una fase di relativa stabilità, suggerita dalla rivegetazione dei cumuli di fondovalle di alcune frane considerate attive, accompagnato dalla rivegetazione progressiva dei sistemi calanchivi di fondovalle (De Angelis, 2008).

5.1.4 Uso del suolo e clima

La particolare conformazione del territorio e le condizioni climatiche fanno sì che il bacino del Rivo abbia una buona variabilità vegetazionale, con buona presenza delle specie termofile tipiche di altri contesti altitudinali (almeno nella parte medio-bassa del bacino), mescolate a quelle tipiche del piano altitudinale a cui appartiene l'area di studio. Infatti la particolare posizione occupata dal bacino, che si interpone tra la catena appenninica e la costa adriatica, lo collocherebbe nella zona di transizione tra le specie della vegetazione del dominio

mediterraneo e quelle del dominio medio-europeo (De Angelis, 2008). L'azione antropica ha inoltre influito notevolmente sull'attuale configurazione della vegetazione residua, mediante interventi agrosilvo-pastorali finalizzati allo sfruttamento del bosco, come il disboscamento, e mediante interventi di riqualificazione, come ad esempio i rimboschimenti. Altro fattore rilevante nella dinamica vegetazionale risulta essere il progressivo abbandono delle utilizzazioni delle aree agricole con il conseguente innescarsi di processi evolutivi.

Il territorio del bacino idrografico del torrente Rivo si distribuisce su un discreto dislivello altitudinale ($\Delta h = 507,3$ m) a partire da 228.3 m, pertanto si verifica l'incontro tra una vegetazione tipicamente mediterranea con una più tipicamente appenninica. Dal punto di vista altitudinale si distinguono quindi 2 piani (Aucelli et al, 2004):

- piano mesomediterraneo (sino ai 600 m s.l.m.);
- piano supramediterraneo (dai 600 ai 1.000 m s.l.m.), di limitata estensione.

Il Piano mesomediterraneo è l'area generalmente individuata dall'associazione del leccio o *Quercetum ilicis*, sebbene il leccio, essendo presente in raggruppamenti vegetali appartenenti a più serie dinamiche, non la identifica con esattezza; il limite superiore del piano coincide con quello superiore della coltura dell'olivo. Floristicamente e in funzione della quota i popolamenti si inquadrano nell'ordine dei *Quercetalia ilicis* (alle quote inferiori e nelle esposizioni più calde), dei *Quercetalia pubescentis* (situazioni intermedie) con sconfinamenti nei *Quercetalia robori-petraee* (stazioni più fresche e a quote più elevate). Nello strato arboreo si trovano boschi di Cerri (*Quercus cerris*) di probabile introduzione antropica a scopo di rimboschimento, mentre come specie sporadiche si possono riscontrare l'orniello (*Fraxinus ornus*), l'acero (*Acer campestre*) e il ciliegio (*Prunus avium*). Il sottobosco è presente nelle chiarie in cui si riscontrano *Rubus* sp., *Cytisus sessilifolius* nello strato arbustivo e *Rubia peregrina* e *Brachypodium* sp. nello strato erbaceo. Nel sottobosco arbustivo si rilevano inoltre *Spartium junceum*, *Calicotome spinosa*, *Rosa* sp., *Cornus* sp., *Crataegus monogyna* e *Rhamnus alaternus*, mentre lo strato erbaceo è caratterizzato principalmente da graminacee in cui prevalgono *Brachypodium rupestre*, *Coeleria* sp. accompagnate da *Festuca* gr. *rubra*, *Bromus erectus*. Tra le altre specie erbacee si rilevano *Carex* sp., vari tipi di leguminose (*Trifolium pratense*, *Trifolium campestre*, *Psoralea bituminosa*). Con la contrazione della superficie agricola coltivata, in particolare nelle aree marginali dal punto di vista altitudinale e dell'accessibilità, il cerro e la roverella, preceduta

da cenosi secondarie, si sono introdotti nel processo evolutivo colonizzando tali siti e originando boschi radi, spesso in prossimità delle aste torrentizie.

Il grado di copertura arbustiva è variabile, in funzione soprattutto della fase evolutiva, andando dal 30% circa sino all'90% di cenosi molto fitte; in tutte le formazioni la copertura erbacea è molto ampia vegetando, talvolta, su oltre l'80% della superficie. Nelle cotiche prevalgono specie dei Festuco-Brometea, ordine *Brometalia erecti* in particolare *Brachypodium rupestre*, *Brachypodium distachyum*, *Bromus erectus* e, inoltre, *Festuca gr. Rubra*, *Thymus vulgaris*, *Lavandola stoechas*. Le leguminose sono presenti in minima parte. Dove la copertura arbustiva non risulta eccessiva e non impedisce del tutto il passaggio degli animali queste cenosi possono essere sottoposte ad un'utilizzazione pascoliva nel periodo autunnale ed invernale. Se, invece, questa copertura supera il 50% la praticabilità diventa nulla e non è più ipotizzabile alcuna utilizzazione. La presenza dell'animale pascolante contribuisce comunque ad una limitazione dello sviluppo della vegetazione e della fitomassa combustibile in generale, presente sul terreno, riducendo il pericolo d'incendio. Complessivamente i terreni sottoposti a coltivazione annuale coprono circa il 45% dell'intera superficie del bacino (Figura 5.7), salendo a 65% se si calcolano anche le colture agrarie con spazi naturali. I boschi di latifoglie, la macchia ed i cespuglieti occupano appena il 15% del territorio, ed insistono su aree che, principalmente per la presenza di fenomeni di dissesto idrogeologico legato alle condizioni geomorfologiche, sono state lasciate in abbandono. I Valori Agricoli Medi, espressi come percentuali rispetto al valore agricolo totale dei terreni dell'area di studio, e calcolati sulla base delle valutazioni regionali per la regione agraria di riferimento, concordano sostanzialmente con i dati di distribuzione areale delle diverse tipologie, confermando l'importanza dei seminativi nel valore complessivo dei terreni dell'area di studio. Tale calcolo però non tiene conto del valore del tessuto urbano, che non rientra tra gli obiettivi di estimo agrario dei VAM.

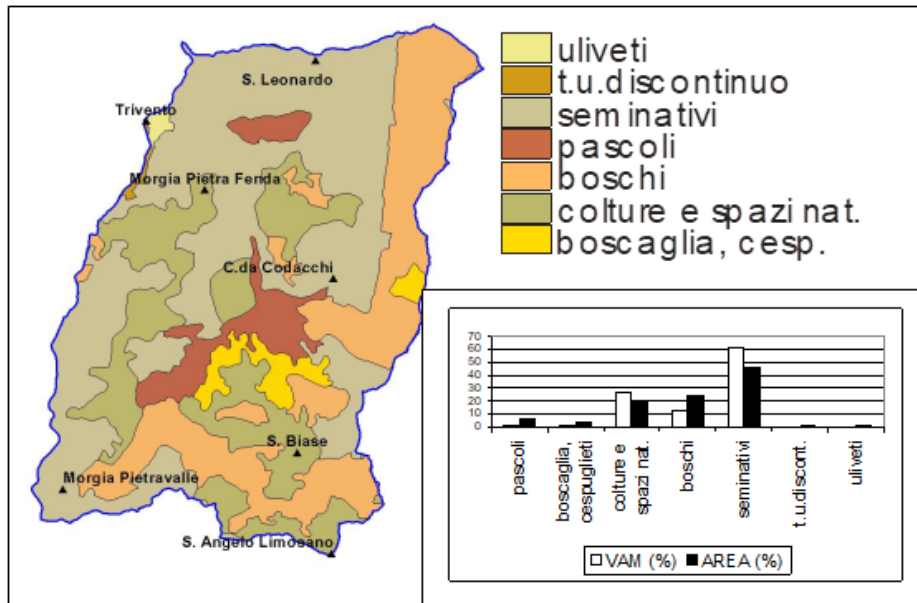


Figura 5.7 - Carta dell'uso del suolo del bacino del torrente Rivo (De Angelis, 2008). t.u.: tessuto urbano; nat: naturali; cesp: cespuglieti

In generale per il bacino del Rivo è possibile distinguere quattro ordini principali di suoli:

VERTISUOLI: si tratta di suoli nei quali i cambiamenti di umidità causati dall'alternanza delle stagioni provocano l'apertura di ampie e profonde fessurazioni, a causa dell'abbondante presenza di argille espandibili (spesso maggiore del 30%). Quando poi, a seguito del ritorno della stagione umida, le argille rigonfiano nuovamente, al contatto tra i lembi delle fessure si generano delle pressioni che determinano la formazione di alcune microforme delle "slickensides", o facce di pressione e scivolamento, tipiche di tali ordini di suoli. Il fenomeno appena descritto determina il periodico rimescolamento del terreno nei primi 100 cm (vertisuoli: dal latino "vertere": rivoltare), conferendogli notevole uniformità strutturale. Tali suoli sperimentano notevoli difficoltà di drenaggio, infatti l'acqua tende a circolare facilmente solo all'interno delle fessurazioni, mentre la restante parte del terreno resta praticamente secca. Sebbene non si tratti di uno degli ordini maggiormente diffusi al mondo, tali suoli risultano particolarmente abbondanti all'interno dell'area di studio, specialmente per quanto concerne i grandi gruppi degli *Haplusterts* e dei *Calcisterts*.

MOLLISUOLI: si tratta di suoli caratterizzati dalla presenza di un orizzonte superficiale di tipo mollico, ovvero un livello di colore molto scuro, soffice e ricco di sostanza organica. L'epipedon mollico è un orizzonte diagnostico superficiale che si forma per la decomposizione di abbondante sostanza organica in presenza di cationi bivalenti: vengono

così a formarsi orizzonti umici e argillo-umici molto stabili. All'interno dell'area di studio il principale ione bivalente di scambio è il Ca^{++} , derivante dal disfacimento delle rocce carbonatiche o da quelle arenaceo-pelitiche a cemento carbonatico. Considerando la difficoltà di drenaggio che affligge generalmente i suoli dell'area di studio, si tende ad escludere che tali cationi possano provenire per risalita capillare dagli strati profondi della roccia. I macro-gruppi più diffusi sono rappresentati dai *Calciustolls* e *Haplustolls*.

INCEPTISUOLI: si tratta di suoli poco evoluti, che però presentano uno stato di alterazione pedogenetica tale da poterli distinguere facilmente dal parent material e dagli Entisuoli. I processi pedogenetici dominanti in quest'ordine sono principalmente quelli che riguardano l'alterazione fisica e, secondariamente, chimica del parent material, che causano il disfacimento della roccia madre, la liberazione di alcuni minerali e la neo-formazione di altri (soprattutto argille), lo sviluppo di una struttura ben individuabile e l'accumulo di sostanza organica. Inoltre i suoli iniziano a subire un processo di blanda lisciviazione e decarbonatazione. Essi sono spesso riconosciuti dalla presenza di un orizzonte diagnostico di tipo cambico, in cui si manifestano alcuni sintomi dell'alterazione pedogenetica in situ, quali ad es. la decarbonatazione, o l'illuviazione di argilla, o un cambiamento nella struttura o nel colore rispetto agli orizzonti soprastanti o sottostanti. Talvolta, assieme all'orizzonte cambico, si rinvengono anche orizzonti calcici, prevalentemente a causa della decarbonatazione superficiale e del trasporto degli ioni Ca^{++} in profondità. All'interno dell'area di studio il gruppo più rappresentativo è quello degli Inceptisuoli calcici con spiccate caratteristiche vertiche, a causa dell'elevato contenuto di argilla smectitica.

ENTISUOLI: tale ordine è caratterizzato dall'assenza totale di orizzonti diagnostici, poiché si tratta di suoli estremamente giovani o ringiovaniti, in cui i processi pedogenetici non hanno ancora avuto il tempo di agire. Tali suoli si trovano spesso in aree interessate di recente da alluvionamenti, da dissesti o da forme di erosione molto spinta e, a causa del notevole dinamismo dei versanti dell'area di studio, occupano una percentuale considerevole dell'intera superficie del bacino. I gruppi più diffusi risultano essere gli *Ustorthents* e gli *Ustifluvents*.

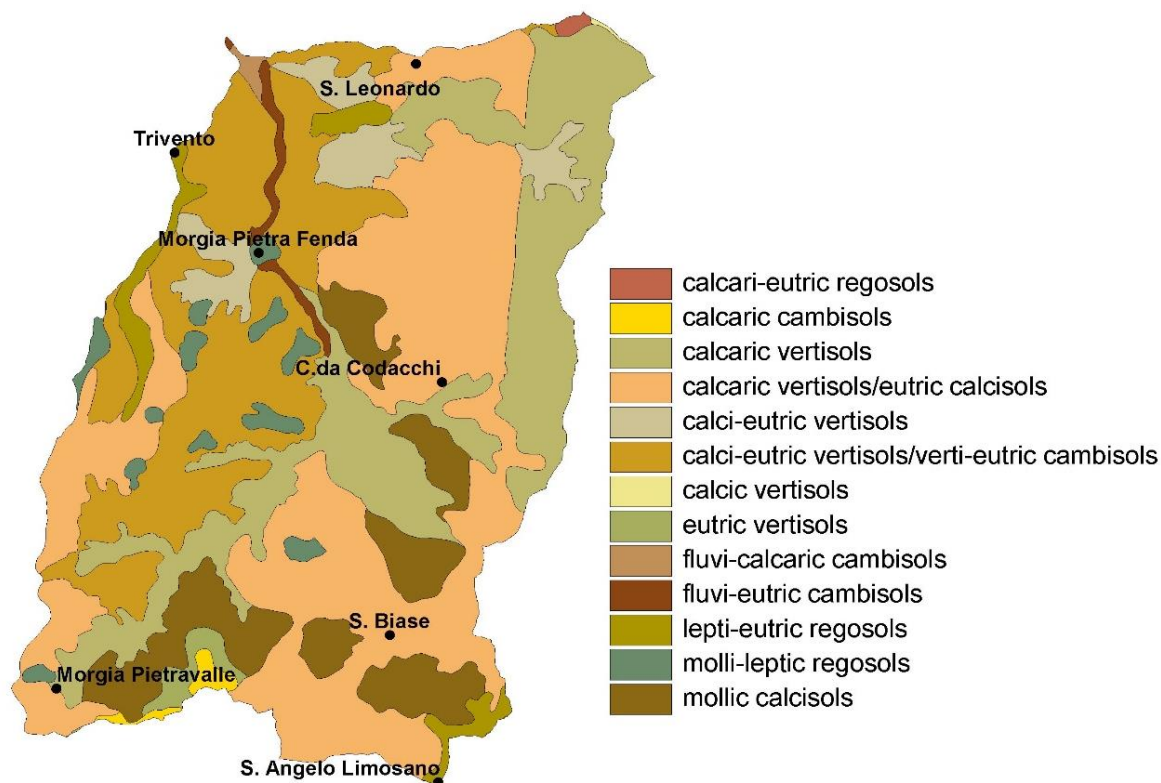


Figura 5.8 - Distribuzione delle principali tipologie di suolo che si rinvengono all'interno del bacino del torrente Rivo
(De Angelis, 2008)

Osservando la Figura 5.8 è possibile constatare come in generale i suoli con caratteri vertici siano particolarmente diffusi nell'area di studio, rappresentando oltre l'80% dei suoli affioranti (Grafico 2.3). Tra di essi prevalgono largamente le forme di transizione tra calcaric vertisols ed eutric calcisols, con una percentuale di copertura del 35%. Possiamo quindi descrivere rapidamente le principali caratteristiche dei suoli ubicati all'interno dell'area di studio, mediante l'ausilio delle tabelle riassuntive Tabella 5.1 e Tabella 5.2:

| SUOLO | QUOTA (m) | PENDENZA (%) | USO DEL SUOLO | FENOMENI EROSIVI | LITOLOGIA |
|--|----------------------|-------------------------|--------------------------|--------------------------------|---------------------------|
| <i>Calcaric-eutric regosols</i> | 700 – 900 | > 25 | Boschi cedui | <i>Frane</i> | Calcari e marne |
| <i>Calcaric cambisols</i> | 500 – 650 | 13 – 20 | Seminativi | <i>Rill erosion</i> | Argille |
| <i>Calcaric vertisols</i> | 600 – 800 | 6 – 10 | Seminativi | <i>Rill erosion</i> | Argille |
| <i>Calcaric vertisols/eutric calcisols</i> | 400 – 800 | 5 - 20 | Seminativi | <i>Frane Gully erosion</i> | Argille |
| <i>Calci-eutric vertisols</i> | 650 – 800 | 6 – 15 | Seminativi | <i>Rill erosion</i> | Argille |
| <i>Calcic vertisols</i> | 700 – 800 | 10 – 15 | Seminat. arborati | <i>Gully erosion</i> | Argille |
| <i>Eutric vertisols</i> | 400 – 600 | 14 – 20 | Seminativi | <i>Frane</i> | Argille |
| <i>Fluvi-calcaric cambisols</i> | 240 – 255 | < 5 | Seminativi | *** | Colluvioni/detriti |
| <i>Fluvi-eutric cambisols</i> | 200 – 250 | < 5 | Seminativi | *** | Alluvionale |
| <i>Lepti-eutric regosols</i> | 500 – 900 | 10 – 20 | Seminativi | <i>Frane</i> | Arenarie e marne |
| <i>Molli-leptic regosols</i> | 500 – 700 | > 20 | Boschi cedui | <i>Frane</i> | Calcari e marne |
| <i>Mollic calcisols</i> | 500 – 800 | 15 – 25 | Boschi cedui | <i>Frane</i> | <i>Arenarie - argille</i> |

Tabella 5.1 - Alcune caratteristiche geomorfologiche dei suoli dell'area di studio

| SUOLO | SPESSORE | TESSITURA | PERMEABILITA' | DRENAGGIO | ORIZZ. DIAGNOSTICI |
|--|-----------------|-----------------------|------------------------|------------------|---------------------------|
| <i>Calcaric-eutric regosols</i> | Sottile | Moderatamente Fine | Moderatamente Alta | Alto | Ap-Cr |
| <i>Calcaric cambisols</i> | Profondo | Fine | Bassa | Medio | Ap-Bg-Cg |
| <i>Calcaric vertisols</i> | Profondo | Fine | Bassa | Medio | Ap-Bss1-(Bss2)- Cg |
| <i>Calcaric vertisols/eutric calcisols</i> | Medio | Fine | Bassa | Basso | Ap-Bk1-(Bk2)-C |
| <i>Calci-eutric vertisols</i> | Medio | Moderatamente Fine | Moderatamente Bassa | Basso | Ap-Bk1-(Bssk2)- C |
| <i>Calcic vertisols</i> | Profondo | Fine | Bassa | Medio | Ap-Bssg1- (Bssg2)-Cg |
| <i>Eutric vertisols</i> | Sottile | Fine | Bassa | Moderato | Ap-Bssk1- (Bssk2) |
| <i>Fluvi-calcaric cambisols</i> | Profondo | Media | Moderatamente Alta | Basso | Ap-Bw-(2Bw2)- (3Bw3)-C |
| <i>Fluvi-eutric cambisols</i> | Profondo | Fine | Moderatamente Bassa | Basso | Ap-Bw1-(Bw2)-C |
| <i>Lepti-eutric regosols</i> | Sottile | Fine | Bassa | Medio | Ap-Cr |
| <i>Molli-leptic regosols</i> | Sottile | Media | Alta | Alto | A-R |
| <i>Mollic calcisols</i> | Profondo | Moderatamente Fine | Moderatamente Alta | Medio | A-Bw-Bk |

Tabella 1.2 - Alcune caratteristiche pedologiche dei suoli dell'area di studio

Il bacino del torrente Rivo ricade in un'area del Molise caratterizzata da un clima continentale (Grafico 5.2), con aridità estiva molto pronunciata, e periodi di piogge prolungate distribuite nel periodo tardo-autunnale e primaverile (Aucelli et al, 1999).

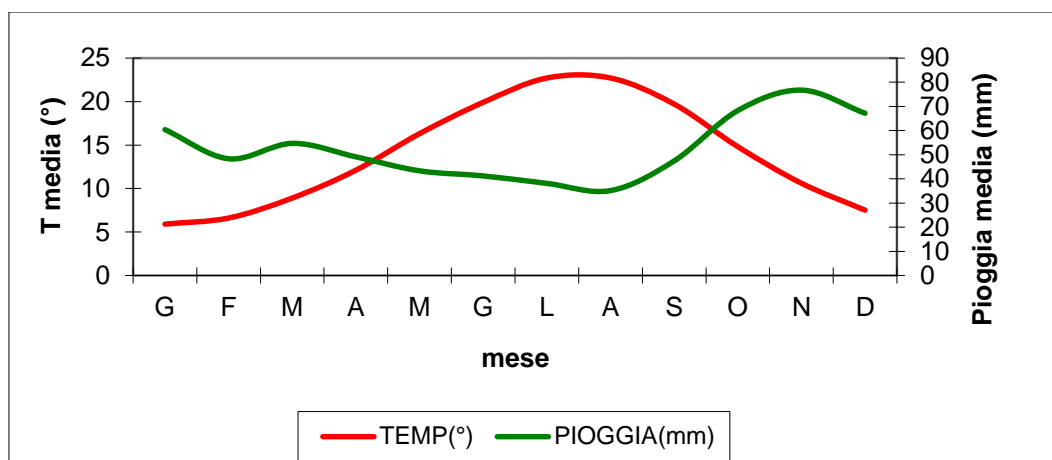


Grafico 5.2 - Diagramma di Bagnouls & Gaussen relativo alla stazione di Trivento e riferito al periodo di osservazione dal 1950 al 1996

Le precipitazioni medie annue, in relazione alle quote topografiche, raggiungono l'apice in prossimità degli spartiacque. Dalla lettura dei dati della stazione meteo-climatica di Trivento si può constatare che le piogge medie annue si attestano intorno a 1000 mm e le temperature oscillano tra i 5° ed i 30°. La distribuzione delle temperature e delle precipitazioni durante l'anno porta all'individuazione di un periodo arido estivo che dura circa 4 mesi.

5.1.5 Area Test 1 di Morgiapietravalle

L'area di studio è stata selezionata all'interno del bacino del torrente Rivo in località Morgiapietravalle (Area Test 1 - AT1). La scelta di utilizzare quest'area è stata presa in quanto poco distante dalla sede universitaria, per la presenza di dati utili pregressi e per le caratteristiche del paesaggio con versanti caratterizzati da processi denudazionali dovuti all'erosione idrica concentrata. Dopo una attenta analisi del paesaggio e lo studio dei dati disponibili sull'uso del suolo, sui caratteri pedologici dei suoli sulle principali pratiche agricole presenti sono state individuate dei settori di versante di ridotta estensione in modo tale da sviluppare con successo le tecniche di analisi fotogrammetrica.

L'AT1 è situata a circa 5 chilometri in direzione S-SW rispetto all'abitato di Salcito (provincia di Campobasso) ed è caratterizzata da una buona varietà di uso del suolo (vigneti, noceti, grano, farro, suolo nudo, suolo completamente vegetato) (Figura 5.9).



Figura 5.9 - Area Test 1 – AT1

Sono stati pertanto individuati 4 campi (Figura 5.10):

- C1 è un campo caratterizzato dalla presenza di Leguminose;
- C2 è un campo che durante l'anno viene seminato a cereali;
- C3 è un piccolo versante contraddistinto dalla presenza di un vigneto;
- C4 è un campo che durante l'anno viene seminato a cereali.

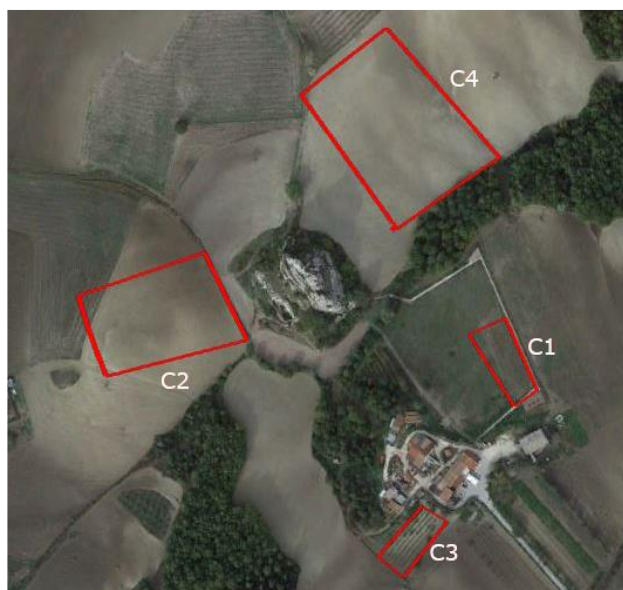


Figura 5.10 – Dettaglio dell'Area Test 1 (AT1) con i relativi campi selezionati

In particolare:

1. Il C1 di leguminose (Figura 5.11 e Figura 5.12) è caratterizzato da un'area di 0.19 ha, una lunghezza di 66 m, una larghezza di 24 m e una pendenza media di 15%. Il C1 durante l'anno viene lavorato più volte con tipologie di lavorazioni differenti (Figura 5.12). Le acquisizioni sono state fatte per due volte: il 4 novembre 2017 e l'8 marzo 2018. Essendo un campo molto piccolo per le due acquisizioni sono stati registrati 5 GCP uniformemente distribuiti (figura 5.11).

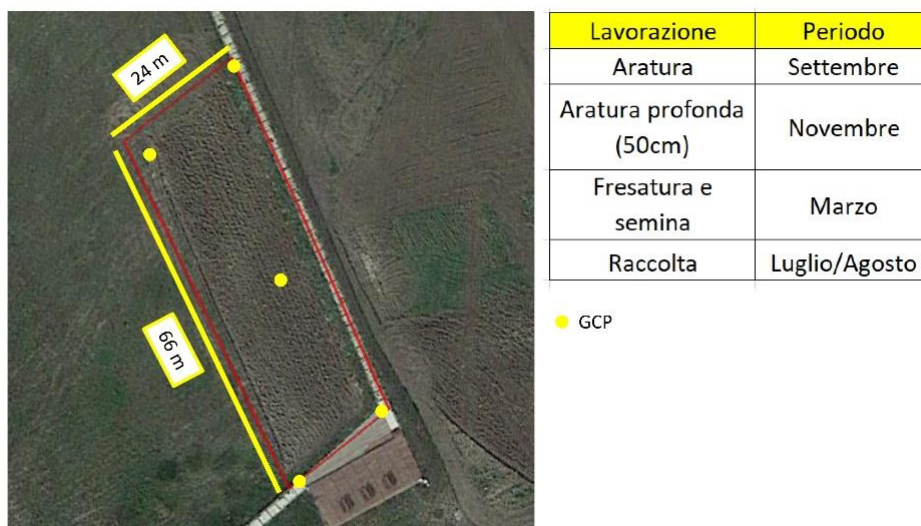


Figura 5.11 - Campo C1



Figura 5.12 - Campo C1 lavorato con aratura profonda

2. Il C2 durante l'anno viene coltivato a cereali, è un campo con una lunghezza (dal *top* al *foot* del versante) di circa 100 m, un'area di 0.84 ha, un dislivello di circa 25 metri,

una pendenza media del 18% e in alcuni punti del 25% (Figura 5.13). La lavorazione principale del C2 è data dall'aratura a differenti profondità nei vari periodi dell'anno (Figura 5.13). In questo caso per assicurarsi una maggiore precisione dei modelli sono stati acquisiti 7 GCP per ogni acquisizione. Sono state effettuate 4 acquisizioni: 1) 6 dicembre 2017; 2) 5 gennaio 2018; 3) 8 marzo 2018; 31 gennaio 2019. Per tutto il periodo osservazione del campo, dal mese di aprile in poi non è stato possibile acquisire altri dati per la presenza dei cereali (Figura 5.14).

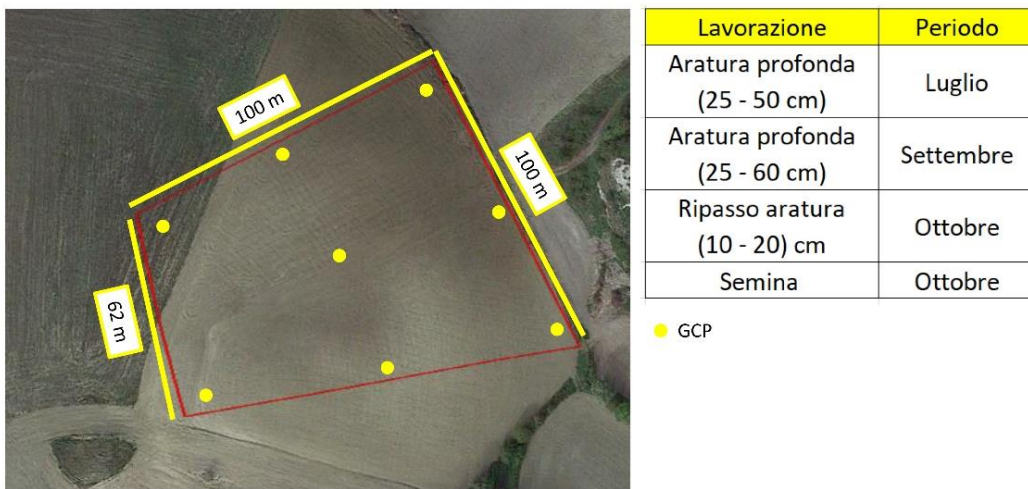


Figura 5.13 - Campo C2

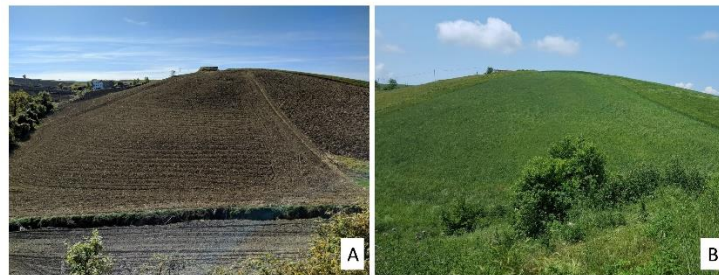


Figura 5.13 - Campo C2: A) nel mese di gennaio in cui sono stati acquisiti i dati; B) nel mese maggio in cui non è stato più possibile acquisire dati

- Il campo C3, caratterizzato dalla presenza di un vigneto, presenta una lunghezza di 64 m, una larghezza di 28 m, un'area di 0.18 ha, da una pendenza media di 12.3 % (Figura 5.15). Durante l'anno l'unica lavorazione che viene effettuata è la fresatura (Figura 5.15), che in questo caso è una tipologia di lavorazione fatta per evitare lo sviluppo di vegetazione tra un filare e l'altro del vigneto. I dati sono stati acquisiti per due volte: la prima volta l'8 marzo 2018 e il secondo volo il 31 gennaio 2019.

Essendo un campo molto piccolo per le due acquisizioni sono stati registrati 5 GCP uniformemente distribuiti (Figura 5.15).



Figura 5.14 - Campo C3

4. Il C4 come il C2 durante l'anno viene coltivato a cereali, ha un'area di 1.36 ha, una lunghezza di 135 metri, una larghezza di 88 m e una pendenza media del 21.5% (Figura 5.16). Anche qui la lavorazione del terreno è data dall'aratura a differenti profondità nei vari periodi dell'anno (Figura 5.16). In questo caso, data la maggior dimensione del sono stati acquisiti 9 GCP per ogni acquisizione. In totale sono state effettuati 4 acquisizioni: 1) 6 dicembre 2017; 2) 5 gennaio 2018; 3) 8 marzo 2018; 31 gennaio 2019, Per tutto il periodo di osservazione dal mese di aprile in poi non è stato possibile acquisire altri dati per la presenza dei cereali (Figura 5.17).

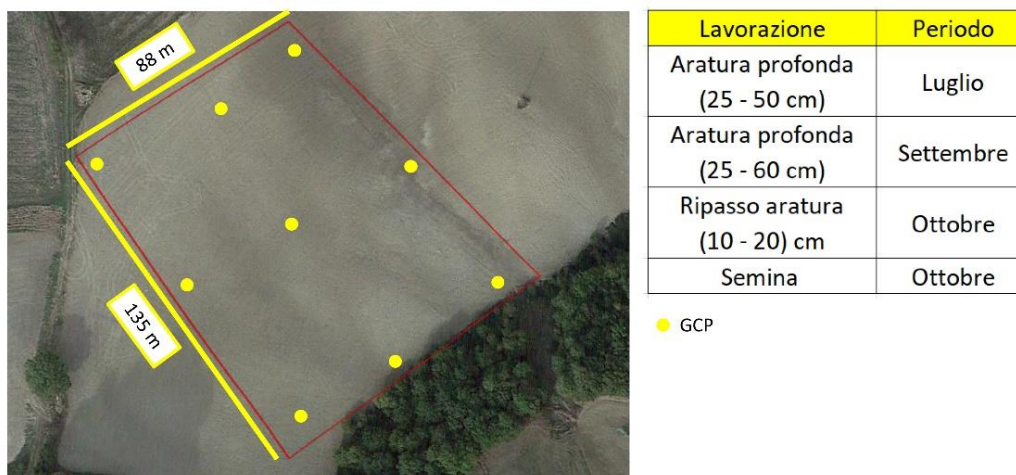


Figura 5.15 - Campo C4

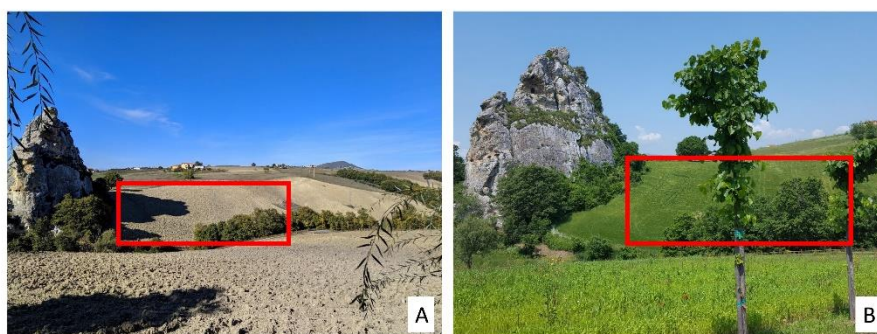


Figura 5.16 - Campo C4 (rettangolo rosso): A) nel mese di novembre in cui ci sono le condizioni per l'acquisizione dei dati; B) nel mese di aprile in cui la presenza di vegetazione impedisce l'acquisizione dei dati

5.1.6 Acquisizione ed elaborazione dei dati fotogrammetrici

I parametri di acquisizione ed elaborazione dei dati sono stati settati tenendo conto dei risultati dati dalla tecnica fotogrammetrica descritta e sviluppata nel capitolo precedente. In particolare:

- C1: i dati sono stati acquisiti ad una quota di volo di 15m con GSD previsto di 1.2 mm/pixel utilizzando la camera del *DJI Phantom 3* in modalità di acquisizione foto (PF). Il piano di volo ha previsto una sovrapposizione laterale (*side overlap*) del 65% e una sovrapposizione longitudinale (*frontal overlap*) dell'85% (Figura 5.168). Il metodo di interpolazione utilizzato per generare il DEM finale è stato l'IDW. Durante il periodo di osservazione sono state effettuate due acquisizioni: una il 4

ottobre 2017 e l'altra l'8 marzo 2018 quando C1 si presentava nudo con l'aratura profonda.



Figura 5.17 - Piano di volo per il campo C1, i numeri in viola indicano i vertici dei segmenti del piano di volo; i numeri di fianco quelli viola indicano la quota di volo impostata che tiene conto della quota di volo impostata, della morfologia del versante e della quota di del punto di decollo del drone; i segmenti in giallo indicano la traccia del piano di volo (in nero la lunghezza del segmento)

- C2: i dati sono stati acquisiti ad una quota di volo di 15 m con GSD previsto di 1.2 mm/pixel. Il piano di volo ha previsto una sovrapposizione laterale (*side overlap*) del 65% e una sovrapposizione longitudinale (*frontal overlap*) dell'85% (Figura 5.169). La modalità di acquisizione è stata PF, mentre il metodo di interpolazione utilizzato è l'IDW. In questo caso sono state effettuate quattro acquisizioni: 1) 6 dicembre 2017; 2) 5 gennaio 2018; 3) 8 marzo 2018; 4) 9 febbraio 2019.

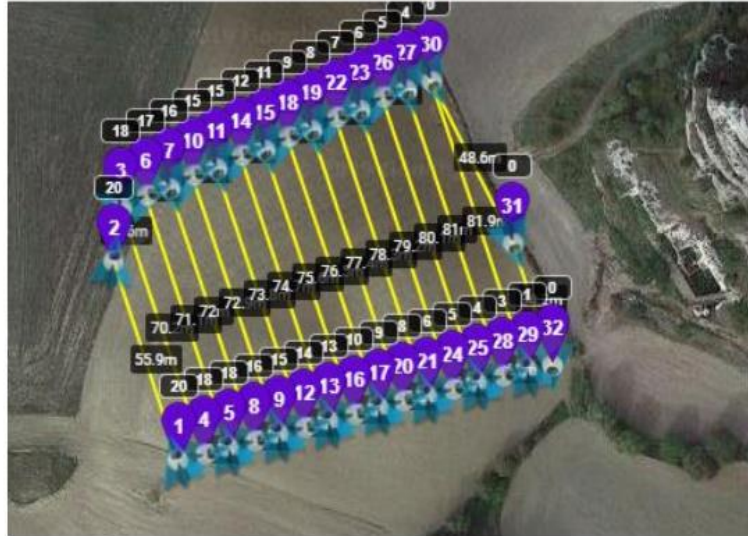


Figura 5.18 - Piano di volo del C2, i numeri in viola indicano i vertici dei segmenti del piano di volo; i numeri di fianco quelli viola indicano la quota di volo impostata che tiene conto della quota di volo impostata, della morfologia del versante e della quota di del punto di decollo del drone; i segmenti in giallo indicano la traccia del piano di volo (in nero la lunghezza del segmento)

- C3: le acquisizioni sono state fatte a una quota di volo di 15m con GSD previsto di 1.2 mm/pixel, in modalità PF ed elaborando i dati con il metodo di interpolazione IDW. Il piano di volo ha previsto una sovrapposizione laterale (*side overlap*) del 65% e una sovrapposizione longitudinale (*frontal overlap*) dell'85%. Durante il periodo di osservazione sono state effettuate due acquisizioni: una l'8 marzo 2018 e l'altra il 9 febbraio 2019.



Figura 5.20 - Piano di volo per il campo C3, i numeri in viola indicano i vertici dei segmenti del piano di volo; i numeri di fianco quelli viola indicano la quota di volo impostata che tiene conto della quota di volo impostata, della morfologia del versante e della quota di del punto di decollo del drone; i segmenti in giallo indicano la traccia del piano di volo (in nero la lunghezza del segmento)

- C4: i dati sono stati acquisiti a una quota di volo di 30 m con GSD previsto di 2.3 mm/pixel. Il piano di volo ha previsto una sovrapposizione laterale (*side overlap*) del 65% e una sovrapposizione longitudinale (*frontal overlap*) dell'85%. La modalità di acquisizione è stata PF, interpolando i dati utilizzando l'IDW. In questo caso (per 3 voli su 4), per evitare deformazioni del modello in fase di elaborazione i dati sono stati acquisiti in modo tale da formare una griglia (Figura 5.21). Le acquisizioni sono state fatte in quattro periodi temporali differenti: 1) 6 dicembre 2017; 2) 9 gennaio 2018; 3) 8 marzo 2018; 4) 31 gennaio 2019.



Figura 9 - Piani di volo del C4, in particolare: A) segue le curve di livello; B) taglia ortogonalmente le curve di livello. I numeri in viola indicano i vertici dei segmenti del piano di volo; i numeri di fianco quelli viola indicano la quota di volo impostata che tiene conto della quota di volo impostata, della morfologia del versante e della quota di del punto di decollo del drone; i segmenti in giallo indicano la traccia del piano di volo (in nero la lunghezza del segmento)

5.1.7 Dati pluviometrici

Per una migliore caratterizzazione, dal punto di vista climatico, del bacino idrologico dell'area di studio, sono stati acquisiti dati pluviometrici, in particolare: 1) è stata acquisita la serie temporale dei dati pluviometrici della stazione di Trivento; 2) è stato installato un pluviometro all'interno dell'AT1.

- **Dati pluviometrici da serie storica**

Il pluviometro localizzato a Trivento è stato selezionato poiché è quello geograficamente più vicino caratterizzato da una lunga serie di dati storici. I dati fanno riferimento al 1951 – 2011. Questi dati provengono dagli annali idrologici che era una delle attività istituzionali del Servizio Idrografico. Già nel 1918 venivano pubblicati periodicamente nei Bollettini Idrografici i dati relativi alle osservazioni pluviometriche e idrometriche. In tali Bollettini le osservazioni venivano riportate in tabelle mensili in cui le stazioni di misura, ordinate secondo la rispettiva posizione idrografica, erano raggruppate per bacini principali ossia quelli con foce a mare. A partire dal 1921, a seguito dell'installazione di un numero crescente di stazioni idrometriche, i Bollettini Idrografici

vennero pubblicati in due fascicoli denominati PARTE I e PARTE II. La PARTE I conteneva generalmente i risultati delle osservazioni pluviometriche e di quelle idrometriche giornaliere. Per pioggia giornaliera si intendeva l'altezza di pioggia, espressa in mm, caduta nella 24 ore fra le 09:00 del giorno in cui si effettuava la misura e le 09:00 del giorno precedente. Le osservazioni agli idrometri a lettura diretta erano eseguite di norma a mezzogiorno ed espresse in m sullo zero idrometrico. La PARTE II si divideva in due sezioni: A – Pluviometria e B – idrometria. Nello specifico, la sezione A conteneva l'anagrafica delle stazioni pluviometriche operative durante l'anno (tipologia degli apparecchi di misura, coordinate geografiche, quota sul mare, altezza dal suolo, anno di inizio funzionamento, ente proprietario e gestore, dati dell'osservatore), i totali mensili e annui delle precipitazioni e dei giorni piovosi (pioggia giornaliera > 1 mm), la carta delle isoiete, i volumi di afflusso meteorico riferiti a ciascun bacino imbrifero, le massime precipitazioni giornaliere per ciascun mese, i valori delle precipitazioni di maggiore intensità registrate dai pluviografi o segnalate dagli osservatori, brevi indicazioni sulle precipitazioni nevose (spessore del manto nevoso ed equivalente in mm d'acqua). In alcuni casi e per alcune stazioni era presente la ripartizione dei giorni piovosi in 7 classi di intensità, la prima delle quali riportava il numero di giorni con precipitazione inferiore ad 1 mm, mentre l'ultima si riferiva ai giorni con pioggia superiore ai 50 mm. La sezione B, oltre all'anagrafica delle stazioni, conteneva le medie mensili e annue delle altezze idrometriche e le corrispondenti frequenze per le sole stazioni con copertura annuale completa, i risultati delle misure di portata eseguite nel corso dell'anno, i valori delle portate giornaliere per quelle stazioni in cui gli elementi raccolti consentivano il tracciamento di una scala di deflusso, nonché considerazioni generali sui "caratteri idrologici dell'anno". In taluni casi, gli Annali contenevano informazioni su altre grandezze meteorologiche quali il vento e la pressione atmosferica e sezioni di approfondimento dedicate a eventi di carattere eccezionale occorsi durante l'anno.

I dati di precipitazione giornalieri sono stati digitalizzati, successivamente sono stati raggruppati prima in base al mese di riferimento e successivamente in base all'anno.

- **Istallazione pluviometro**

In località Morgiapietralle, nei pressi dell'AT1 è stato installato un pluviometro a bascula a luglio 2017 (Figura 5.22).



Figura 5.22 - Localizzazione del pluviometro installato (in verde)

Il pluviometro installato è composto da un corpo cilindrico con apertura a imbuto e da una base, al cui interno alloggia il sistema di misurazione (Figura 5.23). Un perno assicura la chiusura anche in caso di forti sollecitazioni (urti accidentali, pressione del vento ecc.). La parte superiore del pluviometro, costituita da un cilindro di 360 mm di diametro, è realizzata in lega di alluminio verniciata a polveri di colore bianco RAL 9001. Il sistema di raccolta dell'acqua convoglia il precipitato nel sistema di misura montato internamente sulla base (figura), realizzata in teflon, è fissato un sistema a bascula a doppia vaschetta che costituisce il sensore di misura vero e proprio, conforme agli standard *World Meteorological Organization* (WMO, 1983). La bascula, a doppia vaschetta, realizzata in acciaio inox da 0.3 mm di spessore, è incernierata con un sistema a lama di coltello poggiante su due viti registrabili con testa sferica, sulle quali è possibile intervenire per regolare l'ampiezza delle oscillazioni e quindi la quantità di acqua raccolta da ciascuna vaschetta. La bascula è calibrata per rovesciarsi con un accumulo di acqua pari a 20 g, corrispondenti a 0.2 mm di precipitazione. Il sistema a lama di coltello assicura un'oscillazione della bascula virtualmente priva di attriti. Lateralmente alla bascula è fissato un piccolo magnete permanente che al ribaltamento della stessa eccita un contatto puro "on/off", collegato a un connettore alloggiato sotto la base del pluviometro a sua volta connesso al sistema di acquisizione, che registra e memorizza le chiusure del

contatto, ossia il numero di oscillazioni della bascula. Al rovesciamento della bascula l'acqua viene sversata a perdere alternativamente in uno dei due fori scavati nella base, su ciascuno dei quali sono montate due protezioni in plastica che, incanalando i flussi in uscita, proteggono l'interno dello strumento da eventuali fuoriuscite d'acqua. Ai fori di scarico è possibile collegare due tubi di sezione opportuna per raccogliere il precipitato in un recipiente esterno ai fini di una successiva verifica ponderale delle precipitazioni.

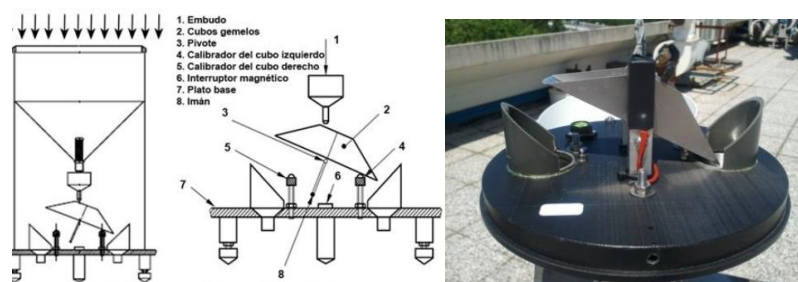


Figura 5.23 - Schema del pluviometro a bascula istallato

Il sistema di acquisizione (*data logger*) è un H07 della *Onset Computer Corporation*, tale sistema di interfaccia con computer *Windows* attraverso una porta proprietaria che con apposito adattatore si collega con una porta USB al computer. Il *software* che si occupa del trasferimento dati e della registrazione è anch'esso proprietario ed è *Boxcar*.

5.1.8 Risultati

5.1.8.1 I dati climatici e gli eventi pluviometrici

L'analisi pluviometrica dei dati storici è finalizzata alla determinazione della precipitazione media annua dal 1951 al 2011 (Grafico 5.3). L'analisi di tale serie storica è finalizzata alla creazione di una serie climatica di riferimento a cui riferire i dati pluviometrici misurati nelle stazioni di misura.

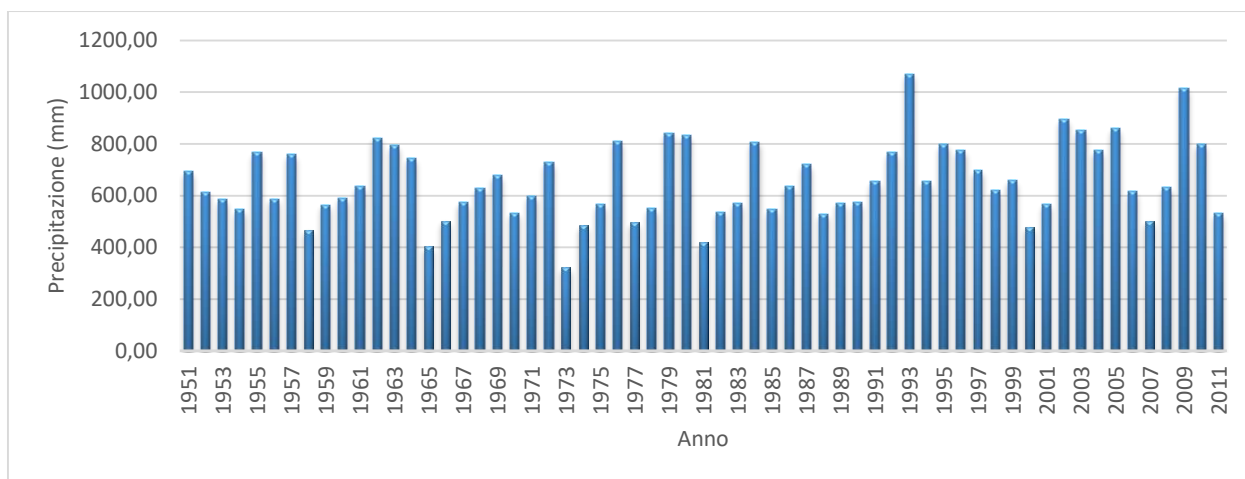


Grafico 5.3 - Precipitazioni medie annue della stazione di Trivento (1951-2011)

L'analisi della serie pluviometrica di Trivento mostra che negli ultimi 60 anni circa la quantità delle precipitazioni annuali si è mantenuta grossomodo costante (Tabella 5.3). Si può notare come le precipitazioni annue hanno valori compresi tra 321.7 mm/anno e 1069.2 mm/anno, misurati rispettivamente nel 1973 e nel 1993. Mentre i valori della media e della mediana, rispettivamente di 653.1 mm/anno e 628 mm/anno sono simili.

| Stazione | Max | Min | Media | Mediana | Dev. St. |
|----------|--------|-------|-------|---------|----------|
| Trivento | 1069,2 | 321,7 | 653,1 | 628,0 | 146,9 |

Tabella 5.3 - Dati statistici descrittivi riferiti alla stazione di Trivento

Per comprendere qual è la quantità di pioggia annua più rappresentativa è stata calcolata la frequenza delle precipitazioni annue (Grafico 5.4). Sono state create 17 classi, dove ogni classe incrementa di 50 mm rispetto alla classe precedente. Il valore della classe rappresenta il valore massimo della classe selezionata (es. la classe 400 mm rappresenta l'intervallo compreso tra 350 a 400 mm).

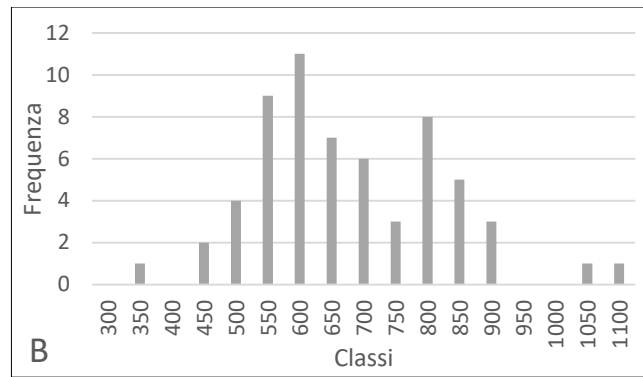


Grafico 5.4 - Distribuzione di frequenza della pioggia cumulata annua per la stazione di Trivento

Dal grafico precedente si può notare come la classe più rappresentativa sia quella compresa tra 550 e 600 mm/annui, ma può essere preso in considerazione un *range* che va da 550 a 800 mm/annui.

Successivamente per calcolare la probabilità (in %) di accadimento, i dati annuali sono stati ordinati dal valore maggiore al quello minore, assegnando un valore *r* (*ranking*) per ogni anno (Tabella 5.4). A partire dal numero di osservazioni ($n=61$) e dal valore del *ranking* sono stati applicati diversi metodi (Tabella 5.5) per il calcolo della probabilità che una certa quantità di pioggia annua si ripeta in futuro.

| | Ranked rainfall X | Rank number |
|------|-------------------|-------------|
| 1993 | 1069,2 | 1 |
| 2009 | 1013,2 | 2 |
| 2002 | 893 | 3 |
| 2005 | 860,2 | 4 |
| 2003 | 853,6 | 5 |

Tabella 5.4 - Esempio dei primi cinque dati di piovosità annuale (a fronte dei 61 totali) classificati con un rank number dal più grande al più piccolo

| | |
|---|---------------------------------|
| California (California State Department, 1923) | $\frac{r}{n} 100$ |
| Hazen (Hazen, 1930) | $\frac{(r-0.5)}{n} 100$ |
| Weibull (Weibull, 1939) | $\frac{r}{(n+1)} 100$ |
| Gringorten (WMO, 1983) | $\frac{(r-0.44)}{(n+0.12)} 100$ |
| Sevruk and Geiger (Sevruk and Geiger, 1981) | $\frac{(r-3/8)}{(n+1/4)} 100$ |

Tabella 5.5 - Metodi per la stima della probabilità, dove r è il rank number e n è il numero di osservazioni

Tra i metodi applicati è stato selezionato quello di *Hazen* perché è il più utilizzato, consigliato (Dirk, 2013; Hazen, 1930) ed è quello che restituisce valori medi rispetto agli altri modelli (Grafico 5.5).

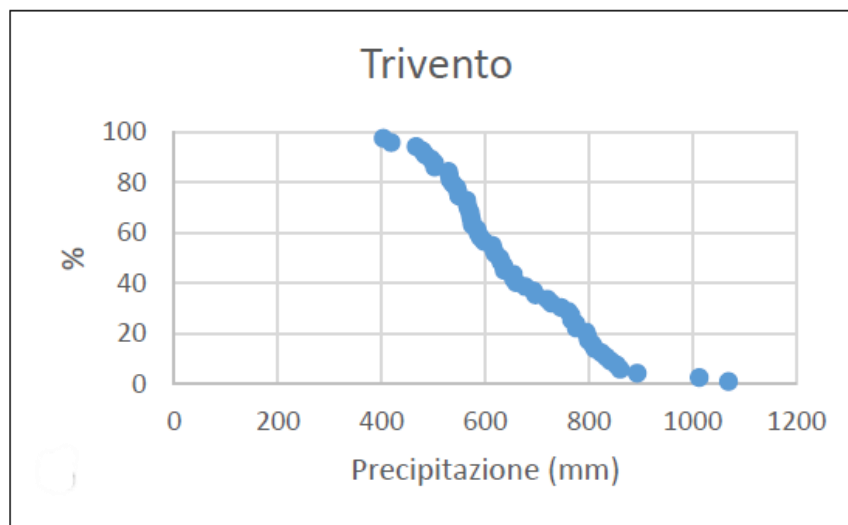


Grafico 5.5 - Probabilità di precipitazione di una certa quantità di pioggia annuale per la stazione di Trivento

A seguito del calcolo della frequenza, osservando il grafico precedente si nota come: la curva può essere suddivisa in tre parti in corrispondenza del cambio di pendenza della curva. In particolare: da 100-90% sono i dati di piovosità minori di 450 mm/anno, 90-5% i dati compresi tra 450-850 mm/anno, infine 5-0% per gli eventi maggiori di 850 mm/anno.

Per comprendere, invece, la probabilità che un evento di massima piovosità giornaliera si ripeta nel tempo, quindi per calcolare il suo tempo di ritorno T , è stato utilizzato il metodo della distribuzione di *Gumbel* (*Gumbel*, 1935; *Gumbel*, 1941). Questa distribuzione (o *EVI-Extreme Value type I* o *LEVD*) è una distribuzione di probabilità continua a due parametri. Viene usata per descrivere i valori estremi di una serie stocastica continua. Partendo dai massimi giornalieri per ogni anno è stata calcolata la media (\bar{x}), la deviazione standard (s) e altri due parametri:

$$\alpha = \frac{\sqrt{6}s}{\pi}$$

$$u = \bar{x} - 0.5772\alpha$$

A questo punto noto il valore di T (tempo di ritorno che impostiamo) e dei parametri u e α , si calcola la quantità di pioggia massima giornaliera per tempo di ritorno impostato.

$$X_T = u + \alpha W_T$$

Dove:

$$W_T = -\ln \left[\ln \left(\frac{T}{T-1} \right) \right]$$

Il risultato delle analisi è riassunto in Tabella 5.6.

| Tempi (anni) | w | Precipitazione (mm) |
|--------------|---------|---------------------|
| 2 | 0,36651 | 46,48 |
| 5 | 1,49994 | 61,10 |
| 10 | 2,25037 | 70,77 |
| 20 | 2,9702 | 80,06 |
| 30 | 3,38429 | 85,40 |
| 50 | 3,90194 | 92,08 |
| 60 | 4,08595 | 94,45 |
| 100 | 4,60015 | 101,08 |
| 150 | 5,00729 | 106,34 |
| 200 | 5,29581 | 110,06 |
| 250 | 5,51946 | 112,94 |
| 300 | 5,70211 | 115,30 |

Tabella 5.6 - Risultati per la stazione di Trivento delle massime precipitazioni previste secondo i tempi

Questi risultati mostrano come, per il pluviometro di Trivento, eventi pluviometrici giornalieri maggiori di 100 mm hanno un tempo di ritorno di circa 100 anni.

Alla luce di questi dati, dato che l'ultimo evento pluviometrico giornaliero maggiore di 100 mm è stato nel 1955 (Tabella 5.7) non ci si aspetta un evento così importante per almeno altri 30 anni. Ovviamente questi sono dati statistici basati su una serie storica che possono essere smentiti dai futuri eventi pluviometrici.

| Data | mm |
|------------|--------|
| 08/10/1934 | 127,00 |
| 01/10/1955 | 110,00 |
| 04/04/1978 | 81,60 |
| 25/01/2003 | 80,40 |

Tabella 5.7 - Eventi di massima piovosità giornaliera per il pluviometro di Trivento

Nella fig. 5.5 si riporta l'ammontare di precipitazione mensile misurati.

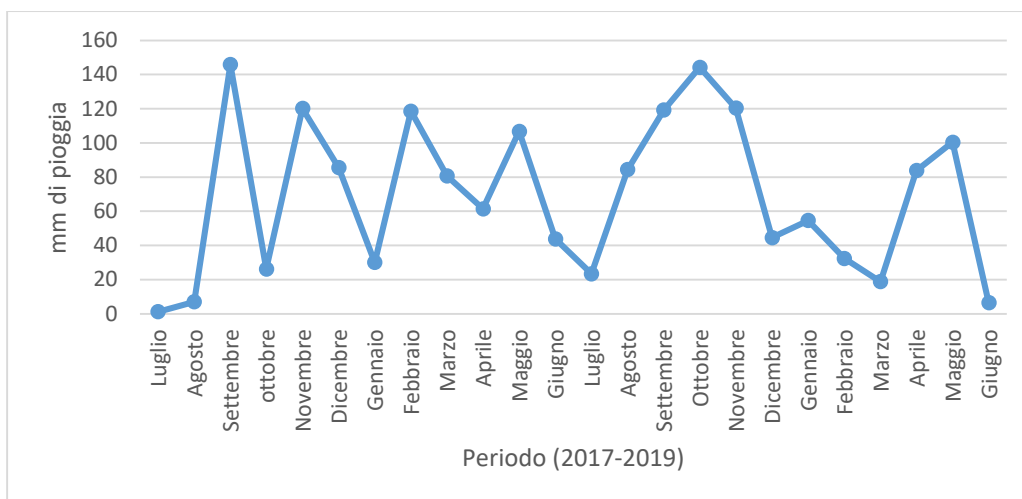


Grafico 5.6 - Precipitazioni mensili per il pluviometro installato nell'AT1

I dati acquisiti mostrano come in generale i mesi caratterizzati da una maggiore piovosità siano quelli di Settembre (2017), con 145.8 mm, e Ottobre (2018), con 144.2 mm di pioggia. Inoltre l'anno 2018, presenta una quantità totale annua di pioggia di 977 mm, tale dato fa sì che questo anno possa essere considerato un anno con una piovosità medio-alta in quanto gli eventi >850 mm/annui hanno una probabilità massima del 5 %.

Il giorno più piovoso registrato è stato il 10 settembre 2018 con 54 mm, all'interno del quale è stato registrato un evento pluviometrico di 26.2 mm di maggiore intensità di tutto l'anno pari a 26.2 mm/h. Facendo riferimento ai tempi di ritorno delle precipitazioni giornaliere della serie di Trivento è possibile definire queste quantità di precipitazione come eventi di alta frequenza.

Tuttavia resta che i totali annui di precipitazione sono superiori alla media ma ben distribuiti nel corso dell'anno.

5.1.8.2 Misura dei processi erosivi

A seguito delle elaborazioni dei modelli digitali del suolo dei 4 campi oggetti di studio, è stato effettuato il calcolo dei volumi di materiale perso per ogni campo nel corso del periodo di osservazione (anno colturale 2017-2019). In particolare la differenza tra modelli consente di determinare le variazioni di volume in termini di perdita o di guadagno di suolo; per stimare l'erosione del suolo in $t/ha^{-1}/anno^{-1}$ è necessario effettuare delle trasformazioni che richiedono la conoscenza della densità dei suoli erosi. Di seguito si riporta come esempio la procedura sviluppata per l'analisi dei dati del campo C1 di cui si disponeva di 2 modelli.

La differenza di volume data dai modelli acquisiti è:

$$V = 0.128 \text{ m}^3$$

Tenendo conto che la densità del suolo in quell'area è (Aucelli et al, 2004):

$$p = 1.29 \text{ gr/cm}^3 = 1290 \text{ kg/m}^3$$

La massa persa è:

$$M = 0.128 \times 1290 = 165.12 \text{ Kg}$$

Questa massa è stata persa nel tempo t_1 , cioè nel tempo intercorso tra le acquisizioni tra i due modelli che in questo caso è di 124 giorni. Per avere un dato confrontabile con i tassi tabellati di erosione del suolo il dato è stato riportato ad un anno, prima calcolando la perdita giornaliera:

$$M_d = 165.12/124 = 1.33 \text{ kg}$$

E successivamente riportata ad un anno:

$$M_y = 1.33 \times 365 = 485.4 \text{ kg} = 0.485 \text{ t}$$

Questa è la massa per in un anno per il campo C1, che presenta un'area di 1877 m². Ma tale massa deve essere normalizzata ad un ettaro per essere valutata:

$$= 2.55 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{anno}^{-1}$$

Tale procedura è stata eseguita per tutti i campi. Inoltre il tasso di erosione è stato suddiviso in: "Tasso di erosione totale" che deriva dal volume eroso totale dato dalla differenza del volume rimosso meno il volume aggiunto; "Tasso di erosione *removed*" che include solo la quota di volume rimosso.

In Tabella 5.9 sono stati raggruppati i campi C1 e C3 poiché entrambi presentano solo due modelli da cui viene fatta un'unica differenza di volume perso. La densità del suolo è (come detto sopra) di 1.29 gr/cm³ è stata utilizzata per tutti i campi. Mentre i tempi tra un volo di acquisizione e l'altro sono $t = 124$ giorni per C1, $t = 329$ giorni per C3.

| Campo | Tasso di erosione totale (T * (ha * anno)) | Tasso di erosione removed (T * (ha * anno)) |
|-------|--|---|
| C1 | 2,55 | 2,98 |
| C3 | 2,67 | 4,22 |

Tabella 5.9 - Tassi di erosione per i campi C1 e C3

Facendo riferimento ai tassi di erosioni utilizzati da Morgan (Morgan, 1986), il campo C1 presenta tassi di erosione molto bassi, concentrati molto nella parte alta (Figura 5.24), probabilmente dovuti sia al ruscellamento superficiale che alla traslocazione data dalle lavorazioni del terreno.

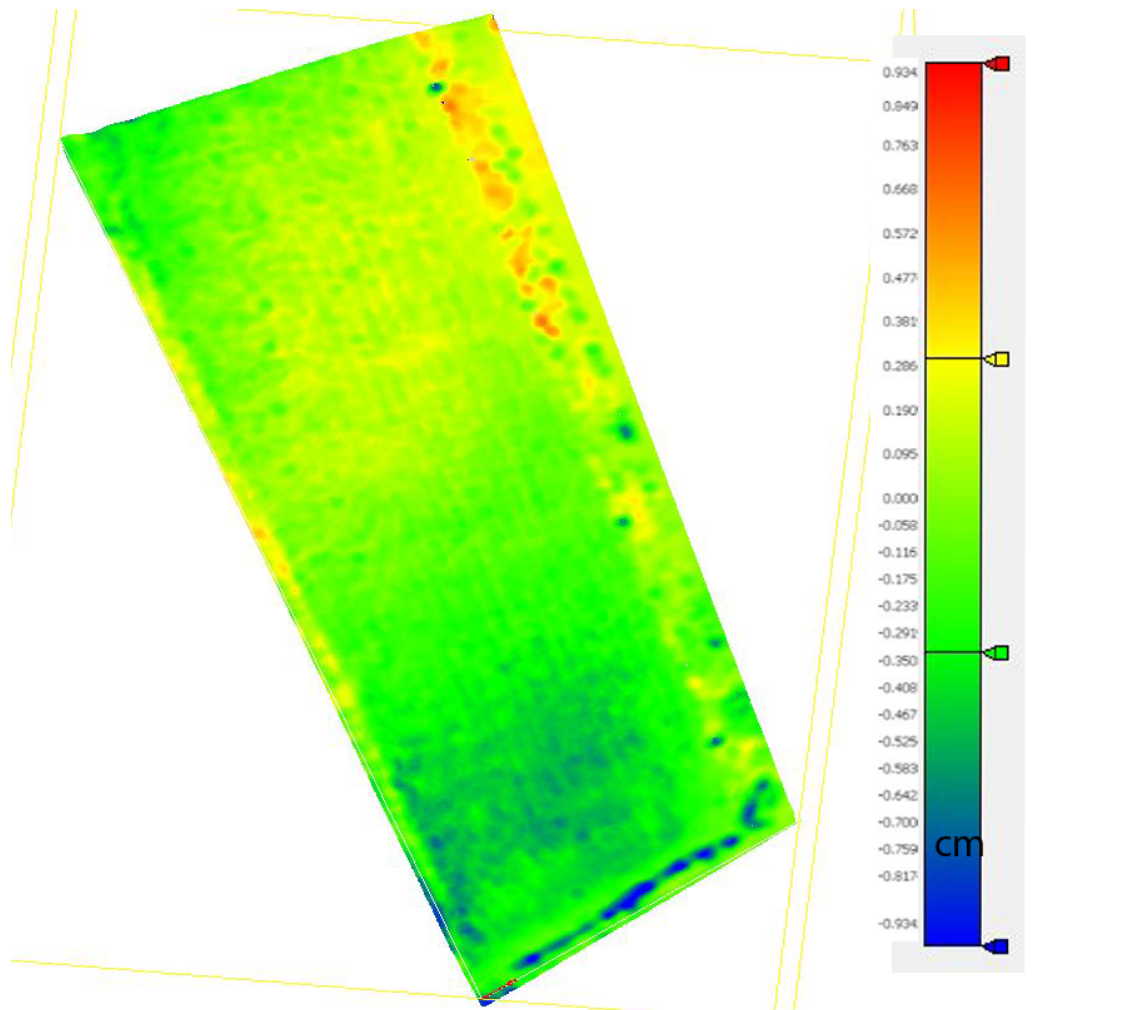


Figura 1.24 - Mappa che mostra le differenze lungo z per i modelli del campo C1

Per quanto riguarda il campo C3, anche qui il tasso di erosione è basso. Il tasso di erosione dovuto alla sola rimozione di materiale presenta un valore maggiore, ma come si nota dalla figura la maggior parte del materiale eroso a monte è stato trasportato nella parte inferiore del vigneto.

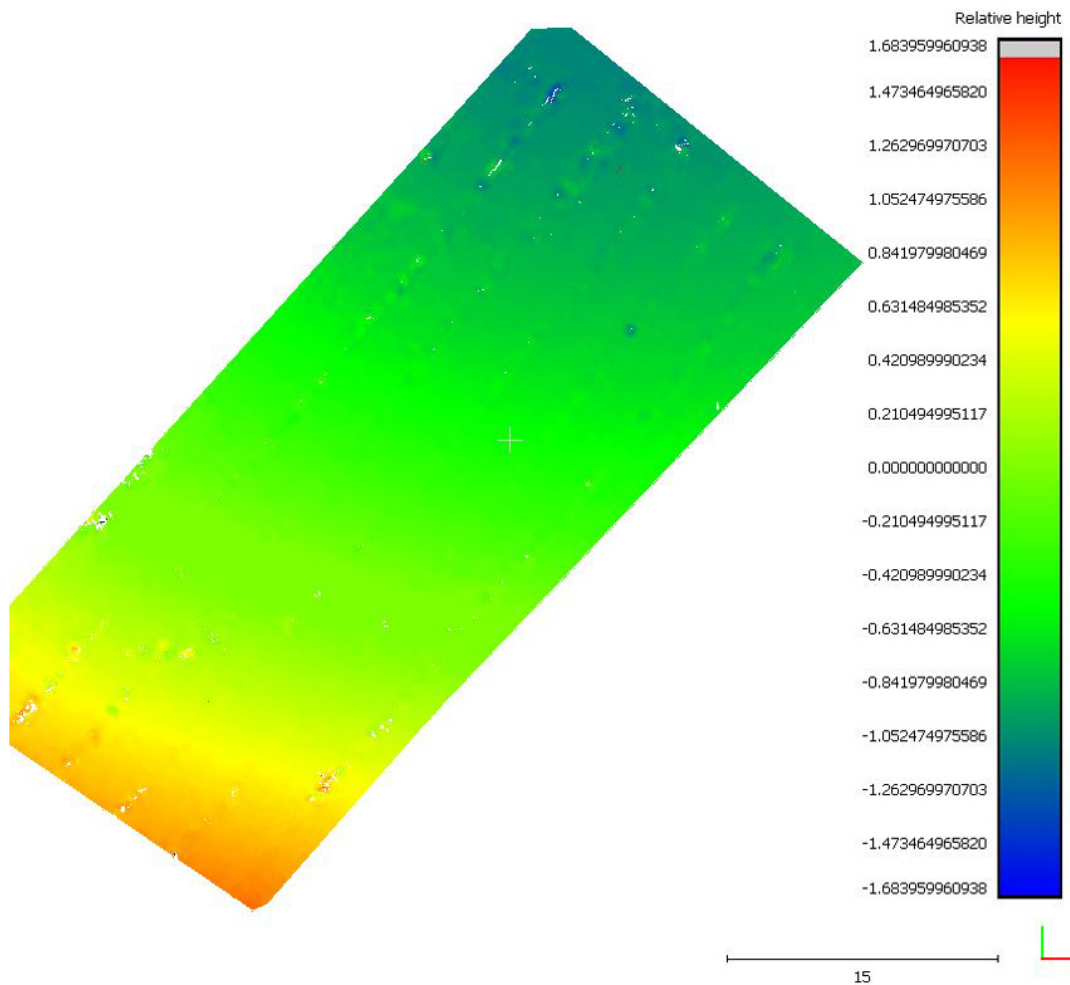


Figura 5.25 - Mappa che mostra le differenze lungo z per i modelli del campo C3

In Tabella 5.10 vengono rappresentati i risultati per il campo C2, in questo caso si hanno diversi valori di tassi di erosione dovuti ai diversi periodi di acquisizione dei dati. I tempi sono: $t_1 = 421$ giorni (6 dicembre 2017 – 31 gennaio 2019); $t_2 = 30$ giorni (6 dicembre 2017 – 5 gennaio 2018); $t_3 = 62$ giorni (5 gennaio 2018 – 8 marzo 2018).

| Campo | Tasso di erosione totale (T * (ha * anno)) | Tasso di erosione removed (T * (ha * anno)) |
|-------|--|---|
| C2 | | |
| t1 | 3,64 | 7,03 |
| t2 | 9,1 | 11,8 |
| t3 | 3,24 | 3,8 |

Tabella 5.10 - Tassi di erosione per il campo C2

In questo caso si nota come i tassi di erosione nel lungo periodo (t_1) (Figura 5.26) e nel piccolo periodo (t_3) (Figura 5.28) mostrano valori nei tassi di erosioni bassi, mentre in t_2 il tasso di erosione risulta moderato (Figura 5.27).

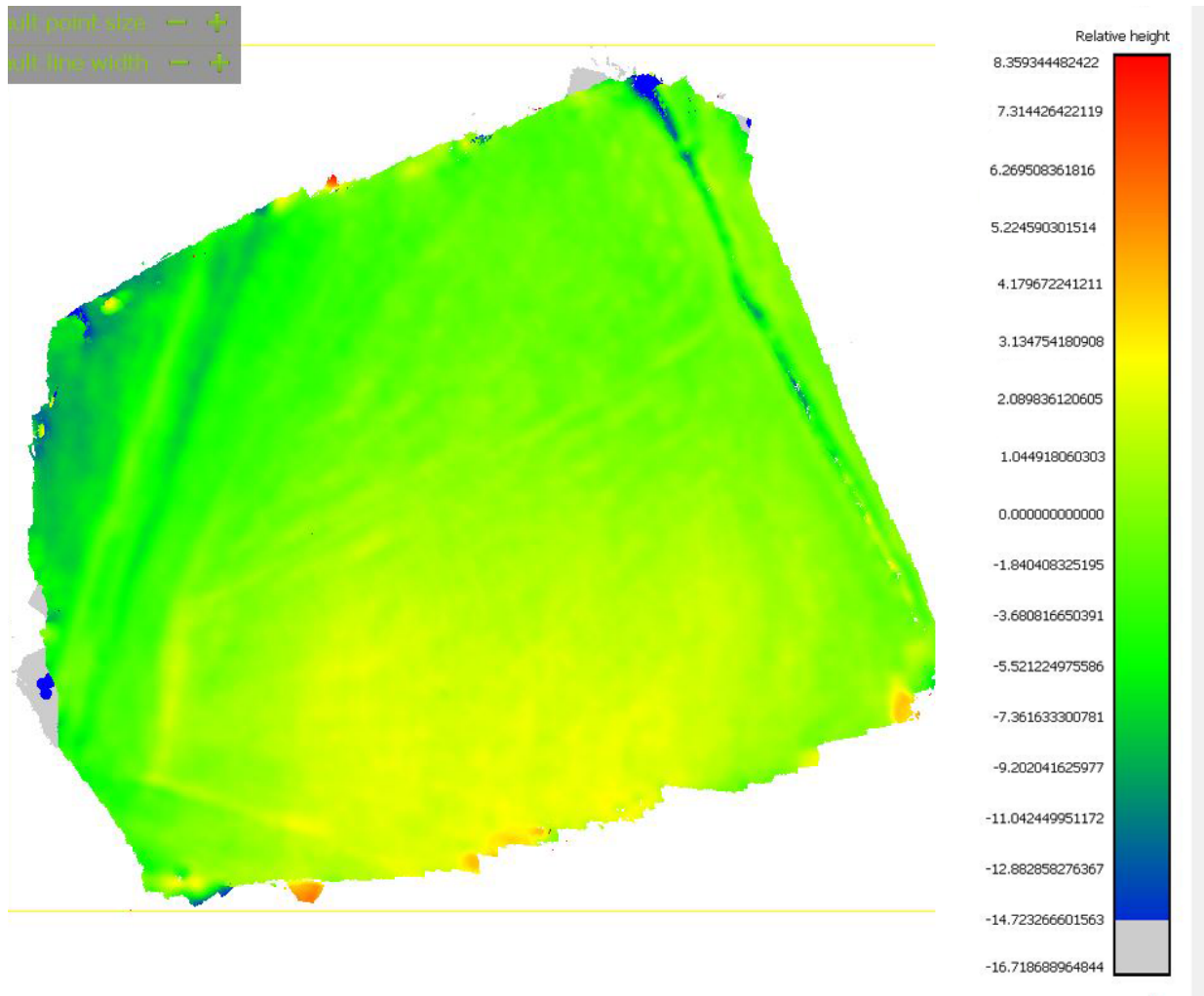


Figura 5.26 - Mappa che mostra le differenze lungo z per i modelli del campo C2 in t_1

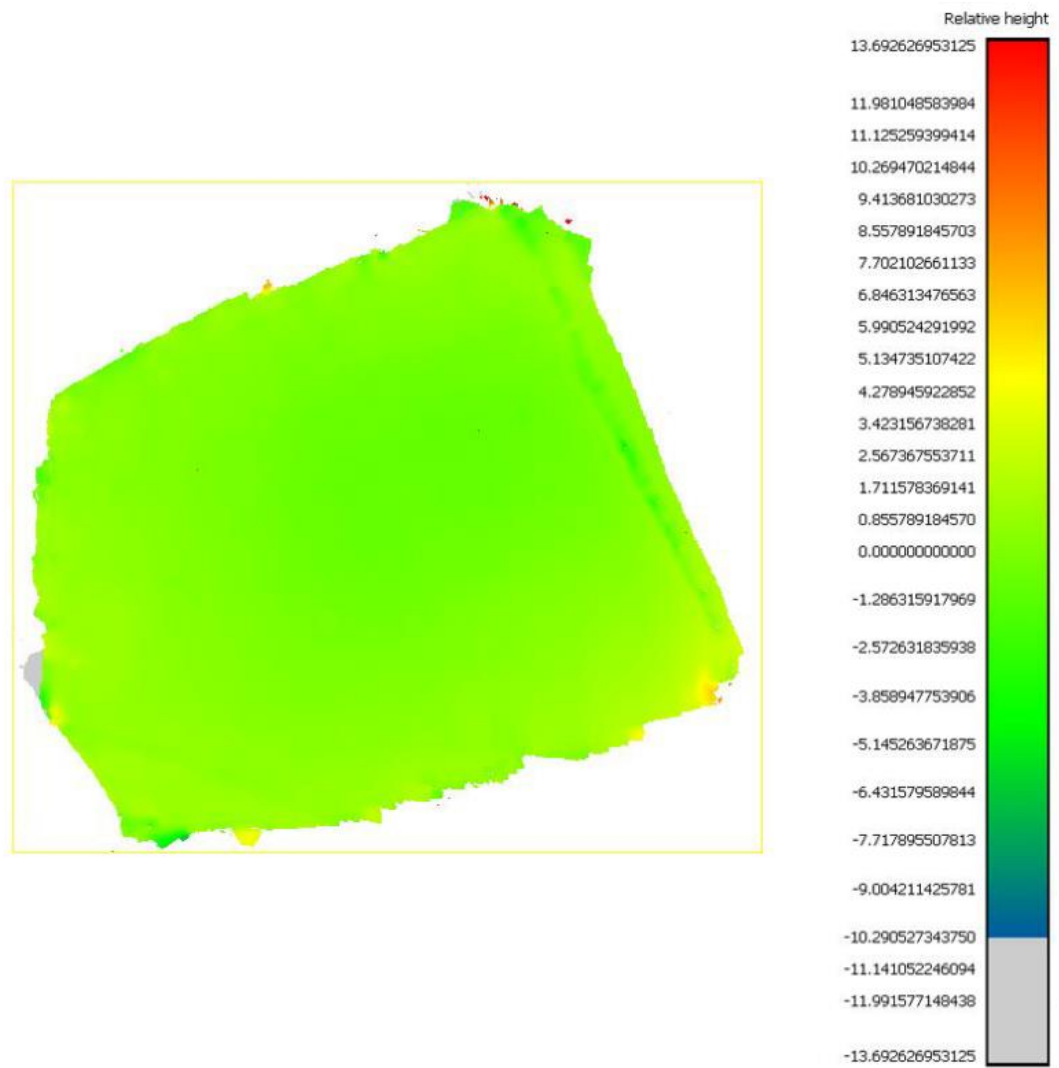


Figura 5.27 - Mappa che mostra le differenze lungo z per i modelli del campo C2 in t_2

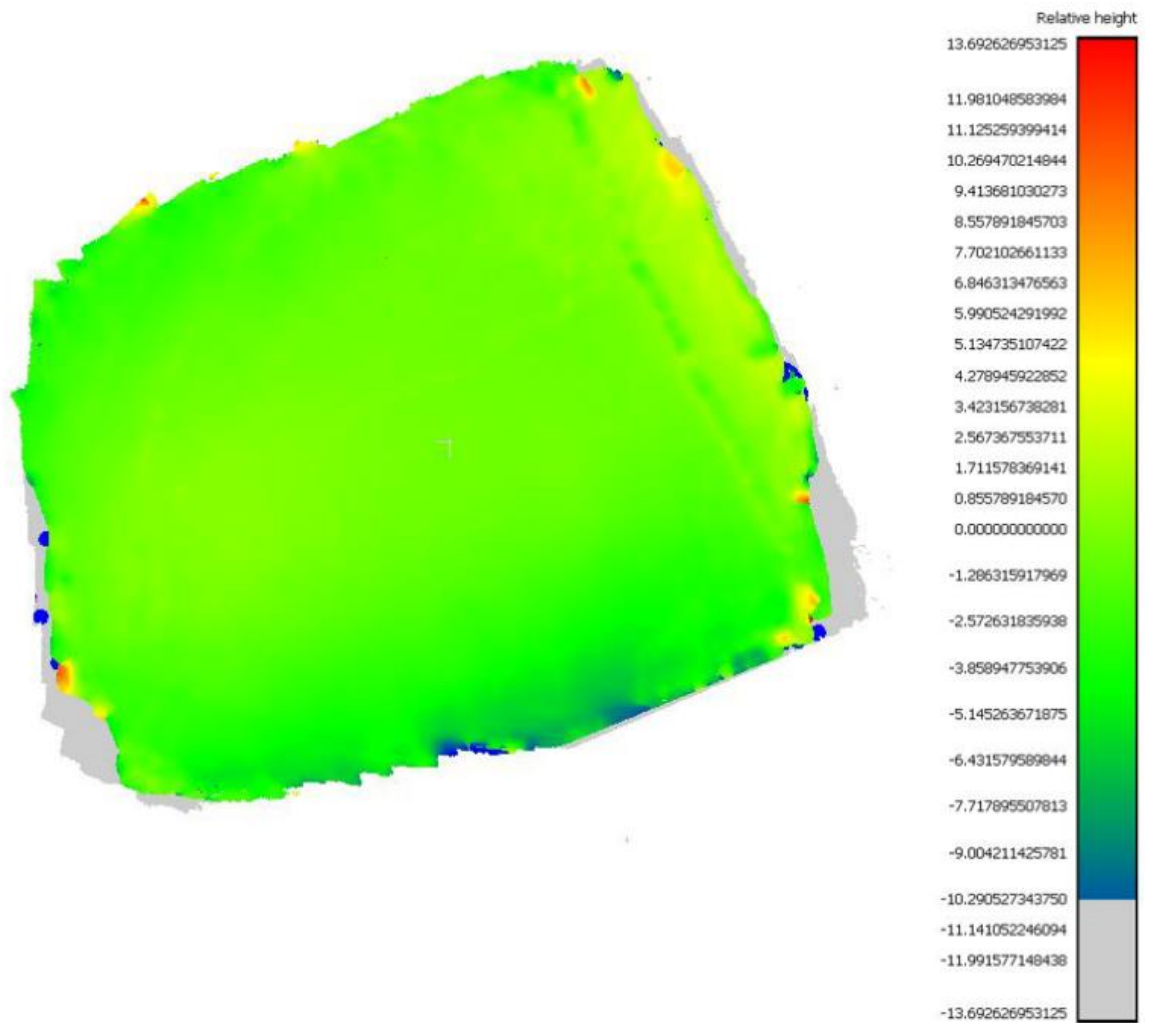


Figura 5.28 - Mappa che mostra le differenze lungo z per i modelli del campo C2 in t_3

In Tabella 5.11 vengono rappresentati i risultati per il campo C4, in questo caso si hanno diversi valori di tassi di erosione dovuti ai diversi periodi di acquisizione dei dati. I tempi sono: $t_1 = 329$ giorni (5 gennaio 2018 - 31 gennaio 2019) e $t_2 = 69$ giorni (5 gennaio 2018 – 8 marzo 2018).

| Campo C4 | Tasso di erosione totale (T^* (ha * anno)) | Tasso di erosione removed (T^* (ha * anno)) |
|----------|---|--|
| t_1 | 8,5 | 15,6 |
| t_2 | 3,01 | 4,5 |

Tabella 5.2 - Tassi di erosione per il campo C4

In questo caso si nota come sul lungo periodo (t_1) vi sia un tasso di erosione moderato, a differenza del periodo più corto (t_2) che presenta un tasso di erosione basso. Ciò che si nota molto in t_1 è anche il tasso di erosione nella sola componente “*removed*”, quindi la quantità di materiale rimosso, come si nota in Figura 5.29 viene asportato dal top del versante e parte di esso di ferma nella parte centrale e al piede del versante.

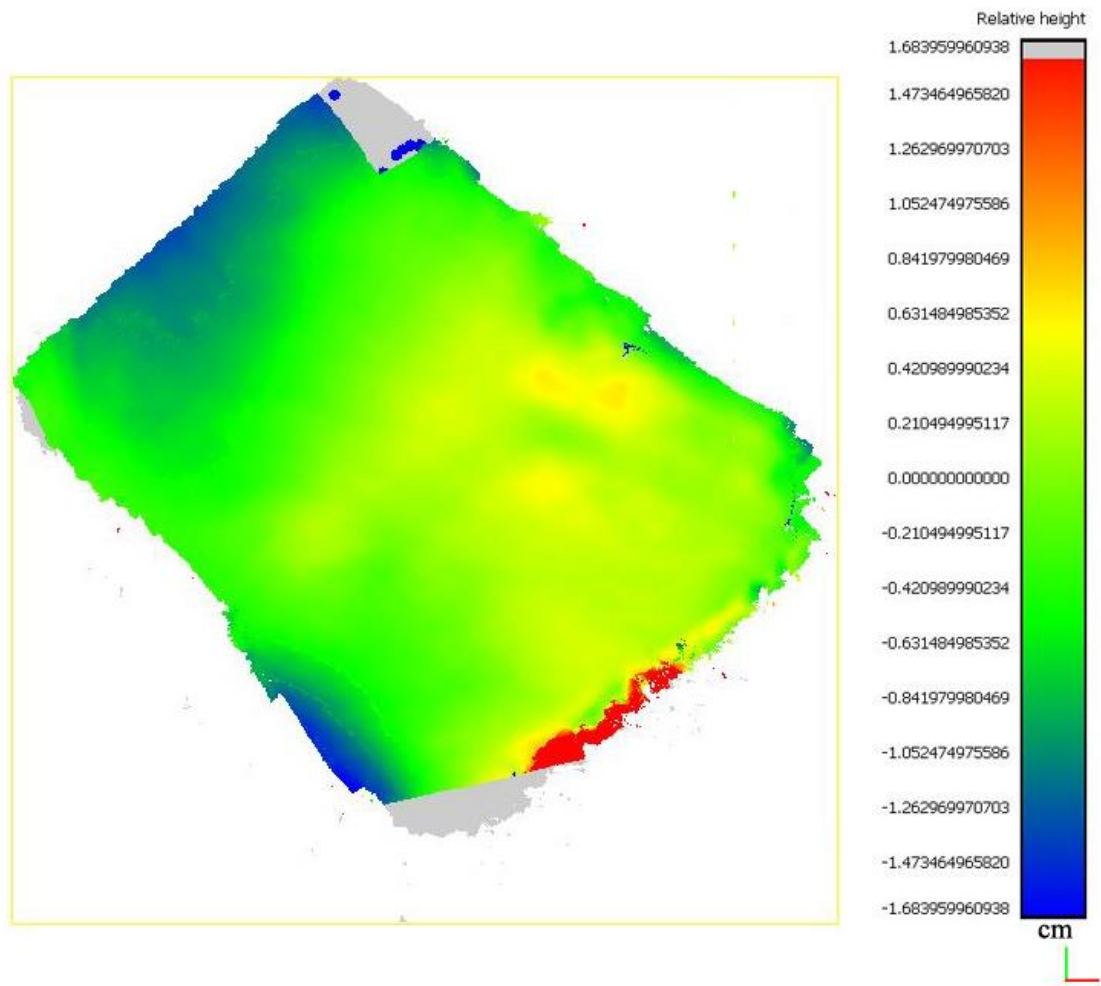


Figura 5.29 - Mappa che mostra le differenze lungo z per i modelli del campo C4 in t_1

In t_2 il tasso di erosione è più basso, e, come mostrato in Figura 5.30, non vi sono grosse zone di erosione o accumulo ma un leggera perdita di materiale su tutto il versante.

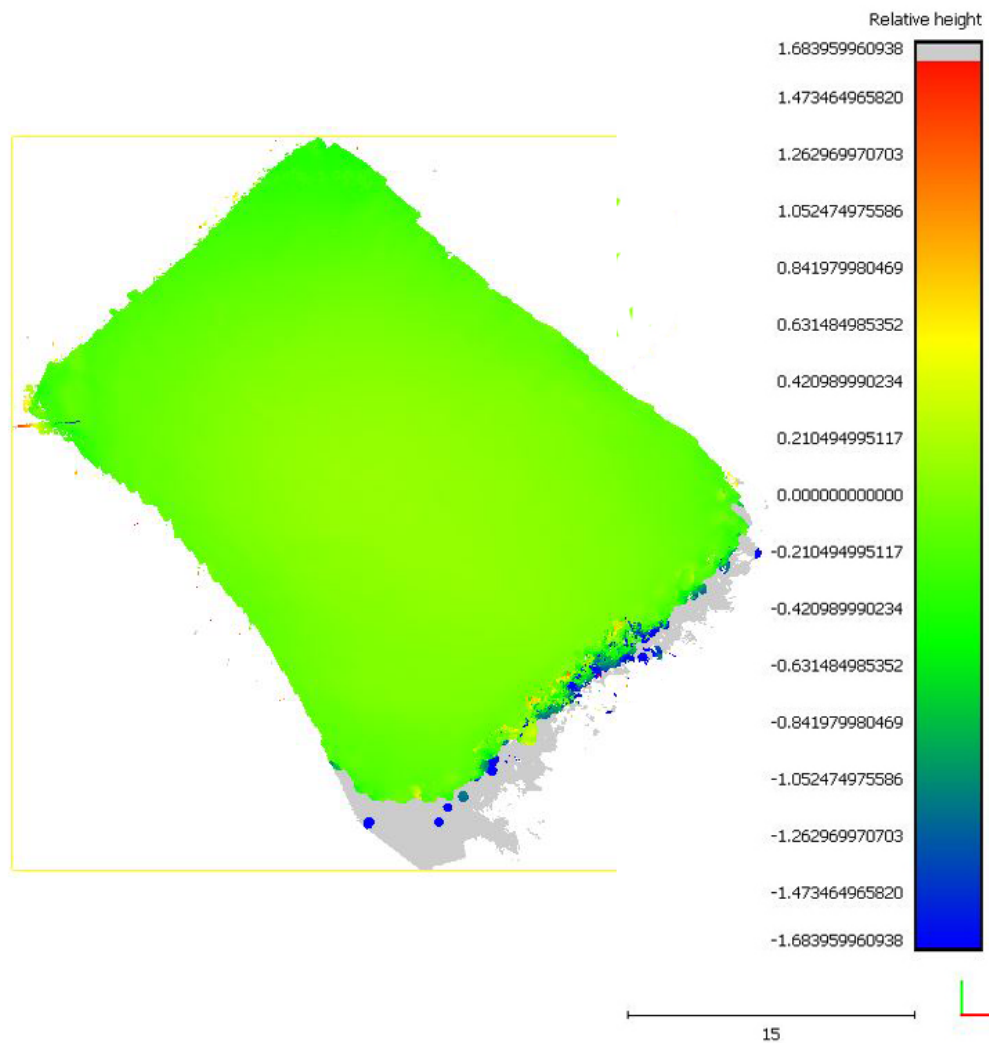


Figura 33 - Mappa che mostra le differenze lungo z per i modelli del campo C4 in t_2

In generale è possibile osservare come per il campo:

- C1 si hanno bassi tassi di erosione, e del materiale distaccato la maggior parte viene trasportato fuori dal campo e solo una piccola parte resta nella parte bassa del campo;
- C2 si nota come nel lungo periodo (t_1) il tasso di erosione sia basso e che la maggior parte del materiale rimosso si fermi nella parte centrale del versante. Per t_2 nella mappa (figura) non si nota una grossa erosione poiché il periodo temporale analizzato è ristretto (30 giorni) ma normalizzato il dato ad un anno (tabella) si nota come il tasso di erosione totale e la sola componente rimossa non presentino grosse differenze. Come già detto precedentemente, per t_2 il tasso di erosione risulta moderato, infatti analizzando i dati pluviometrici tra il 6 dicembre e il 5 gennaio risultano 79.8 mm di pioggia misurati distribuiti omogeneamente su tutto il mese a

meno di un giorno (11 dicembre) in cui sono stati misurati 33.4 mm. Di questi, 25.2 mm sono stati misurati tra le 17:38 e le 19:34. Dividendo questa fascia oraria in intervalli di 10 minuti ciascuno è possibile calcolare l'intensità di pioggia oraria data nel tempo di 10 minuti (Tabella 5.12).

| Tempo (range min) | Quantità di pioggia (mm) | Intensità (mm/h) |
|----------------------|-----------------------------|---------------------|
| 0-10 | 1,2 | 7,2 |
| 10-20 | 1 | 6 |
| 20-30 | 1,6 | 9,6 |
| 30-40 | 3,6 | 21,6 |
| 40-50 | 3,4 | 20,4 |
| 50-60 | 3,8 | 22,8 |
| 60-70 | 6,2 | 37,2 |
| 70-80 | 1,6 | 9,6 |
| 80-90 | 1,4 | 8,4 |
| 90-100 | 1 | 6 |
| 100-110 | 0,4 | 2,4 |
| 110-120 | 1 | 6 |

Tabella 5.12 - Intensità di pioggia orario per l'evento pluviometrico dell'11 dicembre

Si nota come nell'intervallo 60-70, che corrisponde alla fascia oraria compresa tra le 18:38 e le 18:48 l'intensità presenti un picco di 37.2 mm/h. Questo picco potrebbe essere la causa del fatto che nei 30 giorni di t_2 ci sia un volume maggiore di materiale che manca. Tale mancanza di volume, in questo caso può essere dovuta anche alla compattazione del suolo avuta a seguito all'intero mese di precipitazioni. Infine per il periodo t_3 si osserva un tasso di erosione basso, in linea con il periodo t_1 di più lunga osservazione.

- C3 si nota un valore nel tasso di erosione comunque basso ma un valore nella sola componente rimossa più alta rispetto al C1. Lo spostamento del materiale all'interno del campo oltre al deflusso superficiale è dato in gran parte dalla traslocazione effettuata dalle lavorazioni effettuate (in particolare con la motozappa);
- C4 si nota come siano state elaborate le mappe solo per due periodi temporali. Questo è dovuto al fatto che in fase di acquisizione dati effettuata il 5 dicembre 2017 la sovrapposizione non era sufficiente, nonostante fosse settata al 65% per quella tra una strisciata e un'altra e dell'85% tra un fotogramma e un altro. Tale problematica è venuta fuori in fase di elaborazione dei dati quando, nonostante i diversi tentativi con impostazioni differenti il software *Agisoft Photoscan* non riusciva a riprodurre un buon modello del terreno (Figura 5.31).

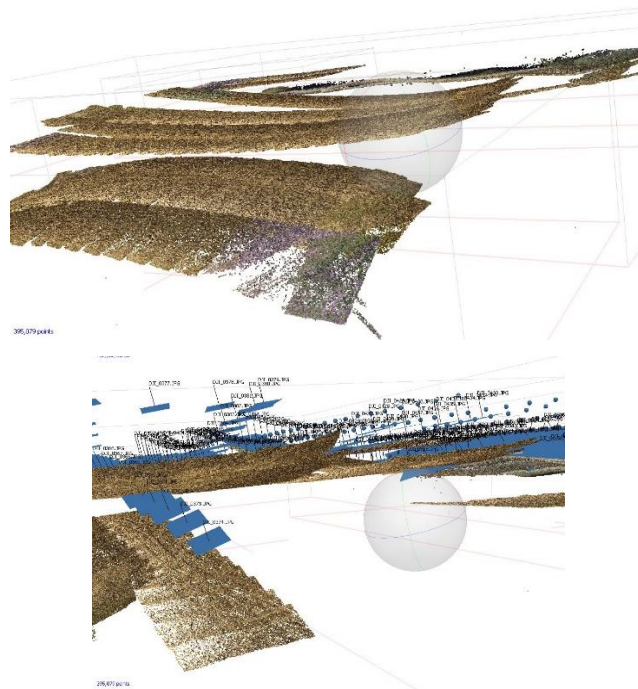


Figura 5.31 – Allineamento non corretto in fase di elaborazione per il C4 del 6 dicembre 2017

Tale problema si è avuto poiché l'area è grande ($> 1\text{ha}$) il software non è riuscito a trovare tutti i punti omologhi tra le foto e a *matcharli* tra loro. La soluzione a questo problema non è aumentare ancora la sovrapposizione longitudinale e laterale ma bensì effettuare un altro volo in direzione ortogonale al precedente in modo tale da creare una griglia (Figura 5.32).

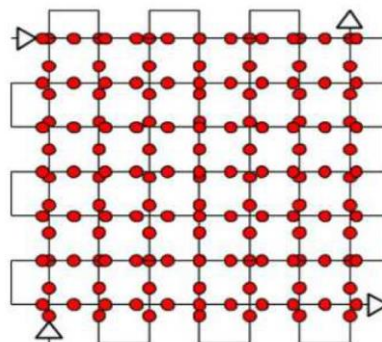


Figura 5.32 - Griglia formata da due piani di volo differenti, i punti rossi indicano le posizioni della camera al momento dello scatto

Con questo secondo volo si avranno molte più foto su cui fare riferimento e in questo modo non si perderà la geometria del versante. In questo caso però, essendo due piani di volo significa avere il doppio dei fotogrammi o quasi, questo complica la fase di elaborazione dei dati in termini temporali se la potenza computazionale è sufficiente. Altrimenti può capitare che l'elaborazione non si concluda mai per la troppa potenza computazionale richiesta. Esiste una soluzione per avere un modello di un'area grande come il C4, acquisito a una quota di volo di 30 m, evitando problemi in fase di elaborazione. Si tratta di acquisire il secondo volo a una quota maggiore (nel nostro caso 50 m) rispetto alla quota volo del primo piano di volo, in questo modo verranno acquisite meno foto che non incideranno in fase di elaborazione. E non si avranno i problemi avuti per i dati del 6 dicembre 2017, poiché il volo ad alta quota viene utilizzato per ricostruire la geometria del versante, mentre il volo a bassa quota viene utilizzato per avere una buona qualità (in termini di numero di punti) della nuvola di punti. Per le acquisizioni dati effettuate dal 5 gennaio 2018 in poi sono stati utilizzati sempre 2 piani di volo, ortogonali tra di loro. Facendo sempre riferimenti ai tassi di erosione proposti da Morgan (Morgan, 1980), si nota come per il periodo t_1 il tasso di erosione risulta moderato. Questo è dovuto al fatto che il C4 presenta una pendenza media elevata (21.1%) che facilita l'erosione del suolo.

In generale i tassi di erosione ottenuti per l'AT 1 risultano paragonabili a quelli ottenuti in precedenza su misure parcellari da Aucelli et. al nel 2004. Infatti nel periodo settembre 2002 – maggio 2003 i tassi riscontrati sulla parcella coltivata a grano risultano di $1.005 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{anno}^{-1}$.

5.2 IL BACINO DEL TORRENTE REVENTA (CAMPANIA)

5.2.1 Inquadramento geografico

L'area test AT2 si colloca nel bacino idrografico del torrente Reventa (Figura 5.34), è un importante affluente di destra idrografica del Fiume Calore. Il bacino del Reventa si estende per circa 33.1 km² nell'area dell'entroterra del Beneventano. Circa il 65% dell'intero bacino ricade all'interno dei limiti amministrativi del comune di Fragneto Monforte, mentre la restante parte è di competenza dei comuni di Benevento, Torrecuso, Ponte e, limitatamente a un piccolo lembo, di Pesco Sannita.

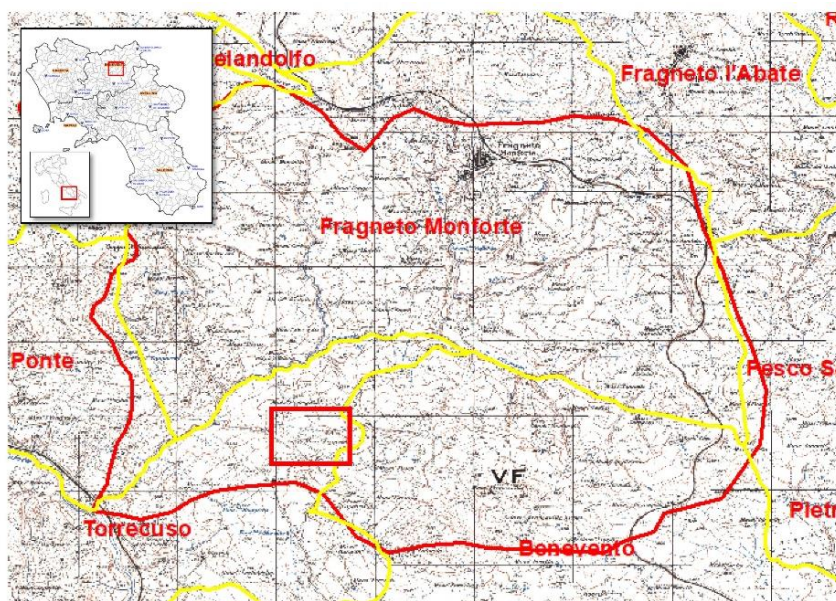


Figura 5.34 - Localizzazione area di studio: il poligono in rosso rappresenta il bacino del torrente Reventa, i poligoni in giallo rappresentano i limiti comunale, il rettangolo rosso indica l'area di studio

In particolare l'area test in cui sono stati acquisiti I dati sperimentali si trova nel comune di Torrecuso (Figura 5.35), nei pressi della Masseria Franciosa.



Figura 5.35 - L'area di studio rappresentata, a sinistra, da una carta IGM e, a destra, la vista da satellite

5.2.2 Inquadramento geologico

Il bacino del torrente Reventa rientra nell'ambito dell'arco appenninico meridionale, che comprende l'arco molisano – sannitico, l'arco campano – lucano e l'arco calabro, ed è separato dall'arco appenninico settentrionale (Patacca et al, 1990). La costruzione dei due segmenti di catena è dovuta ad una lunga storia di deformazioni, a partire dal Cretaceo, che dall'Oligocene al Miocene medio sono completamente connesse alla convergenza della placca europea e della placca africano-adriatica subdotta, mentre a partire dal Tortoniano superiore fino al Quaternario la propagazione dei *thrusts* nella catena e l'apertura del Tirreno sono stati controllati da *roll-back* della litosfera dell'avampaese in subduzione (Patacca et al, 1990). Tali deformazioni avrebbero dato luogo all'impilamento delle falde liguridi, sicilidi e calabridi (Amodio-Morelli et al, 1976).

Le unità tettoniche presenti nel settore superficiale della catena sud-appenninica sono riferibili a tre principali falde di ricoprimento (Note illustrative Foglio 419):

1. la falda strutturalmente più elevata è data dall'Unità Sicilide (D'Argenio et al, 1973), dai terreni delle "Unità ad affinità sicilide" (Bonardi et al, 1988) e dal Complesso Liguride (Ogniben, 1969);
2. la falda intermedia si compone di depositi carbonatici mesozoici di piattaforma (Unità Alburno-Cervati) e di peri-piattaforma (Unità dei Monti della Maddalena), riferibili alla Piattaforma Sud-appenninica, e di depositi miocenici calcareo-clastici e silico-clastici, connessi all'annegamento della piattaforma (flessurazione regionale) e alla sua strutturazione in catena (Selli, 1962; Sgrosso, 1998);
3. la falda geometricamente inferiore è costituita dalle unità cenozoiche e mesozoiche del Bacino Lagonegrese-Molisano e da unità neogeniche riferibili a bacini di avanfossa e di avampaese (Mostardini and Merlini, 1986; Pescatore et al, 1988).

Al margine della catena, le falde giacciono in superficie sui depositi plio-quadernari dell'Avanfossa Bradanica; in profondità sono invece direttamente a contatto con la Piattaforma Apula Interna strutturata (Mostardini and Merlini, 1986).

Nel bacino del torrente Reventa, in base alle note illustrative del Foglio 419 San Giorgio La Molara risultano presenti le seguenti formazioni (Figura 5.36; Figura 5.37):

- La formazione del Flysch Rosso (FYR) è formato da successioni prevalentemente argilloso marnose con frequenti intercalazioni calcareo-clastiche e subordinatamente calcareo-marnoso-pelitiche. La formazione presenta la litofacies calcareoclastica (FYR_a), la litofacies pelitica (FYR_b) ed un membro calcareo (FYR₂). La formazione è costituita da alternanze di calcari e marne rosse in strati e banchi fino ad un metro di spessore. Gli strati calcarei sono costituiti da calcareniti grigio-verdastre con alveolinae, nummuliti e orbitoidi, e da calcilutiti grigiastre e biancastre, in strati e banchi massivi, con stratificazione irregolare e diffuse fratture verticali; si rinvencono anche calcari cristallini saccaroidi biancastri e grigio avana con vene spatiche, calcareniti torbiditiche bioclastiche grigie e biancastre, calcilutiti gradate intercalate a calcilutiti e calcari marnosi bianchi e rosati, spesso bioturbati, con stratificazione sottile e tabulare, argille, argilliti marnose e marne di colore rosso, grigio e verde, talora parzialmente silicizzate e lenti di calciruditi biclastiche.

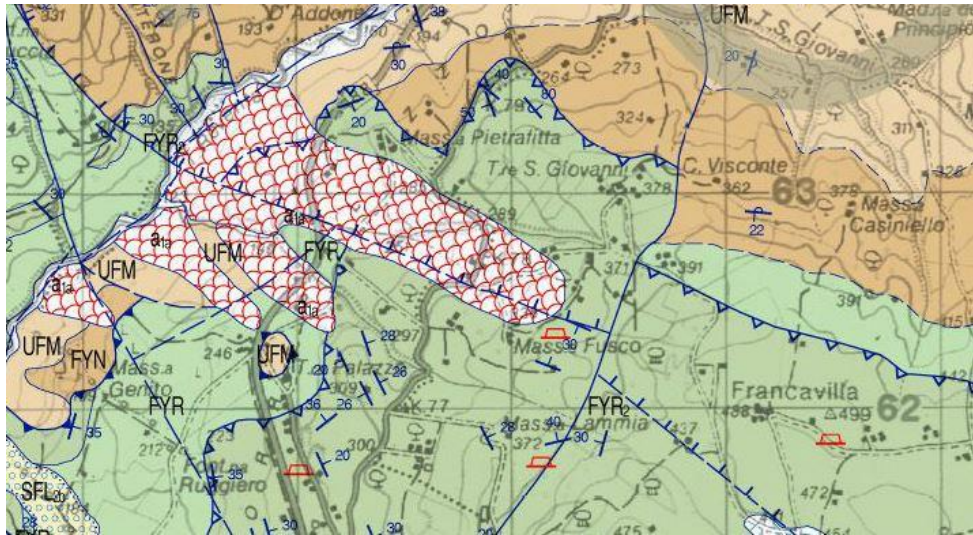


Figura 5.36 - Formazioni geologiche presenti nell'area di studio (Foglio 419 San Giorgio La Molara)

- Il membro FYR₁ è costituito da alternanze di argille marnose e siltose, argilliti grigio-verdognole e rosso-brune con laminazione piano-parallela e/o ondulata, calcilutiti fini grigio-verdastre laminate, marne calcaree, marne e marne calcaree silicifere con marcata laminazione da piano-parallela a ondulata da corrente di torbida, argille silicifere nerastre, diaspri di colore rosso-bruno e nerastro, calcari marnosi diasprigni giallastri. Tali alternanze affiorano alla base della formazione in strati sottili e piano-paralleli o con giunti leggermente ondulati. Il membro passa lateralmente e verso l'alto ai termini calcarei presenti nella parte bassa del membro FYR₂; la base non è esposta. In affioramento è visibilmente interessato da numerose strutture plicative a stretto raggio di curvatura, che ne rendono difficile il calcolo dello spessore, comunque non superiore a 50 m. Si tratta di successioni di bacino, formate da emipelagiti e flussi gravitativi distali. L'età è riferibile al Cretacico superiore per posizione stratigrafica e sulla base dei dati di letteratura.
- Il membro calcareo FYR₂ è costituito da calciruditi con clasti a spigoli vivi ed arrotondati e calcareniti a grana grossa con clasti di argilla, calcari grigiastri e biancastri, in strati e banchi massivi con diffuse fratture verticali e calciruditi grigio chiaro ricristallizzate con frammenti di calcari con rudiste, calcareniti in strati medi e spessi di colore bianco intercalate a breccie ricristallizzate e calciruditi policrome a cemento verde e marrone; breccie calcaree costituite da clasti e frammenti di strato di litotipi riferibili ad ambienti di piattaforma carbonatica, cui sono associate brecciole calcaree a macroforaminiferi (*Nummulites* e *Lepidocyclina*); calcareniti grigio-verdastre con alveoline, nummuliti e orbitoidi, associate a calciruditi e

breccie calcaree; calcari grigiastri e biancastri, in strati e banchi massivi, con stratificazione irregolare e diffuse fratture verticali; calcari cristallini saccaroidi biancastri e grigio avana con vene spatiche, a luoghi ridotti a breccie di frizione; subordinatamente strati calciruditici a frammenti di rudiste con stratificazione irregolare, a luoghi con macroforaminiferi tipo orbitoidi, frammenti di calcari di scogliera. I banchi di spessore metrico di calcari massicci e breccie calcaree mostrano amalgamazione erosiva interna e poggiano a luoghi con basi erosive su calcareniti e calcilutiti gradate intercalate a calcilutiti sottili e medie parzialmente silicizzate. Il membro passa lateralmente ed inferiormente al membro disprigno FYR₁ ed è eteropico alla formazione FYR. Lo spessore del membro non supera i 200 m. Le associazioni a nannoplancton sono riferibili al Cretacico superiore (Campaniano superiore - Maastrichtiano), all'Eocene medio. Si tratta di successioni di base scarpata – bacino di natura prevalentemente torbida. L'età nel complesso è riferibile al Cretacico superiore - Miocene inferiore.

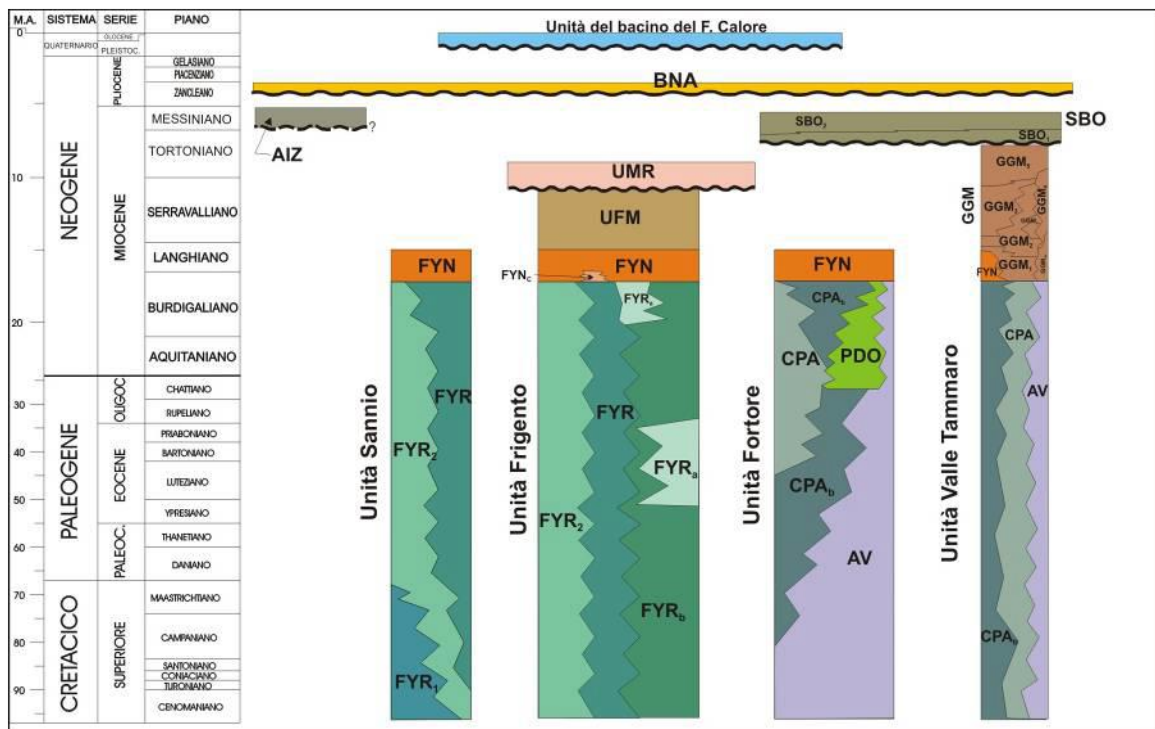


Figura 5.37 - Rapporti tra le unità tettoniche

- Il flysch numidico (FYN) è rappresentato da limitati affioramenti di quarzoareniti grigiastre, giallastre, in strati talora gradati, a cemento siliceo, con clasti arrotondati e smerigliati di quarzo, a grana variabile da fine a grossolana, intercalate ad argille

siltose e marnose, ed alla base a calcareniti, marne siltose e calcari parzialmente silicizzati; verso l'alto compaiono intercalazioni di strati sottili di arenarie quarzoso-feldspatiche grigiastre e livelli di quarzoareniti grossolane giallastre in strati e banchi che diventano via via più abbondanti.

- La formazione di Fragneto Monforte (UFM) è in continuità di sedimentazione sui terreni del flysch numidico. Tale successione arenaceo-pelitica “post-numidica”, è costituita da strati e banchi massivi di arenarie quarzose e quarzoso-litiche-feldspatiche giallastre a grana media e fine, alternate ad argille ed argille siltose verdastre e grigie. Lo spessore degli strati varia da decimetrico a centimetrico, le arenarie sono essenzialmente a grana medio-fine, con numerosi granuli di quarzo ben arrotondati, mentre la porzione pelitica degli strati è ricca in mica (muscovite). In alcuni casi, al tetto del livello e della sequenza di Bouma sono presenti tracce fossili. In corrispondenza di strati più spessi, in cui è osservabile il livello gradato, le arenarie sono chiaramente arcossico-litiche e si riscontrano granuli di quarzo numidico. In località Madonna (versante sinistro del Vallone S. Giovanni), la successione prevalentemente torbiditica è costituita da arenarie fini pelitiche, laminate, ricche in mica e da arenarie più grossolane arcossolitiche, in cui oltre al quarzo numidico si è osservata la biotite; nella successione si rinvengono almeno tre olistoliti calcarei allineati lungo il versante. I grossi blocchi sono costituiti da calcari di piattaforma attribuibili al Cretacico superiore. L’assetto stratigrafico di UFM nell’area di Fragneto Monforte è molto articolato, infatti la successione verso nord si presenta sempre rovesciata e verso sud è in giacitura normale. In particolare immediatamente ad est del centro storico di Fragneto, sotto la successione rovesciata, si riconoscono, nei campi arati, calcareniti e marne rosse; ancora più a sud la successione non rovesciata poggia sull’unità quarzarenitica, di cui però non si conosce la polarità, almeno in questa zona. Il limite inferiore è graduale e concordante su FYN; su di essa poggia con un limite inconforme l’unità UMR. Lo spessore complessivo è valutabile in circa 150 metri.
- Depositi da frane formati prevalentemente da depositi argillosi e marnosi con frammenti litoididi calcilutiti, calcareniti ed arenarie, con assetto caotico, presentano uno spessore fino a 5-10 metri.

5.2.3 Caratterizzazione geomorfologica

Il territorio preso in esame si sviluppa tra i corsi del fiume Tammaro ad ovest e del fiume Miscano a sud-est, entrambi affluenti del fiume Calore, e l'alta valle del fiume Fortore a nord. La configurazione morfologica dell'area è controllata dall'assetto geologico-strutturale regionale, oltre che dalle caratteristiche litologiche delle formazioni affioranti.

Gli effetti della tettonica recente, a carattere distensivo e trascorrente, si sono sovrapposti a quelli delle fasi compressive mio-plioceniche, determinando nella regione sollevamenti differenziali con valori fino a circa 1.000 m, con formazione di gruppi montuosi, ribassati progressivamente verso sud ed organizzati in sistemi di dorsali, limitati da valli fluviali ad andamento appenninico/antiappenninico e meridiano/longitudinale.

Le oscillazioni climatiche del Quaternario hanno favorito lo smantellamento dei versanti, sia attraverso processi denudazionali di tipo areale, particolarmente accentuati nei periodi freddi, sia mediante l'approfondimento del reticolo fluviale a seguito delle variazioni del livello di base.

Il reticolo idrografico del torrente Reventa si presenta a grossa scala angolato, a causa del forte controllo delle lineazioni neotettoniche, orientate generalmente in senso appenninico (NW-SE) e antiappenninico (NE-SW).

L'area di studio (Figura 5.38) è caratterizzata dalla presenza di un paesaggio collinare con versanti molto ampi, variamente articolati, e pendii che evidenziano la loro maturità attraverso profili tipicamente concavo-convessi. Il bacino idrografico del Torrente Reventa è caratterizzato da una pendenza media compresa tra 8% e 11% e una pendenza massima del 43%, e la sua morfologia è stata notevolmente influenzata da processi di denudamento e degradazione, manifestatisi essenzialmente mediante movimenti gravitativi. Tra le colline più importanti nel bacino idrografico si inseriscono Toppa Infuocata (564 m) nella parte nord occidentale e il Colle Mottula (530 m) in quella settentrionale.

Le fenomenologie franose hanno contribuito notevolmente al modellamento dei pendii; esse sono state favorite anche dall'alta erodibilità dei terreni flyschiodi eterogenei con componente pelitica prevalente, che costituiscono l'ossatura della maggior parte delle colline presenti; tali fenomeni hanno dato luogo a pendii irregolari, ad acclività variabile, caratterizzati da piccole scarpate intervallate da pianori o terrazzi, a luoghi anche in contropendenza, concavità morfologiche edorsali molto strette e lunghe per effetto dell'intensa erosione prodotta lateralmente dal rapido approfondimento lineare del reticolo torrentizio.

Le tipologie di frana presenti nel settore occidentale del bacino sono di tipo colamento e/o scorrimento evoluto a "colata" localizzate lungo i versanti incisi nei complessi "argillosi" a ridosso della dorsale collinare che funge da spartiacque (versanti della collina di Toppa Infuocata e il Colle Mottula).

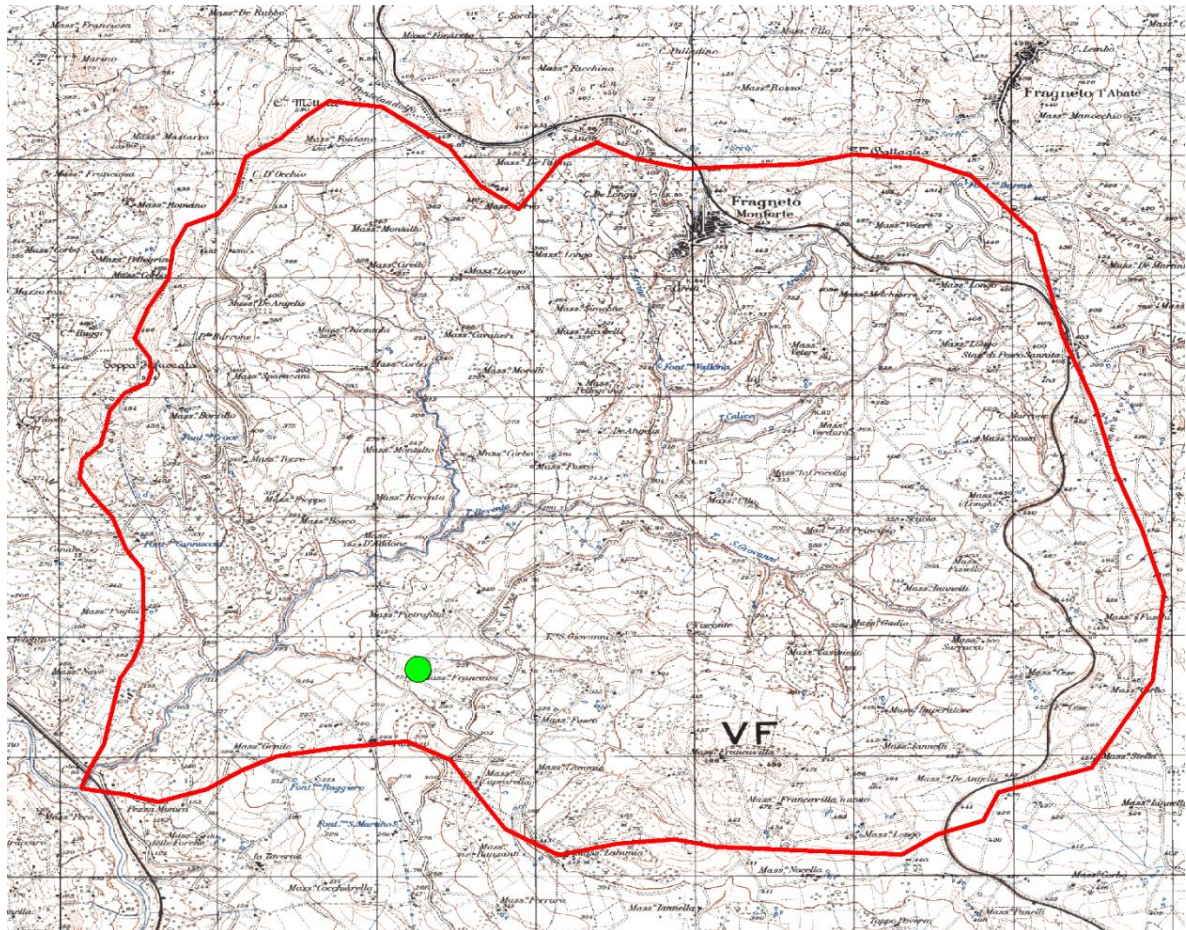


Figura 5.38 - Limiti del bacino del torrente Reventa (linea rossa) su carta IGM 1:25000, il punto verde localizza l'area

AT2

5.2.4 Uso del suolo e clima

Per individuare le tipologie di utilizzi del suolo dell'AT2 è stato utilizzato il *Corine Land Cover* (IV livello Anno 2012). La classificazione standard del CLC (EEA, 1995) suddivide in uso e copertura del suolo, sia di aree che hanno influenza antropica e sia di aree che non hanno influenza antropica, con una struttura gerarchica articolata in tre livelli di approfondimento e per alcune classi in quattro. La nomenclatura CLC standard comprende 44 classi di copertura ed uso del suolo, le cui cinque categorie principali di primo livello sono (EEA, 1995):

- superfici artificiali,
- aree agricole,
- foreste e aree semi-naturali,
- zone umide,
- corpi idrici.

Per ogni categoria è prevista un'ulteriore suddivisione in sotto-categorie. In particolare, l'area test è interessata da una unica tipologia di uso del suolo che corrisponde alla sotto-categoria 2.1.1: seminativi in aree non irrigue. Cereali, leguminose in pieno campo, colture foraggere, coltivazioni industriali, radici commestibili e maggesi. Vi sono compresi i vivai e le colture orticole, in pieno campo, in serra e sotto plastica

Per comprendere le caratteristiche del suolo è stato preso in considerazione un profilo pedologico a circa 2 km a NE dell'AT2 (Sjödell, 2016) (Figura 5.39). Tale profilo indica che le caratteristiche del suolo presente sono:

- struttura con clasti poliedrici sub-angolari grossi e medi:
- materia organica (%): 1.12;
- densità: 1.44 g/cm³
- Tessitura (%): sabbia grossolana 10.32; sabbia fine 11.86; silt 17.83; silt fine 29.9; argilla 30.

Come evidenziano i dati precedenti nell'area di studio è presente una buona percentuale di argilla che rende l'area particolarmente vulnerabile ai processi di erosione.

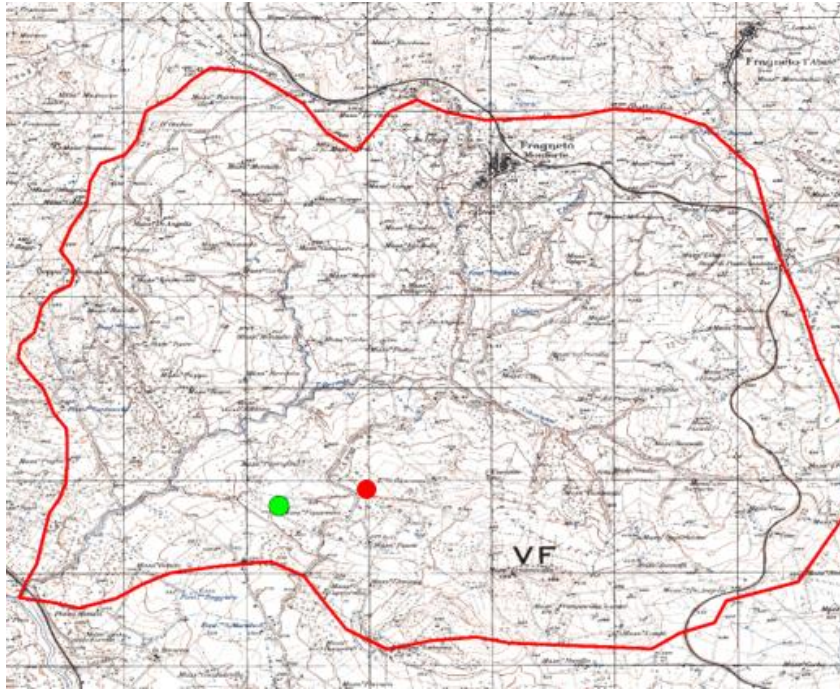


Figura 5.39 - Localizzazione del profilo pedologico (pallino rosso), il pallino verde indica l'AT2

Il bacino del torrente Reventa ricade in un'area della Campania caratterizzata da un clima mediterraneo con precipitazioni comprese tra 500 e 800 mm/annui.

5.2.5 Area Test 2 di Masseria Franciosa

L'area di studio è stata selezionata all'interno del bacino del torrente Reventa nei pressi della Masseria Franciosa (Area Test 2 – AT2) (Figura 5.40). L'AT2 si trova nel comune di Torrecuso, a circa 5.5 km in direzione NE rispetto al comune di Torrecuso e a 4.4 km in direzione SSW rispetto al centro di Fragneto Monforte. L'AT2 è caratterizzata da una buona variabilità dell'uso del suolo, vi sono vigneti, oliveti, campi di grano, di farro e suolo nudo (Figura 5.40).



Figura 5.40 - Localizzazione dell'AT2

Sono stati individuati 2 campi (Figura 5.41):

- C1 caratterizzato dalla presenza di ulivi;
- C2 contraddistinto da un vigneto.



Figura 5.41 - Area Test 2 (AT2) con i relativi campi selezionati

In particolare:

Il C1 caratterizzato dalla presenza degli ulivi (Figura 5.42), ha un'area di 0.16 ha e una pendenza media del 5 %. Durante l'anno viene effettuata solo la fresatura per contrastare la

crescita di vegetazione che può arrecare danni alla salute degli olivi. Essendo un campo molto sono stati registrati 5 GCP uniformemente distribuiti (simboli gialli in figura).

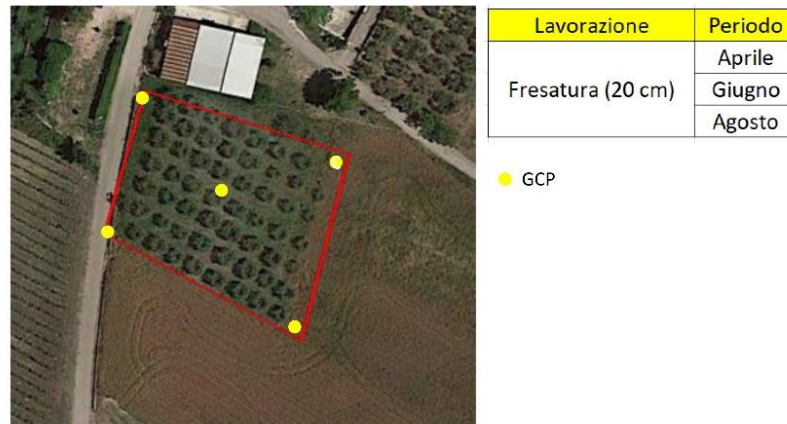


Figura 5.42 - Campo C1 (uliveto) nell'AT2

Il campo C2 è un vigneto (Figura 5.43), caratterizzato da un'area di 0.23 ha e una pendenza media di 13 %. Il C2 durante l'anno viene lavorato più volte con la fresatura per impedire la crescita di vegetazione. Essendo un campo molto piccolo per le acquisizioni sono stati registrati 5 GCP uniformemente distribuiti (simboli gialli in figura).

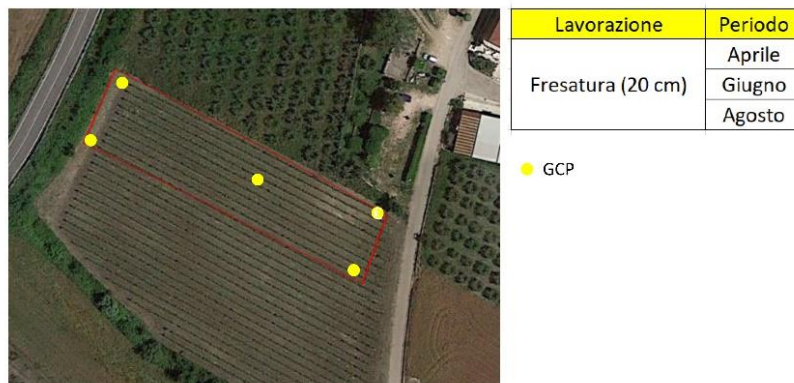


Figura 5.43 - Campo C2 (vigneto) nell'AT2

5.2.6 Acquisizione ed elaborazione dei dati fotogrammetrici

I parametri di acquisizione ed elaborazione dei dati sono stati impostati tenendo conto dei risultati dati dalla tecnica fotogrammetrica sviluppata. In particolare:

- C1: i dati sono stati acquisiti a una quota di volo di 15 m con GSD previsto di 1.2 mm/pixel in modalità PV. Il piano di volo ha previsto una sovrapposizione laterale (*side overlap*) del 60% e una sovrapposizione longitudinale (*frontal overlap*) dell'85% (Figura 5.44). I dati per il C1 sono stati acquisiti il 30 settembre 2017. L'IDW è il metodo di interpolazione utilizzato per generare il DTM.

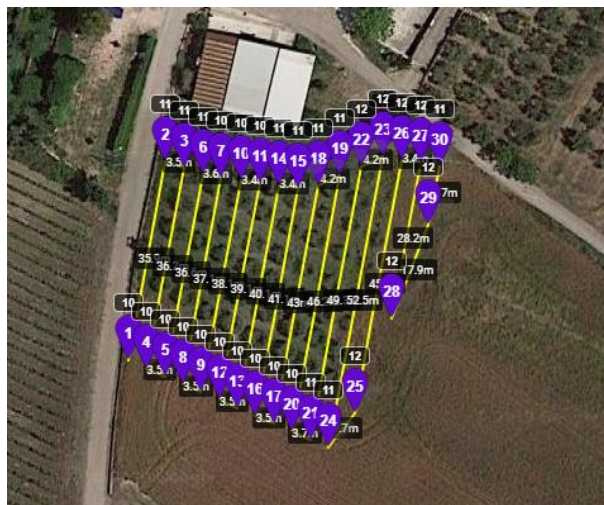


Figura 10.44 - Piano di volo del campo C1 nell'AT2; i numeri in viola indicano i vertici dei segmenti del piano di volo; i numeri di fianco quelli viola indicano la quota di volo impostata che tiene conto della quota di volo impostata, della morfologia del versante e della quota di del punto di decollo del drone; i segmenti in giallo indicano la traccia del piano di volo (in nero la lunghezza del segmento)

- C2: i dati sono stati acquisiti a una quota di volo di 15 m con un GSD previsto di 1.2 mm/pixel in modalità PV. Il piano di volo ha previsto una sovrapposizione laterale (*side overlap*) del 65% e una sovrapposizione longitudinale (*frontal overlap*) dell'85%. (Figura 5.45). I dati per il C2 sono stati acquisiti in due periodi temporali: il 30 settembre 2017 e il 19 febbraio 2019. Per l'interpolazione della nuvola di punti è stato utilizzato il metodo IDW.



Figura 5.45 - Piano di volo del campo C2 nell'AT2 i numeri in viola indicano i vertici dei segmenti del piano di volo; i numeri di fianco quelli viola indicano la quota di volo impostata che tiene conto della quota di volo impostata, della morfologia del versante e della quota di del punto di decollo del drone; i segmenti in giallo indicano la traccia del piano di volo (in nero la lunghezza del segmento)

5.2.7 Dati pluviometrici

Così com'è stato fatto per l'AT1 anche per l'AT2 per una migliore caratterizzazione, dal punto di vista climatico, del bacino idrologico dell'area di studio, sono stati acquisiti dati pluviometrici, in particolare: 1) è stata acquisita la serie temporale dei dati pluviometrici della stazione di Benevento; 2) è stato installato un pluviometro all'interno dell'AT2.

Per l'analisi della serie storica dei dati pluviometrici è stato selezionato il pluviometro di Benevento poiché è quello più vicino che offre una serie continua di dati più lunga, in particolare sono stati digitalizzati i dati dal 1951 al 2014.

Inoltre anche nell'AT2 è stato installato un pluviometro a bascula ((Figura 5.46). L'installazione del pluviometro è avvenuta a luglio 2017 ed ha lo stesso *data logger* e le stesse caratteristiche tecniche del pluviometro installato nell'AT 1.



Figura 5.46 - Installazione del pluviometro presso la Masseria Franciosa (Torrecuso)

5.2.8 Risultati

I dati pluviometrici giornalieri derivati dalla serie storica sono stati raggruppati prima in base al mese di riferimento e successivamente in base all'anno. In questo modo è stato possibile osservare la distribuzione pluviometrica negli anni (Grafico 5.7).

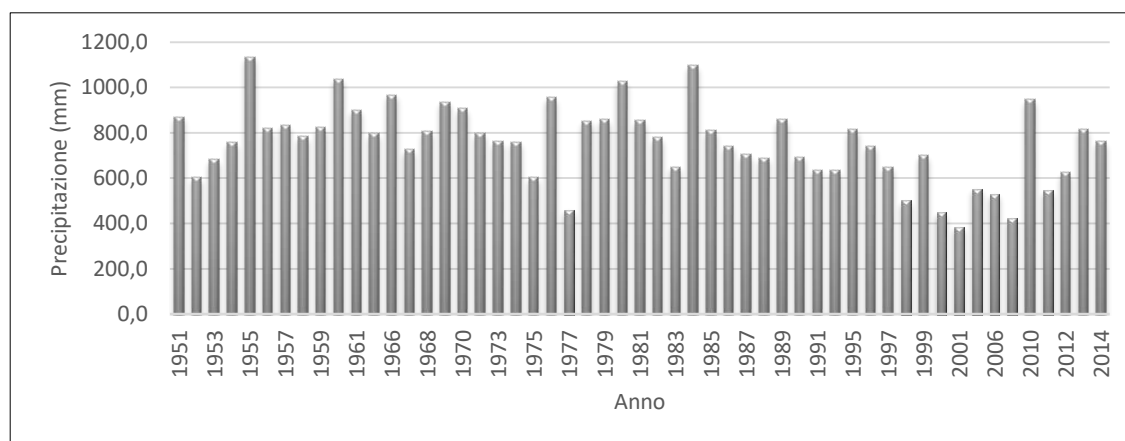


Grafico 5.7 - Precipitazioni cumulate annue della stazione di Benevento (1951-2014)

Da questa prima analisi si nota come in un arco temporale di circa 60 anni c'è una buona variabilità della quantità di pioggia annuale (Tabella 5.13). Si può notare come le precipitazioni annue hanno valori compresi tra 384.6 mm/anno e 1133.9 mm/anno, misurati

rispettivamente nel 2001 e nel 1955. Mentre i valori della media e della mediana, rispettivamente di 755.7 mm/anno e 762.6 mm/anno sono molto simili.

| Stazione | Max | Min | Media | Mediana | Dev. St. |
|-----------|--------|-------|-------|---------|----------|
| Benevento | 1133,9 | 384,6 | 755,7 | 762,6 | 167,7 |

Tabella 5.13 - Dati statistici descrittivi riferiti alla stazione di Benevento

Per comprendere qual è la quantità di pioggia annua che più rappresenti l'area di studio è stata calcolata la frequenza delle precipitazioni (Grafico 5.8). Sono state create 16 classi, dove ogni classe incrementa di 50 mm rispetto alla classe precedente. Il valore della classe rappresenta il valore massimo della classe selezionata (es. la classe 800 mm rappresenta l'intervallo compreso tra 750 a 800 mm).

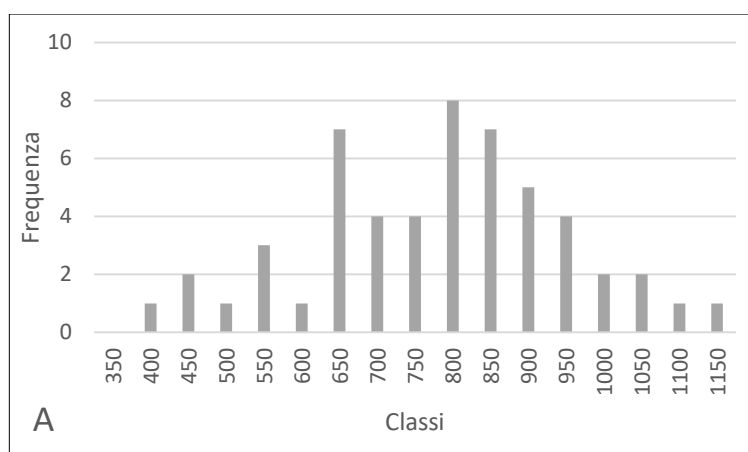


Grafico 5.8 - Distribuzione di frequenza della pioggia cumulata annua per la stazione di Benevento

Dal Grafico precedente si può notare come la classe più rappresentativa sia quella compresa tra 750 e 800 mm/annui. Ma, in generale, si nota come l'intervallo che comprende le classi 650 – 950 sia il *range* all'interno del quale ci sono la maggior parte dei dati. Successivamente per calcolare la probabilità (in %) che una certa quantità di pioggia si verifichi durante l'anno i dati annuali:

- 1) Sono stati classificati dal valore maggiore al quello minore, ed è stato assegnato un valore *r* (*ranking*) per ogni anno (esempio in Tabella 5.14 per i primi cinque anni);

| | RANKED RAINFALL X | RANK NUMBER R |
|-------------|------------------------------|--------------------------|
| 1955 | 1133,9 | 1 |
| 1984 | 1096,2 | 2 |
| 1960 | 1036,8 | 3 |
| 1980 | 1027,5 | 4 |
| 1966 | 967,1 | 5 |

Tabella 5.14 - Esempio dei primi cinque dati di piovosità annuale (a fronte dei 53 totali) classificati con un rank number dal più grande al più piccolo

- 2) A partire dal numero di osservazioni ($n=53$) e dal valore del *ranking* sono stati applicati diversi metodi (Tabella 5.15) per il calcolo della probabilità che una certa quantità di pioggia annua si ripeta in futuro.

| | |
|---|---------------------------------|
| California (California State Department, 1923) | $\frac{r}{n} 100$ |
| Hazen (Hazen, 1930) | $\frac{(r-0.5)}{n} 100$ |
| Weibull (Weibull, 1939) | $\frac{r}{(n+1)} 100$ |
| Gringorten (WMO, 1983) | $\frac{(r-0.44)}{(n+0.12)} 100$ |
| Sevruk and Geiger (Sevruk and Geiger, 1981) | $\frac{(r-3/8)}{(n+1/4)} 100$ |

Tabella 5.15 - Metodi per la stima della probabilità, dove r è il rank number e n è il numero di osservazioni

Tra i metodi applicati si è scelto quello di Hazen perché è il più utilizzato, consigliato ed è quello che restituisce valori medi rispetto agli altri modelli (Hazen, 1930; Diki, 2013) (Grafico 5.9).

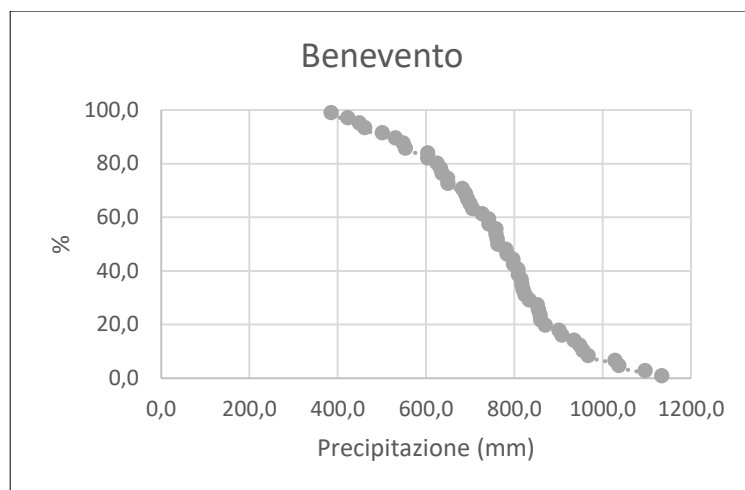


Grafico 5.9 - Probabilità di precipitazione di una certa quantità di pioggia annuale per la stazione di Benevento

A seguito del calcolo della frequenza, osservando il grafico precedente, si nota come: la curva può essere suddivisa in tre parti in corrispondenza del cambio di pendenza della curva. In particolare: da 100-80% sono i dati di piovosità minori 600 mm/anno, 80-20% i dati compresi tra 600 e 850 mm/anno, infine 20-0% per gli eventi maggiori di 850 mm/anno.

Per comprendere la probabilità che un evento di massima piovosità giornaliera si ripeta nel tempo, quindi per calcolare il suo tempo di ritorno T , è stato utilizzato il metodo della distribuzione di *Gumbel*.

Il risultato delle analisi è riassunto in Tabella 5.16 per la stazione di Benevento

| Tempi (anni) | w | Precipitazione (mm) |
|--------------|----------|---------------------|
| 2 | 0,366513 | 35,87 |
| 5 | 1,49994 | 49,24 |
| 10 | 2,250367 | 58,09 |
| 20 | 2,970195 | 66,57 |
| 30 | 3,384294 | 71,46 |
| 50 | 3,901939 | 77,56 |
| 60 | 4,085953 | 79,73 |
| 100 | 4,600149 | 85,80 |
| 150 | 5,007293 | 90,60 |
| 200 | 5,295812 | 94,00 |
| 250 | 5,519458 | 96,64 |
| 300 | 5,702113 | 98,79 |
| 400 | 5,990213 | 102,19 |

Tabella 5.16 - Risultati per la stazione di Benevento delle massime precipitazioni previste secondo i tempi

Questi risultati mostrano come (per il pluviometro di Benevento) eventi pluviometrici giornalieri maggiori di 100 mm hanno un tempo di ritorno superiore ai 300 anni.

Per ciò che concerne il pluviometro proprietario, i dati dopo essere stati scaricati ed raggruppati per il mese e poi l'anno di riferimento sono stati plottati su un grafico avente in ascissa il mese e in ordinata la quantità di pioggia corrispondente (Grafico 5.10).

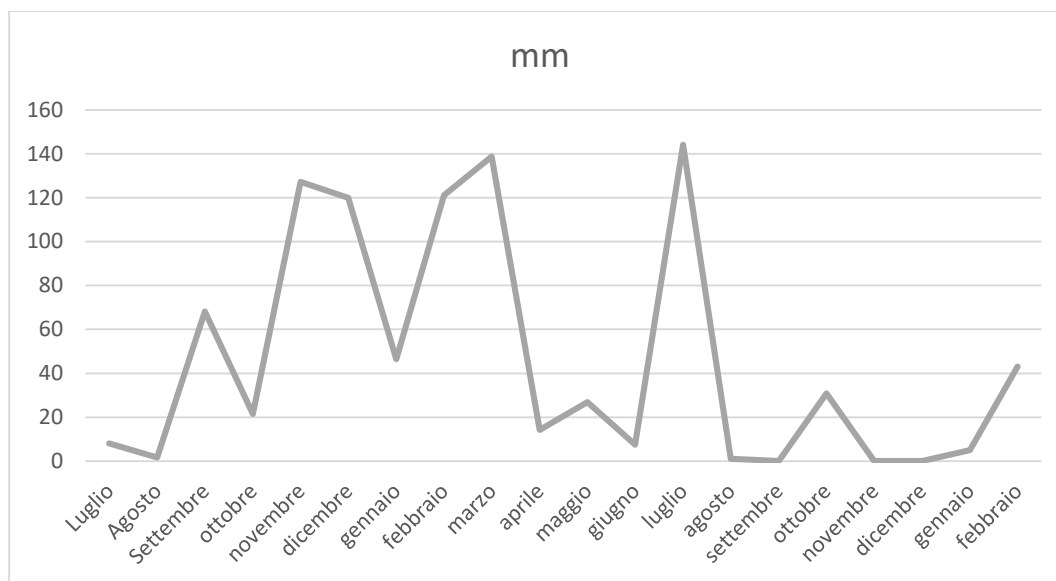


Grafico 5.10 - Dati pluviometrici mensili registrati per la stazione ubicata presso la Masseria Franciosa

Prendendo in considerazione tutto il periodo di acquisizione (luglio 2017 – febbraio 2019), c'è stata una buona variabilità in termini quantità di precipitazioni mensili (Grafico 5.10). Si nota un picco di precipitazioni nel luglio del 2017 di 144,2 mm di pioggia (Grafico 5.10). La precipitazione giornaliera con la quantità di pioggia maggiore misurata è il 6 dicembre 2017 con 50.8 mm di pioggia. Tale evento giornaliero, prendendo in considerazione i tempi di ritorno calcolati dalla serie storica ha un tempo di ritorno di 5/6 anni. Inoltre nei mesi di novembre e dicembre 2018 non sono stati acquisiti dati per problemi tecnici dovuti alla rottura del *data logger*. Quindi per avere un dato che rispecchi la quantità di pioggia annuale si prende in considerazione il periodo luglio 2017-luglio 2018, tale periodo presenta 845.2 mm/pioggia. Confrontando tale dato con la serie storica si nota come il periodo preso in considerazione rispecchi un periodo di piovosità ordinario.

Dopo l'acquisizione e l'elaborazione dei dati fotogrammetrici sono stati calcolati i tassi di erosione totale per il solo campo C2 (Tabella 5.17).

| Campo | Tasso di erosione totale (T * (ha * anno)) | Tasso di erosione removed (T * (ha * anno)) |
|-------|---|--|
| C1 | NoData | NoData |
| C2 | 1,17 | 1,34 |

Tabella 5.17 - Tassi di erosione per i campi C1 e C2

Per il campo C1 sono emersi, in fase di elaborazione, problemi di lacune di dati a causa della chioma degli ulivi (Figura 5.47). Per provare a limitare l'area delle lacune sono stati anche acquisiti fotogrammi con camera orientata in maniera obliqua (45°) per catturare più informazioni possibili al di sotto delle chiome, ma senza avere notevoli miglioramenti.



Figura 5.47 - Campo C1 caratterizzato da lacune di informazioni

A partire dalla nuvola di punti sono stati applicati diversi metodi di interpolazione (IDW, TIN) per eliminare le lacune e tentare di avere un modello utilizzabile, ma in questo modo si ottiene un modello (Figura 5.48) che al di sotto delle chiome non rispecchia la realtà e che in fase di confronto con un altro modello potrebbe dare variazioni di volume non veritiere. Per questo motivo è stato deciso di non continuare con l'acquisizione di questo campo nel tempo.

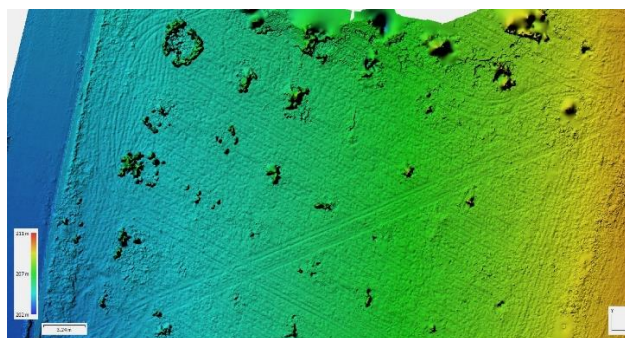


Figura 5.48 - DEM di C2 derivato dalla nuvola di punti con lacune di informazioni

Per calcolare i tassi di erosione del campo C2 sono stati effettuati gli stessi calcoli descritti nel paragrafo precedente, ma in questo caso come dato della densità dei suoli è stato utilizzato il valore 1.44 g/cm^3 (Sjödell, 2016). Come si nota in Tabella 5.17, i tassi di

erosione sono bassi, questo lo si nota anche dalla mappa data dalla differenza tra l'acquisizione del 30 settembre 2017 e l'acquisizione del 19 febbraio 2019 (Figura 5.49). Inoltre la differenza tra tasso di erosione e materiale rimosso è molto piccola, infatti dalla Figura 5.49 si nota come i punti 1 e 2 siano interessati da micro spostamenti di materiale.

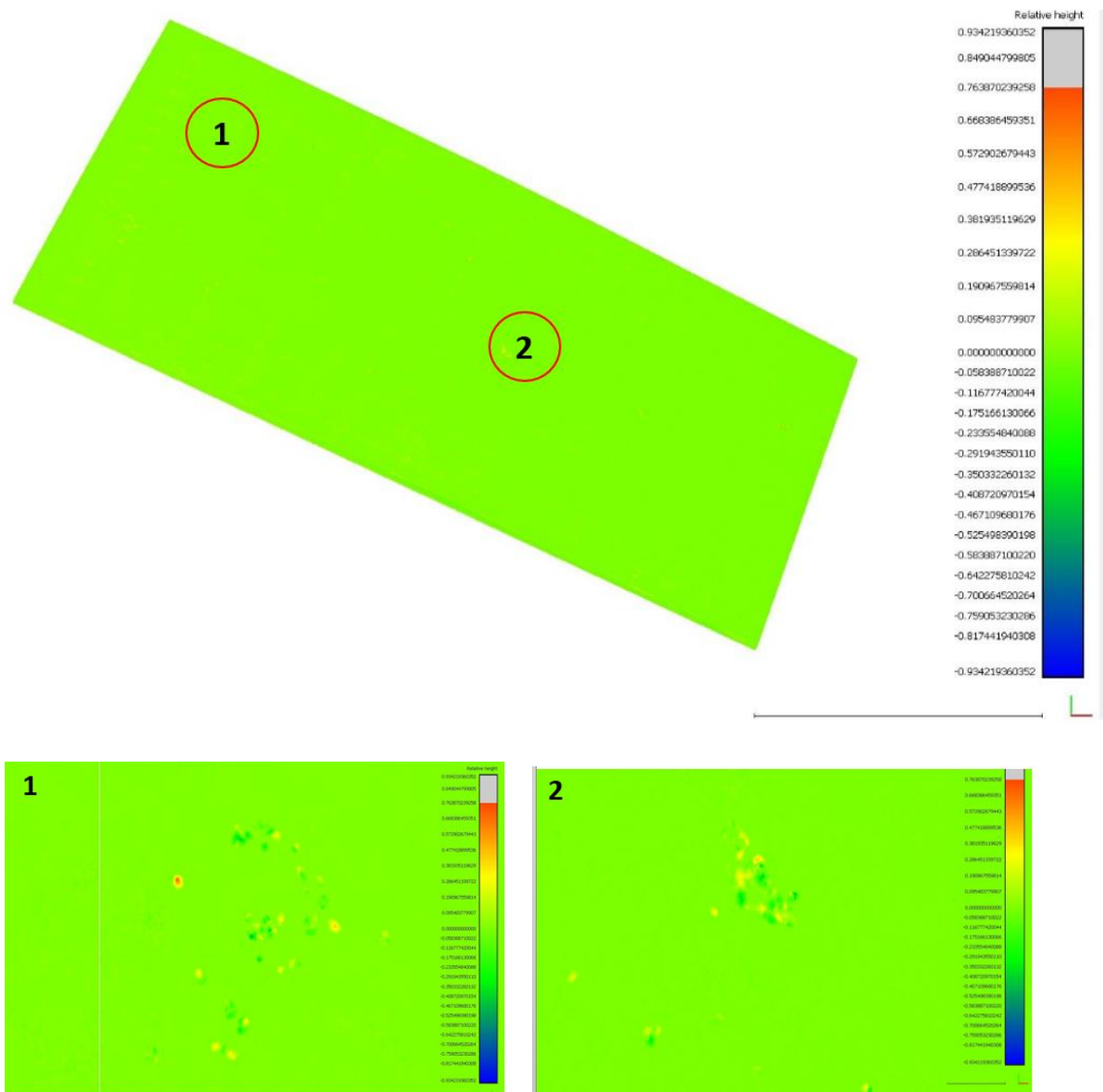


Figura 5.49 - Mappa della differenza tra i modelli del campo C2, 1 e 2 evidenziano punti in cui ci sono stati piccoli movimenti di materiale

Quindi in generale è possibile osservare che:

- Per il campo C1 non è stato possibile realizzare DTM accurati per la problematica delle chiome degli ulivi. Questo mostra uno dei limiti della fotogrammetria utilizzando sensori ottici. Infatti, utilizzando ad esempio un Lidar tale problematica verrebbe facilmente superata poiché i raggi laser emessi riescono ad oltrepassare la vegetazione.
- Il campo C2 mostra un tasso di erosione basso, probabilmente può essere dovuto al fatto che per tutto il periodo invernale non vengono effettuate alcun tipo di lavorazioni del terreno, questo fa sì che cresca della vegetazione spontanea che riesce a proteggere il suolo dai lunghi periodi invernali di pioggia.

5.3 IL BACINO DEL TORRENTE BENIOPA (SPAGNA)

5.3.1 Inquadramento geografico

L'area test AT3 è localizzata all'interno del bacino idrografico del torrente *Beniopa* (Figura 5.50A) e ricade nei comuni di *Gandia*, *Lluxent* e *Barxs*. In figura 5.50B è evidenziata l'AT3, mentre in rosso sono indicati i tratti di sentiero acquisiti.

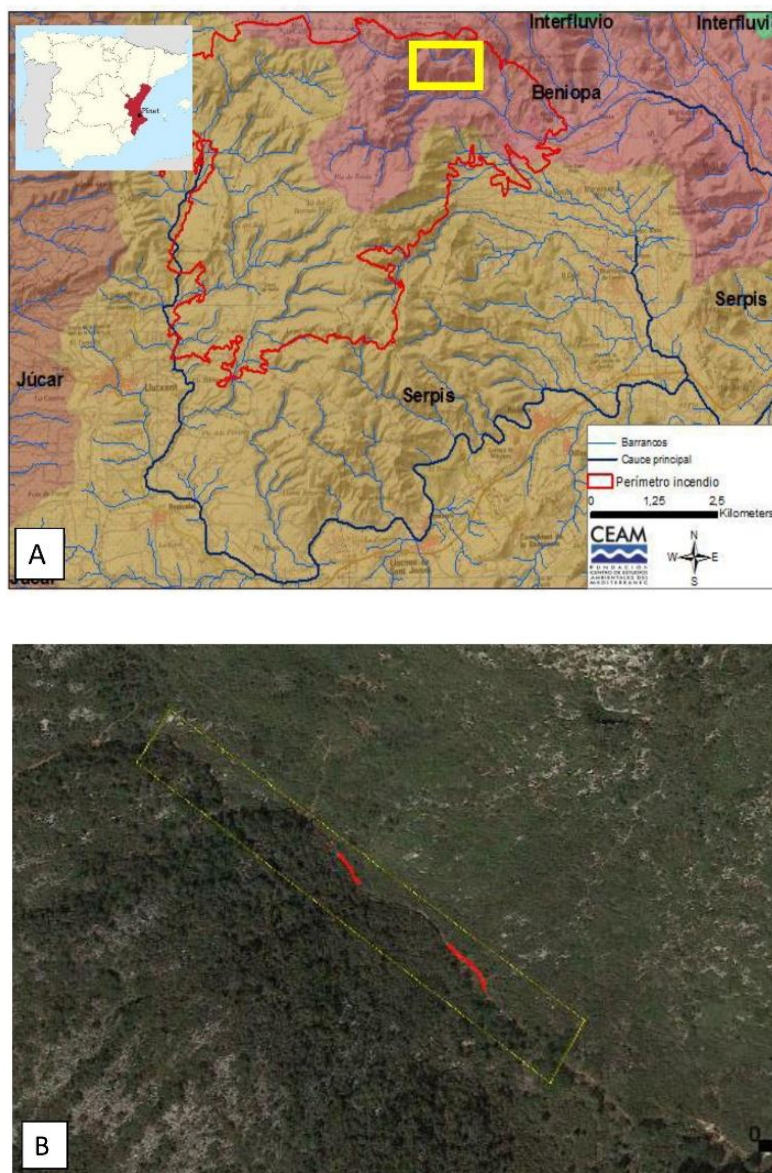


Figura 5.50 - A) Localizzazione dell'AT3 (rettangolo giallo), con il tratto rosso viene indicato il perimetro dell'incendio, con i tratto blu vengono indicati i canali principali del reticolo idrografico, in azzurro le aste minori del reticolo idrografico, l'area in rosa rappresenta il bacino di Beniopis, l'area ingiallo rappresenta il bacino di Serpis; B) viene evidenziata l'AT3 (in giallo) e in rosso sono indicati i tratti di sentiero investigati

L'incendio ha avuto inizio il 6 agosto ed è stato domato il 12 agosto 2018, ed ha interessato i comuni di *Ador, Barx, Gandia, Llutxent, Pinet, Quatretonda* e *Rótova*. L'area bruciata è di 3146 ha ed ha un perimetro di 34,5 km (Effis, 2018) (Tabella 5.18).

| Término municipal | Superficie forestal quemada (ha) | % total |
|--------------------------|---|----------------|
| Ador | 179,27 | 5,70 |
| Barx | 71,90 | 2,29 |
| Gandia | 901,88 | 28,66 |
| Llutxent | 1.175,42 | 37,36 |
| Pinet | 801,86 | 25,48 |
| Quatretonda | 14,40 | 0,46 |
| Rótova | 1,60 | 0,05 |
| Total forestal | 3.146,50 | 99,94 |

Tabella 5.18 - Superficie bruciata per ogni comune (Ceam, 2018)

5.3.2 Inquadramento geomorfologico e pedologico

La topografia nell'area interessata dall'incendio è eterogenea, con una zona caratterizzata da quote maggiori nella parte centrale (720 m al massimo) e aree a quote minori lungo margini laterali (200 m) (Figura 5.16). Le quote più elevate, maggiori di 700 m, si trovano nella parte settentrionale (*Alt del Moret* 705 m, *Altet de Carpi* 706 m, *Alt de la Lletrera* 721 m) (Ceam, 2018).

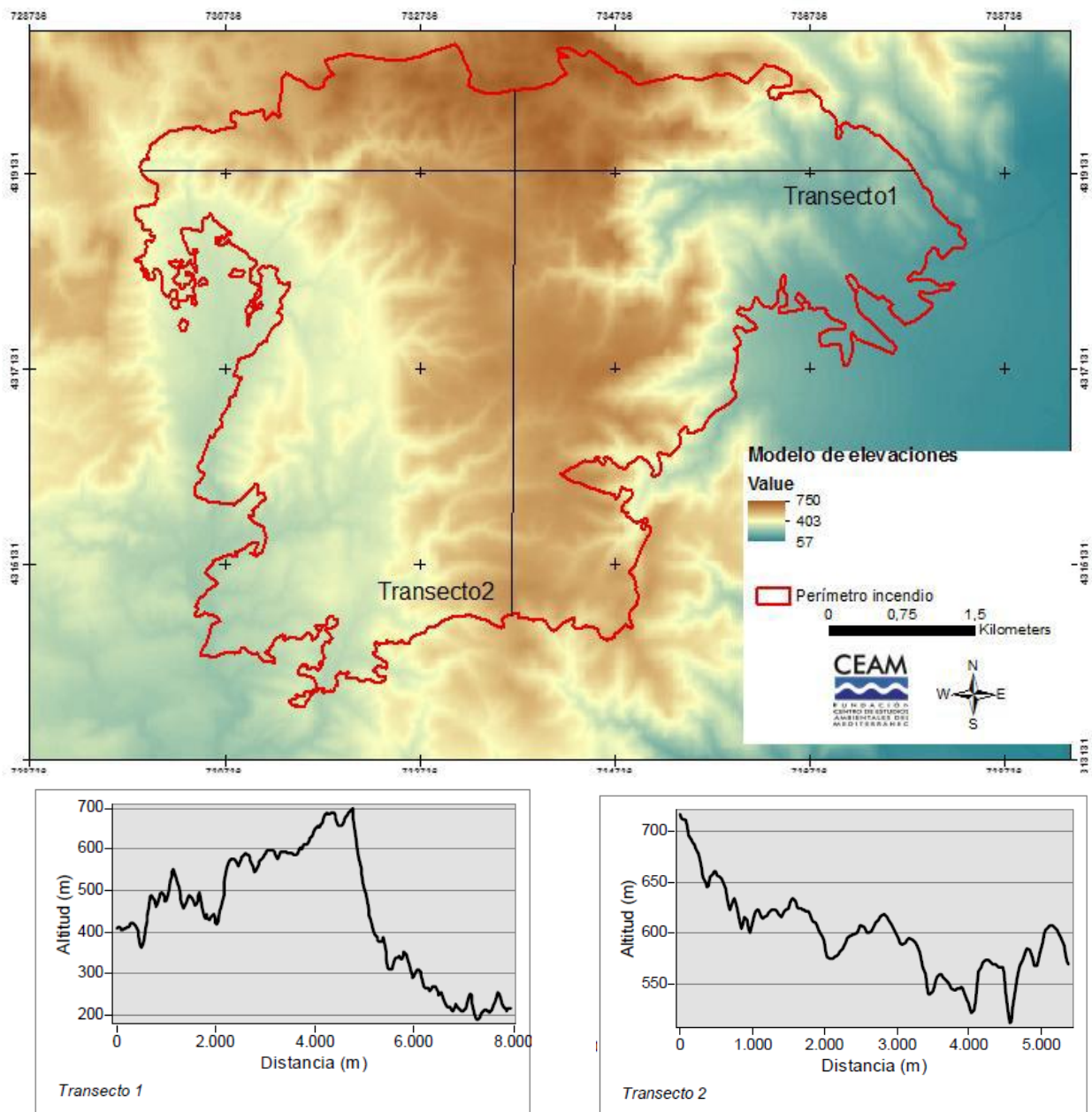


Figura 5.51 - Rilievo topografico dell'area interessata dall'incendio, i transetti 1 e 2 evidenziano le variazioni di quota presenti nell'area (Ceam, 2018)

L'area interessata dall'incendio ricade principalmente nel bacino del torrente Serpis (68 % della superficie totale), la restante parte nel bacino del Beniopa (32 % della superficie totale).

L'area bruciata si sviluppa principalmente su suoli che presentano come roccia madre calcari e dolomie. Il 67% dell'area bruciata è su calcari e dolomie e un altro 21% su calcari (Figura 5.52; Tabella 5.19).

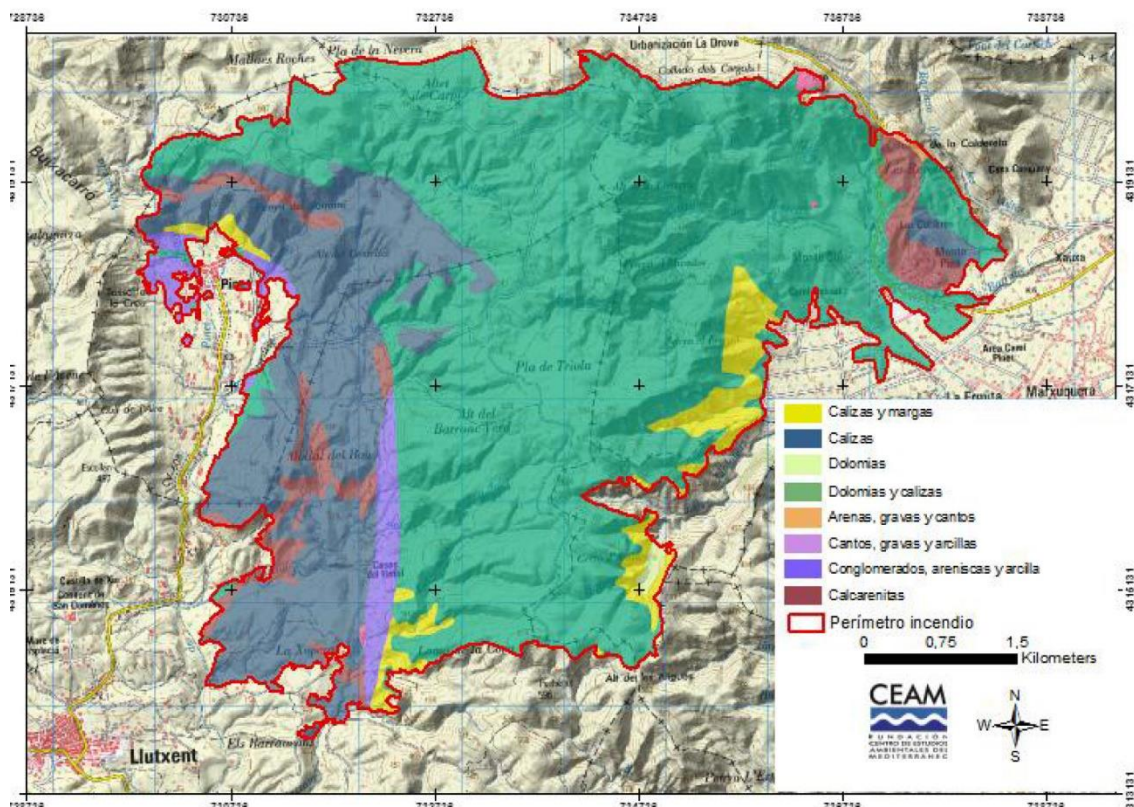


Figura 5.52 - Distribuzione delle litologie nell'area bruciata (Ceam, 2018)

| LITOLOGIA | ha | % |
|------------------------------------|---------|-------|
| Arenas, gravas y cantos | 3 | 0,1 |
| Calizas | 689,3 | 21,1 |
| Calizas y dolomías | 2.181,0 | 66,8 |
| Calizas y margas | 133,6 | 4,1 |
| Calcarenitas | 153,6 | 4,7 |
| Conglomerados, areniscas y arcilla | 97,2 | 3,0 |
| Dolomías | 7,5 | 0,2 |
| Total general | 3.265,2 | 100,0 |

Tabella 5.19 - Distribuzione areale e in percentuale delle varie unità geolitologiche affioranti nell'area incendiata. Arenas, gravas y cantos = Sabbie, ghiaie e ciottoli; Calizas = calcari; Calizas y dolomías = calcari e dolomie; Calizas y margas= calcari e marne; Calcarenitas = calcareniti; Conglomerados, areniscas y arcilla = Conglomerati, arenarie e argilla; Dolomías = dolomie (Ceam, 2018)

L'AT3 si trova nell'area caratterizzata dalla presenza di calcari e dolomie. In generale, nelle zone in cui sono presenti calcare e dolomie i suoli sono poco profondi, poco sviluppati. Secondo la tassonomia USDA, il suolo presente nell'AT3 è del tipo *Entisol* (Ceam, 2018).

5.3.3 Clima

L'area del bacino del *Beniopa* è caratterizzato dal tipico clima mediterraneo (Cs secondo la classificazione climatica di *Köppen*) (Ceam, 2018). È caratterizzato da un lungo periodo di siccità estiva ed inverni piovosi con temperature miti. Inoltre presenta una piovosità media di 371 mm/a (prendendo in considerazione il pluviometro installato a *Pinet* che si trova a circa 2 km dall'AT3) (Grafico 5.11).

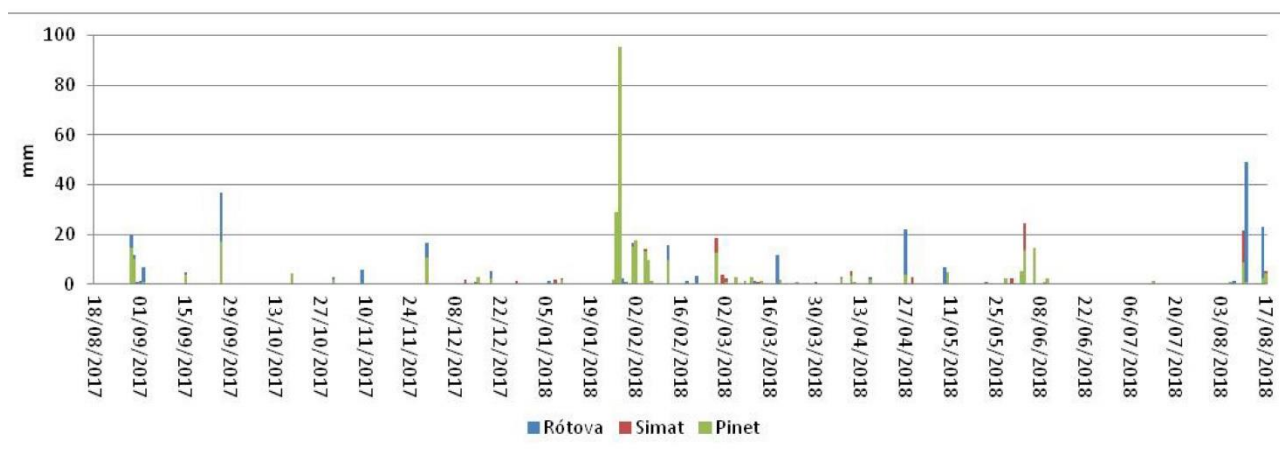


Grafico 11.11 - Distribuzione delle precipitazioni nel periodo compreso tra 12/08/2017 e il 17/08/2018 per i pluviometri installati a Pinet, Rótova e Simat (Ceam, 2018)

5.3.4 Area Test 3 di *Pinet*

Come detto precedentemente nell'AT3 sono stati selezionati due tratti di sentiero per lo studio dell'erosione sui sentieri di montagna. Il primo tratto lungo 20 m e il secondo lungo 30 m. Entrambi i tratti di sentiero sono stati interessati dall'incendio che ha eliminato tutta la vegetazione presente (Figura 5.53), in modo tale da rendere possibile l'applicazione della fotogrammetria.



Figura 5.53 - Vista di un piccolo tratto di sentiero interessato dall'incendio

5.3.5 Acquisizione ed elaborazione dei dati

I dati sono stati acquisiti utilizzando tre tecniche:

1. *Cross sectional area method (CSA)*

Questa tecnica prevede l'acquisizione di lunghezza, sezione e profondità del sentiero esclusivamente utilizzando barre e nastri metrici con l'ausilio di almeno due operatori (Salesa et al., 2019). Per i due segmenti di sentiero, le misure sono state acquisite in modo tale da calcolare una sezione ogni metro lineare del tratto di sentiero. Per fare ciò ogni 10 cm è stata misurata la profondità della sezione presa in considerazione (Figura 5.54).

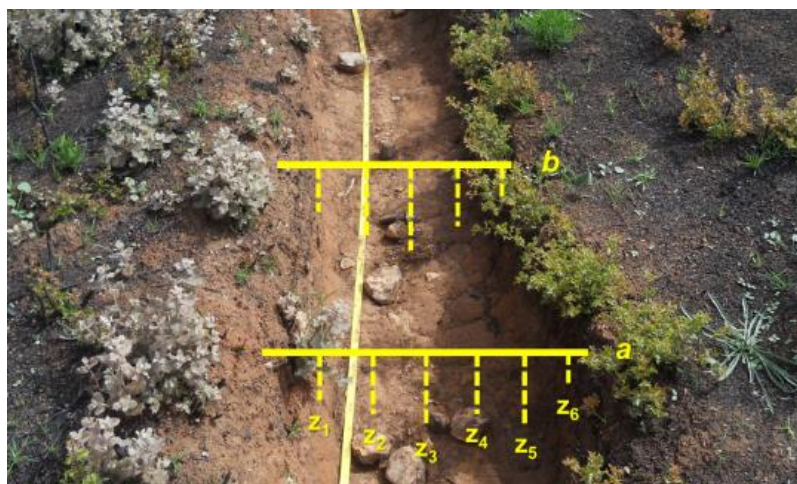


Figura 5.54 - Rappresentazione schematica del Cross sectional area method, la distanza tra la sezione a e la sezione b è di un metro, mentre la distanza tra z_1 e z_2 è di 10 cm.

In questo metodo viene calcolata prima l'area di ogni singola sezione misurata:

$$A_a = \{[(z_1 + z_2)/2] \times 10\} + \{[(z_2 + z_3)/2] \times 10\} + \dots + \{[(z_n + z_m)/2] \times 10\}$$

In questo modo si sommano due profondità vicine, si dividono per due per avere la profondità media e si moltiplica per 10 per avere l'area del rettangolo formato da queste due profondità. Per sapere l'area totale della sezione viene fatta la sommatoria di tutte le aree dei singoli rettangoli.

Per calcolare il volume tra due sezioni è stata utilizzata la seguente espressione:

$$V_{ab} = \{[(A_a + A_b)/2 \times 100] / 10^6\}$$

Dove 100 rappresenta la distanza in cm tra una sezione e l'altra, e 10^6 occorre per passare da cm^3 a m^3 .

2. Fotogrammetria da drone

Per l'acquisizione dei fotogrammi è stato utilizzato un *DJI Phantom 3 std* con una quota volo di circa 5 metri (Figura 5.55). In questo caso l'acquisizione è stata fatta in modalità manuale e sono stati acquisiti una serie di fotogrammi in modo tale da avere una sovrapposizione maggiore dell'80% per costruire il modello 3D. La modalità di acquisizione è stata PF utilizzando come metodo di interpolazione l'IDW.



Figura 5.55 - DJI Phantom 3 std in volo

3. Fotogrammetria terrestre

Successivamente è stata applicata la fotogrammetria terrestre. In particolare è stato creato un sistema che ha permesso l'acquisizione in stereoscopia di fotogrammi utilizzando due *smartphone* in contemporanea (Figura 5.56).



Figura 5.56 - Acquisizione dei fotogrammi utilizzando due *smartphone*

Il supporto su cui sono stati montati gli *smartphone* consiste in un'asta di legno di un metro, al cui top di trova un'altra asta di 30 cm su cui sono fissati gli alloggiamenti per i due *smartphone* utilizzati: 1) *Huawei P8* con una camera da 13 Mpx f/2.0 28 mm; 2) *Samsung Galaxy S4* con una camera da 13 Mpx f/2.2 31mm. In questo caso i dati sono stati acquisiti in modalità foto per due motivi: 1) la differenza di qualità tra video e foto negli *smartphone* è a vantaggio delle foto soprattutto per il focus degli oggetti; 2) essendo l'area molto piccola non c'erano problemi di tempi di acquisizione. Per migliorare le performance fotografiche dei due *smartphone* è stata utilizzata l'App "FV-5 camera" che ha permesso anche di effettuare foto in automatico ogni 2 secondi in Autofocus. Sono stati piazzati dei GCP comuni sia per la fotogrammetria aerea che quella terrestre (Figura 5.57), utilizzando un GPS RTK (LEICA SYSTEM 1200).



Figura 5.57 - Target posizionati ai bordi del sentiero

Per entrambe le tecniche di fotogrammetria è stato utilizzato il medesimo flusso di lavoro (Figura 5.58). In particolare, i fotogrammi acquisiti sono stati elaborati con il software *Agisoft Photoscan*. L'output utilizzato in questo caso è la nuvola densa di punti (nuvola di punti 1) (Figura 5.59A). A questo punto non avendo un DTM o una nuvola di punti che rappresentasse la situazione del versante senza il sentiero è stata generata una seconda nuvola di punti eliminando il sentiero dalla prima nuvola di punti (nuvola di punti 2). Per ottenere la seconda nuvola di punti da cui effettuare la differenza di volume sono stati eliminati manualmente i tratti di sentiero dalla nuvola di punti originale (Figura 5.59B).

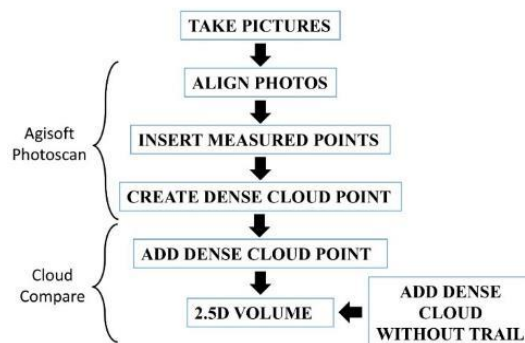


Figura 5.58 - Flusso di lavoro utilizzato sui dati acquisiti con tecnica fotogrammetrica

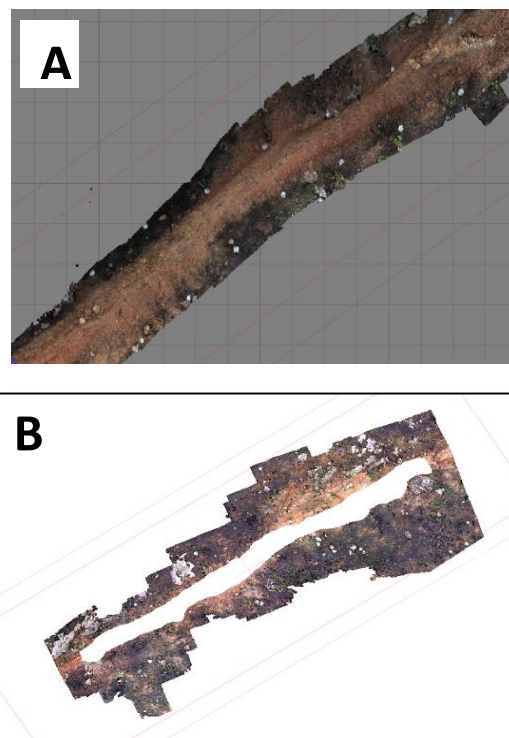


Figura 5.59 - A) Nuvola di punti 1 del sentiero oggetto di studio, i punti bianchi rappresentano i GCP; B) Nuvola di punti 2 all'interno del quale è stato eliminato il sentiero.

A questo punto per riempire la lacuna di dati presente, e per ricostruire la sezione originale (prima della formazione del sentiero), è stato creato un DTM utilizzando come metodo di interpolazione l'IDW, in questo modo sono stati ricavati dati prendendo in considerazione i limiti del sentiero (Figura 5.60).

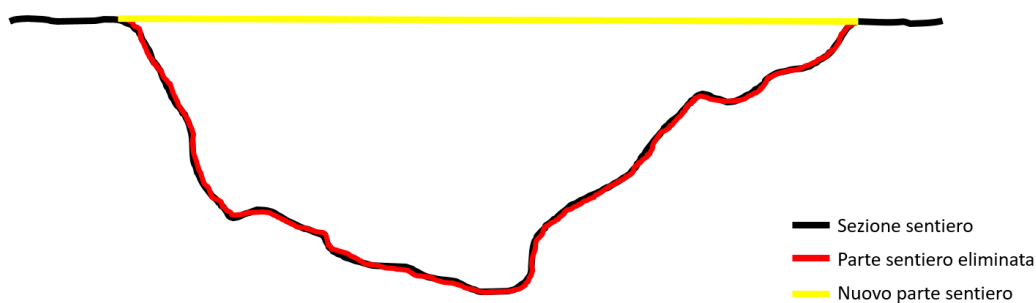


Figura 5.60 - Sezione di sentiero; In nero viene indicata la sezione originale; in rosso la parte di sezione eliminata nella nuvola di punti; in giallo il nuovo tratto di sezione ottenuto dall'interpolazione della nuvola di punti

Per confrontare i due modelli, il DTM appena ottenuto è stato convertito in una nuvola densa di punti. A questo punto le due nuvole dense di punti sono state importate all'interno del software *Cloud Compare*, che utilizzando il *plug-in* integrato (2.5 VOLUME) ha permesso la stima dei volumi erosi.

5.3.6 Risultati

Dai dati acquisiti con il metodo del CSA i due segmenti di sentiero mostrano una pendenza media di $4,19^\circ$ (Deviazione standard 4.26), con il primo segmento leggermente più ripido del secondo ($4,39^\circ$ vs $3,90^\circ$) (Tabella 5.20).

| | PENDENZA (°) | LARGHEZZA MEDIA SENTIERO (CM) | PROFONDITÀ MEDIA IN Z (CM) |
|---------------------------|-----------------|----------------------------------|----------------------------|
| 1° SEGMENTO (20 M) | 4.39 (4.72) | 79.78 (14.22) | 12.30 (4.88) |
| 2° SEGMENTO (30 M) | 3.90 (3.52) | 79.68 (13.03) | 9.52 (5.56) |
| MEDIA | 4.19 (4.26) | 79.74 (13.67) | 11.18 (5.31) |

Tabella 5.20 - Caratteristiche del sentiero studiato con il metodo del Cross Sectional Area. I valori tra parentesi indicano la deviazione standard

Per quanto riguarda la larghezza media, i risultati per i due segmenti sono molto simili rispettivamente con 79,78 cm e 79,68 cm, ma il primo segmento è caratterizzato da una deviazione standard leggermente maggiore (14,22 vs 13,03). I risultati ottenuti con il metodo CSA sulla profondità della superficie del suolo dei due segmenti del sentiero indicano un valore medio di 11,18 cm (Dev. Std. 5.31), ma il primo segmento ha mostrato una maggiore profondità rispetto al secondo (12,30 cm contro 9,52 cm).

A questo punto mettendo a confronto i risultati ottenuti dalle tre tecniche prese in considerazione si nota come i valori di area e suolo perso abbiano valori confrontabili (Tabella 5.21). Nel primo segmento di sentiero (20 metri di lunghezza), le differenze massime ottenute sono 0,15 m² per l'area e 0,16 m³ per il volume del suolo perso. Nel secondo segmento del sentiero (lungo 30 metri), è stata ottenuta un differenza maggiore rispetto al dato precedente, infatti tra il valore più basso e quello più alto dell'area calcolata vi sono 0,66 m² di differenza. Per quanto riguarda il calcolo del volume di suolo perso, tra i tre metodi vi è una differenza minima per il primo tratto di sentiero 8tabella con una differenza massima tra i tre metodi di 0.16 m³, mentre per il secondo tratto di sentiero la differenza è di 0,79 m³.

| Approach | Trail area (m ²) | | | | Soil loss (m ³) | | | |
|--------------------------------------|------------------------------|-------|-------|------------|-----------------------------|-------|------|------------|
| | CSA | DRONE | SPD | Max. Diff. | CSA | DRONE | SPD | Max. Diff. |
| 1st Segment (20 m) | 11.15 | 11.06 | 11.21 | 0.15 | 1.82 | 1.89 | 1.98 | 0.16 |
| 2nd Segment (30 m) | 24.50 | 24.04 | 23.84 | 0.66 | 2.75 | 1.96 | 2.02 | 0.79 |

Figura 5.21 - Area e suolo eroso calcolato con le tre tecniche: CSA = Cross Sectional Area; DRONE = fotogrammetria aerea; SPD = fotogrammetria terrestre.

In generale:

- Confrontando i risultati ottenuti su area e sul volume di materiale eroso, è possibile constatare come i risultati offerti da tali tecniche siano confrontabile e confermano la validità della tecnica fotogrammetrica sviluppata;
- Il CSA presenta un grosso vantaggio: non serve nessuna grossa strumentazione per effettuare una stima di volume eroso, ma serve solo un righello, una livella e tempo per acquisire i dati;

- Mentre gli altri due metodi, hanno dalla loro parte il grande risparmio di tempo in fase di acquisizione, ma occorrono degli strumenti per applicare tali metodi. In particolare per la fotogrammetria aerea occorre un drone e un ricevitore GPS, mentre per la fotogrammetria terrestre occorre uno *smartphone* e un ricevitore GPS.

CAPITOLO 6

CONCLUSIONI

La ricerca svolta nell'ambito della presente tesi di dottorato è stata finalizzata alla messa a punto di una tecnica fotogrammetrica per ottenere modelli digitali del terreno, attraverso l'utilizzo di un drone (*DJI Phantom 3 std*).

L'avvento dei droni (*Unmanned Aerial Vehicle - UAV*) sta portando ad una rivoluzione nel mondo delle riprese aeree, da quelle ludiche e per lo spettacolo, a quelle più strettamente tecniche e professionali. Nell'ambito della fotogrammetria aerea, i vantaggi sono correlati soprattutto alla riduzione dei costi e dei tempi. In dettaglio, i principali fattori che rendono tale tecnologia molto conveniente sono:

- **Accessibilità spaziale:** essendo pilotati da remoto, i droni sono capaci di sorvolare qualsiasi tipo di area, spingendosi in zone impervie che possono risultare inaccessibili per gli esseri umani e per altri velivoli, come gli elicotteri. I droni possono essere utilizzati, ad esempio, anche per effettuare attività di monitoraggio di frane, aspetto che si traduce in un evidente vantaggio per la sicurezza.
- **Qualità delle immagini:** i droni professionali consentono di ottenere immagini di ottima qualità fotografica, permettendo di disporre di modelli 3D molto accurati;
- **Tempi di acquisizione dei dati:** i rilievi aerofotogrammetrici tramite drone comportano sempre tempi inferiori rispetto alle tecniche tradizionali. Questa importante caratteristica si riflette positivamente sui costi complessivi necessari per portare a termine l'attività di rilevamento.

Scopo della tesi è stato quello di fornire dei parametri fotogrammetrici da applicare in fase di acquisizione ed elaborazione dei dati, per raggiungere il miglior risultato possibile per quanto concerne l'accuratezza del DTM (*Digital Terrain Model*). In fase di acquisizione dei dati i parametri critici che sono stati appositamente testati nella fase di sperimentazione sono: 1) la tipologia di camera e soprattutto la sua stabilizzazione; 2) la quota di volo del drone; 3) la modalità di acquisizione utilizzata (foto o video). La fase di elaborazione si basa sull'algoritmo di *Structure from Motion* che, partendo dai fotogrammi, riesce a costruire un modello 3D dell'area di presa, utilizzando i concetti base della fotogrammetria e tecniche

image-based che impiegano algoritmi della *Computer Vision*. I prodotti finali della fase di elaborazione che vengono utilizzati sono: 1) la nuvola densa di punti (*Dense Cloud Point*); 2) il modello digitale del terreno (DTM); 3) l'ortofoto.

La messa a punto della tecnica fotogrammetrica, esposta in questa tesi, ha permesso di evidenziare quali siano i fattori critici da considerare quando si prevede l'acquisizione di dati fotogrammetrici utilizzando un drone. Il metodo fotogrammetrico sviluppato è stato applicato su tre Aree Test (AT), di cui si riportano di seguito i risultati ottenuti.

Nell'AT 1, in Molise, sono stati presi in considerazione quattro versanti (C1-C4). Dall'analisi dei risultati di tali versanti si evidenzia come il metodo fotogrammetrico proposto si comporti in maniera eccellente per aree avente una superficie minori di un ettaro, utilizzando una quota di volo di 15 metri. Invece, come dimostrato dai risultati del C4, per campi aventi un'area maggiore di un ettaro, risulta fondamentale effettuare un secondo volo di acquisizione (anche a quota maggiore). In questo modo, fondendo i dati acquisiti dai due voli, si ottiene una griglia che in fase di elaborazione dei dati evita problemi di allineamento dei fotogrammi e soprattutto evita distorsioni laterali al modello. I tassi di erosione ottenuti evidenziano come l'AT1, nel periodo di osservazione, sia sottoposta ad un'erosione del suolo modesta.

Nell'AT 2, in Campania, sono stati acquisiti dati relativi a due versanti (C1-C2). I risultati del C1 evidenziano uno dei principali limiti della tecnica fotogrammetrica con sensori ottici, ossia l'incapacità dei sensori di attraversare la vegetazione. Per risolvere tale problematica si dovrebbe ricorrere all'uso di sensori attivi come ad esempio il Lidar, strumentazione che può essere equipaggiata dai droni. Tale soluzione risulta estremamente costosa, sia per il costo vero e proprio dello strumento, sia dal punto di vista computazione, questo perché la nuvola di punti generata da un Lidar è molto più densa (di punti) rispetto alla nuvola densa generata dalla fotogrammetria da drone. Il C2, invece, mostra come la tecnica fotogrammetrica sviluppata riesca a dare ottimi risultati per campi con un'area minore di un ettaro. Inoltre dalla differenza dei modelli digitali del terreno è stato possibile constatare come l'AT 2 abbia bassi tassi di erosione del suolo.

Nell'AT 3, in Spagna, sono stati acquisiti diverse tipologie di dati per calcolare il volume eroso su un sentiero di montagna. L'obiettivo finale, in questo caso, era quello di confermare l'accuratezza dei volumi derivati dalla tecnica fotogrammetrica sviluppata, confrontandoli con altre due tecniche. La prima è la fotogrammetria terrestre applicata utilizzando due *smartphone* in parallelo da un'altezza rispetto al suolo di circa un metro. La seconda tecnica è il *Cross sectional area method* (CSA), la quale consiste in misure (in sezione) di larghezza

e profondità del sentiero per calcolare l'area delle sezioni di sentiero. Successivamente è stato calcolato il volume di suolo perso lungo il sentiero tenendo conto che le sezioni misurate distano tra di loro un metro. I risultati delle tre tecniche utilizzate mostrano simili valori di volume di suolo eroso. La fotogrammetria aerea e quella terrestre offrono tempi di acquisizione molto brevi con risultati molto precisi. Il CSA mostra tempi di acquisizione dei dati molto lunghi, con la necessità di avere a disposizione almeno due operatori. Tuttavia il CSA può essere applicato anche in caso di copertura vegetale (es. bosco), a differenza dei metodi fotogrammetrici.

I risultati ottenuti sulle Aree Test dimostrano l'efficacia del metodo fotogrammetrico sviluppato e confermano il ruolo dei droni, quali strumenti che hanno rivoluzionato l'acquisizione di nuovi dati in ambito scientifico. Trattandosi di una tecnologia *low cost*, permette la possibilità di ripetere con una certa cadenza il rilievo o magari di aggiornare lo stesso dopo un evento calamitoso che può aver modificato le condizioni topografiche. Come già detto, il rilevamento fotogrammetrico da UAV non è comunque privo di elementi critici che devono essere ben ponderati e valutati, al fine di perseguire gli scopi prefissati in maniera soddisfacente. In primo luogo l'autonomia delle batterie costituisce certamente uno dei punti più vulnerabili, in questo ambito la tecnologia sta avanzando velocemente e già i modelli in uscita a distanza di un biennio vantano autonomie maggiori, alcuni sino a 40 minuti, seppur spesso afferenti a categorie di fascia superiore. Al fine di garantire una dimensione del GSD (*Ground Sampling Distance*) a terra dell'ordine di qualche centimetro, effettuando una sovrapposizione adeguata, l'autonomia può rappresentare un elemento limitante e, pertanto, può rivelarsi necessario effettuare più voli nell'ambito della medesima campagna di rilevamento.

Il *payload* contenuto può rappresentare ulteriore elemento limitante, pertanto l'utilizzo di fotocamere più performanti è alla base delle configurazioni avanzate per il rilevamento fotogrammetrico.

L'utilizzo dei droni è stato già applicato con successo nei diversi campi delle geoscienze, come ad es.: erosione del suolo (Pineux et al., 2017); *gully erosion* (Perroy et al., 2010); *trail erosion* (Salesa et al., 2020); *fluvial dynamics* (Day et al., 2013); *glacial dynamics* (Tonkin et al., 2015); processi costieri (Gonçalves & Henriques, 2015) and mass wasting (Bennet et al., 2013). Il presente lavoro di dottorato rappresenta una conferma sull'affidabilità di tali strumenti, e fornisce utili indicazioni per ottenere DTM con errori contenuti.

Concludendo con le prospettive future, è importante considerare che un'ulteriore margine di miglioramento può derivare dall'ottimizzazione del *post-processing* delle immagini

acquisite, attraverso l'utilizzo di pacchetti software specifici sempre più performanti in termini di risorse di calcolo necessarie e dalla sempre maggiore qualità dei sensori ottici impiegabili in fotogrammetria. Infine il flusso di lavoro generato in questo lavoro di tesi può essere replicato utilizzando strumenti differenti per ottenere modelli digitali del terreno che si avvicinano il più possibile alla realtà.

BIBLIOGRAFIA

Aguilar F J, Aguera F, Aguilar M A, and Carvajal F. 2005. Effects of terrain morphology, sampling density, and interpolation methods on grid DEM accuracy. *Photogrammetric engineering and remote sensing*, 71(7): 805.

American Society of Photogrammetry 2007. *Remote Sensing. Digital elevation model technologies and applications: The DEM users manual*. ASPRS.

American Society of Photogrammetry. 1980. *Manual of Photogrammetry*, 4th Ed, ASPRS.

Amodio-Morelli L, Bonardi G, Colonna V, Dietrich D, Giunta G, Ippolito F et al. 1976. L'Arco Calabro-Peloritano nell'Orogene Appenninico-Maghrebide. *Mem Soc Geol It*, 17: 1-60.

Anderson K and Gaston KJ. 2013. Lightweight unmanned aerial vehicles will revolutionize spatial ecology. *Front. Ecol. Environ.* 11: 138-146.

Arcview ESRI, 1993. Redlands, CA: Environmental Systems Research Institute.

Aucelli PPC. 1999. *Analisi morfodinamica del bacino del Fiume Trigno: distribuzione, entità e cause dei fenomeni di alveo e di versante*. Tesi di dottorato, Università degli Studi del Molise.

Aucelli PPC, De Angelis A, Colombo C, Palumbo G, Scarciglia F, Roskopf CM. 2004. La stazione sperimentale per la misura dell'erosione del suolo di Morgiapietravalle (Molise, Italia): primi risultati sperimentali. *Atti del Convegno Erosione idrica in ambiente Mediterraneo: valutazione diretta e indiretta in aree sperimentali e bacini idrografici*, 87-104.

Aucelli PPC, Conforti M, Della Seta M, Del Monte M, D'Uva L, Roskopf CM, Vergari F. 2016. Multi-temporal digital photogrammetric analysis for quantitative assesment of soil erosion rates in the Landola catchment of the upper Orcia valley (Tuscany, Italy). *Land degradation & development*, 27:1075-1092.

Barrerà-Gonzalez J, Rodrigo-Comino J, Gyasi-Agyei Y, Pulido M, Cerda A. 2020. Applying the RUSLE and ISUM in the Tierra de Barros Vineyards (Extremadura, Spain) to Estimate Soil Mobilisation Rates. *Land* 9(3); 93.

Bazzoffi P. 2002. Impact of human activities on soil loss. Direct and indirect evaluation. *Advances in GeoEcology*, 35:427-440.

Bazzoffi P. 2002. Integrated photogrammetric-celerimetric analysis to detect soil translocation due to land levelling. In: Lian Xiang W., Dey W., Xiaoning T., Jing N. (eds) *Sustainable Utilization of Global Soil and Water Resources, Proc. 12th International Soil Conservation Organization Conference*, Tsinghua Univ. Press, 4:302-307.

- Bazzoffi P. 2007. Erosione del suolo e sviluppo rurale: fondamenti e manualistica per la valutazione agroambientale. Edagricole.
- Bennett G.L., Molnar P., McArdeell B.W., Schlunegger F. & Burlando P. 2013. Patterns and controls of sediment production, transfer and yield in the Illgraben. *Geomorphology* 188, 68–82
- Boike J, Roth J, Ippisch O. 2003. Seasonal snow cover on frozen ground energy balance calculation of a permafrost site near Ny-Alesund, Spitsebergen. *Journal of Geophysical Research Atmosphere*, 108: 8163.
- Bonardi G, Amore O, Ciampo G, De Capoa P, Miconnet P, Perrone V. 1988. Il Complesso Liguride Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sull'evoluzione della catena appenninica ed i suoi rapporti con l'arco calabro. *Mem Soc Geol It*, 41: 17-35.
- Bouma AH. 1962. *Sedimentology of some flysch deposits*. Amsterdam, Elsevier, 168.
- Brasington J, Rumsby BT, McVey RA. 2000. Monitoring and modelling morphological change in a braided gravel-bed river using high resolution GPS-based survey. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25: 973-990.
- Brasington J, Smart RMA. 2003. Close range digital photogrammetric analysis of experimental drainage basin evolution. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 231-247.
- Burrough PA. 1986. *Principles of geographical information systems for land resources assessment*.
- California State Department of Public works. 1923. *Flow in California streams*. Bulletin 5. Chapter 5 (cited by Haan, 1986).
- Cannarozzo R, Cucchiaroni L, Meschieri W. 2017. *Misure, rilievo, progetto per costruzioni, ambiente e territorio*. Zanichelli. Quinta edizione.
- Ceam. 2018. *Informe sobre el impacto del incendio forestal de Lluxent, 2018*. Fundacion Centro de Estudios Ambientales del Mediterraneo.
- Colomina I and Molina P. 2014. "Unmanned Aerial Systems for Photogrammetry and Remote Sensing: A Review." *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 92: 79-97.
- Comincioli V. 1991. *FORTTRAN 77: introduzione e applicazioni numeriche*, McGraw-Hill.
- Comino JR, Keshavarzic A, Zeraatpisheh M, Agyeif YG, Cerdà A. 2019. Determining the best ISUM (Improved stock unearthing Method) sampling point number to model long-term soil transport and micro-topographical changes in vineyards. *Computers and Electronics in Agriculture*, 159:147-156.
- Day S.S., Gran K.B., Belmont P. & Wawrzyniec T. 2013. Measuring bluff erosion part 2: pairing aerial photographs and terrestrial laser scanning to create a watershed scale sediment budget. *Earth Surf. Process. Landf.* 38, 1068–1082.
- De Angelis A. 2008. *Analisi Quantitativa dei Processi Erosivi di Versante nei Bacini Molisani a Forte Componente Pelitica*. Tesi di dottorato, Università degli Studi del Molise.

- De Berg M, Cheong O, Van Kreveld M, Overmars M. 2008. Computational geometry. Springer.
- De Jong E, Begg CBM, Kachanoski RG. 1983. Estimates of soil erosion and deposition for some Saskatchewan soils. *Can J Soil Sci*, 63:607-617.
- Di Luzio E, Paniccia D, Pitzianti P, Sansonne P and Tozzi M. 1999. Evoluzione tettonica dell'Alto Molise. *Boll Soc Geol It*, 118: 287-315.
- Dirk R. 2013. Frequency analysis of rainfall data, College on Soil Physics - 30th Anniversary (1983-2013) RAES Dirk 25 February - 1 March, 2013 Katholieke Universiteit Leuven.
- D'Argenio B, Pescatore T, Scandone P. 1973. Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania). *Atti del Conv. Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino. Acc Nazion Lincei*, 182: 49-72.
- EEA (European Environment Agency). 1995. CORINE Land Cover - European Environment Agency, ISBN 92-826-2579-6.
- EEA (European Environment Agency). 1998. Europe's Environment: The Second Assessment. Office for Official Publication of the European Communities, Luxembourg. <http://themes.eea.eu.int/>.
- EFFIS. 2018. Report fire ID 12490. Joint Research Centre: European Forest Fire Information System <http://effis.jrc.ec.europa.eu/>
- Ellison WD. 1947. Soil erosion studies. *Agr Eng*. 28:145-146; 197-201; 245-248; 297-300; 349-351; 353.
- Emmett WW. 1970. The hydraulics of overland flow on hillslopes. USGS Professional Paper 662-A.
- Evans IS. 1972. General geomorphometry, derivatives of altitude, and descriptive statistics. in Chorley RJ. ed. *Spatial Analysis in Geomorphology*, Methuen, London, 17-90.
- Foglio 419 San Giorgio e la Molarra ISPRA e Servizio Geologico d'Italia (2012a). Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 419 "San Giorgio La Molarra". http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/419_SANGIORGIO_LAMOLARA/Foglio.html.
- Frazier BE, McCool DK. 1981. Aerial photography to detect rill erosion. *Transactions of the ASAE*, 1168-1171.
- Fuller IC, Large ARG, Milan D. 2003. Quantifying channel development and sediment transfer following chute cutoff in a wandering gravel-bed river. *Geomorphology*, 54: 307-323.
- Fung B. Why drone makers have declared war on the word 'drone', in *The Washington Post*, 16 agosto 2013.
- García-Ruiz JM, Nadal-Romero E, Lana-Renault N, Beguería S. 2013. Erosion in Mediterranean landscapes: Changes and future challenges. *Geomorphology*, 198: 20-36.

- Gonçalves J.A. & Henriques, R. 2015. UAV photogrammetry for topographic monitoring of coastal areas. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* 104, 101–111.
- Graf WL. 1979. The development of montane arroyos and gullies. *Earth Surface Processes Earth Surface Processes*, 4(1): 1-14.
- Guidi G, Remondino F. 2012. 3D modeling from real data. In "Modeling and Simulation in Engineering", C. Alexandru (Ed.), InTech Publisher. ISBN 978-953-51-0012-6.
- Guidi G, Russo M, Beraldin JA. 2010. *Acquisizione 3D e modellazione poligonale*. McGraw-Hill, Milano.
- Gumbel EJ. 1935. Les valeurs extrêmes des distributions statistiques. *Annales de l'Institut Henri Poincaré*, 5 (2): 115-158.
- Gumbel EJ. 1941. The return period of flood flows. *The Annals of Mathematical Statistics*, 12; 163-190.
- Hazen, A. 1930. *Flood flow, a study of frequencies and magnitudes*. John Wiley and Sons, INC. New York (as cited by Haan, 1986).
- Heitor MT. 2002. Validazione in angola del modello digitale del terreno globale gtopo030.
- Heritage G, Hetherington D. 2007. Towards a protocol for laser scanning in fluvial geomorphology. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32: 66-74.
- Hodge R, Brasington J, Richards K. 2009. In-situ characterisation of grain-scale fluvial morphology using Terrestrial Laser Scanning. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34: 954-968.
- Hjulström, F. 1935. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyries. *Bulletin of the Geological Institute, University of Uppsala* 25: 221- 527.
- Hudson NW. 1981a. A research project on hydrology and soil erosion in mountain watersheds in Sri Lanka. In: *Tropical Agricultural Hydrology*. R. Lal and E.W. Russell (eds.). John Wiley, New York, 311-324.
- Hudson N.W. 1981b. *Soil Conservation*. Chapter 3, *The Physics of Rainfall*, 2nd. ed. Batsford, London, and Cornell University Press, Ithaca, NY.
- Hudson NW. 1993. Field measurements of erosion and run off. *Soils bulletin* 68, FAO Rome, 139.
- Hutchinson MF. 1988. Calculation of hydrologically sound digital elevation models. Paper presented at Third International Symposium on Spatial Data Handling at Sydney, Australia.
- Hutchinson MF. 1989. A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. *Journal of Hydrology*, 106: 211-232.
- Hutchinson MF and Dowling TI. 1991. A continental hydrological assessment of a new grid-based digital elevation model of Australia. *Hydrological Processes*, 5: 45-58.

- Hutchinson MF. 1993. Development of a continent-wide DEM with applications to terrain and climate analysis. In *Environmental Modeling with GIS*, ed. M. F. Goodchild et al. New York: Oxford University Press, 392-399.
- Hutchinson MF. 1996. A locally adaptive approach to the interpolation of digital elevation models. In *Proceedings, Third International Conference/Workshop on Integrating GIS and Environmental Modeling*. Santa Barbara, CA: National Center for Geographic Information and Analysis.
- Hutchinson MF. 2000. Optimising the degree of data smoothing for locally adaptive finite element bivariate smoothing splines. *ANZIAM Journal*, 42: C774–C796.
- Hutchinson MF and Gallant JC 2000. Digital elevation models and representation of terrain shape. In: J.P. Wilson and J.C. Gallant (eds) *Terrain Analysis*. Wiley, New York, 29-50.
- Hutchinson MF. 2008. Adding the Z-dimension. In: J.P. Wilson and A.S. Fotheringham (eds), *Handbook of Geographic Information Science*, Blackwell: 144-168.
- Hutchinson MF, Stein JA, Stein JL and Xu T. 2009. Locally adaptive gridding of noisy high resolution topographic data. In Anderssen, R.S., R.D. Braddock and L.T.H. Newham (eds) 18th World IMACS Congress. Modelling and Simulation Society of Australia and New Zealand and International Association for Mathematics and Computers in Simulation, 2493-2499.
- Hutchinson MF, Xu T and Stein JA. 2011. Recent Progress in the ANUDEM Elevation Gridding Procedure. In: *Geomorphometry 2011*, edited by T. Hengel, I.S. Evans, J.P. Wilson and M. Gould, Redlands, California, USA, 19–22.
- Jones AF, Brewer PA, Johnstone E, Macklin MG. 2007. High-resolution interpretative geomorphological mapping of river valley environments using airborne LiDAR data. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32: 1574-1592.
- Kavanagh B and Bird G. 1992. *Surveying*. Prentice Hall.
- Keim RF, Skaugset AE, Bateman DS. 1999. Digital terrain modelling of small stream channels with a total-station theodolite. *Advances in Water Resources*, 23: 41-48.
- Lane SN, James TD, Crowell MD. 2000. Application of digital photogrammetry to complex topography for geomorphological research. *The Photogrammetric Record*, 16: 793-821.
- Lee J, Snyder PK, and Fisher PF. 1992. Modeling the effect of data errors on feature extraction from digital elevation models. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 58(10): 1461-1467.
- Lejot J, Delacourt C, Piégay H, Fournier T, Trémélo ML, Allemand P. 2007. Very high spatial resolution imagery for channel bathymetry and topography from an unmanned mapping controlled platform. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32: 1705-1725.
- Liu P, Chen A, Huang Y, Han J, Lai J, Kang S, Wu T, Wen M, Tsai M. 2014. A review of rotorcraft unmanned aerial vehicle (UAV) developments and applications in civil engineering. *Smart Struct Syst*, 13: 1065-1094.

- Lohani B, Mason DC. 2001. Application of airborne scanning laser altimetry to the study of tidal channel geomorphology. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 56: 100-120.
- Lowe D. 1999. Object recognition from local scale-invariant features. *Atti International Conference on Computer Vision*, 2: 1150-1152.
- Lyles L, Schrandt RL, Schmeidler NF. 1974. Commercial Soil Stabilizers for Temporary and Wind-Erosion Control. American Society of Agricultural and Biological Engineers.
- Mason BJ, Andrews JB. 1960. Drop size distribution from various types of rain. *QJR Meteorol Soc*, 86: 346-353.
- Merritt E. 1984. The identification of four stages during microrill development. *Earth Surface Processes and Landforms*, 9: 493-496.
- Meyer LD. 1994. Rainfall simulators for soil erosion research. In: Lal R. *Soil erosion research methods*. The soil and Water Conservation Society and St. Lucie Press, 83-103.
- Migliaccio F. 2003. *Principi di Fotogrammetria*.
- Mitas L, Mitasova H. 1999. Spatial Interpolation. In: Longley P, Goodchild MF, Maguire DJ, Rhind DW (Eds.), *Geographical Information Systems: Principles, Techniques, Management and Applications*, Wiley.
- Moore ID and Burch GI. 1986a. Physical basis of the length slope factor in the Universal Soil Loss Equation *Soil Science Society of America*, 50(5): 1294-1298.
- Moore ID and Burch GI. 1986b. Modeling erosion and deposition. Topographic effects *Transactions of American Society of Agriculture Engineering*, 29(6):1624-1630.
- Moore ID and Grayson RB. 1991. Terrain-based catchment partitioning and runoff prediction using vector elevation data. *Water Resources Research*, 27: 1177-91.
- Morgan KM, Nalepa R. 1982. Application of aerial photographic and computer analysis to the USLE for area wide erosion studies. *Journal of Soil and Water Conservation*, 6: 347-350.
- Morgan RPC. 1978. Field studies of rainsplash erosion. *Earth Surface Processes and Landform*, 3:295-299.
- Morgan RPC. 1986. *Soil Erosion and Conservation*. First published 1986, a revised and enlarged edition of *Soil Erosion*, first published in 1979. ISBN 0 582 30158 0 (Longman). Blackwell Publishing.
- Morgan RPC, Quinton JN, Rickson RJ. 1994. Modelling Methodology for Soil Erosion Assessment and Soil Conservation Design: The EUROSEM Approach. *Journal Indexing and metrics*, 23: 5-9.
- Moss AJ, Green P, Hutka J. 1982. Small channels: their formation, nature and significance. *Earth Surface Processes and Landforms*, 7: 401-415.

- Mostardini F and Merlini S. 1986. Appennino centro meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale. *Mem Soc Geol It*, 35: 177-202.
- Musgrave GW, 1947. The quantitative evaluation of factors in water erosion, a first approximation. *Journal Soil and Water Conservation*, 2:133-138.
- Nearing MA, Foster GR, Lane LJ, Finkner SC. 1989. A Process-Based Soil Erosion Model for USDA-Water Erosion Prediction Project Technology. *Transaction of the American Society of Agricultural Engineers*, 32(5):1587-1593.
- Newmann MW and Sproull FR. 1979. *Principles of interactive computer graphics*, McGraw Hill
- Note illustrative foglio 419. Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50000. Foglio 419 San Giorgio la Molara. ISPRA.
- Notebaert B, Verstraeten G, Govers G, Poesen J. 2009. Qualitative and quantitative applications of LiDAR imagery in fluvial geomorphology. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34: 217-231.
- Oliver MA. 1990. Kriging: A Method of Interpolation for Geographical Information Systems." *International Journal of Geographic Information Systems*, 4: 313-332.
- Ogniben L. 1969. Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano. *Mem Soc Geol It*, 8: 453-763.
- Patacca E, Sartori R, Scandone P. 1990. Tyrrhenian basin and Apenninic arc: kinematic relations since Late Tortonian times. *Mem Soc Geol It*, 45: 425-451.
- Patacca E, Scandone P, Bellatalla M, Perilli N, Santini U. 1992. The Numidian-sand event in the Southern Apennines. *Memorie di Scienze Geologiche*. 43: 297-337.
- Pearce RW and Scott RA. 1976. Soil compaction by impact. *Geotechnique*, 25:19-30.
- Perroy, R.L., Bookhagen B., Asner G.P. & Chadwick O.A. 2010. Comparison of gully erosion estimates using airborne and ground-based LiDAR on Santa Cruz Island, California. *Geomorphology* 118, 288–300
- Pescatore T. 1988. La sedimentazione miocenica nell'Appennino campano-lucano. *Ren Acc Sc Fis Mat*, 55: 85-105.
- Peterson A. 2013. States are competing to be the Silicon Valley of drones, in *The Washington Post*.
- Philip GM and Watson DF. 1982. A Precise Method for Determining Contoured Surfaces." *Australian Petroleum Exploration Association Journal*, 22: 205-212.
- Piest F, Bradford JM, Wyatt GM. 1975. Soil erosion and sediment transport from gullies. *Journal of the Hydraulics Division*, 101: 65-80.
- Pineux N., Lisein J., Swerts G., Bielders C.L., Lejeune P., Colinet G., & Degré A. 2017. Can DEM time series produced by UAV be used to quantify diffuse erosion in an agricultural watershed? *Geomorphology*, 278, 122–136.

- Quine TA, Walling DE, Zhang X. 1993. The role of tillage in soil redistribution within fields on the Loess Plateau, China: an investigation using Cesium 137. In: Banasik K., Zbikowski A., Runoff and Sediment Yield Modelling, Warsaw Agricultural University Press, Warsaw, 149-155.
- Remondino F. 2011. Heritage Recording and 3D Modeling with Photogrammetry and 3D Scanning. *Remote Sensing*, 3(6): 1104-1138.
- Renard KG, Foster GR, Weesies GA, McCool DK, Yoder DC. 1997. Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). *Agriculture Handbook*, 703.
- Roose EJ. 1975. Natural mulch or chemical conditioner for reducing soil erosion in humid tropical areas. *Spec Publ Soil Soc Am*, 7:131-138.
- Rosser NJ, Petley DN, Lim M, Dunning SA, Allison RJ. 2005. Terrestrial laser scanning for monitoring the process of hard rock coastal cliff erosion. *Quarterly Journal of Engineering Geology & Hydrogeology*, 38: 363-375.
- Royle AG, Clausen FL and Frederiksen P. 1981. Practical Universal Kriging and Automatic Contouring. *Geoprocessing*, 1: 377-394.
- Salesa D, Terol E, Cerdà A. 2019. Soil erosion on the “El Portalet” mountain trails in the Eastern Iberian Peninsula. *Science of The Total Environment*. 661.
- Salesa D., Minervino Amodio A., Roskopf C.M., Garfi V., Terol E. & Cerdà A. 2020. Three topographical approaches to survey soil erosion on a mountain trail affected by a forest fire. Barranc de la Manesa, Llutxent, Eastern Iberian Peninsula. *J. of Environmental Management*, in press.
- Savat J. 1979. Laboratory experiments on erosion and deposition of loess by laminar sheet flow and turbulent rill flow. In Vogt, H. and Vogt, Th. (ed.), *Colloque sur l'érosion agricole des sols en milieu tempéré non Méditerranéen*. L'Université Louis Pasteur, Strasbourg.
- Scrocca D and Tozzi M. 1999. Tettogenesi mio-pliocenica dell'Appennino molisano. *Boll Soc Geol It*, 118: 255-286.
- Selli R. 1962. Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale. *Mem Soc Geol It*, 3: 737-790.
- Sevruk, B. and Geiger, H. 1981. Selection of distribution types for extremes of precipitation. World Meteorological Organization, Operational Hydrology Report. 15, WMO-No. 560, Geneva.
- Sgrosso I. 1998. Possibile evoluzione cinematica miocenica nell'orogene centro-sud appenninico. *Boll Soc Geol It*, 117: 679-724.
- Shahbazi M, Théau J, Ménard P. 2014. Recent applications of unmanned aerial imagery in natural resource management. *Gisci. Remote Sens*, 51: 339-365.
- Shepard D. 1968. A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data. In *Proceedings of the 1968 23rd ACM national conference*, 517-524.

- Smith DD, Wischmeier WH. 1957. Factors affecting sheet and rill erosion. *Trans. AGU*, 38: 889-896.
- Spomer RG, Mahurin RL. 1984. Time-lapse remote sensing for rapid measurement of changing landforms. *Journal of Soil and Water Conservation*, 6: 397-401.
- Stellard RF. 1995. Tectonic, Environmental, and human Aspects of Weathering and Erosion: A Global Review using a Steady-State Perspective. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 23:11-39.
- Sjödell I. 2016. Soil erosion as a consequence of the Benevento flash-flood rain event the 15 October 2015. Internal report. Swedish Geotechnical Institute, 11.
- Tackett JL, Pearson RW. 1965. Some characteristics of soil crusts formed by simulated rain. *Soil Science*, 99: 407-413.
- Tonkin T.N., Midgley N.G., Cook S.J. & Graham D.J. 2015. Ice-cored moraine degradation mapped and quantified using an unmanned aerial vehicle: a case study from a polythermal glacier in Svalbard. *Geomorphology* 258, 1–10.
- Trimble Navigation Limited. 2003. Real Time Kinematic Surveying, training guide.
- University of North Dakota. UAS: The Global Perspective - 9th Edition - 2011 - 2012 UAS Yearbook, 151-216.
- United States Department of Agriculture (USDA). 1979. Field manual for Research in Agricultural Hydrology. Handbook N. 224. Ed. United States Department of Agriculture, Science and Education Administration, 547.
- United States Department of Agriculture (USDA). 1999. Soil Taxonomy: a Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys. Handbook N. 436, United States Department of Agriculture Natural Resources Conservation Service.
- Valente A, Iscaro C, Magliulo P, Russo F. 2016. The flood in Benevento on 14th-15th October 2015: a short report. *Rend. Online Soc. Geol. It.* Vol. 38: 105-108
- Whiting ML, De Gloria SD, Benson AS, Wall SL. 1987. Estimating conservation tillage residue using aerial photography. *Journal of Soil and Water Conservation*, 2:130-132.
- William JR. 1975. Sediment yield prediction with Universal Equation using runoff energy factor. In: *Proceeding of the Sediment-Yield Workshop on Present and Prospective Technology for Predicting Sediment Yield and Sources*, USDA Sedimentation Laboratory, Oxford, MS, November 1972, USDA-ARS Report ARS-S40, 245-252.
- Wahba G. 1990. Spline models for Observational data. Paper presented at CBMS-NSF Regional Conference Series in Applied Mathematics. Philadelphia: Soc. Ind. Appl. Maths.
- Watson DF and Philip GM. 1985. A Refinement of Inverse Distance Weighted Interpolation. *Geoprocessing*, 2: 315-327.
- Weibull, W. 1939. A statistical study of the strength of material. *Ing Vetenskaps Akad Handl.* (Stockholm), 151: 15.

- Westaway RM, Lane SN, Hicks DM. 2000. The development of an automated correction procedure for digital photogrammetry for the study of wide, shallow, gravel-bed rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25: 209-226.
- Wilson JP, Gallant JC. 2000. Digital terrain analysis. In Wilson J P and Gallant J C (eds) *Terrain Analysis: Principles and Applications*. New York, John Wiley and Sons, 1-27.
- Wischmeier WH. 1959. A Rainfall Erosion Index for a Universal Soil-Loss Equation. *Soil Science Society of America Proceedings*, 23: 246-249.
- Wischmeier WH, Johnson CB, Cross BV. 1971. Soil erodibility nomograph for farmland and construction sites. *J Soil Water Conserv*, 26:1 89-93.
- Wischmeier WH, Smith DD. 1958. Rainfall energy and its relationship to soil loss. *Trans Am Geophys Union*, 39(2): 285 -291.
- Wishmeier WH, Smith DD. 1962. Soil loss estimation as a tool in soil and water management planning. *Int Assoc Scient Hydrol Pub*. 59: 148-159.
- Wishmeier WH, Smith DD. 1965. Predicting rainfall erosion losses in the Eastern US, a guide to conservation planning. In: *Agricultural Handbook No 282 US Government Printing Office, Washington D.C.*
- Wishmeier WH, Smith DD. 1978. Predicting rainfall erosion losses. *USDA Agr Res Serv Handbook*, 537: 85.
- Wise SM. 1998 *Digital Terrain Models - Traps for the Unwary*, international conference on Geocomputation 1998.
- WMOa. 1983. *Guide to climatological practices*. World Meteorological Organization, WMO No. 100. Geneva, Switzerland.
- WMOb. 1983, *Guide to Hydrological Practices, Vol. 2*, WMO-n. 168, Geneva, Switzerland.
- Wood JD. 1996. *The geomorphological characterisation of digital elevation models*, Ph.D dissertation, Geography Department, University of Leicester, UK,
- Zachar D. 1982. *Soil erosion. Developments in Soil Science 10*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 547.
- Zhilin Li, Qing Zhu, and Chris Gold. 2010. *Digital terrain modeling: principles and methodology*. CRC press.
- Zingg AW. 1940. Degree and length of land slope as it affects soil loss in runoff. *Agric Eng*, 21: 59-64.

RINGRAZIAMENTI

La conclusione di un lavoro di tre anni non è possibile senza il sostegno e la collaborazione di tante persone, che con la loro azione, spesso silenziosa e discreta, creano le condizioni di supporto personale, scientifico e professionale che permettono di raggiungere gli obiettivi che ci si era proposti.

In primo luogo, la mia gratitudine e stima va a mia moglie, che, anche a costo di grandi sacrifici mi ha spinto sin dall'inizio a intraprendere questo percorso.

Altra gratitudine va alla mia famiglia per essermi stata sempre vicina durante questo percorso (grazie mamma, papà, Vincenzo, Franco, Lucia, Gerardo, Soana, Lorenzo, Marianna, zii, nonni e cugini).

Un grazie particolare alla prof.ssa Roskopf, per tutto quello che ha saputo trasmettermi in questi anni trascorsi insieme e per l'infinita passione per questo lavoro.

Grazie al prof. Aucelli e al prof. Garfi, per l'infinita disponibilità e cortesia, per la dedizione e il preziosissimo aiuto.

Un sentito e doveroso ringraziamento va al prof. Troisi dell'Università Parthenope per i consigli "fotogrammetrici".

Come non ringraziare il prof. Cerda che mi ha permesso di trascorrere sei mesi a Valencia con uno dei grandi della soil erosion, inoltre ringrazio anche tutti gli amici spagnoli, in particolare David.

Inoltre, non mi posso dimenticare di ringraziare quelle persone, che hanno condiviso con me idee, spazi ed altre attività di ricerca, presso l'Università del Molise; in particolare un ringraziamento va al dott. Vincenzo Amato, al dott. Gianluigi Di Paola e al dott.ssa Francesca Filocamo.

Per ultimi (non di importanza), tutti gli amici che hanno condiviso con me gioie e dolori di tutto il percorso in particolare i compari/fratelli Andrea e Giuseppe, ma senza dimenticare Chiara, Agnese, Giammarco, Valentina e Antonio.

UAV DIGITAL PHOTOGRAMMETRIC ANALYSIS FOR SOIL EROSION EVALUATION IN THE RIVO CATCHMENT: PRELIMINARY RESULTS

A. Minervino Amodio^{1*}, P.P.C. Aucelli², G. Di Paola¹, V. Garfi¹, M. Marchetti¹, C.M. Roskopf¹, S. Troisi²

¹ Dept. of Biosciences and Territory, University of Molise, 86090 Pesche (IS), Italy – (a.minervinoamodio@studenti.unimol.it) (gianluigi.dipaola, vittorio.garfi, marchettimarco, rosskopf.)@unimol.it

² Dept. of Science and Technology, University of Parthenope, 80143 Naples, Italy – (pietro.aucelli, salvatore.troisi)@uniparthenope.it

KEY WORDS: Cultivated land, Photogrammetry, SfM, Soil erosion, Terrain mapping, UAV

ABSTRACT:

Soil erosion is one of the main factors responsible for land degradation in nature. Its quantification in field conditions is very difficult. Here we present the development of a simple, sensitive and inexpensive field method for the quantification of soil loss. The goal is to produce high precision digital elevation models (DEMs) of the soil surface that is investigated repeatedly (after days, months, years, events). The volumetric quantification of soil erosion will be the result of DEM overlapping over time. According to the developed methodological procedure, high-resolution aerial images are acquired by a small unmanned aerial vehicle (UAV) flying at low altitude (15 meters) on test areas smaller than 2 hectares to assure a very high image resolution. For each test area, at least four, homogeneously distributed GCPs (Ground Control Points) are measured with GPS for geo-referencing. The images are processed with methods from photogrammetry and computer vision; the structure from motion (SfM) software is applied for this purpose. The results show the validity of the method for the calculation of volumes eroded in rills and gullies, but not so when there is only sheet-washing.

1. INTRODUCTION

Soil erosion is one of the main concerns of bare lands, both when it affects cultivated lands, but also when it involves territories after fire. In fact, when fire severity is high, the arboreal/shrub/herbaceous layer is eliminated and the soil erosion rate increases (Moench, 2003). The rate of erosion after a fire depends on many factors, including the type of soil. If the erosion is concentrated in linear elements, after a fire its rate can increase due to the poor vegetation protection, in addition to the material coming from the slope.

Field measurement of soil erosion using fixed instruments is not easy due to the elevated costs and the technical personal to be involved. The main tools used to investigate the geomorphological processes related to soil erosion are field plots. This field method has provided different results, depending on the characteristics of the plots, on their suitability to reflect the ecosystems' characteristics, and on the objectives of the single research (Boix-Fayos et al., 2006). Modelling is another most used method for erosion prediction. Indeed, a wide variety of models is currently available, ranging from fairly simple approaches (Wischmeier and Smith, 1978) to physics-based schemes (Williams, 1985). However, these models share a common requirement: they all need basic data for calibration and validation of the model,

The recent development of photogrammetric Unmanned Aerial Vehicle (UAV) technologies is offering new opportunities for field survey and monitoring. This technology allows obtaining accurate and effective Digital Elevation Models (DEMs) with relative simplicity and reduced times.

UAVs are easy to be transported also in rural areas due the small dimensions and weights and are useful for frequent flights after significant land cover changes and/or rainfall events. In general, fixed wing drones are particularly effective for remote topographic analyses of wide areas, but are less suitable to obtain

high-accuracy DEMs due to their elevated flight height. Multicopter drones can work very close to the ground surface maintaining a fixed position and are extremely suitable for producing high resolution DEMs and micro-morphological surface analyses.

Here we present the first results of the development of a simple, sensitive and inexpensive field method for the quantification of soil loss based on the use of a DJI Phantom 3 drone system. The goal is to produce high precision DEMs of the soil surface that is investigated monthly and after significant rainfall events. The volumetric quantification of soil erosion is evaluated by overlapping the high precision DEMs produced over time.

2. STUDY AREA

The study area is located in the southern Apennines, in the hilly, Adriatic sector of Molise region. It falls in the headwater portion of the Rivo Stream basin, a small (80 km²) 6th order sub-catchment of the Trigno River, one of the three major rivers of this Region (Aucelli et al., 2006) (Fig. 1).

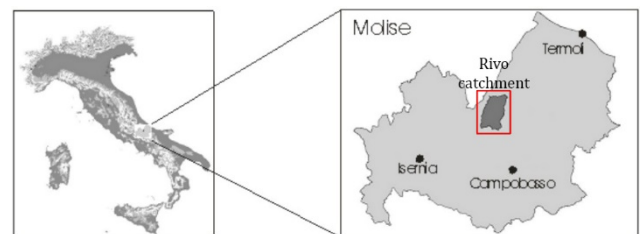


Figure 1. Location of the study area

Prevailing clayey, marly and arenaceous rocks underlie the Rivo basin. Particularly, the arenaceous-pelitic successions of the

* Corresponding author

Tufillo Unit and S. Bartolomeo Flysch, along with the clayey-marly terrains of the varicolored scaly clays referring to the Sannio Unit are dominating. Regarding the soil cover, Inceptisols are prevailing (63%), followed by Vertisols, Entisols and Mollisols. The Rivo basin is under the influence of a warm temperate, Mediterranean climate with annual precipitations of 650 to 800 mm, and monthly temperatures ranging between 5 and 30° (Marker et al., 2010).

In the study area, crop cultivation is prevailing and typically represented by cereals and fodder that well reflect the traditional agriculture of the Molise region and, in general, of the Central-Southern hilly Apennines.

To apply the developed method, one parcel (test area) has been taken into consideration, characterized by a surface area of approximately two hectares and average slope gradients of 40 to 50%. To monitor the precipitations, the study area has been equipped with a rain gauge station and data logger.

3. METHODS

We used the Structure from Motion (SfM) method to generate 3D terrain models starting from photography (Howland et al., 2014; James et al., 2012). SfM builds a cloud of 3D points that represents the photographed surface using a series of photographs. Starting from this point cloud, we obtained a DEM of our test area. However, the acquisition of the photos must follow precise instructions and the processing of the model must follow certain steps.

3.1 Data collection

In this study, the UAV DJI Phantom 3 Std (quadricopter) was used to acquire the images. The drone mounts a stabilized camera to compensate involuntary movements due to the wind. In this way, photos are assured with the correct orientation with respect to the ground. To assure a very high image resolution, the drone flies at low elevation above the ground level (15 meters). The drone records the coordinates for each photo through an internal GPS. This is very important because the drone with the GPS can follow the points (waypoints) previously drawn in the flight plan. The characteristics of the camera (Table 1) represent an essential factor for a good flight plan in addition to the resolution and the size of the sensor, especially the camera viewing angle (FOV – Field of View).

| Feature | Value |
|--------------------------|---|
| Sensor | 1/2.3" CMOS |
| Resolution | 12 Mpx |
| Lens | FOV 94° 20 mm (35 mm format equivalent) f/2.8 |
| Electronic Shutter Speed | 8 - 1/8000 s |
| Image Size | 4000×3000 |

Table 1 Features of the DJI Phantom 3 Std camera

In the flight plan, we set the FOV value, the flight altitude and the percentage of overlap between one swipe and another (side overlap). We calculated the shutter speed value to have a good percentage of longitudinal overlap (frontal overlap). We set a 60% side overlap and a frontal overlap of 80%. With these characteristics, the study area was covered with about 550 photos. The same flight plan was used on January 5th and on March 8th. For the study area, at least seven, homogeneously distributed GCPs (Ground Control Points) have been acquired using a DGPS Trimble device.

3.2 Processing

The SfM-software Agisoft photoscan (<http://www.agisoft.com/>) was used to generate 3D models after the images acquisition. The SfM algorithm calculated the position of the photos and the geometry of the scene, comparing all the images and finding the common points (Westoby et al., 2012). This process involved different steps. In the first step, homologous image points (Tie points) between images were matched. In this way, the images were oriented in the space and a cloud of low density points, named dense sparse cloud, was created. Starting from this scattered cloud, a dense cloud of points (Fig. 2) was built in the next step.

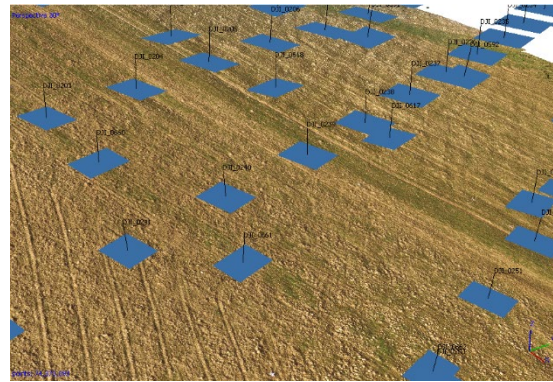


Figure 2. Dense Cloud Point of the study area (in blue the position of the photo in the space)

In the last step, the DTM of the study area was built starting from the dense cloud of points. The resulting DTMs have a resolution of 1.6 cm² (Fig. 3).

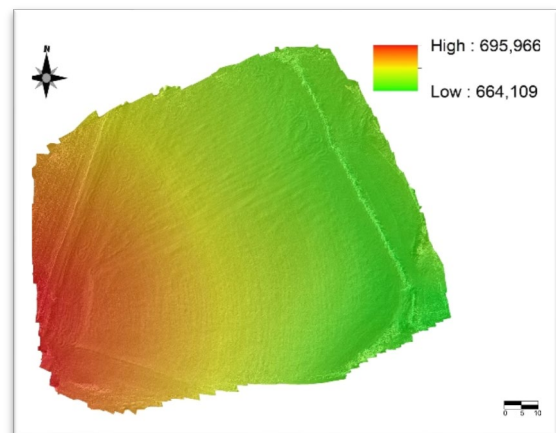


Figure 3. Digital elevation model (DTM) generated by unmanned aerial vehicle (UAV)

4. DISCUSSION

Two DEM of a field were obtained and compared. Model 1 (5th January 2018) and model 2 (8th March 2018)). A relevant topographic variation along the field profile was observed due to processes that induce the lowering of the topographic surface, such as soil erosion and compaction, and topographic raising mainly due to soil accumulation processes (Fig. 4).

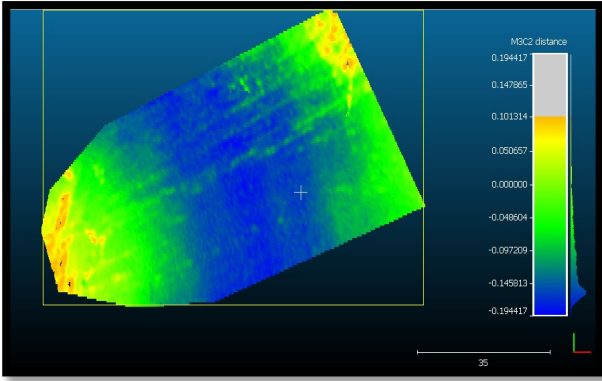


Figure 4. Difference in altitude between the model 1 (January 5th) and model 2 (March 8th). Scale and legend are in meters

We identified three areas with different features moving downslope the field:

- Top area characterized by positive topographic variation due to the growing of vegetation. Here negligible soil loss was expected (fig. 6).
- Central area with the major soil loss, due to both compaction and erosion. Here a depletion of the topography was observed (fig. 7).
- Foot area where soil loss is lower. Here the accumulation of the soil coming from the central part of the field exceeds the soil loss due to running waters producing a positive variation of topography (fig. 8).

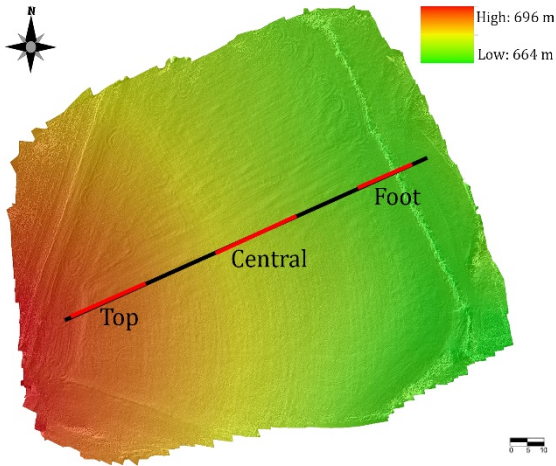


Figure 5. DEM of model 1, with profile (Black line) and the traces of the topographic profile Top, Central and Foot (Red lines).

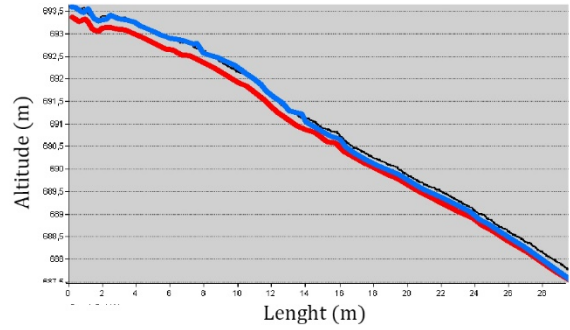


Figure 6. Top profile (red line is model 1, blue line is model 2)

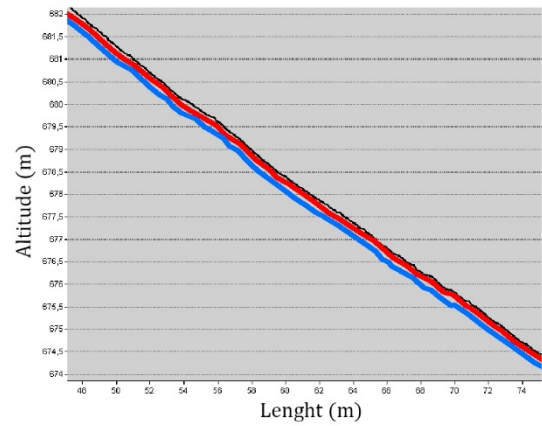


Figure 7. Central profile (red line is model 1, blue line is model 2)

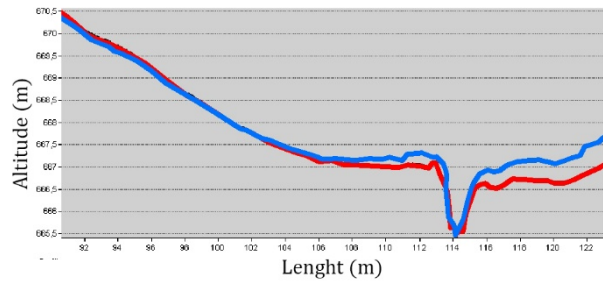


Figure 8. Foot profile (red line is model 1, blue line is model 2)

5. CONCLUSIONS

In conclusion, the SfM method is very useful for building high-resolution DEMs. In our case, we have obtained DEMs with a pixel resolution of 1.6 cm², which is appropriate to estimate soil loss due to rill and gully erosion.

The topographic variations due to the compaction component and the sheet-washing component are difficult to distinguish by comparing only the DEMs, and some additional field analysis are required to achieve this purpose.

REFERENCES

Aucelli, P.P.C., Caloiero, T., De Angelis, A., Gaudio, R., Roskopf, C.M., 2006. Analisi del rapporto afflussi-deflussi in alcuni piccoli bacini idrografici molisani impostati su litologie a forte componente pelitica (Italia Meridionale) attraverso la misura diretta e la modellazione. Proceeding of the final Workshop of the PRIN/COFIN 2002 project "Water erosion in

Mediterranean environment: direct and indirect assessment in test and catchments”, 2004.

Boix-Fayos, C., Martinez, M.M., Arnau, E., Calvo, A.C., Castillo, V.M., Albaladejo, J., 2006. Measuring soil erosion by field plots: Understanding the sources of variation. *Earth-Science Reviews*. 78(3), 267-285

Moench, R., Fusaro, J., 2003. Soil erosion control after wildfire. University of Colorado. Fact sheet N° 6308.

Howland, M.D., Kuester, F., Levy, T.E., 2014. Structure from motion: twenty-first century field recording with 3D technology. *Near Eastern Archaeol.* 77 (3), 187–191.

James, M., Robson, S., 2012. Straightforward reconstruction of 3D surfaces and topography with a camera: accuracy and geoscience application. *Journal of Geophysical Research* 117.

Marker, M., Roszkopf, C.M., Aucelli, P.P.C., 2010. Erosion processes mapping using datamining technologies: the Rivo Basin example (Molise, Central Italy). 1th Italian-Russian Workshop on Water Erosion At: Mosca, Russia.

Westoby, M., Brasington, J., Glasser, N., Hambrey, M., Reynolds, J., 2012. Structure-from motion photogrammetry: a low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology* 179, 300–314.

Williams, J.R., 1985. The physical components of the EPIC model. In: El-Swaify, S., Moldenhauer, W.C., Lo, A., Soil Erosion and Conservation. Soil Conservation Society of America, Ankeny, Iowa, 272–284.

Wischmeier, W.H., Smith, D.D., 1978. Predicting Rainfall Erosion Losses. US Department of Agriculture. Agricultural Research Service Handbook 537, Washington, 58.



This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0 International License.

1 **Three topographical approaches to survey soil erosion on a mountain trail**
2 **affected by a forest fire. Barranc de la Manesa, Llutxent, Eastern Iberian**
3 **Peninsula**
4

5

6 Salesa, D.¹, Minervino, A.², Roskopf C.M.², Garfi V.², Terol, E.³, Cerdà, A.¹,

7

8 ¹ Soil Erosion and Degradation Research Group. Department of Geography, Valencia
9 University, Blasco Ibàñez, 28, 46010 Valencia, Spain. artemio.cerda@uv.es

10 ² Department of Biosciences and Territory, University of Molise, 86090, Pesche (IS),
11 Italy

12 ³ Escuela Técnica Superior de Ingeniería Geodésica, Cartográfica y Topográfica,
13 Universitat Politècnica de València, Camino de Vera, s/n, 46022, Valencia, Spain

14 **Highlights**

- 15 • Mountain trails show high erosion rates and risk soil sustainability
- 16 • There is a need to survey soil erosion on mountain trails, and to find the best
- 17 method
- 18 • Forest fire enables accurate topographical surveys due to the removal of plant
- 19 cover
- 20 • Average trail erosion rates were 1287.33 Mg ha⁻¹
- 21 • The aerial photogrammetric, terrestrial photogrammetric and Cross-section
- 22 methods provided similar results
- 23 • The cross-sectional method surveys properly and efficiently the soil losses
- 24

25 **Abstract**

26 Soil erosion on mountain trails threat the sustainability of soils and vegetation. There is
27 a wide theoretical knowledge about the effects produced by mountain recreational
28 activities, but particularly in soil erosion there is a shortage of field data. This is why it
29 becomes necessary to properly survey the soil losses on mountain trails. The most
30 widely applied method in the scientific literature is the Cross-Section field surveys as is
31 easy-to-apply and low-cost. However, there is a doubt about his accuracy and the
32 development of the new technologies enables to improve the quality and accuracy of
33 the measurements. The aerial and terrestrial photogrammetric methods are difficult to
34 apply when vegetation is present but otherwise, an opportunity for application exists
35 when fire takes place. This paper analyses the soil losses in a recently fire-affected
36 land to check the accuracy of the three methods applied. The results show that an
37 average of 1287.33 Mg ha⁻¹ of soil have been lost on the trail surface which represents a
38 concern from the viewpoint of environmental sustainability, but the most noteworthy fact is that
39 the three methods provided similar results. Therefore, the conventional Cross-Section
40 field surveys method is useful and adequate to evaluate the impacts generated on
41 mountain trails as allow an accurate measurement and can be repeated any time along
42 the landscape evolution of a region. The terrestrial photogrammetric methods are
43 accurate too, but they can be used only when vegetation is reduced such in semiarid
44 and arid landscapes or after forest fires.

45

46 **Key words:** Trail; Soil erosion; Topography; UAV; Photogrammetry, Forest fire

47 **1. INTRODUCTION**

48 Natural areas provide humankind services and the landscape as a resource is more
49 and more appreciate as one of those services (Dakin, 2003). From the services offered
50 by natural areas, one of those that has gained prominence in recent years is the use of
51 this areas to develop recreational and sport activities such as hiking, running trail,
52 horse-riding or mountain biking. Tourism in natural areas have increased significantly
53 in recent years (Canteiro et al., 2018) so human impacts have also increased. Among
54 these impacts we can highlight the negative effects on trails, such as trampling on plant
55 cover, fauna disturbances, human waste, hydrological alterations and soil degradation
56 along trails. Some examples of soil degradation are the lost of organic matter,
57 compaction, decreased infiltration and erosion (Leung and Marion, 2000).

58 Soil erosion has become a key issue for the scientific community since soil is a
59 multidisciplinary aspect of ecosystems as well as a fundamental resource for the
60 human society (Bilotta et al., 2012; Brevik et al., 2018). Therefore, it is not unexpected
61 that soil erosion on trails is also a main concern for managers of natural areas (Marion
62 et al., 1993) and even for users (Pietilä and Fagerholm, 2016). One of the keys to
63 effective dealing with soil erosion is to achieve sustainable soil management, an
64 objective in which further research on mountain trail erosion should be conducted.
65 There is a need to survey soil erosion on mountain trails due to the low amount of
66 information (Salesa et al., under review).

67 Mountain trail erosion has been developed in an irregular manner, with the USA being
68 the most advanced country for this research field. Soil erosion on mountain trails due to
69 leisure activities is a less common subject in the Mediterranean basin despite the
70 historically extensive use of natural environments in these areas (Gauquelin et al.,
71 2018, Salesa and Cerdà, 2019).

72 Mountain areas are often affected by forest fires especially in the Mediterranean
73 climate where the high population density and, with a greater or lesser extent, several
74 months of elevated temperatures coinciding with a shortage of rainfall can help unleash
75 a forest fire. Moreover, in the last few decades, forest fires are affected by land use
76 changes in rural areas and climate change (Pausas and Vallejo, 1999, Corona et al.,
77 2015). Mediterranean ecosystems are well adapted to recurring fires with a particular
78 regime and plant species have developed over thousands of years different and
79 effective strategies to reduce fire damage on them or to establish it quickly after a fire
80 (Buhk et al., 2006). As a result, forest fires are an inseparable element within
81 Mediterranean ecosystems and vegetation is adapted, for which their effects are widely
82 investigated by the scientific community (Van Eck et al., 2016; Cerdà et al., 2017; Di
83 Prima et al., 2018). One of the most important effects after a forest fire in the

84 Mediterranean basin are increased soil erosion rates, notwithstanding that absolute
85 values are not high, but those relating to the amount of soil available are (Pausas et al.,
86 2009). The sudden increase after a wildfire in the Mediterranean is not unique, as other
87 researched shown in temperate and tropical Type-Ecosystems (Moody and Martin,
88 2009; Verma et al., 2019).

89 Forest fires enhance soil erosion due to the lack of vegetation cover immediately after
90 the fire (Lucas Borja et al., 2019). Furthermore, forest fire induces changes in the soil
91 properties that increase soil losses too (Kong et al., 2019). Especially trampling on the
92 trails after forest fires enhance higher erosion rates and where the salvage logging and
93 the skid trails take places soil erosion is enhanced (Wagenbrenner et al., 2015). For
94 this reason, forest fires require a proper investigation about how they affect soil erosion
95 rates on trails. Moreover, forest fires, due to the reduction in vegetation cover, allow the
96 use of automatic topographical methods to measure soil erosion.

97 Forest fire events provide an opportunity to apply more sophisticated technologies in
98 the study of soil processes due to the removal of vegetation cover. This chance has
99 already been seized by other researchers such as Pérez-Cabello et al. (2012) who
100 investigated the soil surface components changes after forest fires but did not measure
101 the changes in soil topography.

102 In order to evaluate soil erosion on trails, a very diverse methodology has been
103 developed which has led to a lack of homogeneity in the results and their subsequent
104 comparison between different investigations (Salesa and Cerdà, under review). One of
105 the most traditional and common methods in soil erosion survey on mountain trails is
106 the calculation of the volume of soil that has been lost by estimating the soil
107 topography. This method is known as cross-sectional-method and has been widely
108 applied in trail erosion research over the years (e.g., Leonard and Whitney, 1977; Cole,
109 1983; Cao et al., 2014; Esque et al., 2016) probably due to its simplicity and
110 replicability. Other more sophisticated methods have developed techniques to assess
111 trail erosion by aerial orthophotos (Trip and Wiersma, 2015), GIS technologies
112 (Bodoque et al., 2017), photogrammetry (Warner and Kværner, 1998), Unmanned
113 aerial vehicles (Ćwiąkała et al., 2007) or even smartphone cameras (Vinci et al., 2017).
114 The attempt to validate and improve manual methodologies through the combination of
115 more advanced technologies has also been carried out recently to assess soil erosion
116 in vineyards (Remke et al., 2018), however, this issue has not been addressed in a trail
117 erosion context. Similar research was developed by Prosdocimi et al., (2017) in a
118 nearby area under tillage and rainfall simulation experiments to validate the picture
119 from-motion technology.

120 This paper deals with the soil erosion on mountain trails. We selected a recently fire-
121 affected land to avoid the shading effect of the vegetation and to test the immediate
122 impact of forest fires in the trail morphology. With the intention of studying some
123 aspects still underdeveloped in the scientific literature, the main objective of this work is
124 to compare 3 methodologies to measure erosion rates on mountain trails: *i)* Cross-
125 sectional area method, *ii)* aerial photogrammetry upon the use of drones and *iii)*
126 terrestrial photogrammetry developed to be used with two smartphones (Fig. 1).

127

128 **2. MATERIAL AND METHODS**

129 **2.1. Study area**

130 The study area is located in the eastern sector of the Iberian Peninsula, in the
131 municipality of Llutxent (Fig. 2A), within a burned area of 3270 ha having a perimeter of
132 34.5 km (Fig. 2B) (EFFIS, 2018). The fire started on August 5th and ended on August
133 12th 2018, and affected several municipalities (Ador, Barx, Gandia, Llutxent, Pinet,
134 Quatretonda and Rótova). The aerial part of Mediterranean-sclerophyll vegetation was
135 removed due to the high severity of the fire, with affections at the agricultural-forest
136 interface, basically olive trees and some almond and citrus fruit trees. Soil is classified
137 as Lithic Xerorthents (Soil Survey Staff, 1998). The lithology of the study area is
138 characterized by dolomites and limestones, karst landforms are the most typical ones.

139

140 **2.2. Measurements of soil topography to calculate soil losses**

141 **2.2.1. Cross sectional area method (CSA)**

142 We employed the cross-sectional-area method to assess soil erosion on two selected
143 trail segments, respectively 20 and 30 meters long, by using measuring points located
144 1 metre apart from each other (Fig. 3) to fix the trail sections to be subjected to
145 measurements. At each measurement point we measured the trail width and, every 10
146 cm across the trail section the distance between the soil surface and a metal bar
147 positioned on the trail edges to simulate the ground surface of the trail not affected
148 neither by erosion nor by compaction effects (Webb et al., 1978). We also measured
149 the slope angle (in degrees) in the centre of the trail and estimated quantitatively (in
150 percentage) the stoniness along each cross-section of the trail. Based on the distances
151 measured between the soil surface and the metal bar, we calculated the soil loss (in
152 cm^2) in correspondence of every measurement point by using the equation:

$$153 \text{Soil loss}_a (\text{cm}^2) = (Z_1 + Z_2) * 5 + (Z_2 + Z_3) * 5 + \dots (Z_n + Z_{n+1}) * 5 \quad (1)$$

154 Where Z represents the depth measurement between the soil surface and the metal
155 bar every 10 cm. Then, proceeding along 2 contiguous measurement points we used
156 the equation (2) to obtain the volume of soil lost between 2 measurement sites in cm^3 .

157 $Soil\ loss_{a,b} (cm^3) = (Soil\ loss_a + Soil\ loss_b)/2*100$ (2)

158 This procedure is repeated along all trail sections and the sum of all calculations
159 provides the total soil loss of the study trail.

160 Soil samples were taken every 2 meters along the trail and outside of it to determine in
161 the laboratory the bulk density to transform the volume of soil loss into mass using the
162 outside result. Soil erosion rates are obtained upon the average soil bulk density and
163 calculated in Mg.

164

165 **2.2.2. Aerial Photogrammetry and Terrestrial Photogrammetry**

166 We used two different photogrammetric tools to evaluate the soil loss: the DJI Phantom
167 3 Std drone (aerial photogrammetry) and two smartphones coupled in parallel on a
168 wooden support (terrestrial photogrammetry) (Fig. 2). Both approaches are based on
169 the acquisition of photos and the use of the Structure from Motion (SfM) technique to
170 reconstruct the models representing the two trails. This technique employs a series of
171 2-dimensional images to reconstruct the 3-dimensional structure of a scene or object
172 and in this way allows to make measurements (Green et al., 2014; Howland et al.,
173 2014). The SfM technique has been used for different purposes: to locate gullies
174 (Castillo et al., 2012); to calculate erosion along rills (Eltner et al., 2013), or to assess
175 soil erosion rates at the basin scale (Aucelli et al., 2016). Its great expansion is due to
176 its low cost, as well as to the simplicity and quickness of the data collection, especially
177 photo acquisition.

178

179 **I) Data collection**

180 The following data were acquired for the 2 trail segments. Targets with a diameter of 7
181 cm were placed every 5 meters near the edges of the trail segments (Fig. 4), and their
182 position was obtained using a GPS. In addition, to validate the model, the distances
183 between corresponding targets fixed on opposite sides of the trail were measured. Two
184 different tools were used to take photographs as mentioned above. The first is an UAV
185 (Unmanned Aerial Vehicle), a DJI Phantom 3 std with a 1/2.3" CMOS 12 Mpx sensor
186 and a 20 mm (35 mm equivalent) f/2.8 lens. With this drone photos were taken from a
187 height of 5 meters above the ground. The second tool is made of a pair of mobile
188 phones mounted on a wooden support (smartphone device). The wooden support
189 consists of a rod of 1 meter, and at the top of the cross there is another rod of 30
190 centimetres that hosts the slots for the smartphones (Fig. 4), a Huawei P8 with a 13
191 MP camera f/2.0 28mm and a Samsung Galaxy S4 with a 13 MP camera f/2.2 31mm.
192 To improve the performance of the original smartphone camera was installed the FV-5
193 camera application was used for this purpose. This application allows to choose the

194 manual focus to improve the object in the image and to capture frames in a set time
195 interval (in our case every 2 seconds). Photos were taken from a height of
196 approximately one meter, allowing a more than 80% overlap of consecutive photos.
197 With these two different tools it was possible to reconstruct the surface of the trail from
198 two different heights.

199

200 **II) Data elaboration**

201 To generate the 3D models by using the SfM technique, several steps were followed
202 (Fig. 5) for both the two data sets (drone and smartphone). The image processing
203 software Agisoft PhotoScan was used to match the images and build three-
204 dimensional models of the trails. In the first step, the position of the homologous points
205 in several photographs taken from different angles are identified (Fig. 6A). The result of
206 this first step are the sparse cloud and the points in the sparse cloud named tie points.
207 The number of final tie points depends primarily on the resolution of the photos
208 (camera resolution) and the distance from the photographed object (Table 1). To build
209 this sparse cloud with a high-end computer, on average, 3-4 hours are needed. We
210 used a computer with a Xeon e5-1620 3.6GHz, 24GB of RAM with a Nvidia GTX780
211 video card. In the second step, the markers were inserted which are the Ground
212 Control Points (GCP) measured with a GPS. In this way the cloud is oriented in the
213 space with real measurements. In the final step, the computer extrapolates from each
214 photo further information about the depth of each point, in this way the dense cloud
215 point is built (Fig. 6B).

216 In order to build the pre-trail model, the trail was erased from the cloud and so a dense
217 cloud without the trail was obtained. To calculate the missing soil volumes, the pre-trail
218 and trail model were elaborated with the Cloud Compare software, in particular the
219 "compute 2.5D volume" tool.

220

221 **3. RESULTS**

222 The two segments of the study trail show an average slope angle of 4.19° (Std. Dev.
223 4.26), with the first of them being slightly steeper (4.39° vs 3.90°) (Table 2).
224 Furthermore, when estimating the rock fragment cover of the two segments, the first
225 segment was found to have a higher stoniness (20.11% vs 13.87%). Regarding the
226 average trail width, the results for the two segments are very similar with respectively
227 79.78 cm and 79.68 cm, but the first segment was characterized by a somewhat larger
228 standard deviation (14.22 vs 13.03). The results obtained with the CSA method about
229 the soil surface lowering on the trails indicate an average value of 11.18 cm (Std. Dev.

230 5.31), but the first segment showed a more severe soil loss than the second one (12.30
231 cm vs 9.52 cm).

232 We have obtained similar results as for the trail area and soil loss in the trail with the
233 three different approaches (Table 3). In the first trail segment (20 meters long), the
234 maximum differences obtained are 0.15 m^2 for the trail area and 0.16 m^3 for the volume
235 of soil loss. In the second trail segment (30 meters long), we have obtained a slightly
236 larger difference between the lowest and highest area value calculated (0.66 m^2). The
237 greatest difference between the 3 methods is found in the volumes of the lost soil in the
238 second trail segment with a difference of 0.79 m^3 . The average of the two trail
239 segments shows that the interval between the highest and lowest result increases by
240 0.020 m^2 and 0.016 m^3 per linear meter of trail.

241 In the first trail segment, the largest value of soil depletion was assessed with the SPD
242 method (11.21 m^2). The second trail segment showed the highest value of soil
243 depletion with the CSA method (24.50 m^2). As for the minimum values, DRONE and
244 SPD methods assessed the lowest results for the first and second segment
245 respectively (11.06 and 23.84 m^2). As regards the soil loss volumes, the highest values
246 have been obtained respectively with the SPD and CSA methods for the first and
247 second segment (1.98 and 2.75 m^3) while the lowest values have been calculated with
248 the CSA and DRONE methods in the first and second trail segment respectively (1.82
249 and 1.96 m^3).

250 To override the area factor in the soil volume calculation, we have standardized the
251 trail area equal to 100 m^2 and thus we have compared the values of lost soil volume
252 obtained by each method for the same area. The results show that a higher relative soil
253 loss has occurred in the first trail segment (Fig. 7). In this segment, calculated soil loss
254 volumes are similar between the three methods (CSA: 16.32 m^3 ; Drone: 17.09 m^3 ;
255 SPD: 17.66 m^3) while a larger difference between the obtained values can be seen in
256 the second segment (CSA: 11.22 m^3 ; DRONE: 8.15 m^3 ; SPD: 8.47 m^3).

257 The bulk density values obtained in the laboratory show an average of 1.02 g cm^{-3}
258 (Std. Dev. 0.04) outside the trail. Soil erosion rates obtained for the 2 study segments
259 show average values of $1404.92 \text{ Mg ha}^{-1}$ (93.23 Mg km^{-1}) by the CSA method, 1287.33
260 Mg ha^{-1} (78.54 Mg km^{-1}) by de UAV and $1332.93 \text{ Mg ha}^{-1}$ (81.60 Mg km^{-1}) by the SPD
261 (Table 4). These results show once again that the first section of the study trail has a
262 larger erosion rate than the second one, and that the three methods results in similar
263 results.

264

265 **4. DISCUSSION**

266 The historical use of mountain trails is quite ancient and, in some cases, can confer a
267 great cultural value to the area (Steve, 1992). However, the type, quantity and mode of
268 use has varied significantly until today, mainly due to the improvement of roads and the
269 resulting possibility of access to areas of greater aesthetic value (Schirpke et al.,
270 2019). It becomes necessary to survey soil erosion rates in mountain trails linked to the
271 growing influence of tourism in natural areas and thereby negative associated effects
272 (Stoffel et al., 2013). The trail erosion assessment is unevenly spread throughout the
273 globe and the Mediterranean basin is one of the regions where only very little
274 information is available about this issue. The problem is exacerbated when we
275 consider the Mediterranean environment as a sensitive area to soil erosion due to its
276 climatic and historical particularities, the millennial use and abuse of its soil resources
277 and the consequent soil degradation and related high soil erosion (García-Ruiz, 2010;
278 González-Hidalgo, 2007). In addition, it is required to obtain reliable information on trail
279 conditions in order to properly manage the trails (Rubiales et al., 2008). To ensure that
280 quality results are achieved and support the sustainable management of recreational
281 trails, we compared easy-to-apply methods such as the cross-sectional area method
282 with two more sophisticated methods based on photogrammetry: the drones and the
283 two smartphones.

284 The three methods above mentioned have shown similar results which confirm that the
285 easy-to-apply method used in most recent surveys (Salesa and Cerdà, 2019; Salesa et
286 al., 2019) provides an accurate measure of soil losses in mountain trails. The aerial
287 photogrammetry and terrestrial photogrammetry approaches contribute to a more
288 detailed investigation, but final results are not very different from those obtained by the
289 cross-sectional area method. The more sophisticated methods can contribute with a
290 map of soil topography such as other methods show (Rodrigo-Comino et al., 2017).
291 These maps are based on an original flat surface that is modified by the use of the trail
292 via trampling.

293 The calculation of the soil losses in our study sites was not done per year as the age of
294 the trail is not known. Trails like the one investigated are traditional paths that were
295 used by farmers and shepherds and, after the abandonment in the 1960's, for trekking.
296 The objective of this paper was to compare the three different methods applied and
297 also to check if the use of photogrammetry obtained on fire-affected land is feasible.
298 The results obtained confirm this hypothesis. The removal of the aerial part of the
299 vegetation due to forest fire allows to develop proper measurements. This will allow
300 also to repeat the measurements periodically in order to check if forest fires trigger high
301 erosion rates in mountain trails.

302 The methods applied can help to understand the forest fire effects on soil erosion and
303 the connectivity of the flows along the post-fire season. Forest fires increase soil and
304 water losses and enhance the development of rills and gullies (DeLong et al., 2018).
305 The researches of Langhans et al. (2017), Gabet and Bookter (2008), Moody and
306 Kinner (2006) and Neary et al. (2012) in Victoria (Australia) and Montana, Colorado
307 and Arizona (USA) respectively, showed that there is an increase in soil losses such as
308 the development and gullies shown. This is a key issue as both, rills and gullies,
309 increase the sediment and water connectivity and then the soil erosion rates such as
310 previous researchers demonstrate. An increase in connectivity induces the
311 acceleration of soil losses and this is enhanced in forest fire affected land (Ortíz-
312 Rodríguez et al., 2019). Similar finding was evaluated by López-Vicente and Ben-
313 Salem, (2019) who studied a large Mediterranean catchment. At the slope scale, other
314 authors also found that the connectivity is relevant to determine the soil losses in
315 forested hillslopes in mountain terrains in Italy (Cislaghi and Bishetti, 2019). Rilled
316 slopes are better connected and transport more efficiently sediment and water as
317 shown by Lu et al. (2019). Other researchers developed investigations that
318 demonstrate that longitudinal erosion features such as gullies and rills promote the
319 increase in water and sediment delivery, but also that geomorphological processes
320 such as debris flow contribute to sediment delivery (Schopper et al., 2019). All these
321 features, rills, gullies, debris flows, channels, contribute to the transport of sediments
322 and water and then to the connectivity of flow and water, which is shown in the
323 hysteresis analysis of Keesstra et al. (2019).

324 The literature review showed that features that contribute to a higher connectivity affect
325 the soil erosion in recently fire-affected land. And then, there is a need to design new
326 methods to understand and measure the processes and rates of the soil erosion once
327 the land is burnt. And this in combination with the trails that enhance the connectivity of
328 the flows. Results of this paper show that the erosion rates in mountain trails are very
329 high as in some areas we found rock outcrops as a consequence of the soil washing
330 by the surface runoff. Then, the combination of trails and forest fires will increase the
331 sediment connectivity as both, trails and forest fires increase the soil and water losses.
332 Both together can explain the high erosion rates found after the forest fires (Zituni et
333 al., 2019; Fernández et al., 2019; Verma et al., 2019). From this, we consider that a
334 further line of research should seek to demonstrate these theoretical facts with
335 upcoming surveys. An overview of the connectivity topic can be seen in the paper of
336 Keesstra et al., (2018) and the connection of forest fires and soil erosion due to the
337 enhancement of the connectivity of the flows of water and sediments is demonstrated

338 with theoretical and experimental approaches by Allen et al., (2017), Fernández et al.,
339 (2019) and Ortiz-Rodríguez et al., (2019).

340

341 **5. CONCLUSIONS**

342 Due to the growing use of mountain trails, the adverse effects on them and their natural
343 surroundings have increased. These effects are varied and affect all types of
344 ecosystem components, from soil to landforms, from biota to water resources. Soil
345 erosion is one of the most irreversible and negative effects that can arise when a trail
346 has a non-sustainable management. There is a need to improve the techniques used
347 to assess the soil erosion rates in mountain trails and apply new and automatic
348 photogrammetric approaches. This is why we developed a methodological research to
349 determine the accuracy of the traditional topographical approach and two
350 photogrammetric methods. To avoid the interferences of the vegetation cover we
351 selected the study area of Llutxent (La Manesa' recreational trail) that was affected by
352 a forest fire recently and the vegetation cover was low. Two trail segments with a total
353 length of 50 m were assessed and an average soil erosion rate of 1287.33 Mg ha⁻¹
354 was obtained. The results shown that the three methods (CSA, DRONE and SPD) are
355 very similar demonstrating that the traditional and straightforward Cross-section
356 method is an easy and suitable way to obtain soil losses on trails. Therefore, and given
357 the sustainability problems that exist in the use of recreational trails, this paper
358 demonstrate that we have now different reliable tools to assess damage in these
359 environments and carrying out appropriate management and conservation measures.

360

361 **ACKNOWLEDGEMENTS**

362 This research is one of the results of the RECARE-FP7 project (ENV.2013.6.2-4,
363 <http://recare-project.eu>). Thanks to Llorenç for the help in the field work.

364

365 **REFERENCES**

- 366 Allen, C. D. (2007). Interactions across spatial scales among forest dieback, fire, and erosion in
367 northern New Mexico landscapes. *Ecosystems*, 10(5), 797-808.
- 368 Aucelli, P. P. C., Conforti, M., Della Seta, M., Del Monte, M., D'uva, L., Roskopf, C. M. &
369 Vergari, F. 2016 Multi-temporal digital photogrammetric analysis for quantitative
370 assessment of soil erosion rates in the Landola catchment of the Upper Orcia Valley
371 (Tuscany, Italy). *Land Degradation and Development* 27 (4), 1075–1092.
- 372 Bilotta, G. S., Grove, M., & Mudd, S. M. (2012). Assessing the significance of soil erosion.
373 *Transactions of the Institute of British Geographers*, 37(3), 342-345.
- 374 Bodoque, J. M., Ballesteros-Cánovas, J. A., Rubiales, J. M., Perucha, M. Á., Nadal-Romero, E.,
375 Stoffel, M., 2017. Quantifying Soil Erosion from Hiking Trail in a Protected Natural Area in
376 the Spanish Pyrenees. *Land Degradation & Development*.

377 Brevik, E. C., Pereg, L., Steffan, J. J., & Burgess, L. C. (2018). Soil ecosystem services and human
378 health. *Current Opinion in Environmental Science & Health*, 5, 87-92.

379 Buhk, C., Meyn, A., & Jentsch, A. (2007). The challenge of plant regeneration after fire in the
380 Mediterranean Basin: scientific gaps in our knowledge on plant strategies and evolution of
381 traits. *Plant ecology*, 192(1), 1-19.

382 Canteiro, M., Córdova-Tapia, F., & Brazeiro, A. (2018). Tourism impact assessment: A tool to
383 evaluate the environmental impacts of touristic activities in Natural Protected Areas.
384 *Tourism Management Perspectives*, 28, 220-227.

385 Cao, L., Zhang, K., & Liang, Y. (2014). Factors affecting rill erosion of unpaved loess roads in
386 China. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39(13), 1812-1821.

387 Castillo, C., Pérez, R., James, M. R., Quinton, J. N., Taguas, E. V. & Gómez, J. A. 2012 Comparing
388 the accuracy of several field methods for measuring gully erosion. *Soil Science Society of
389 America Journal* 76 (4), 1319–1332

390 Cerdà, A., Borja, M. E. L., Úbeda, X., Martínez-Murillo, J. F., & Keesstra, S. (2017). *Pinus*
391 *halepensis* M. versus *Quercus ilex* subsp. *Rotundifolia* L. runoff and soil erosion at pedon
392 scale under natural rainfall in Eastern Spain three decades after a forest fire. *Forest ecology
393 and management*, 400, 447-456.

394 Cislighi, A., & Bischetti, G. B. (2019). Source areas, connectivity, and delivery rate of sediments
395 in mountainous-forested hillslopes: A probabilistic approach. *Science of The Total
396 Environment*, 652, 1168-1186.

397 Cole, D. N. (1983). *Assessing and monitoring backcountry trail conditions* (Vol. 303). US
398 Department of Agriculture, Forest Service, Intermountain Forest and Range Experiment
399 Station.

400 Corona, P., Ascoli, D., Barbati, A., Bovio, G., Colangelo, G., Elia, M., Garfi, V., Iovino, F.,
401 Laforteza, R., Leone, V., Lovreglio, R., Marchetti, M., Marchi, E., Menguzzato, G., Nocentini,
402 S., Picchio, R., Portoghesi, L., Puletti, N., Sanesi, G., Chianucci, F., (2015). Integrated forest
403 management to prevent wildfires under Mediterranean environments. *Annals of
404 Silvicultural Research*, 39 (1), 1-22. DOI: <http://dx.doi.org/10.12899/asr-946>

405 Ćwiąkała, P., Kocierz, R., Puniach, E., Nędzka, M., Mamczarz, K., Niewiem, W., Wiącek, P., 2017.
406 Assessment of the Possibility of Using Unmanned Aerial Vehicles (UAVs) for the
407 Documentation of Hiking Trails in Alpine Areas. *Sensors*, 18(1), 81.

408 Dakin, S. (2003). There's more to landscape than meets the eye: towards inclusive landscape
409 assessment in resource and environmental management. *Canadian Geographer/Le
410 Géographe Canadien*, 47(2), 185-200.

411 DeLong, S. B., Youberg, A. M., DeLong, W. M., & Murphy, B. P. (2018). Post-wildfire landscape
412 change and erosional processes from repeat terrestrial lidar in a steep headwater
413 catchment, Chiricahua Mountains, Arizona, USA. *Geomorphology*, 300, 13-30.

414 Di Prima, S., Lassabatere, L., Rodrigo-Comino, J., Marrosu, R., Pulido, M., Angulo-Jaramillo, R.,
415 Úbeda, X., Keesstra, S., Cerdà, A., & Pirastru, M. (2018). Comparing transient and steady-
416 state analysis of single-ring infiltrometer data for an abandoned field affected by fire in
417 Eastern Spain. *Water*, 10(4), 514.

418 EFFIS, 2018. Report fire ID 12490. Join Research Centre: European Forest Fire Information
419 System <http://effis.jrc.ec.europa.eu/>

420 Eltner, A., Mulsow, C. & Maas, H.-G. 2013 Quantitative measurement of soil erosion from TLS
421 and UAV data. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial*
422 *Information Sciences – ISPRS Archives* 40, 119–124.

423 Esque, T. C., Inman, R., Nussear, K. E., Webb, R. H., Girard, M. M., & DeGayner, J. (2016).
424 Comparison of Methods to Monitor the Distribution and Impacts of Unauthorized Travel
425 Routes in a Border Park. *Natural areas journal*, 36(3), 248-258.

426 Fernández, C., Fontúrbel, T., & Vega, J. A. (2019). Mastication of burned non-commercial P.
427 sylvestris L. stands: Effects on soil erosion and vegetation recovery. *Forest ecology and*
428 *management*, 443, 51-58.

429 Gabet, E. J., & Bookter, A. (2008). A morphometric analysis of gullies scoured by post-fire
430 progressively bulked debris flows in southwest Montana, USA. *Geomorphology*, 96(3-4),
431 298-309.

432 García-Ruiz, J. M. (2010). The effects of land uses on soil erosion in Spain: a review. *Catena*,
433 81(1), 1-11.

434 Gauquelin, T., Michon, G., Joffre, R., Duponnois, R., Génin, D., Fady, B., ... & Alifriqui, M.
435 (2018). Mediterranean forests, land use and climate change: a social-ecological perspective.
436 *Regional Environmental Change*, 18(3), 623-636.

437 González-Hidalgo, J. C., Peña-Monné, J. L., & de Luis, M. (2007). A review of daily soil erosion in
438 Western Mediterranean areas. *Catena*, 71(2), 193-199.

439 Green S, Bevan A., and Shapland M., 2014. A Comparative Assessment of Structure from
440 Motion Methods for Archaeological Research. *Journal of Archaeological Science* 46: 173–
441 181.

442 Howland, Matthew D., Falko Kuester, and Thomas E. Levy 2014a Photogrammetry in the Field:
443 Documenting, Recording, and Presenting Archaeology. *Mediterranean Archaeology and*
444 *Archaeometry* 14(4): 187–191. 2014b Structure from Motion: Twenty-First Century Field
445 Recording with 3D Technology. *Near Eastern Archaeology (NEA)* 77(3):187–191.

446 Keesstra, S. D., Davis, J., Masselink, R. H., Casalí, J., Peeters, E. T., & Dijkma, R. (2019).
447 Coupling hysteresis analysis with sediment and hydrological connectivity in three
448 agricultural catchments in Navarre, Spain. *Journal of Soils and Sediments*, 1-15.

449 Keesstra, S., Nunes, J. P., Saco, P., Parsons, T., Poepl, R., Masselink, R., & Cerdà, A. (2018). The
450 way forward: can connectivity be useful to design better measuring and modelling schemes
451 for water and sediment dynamics?. *Science of the Total Environment*, 644, 1557-1572.

452 Kong, J. J., Yang, J., & Cai, W. (2019). Topography controls post-fire changes in soil properties in
453 a Chinese boreal forest. *Science of the Total Environment*, 651, 2662-2670.

454 Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., & Rubel, F., 2006. World map of the Köppen-Geiger
455 climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, 15(3), 259-263.

456 Langhans, C., Nyman, P., Noske, P. J., Van der Sant, R. E., Lane, P. N., & Sheridan, G. J. (2017).
457 Post-fire hillslope debris flows: Evidence of a distinct erosion process. *Geomorphology*, 295,
458 55-75.

459 Leonard, R. E., & Whitney, A. M. (1977). Trail transect: a method for documenting trail
460 changes. Res. Pap. NE-389. Upper Darby, PA: US Department of Agriculture, Forest Service,
461 Northeastern Forest Experiment Station. 8p., 389.

462 Leung, Y. F., & Marion, J. L. (2000). Recreation impacts and management in wilderness: a state-
463 of-knowledge review. In In: Cole, David N.; McCool, Stephen F.; Borrie, William T.;
464 O'Loughlin, Jennifer, comps. 2000. Wilderness science in a time of change conference-

465 Volume 5: Wilderness ecosystems, threats, and management; 1999 May 23–27; Missoula,
466 MT. Proceedings RMRS-P-15-VOL-5. Ogden, UT: US Department of Agriculture, Forest
467 Service, Rocky Mountain Research Station. p. 23-48 (Vol. 15).

468 López-Vicente, M., & Ben-Salem, N. (2019). Computing structural and functional flow and
469 sediment connectivity with a new aggregated index: A case study in a large Mediterranean
470 catchment. *Science of The Total Environment*, 651, 179-191.

471 Lu, X., Li, Y., Washington-Allen, R. A., & Li, Y. (2019). Structural and sedimentological
472 connectivity on a rilled hillslope. *Science of The Total Environment*, 655, 1479-1494.

473 Lucas-Borja, M. E., González-Romero, J., Plaza-Álvarez, P. A., Sagra, J., Gómez, M. E., Moya, D.,
474 ... & de Las Heras, J. (2019). The impact of straw mulching and salvage logging on post-fire
475 runoff and soil erosion generation under Mediterranean climate conditions. *Science of The
476 Total Environment*, 654, 441-451.

477 Marion, J. L., Roggenbuck, J. W., & Manning, R. E. (1993). Problems and practices in
478 backcountry recreation management: a survey of National Park Service managers (No.
479 NPS/NRVT/NRR-93/12.). US National Park Service.

480 Moody, J. A., & Kinner, D. A. (2006). Spatial structures of stream and hillslope drainage
481 networks following gully erosion after wildfire. *Earth Surface Processes and Landforms: The
482 Journal of the British Geomorphological Research Group*, 31(3), 319-337.

483 Moody, J. A., & Martin, D. A. (2009). Synthesis of sediment yields after wildland fire in different
484 rainfall regimes in the western United States. *International Journal of Wildland Fire*, 18(1),
485 96-115.

486 Neary, D. G., Koestner, K. A., Youberg, A., & Koestner, P. E. (2012). Post-fire rill and gully
487 formation, Schultz Fire 2010, Arizona, USA. *Geoderma*, 191, 97-104.

488 Ortíz-Rodríguez, A. J., Muñoz-Robles, C., & Borselli, L. (2019). Changes in connectivity and
489 hydrological efficiency following wildland fires in Sierra Madre Oriental, Mexico. *Science of
490 The Total Environment*, 655, 112-128.

491 Ortíz-Rodríguez, A. J., Muñoz-Robles, C., & Borselli, L. (2019). Changes in connectivity and
492 hydrological efficiency following wildland fires in Sierra Madre Oriental, Mexico. *Science of
493 The Total Environment*, 655, 112-128.

494 Pausas, J. G., & Vallejo, V. R. (1999). The role of fire in European Mediterranean ecosystems. In
495 Remote sensing of large wildfires (pp. 3-16). Springer, Berlin, Heidelberg.

496 Pausas, J. G., Llovet, J., Rodrigo, A., & Vallejo, R. (2009). Are wildfires a disaster in the
497 Mediterranean basin?—A review. *International journal of wildland fire*, 17(6), 713-723.

498 Pérez-Cabello, F., Cerdá, A., De La Riva, J., Echeverría, M. T., García-Martín, A., Ibarra, P.,
499 Lasanta, P., Montorio, R., Palacios, V. (2012). Micro-scale post-fire surface cover changes
500 monitored using high spatial resolution photography in a semiarid environment: A useful
501 tool in the study of post-fire soil erosion processes. *Journal of Arid Environments*, 76, 88-96.

502 Pietilä, M., & Fagerholm, N. (2016). Visitors' place-based evaluations of unacceptable tourism
503 impacts in Oulanka National Park, Finland. *Tourism Geographies*, 18(3), 258-279.

504 Remke, A., Rodrigo-Comino, J., Gyasi-Agyei, Y., Cerdà, A., & Ries, J. (2018). Combining the Stock
505 Unearthing Method and Structure-from-Motion Photogrammetry for a Gapless Estimation
506 of Soil Mobilisation in Vineyards. *ISPRS International Journal of Geo-Information*, 7(12),
507 461.

508 Rubiales, J. M., Bodoque, J. M., Ballesteros, J. A., & Diez-Herrero, A. (2008). Response of *Pinus*
509 *sylvestris* roots to sheet-erosion exposure: an anatomical approach. *Natural Hazards and*
510 *Earth System Sciences*, 8(2), 223-231.

511 Salesa, D., Cerdà, A. 2019. Four-year soil erosion rates in a running-mountain trail in Eastern
512 Iberian Peninsula. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 45,
513 <http://doi.org/10.18172/cig.3826>.

514 Salesa, D., Terol, E., & Cerdà, A. 2019. Soil erosion on the “El Portalet” mountain trails in the
515 Eastern Iberian Peninsula. *Science of The Total Environment*, 661, 504-513.
516 <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.01.192>

517 Schirpke, U., Altzinger, A., Leitinger, G., & Tasser, E. (2019). Change from agricultural to
518 touristic use: Effects on the aesthetic value of landscapes over the last 150
519 years. *Landscape and urban planning*, 187, 23-35.

520 Schopper, N., Mergili, M., Frigerio, S., Cavalli, M., & Poepl, R. (2019). Analysis of lateral
521 sediment connectivity and its connection to debris flow intensity patterns at different
522 return periods in the Fella River system in northeastern Italy. *Science of The Total*
523 *Environment*, 658, 1586-1600.

524 Steve, P. 1992. Trails and Aboriginal land use in the northern Bighorns Mountains, Wyoming.
525 Graduate Student Theses, Dissertation, & Professional Papers. 3933.

526 Stoffel, M., Corona, C., Ballesteros-Cánovas, J. A., & Bodoque, J. M. (2013). Dating and
527 quantification of erosion processes based on exposed roots. *Earth-Science Reviews*, 123,
528 18-34.

529 Trip, N. V. V., Wiersma, Y. F., 2015. A Comparison of All-Terrain Vehicle (ATV) Trail Impacts on
530 Boreal Habitats Across Scales. *Natural areas journal*, 35(2), 266-278.

531 Van Eck, C. M., Nunes, J. P., Vieira, D. C., Keesstra, S., & Keizer, J. J. (2016). Physically-Based
532 Modelling of the Post-Fire Runoff Response of a Forest Catchment in Central Portugal:
533 Using Field versus Remote Sensing Based Estimates of Vegetation Recovery. *Land*
534 *Degradation & Development*, 27(5), 1535-1544.

535 Verma, S., Singh, D., Singh, A. K., & Jayakumar, S. (2019). Post-fire soil nutrient dynamics in a
536 tropical dry deciduous forest of Western Ghats, India. *Forest Ecosystems*, 6(1), 6.

537 Verma, S., Singh, D., Singh, A. K., & Jayakumar, S. (2019). Post-fire soil nutrient dynamics in a
538 tropical dry deciduous forest of Western Ghats, India. *Forest Ecosystems*, 6(1), 6.

539 Vinci, A., Todisco, F., Brigante, R., Mannocchi, F., & Radicioni, F. (2017). A smartphone camera
540 for the structure from motion reconstruction for measuring soil surface variations and soil
541 loss due to erosion. *Hydrology Research*, nh2017075.

542 Wagenbrenner, J. W., MacDonald, L. H., Coats, R. N., Robichaud, P. R., & Brown, R. E. (2015).
543 Effects of post-fire salvage logging and a skid trail treatment on ground cover, soils, and
544 sediment production in the interior western United States. *Forest Ecology and*
545 *Management*, 335, 176-193.

546 Wagenbrenner, J. W., Robichaud, P. R., & Brown, R. E. (2016). Rill erosion in burned and
547 salvage logged western montane forests: Effects of logging equipment type, traffic level,
548 and slash treatment. *Journal of Hydrology*, 541, 889-901.

549 Warner, W. S., Kværner, J., 1998. Measuring trail erosion with a 35 mm camera. *Mountain*
550 *Research and Development*, 273-280.

551 Webb, R. H., Ragland, H. C., Godwin, W. H., & Jenkins, O. (1978). Environmental effects of soil
552 property changes with off-road vehicle use. *Environmental Management*, 2(3), 219-233.

553 Zituni, R., Wittenberg, L., & Malkinson, D. (2019). The effects of post-fire forest management
554 on soil erosion rates 3 and 4 years after a wildfire, demonstrated on the 2010 Mount
555 Carmel fire. *International Journal of Wildland Fire*, 28(5), 377-385.

EVALUATION OF SOFT LIMESTONE DEGRADATION IN THE SASSI UNESCO SITE (MATERA, SOUTHERN ITALY): LOSS OF MATERIAL MEASUREMENT AND CLASSIFICATION

Bonomo A. E.^{1*}, Minervino Amodio A.², Prosser G.¹, Sileo M.³, & Rizzo G.¹

¹ Department of Science, University of Basilicata, Via dell'Ateneo Lucano 33, 85100 Potenza, Italy

² Department of Biosciences and Territory, University of Molise, C.da Fonte Lappone, 86090 Pesche (Isernia), Italy

³ Institute for Archaeological and Monumental Heritage, National (Italian) Research Council (CNR), C/da Santa Loja s.n.c., 85050 Tito Scalo (Potenza), Italy.

*Corresponding author email: agnese.bonomo@unibas.it

Abstract

Soft limestone degradation is the main problem in the old district of Matera (Sassi), a rupestrian settlement excavated and built in the Pleistocene Gravina Calcarenite, which has been recognized as a UNESCO heritage site since 1993. The Gravina Calcarenite outcrops in a large area in the Apulian foreland, overlapping the Cretaceous Altamura limestone. It can be divided in two main typologies, the first one characterized by the predominance of bioclastic components and the second one mainly consisting of lithoclastic grains. All Sassi are built and excavated in this soft stone that gives a unique aspect to the town. Unfortunately, the decay of calcarenite materials is very fast and the calcarenite constructions are now in a bad state of conservation.

In this work we present a new method for the classification and the quantitative estimation of material loss in degraded natural stones by using Structure from Motion (SfM) and image analysis techniques. In detail, degradation patterns were described on 250 façades of Matera Sassi by using the International Council on Monument and Site - International Scientific Committee for Stone - ICOMOS-ISCS atlas. The peculiar decay morphologies have been related to the extent of material loss, especially with alveolization patterns that develops on the 76% of the façades. The relationships between the identified decay patterns and the lithological features were discussed, highlighting the higher susceptibility of bioclastic calcarenite respect to the lithoclastic type. Following this analysis, five stages of decay related to loss of material were determined and quantified. The proposed approach represents a new and easy method for evaluating the degradation stage of ancient buildings and for better assessing the long-term survey and the maintenance of stone monuments.

Key Words – Building stone; degradation; cultural heritage; Gravina Calcarenite; 3D model; Structure from Motion.

1. Introduction and research aims

Impressive stone monuments, such as sculptures, buildings or entire towns, represent a complex and diversified artistic, scientific and historical archive of a community and a territory, often strictly connected with the natural landscape and the geomorphological features. Stone damage of monuments is an irreversible loss of cultural heritage, so that the scientific community enhanced the efforts towards their conservation all over the world [1]. All kind of rocks that have been physically altered by humans could be defined cultural or architectural stones including megalithic

monuments, rupestrian arts and settlements that need to be preserved during time [2]. Monumental stones are among the oldest and most vulnerable cultural heritages because these are largely exposed to natural and anthropogenic environmental agents and subjected to the degradation responsible for visible and sometimes irreparable damages [3]. Degradation affects monuments by natural processes, including weathering and thermal stress, or by anthropic processes, including pollution, vandalism and unsuitable restoration. The intensification of both climate changes and air pollution is progressively increasing the degradation of built heritage [4-5] with a great increase of decay processes strictly connected to the composition of building stones [6], as e.g. superficial erosion and salt crystallization [7-10].

Reviewing the current literature, the studies of degradation processes are mainly based on qualitative and descriptive analyses. The need of a proper standardization of damage analysis led to the institution of international and national commissions (e.g. the International Council on Monument and Sites ICOMOS) that provide standard procedures for building stone characterization, in order to preserve masonry and prevent deterioration processes [11-13]. In recent years, a policy of safeguarding historical sites and cultural heritage has encouraged researchers of many disciplines to consider the technical characterization of building stones and the physical, mechanical and chemical changes occurring during rock weathering processes [14]. The best method for stone conservation against natural and anthropic damages derives from an interdisciplinary/integrated approach where the morphological study is the key point for understanding the processes and for applying different techniques for the cultural stones conservation [15-16]; methods borrowed by geomorphological studies allow in fact a quantification of the degradation rate [2, 17-19].

Matera is a UNESCO heritage site since 1992. The city is a prehistoric rupestrian village located in Southern Italy (Basilicata Region), which represents an awesome example of a rock-cut settlement where architecture is intermingled with geological and geomorphological features of the area [20-21]. Its first rupestrian settlements have a Palaeolithic age, as proven by the presence of archaeological remains of the Mousterian Industry (Middle Palaeolithic) [22-25]. The first settlement evolved through time according to the architectural influences of different centuries and the slow evolution of the landscape. Matera Sassi have been dug and built with the Gravina Calcarenite, in the right side of the Gravina valley. There are two typologies of calcarenite: bioclastic and lithoclastic varieties, used both over the centuries as building materials in the Apulia and Basilicata regions. Both bioclastic and lithoclastic calcarenite varieties outcrop in Matera and have been used as building stones (Fig.1a).

Sassi are subdivided in three main districts: Sasso Barisano, Civita and Sasso Caveoso, while an upper flat area has been built during the XVIII century and is known as Piano (Fig. 1b). The Sasso Barisano and Civita districts have been built and dug mainly inside the bioclastic calcarenites while the Sasso Caveoso district has been mainly constructed within the well-sorted lithoclastic calcarenite, characterized by medium to coarse grain size. The Piano district has been built by using the bioclastic calcarenite taken from the Northern Matera quarries. Calcarenites were widely used as a building and ornamental stone due to their large availability, good workability, and lightness and aesthetic appeal [26-28]. However, several structures are currently in a deteriorated state due to numerous degradation processes, producing characteristic patterns all over the world.

Limestones are chemically homogeneous but might have a high variability in terms of texture and porosity that strongly affects the behavior and the susceptibility to damage of building stones.

Specifically, the presence of numerous very fine pores reduces the durability compared with calcarenites containing larger pores [29-32]. Other phenomena that can modify the pore networks are connected to dissolution processes of aragonitic component of rock [33-34], biological colonization [35], extreme temperature changes [27-28, 36], wetting and drying cycles and salt crystallization [30]. Calcarenites degradation processes are mainly related to the mechanical loss of stone material [37]. This underlines the need to analyse the effects produced mainly by weathering and salt crystallization to have an effective protection of the stone heritage [38-39]. Moreover, the rock weathering susceptibility is influenced by wall side orientation, rock surface roughness and grain size [40-42], while the rock properties and porosity control the transport of salt solutions through the material [43-44]. Cultural stone decay, in particular within soft limestone, tends to produce uneven surfaces interested by differential erosion. Surface roughness can be qualitatively evaluated and may evolve in severe weathering morphological patterns [2].

Several authors [1, 45-47] proposed different classification of degradation patterns observed on the monuments in order to improve the stone damage diagnosis for long-term maintenance of stone monuments. For this reason, the use of objective and reproducible methods is very important in order to evaluate the damage through well-assessed routines or non-destructive procedures for in situ studies [45]. More specifically, surface analysis may be performed at different scales (visual or microscopic scale) and with different techniques: (i) scanning electron microscopy (SEM) for the qualitative description of microscopic changes; (ii) laser microscopy for quantifying the surface roughness; (iii) fractal analysis on decay patterns for describing specific properties of individual stone blocks in order to extend the observations to entire façades or buildings [48-54]. Some authors provided new methods for improving monument map and diagnosis with non-destructive methods. For example, Fitzner [50, 55-56] applied image analysis for the quantification of porosity with optical microscopy and provided an in situ procedure for evaluating stone damage through a damage index. Turkington and Phillips [57] proposed a qualitative weathering model of sandstone, constructed on the basis of morphology evolution and chronology of processes that induce stones decay. Others authors [58-61], reported high resolution monitoring by in situ image analysis of surface textures and degradation patterns, e.g. black crusts, efflorescence and roughness. Smith et al. [39] described a classification of granular limestone decay based on salt crystallization as the first cause materials loss by granular disaggregation. Gizzi et al. [62] proposed linear and progressive damage indexes, based on the intensity and the spatial distribution of degradation forms on the Gravina calcarenite of the Matera Sassi, in relation to the exposition to the weathering.

The aim of this work is to analyse the morphologies connected to stone decay on the Gravina Calcarenite in order to determine the relationships between weathering, degradation patterns and lithology and to provide a tool for a better preservation of historical buildings through time. In particular, we propose a new approach based on image analysis and visual inspection of ashlar, in order to provide more detailed information, useful during the restoration works, giving also hints on the priorities that should be taken into account during the planning phase.

2. Geological and Geographical Setting

Geologically, Matera and Murge Materana Natural Park (Southern Italy) are located between the Foreland and Foredeep domains of the Apennine system, where the main stratigraphic units are the Upper Cretaceous Altamura Limestone and a Pleistocene succession consisting of the Gravina Calcarenite, the Subappennine Clay and the regressive medium to coarse grained clastic deposits

(Fig.1a). Gravina Calcarenites is a calciclastic formation typical of the Apulian foreland [61, 63], which is considered as the basal unit of the Pleistocene transgressive succession on the Cretaceous limestone [64-65]. It is overlain by pelagic clays, the Subappennine Clay fm, that filled the Bradanic Trough and partially covered the Apulian foreland [66]. From a tectonic point of view, NW-SE trending horst and graben structures in the foreland area controlled the distribution of basins, islands, and straits and, consequently, the depositional characteristics of Gravina Calcarenites [63]. In the Matera area, a major horst formed a small paleo-island during the early Pleistocene regional subsidence-driven transgression. Toward the north, the Matera paleo-island was separated from the main Murge archipelago. During the middle-late Pleistocene, the Apulian foreland was uplifted [67-69] producing the incision of river canyons.

Gravina Calcarenites makes up continuous exposure of intrabasinal biocalcarenites and biocalcirudites with a carbonate content ranging approximately from 90% to 99%. It generally consists of a scarcely compact, yellowish white fossiliferous calcarenite. The lower interval of Gravina Calcarenites is predominantly lithoclastic with calcareous clasts. This is interpreted as a record of a rapid transgression on the paleo-island of Matera depending on the regional subsidence of the Apulian Foreland [21].



Figure 1 – (a) Schematic lithological map of Matera; (b) Map of the Matera Sassi. Polygons of different colors highlight the Sassi sub-districts. The analyzed façades are reported respect to the exposition.

The lithoclasts variety comprise fragments of whitish-grey limestone, dolomite limestone and sub-angular dolomites, derived from the erosion of the underlying Altamura Limestone [26]. Clastic grains and carbonate skeletal fragments are in direct contact and form a very loosely packed self-supporting framework with a high total porosity. The upper part of the formation is predominantly bioclastic and represents the downslope accumulation of skeletal debris produced within a platform environment, resulting from the partial submersion of the Matera paleo-island. This carbonate-dominated system has been subsequently drowned by Pleistocene siliciclastics derived from the erosion of the Apennines thrust belt. The general fabric is a relatively low packing calcarenite, poorly cemented (between 8 to 24%) and compact, moderately sorted, with a grain-supporting

framework of lithoclastic and bioclastic grains [25]. Lithoclasts include fragments of whitish-grey limestone, dolomitic limestone and brownish and blackish sub-rounded dolomites, derived from the erosion of the Cretaceous basement. Bioclasts are represented by fragments of lamellibranchs, gastropods, scaphopods, brachiopods, balanids, echinoids, bryozoans, calcareous algae, corals, serpulids, benthic and planktonic foraminifers. Moreover, in both types of calcarenite, the micritic matrix is predominantly crypto- and microcrystalline, while the most common cement is made up of equidimensional microgranular carbonate on the external surfaces of the grains, better developed on the bioclasts [25, 70]. The bioclastic and lithoclastic calcarenites have been mapped in the Sassi area at a 1:2.000 scale (Fig.1a).

3. Materials and Methods

In this paper we performed a census of degradation forms on 250 façades subdivided in three groups in relation with the main typologies of the bioclastic, lithoclastic or not recognizable calcarenites used as building material. According to the NORMAL 1/88 [12] recommendation and the ICOMOS-ISCS [13] classification, we have recognized 5 categories and 35 sub-fields of decay and we analysed the relationship with the exposition of the façades using a GIS software. Subsequently, a quantitative analysis of loss of materials through the SfM application is applied at the five categories of loss of material defined by Bonomo et al. [47], obtaining a new quantitative classification based on range of volume lost by the granular limestone ashlar. Then, a representative building of historical importance, the Santoro Palace, has been chosen as study case. On the façade facing to the Northwest the five decay degrees of qualitative loss of material are clearly recognizable and classifiable. Moreover, the volume of the lost stone have been estimated, for each area affected by the five stages of decay, with indirect fast and cost effective methods.

3.1 Degradation analysis and classification

The Matera Sassi degradation state has been established in three steps: 1) decay mapping and observations on façades in various localities of the studied site, areal distribution of decay, exposition and visible renovation in the analysed façades; 2) qualitative decay evaluation in relation with lithological features; 3) quantitative classification of the natural mechanical loss of materials. In the first step, 250 façades with a different conservation state, from well preserved to deeply damaged, have been selected and analysed. This analysis has been carried out by of the arrangement of an evaluation form, reporting in its first section the general information, such as the type of construction, exposition, location inside the Sassi, type of building stones and recent visible renovations. All the analysed façades are made of calcarenite and the types of construction are subdivided in three groups: i) built, ii) excavated, iii) partially excavated and built. Information on the exposition and the localization of the façades inside the areas of the Sassi (Sasso Barisano, Sasso Caveoso, Civita) and Piano has been imported into a Geographical Information System (GIS; Fig.1b). The building stones have been described and classified on the basis of predominant lithological features, namely bioclastic and lithoclastic calcarenite. When the lithological identification of the calcarenite was not possible, the building stone has been indicated as not classified. A second section of the evaluation form lists the degradation morphologies identified according to the NORMAL 1/88 [12] and UNI11182 [71] Italian standard recommendations and the

International ICOMOS-ISCS [13] classification. Five degradation typologies and 35 sub-fields have been identified using these criteria. Each typology corresponds to the following effects, produced by different degradation processes:

- 1) Loss of materials: it consists in the stone materials subtraction due to both the weathering agents and the anthropic and animal activities. It is possible to recognize roughening, differential erosion, coving, rounding, missing parts and holes, alveolization, pitting, perforation and mechanical damage as abrasion, impact damage, cutting and incision, scratching, keying and rubbings.
- 2) Detachment: it consists in a total or partial removal of material on the stone surface, due to chemical phenomena produced by weathering and salts precipitating inside the rock. It results in sanding, powdering, bursting, blistering, fragmentation, delamination as exfoliation and scaling, peeling and coating detachment.
- 3) Crack and Deformation: it consists in separation of parts of a stone, due to the formation of single or multiple fractures, causing a change in shape.
- 4) Discoloration and Deposits: it consists in changes of the stone colour in hue, value and chrome, produced by overlying materials and visual occlusions. These are stains, staining, rising, graffiti, films, soiling and patina, crust and encrustation, efflorescence and subflorescence and superficial deposits.
- 5) Biological colonization: it consists in visual occlusion and overlying of plants, algae, mold, moss and lichen.

A value indicating presence or absence of each decay form was reported. Statistical analysis of the decay forms indicates the particular importance of loss of material among the other degradation processes.

3.2 Photogrammetry and quantification of loss of materials

A quantitative approach for the classification of loss of material was applied by Structure from Motion (SfM) technique. The method was used to compute the volume of material lost in degraded ashlar's respect to reference intact calcarenite surface.

SfM is a subcategory of photogrammetry that consists in the 3D modelling of objects allowing also a morphometric analysis. In recent years, the application of this technique in cultural heritage is largely increased [72-74], due to its very low cost and the ease and rapidity in the data acquisition (photographs).

In this work, photogrammetry was used for modelling the 3D geometry of ashlar's from façades with different degree of decay due to loss of material. For each degree of decay and for a reference fresh stone, six representative calcarenite blocks with standard dimensions of 50*25*25 cm³ (\pm 5cm for length and height) have been selected. To calculate the amount of eroded material the difference between a reference model with erosion degree equal to 0 and the modelled object allowed the calculation of the eroded volume. In this way, the boundaries between the different degrees of decay can be defined quantitatively, in terms of volume of the lost material. A local reference system (xyz) was used in the modelling process considering five control points (markers) on the degraded surface. The first point has coordinates 0;0 and is located at the bottom left of the ashlar's, the coordinates 0;25 represent the second point, the coordinate 50;25 represent the third point and the coordinate 50;0 represents the fourth point. The value of the z-axis is 0 where surface is perfectly flat and regular, indicating the absence of material loss; on the contrary, negative values

indicate the occurrence of degradation pattern determining material loss. A Canon Eos 1200D with fixed 35mm lens was used for obtaining 18 to 25 photos with different angles and about 80% of overlap. A computer with a Xeon e5-1620 at 3.6 GHz, 24GB of RAM and an Nvidia GTX780 video card was used to process images. Agisoft PhotoScan image-processing software was utilized to match the pictures and build three-dimensional models of the ashlar. The core of photogrammetric image data processing is to identify the same points in different frames. The software performs this procedure by using the collinearity equations. The adopted workflow is illustrated in the flowchart (Fig. 2), in particular: 1) the homologous image points between the images was automatically matched. This information was used to reconstruct the orientation of the camera in all images and the coordinates of the point of the 3D object (images alignment); 2) markers were inserted in order to orient the model in the 3D space (insertion of measured points); 3) the resulting oriented image of the ashlar allowed the subsequent construction of a cloud of points, in which the coordinates of the object are solved for almost every pixel (creation of a dense cloud point). The final product of the SfM was a dense point cloud that has been imported into Cloud Compare software and processed with the Compute 2.5D Volume tool for calculating the lost volumes through the comparison of 3D models of intact and variably degraded stones. The volumes obtained for five stages of degrade were then compared with the five degrees of decay described in the loss of material qualitative classification by Bonomo et al. [47].

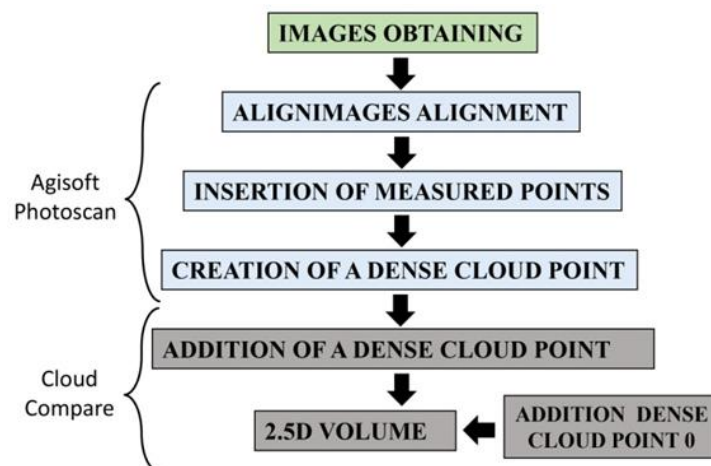


Figure 2 – Flowchart of data processing of image made with Agisoft PhotoScan and Cloud Compare software for a 3D reconstruction calcarenite ashlar.

This method can be used to evaluate all degradation forms determining positive or negative volumetric variations respect to a fresh surface or changes in shape over the time. The loss of material decay category, defined as stone materials subtraction, is the best example of negative volume variation. Other examples of processes responsible of negative volume variations are detachment, cracks and deformations. On the contrary, discoloration, superficial deposits and biological colonization may be monitored by SfM techniques considering positive variation of volume, due to the presence of superficial occlusions or formation of a layer that can be measured in terms of volume increase when compared with the original ashlar surface. Summarizing, the proposed method can be used to estimate volume variations in almost all kinds of stone decay typologies exhibiting different patterns and surfaces features, as well as to various types of substrates and lithotypes.

4. Results and Discussion

4.1 Morphological analysis of decay

The decay analysis was carried out on a total of 250 façades, 28% in the Sasso Barisano, 37% in the Sasso Caveoso, 30% in the Civita districts and 5% in the Piano area (Fig. 1b). Among them, 116 were built with bioclastic calcarenite, 74 with lithoclastic calcarenite and 60 were not classified. As far as construction techniques, the 45% of them are built, the 41% are excavated and the 14% are partly excavated and partly built. The 46% of the observed buildings exhibit decay patterns on the entire surface of the façade, while the 36% only in the lower part, the 8% in the upper part and the 12% only on the edge of the buildings. Overall, the 42% of the studied façades have been recently restored.

By correlating the extent of the degradation and the distribution of decay patterns on the two calcarenite varieties (bioclastic and lithoclastic), the data analyses highlight that alveolization is present in both typologies in the same percentage (80%), calculated respectively on the total number of façades built with bioclastic and lithoclastic calcarenites, similarly to other processes that lead to the complete degradation of the lithotype. Considering all the analyzed façades (250), 76% of them are affected by alveolization. Detachment is the second decay category that strongly affects the Gravina Calcarenite, with sanding effects mostly occurring in the lithoclastic calcarenite. This is followed by bursting and peeling patterns that are connected with wrong restoration actions, leading to the consequent detachment of material especially in bioclastic calcarenite. Coating, detachment, blistering fragmentation, exfoliation and scaling was found in the same amount in both stone typologies. Fractures are more present in the lithoclastic calcarenite, whereas discoloration and deposit occurs regardless the lithotype variety. Stains, staining, rising, soiling, crust and encrustation are caused by air pollution and water behaviour of the stones, while efflorescence is related to moisture circulation and exposure of façades. The previously described decay patterns are mostly due to the natural weathering. The anthropic action is responsible of decay processes determining loss of materials and discoloration, similarly to animal actions that mainly produce perforations and organic deposits. Perforations occur in different sizes and shapes and can be related to the recent action of bees and birds, favoured by the presence of bioturbation structures in the calcarenite.

The morphological analysis of the decay patterns in the study area evidenced that the main effect of degradation processes is represented by loss of material due to roughening, differential erosion, perforation and alveolization. These decay patterns have been subdivided into five degrees, according to the qualitative classification proposed by Bonomo et al., 2017 [47].

Roughening due to erosion is the first natural mechanical degradation morphology that appears on the surface of calcarenite buildings. It indicates the selective loss of small particles from the originally smooth stone surface due to the weathering. It has very fast time of formation and is present on 70% of the analysed façades. The other 30% has been recently renovated or is extremely damaged, since the most serious degradation morphologies tend to obliterate the weaker morphologies, such as roughening (Fig. 3a).

Differential erosion that involves the loss of the original regular surface, is present on 71% of the façades. It is the result of erosional processes, which are the main phenomena leading to the decay calcarenite, in connection with its petrophysical and compositional characters. Erosion is due to the action of weathering and affects both bioclastic and lithoclastic calcarenite but with different intensity during the same time interval. The bioclastic variety preserves the cemented areas while

the less cemented areas are subject to faster decay. The lithoclastic variety is subjected to more uniform erosion and generally shows an advanced degree of decay. Heterogeneous erosion of calcarenite is favoured by the intrinsic heterogeneity of the rock, which is characterized by volumes showing more intense cementation or greater contents in micritic matrix and less cemented volumes of grain-supported calcarenite. The heterogeneity of calcarenite can be due to the presence of sedimentary structures (laminae) and to the extensive presence of bioclastic fragments that state an intense bioturbation of the sediment before the calcarenite lithification (Fig. 3b).

Perforation is outlined by a single or a series of surface punctures, holes or gaps due both to weathering processes and to human and animal activities. This degradation structure is present on 73% of the façades observed. Holes are generally a few millimetres to centimetres wide, with a circular and ellipsoidal shape. A mean diameter of 3 cm can be estimated, with depths varying between 10 and 0.5 cm. Deep circular holes, frequently observed at heights comprised between 0.80 to 1.90 metres above the floor, are clearly due to anthropic action while the perforation with larger size in the upper parts are probably produced by epifauna. Perforation often originates from fossil traces due to bioturbation of the original sediments that might have the effect of concentrating weathering action in particular weak areas. The smallest holes are made up by bees and then enlarged by other insects or by the swirling action of the winds. With time, they could cause significant structural problems (Fig.3c).

Alveolization is defined as the formation of holes, which may have variable sizes and shapes on the stone surface (ICOMOS-ISCS, 2008) [22]. It is present on 76% of the façades and it is due to the action of salt crystallization. Its geometry is connected to the presence of fossil traces due to the intense bioturbation of calcarenite. Consequently, these morphologies are strictly related to differential erosion of the fossil traces with respect to the fresh calcarenite. The resulting pattern is very typical of the Matera area and is described for simplicity as alveolization type (Fig.3d). This pattern is characterized by fractal properties because its irregular and complex shapes can be defined by a non-integer number of dimensions and are characterized by self-similarity in a scale range comprised from millimetres to meters [40].

Moreover, rounding and coving shape are connected with the composition of the stone and the natural mechanical processes. Missing parts and holes can be generated by weathering and anthropic activity, while the keying, pitting, abrasion, incision, impact damages are due to human action. Other frequently observed degradation forms associated to different effects on the surface are: peeling and sanding for detachment effects (more than 40% façades affected), fractures (more than 50% façades affected), soiling, patina, encrustation as regarding the discoloration effect on more than 60% of analysed façades, and moss and lichen colonization on more than 50% of façades. The overall identified decay patterns are reported in Table 1.



Figure 3 – Most frequent morphologies derived from loss of stone material in Gravina Calcarenite of the Matera Sassi: (a) roughening of lithoclastic calcarenite; (b) differential erosion of bioclastic calcarenite; (c) natural and anthropic perforations; (d) alveolization mixed to differential erosion.

| Decay pattern in Gravina Calcarenite | 250 façades | Bioclastic calcarenite | Lithoclastic calcarenite |
|---|--------------------|-------------------------------|---------------------------------|
| Loss of material | % | % | % |
| Roughening | 70 | 75 | 64 |
| Differential Erosion | 71 | 56 | 77 |
| Rounding | 38 | 46 | 47 |
| Coving | 29 | 31 | 43 |
| Alveolization | 76 | 80 | 80 |
| Missing part/Hole | 29 | 24 | 49 |
| Pitting | 26 | 21 | 16 |
| Perforation | 73 | 67 | 62 |
| Impact damage/Incision | 35 | 32 | 26 |
| Scratch/Rubbings | 29 | 27 | 15 |
| Abrasion | 25 | 20 | 16 |
| Discoloration & Deposit | % | % | % |
| Stain | 44 | 29 | 18 |
| Staining | 37 | 23 | 24 |
| Rising | 13 | 9 | 4 |
| Graffiti | 8 | 5 | 8 |
| Superficial deposit | 25 | 35 | 38 |
| Soiling/Patina | 63 | 42 | 49 |
| Film | 31 | 29 | 24 |
| Crust/Encrustation | 55 | 56 | 62 |
| Efflorescence | 14 | 14 | 20 |
| Crack and Deformation | % | % | % |

| | | | |
|-------------------------|----|----|----|
| Fracture | 49 | 47 | 49 |
| Craquelle | 10 | 12 | 9 |
| Splitting | 14 | 15 | 23 |
| Deformation | 1 | 0 | 0 |
| Detachment | % | % | % |
| Sanding | 54 | 47 | 64 |
| Bursting | 18 | 26 | 19 |
| Blistering | 5 | 6 | 4 |
| Fragmentation | 32 | 26 | 27 |
| Exfoliation | 13 | 15 | 15 |
| Scaling | 16 | 16 | 16 |
| Peeling | 46 | 41 | 27 |
| Coating Detachment | 34 | 39 | 42 |
| Biological colonization | % | % | % |
| Plant | 35 | 38 | 46 |
| Moss/Lichen | 60 | 53 | 62 |
| Mould | 2 | 3 | 1 |
| Algae | 1 | 1 | 0 |

Table 1 – Decay patterns recognized on the analysed Matera Sassi façades, with indication on their occurrence on bioclastic and lithoclastic varieties.

The analysis of the decay patterns evidenced that the most intense degradation forms affect the façades facing to NE. Actually, the greater percentage of restored façades pertain to those facing from N to E; lower percentages are shown by façades exposed from E to S, while the most preserved are those facing from S to W (Table 2).

| Façades exposition | Observed façades (%) | Visible renovation (%) | Not visible renovation. (%) |
|--------------------|----------------------|------------------------|-----------------------------|
| N-E | 28 | 30 | 70 |
| S-W | 25 | 52 | 48 |
| S-E | 22 | 39 | 61 |
| N-W | 44 | 44 | 56 |

Table 2 – Percentage of renovation respect to the 250 façades selected inside the Matera Sassi district.

4.2 Quantification of material loss

The application of the SfM method on ashlar with different degrees of material loss allowed their 3D reconstruction. The ashlar dense cloud of points 3D model, have been obtained (Fig. 4a-c). Thus the 3D and graphic rendering of the volumes represented was obtained with different colours (Fig. 4d-f). Overall, 36 3D models oriented in space, by using a local coordinate system, were obtained. For each model, the volume of lost material was calculated starting from a zero value, representing a reference intact ashlar. To define an intact ashlar we considered an ideal perfectly flat surface and we compared it with freshly cut bioclastic and lithoclastic ashlar surfaces. Mapping of façades revealed several unaltered ashlar consisting of both bioclastic and lithoclastic calcarenite; it has to be noticed that in several cases, it was impossible to distinguish the different lithotypes, because the

natural surface of the ashlar was frequently covered with superficial layers due to alteration processes.

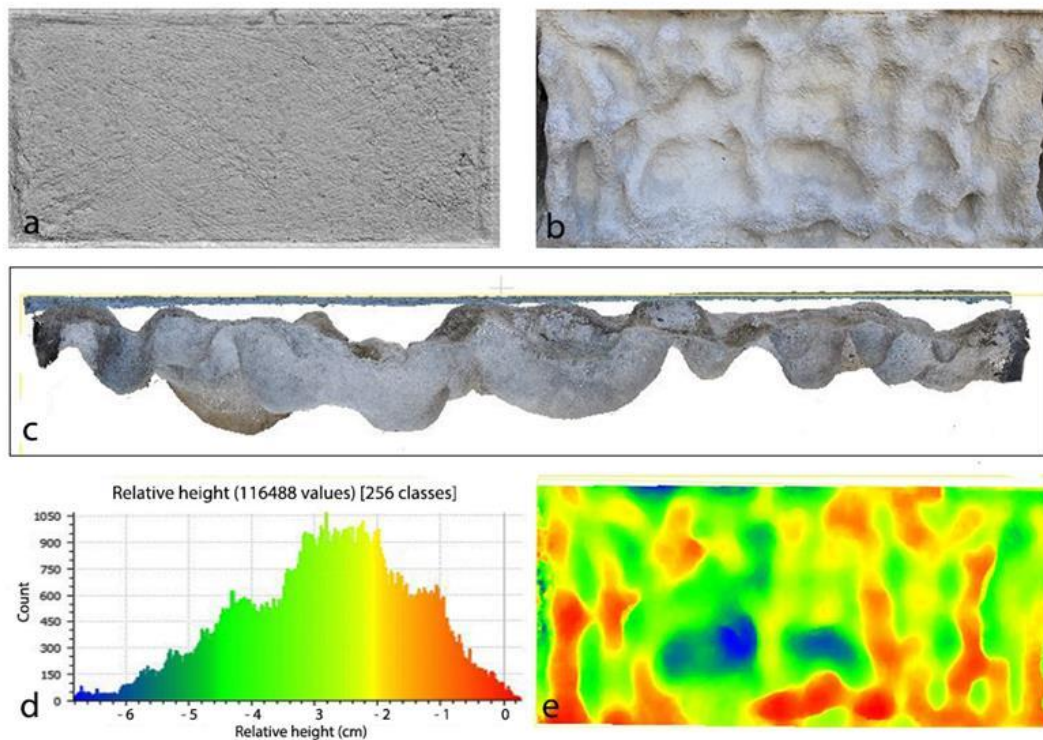


Figure 4 - Graphic calculation of material loss, measured on ashlar by comparison between (a) unaltered ashlar surface (b) and altered ashlar surface; (c) orthogonal view of the two overlapping surfaces; (e) final 3D model obtained by processing and (d) graphs of total point measured and relative height respect to the flat unaltered surface in percentage of loss volume.

The differences between the zero ashlar and the damaged ashlar allowed the identification of 5 classes of degradation, which can be compared with the decay stages. The result of this analysis was summarized in Figure 5, where the calculated volume of material loss for each class was expressed as a volume range derived by the SfM. Using these intervals, there were gaps between one class and another. We considered the medium value between the maximum value of the first interval and the minimum value of the next interval to precisely identify the boundaries of the different intervals, corresponding to different classes of volume loss (Fig. 5b). The used method was summarized by the following equation:


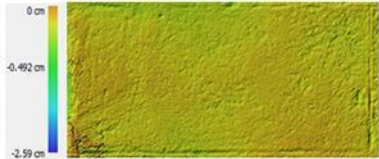

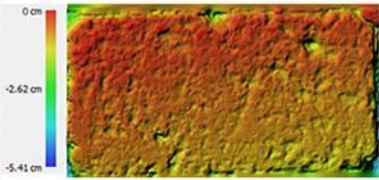

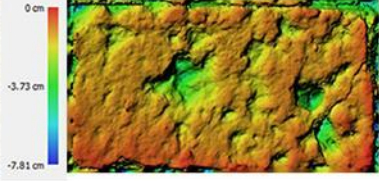

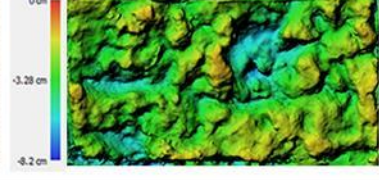

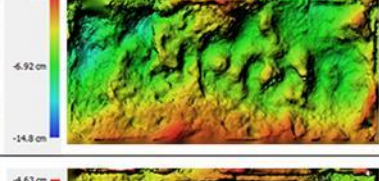

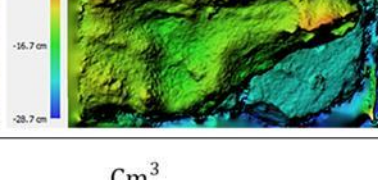
$$V_{int} = [(M_f - M_p)/2] + M_p$$

Where:

V_{int} is the value of the limit of the interval;

M_f is the minimum value of the next interval;

M_p is the maximum value of the previous interval.

| Degree | 2D image | 3D model | Description (from Bonomo et al.2017) and quantification of decay intensity |
|--------|---|--|---|
| 0 |  |  | Absence of degradation Range of loss material: 0 - 0,1% |
| 1 |  |  | Presence of roughness Range of loss of material: 0,2 - 2,6% |
| 2 |  |  | Presence of random alveolization or bioturbation traces, differential erosion Range of loss of material: 2,7 - 6,2% |
| 3 |  |  | Presence of alveolization, bioturbation traces, rounding, differential erosion in all parts of the ashlar with preservation of the original surface Range of loss of material: 6,3 - 14,5% |
| 4 |  |  | Presence of coving and missing parts with lost of the original surface, differential erosion and rounding Range of loss of material: 14.6 - 26.5% |
| 5 |  |  | Demolition of the ashlar with large holes and missing parts Range of loss of material: 26,6 - 100% |

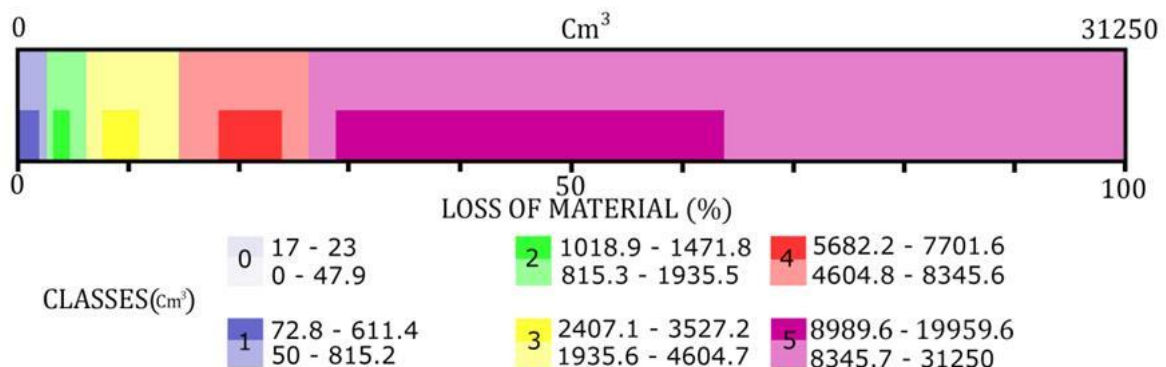


Figure 5 – (a) Quantitative Classification and Interval bar of 5 degree of loss of stone material in calcarenite presented with ashlar degraded and not altered calcarenite ashlar, surface image and relative 3D model obtained with photogrammetric analysis. These are in connection with qualitative observation of each class; (b) The bar shows the dark colors that indicate the measured intervals obtained from 3D modeling of 30 ashlar while the light colors shows the range of volume lost for each degree of decay.

The zero class includes volume variations between 17 to 23 cm³, namely 0.05- 0.11 %, ranging from a freshly cut ashlar and an ideal flat surface. Being this volume very small in comparison with the measured intervals of damage degree, the textural features of the studied lithological varieties did not affect the correct estimation of the damage classes. On the contrary, the degradation class n. 5 accounts a calculated volume variation reaching 19959.6 cm³. It has been observed that for greater values of material loss the ashlars were replaced.

To validate the proposed procedure, the technique was been applied to an historical building of Matera (the Santoro Palace), as reported in the supplemental material.

4.3 Discussion on decay stage

The results of SfM analysis evidenced that bioclastic and lithoclastic calcarenites were characterized by different percentages of loss of materials patterns (see Table 1). The main differences were observed for differential erosion (about 20% of difference between lithoclastic and bioclastic calcarenite). This phenomenon was more intense in the bioclastic calcarenite, as a consequence of its textural features. Roughening was more present in the lithoclastic calcarenite, where grain size is coarser than in the bioclastic ones, favoring the development of this decay pattern. The different susceptibility of the two calcarenite varieties to the observed degradation processes determines, as a consequence, relevant differences in the extent of degradation degree quantified by SfM method (Figure 6).

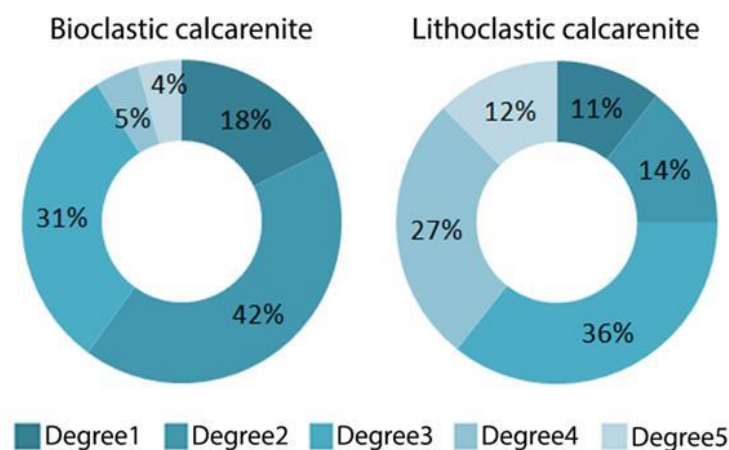


Figure 6 – Circular diagrams of decay stage percentage calculated in the bioclastic and lithoclastic calcarenite. The stages of decay consider the 5 degree of qualitative classification [47]: 1) Presence of the roughening; 2) Presence of random alveolization and differential erosion; 3) Presence of alveolization, rounding, differential erosion everywhere with preservation of the brick original surface; 4) Coving and missing parts with loss of the original brick surface, erosion and rounding; 5) Demolition of the brick with large holes and missing parts.

In bioclastic calcarenite the intermediate stages of degradation are associated with roughness, alveolization, differential erosion and rounding. This was due to the heterogeneity in the cementation of the rock that was highlighted by weathering processes. On the other hand, lithoclastic calcarenite was more frequently affected by the last stages of coving, erosion and sanding and missing parts. It highlighted the higher homogeneity in cementation of rocks that react to weathering in the same way in different portions of the ashlar. Moreover, loss of material patterns were more frequent in façades exposed to dominant winds (E-NE) that facilitate erosion.

5. Conclusion

The analyses of 250 façades distributed in the whole Sassi of Matera area allow the characterization of the main degradation morphologies in all the ancient district of the city. Several observations about exposition and renovation confirm that the most damaged buildings are facing from N to E. Indeed, most renovations have been made in accordance with the most intense decay. By analysing the degradation patterns on the ashlar surface, we found that the most frequent decay was connected to the loss of material mainly due to natural weathering and anthropic actions. Specifically, roughness, differential erosion and alveolization are the natural mechanical patterns predominant in all the area of Matera. Alveolization morphologies in Matera were connected to salt crystallization and differential erosion of intensely bioturbated calcarenite. These two processes are responsible of the typical degradation patterns observed on calcarenite. Other relevant degradation patterns were connected to detachment, cracks, discoloration and biological colonization. In particular, we observed patina, crust and encrustation, fractures, coating detachment and moss and lichen colonization in more than 50% of the studied ashlar.

The lithological control of degradation by stone material loss by natural mechanical processes was evaluated by considering the different behaviour of lithoclastic and bioclastic calcarenite. The bioclastic calcarenite was affected by different and more variable degradation forms when compared with the lithoclastic ones. The lithoclastic calcarenite was often used for renovation action; for this reason it shows either a very well preserved stage or deeply damage. Overall, it is less resistant to the weathering and in particular to the wind action, while the bioclastic calcarenite results to be more resistant due to the more cemented areas with big skeletal fragments as rodoliths, mega-pectens and ditrupa colonies. In particular, alveolization and bioturbation forms are much more present in the bioclastic calcarenite, while in the lithoclastic calcarenite differential erosion and roughness are the most frequent.

A new classification with five decay stages of degradation was introduced, starting from qualitative observations on degradation morphologies connected to the loss of material category and correlating morphologies to the real mean volume lost for each stage of degradation. The study demonstrated the potential of SfM technique in providing high-resolution models of stone surface for damage quantification in an easy, portable and unexpensive way. Through the overlap of the models it was possible to calculate the volume of material lost. These analyses will be combined with future tests in a climatic chamber for the estimation of the life span for each ashlar, considering also the lithology and the exposition.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors thank the Department of Bioscience and Territory of the Molise University for providing the workstation to create the 3D models and calculate the lost volumes of the ashlar. They also thank to L. Costa for providing the architectonic model of Santoro Palace, and S. Lucente, A. Benedetto and M. Lorusso for supporting the façades mapping. Authors express their gratitude to the Editor Dr. Simona Raneri and two anonymous reviewers for the useful comments, which greatly improved the manuscript. The authors benefited from finance support by the University of Basilicata research funds.

REFERENCES

- [1] B. Fitzner, K. Heinrichs, D. La Bouchardiere, Damage index for stone monuments, in: E. Galan, F. Zezza (eds.), *Protection and Conservation of the Cultural Heritage of the Mediterranean Cities*, in: *Proceedings of the 5th International Symposium on the Conservation of Monuments in the Mediterranean Basin, Sevilla Spain (2000)* 315-326.
- [2] G.A. Pope, T.C. Meierding, T.R. Paradise, Geomorphology's Role in the Study of Weathering of Cultural Stone, *Geomorphology* 47 (2002) 211–225.
- [3] G. Urbani, *Problemi di conservazione*, Ed. Compositori, Bologna 1973.
- [4] D. Camuffo, Acid rain and deterioration of monuments: how old is the phenomenon?, *Atmospheric Environment, Urban Atmosphere* 26 (2) (1992) 241-247.
- [5] N. Santopuoli, Il restauro della Villa Romana del Casale di Piazza Armerina: struttura e aggiornamento tecnologico. *Paesaggio urbano*, 15 (1) (2006) 40-45.
- [6] A.V. Turkington, T.R. Paradise, Sandstone weathering: a century of research and innovation, *Geomorphology* 67(1-2) (2005) 229-253.
- [7] C.M. Grossi, A. Bonazza, P. Brimblecombe, I. Harris, C. Sabbioni, Predicting twentyfirst century recession of architectural limestone in European cities, *Environ. Geol.* 56 (3) (2008) 455–461.
- [8] C. M. Grossi, P. Brimblecombe, B. Menéndez, D. Benavente, I. Harris, M. Déqué, Climatology of salt transitions and implications for stone weathering, *Sci. Total Environ.* 409 (13) (2011) 2577–2585.
- [9] A. Bonazza, P. Messina, C. Sabbioni, C. M. Grossi, P. Brimblecombe, Mapping the impact of climate change on surface recession of carbonate buildings in Europe, *Sci. Total Environ.* 407 (6) (2009) 2039–2050.
- [10] A. Bonazza, G. Vidorni, I. Natali, C. Ciantelli, C. Giosuè, F. Tittarelli, Durability assessment to environmental impact of nano-structured consolidants on Carrara marble by field exposure tests, *Science of the Total Environment* 575 (2017) 23-32.
- [11] NorMal, *Raccomandazioni NorMaL: Alterazioni macroscopiche dei materiali lapidei, Raccomandazioni Italiane per i Beni Culturali*. CNR-ICR, Roma, 1990.
- [12] G. Urbani, *Intorno al restauro*. Milano, Skira Editore, 2000.
- [13] International Council On Monument and Site –International Scientific Committee for Stone ICOMOS-ISCS. *Illustrated glossary on stone deterioration patterns*, Champigny/Marne, France Ateliers 30 Impression, 2008.
- [14] G. F. Andriani, N. Walsh, Fabric, porosity and water permeability of calcarenites from Apulia (SE Italy): used as building and ornamental stone, *Bull. of Eng. Geol. and the Env.* 62 (2003) 77-84.
- [15] G. Torraca, The scientist's role in historic preservation with particular reference to stone conservation, in: N.S. Price, M.K. Talley Jr., A.M. Vaccaro, *Historical and Philosophical Issues in the Conservation of Cultural Heritage*, The Getty Conservation Institute, Los Angeles, (1996) 439–444.
- [16] B. Smith, B. Whalley, R. Magee, Assessment of building stone decay: a geomorphological approach, in *Stone cleaning and the nature, soiling and decay mechanisms of stone: proceedings of the international conference held in Edinburgh, UK, 14-16 April (1992)*, 249-257.
- [17] D. A. Robinson, R.B.G. Williams, Sandstone Weathering and Landforms in Britain and Europe, in *Rock Weathering and Landform Evolution*, Chichester, UK: Wiley (1994) 371–392.
- [18] D.A. Robinson, R.B.G. Williams, The weathering of Hastings Beds sandstone gravestones in South East England. In: Jones, M.S., Wakefield, R.D. (Eds.), *Aspects of Stone Weathering, Decay, and Conservation, Proceedings of the 1997 Stone Weathering and Atmospheric Pollution Network Conference (SWAPNet '97)*, Imperial College Press, London (1999).
- [19] D.A.N.N.Y. McCarroll, A. Nesje, Rock surface roughness as an indicator of degree of rock surface weathering, *Earth Surface Processes and Landforms*, 21(10) (1996) 963-977.
- [20] <http://whc.unesco.org/en/list/670>. World Heritage List: The Sassi and the Park of the

Rupestrian Churches of Matera (1993).

- [21] L. Pomar, M. Tropeano, Formation in Matera (southern Italy): New insights for coarse-grained, large-scale, cross-bedded bodies encased in offshore deposits - AAPG The American Association of Petroleum Geologists, 85 (4) (2001) 661-689.
- [22] A. Azzaroli, Studi illustrativi della Carta Geologica d'Italia - Formazioni Geologiche. Serv. Geol. Italia, 1 (1968)183-185.
- [23] F. Boenzi, B. Radina, G. Ricchetti, A. Valduga, Note Illustrative della Carta Geologica It. Foglio 200 "Matera", It. Geol. Serv. 48 (1971b).
- [24] F.G. Lo Porto, Matera I: I giacimenti paleolitici e la stratigrafia di Grotta dei Pipistrelli. Congedo Ed (1988).
- [25] G.F. Andriani, N. Walsh, Petrophysical and mechanical properties of soft and porous buildings used in Apulian monuments (south Italy), Geological Society, London, Special Publication, 333 (2010) 129 - 141.
- [26] R. Giura-Longo, Premessa. Studi e documenti sulla storia di Matera e del suo territorio, Lamisco 2002. Ed. Giannatelli (1994).
- [27] A. Calia, M. Lettieri, A. Mecchi, G. Quarta, The role of the petrophysical characteristics on the durability and conservation of some porous calcarenites from Southern Italy, Special Collection, London Geol. Soc. 416 (2015).
- [28] G.F. Andriani, L. Geminario, Thermal decay of carbonate dimension stones: fabric, physical and mechanical changes - Environ Earth Sci. 72 (2014) 2523–2539.
- [29] E. Leary, The Building Limestones of the British Isles. BRE Report. HMSO, London (1983).
- [30] B. J. Smith, H. A. Viles, Rapid, catastrophic decay of building limestones: thoughts on causes, effects and consequences, In: R. Fort, M. Alvarez De Buergo, M. Gomez-Heras, C. Vázquezcalvo, Heritage Weathering and Conservation, Taylor & Francis, London (2006) 191–197.
- [31] C. Figueiredo, R. Folha, A. Mauri' Cio, C. Alves, L. Aires-Barros,. Pore Structure And Durability Of Portuguese Limestones: A Case Study, in: B. J. Smith, M. Gomez-Heras, H. A. Viles, J. Cassar, (eds) Limestone in the Built Environment: Present-Day Challenges for the Preservation of the Past. Geological Society, London, Special Publications, 331 (2010) 157–170.
- [32] S. Rescic, F. Fratini, P. Tiano, On-site evaluation of the 'mechanical' properties of Maastricht limestone and their relationship with the physical characteristics, in: B. J. Smith, M. Gomez-Heras, H. A. Viles, J. Cassar, (eds) Limestone in the Built Environment: Present-Day Challenges for the Preservation of the Past. Geological Society, London, Special Publications, 331 (2010) 203–208.
- [33] R.A. Livingston, Graphical methods for examining the effects of acid rain and sulphur dioxide on carbonate stones, in: J. Delgado Rodrigues, F. Henriques, F. Telmo Jeremias, (eds) Proceedings of the 7th International Congress on Deterioration and Conservation of Stone, Lisbon. Laboratorio Nacional de Engenharia Civil, Lisbon (1992) 375–386.
- [34] R.M. Espinosa-Marzal, G. W. Scherer, Mechanisms of damage by salt, in: B. J. Smith, M. Gomez-Heras, H. A. Viles, J. Cassar, (Eds) Limestone in the Built Environment: Present-Day Challenges for the Preservation of the Past, Geological Society, London, Special Publications, 331 (2010) 61–77.
- [35] A.Z. Miller, N. Leal, L. Laiz, M.A. Rogerio-Candelera, R.J. Silva, A. Dionísio, C. Saiz-Jimenez, Primary bioreceptivity of limestones used in southern European monuments, Geological Society, London, Special Publications, 331 (1) (2010) 79-92.
- [36] R.M. Espinosa-Marzal, G. W. Scherer, Mechanisms of damage by salt, in: B.J. Smith, M. Gomez-Heras, H. A. Viles, J. Cassar, (eds) Limestone in the Built Environment: Present-Day Challenges for the Preservation of the Past. Geological Society, London, Special Publications, 331 (2010) 61–77.
- [37] A. El-Shahat, M. Haitem, K. Sades, Weathering of Calcarenite Monuments at Roman and

- Byzantine Archaeological Sites at Sabratha, Northwestern Libya: A Pilot Study. *Afr.Archaeol. Rev.* 31 (2014): 45-58.
- [38] C.A. Price, E. Doehne, Characterizing the stone. In: *Stone conservation: an overview of current research* (2011) 1-25.
- [39] B.J. Smith, M. Gómez-heras, H. A. Viles, Underlying issue on the selection, use and conservation of building limestone, Geological Society, London, Special Publications, 331 (2010) 1-11.
- [40] P.B. Attewell, D. Taylor, Time dependent atmospheric degradation of building stone in a polluting environment. *Eng. Geol. Water Sci.* 16 (1) (1990) 43 – 55.
- [41] M.S. Vendrell, M. Garcia, S. Alarcon, Environmental impact on the Roman monuments of Tarragona, Spain. *Environ. Geol.* 27 (1996) 263–269.
- [42] G.M.E. Kamh, R. Azzam, Field and laboratory investigations to examine the damage category of monumental sandstone in arid regions: Seti I Temple, upper Egypt, a case study, *Int J Restor. Build Monum.* 14 (3) (2008) 179–196
- [43] B.J. McGreevy, Pore properties of limestones as controls on salt weathering susceptibility: a case study, in: B. J. Smith, P. A. Warke (eds) *Processes of Urban Stone Decay*, Donhead, London, (1996) 150–167.
- [44] R.J. Flatt, Salt damage in porous materials: how high supersaturations are generated. *J Cryst. Growth* 242 (2002) 435–454.
- [45] B. Fitzner, K. Heinrichs, D. La Bouchardiere, Weathering damage on Pharaonic sandstone monuments in Luxor-Egypt, *Build. Environ.* 38 (2003) 1089–1103.
- [46] L. Carta, D. Calcaterra, P. Cappelletti, A. Langella, M. De Gennaro, The stone materials in the historic architecture of the ancient center of Sassari: distribution and state of conservation. *J. Cult. Herit.* 6 (2005) 277–286.
- [47] A.E. Bonomo, G. Prosser, G. Rizzo, M. Sileo, Degradation diagnosis on Gravina Calcarenite: classification and damage indexes on the Sassi di Matera site (Southern Italy). In *Proceeding 3rd IMEKO International Conference on Metrology for Archaeology and Cultural Heritage, 23-25 October 2017, Lecce, Italy* (2017) 401-406.
- [48] E. Doehne, D.C. Stulik, Applications of the environmental scanning electron microscope to conservation science, *Scanning Microscopy*, 4 (2) (1990) 275-286.
- [49] M. Rautureau, R.U. Cooke, A. Boyde, The application of confocal microscopy to the study of stone weathering. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18 (9) (1993) 769-775.
- [50] J. Delgado-Rodriguez, Conservation of granitic rocks with application to the megalithic monuments, in: J. Delgado Rodriguez, (Ed.), *Degradation and Conservation of Granitic Rock-sand Monuments*. European Commission, (1994) 61–243
- [51] B.J. Vogt, The confocal laser microscope as a tool to quanti-tatively measure stone surface roughness, Abstracts, Association of American Geographers Annual Meeting, Honolulu, Hawaii, CD-ROM (1999).
- [52] C. Vazquez-Calvo, M. Alvarez de Buergo, R. Fort, M. J. Varas-Muriel, The measurement of surface roughness to determine the suitability of different methods for stone cleaning, *Journal of Geophysics and Engineering*, 9 (4) (2012) 108-117.
- [53] G. Barbera, G. Barone, V. Crupi, F. Longo, G. Maisano, D. Majolino, P. Mazzoleni, S. Raneri, J. Teixeira, V. Venuti, A Multi-technique Approach for the Determination of the Porous Structure of Building Stone. *European Journal of Mineralogy*, 26 (2014) 189–198.
- [54] G. Pia, E. Sassoni, E. Franzoni, U. Sanna, Predicting Capillary Absorption of Porous Stones by a Procedure Based on an Intermingled Fractal Units Model, *International Journal of Engineering Science*, 82 (2014) 96–204.
- [55] B. Fitzner, Porosity Properties and Weathering Behavior of Natural Stones. Methodology and Examples. *Stone Material in Monuments: Diagnosis and Conservation*. Paper presented at the 2nd Course of CUM, Heraklion, (1993) 43–54.
- [56] B. Fitzner, K. Heinrichs, R. Kownatzki, Weathering Forms at Natural Stone Monuments –

- Classification, Mapping and Evaluation, *International Journal of Restoration of Buildings and Monuments* 3 (1997) 105–124.
- [57] A.V. Turkington, J.D. Phillips, Cavernous weathering, dynamical instability and self organization, *Earth Surface Processes and Landforms*, 29 (6) (2004) 665-675.
- [58] S.T. Trudgill, W. Gosling, T. Yates, P. Collier, D. L. Smith, R. U. Cooke, H. A. Viles, R. Inkpen, C. Moses, Twenty-Year Weathering Remeasurements at St Paul’s Cathedral, London. *Earth Surface Processes and Landforms* 26 (2001) 1129–1142.
- [59] P. López-Arce, M. J. Varas-Muriel, B. Fernández-Revuelta, M. Álvarez de Buergo, R. Fort, C. Pérez-Soba, Artificial Weathering of Spanish Granites Subjected to Salt Crystallization Tests: Surface Roughness Quantification, *Catena*, 83 (2010) 170–185.
- [60] M.J. Thornbush, Archaeogeomorphology as an application in physical geography, *Applied geography*, 34 (2012) 325-330.
- [61] S. Raneri, J. Crezzini, S. Arrighi, F. Boschini, I. Alfieri, G. Barone, L. Bergamonti, M. Giamello, P. P. Lottici, P. Mazzoleni, Measuring Weathering and Nanoparticle Coating Impact on Surface Roughness of Natural Stones, *Studies in Conservation*, (2018) 1-13.
- [62] F.T. Gizzi, M. Sileo, M. Biscione, M. Danese, M. Alvarez de Buergo, The conservation state of the Sassi of Matera site (Southern Italy) and its correlation with the environmental conditions analysed through spatial analysis techniques, *J. Cult. Herit* 17 (2016) 61-74.
- [63] A. Iannone, P. Pieri, Considerazioni critiche sui “Tufi calcarei” delle Murge. Nuovi dati litostigrafici e paleoambientali, *Geogr. Fis. Dinam. Quat.* 2 (1979) 173-186.
- [64] N. Ciaranfi, M. Maggiore, P. Pieri, L. Rapisardi, G. Ricchetti, N. Walsh, Considerazioni sulla neotettonica della Fossa bradanica. *Prog. Fin. Geod. CNR* 251 (1979) 73-95.
- [65] A. Iannone, P. Pieri, Sedimentazione quaternaria e carsismo sulle Murge. *Geol. Appl. Idrogeol.* 17 (2) (1982) 119-132.
- [66] P. Pieri, L. Sabato, M. Tropeano, Significato geodinamico dei caratteri deposizionali e strutturali della Fossa Bradanica nel Pleistocene, *Mem. Soc. Geol. It.* 51 (1) (1996) 501-515.
- [67] N. Ciaranfi, F. Ghisetti, M. Guida, G. Iaccarino, S. Lambiase, P. Pieri, L. Rapisardi, G. Ricchetti, M. Torre, L. Tortorici, L. Vezzani, Carta neotettonica dell’Italia meridionale, *Prog. Fin. Geod. Pub.* 515 (1983) 1-62.
- [68] C. Doglioni, F. Mongelli, P. Pieri, *Tectonics*, 13,5 (1) (1994) 309-1321.
- [69] C. Doglioni, P. Harabaglia, G. Martinelli, F. Mongelli, G. Zito, A geodynamic model of the Southern Apennines accretionary prism. *Terra Nova*, 8 (6) (1996) 540-547.
- [70] G. Mateu-Vicens, L. Pomar, M. Tropeano, Architectural complexity of a carbonate transgressive systems tract induced by basement physiography, *Sedimentology*, 55(2008):1815-1848.
- [71] UNI-11182 (2006), Cultural heritage Natural and artificial stone Description of the alteration - Terminology and definition – Beni culturali NORMAL 2006.
- [72] J. De Reu, W. De Clercq, J. Sergeant, J. Deconynck, P. Laloo. Orthophoto Mapping and Digital Surface Modeling for Archaeological Excavations an Image-Based 3D Modeling Approach. *Proceedings of the I Digital Heritage International Congress (DigitalHeritage)*, Marseille, France, 28oct-1nov 2013 1 (2013) 205–208.
- [73] J. Lerma, C. Muir, Evaluating the 3D Documentation of an Early Christian Upright Stone with Carvings from Scotland with Multiples Images. *J. Archaeol. Sci.* 46 (2014) 311–31.
- [74] J. McCarthy, J. Benjamin, Multi-Image Photogrammetry for Underwater Archaeological Site Recording: An Accessible, Diver-Based Approach. *J. Marit. Archaeol.* 9 (1) (2014) 95–114.
- [75] L. D’Alessio, S. Lucente, Matera: a wonderful chaotic city. VI Conference “Diagnosis, Conservation and Valorization of Cultural Heritage”. *Aracne* (ed) (2015).
- [76] D. Girardeau-Montaut, CloudCompare — Open Source Project "<http://www.danielgm.net/cc/>" \t "_blank" (2016)

Figure caption

Figure 1 – (a) Schematic lithological map of Matera; (b) Map of the Matera Sassi. Polygons of different colors highlight the Sassi sub-districts. The analyzed façades are reported respect to the exposition.

Figure 2 – Flowchart of data processing of image made with Agisoft PhotoScan and Cloud Compare software for a 3D reconstruction calcarenite ashlar.

Figure 3 – Most frequent morphologies derived from loss of stone material in Gravina Calcarenite of the Matera Sassi: (a) roughening of lithoclastic calcarenite; (b) differential erosion of bioclastic calcarenite; (c) natural and anthropic perforations; (d) alveolization mixed to differential erosion.

Figure 4 - Graphic calculation of material loss, measured on ashlar by comparison between (a) unaltered ashlar surface (b) and altered ashlar surface; (c) orthogonal view of the two overlapping surfaces; (e) final 3D model obtained by processing and (d) graphs of total point measured and relative height respect to the flat unaltered surface in percentage of loss volume.

Figure 5 – (a) Quantitative Classification and Interval bar of 5 degree of loss of stone material in calcarenite presented with ashlar degraded and not altered calcarenite ashlar, surface image and relative 3D model obtained with photogrammetric analysis. These are in connection with qualitative observation of each class; (b) The bar shows the dark colours that indicate the measured intervals obtained from 3D modeling of 30 ashlar while the light colours shows the range of volume lost for each degree of decay.

Figure 6 – Circular diagrams of decay stage percentage calculated for bioclastic and lithoclastic calcarenite. The stages of decay consider the 5 degree of qualitative classification by Bonomo et al. [47]: 1) Presence of the roughening; 2) Presence of random alveolization and differential erosion; 3) Presence of alveolization, rounding, differential erosion everywhere with preservation of the brick original surface; 4) Coving and missing parts with loss of the original brick surface, erosion and rounding; 5) Demolition of the brick with large holes and missing parts.

Table captions

Table 1 – Decay pattern on every Sassi façades analyzed, and the façades built mainly in bioclastic and mainly in lithoclastic calcarenite

Table 2 – Percentage of renovation respect to the 250 façades selected inside the Matera Sassi district.

Figure 1 - Print in colour

Figure 2 - Should be printed in black and white

Figure 3 - Should be printed in black and white

Figure 4 - Print in colour

Figure 5 - Print in colour

Figure 6 - Print in colour

Table 1 – Should be printed in black and white

Table 2 - Black and white