

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

SCUOLA DI SCIENZE
Dipartimento di Geoscienze
Direttore Prof. Nicola Surian

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN GEOLOGIA
AMBIENTALE E DINAMICA DELLA TERRA (LM-74)

RILEVAMENTO GEOLOGICO DI
DETTAGLIO DELL'ALTOPIANO DI ASIAGO
E INFERENZE SULLA
STABILITÀ DEI VERSANTI

Relatore: Prof. Nereo Preto

Correlatore: Prof. Filippo Catani

Laureando: Marco Fraccaro

Matricola: 2087671

ANNO ACCADEMICO 2023-2024

*“Cammini in mezzo a questa fiaba, come fra alti teloni tesi, dipinti;
i rapporti tra i volumi sono così limpidi,
che la scala dei monti ti pare ingigantita;
e improvvisamente sbucando da una quinta ti affacci all'orlo.
Qui si sente davvero come è fatto l'Altipiano;
la grande spalla liscia, pura, lo delimita come un mondo a parte,
e da questo punto si misura con uno sguardo quanto è alto,
quanto è remoto.”*

Luigi Meneghello

SOMMARIO

1. INTRODUZIONE	1
1.1 Premessa	1
1.2 Scopo della ricerca	2
2. Inquadramento dell'Altopiano di Asiago	3
2.1 Inquadramento geografico	3
2.2 Inquadramento ambientale	6
2.3 Inquadramento geologico	10
2.3.1 Litologie	10
2.3.2 Assetto strutturale e tettonico.....	16
2.4 Inquadramento geomorfologico	19
3. Organizzazione del rilevamento (materiali e metodi)	21
3.1 Reperimento della cartografia di base.....	21
3.2 Informatizzazione preliminare	21
3.3 Organizzazione dell'attività di campagna.....	22

4. Risultati del rilevamento.....	23
4.1 Interpretazione geologica.....	23
4.1.1 Litostratigrafia	23
4.1.2 Interpretazione tettonica e strutturale	25
4.1.3 Interpretazione delle aree dolomitizzate.....	26
4.2 Interpretazione geomorfologica.....	27
5. Realizzazione della carta geologica	30
5.1 Stesura secondo le linee guida ISPRA	30
6. Inferenze sulla stabilità dei versanti.....	34
6.1 Individuazione delle aree instabili	34
6.2 Analisi della caduta massi.....	36
6.3 Risultati della simulazione con QPROTO	39
6.4 Analisi dei dissesti gravitativi sotto forma di debris flow ...	42
6.5 Risultati della simulazione con GPP	44

7. Discussione.....47

8. Conclusioni.....49

9. Bibliografia.....51

Allegato

CARTA GEOLOGICA DEL MARGINE SETTENTRIONALE
DELL'ALTOPIANO DI ASIAGO - SETTORE COMPRESO
TRA CIMA XI E CASTELLONI DI SAN MARCO

INDICE DELLE FIGURE

Fig. 2.1: Inquadramento geografico generale	3
Fig. 2.2: Inquadramento geografico dell'area di studio.....	4
Fig. 2.3: Estratto dalle tavolette IGM edite a scala 1:25000	5
Fig. 2.4: Copertura del suolo dell'area di studio	6
Fig. 2.5: Settore orientale, visto dalle pendici di Cima della Campanella	7
Fig. 2.6: Mugheto in val dell'Agnella, a Sud Ovest di Monte Lozze ..	7
Fig. 2.7: Danni causati dalla tempesta Vaia alla vegetazione	8
Fig. 2.8: Settore occidentale, visto dalle pendici di Cima della Caldiera	9
Fig. 2.9: Incisione della Valmaora, vista dall'Osservatorio Torino, nei pressi di Cima della Caldiera	9
Fig. 2.10: Colonna stratigrafica semplificata, dal Pre-Permiano al Triassico superiore, affiorante presso Barco (Tn)	12
Fig. 2.11: Colonna stratigrafica semplificata, dal Triassico superiore al Cenozoico, affiorante presso la porzione centro orientale dell'Altopiano	15
Fig. 2.12: Schema strutturale dell'Altopiano di Asiago	17

Fig. 2.13: Sezione stratigrafica semplificata	18
Fig. 2.14: Altopiano di Asiago durante l'ultimo massimo Glaciale (LGM).....	19
Fig. 4.1: Fossili di alghe dasicladacee (FMZ).....	23
Fig. 4.2: Fossili di bivalvi e gasteropodi (FMZ).....	23
Fig. 4.3: Strati ricchi di bivalvi (RTZ _b).....	24
Fig. 4.2: Oolite su fattura fresca (RTZ _c)	24
Fig. 4.5: Faglia nei pressi di Cima Isidoro	25
Fig. 4.6: Fratture ben evidenti lungo la Karliser Karl Straße.....	25
Fig. 4.7: Cristalli di Dolomite rinvenuti in Val Agnella	26
Fig. 4.8: Castelloni di San Marco visti da drone	27
Fig. 4.9: Dolina di Campoluzzo, a Sud di Monte Lozze.....	28
Fig. 4.10: Ponte in roccia nei pressi del Bivacco Roger Lenzi.....	28
Fig. 6.1: Versante orientale di Punta Molina visto da Nord	34
Fig. 6.2: Prismi di roccia instabili e materiale franato	35
Fig. 6.3: Angoli necessari alla costruzione di un cono di visibilità ..	37
Fig. 6.4: Abaco per la determinazione di φ_p su versante privo di vegetazione	38
Fig. 6.5: Mappa della frequenza pesata.....	39

Fig. 6.6: Mappa dell'energia media	40
Fig. 6.7: Schema strutturale dell'Altopiano di Asiago	41
Fig. 6.8: Valle di Mezzogiorno ripresa da drone.....	43
Fig. 6.9: Mappa della velocità massima da GPP.....	45
Fig. 6.10: Mappa dell'altezza massima relativa da GPP	46

INDICE DELLE TABELLE

Tab. 5.1: Strato ST011 poligonale	30
Tab. 5.2: Strato ST018 poligonale	31
Tab. 5.3: Strato ST018 lineare.....	32
Tab. 5.4: Strato ST019 puntuale.....	33

Riassunto

Si è provveduto a realizzare un rilevamento geologico di dettaglio, a scala 1:10000, di un'area estesa su circa 16 km² lungo i margini settentrionali dell'Altopiano di Asiago. Il rilevamento copre la porzione veneta del foglio geologico 061 - Borgo Valsugana. I risultati del rilevamento sono stati informatizzati secondo le direttive ISPRA per la produzione di cartografia geologica nell'ambito del progetto CARG.

Particolare attenzione è stata posta nell'identificazione dell'assetto strutturale e delle litologie presenti, e a come interagiscano con i fenomeni di instabilità rilevati sul ciglio settentrionale dell'Altopiano e sui versanti rivolti verso la sottostante Valsugana. Tali fenomeni consistono soprattutto in profonde trincee aperte nei calcari del Gruppo dei Calcari Grigi. Quelle osservate sul ciglio dell'Altopiano sono le dinamiche morfo ambientali più importanti, arrivando potenzialmente ad influenzare la fruizione del territorio da parte dell'uomo.

Lo studio è stato poi riassunto in appositi elaborati cartografici (in allegato), allo scopo di rendere più efficace e facilmente accessibile la consultazione dei risultati ottenuti.

Abstract

This study offer a detailed geological survey, at 1:10000 scale, of a 16 km² sector along the northern slope of Asiago Plateau. The area is placed on the venetian part of the geological map 061 - Borgo Valsugana.

Survey results have been then computed following ISPRA rules for the realization of CARG geological cartography.

Special efforts aimed for the identification of the structural and lithological background and their interaction to slope instability on the northern slope of Asiago Plateau, expecially considering the cliffs hanging over Valsugana valley.

These phenomena are revealed by a pervasive trench system that cut through Gruppo dei Calcari Grigi limestone. This morpho environmental dynamic is the most important feature of the plateau slope, considering its potential influence toward anthropic land use.

The survey results were then summarized in attached specialized cartography, to make their consultation more effective and readily avabile.

1. Introduzione

1.1 Premessa

L'idea del presente lavoro di tesi di laurea è nata dalla necessità di coprire la minima parte del Foglio geologico n° 61 "Borgo Valsugana"; che ricade in territorio veneto. Il finanziamento del Foglio è stato infatti affidato alla Provincia Autonoma di Trento, pertanto la responsabilità del rilevamento del piccolo settore veneto è rimasta per qualche tempo irrisolta.

Considerata l'importanza di una conoscenza approfondita del contesto che comprende l'area di studio si è deciso di raccogliere informazioni da diverse fonti che trattano l'area d'indagine.

Per quanto riguarda la caratterizzazione geografica ed ambientale, di fondamentale importanza sono state le banche dati dei Geoportali della Regione Veneto e della Provincia Autonoma di Trento, oltre che i risultati forniti da progetti europei come Copernicus, sommati alla bibliografia trattante il sito d'importanza comunitaria, iscritto alla Rete Natura 2000, IT3220036 "Altopiano dei Sette Comuni".

L'assetto preliminare sul quale si è basata la parte geologica ha invece salde basi nelle "Note illustrative del Foglio 82 Asiago": prezioso documento realizzato in seno al Progetto CARG di mappatura geologica a scala 1:50000 del territorio nazionale. Da esse (in quanto trattanti aree contigue) si è potuto ricavare quanto più necessario alla comprensione della struttura stessa dell'Altopiano di Asiago, che è stata approfondita ulteriormente dall'attenta consultazione della fiorente bibliografia geologica, strutturale e geomorfologica che tratta l'Altopiano e i settori circostanti.

1.2 Scopo della ricerca

Il rilevamento stesso invece è servito a raccogliere informazioni il più possibile dettagliate, per poter restituire un'interpretazione equilibrata delle matrici ambientali riconoscibili sul posto. Ogni analisi rigorosa deve sempre prevedere infatti la consultazione preventiva della cartografia preesistente e se necessario contribuire all'aggiornamento della stessa. Questo studio si è sviluppato infatti contingentemente con i rilievi per la realizzazione del "Foglio 61 Borgo Valsugana" (sempre in ambito del Progetto CARG), collaborando attivamente con il direttore di rilevamento (Dott. Guido Roghi) e con i rilevatori del Foglio 61 (in particolare il Dott. Geol. Matteo Rinaldo) per comunicare loro dati geologici il quanto più possibile precisi e validati dall'osservazione sul campo.

La stesura di una cartografia geologica secondo le rigorose linee guida in vigore non comporta astrazioni senza reali riscontri pratici, ma ben si accorda con la realizzazione di un elaborato completo e standardizzato, direttamente applicabile per coordinare la sempre più complessa gestione di un ambiente fragile come quello montano, che deve essere correttamente governato per potersi adeguare all'attuale periodo di transizione climatica.

Per esemplificare l'utilità pratica della cartografia geologica di base, si è scelto di utilizzare i risultati del rilevamento geologico per identificare e caratterizzare la pericolosità geologica relativa a fenomeni franosi che si possono verosimilmente verificare in corrispondenza del ciglio dell'Altopiano di Asiago nel settore oggetto del rilevamento.

È soprattutto in un'ottica conservativa che spiccano infatti gli strumenti derivati dalla caratterizzazione geologica, cominciando a considerare l'elemento antropico come l'attore principale, ma anche lo stesso bersaglio, di dinamiche che possono arrivare ad impattare la fruizione di interi territori alterandone equilibri e ritmi consolidatisi da generazioni.

2. Inquadramento dell'Altopiano di Asiago

2.1 – Inquadramento geografico

L'Altopiano di Asiago, noto anche come Altopiano dei Sette Comuni è un acrocoro montano che si estende per circa 600 km² al confine tra la Provincia di Vicenza (Veneto) e la Provincia Autonoma di Trento.

Il rilievo termina bruscamente a Nord e ad Est sulla Valsugana, mentre ad occidente è bordato dall'incisione della Valdstico, fino all'Altopiano di Lavarone e la zona del Vezzena. A meridione invece si raccorda più dolcemente con la fascia pedemontana dei Colli di Marostica fino a giungere all'Alta Pianura Veneta (Fig. 2.1)

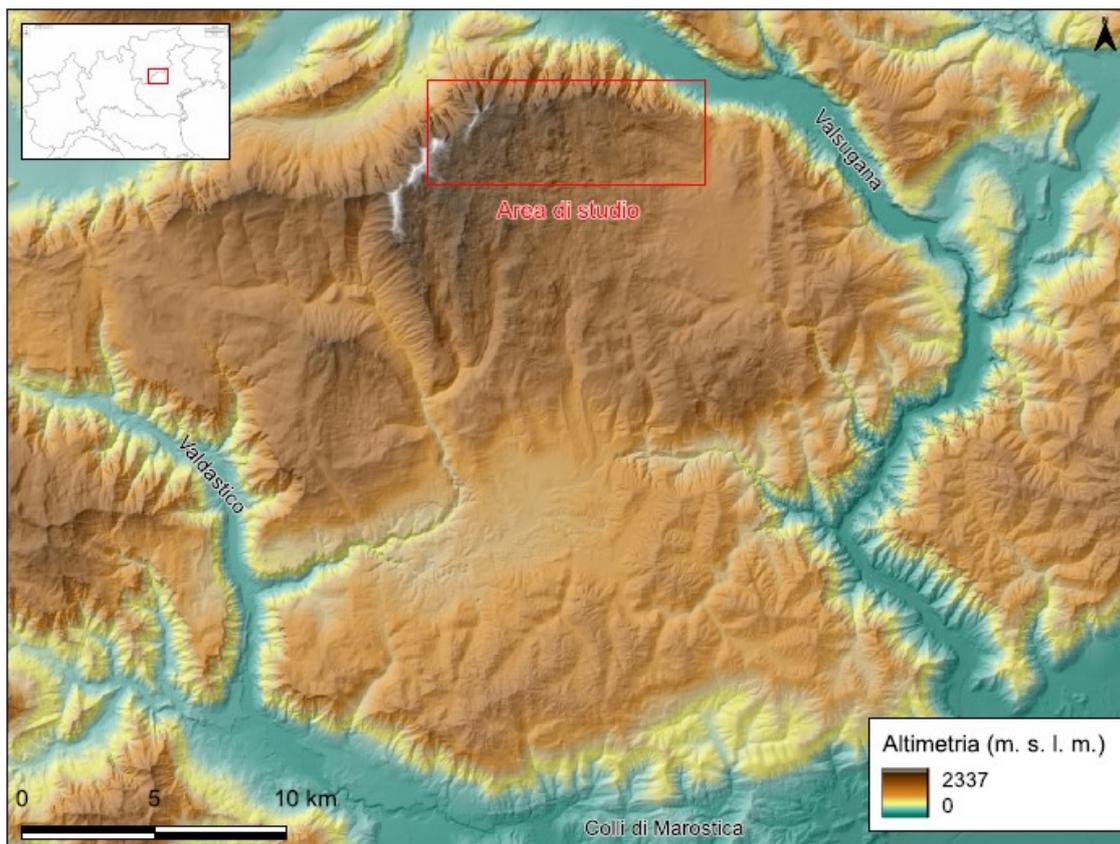


Fig 2.1: Inquadramento geografico generale rispetto all'area di studio.

A partire dalla Pianura e risalendo i primi contrafforti montani, la zona propriamente occupata dall'Altopiano di Asiago è suddivisibile in una prima serie di rilievi di elevazione tra i 1300 e 1400 m s.l.m. che degradano in un'ampia conca centrale per poi risalire fino al margine settentrionale, di quota più elevata e a carattere più marcatamente alpino, con la massima elevazione identificabile con Cima XII, 2337 m s. l. m. (Rigoni, 1983). Proprio quest'area (Fig. 2.2) è stata interessata dai rilievi e dallo studio conseguente.



Fig 2.2: Inquadramento geografico dell'area di studio.

Entrando nel dettaglio dell'area d'indagine, si può notare come sia situata nella parte più settentrionale dell'Altopiano di Asiago, e come comprenda la parte più elevata della scarpata che si apre bruscamente sulla Valsugana.

La zona di studio è compresa tra la dorsale di Cima XI (quota 2228 m. s. l. m., la più elevata del settore preso in esame) e Cima X (2215 m s. l. m.), attraversa il brullo pianoro dell'Ortigara per poi correre lungo una serie di cime e varchi (localmente chiamati "porte") che si susseguono tra Cima della Caldera (2124 m s. l. m.) e i Castelloni di San Marco.

Dai Castelloni di San Marco si segue poi il pianoro immergente verso Est fino allo sperone dell'Anepoz ("incudine" in lingua cimbra).

Il limite meridionale invece corre idealmente dal bivacco “Roger Lenzi” (poche centinaia di metri a Sud Ovest di Cima XI) fino al largo vallone che si apre ad oriente di Monte Magari, in territorio Trentino.

Le quote di cui sopra sono ricavate dalle Tavole IGM 1:25000 (Fig. 2.3).

L’ambiente è impervio e remoto, servito unicamente dalla strada dell’Ortigara, che da Campomuletto (Comune di Gallio – VI) e dalla Piana di Marcesina (Comune di Enego – VI) conduce fino a piazzale Lozze, ai piedi della zona monumentale dell’Ortigara.

Numerosi sono però i sentieri silvo-pastorali e le tracce della fitta rete di mulattiere e carrozzabili costruite durante la Grande Guerra: come la Kaiser Karl Straße nel settore occidentale e le vie di avvicinamento ai caposaldi di Cima Caldiera nella parte centrale.

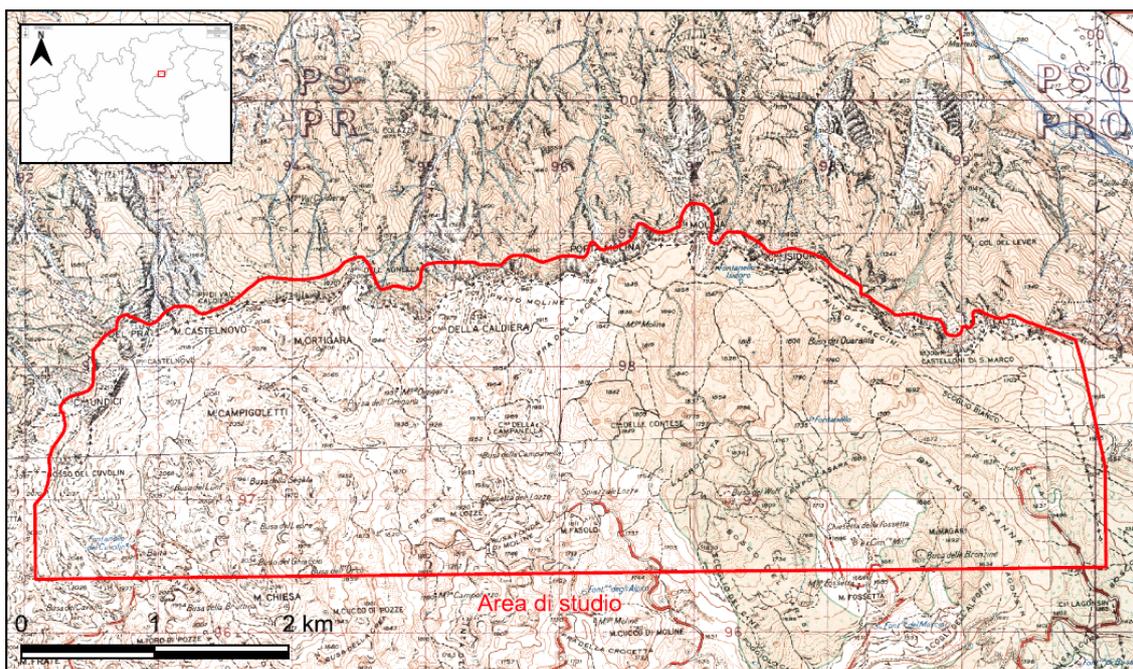


Fig 2.3: Estratto dalle tavolette IGM edite a scala 1:25000.

L’area, secondo i riferimenti dell’Istituto Geografico Militare (IGM), risulta estendersi su territori coperti dalle tavolette 022 III-SO *Borgo Valsugana*, 022 III-SE *Grigno*, 037 IV-NO *Cima Dodici* e 037 IV-NE *Monte Lisser* (*Geoportale Regione Veneto*).

2.2 – Inquadramento ambientale

Grazie alla sua importanza ecologica e ambientale, l'intera porzione dell'Area di Studio che ricade nel territorio della Regione Veneto è compresa nel Sito di Importanza Comunitaria, iscritto nella rete Natura 2000, **IT3220036 “Altopiano dei Sette Comuni”** (D.P.R. 8 settembre 1997, n. 357).

Come ben esemplificato dai dati del progetto europeo Corine Land Cover (a giugno 2024 ricavabili all'indirizzo: <https://land.copernicus.eu/en/products/corine-land-cover/clc-2012>), si possono riassumere le caratteristiche principali della copertura del suolo nell'area indagata (Fig. 2.4).

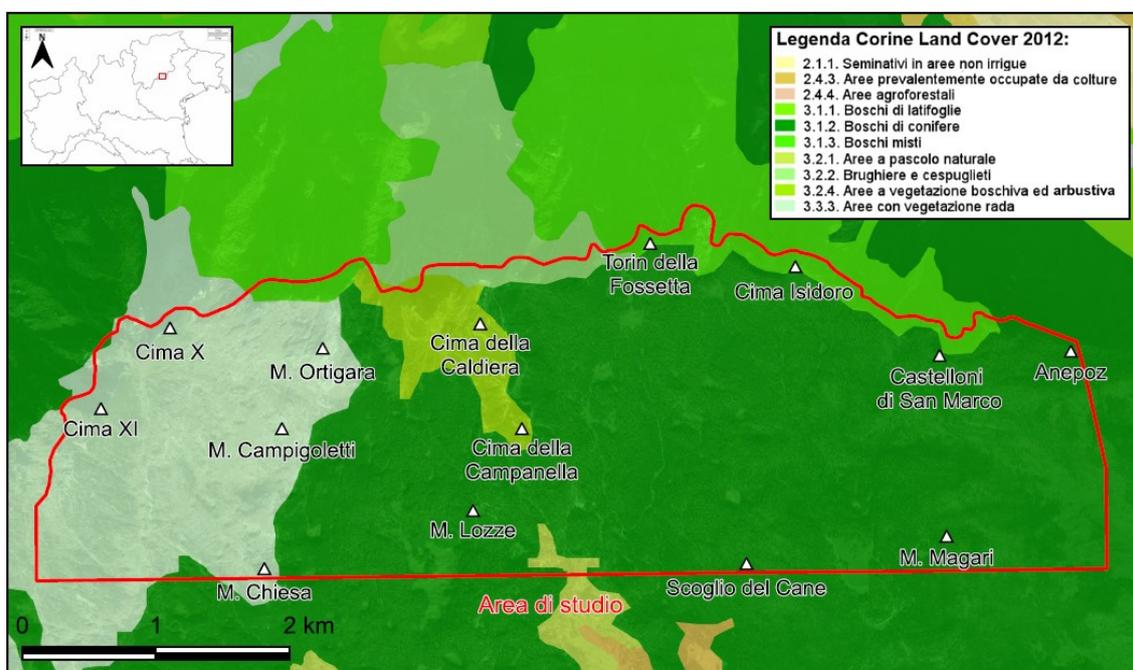


Fig 2.4: Copertura del Suolo dell'area di studio.

La copertura vegetale si può suddividere in una vasta area boscosa, coperta prevalentemente da conifere: tipica pecceta subalpina dominata dall'Abete Rosso (Fig. 2.5) e, subordinatamente, nei terreni più poveri e impervi dal Larice e dal Pino Mugo (Rigoni, 1983) (Fig. 2.6).



Fig 2.5: Settore orientale, visto dalle pendici di Cima della Campanella.

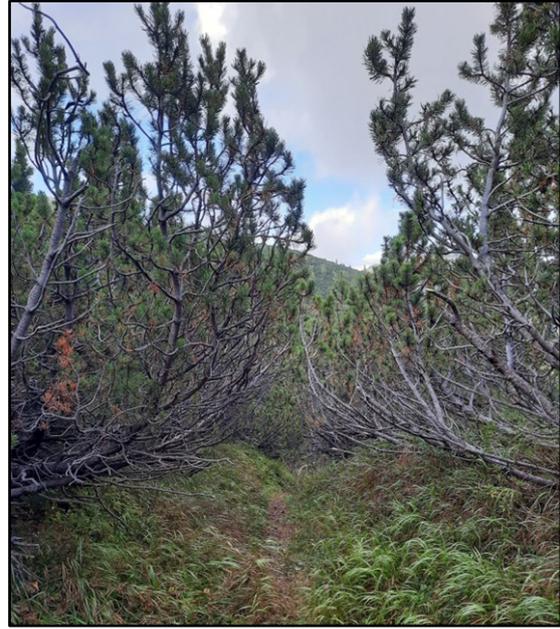


Fig 2.6: Mugheto in val dell’Agnella, a Sud Ovest di Monte Lozze.

Nei pressi delle “porte” e vicino alle remote malghe di questa parte dell’altopiano, la copertura boscosa è tuttavia soventemente interrotta da ampi pascoli erbosi.

Durante il rilevamento sul campo, tuttavia, si è potuta ancora notare la disastrosa eredità della Tempesta Vaia: calamità che tra il 28 ed il 30 ottobre 2018 ha spazzato intere aree boscate con venti che hanno superato anche i 200 km/h e seguita poi dall’insorgere del bostrico (Motta et al., 2018).

Diverse porzioni risultano ancora ingombre dall’ingente quantità di tronchi schiantatisi al suolo, soprattutto verso la porzione orientale dell’area d’indagine, con le zone più colpite comprese tra i Castelloni di San Marco e Monte Magari (Fig. 2.7).

Considerato l’innegabile sconvolgimento legato all’evento, le autorità competenti hanno provveduto alla mappatura delle aree interessate, sovrapponibili quindi alla preesistente copertura del suolo. A giugno 2024 i danni compiuti dalla tempesta Vaia sono disponibili rispettivamente sui geoportali veneti e trentini di <https://idt2.regione.veneto.it/idt/webgis/viewer?webgisId=204> <https://siat.provincia.tn.it/geonetwork/srv/ita/catalog.search.jsessionid>.

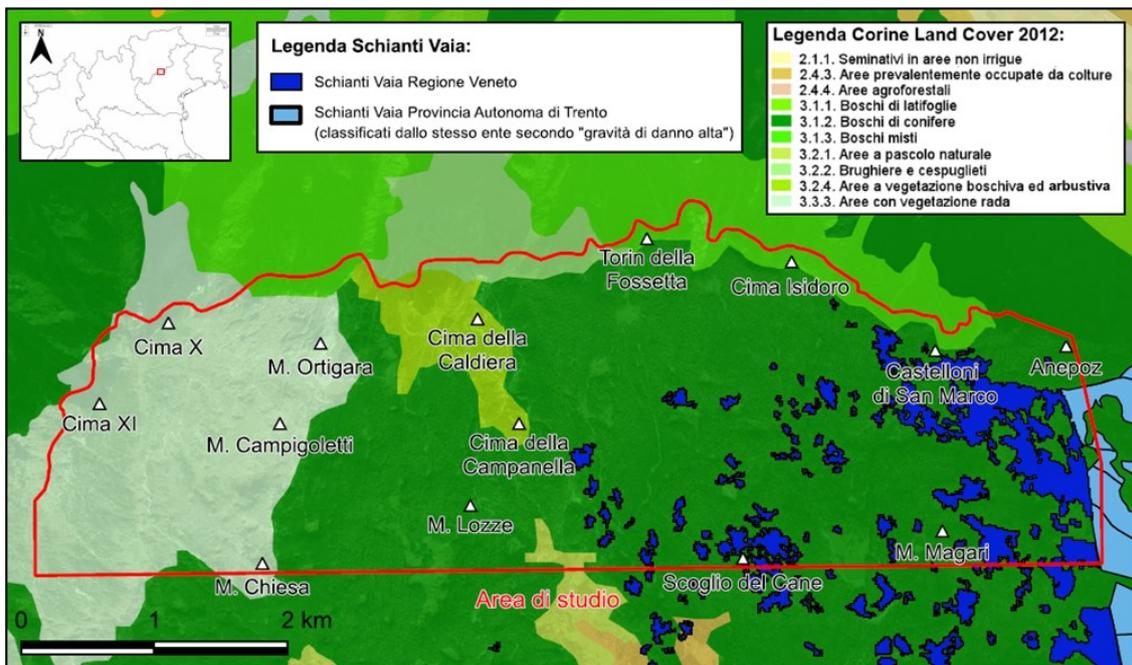


Fig 2.7: Danni causati dalla tempesta Vaia alla vegetazione.

Il settore occidentale sopraelevato, soprattutto attorno a Monte Ortigara, è invece quello che ha subito l'impatto più pesante della Grande Guerra (in particolare dei violenti scontri della primavera 1917) e ne porta ancora le cicatrici: sotto forma di estesi sistemi di trinceramento, estesi complessi di baraccamenti nelle retrovie e caposalda scavati nella roccia, nonché di un'enorme quantità di residui bellici che punteggiano le postazioni ormai abbandonate da anni.

Rispetto al settore orientale, questa porzione (Fig. 2.8) è più brulla ed esposta al vento e alle tempeste, con ampie superfici di roccia nuda, punteggiata da macchie di vegetazione rada come qualche pino mugo, rododendri e ciuffi di genziane e stelle alpine (Rigoni, 1983).



**Fig 2.8: Settore occidentale,
visto dalle pendici di Cima
della Caldiera.**



**Fig 2.9: Incisione della Valmaora,
vista dall'Osservatorio Torino, nei
pressi di Cima della Caldiera.**

Anche le ripide incisioni che scendono in Valsugana presentano una copertura vegetale discontinua, abbarbicata sulle cenge meno esposte alle slavine e ai crolli di roccia che interessano le pendici settentrionali (Rigoni, 1983). Il Mugo è spesso presente, cingendo le “porte” prima dell’inevitabile discesa sul vertiginoso precipizio sottostante (Fig. 2.9).

2.3 – Inquadramento geologico

2.3.1 – Litologie

La storia geologica raccontata dalle rocce che affiorano sull'Altopiano dei Sette Comuni e nelle valli vicine si può impostare su formazioni riferibili alla fase finale dell'orogenesi Ercinica, ricoperte poi dalle successioni sedimentarie più recenti, fino all'emersione e all'innalzamento dell'Altopiano stesso durante la fase Neoalpina dell'orogenesi Alpino - Himalayana.

Basamento Cristallino Pre – Permiano.

La formazione della *Fillade di Valli del Pasubio* rappresenta infatti una serie di metamorfiti di basso grado, prevalentemente filladi, affioranti in Valsugana e in Val di Sella (a pochi chilometri NW dell'area indagata).

Il metamorfismo di queste rocce è testimonianza della fase conclusiva (Varisica) dell'orogenesi Ercinica, che aveva formato un'antica catena montuosa, ormai non più osservabile direttamente in quanto esposta a più cicli erosivi ed estesamente sepolta sotto una spessa coltre sedimentaria non continua (Poli & Zanferrari, 1992).

Localmente, (Val Calamento, Gruppo di Cima d'Asta e Valle del Vanoi) nel basamento cristallino, si possono osservare diversi corpi intrusivi tardo-ercinici (Peccerillo et al., 1994).

Successione Sedimentaria Permo – Triassica.

Sempre in Val di Sella, si può osservare la serie sedimentaria Permiana, che testimonia una rinnovata deposizione sulla topografia Ercinica pre-esistente, dapprima in un ambiente continentale di piana fluviale prossimo alla linea di costa (*Arenarie di Val Gardena*) e poi, con una lenta e discontinua ingressione marina, testimoniata dall'interdigitazione al tetto con le facies sopratidali evaporitiche della parte inferiore della *Formazione a Bellerophon*. Formazione che superiormente si stabilizza su facies di mare sottile (Marchetti et al., 2017).

Coerente con paleoambienti di mare basso, è anche la *Formazione di Werfen*, che nell'Altopiano appare meno potente e presenta meno litozone facilmente riconoscibili rispetto all'area tipica delle Dolomiti a Nord della Linea della Valsugana (Farabegoli & Viel, 1982), risultando così più affine a come appare nella zona del recoarese.

Sulla *Formazione di Werfen*, poggia poi la *Dolomia del Serla Inferiore*, che è rappresentativa di un ambiente deposizionale di piana di marea carbonatica, influenzata da apporti terrigeni fini, nella quale si alternavano condizioni da sub- a supra-tidali (De Zanche & Mietto, 1989).

Come nel recoarese, si osserva poi la successione evaporitica, con apporto terrigeno da piattaforma interna, della *Formazione a Gracilis*, con rari fossili, prevalentemente articoli di crinoidi e piccoli gasteropodi (De Zanche & Mietto, 1989).

La prima successione di piattaforma carbonatica affiorante con spessori notevoli (almeno 200 – 250 m) è la *Dolomia della Valsugana*: un'alternanza di mudstone e wackestone dolomitizzati, organizzati in strati centimetrico – decimetrici riconducibili a successioni di ambienti peritidali con sottili e rare intercalazioni pelitiche (De Zanche & Mietto, 1989).

Gruppo delle Zwischenbildungen: una successione di formazioni bacinali, poggianti in concordanza sulla *Dolomia della Valsugana*. Queste rocce consistono in orizzonti composti da laminiti bituminose, argilliti e marne siltose grigiastre, fino a calcari nodulari alternati da peliti nella porzione superiore (De Zanche & Mietto, 1989).

Al di sopra di queste intercalazioni bacinali si rinvia una successione carbonatica biancastra o grigio chiara, fortemente ricristallizzata e dolomitizzata, organizzata secondo una stratificazione grossolana che si succede per un centinaio di metri.

Studi recenti (Gianolla et al., 1998) la identificano come parte della *Formazione dello Sciliar*.

La deposizione carbonatica si arresta temporaneamente nel Ladinico, probabilmente in corrispondenza dell'evento effusivo delle *Vulcaniti Riolitico – Dacitiche*, non affioranti in Valsugana, ma rinvenibili frequentemente a occidente, in corrispondenza della Valdstico e nelle Piccole Dolomiti (De Vecchi & Sedeà, 1983).

La sedimentazione continua quindi, in discontinuità rispetto alle formazioni del Triassico medio, con la *Dolomia Principale*, formazione riconoscibile per le numerose e caratteristiche banconate, interpretate come cicli peritidali a dolomie stromatolitiche (Bosellini & Hardie, 1988) che si susseguono lungo l'intero spessore formazionale, che localmente può raggiungere ben 600/700 m.

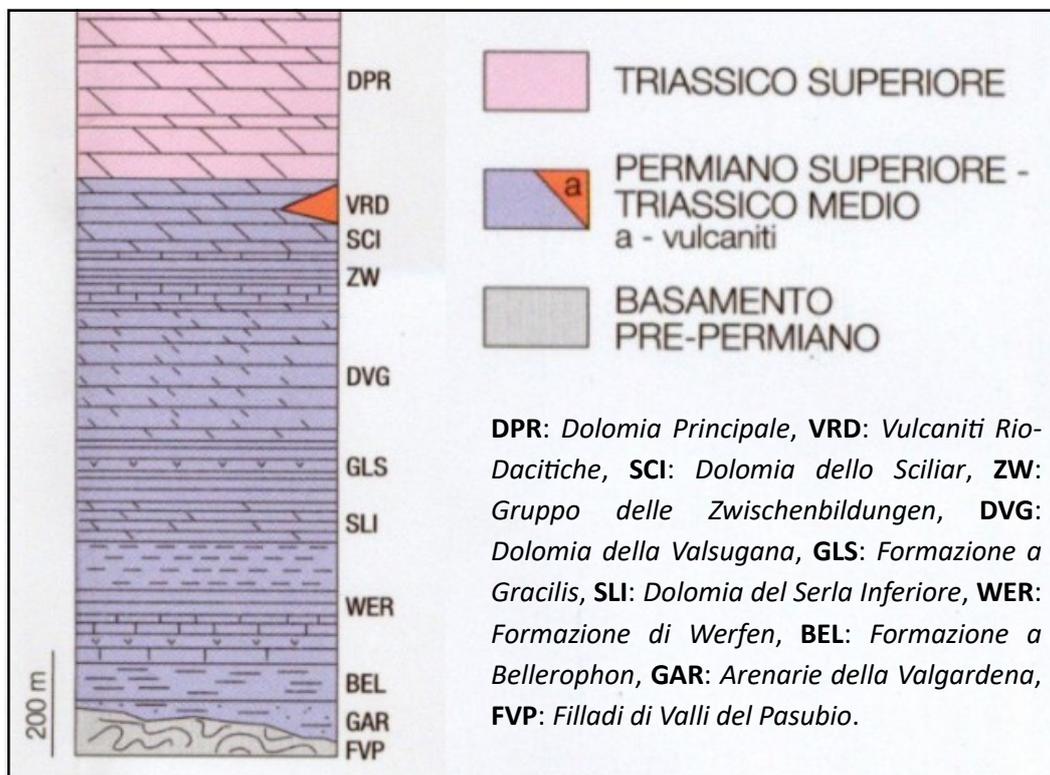


Fig. 2.10: Colonna stratigrafica semplificata, dal Pre-Permiano al Triassico superiore, affiorante presso Barco (Tn).

Tratta e modificata dalla carta Geologica d'Italia, "Foglio 82, Asiago".

Successione Sedimentaria Giurassico – Cretacea.

Il Giurassico si apre invece con il Gruppo dei *Calcarei Grigi*, potente anche diverse centinaia di metri ed affiorante molto estesamente nell'Altopiano dei Sette Comuni e nelle valli circostanti.

Storicamente è stata considerata come formazione divisa in tre membri: uno inferiore, uno mediano e uno superiore o membro di Rotzo (Bosellini e Broglio Loriga, 1971). Recentemente è stata elevata al rango di Gruppo, considerando i tre membri come vere e proprie Formazioni, rispettivamente: *Formazione di Monte Zugna*, *Calcarea Oolitica di Loppio* (non sempre presente, soprattutto se si considera il margine NE dell'Altopiano di Asiago) e *Formazione di Rotzo* (Geyer et al., 1993).

In questo studio si è deciso di seguire quest'ultima interpretazione, supportata e perseguita fra l'altro dalla commissione incaricata di redigere il Catalogo delle Formazioni del progetto CARG e dagli stessi realizzatori del "Foglio 82 Asiago" (Barbieri et al., 2007).

Il *Gruppo dei Calcarei Grigi* localmente può apparire anche completamente dolomitizzato e ricristallizzato nei settori più pervasivamente tettonizzati (Spencer-Cervato, 1990).

La stessa situazione si può rinvenire alla base, presso il contatto con la *Dolomia Principale*, rendendo quindi difficile tracciare un limite netto nelle successioni in cui si verifica questo fenomeno (Iannace & Frisia, 1994).

Nella parte superiore, invece già storicamente (Taramelli, 1880) si registrano intervalli marnosi e addirittura localmente carboniosi, che talvolta contengono associazioni ben conservate di piante fossili (Kustatscher et al., 2014).

Ad oriente dell'area di studio, al di sopra del Gruppo dei Calcarei Grigi, su una superficie di discontinuità, poggia direttamente il *Rosso Ammonitico Veronese* (localmente noto come Rosso di Asiago): pietra molto apprezzata per uso ornamentale e cavata da millenni. Caratteristico per il suo colore da rosato a rosso intenso e i numerosi fossili di cefalopodi, tra cui le Ammoniti per l'appunto, facilmente rinvenibili al suo interno (e.g., Sarti, 1986).

Esso testimonia un paleoambiente di mare profondo, un vero e proprio plateau sommerso, episodicamente spazzato da forti correnti oceaniche che risultavano in un difficoltoso accumulo di sedimento e ad una stratificazione condensata risultante anche in diversi livelli di “hardground” e noduli selciferi (Sarti, 1986).

Continuando la sequenza di mare profondo per il resto del Giurassico fino al Cretaceo, si osserva la *Maiolica*, formazione potente circa 250 m un tempo nota anche come “Biancone” o “Bianco di Asiago”, corrispondente alla parte più bassa e compatta della formazione ed anch'esso oggetto di coltivazione.

La *Maiolica* si presenta inizialmente a banconate massive (Benigni et al., 1982) ma rapidamente passa a stratificazione su strati sottili di pochi centimetri e spesso deformati e fratturati pervasivamente.

Anche questa formazione presenta comunemente numerosi livelli ricchi di noduli di selce di colore grigio scuro.

Le formazioni della *Scaglia Variegata Alpina* e della *Scaglia Rossa*, sono invece calcari micritici bioturbati, organizzati in strati centimetrici intercalati da livelli più sottili marcatamente marnosi (Trevisani, 1994).

La *Scaglia Variegata Alpina* contiene i due caratteristici “*Black Shale*” cretacei del livello Selli e del livello Bonarelli, testimonianza di eventi anossici rinvenibili in tutta l'area mediterranea (Premoli Silva et al., 1999).

La *Scaglia Rossa* è la formazione che chiude il ciclo sedimentario mesozoico, nell'area del bassanese la sua deposizione si protrae fino all'Eocene inferiore, ma nell'area dell'Altopiano vero e proprio, tale porzione superiore risulta mancante, presumibilmente erosa durante un evento di abbassamento del livello del mare Paleogenico riguardante l'area di pertinenza dell'Altopiano stesso (Trevisani, 1994).

Successione Cenozoica.

A seguito dell'emersione e parziale erosione della *Scaglia Rossa*, le condizioni paleoambientali ritornarono favorevoli alla deposizione di depositi carbonatici di

mare basso, cosicché si riscontra l'unità carbonatica della *Formazione di Pradelgiglio*: una successione biocalcarenitica affiorante sporadicamente nei dintorni di Gallio, rappresentante un ambiente di mare poco profondo con non trascurabili apporti terrigeni (Trevisani, 1994).

Tra le rocce più recenti, sporadicamente affioranti in Altopiano, ma molto più prepotentemente interessanti le aree circostanti, tra cui soprattutto i colli tra Marostica e Breganze, vi sono le testimonianze dalle fasi di magmatismo terziario della formazione delle *Vulcaniti basaltiche dell'Alpone* (Zampieri, 1995).

Localmente si osservano filoni e condotti vulcanici che si fecero largo attraverso zone di debolezza o fratturazione tettonica, a volte metamorfizzando la roccia incassante (Zampieri, 2022).

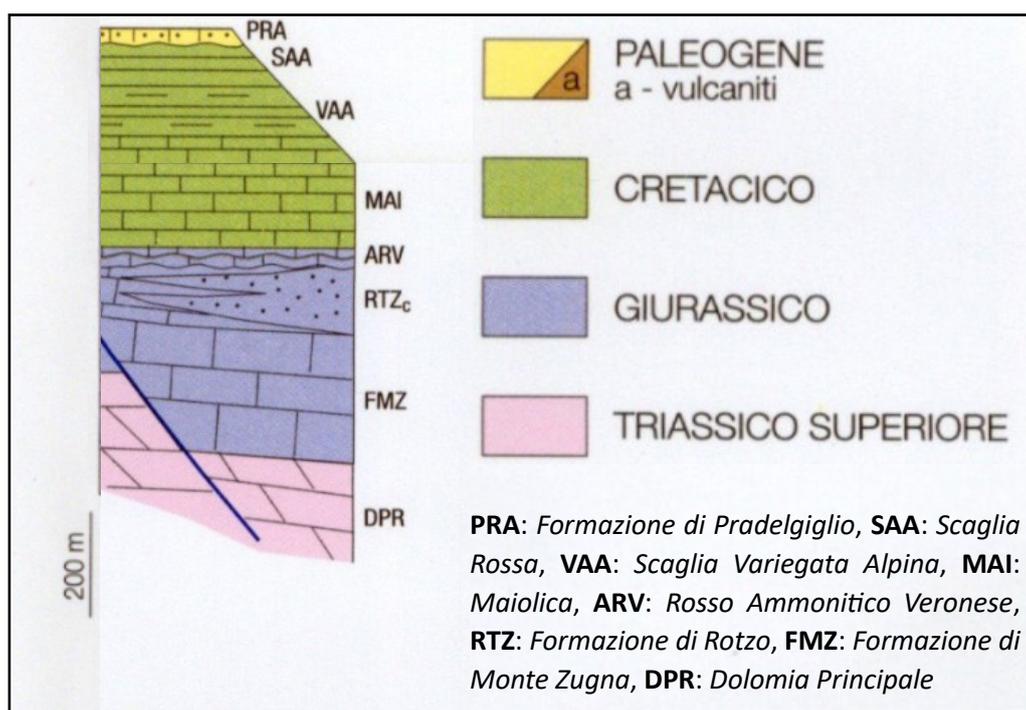


Fig. 2.11: Colonna stratigrafica semplificata, dal Triassico superiore al Cenozoico, affiorante presso la porzione centro-orientale dell'Altopiano.

Tratta e modificata dalla carta Geologica d'Italia, "Foglio 82, Asiago".

2.3.2 – Assetto ed Evoluzione Tettonico – Strutturale

L'evoluzione strutturale ancora ricostruibile inizia alla fine dello stadio Varisico, al termine dell'Orogenesi Ercinica, da quel periodo la geologia della regione contigua all'area d'indagine attraversò una lunga serie di eventi tettonici che permisero poi all'Altopiano stesso di ergersi come riconoscibile al giorno d'oggi.

A seguito dell'ingressione marina nel Permiano superiore e il Triassico, una fase di rifting diede vita ad una serie di fratture tendenti lungo l'asse Nord – Sud, generando bacini con gradi di subsidenza differenziata, nella cui stratigrafia, durante il Medio Triassico, si interpose l'evento vulcanico Ladinico (Doglioni, 1987).

Anche partire dal Triassico superiore si può osservare un rinnovato movimento di rifting, che modellò la paleogeografia in una serie di bacini e piattaforme che si susseguivano lungo l'attuale asse Est – Ovest delle Alpi Meridionali.

L'area è parte della cosiddetta "Piattaforma di Trento": un alto strutturale bordato ad oriente dal Bacino di Belluno e ad occidente dal bacino Lombardo.

Durante il Giurassico medio e superiore si può assistere all'annegamento della piattaforma di Trento (Ferrari, 1982), che rimane ambiente di mare profondo per il resto dell'era Mesozoica, sino al riempimento dei bacini circostanti e all'emersione dovuta all'azione dell'orogenesi Alpina.

L'attuale assetto strutturale dell'Altopiano di Asiago si genera definitivamente in seguito, ed è il risultato della serie di pieghe e sovrascorrimenti interessanti il sistema delle Alpi Meridionali, sviluppatasi durante le fasi postcollisionali iniziate nel tardo Oligocene (Zampieri, 1995). Le strutture compressive che si trovano al raccordo tra l'Altopiano e la pianura sono tuttora attive, come dimostrato da sporadici terremoti.

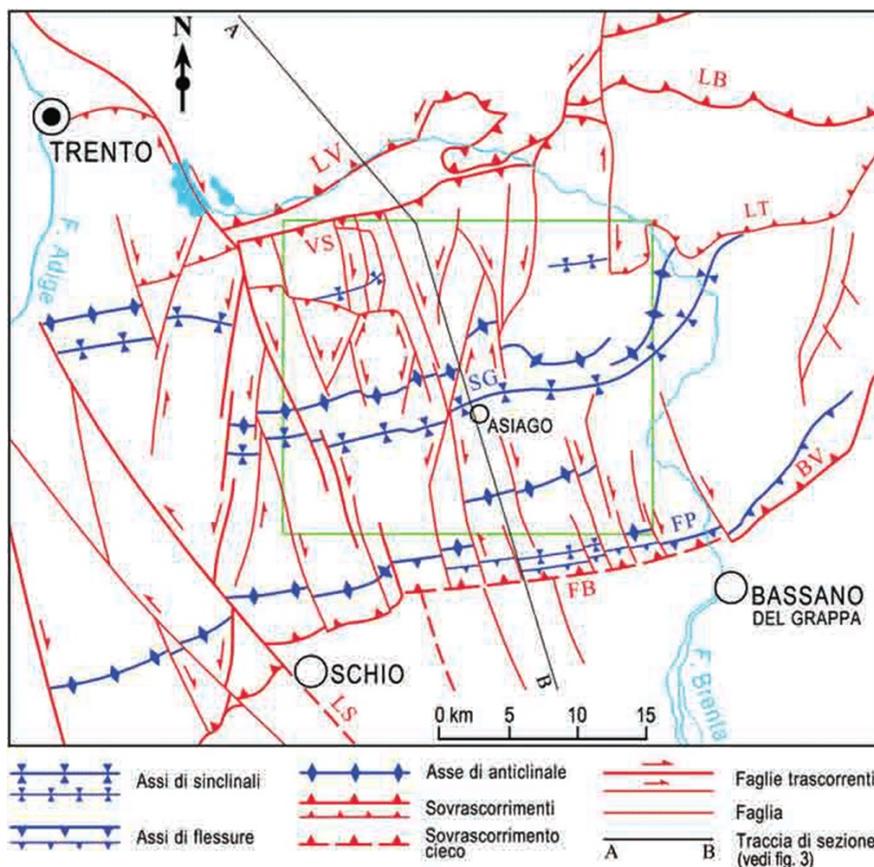


Fig. 2.12: Schema strutturale dell'altopiano di Asiago, tratto dalle Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia - foglio 82 Asiago.

LV: linea della Valsugana, VS: linea della Val di Sella, SG: Sinclinale di Gallio, FP: Flessura Pedemontana, FB: faglia di Bassano. Il riquadro in verde indica l'area compresa nel foglio 82 Asiago.

L'altopiano stesso è un ampio plateau di origine strutturale delimitato a meridione dalla Flessura Pedemontana, una piega asimmetrica vergente a Sud, e a settentrione dalla faglia della Valsugana (Barbieri, 1987). Quest'ultima è una struttura tettonica che inizia la sua attività nel Paleozoico e verrà riattivata più volte durante la propria storia geologica, tuttora rappresenta un sovrascorrimento con un rigetto stimato in almeno 8-10 km (Bosellini & Doglioni, 1986).

Il margine a Nord presenta anche un raddoppio della sequenza stratigrafica, questo per effetto della Faglia della Val di Sella.

La porzione degradante verso la pianura intercetta invece la Faglia di Bassano e la sopracitata Flessura Pedemontana: due strutture che furono in intensa attività durante il Pliocene/Pleistocene inferiore (Zanferrari et al., 1982).

La Flessura Pedemontana è già nota storicamente come una classica “piega a ginocchio” (De-Zigno, 1850), cioè la combinazione di una sinclinale a Sud e un’anticlinale subito a Nord, con assi ENE – WSW che portano l’altopiano ad innalzarsi di circa 800 metri rispetto alla pianura sottostante (Caputo, 1994).

Tale piega è in realtà l’emergenza in affioramento di un sovrascorrimento sepolto il cui piano di faglia viene a giorno solo localmente (Fig. 2.13).

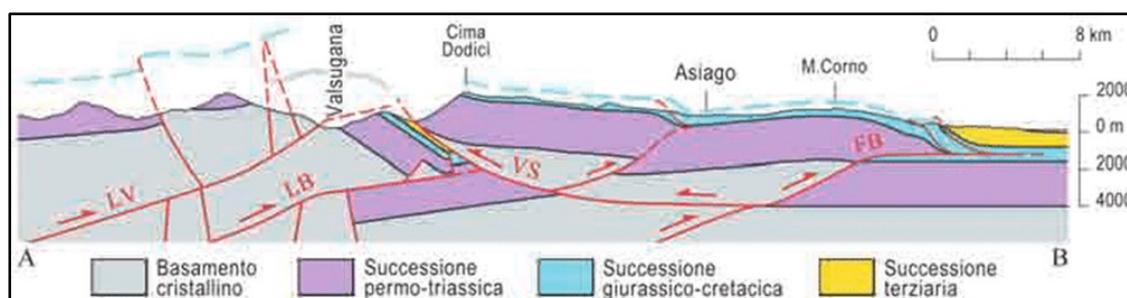


Fig. 2.13: Sezione stratigrafica semplificata (vedi Fig. 2.12, A – B) tratta dalle Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia - foglio 82 Asiago.

Tra queste strutture si possono osservare numerose faglie trascorrenti a direzione NNO – SSE, molte di esse originatesi come faglie normali durante il rifting Giurassico e riattivate come strutture di svincolo durante il Neogene (Barbieri, 1987).

Un altro importante sistema di pieghe, che rialza la parte settentrionale dell’Altopiano rispetto alle porzioni meridionali, è il sistema accoppiato della Sinclinale di Gallio (Barbieri, 1987) e di una serie di anticlinali (come l’Anticlinale del Monte Lisser) che portano l’area di studio e le cime circostanti ad innalzarsi ulteriormente rispetto alla conca mediana di Asiago.

2.4 – Inquadramento geomorfologico

Durante l'ultimo stadio di massima espansione glaciale (LGM), attorno all'Altopiano di Asiago, in Valsugana e in Val d'Assico si estendevano due ghiacciai vallivi di notevole estensione, entrambi ricevuti contributi dalla Vallagarina tramite una serie di confluenze che attraversavano i passi meno elevati (Mattana, 1974).

Nella parte centro – settentrionale dell'Altopiano, si potevano invece osservare diversi ghiacciai locali, che confluivano poi sia ad oriente, verso la piana di Marcesina, che a SW verso la conca mediana di Asiago e lungo la Val d'Assa.

Le cime nel settore Nord invece sembravano sveltare liberamente, strette però dalla morsa gelata della Valsugana e dagli stessi ghiacciai locali dell'altopiano (Barbieri et al., 2007) (Fig. 2.14).

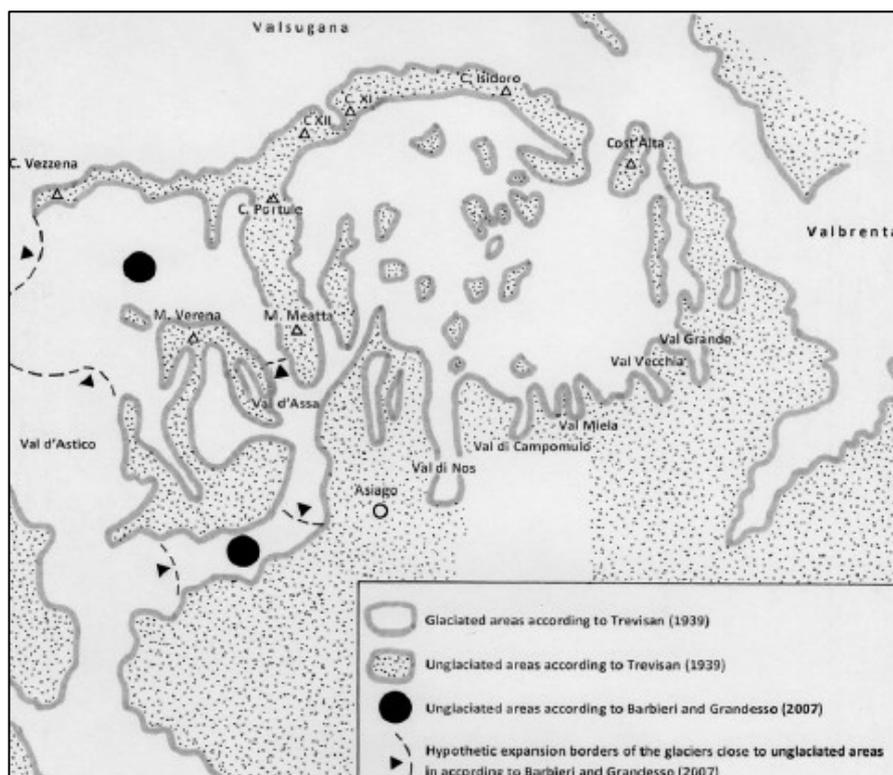


Fig. 2.14: Altopiano di Asiago durante l'ultimo massimo glaciale (LGM).

Da Giovagnoli & Tasinazzo (2014).

Questa ipotesi sembra fra l'altro confermata dalla sporadica presenza di Loess ricco in mica (minerale non presente nelle formazioni ivi affioranti), così come rinvenuto anche in prossimità dell'area di Cima XII (Angelucci et al., 1999).

Al giorno d'oggi invece, seguendo la suddivisione su macro-aree dell'Altopiano di Asiago già considerata nell'inquadramento geografico e ponendo l'accento sulla porzione settentrionale, ci si ritrova ad osservare un ambiente d'alta quota, sgombro da ghiacci e nevi perenni, nel quale sono particolarmente ben riconoscibili diverse morfologie, in particolare quelle legate all'ambiente carsico.

Nonostante apporti meteorici considerevoli (fino ad una media di circa 1500 mm/anno), l'Altopiano è infatti caratterizzato dall'assenza di corsi d'acqua permanenti, con le precipitazioni che si infiltrano rapidamente attraverso numerose fessure e inghiottitoi (Aurighi, 2001).

Ruolo non indifferente nell'impostazione di morfostrutture carsiche e nella circolazione idrica sotterranea è giocato anche dalla presenza di numerosi sistemi di fratture, visibili soprattutto nella brulla porzione occidentale dell'area d'indagine (Zampieri, 1995).

Particolarmente diffuse sono le doline, spesso allineate al fondo o lungo incisioni preesistenti, laddove il fenomeno d'inversione termica è più severo e la neve si mantiene più a lungo (Giovagnoli & Tasinazzo, 2014).

3. Organizzazione del rilevamento (materiali e metodi)

3.1 Reperimento della cartografia di base

Per organizzare il rilevamento geologico dell'area di studio si è provveduto a scaricare dal geoportale della regione Veneto (a giugno 2024, <https://idt2.regione.veneto.it/idt/downloader/download>) le sezioni CTR: 061140 "Olle", 061150 "Ospedaletto", 082020 "Cima Portule", 082030 "Spitz Keserle" in formato Tiff, nelle versioni aggiornate all'anno 2001 ed edite a scala 1:10000.

Le sezioni di cui sopra sono state poi importate nel software open source *Qgis*, dove sono state allineate ed unite, previa assegnazione al sistema di riferimento con cui sono state edite e georiferite (*EPSG:3003 – Monte Mario / Italy zone 1*). Allo stesso modo si è provveduto ad implementare i rispettivi modelli digitali del terreno DTM 5 (con celle da 5 metri).

Si è fatto riferimento anche al geoportale della Provincia Autonoma di Trento, soprattutto per quanto riguarda la consultazione di aerofotogrammetrie e dati LIDAR (a giugno 2024, <https://siat.provincia.tn.it/stem/>) georiferiti tuttavia nel sistema *EPSG:25832 – ETRS89 / UTM zone 32 N*.

3.2 Informatizzazione preliminare

Considerando quanto osservabile nella Carta Geologica d'Italia - foglio 82 Asiago, direttamente prospiciente all'area di studio, si è deciso di realizzare una serie di layer preliminari coerenti con le caratteristiche geologiche che si sarebbero potute rinvenire sul campo.

Si è quindi provveduto ad allestire due shapefile poligonali riguardanti l'assetto litologico: uno predisposto ad accogliere le formazioni cartografabili e l'altro creato appositamente per rappresentare le aree dolomitizzate.

Anche per rappresentare le doline più evidenti si è utilizzato uno shapefile poligonale.

Faglie e coronamenti di frana invece hanno richiesto una grafica lineare. Per le giaciture infine è stato approntato un layer puntiforme al quale agganciare il simbolo di riferimento orientato verso la direzione d'immersione degli strati.

3.3 Organizzazione dell'attività di campagna

Per un'efficace ricostruzione geologica dell'area indagine è stata predisposta una campagna di rilevamento svoltasi tra agosto e novembre 2024.

Data la natura impervia e l'assenza di strade percorribili dalle autovetture, il rilevamento è stato effettuato a piedi.

Per motivi di praticità, l'area di studio è stata quindi suddivisa in una macroarea orientale ed una macroarea occidentale, ognuna facente riferimento ai punti d'appoggio rispettivamente di Malga Fossetta e di Piazzale Lozze; situate al margine meridionale della superficie da rilevare ed essendo fra l'altro le ultime località raggiungibili in automobile.

Durante il rilevamento si sono sempre utilizzati diversi ritagli delle CTR, stampati in scala 1:10000 e progressivamente annotati con ogni informazione utile, da riportare al termine di ogni giornata su un'ulteriore copia cartacea in attesa della definitiva informatizzazione.

L'attività di campagna è stata quindi completata con una serie di immagini scattate in volo da drone (quadricottero *DJI Mini 3*) e l'analisi di fotografie scattate precedentemente da Monte Lefre (situato nel versante opposto della Valsugana); questo allo scopo di garantire una visione ottimale anche nei settori più impervi dei contrafforti settentrionali dell'Altipiano, difficilmente raggiungibili direttamente.

4. Risultati del rilevamento

4.1 Interpretazione geologica

4.1.1 Litostratigrafia

Le formazioni che sono state cartografate durante il rilevamento sono riferibili al Gruppo dei Calcari Grigi; risultando pertanto parte della copertura sedimentaria mesozoica, testimoniando in particolare le condizioni paleoecologiche e paleoambientali del Giurassico inferiore, tra l'Hettagianiano e il Pliensbachiano.

Si è quindi potuta osservare la *Formazione di Monte Zugna* (FMZ), tipicamente una micrite grigio chiara, di color nocciola chiaro se vista in frattura fresca.

L'organizzazione tipica è su strati pluridecimetrici, spesso contenenti livelli ricchi di piccoli bivalvi e alghe dasycladacea (Fig. 4.1), a volte alternati ad orizzonti ad oncoidi o a grossi bivalvi tondeggianti (*Gervillia* sp.), sporadici gasteropodi (Fig. 4.2) ed echinodermi (spine di echinidi ed articoli di crinoidi).

A volte, soprattutto verso il limite superiore, appare estesamente bioturbata.



Fig. 4.1: Fossili di alghe dasycladacea (FMZ).



Fig. 4.2: Fossili di bivalvi e gasteropodi (FMZ).

Coerentemente con quanto risultante dall'interpretazione fornita dai rilevatori della *Carta Geologica d'Italia - foglio 82 Asiago*, nell'area d'indagine non sembra affiorare il *Calcarea Oolitico di Loppio*, assente in questo settore e riducendo così il *Gruppo dei Calcari Grigi* ad essere rappresentato da solo due formazioni.

L'altra unità riconoscibile è infatti la *Formazione di Rotzo* (RTZ), quest'ultima ulteriormente suddivisibile in due facies:

La *litofacies a Lithiotis* (RTZ_b) composta da orizzonti da pluridecimetri a metrici, costituiti da alternanze calcareo - marnose di colore da biancastro a paglierino e ricchi in fossili, in primis bivalvi (fra cui gli stessi *Lithiotis*) e localmente anche crinoidi e spugne (Fig. 4.3).

La *litofacies oolitica* (RTZ_c) è invece tipicamente rappresentata da una successione spessa anche varie decine di metri, massiva o in banchi spessi (metrici), di *grainstone* oolitici grigio chiari o biancastri con ooliti quasi perfettamente sferiche e di taglia uniforme (Fig. 4.4).

Localmente, soprattutto verso la base, appare in strati più sottili, su cui si può riconoscere una laminazione incrociata a scala decimetrica e discontinui orizzonti a lignite (visibili solamente in grotte o gallerie in quanto facilmente degradabili).



Fig. 4.3: Strati ricchi di bivalvi (RTZ_b).

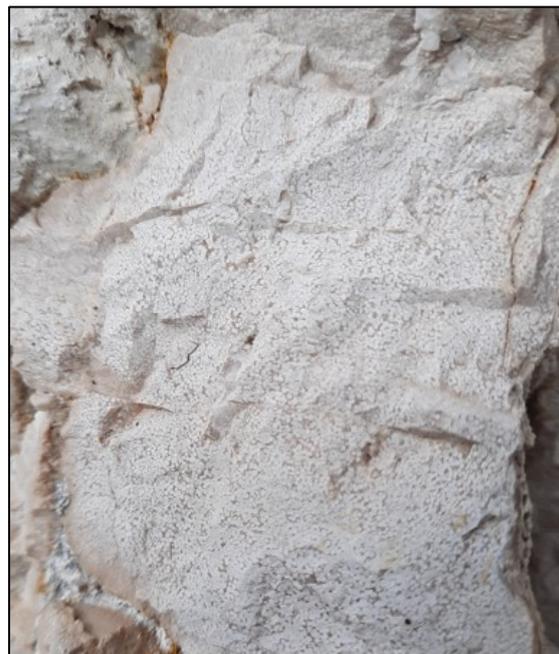


Fig. 4.4: Oolite su frattura fresca (RTZ_c).

4.1.2 Interpretazione strutturale.

4.1.2 Interpretazione tettonica e strutturale

Nel corso del rilevamento si sono potute osservare diverse faglie, per la maggior parte di direzione NNE o NNW, compatibili quindi con strutture originatesi come faglie normali durante la fase di rifting attiva tra il Triassico superiore e il Giurassico inferiore, potenzialmente riattivate in trascorrenza durante le fasi dell'orogenesi alpina che hanno interessato l'Altopiano stesso.

Soprattutto lungo le scarpate che si aprono sulla Valsugana sono evidenti dislocazioni direttamente osservabili o comunque testimoniate da cambi nell'inclinazione e rigetti interessanti le formazioni sopracitate (Fig. 4.5).

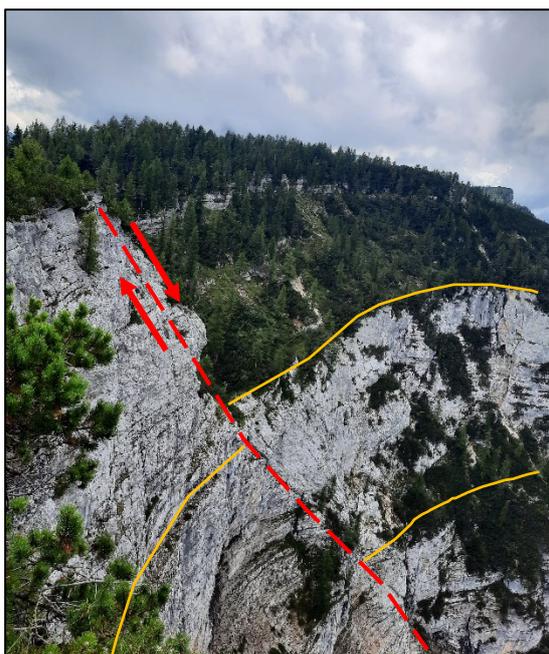


Fig. 4.5: Faglia nei pressi di Cima Isidoro.



Fig. 4.6: Fratture ben evidenti lungo la Kaiser Karl Straße.

Nei settori più interni invece, anche se le dislocazioni si fanno meno evidenti, è stato comunque possibile identificare porzioni intensamente fratturate, o comunque con testimonianze di attività tettonica visibili lungo modeste scarpate pareti di roccia che si stagliano da superfici interpretabili come specchi di faglia (Fig. 4.6).

4.1.3 Interpretazione delle aree dolomitizzate

Un altro fenomeno ben cartografabile e riconoscibile è la dolomitizzazione, fenomeno che interessa soprattutto la *Formazione di Monte Zugna*, in particolare in corrispondenza delle aree più tettonizzate.

Dal rilevamento di campagna, anche in questo caso coerentemente con la *Carta Geologica d'Italia - foglio 82 Asiago*, è sul settore occidentale che la dolomitizzazione interessa maggiormente il substrato roccioso.

Le aree dolomitizzate coprono vaste superfici discontinue che si rinvencono a partire dai dintorni di Piazzale Lozze fino alle pendici sudorientali del Dosso del Cuvolin, concentrandosi in particolare su una vasta fascia che idealmente si estende da Cima X fino alla Val Agnella, passando per Monte Campigoletti e parte del settore dell'Ortigara.

La dolomitizzazione ha formato dolomie con cristalli di qualche millimetro di diametro che obliterano l'aspetto originario della roccia donandole un caratteristico aspetto saccharoide. Più rari, ma comunque osservabili, sono campioni dove i cristalli di Dolomia si mantengono euedrali, ad esempio in corrispondenza di cavità euedrali o fratture (Fig. 4.7). In ogni caso, le aree cartografate interessate da dolomitizzazione sono state sempre confermate dall'applicazione di una piccola quantità di HCl diluito al 10% su frattura fresca.



Fig. 4.7: Cristalli di Dolomite rinvenuti in Val Agnella.

4.2 – Interpretazione geomorfologica

L'area di studio, data l'assoluta prevalenza di rocce carbonatiche, si presenta molto suscettibile ad essere interessata da morfologie carsiche.

Particolarmente ben osservabili sono quelle che si rinvengono in corrispondenza dei Castelloni di San Marco, laddove una vasta area pertinente alla *Formazione di Rotzo* (*in litofacies* RTZ_c) è stata rimodellata in modo spettacolare dalla dissoluzione per azione delle acque meteoriche e di fusione nivale, qui concentrata lungo fratture.

Presso i Castelloni di San Marco si osservano anche forme minori, di dimensioni da centimetriche a decimetriche, come le Scannellature (Rillenkarren): ben riconoscibili per l'abbondanza di solchi subparalleli verticali che incidono la superficie dei blocchi di roccia nelle porzioni più sopraelevate della cima.

Notevole è anche l'aspetto complessivo dell'area: organizzata in una vera e propria città di roccia che si estende su circa 12 ettari (Fig. 4.8).

Una situazione simile, insistente sempre nella *Formazione di Rotzo*, sebbene probabilmente meno evoluta (per via dell'apparenza più fresca e meno arrotondata dei blocchi, unitamente a spaziature decisamente più contenute tra i singoli pilastri di roccia) si può osservare a Punta Molina, nel versante orientale che si apre sulla Val di Mezzogiorno.



Fig. 4.8: Castelloni di San Marco visti da drone.

L'altra serie di macroforme più diffusa è rappresentata dalle Doline, molto comuni soprattutto nei settori sub-pianeggianti e più facilmente visibili laddove la copertura arborea si fa più rada e discontinua (Fig. 4.9).

Data la loro grande diffusione e dimensioni a volte ragguardevoli, diverse doline sono note con l'appellativo locale di "busa". Nell'area del Monte Ortigara, le morfologie carsiche sono state sfruttate durante il primo conflitto mondiale, sono pertanto osservabili veri e propri caposaldi ricavati a partire da queste depressioni naturali, come alla Dolina del Circo, trasformata dai genieri austro-ungarici nel centro nevralgico del sistema di fortificazioni denominato "Opera Mecenseffy".

Le doline osservate hanno diametri medi variabili tra poche decine fino a circa 250 m e profondità che possono tranquillamente superare la quarantina di metri. Generalmente hanno forme a ciotola o a pozzo e sono spesso coalescenti.

Nei pressi del Bivacco Roger Lenzi, a ridosso de Dosso del Cuvolin, è stato anche osservato un ponte in roccia, creatosi naturalmente per la presenza di uno strato più competente (e quindi meno erodibile) situato lungo il bordo che delimita due doline a pozzo ed interposto fra dei livelli meno durevoli (Fig. 4.10).



Fig. 4.9: Dolina di Campoluzzo, a Sud di Monte Lozze.



Fig. 4.10: Ponte in roccia nei pressi del Bivacco Roger Lenzi.

Altra caratteristica degna di nota è la presenza sul fondo o nelle vicinanze delle doline prossime al margine orientale dell'area di studio, di una copertura di suolo o colluvio ricco in selce rossastra.

Materiale residuale insolubile, probabilmente testimonianza della presenza locale della *Formazione del Rosso Ammonitico Veronese*, ormai completamente smantellato dall'erosione e dall'azione di dissoluzione carsica.

5. Realizzazione della carta geologica

5.1 Stesura secondo le linee guida ISPRA

Dopo la creazione di una carta preliminare realizzata su Qgis senza lasciarsi guidare da specifiche regole di stesura, si è provveduto ad aggiornare gli elaborati, informatizzando il dato geologico secondo le più recenti linee guida, disposte dal Quaderno ISPRA CARG Serie III, Volume 12, Fascicolo I.

I diversi *shapefile* sono stati quindi suddivisi secondo “strati” ossia raggruppamenti di elementi grafici con origini e caratteristiche comparabili che possono essere informatizzati con specifiche geometrie in base alla loro dimensione ed efficacia rappresentativa.

Ogni elemento grafico è identificabile dal proprio codice numerico univoco ed è definibile da una serie di campi, compilabili al fine di poter riportare in modo esaustivo e standardizzato ogni informazione utile. È stato necessario porre particolare attenzione agli errori topologici, ossia evitare sovrapposizioni tra i diversi elementi appartenenti allo stesso strato d’informatizzazione, non semplificare eccessivamente le forme dei poligoni ed evitare di lasciare vuoti tra gli stessi, così da poter restituire una cartografia quanto più possibile fedele alla realtà senza prescindere da una corretta e precisa resa grafica.

CAMPO	LUNG.	TIPO	N.DEC	NOTE
POL_GMO	5	I		Codice identificativo univoco e non nullo dell'elemento grafico
TIPO	6	I		3030 = dolina
TIPOLOGIA	1	I		0 = dato mancante 1 = certo 2 = dedotto 3 = incerto 4 = sepolto 9 = non applicabile / non classificabile
STATO	6	I		0 = dato mancante 1000 = attivo / attualmente in evoluzione / attuale subattuale 2000 = antico (per il fondo colorato) 3000 = nessun indizio di evoluzione 9999 = non applicabile
DIREZIO	6	I		Direzione media espressa in gradi sessagesimali in senso orario dal nord

Tab. 5.1: Strato ST011 poligonale

I dati di carattere geomorfologico sono rappresentati dallo strato ST011, i cui elementi poligonali mappabili comprendono le numerose doline disseminate nell'area di studio (Tab. 5.1).

Per quanto riguarda invece gli elementi di carattere geologico, vengono invece illustrati dai poligoni dello strato ST018P (Tab. 5.2), che devono essere sempre cinti dagli elementi lineari ST018L (Tab. 5.3) al fine di rendere chiara la natura di ogni contatto litologico, specialmente per quanto riguarda i poligoni bordati da faglie.

CAMPO	LUNG.	TIPO	N.DEC	NOTE
POL_UC	5	I		Codice identificativo univoco e non nullo dell'elemento grafico
DIREZIO	3	I		0
UQ_CAR	5	I		0 = roccia 1 = deposito di versante 3 = deposito di frana 19 = deposito antropico
UC_LEGE	5	I		1 = Sintema post glaciale alpino 68 = Formazione di Monte Zugna 903 = Deposito antropico 1020 = Formazione di Monte Zugna - Dolomitizzata 1070 = Formazione di Rotzo <i>litofacies a Lithiotis</i> 1071 = Formazione di Rotzo <i>litofacies oolitica</i>
ID_TESS	5	I		0 = roccia 111 = non cementato, Boulder / Gravel 165 = non cementato, Sand / Gravel
SOMMERSO	1	I		2 = NO (Poligono emerso)
ID_AMB	5	I		0
Shape_Area				Area del Poligono in m ² (campo calcolato)
SIGLA				dt = Detrito di versante fr = Corpo di frana h = Deposito antropico FMZ = Formazione di Monte Zugna FMZd = Formazione di Monte Zugna - Dolomitizzata RTZb = Formazione di Rotzo <i>litofacies a Lithiotis</i> RTZc = Formazione di Rotzo <i>litofacies oolitica</i>
ID_LITO				1 = Detrito di versante 1 = Corpo di frana 116 = Deposito antropico 39 = Formazione di Monte Zugna 122 = Formazione di Monte Zugna - Dolomitizzata 124 = Formazione di Rotzo <i>litofacies a Lithiotis</i> 125 = Formazione di Rotzo <i>litofacies oolitica</i>

Tab. 5.2: Strato ST018 poligonale

CAMPO	LUNG.	TIPO	N.DEC	NOTE
LIN_UC	5	I		Codice identificativo univoco e non nullo dell'elemento grafico
TIPO	6	I		999 = bordo di acquisizione 1000 = contatto stratigrafico o litologico 2100 = faglia
TIPOLOGIA	1	I		0 = dato mancante 1 = certo 2 = dedotto 3 = incerto 4 = sepolto 9 = non applicabile / non classificabile
ID_LIMITE	5	I		0
ID_ELEST	5	I		0
DIREZIO	5	I		Angolo espresso da 0 a 360 nella direzione della congiungente degli estremi dell'arco (campo calcolato)
CONTORNO	1	I		1 = SI 2 = NO
AFFIORA	1	I		0 = dato mancante 1 = affiorante 2 = non affiorante 9 = non applicabile / non classificabile

Tab. 5.3: Strato ST018 lineare

Secondo le linee guida ISPRA, i sedimenti quaternari (depositi di versante e corpi di frana) e gli accumuli di origine antropica (come per il caso di Piazzale Lozze) sono da inserire nello stesso strato d'informatizzazione che racchiude le formazioni del substrato roccioso mesozoico, come la Formazione di Monte Zugna e la Formazione di Rotzo.

Seguendo le direttive informali del servizio geologico della Provincia Autonoma di Trento, nello strato ST018P si è provveduto ad inserire l'ulteriore campo "ID_LITO", così da semplificare la correlazione delle unità cartografate con la banca dati geolitologica provinciale.

I campi "SIGLA" e "Shape_Area" (quest'ultimo calcolato su Qgis con l'espressione "\$area") sono stati invece aggiunti per controllare più facilmente la corretta stesura della carta geologica virtuale.

Anche il campo "DIREZIO", degli elementi lineari appartenenti a ST018L è stato ricavato grazie a Qgis, utilizzando nel calcolatore l'espressione:

"degrees(azimuth(start_point(\$geometry), end_point(\$geometry)))".

Per quanto riguarda invece le informazioni sulla stratificazione delle rocce ci si è avvalsi di uno shapefile puntiforme, al quale associare sistematicamente le misure di immersione, direzione e inclinazione (Tab. 5.4).

Considerando che non sono mai state osservate superfici di strato con inclinazioni maggiori di 27° si è utilizzato solitamente il TIPO “3100” corrispondente alle lineazioni di origine sedimentaria comprese tra 0° e 45°.

CAMPO	LUNG.	TIPO	N.DEC	NOTE
NUM_OSS	5	I		Codice identificativo univoco e non nullo dell'elemento grafico
TIPO	6	I		3100 = elemento lineare primario
TIPOLOGIA	1	I		0 = dato mancante 1 = certo 2 = dedotto 3 = incerto 4 = sepolto 9 = non applicabile / non classificabile
STRATO	3	I		0
ID_CORR	5	I		0
IMMERSIO	3	I		Misura in gradi da 0 a 360 della direzione di immersione della superficie. Si applica alla famiglia di TIPO > 3000. Porre 999 quando non applicabile / non classificabile.
DIREZIO	3	I		Misura in gradi da 0 a 360 della direzione della superficie. Si applica alla famiglia di TIPO > 3000. Porre 999 quando non applicabile / non classificabile.
INCLINA	2	I		Misura in gradi da 0 a 90 della direzione di immersione della superficie. Porre 99 quando non applicabile / non classificabile. Si applica alla famiglia di TIPO > 3000.
QUOTA	12	F	3	0
METODO	64	C		0
FASE	1	I		0
LABEL	40	C		0
VERSO	1	I		9 = non applicabile / non classificabile
ASIMMETRIA	1	I		9 = non applicabile / non classificabile

Tab. 5.4: Strato ST019 puntuale

Il database geologico così realizzato è rappresentato nei suoi tratti essenziali con la cartografia geologica allegata.

6. Inferenze sulla stabilità dei versanti

6.1 Individuazione delle aree instabili

Durante il rilevamento sul campo si sono potute osservare delle aree particolarmente instabili e soggette a ripetuti crolli di roccia.

La litofacies oolitica della formazione di Rotzo, quando è attraversata da fratture profonde (che spesso accompagnano le zone più intensamente fagliate), grazie alla sua omogeneità è particolarmente predisposta a formare colonne e blocchi isolati di notevoli dimensioni che costituiscono settori con paesaggio del tipo “Città di roccia”.

Queste colonne, nei settori più esposti e con stratificazione a franappoggio possono ribaltarsi, andando così ad accumulare notevoli volumi di detriti appoggiati precariamente nei versanti esposti sui vertiginosi precipizi sottostanti.

Le aree più interessate da questo fenomeno sono i dintorni della “città di roccia” dei Castelloni di San Marco e il versante orientale di Punta Molina.

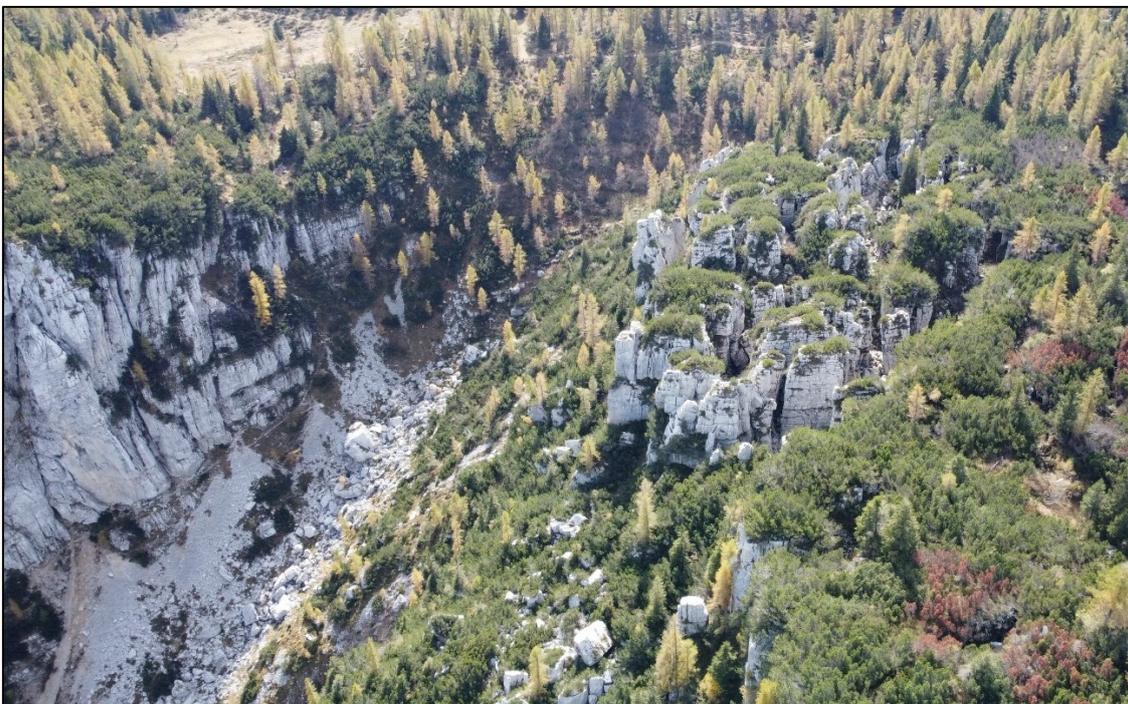


Fig. 6.1: Versante orientale di Punta Molina visto da Nord.

Proprio l'area di Punta Molina (Fig. 6.1) è stata presa in analisi per approfondire le dinamiche d'instabilità dei versanti, considerata la spettacolarità del fenomeno, che si manifesta in una serie di speroni e pilastri di roccia, alti anche più di una ventina di metri che svettano prepotentemente verso le incisioni sottostanti.

Testimonianza dei crolli avvenuti nel recente passato sono i diversi blocchi sparsi ai piedi delle colonne ancora integre e soprattutto il considerevole deposito di versante che ricopre la porzione apicale della Val di Mezzogiorno.

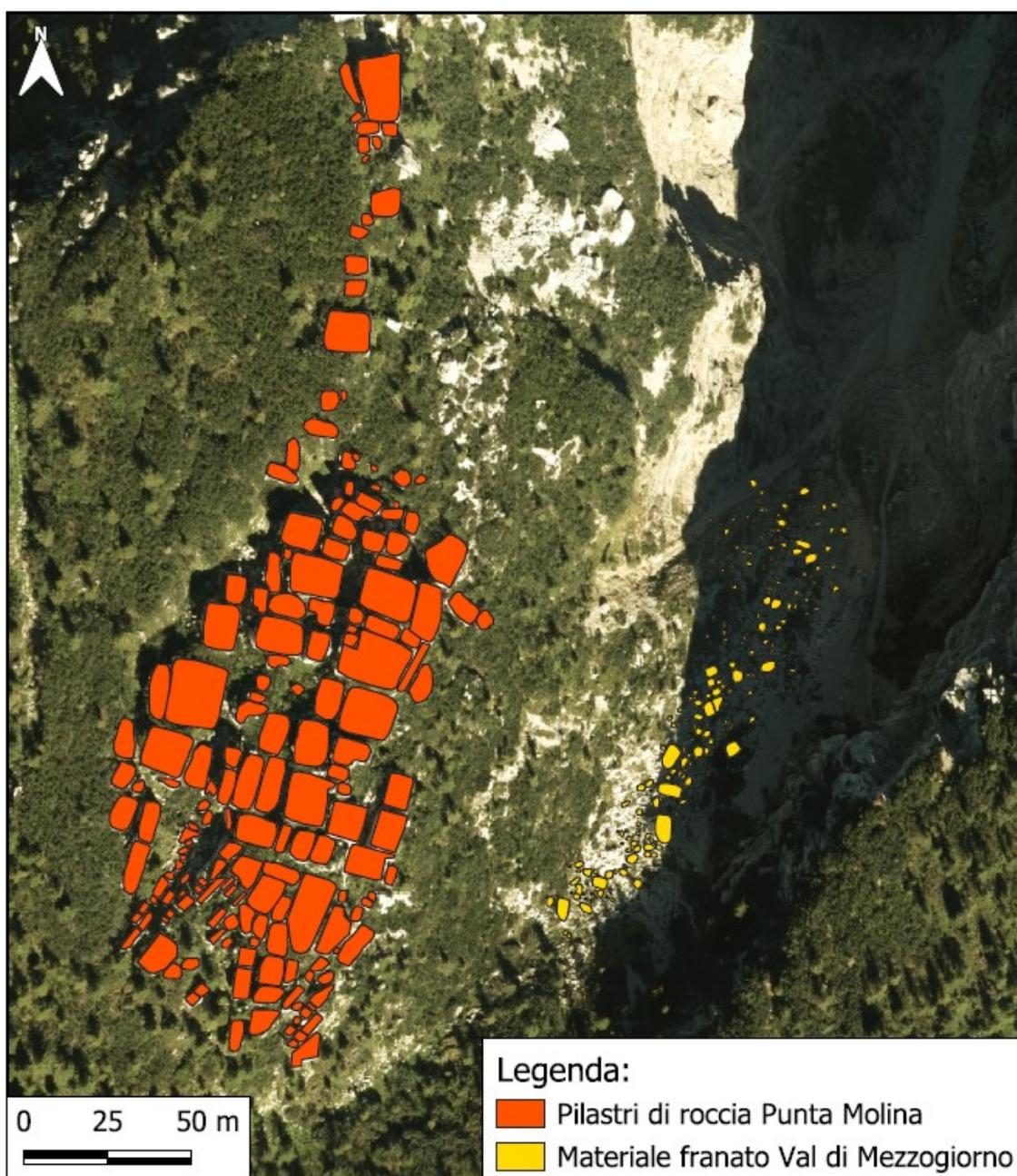


Fig. 6.2: Prismi di roccia instabili e materiale franato.

Come intuibile dall'analisi delle immagini scattate sul posto e dalla sovrimpressione, rispetto alle aereofotogrammetrie disponibili nel Portale cartografico della Provincia Autonoma di Trento, dei pilastri di roccia instabili e il detrito (Fig. 6.2) dopo i crolli, il materiale subisce una frammentazione che riduce notevolmente i volumi dei singoli blocchi di roccia. Infatti si può notare come prismi con volumetrie iniziali massime superiori a 4000 m³ passino a misurare non più di 200 m³ attestandosi a circa 5 m³ se si considera l'85° percentile.

6.2 Analisi della caduta massi

Il metodo di modellazione che è stato utilizzato è il codice QPROTO (QGIS Predictive ROckfall Tool), sviluppato in ambiente Python ed integrato come *plugin* liberamente fruibile in QGIS grazie ad un progetto congiunto del Politecnico di Torino, ARPA Piemonte e Faunalia (Campus et al., 2016).

QPROTO si basa sul cosiddetto “metodo dei coni di visibilità” (Jaboyedoff & Labiouse, 2011) e permette una valutazione preliminare dell'effetto di un crollo di roccia nei termini di area potenzialmente esposta, velocità di caduta dei massi e l'energia da essi raggiungibile, partendo dall'assunzione di riuscire a porsi nella posizione di distacco di un masso e semplificarne il percorso lungo la topografia sottostante come definito dai parametri che definiscono la geometria di un cono.

Per ottenere simulazioni soddisfacenti si deve porre particolare attenzione nella definizione degli Input richiesti che comprendono un DTM, la massa dei singoli blocchi di roccia franati e, per l'appunto, tre angoli necessari a definire il cono (Fig. 6.3).

Il modello digitale d'elevazione utilizzato è stato derivato dalla sezione DTM a celle di 5 metri di lato “Ospedaletto 061150”, poi sostituito dai dati Lidar della Provincia Autonoma di Trento per ottenere risultati di maggior dettaglio.

Per simulare il distacco, restando su valori confrontabili con quelli osservabili nel detrito accumulatosi al di sotto delle aree in frana, si è invece scelto di prendere

in considerazione un blocco approssimato ad un cubo di massa pari a 13000 kg (corrispondenti ad un masso di 5 m³ con densità di volume pari a 2600 kg/m³).

Nella definizione degli angoli necessari alla costruzione del cono si è dovuta porre particolare attenzione, dato che risultano cruciali nel riassumere il tragitto del materiale nella simulazione della frana.

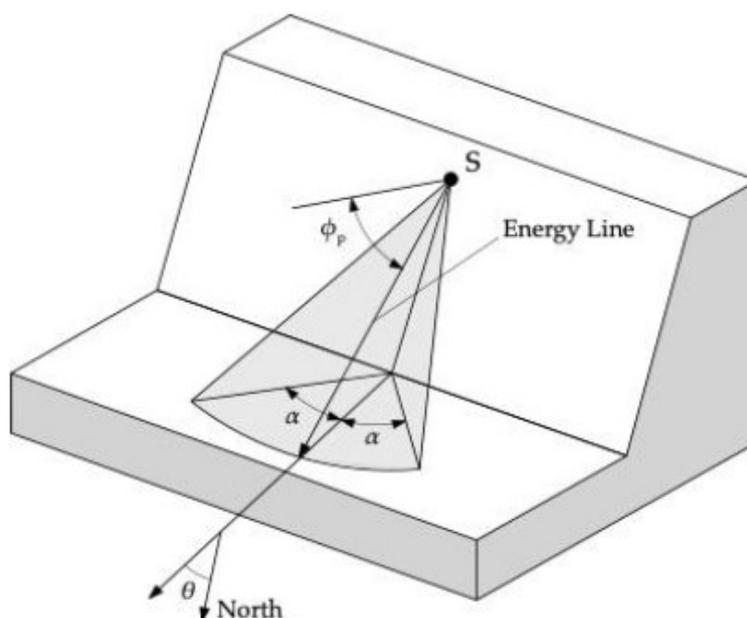


Fig. 6.3: Angoli necessari alla creazione di un cono di visibilità, tratto da Castelli et. al. (2021).

La direzione “ θ ” rispetto il Nord geografico è stata assegnata, quando possibile, tenendo conto della direttrice dei blocchi e delle colonne che mostravano già un tilt preferenziale, mentre nel resto dei casi si è scelto di assegnare valori comparabili con quelli dati dalla generazione di una mappa d’esposizione dei versanti ottenuta grazie al *tool* d’analisi geomorfologica “Aspect” di QGIS.

L’angolo di apertura rispetto all’orizzontale “ α ” data l’incertezza nell’assegnazione di valori alternativi giustificabili e una buona uniformità nella parte sommitale del pendio, è stato mantenuto pari al valore di default del *plugin* QPROTO (cioè 10°).

Meno intuitivo da definire è l’angolo dell’energy line “ ϕ_p ”, che con il proprio valore ha la potenzialità di riassumere l’interazione tra il blocco di roccia e le caratteristiche del versante, spaziando da inferenze puramente topografiche fino

alla presenza di elementi capaci di smorzare l'energia del materiale franato (ad esempio la presenza di fitta vegetazione).

Recenti comparazioni eseguite con il software commerciale Rockyfor3D (Castelli et al., 2021) hanno portato alla compilazione di abachi utili per determinare approssimativamente ϕ_p a partire dal volume del blocco e dall'angolo " ω_2 " del pendio, potendo anche scegliere tra versanti spogli e boscati a pecceta (corrispondenti a 400 conifere/ettaro).

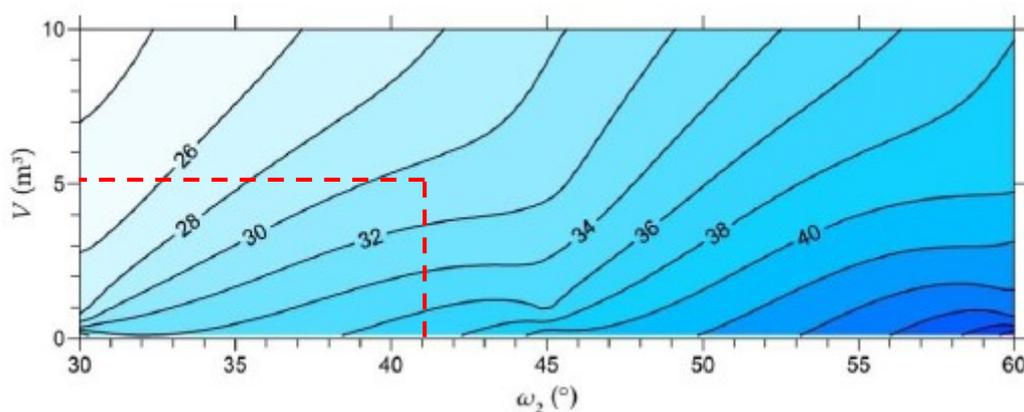


Fig. 6.4: Abaco per la determinazione di ϕ_p su versante privo di vegetazione, modificato da Castelli et. al. (2021).

Valutando in via cautelativa come trascurabile il contributo dei pini mughi e degli sparuti Larici presenti, si è scelto di utilizzare l'abaco valido per versanti spogli (Fig.6.4).

Considerando quindi un volume medio dei blocchi pari a 5 m^3 e un pendio che almeno nella parte apicale ha angoli ω_2 attorno a 41° si è ricavato un ϕ_p di 30° .

QPROTO consente anche di stimare la pericolosità in termini relativi: non garantisce indicazioni di probabilità temporale, ma se la conoscenza dello stato dei blocchi instabili lo permette, si possono fare deduzioni sulla componente spaziale, assegnando ad ogni masso un valore di propensione al distacco compreso tra 0 e 1 (massima predisposizione).

Nel caso in studio si è assegnato 1 per i blocchi già vistosamente tiltati e valori decrescenti (fino a 0.6) per le situazioni che prendevano in considerazione prismi separati da fratture meno sviluppate.

6.3 Risultati della simulazione con QPROTO

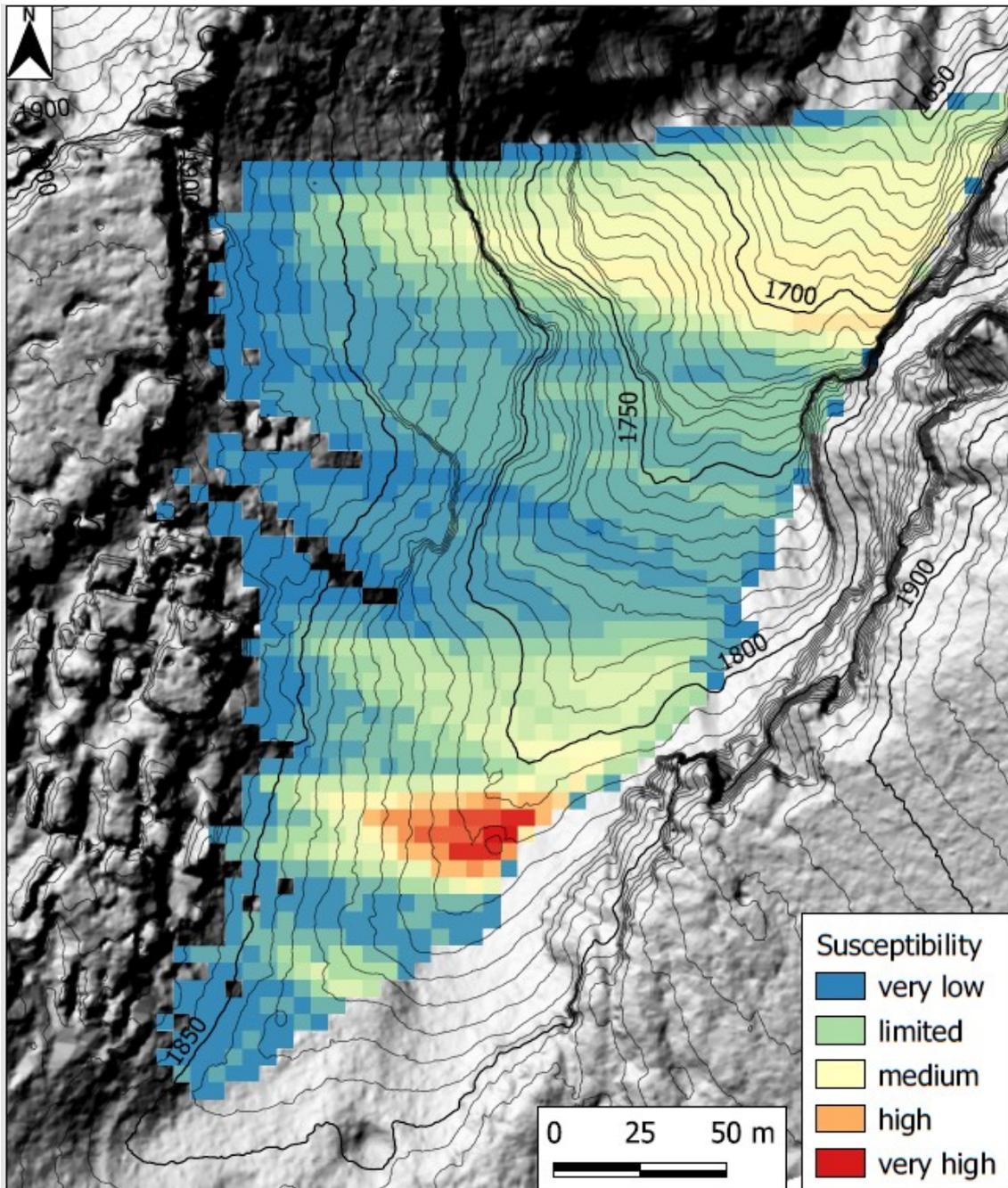


Fig. 6.5: Mappa della frequenza pesata.

Considerati i valori assegnati alla predisposizione al distacco dei singoli blocchi, si nota come la zona nella con la suscettività massima si trovi dove convergono il maggior numero dei coni derivati dai prismi con valore di propensione al distacco pari a 1, osservati per l'appunto al nucleo dell'area in frana (Fig. 6.5).

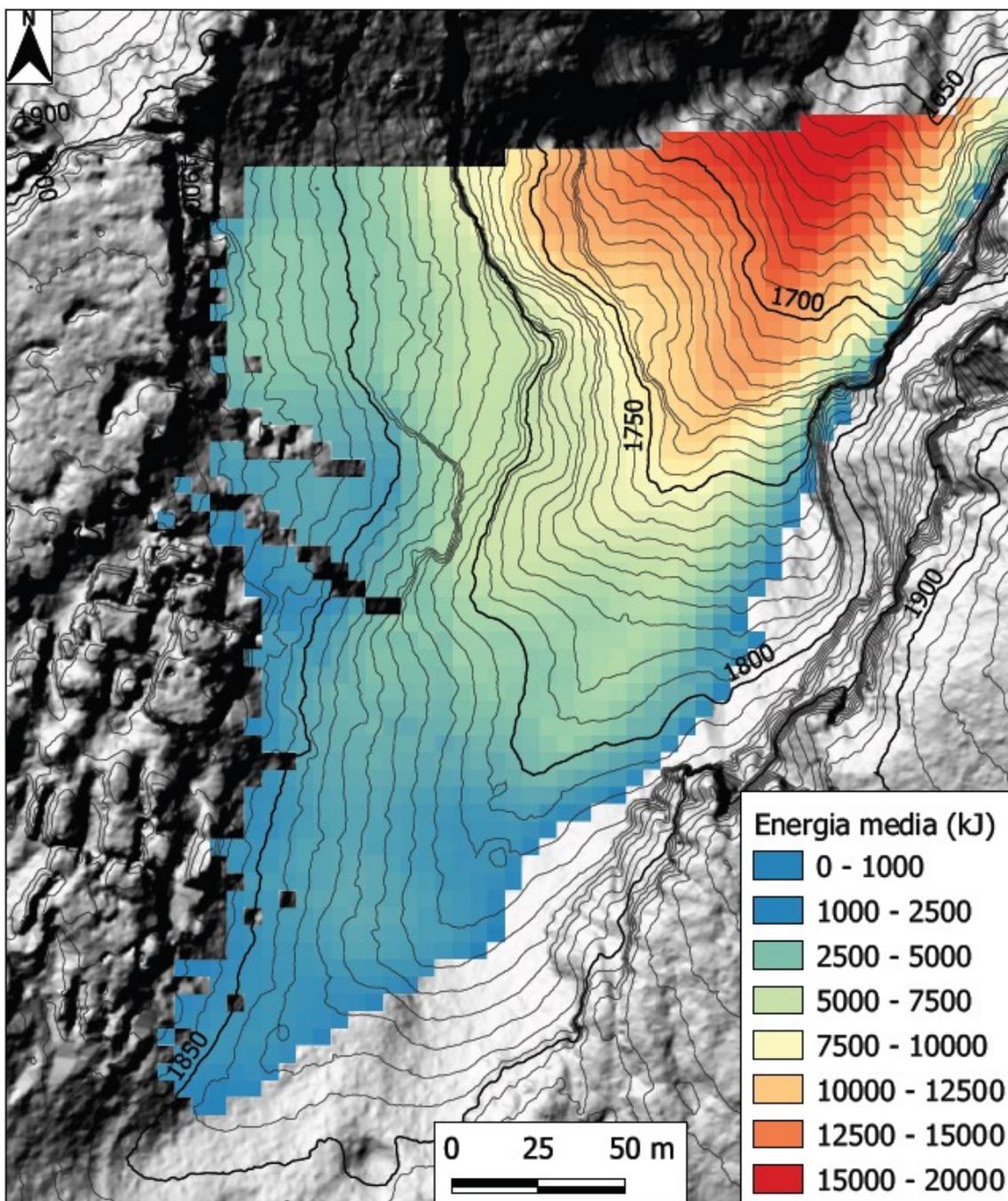


Fig. 6.6: Mappa dell'energia media.

Il valore dell'energia media invece presenta distribuzioni completamente differenti, essendo un risultato legato dalla propensione al distacco, si può percepire come esso dipenda in modo netto dalla topografia (a parità della massa di input). I valori minimi si osservano infatti presso le porzioni del pendio meno inclinate e dove grossi blocchi di detrito sono ancora presenti, il massimo invece si raggiunge in corrispondenza della porzione più incisa della Val di Mezzogiorno.

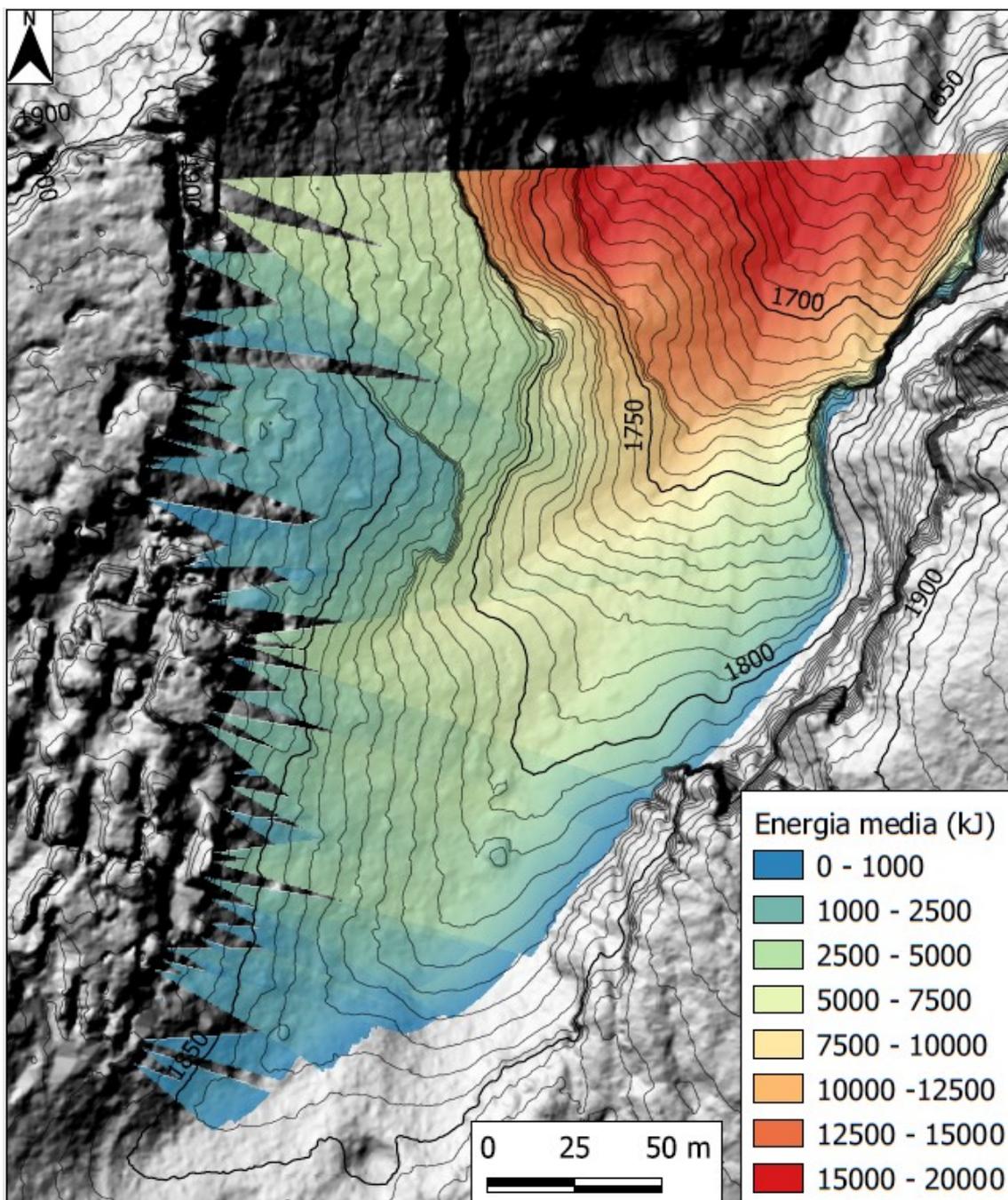


Fig. 6.7: Mappa dell'energia media ricavata da LIDAR.

Per quanto riguarda modelli su modelli digitali del terreno ad elevata risoluzione si è riusciti solo a posteriori a ricostruire un elaborato apprezzabile, in quanto è stato necessario condurre ripetute simulazioni indipendenti da aggregare poi con appositi strumenti di analisi spaziale e geostatistica dei *raster* contenuti in SAGA.

Purtroppo questa forzatura non ha permesso di restituire alcuni degli output (come la carta della frequenza pesata) ma per determinati elementi è stata utile, come testimoniato dalla mappa dell'energia media ricavata da LIDAR (Fig. 6.7), che al netto di alcune incertezze di natura grafica pur sempre presenti, porta a un risultato meglio integrato nella topografia attuale e di conseguenza più attendibile e rifinito rispetto al calcolo effettuato sui valori del DTM con celle di 5 metri (Fig. 6.6).

Le due mappe coincidono per quanto riguarda l'andamento generale dell'energia dei blocchi, ma grazie al dettaglio della seconda simulazione (Fig. 6.7) si può addirittura apprezzare il brusco aumento dell'energia non appena il tragitto del cono all'estremità settentrionale raggiunge la scarpata palesata dall'infittirsi delle isoipse.

Il codice QPROTO si è dimostrato quindi un valido supporto per l'analisi speditiva di versanti interessati da frane di crollo. Tuttavia in assenza di un maggior controllo sulla frammentazione dei blocchi lungo tutta la discesa fino in Valsugana viene preclusa la possibilità di utilizzarlo per simulare l'intero percorso degli stessi, che verosimilmente giungeranno in fondovalle secondo meccanismi di trasporto diversi da quelli simulati.

6.4 Analisi dei dissesti gravitativi sotto forma di debris flow

Considerando la presenza di materiale a granulometria fine derivante dalla componente calcareo marnosa della litofacies a Lithiotis (che giunge in Val di Mezzogiorno dal versante occidentale di Cima Isidoro), oltre che dalla stessa frammentazione dei prismi di roccia staccatisi da Punta Molina, si è scelto di simulare la rimobilizzazione di parte del detrito sotto forma di debris flow, arrivando così a delineare un quadro più completo sull'analisi dei dissesti interessanti i contrafforti settentrionali dell'Altopiano di Asiago.



Fig. 6.8: Valle di Mezzogiorno ripresa da drone.

Tracce di colate con volumetrie piuttosto ridotte sono state osservate lungo numerose incisioni che si aprono sulla Valsugana, ma l'elevato volume di materiale già frammentato e disponibile a scendere in massa verso il fondovalle ha guidato la scelta della modellazione verso la parte apicale della Val di Mezzogiorno (Fig. 6.8).

6.5 Risultati della simulazione con GPP

Il modello che è stato scelto è il GPP (Gravitational Process Path): un *tool* implementato nel software Gis SAGA, con la capacità di simulare il percorso di un dissesto gravitativo basandosi sull'analisi di un modello digitale del terreno DTM (Wichmann, 2017).

Diversamente dal metodo dei coni, che simula le zone di distacco approssimandole a punti, GPP utilizza delle sorgenti raster, che devono essere poi completate dagli attributi necessari (come lo spessore del deposito mobilizzabile).

Nel caso in esame, si è preso cautelativamente in considerazione un volume iniziale pari a 5400 m^3 : corrispondente ad una coltre detritica di 2 metri estesa su una superficie di 2700 m^2 .

L'area sorgente, opportunamente georiferita e rasterizzata, è stata poi modellata sul DTM ad alta risoluzione ricavato dal geoportale della Provincia Autonoma di Trento e già utilizzato nelle analisi con QPROTO.

Considerando un percorso lungo topografie molto accidentate e con alcune sezioni ad elevatissima pendenza (quasi in caduta libera) è stato scelto un *process path* di tipo "Random walk", per simulare al meglio una dispersione anche laterale del flusso a seguito di urti ed impatti con il fondo dell'incisione nei tratti a precipizio. Il modello di Run-out considerato è invece il PCM Model (Perla et. al., 1980) considerato il più appropriato per simulare un debris flow (Goetz et. al., 2021).

Essendo GPP un metodo basato sulla geomorfologia dei versanti, la topografia è un fattore chiave per stabilire i valori raggiungibili e questo si esplica perfettamente nei risultati ottenuti.

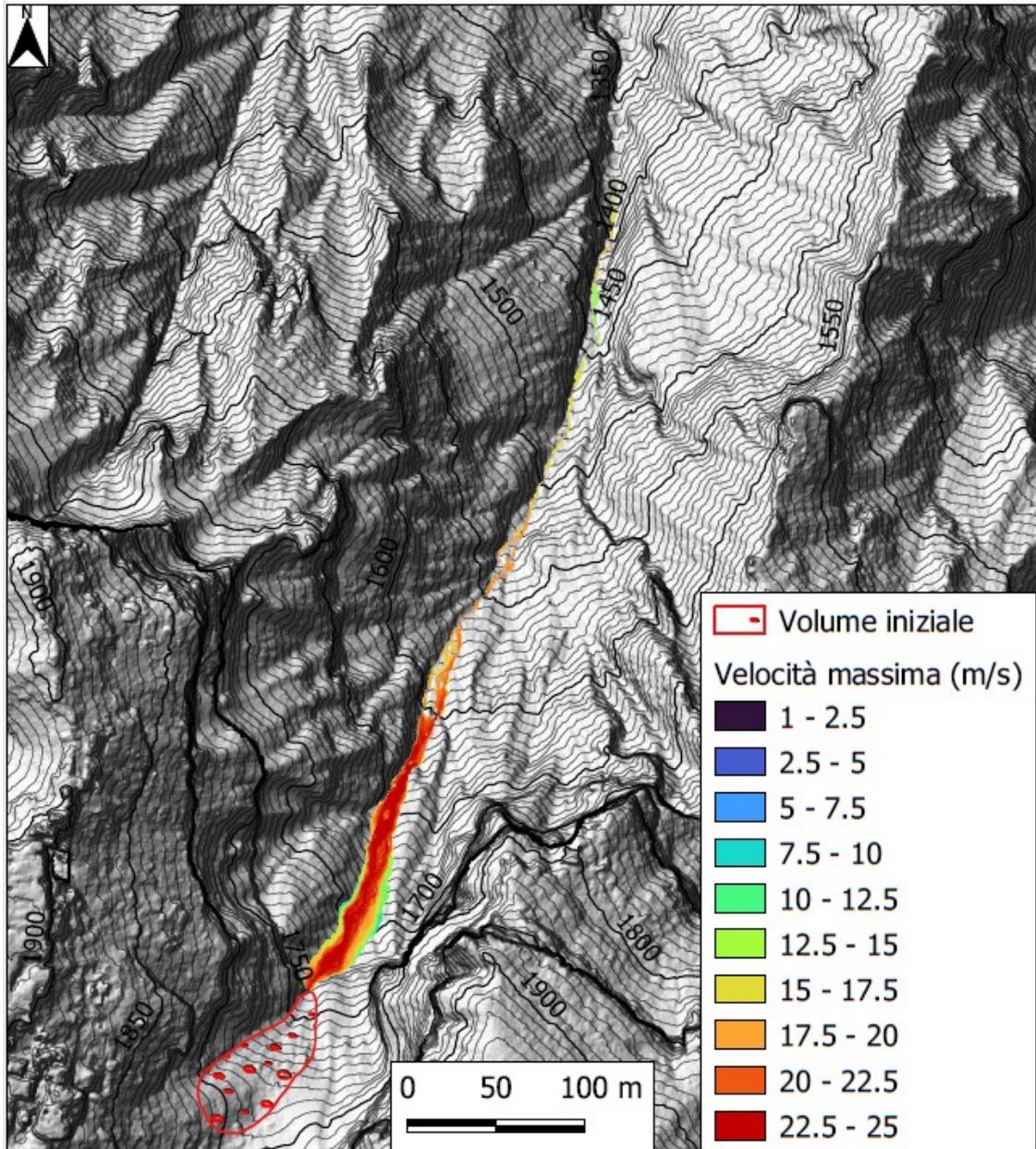


Fig. 6.9: Mappa della velocità massima da GPP.

Infatti, a seguito delle modellazioni si può osservare come la velocità del debris flow simulato salga al massimo in corrispondenza degli elevati angoli del primo dirupo, mantenendo poi valori maggiori al centro dell'incisione, fino ad annullarsi (e quindi a terminare la propria discesa) attorno ai 1380 m di quota (Fig. 6.9).

Coerentemente con quanto osservato nel caso della velocità, anche la massima altezza relativa della colata raggiunge il picco presso il primo salto in roccia e lungo il solco del canalone (Fig. 6.10).

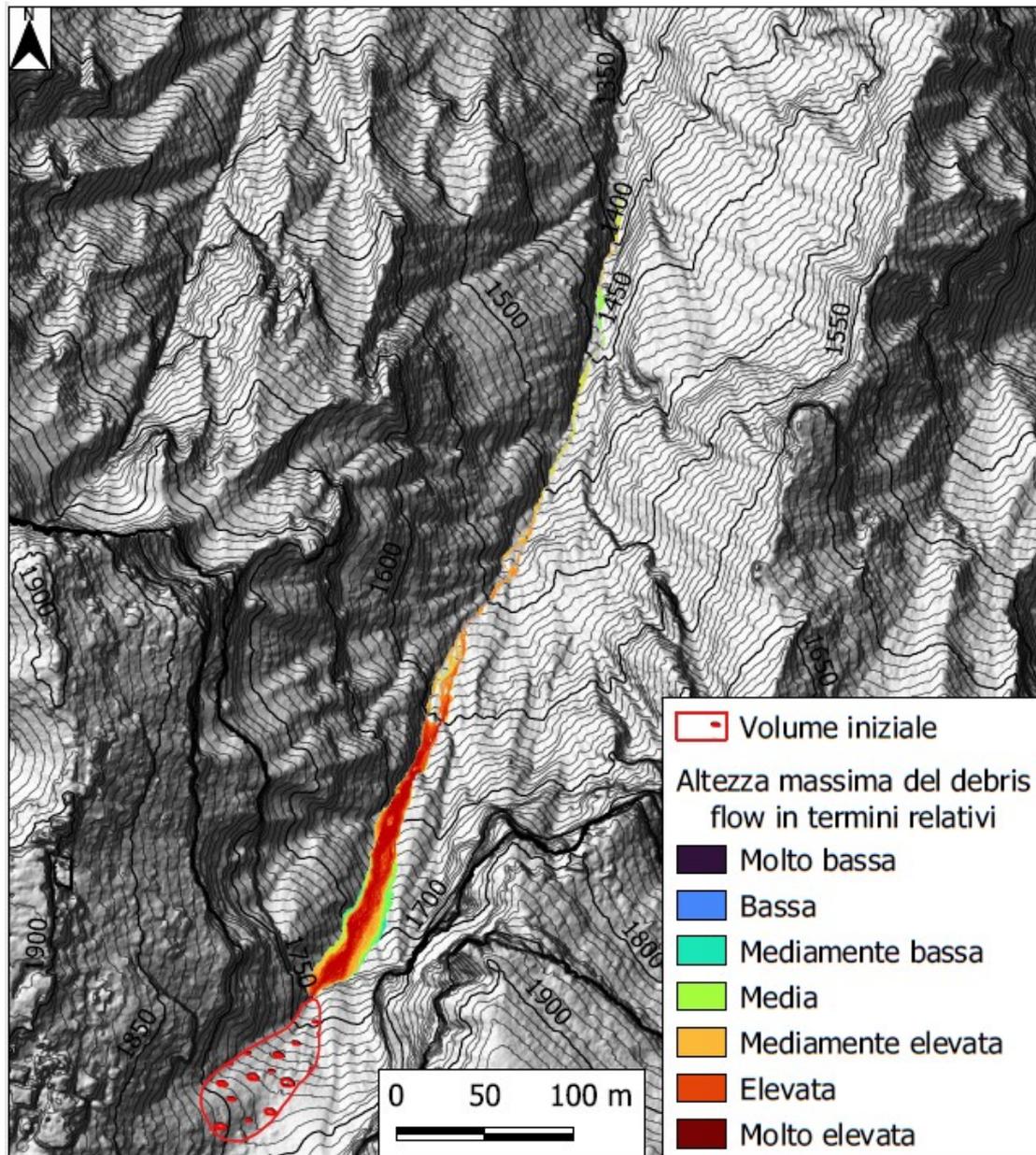


Fig. 6.10: Mappa dell'altezza massima relativa da GPP.

La modellazione del debris flow esaurisce la propria corsa diverse centinaia di metri dalla zona sorgente ma ben prima del fondovalle.

Questo comportamento è spiegabile dall'impossibilità (allo stato attuale) di assegnare valori di input ragionevoli che considerino per intero tutta la Val di Mezzogiorno, in quanto la presa in carico di ulteriore materiale pronto ad essere mobilitato lungo l'incisione e lo stesso contributo dovuto alla confluenza dalle numerose vallecole laterali può accrescere notevolmente l'intensità della colata.

7. Discussione

Il rilevamento geologico di dettaglio di questa remota porzione dell'Altopiano di Asiago ha permesso di caratterizzare l'assetto delle litologie affioranti e l'evoluzione tettonica che le ha portate ad ergersi sino a dove sono attualmente osservabili.

Si è potuto confermare l'assetto stratigrafico riconosciuto nel settore nord-orientale del Foglio 82 Asiago, dove affiora una successione anomala del Gruppo dei Calcari Grigi priva del Calcare Oolitico di Loppio, e in cui la formazione di Rotzo è in buona parte costituita da bancate massive e plurimetriche di *grainstone* oolitici. Questa successione anomala, ma la cui datazione è ragionevolmente ben determinata dalla presenza alla base dei banchi oolitici della facies a *Lithiotis*, plienschbachiana, può servire ad interpretare correttamente le stratigrafie giurassiche inferiori del Foglio 46 Longarone e della adiacente area del Monte Grappa, dove la tipica successione dei Calcari Grigi non è presente, ma si distinguono piuttosto una porzione inferiore, confrontabile con la Formazione di Monte Zugna, e una superiore oolitica (Gianolla et. al., 2022).

Strettamente legate alla storia prima deposizionale e poi strutturale dell'area, sono le qualità geotecniche di ogni formazione, le quali possono dare espressione di sé non appena i fattori geomorfologici e topografici ne esaltino le specificità, fino a portare anche a situazioni capaci di generare pericolosità notevoli, che solo per la remota collocazione delle stesse non si traduce direttamente in un rischio.

Solo i risultati del rilevamento geologico di dettaglio hanno permesso di individuare con la dovuta accuratezza diversi fattori predisponenti per il potenziale crollo di grandi volumi di roccia; ossia:

- Stratificazione a franappoggio;
- Possibile presenza alla base di un sottile orizzonte di lignite (da verificare con appositi sondaggi su roccia integra);
- Litotipo organizzato su bancate massive e plurimetriche;

- Intensa fratturazione dovuta alla presenza di faglie;
- Allargamento per dissoluzione carsica delle sopracitate fratture;
- Topografia molto accidentata, con pendenze notevoli.

Queste caratteristiche si rinvengono contemporaneamente solamente negli affioramenti della litofacies oolitica della Formazione di Rotzo nel settore di Punta Molina e presso i Castelloni di San Marco.

La scelta di modellare un settore piuttosto che l'altro è dovuta alla disponibilità di una migliore copertura Lidar (filtrata dall'interferenza della vegetazione arborea) solo nel caso di Punta Molina e dalla presenza di una porzione apicale meno inclinata nella Valle di Mezzogiorno, che permette di analizzare anche il materiale risultante dalla frammentazione dei blocchi di roccia crollati, riuscendo così a risalire a volumetrie verosimili da inserire come valori di input.

8. Conclusioni

Il rilevamento realizzato con questo studio è stato riassunto dalla carta geologica alla scala 1:10000 del settore veneto del Foglio 061 Borgo Valsugana (in allegato) con annessa una mappatura semplificata dei sentieri e delle trincee della Grande Guerra che interessano l'area.

La stesura della carta geologica ha previsto l'informatizzazione, secondo le apposite linee guida, di 191 *shapefile* poligonali *STP011*, 100 *shapefile* poligonali *ST018*, 210 *shapefile* lineari *STP018* e 146 *shapefile* puntiformi *ST019*, completi di tutti gli attributi richiesti dal Quaderno ISPRA CARG Serie III, Volume 12, Fascicolo I.

Grazie all'attenta analisi delle litologie presenti, unitamente all'interpretazione dell'assetto strutturale e geomorfologico, è stato possibile circoscrivere le aree predisposte a maggiori criticità, per quanto riguarda possibili crolli, che si possono osservare nel caso di paesaggi a "Città di roccia".

Le numerose simulazioni ne hanno infatti evidenziato la pericolosità, che tuttavia non sembra corrispondere ad un rischio immediato. Infatti le zone principali di accumulo del materiale derivato dai crolli non sono attraversate da sentieri frequentati, né presso il settore di Punta Molina, né lungo le scarpate a Nord dei Castelloni di San Marco.

Considerando poi come bersaglio la sottostante Valsugana, nel caso in cui i dissesti arrivassero a fondovalle, lo farebbero comunque con modalità diverse da quella del distacco iniziale, come per esempio attraverso debris flow. Fenomeno tuttavia che per essere compreso integralmente necessita di studi approfonditi lungo tutta la Valle di Mezzogiorno e non solo nella porzione apicale interessata dal rilevamento.

9. Bibliografia

- Angelucci, D. E., Frigo, G., Martello, G. V., & Peresani, M. (1999). LES SITES D'ALTITUDE A CIMA DODICI (PLATEAU D'ASIAGO, ITALIE): NOUVELLES DONNÉES SUR LES PEUPELEMENTS DE L'HOLOCÈNE RÉCENT DES PRÉALPES DU SUD. *Actes du 5e Colloque International UISPP, Commission XII (Grenoble, 18-23 septembre 1995)*, 449–455.
- Aurighi, M. (2001). *Carta idrogeologica dell'Altopiano dei Sette Comuni*.
- Barbieri, G. (1987). Lineamenti tettonici degli altipiani trentini e vicentini tra Folgaria e Asiago (Prealpi venete). *Mem. Sci. Geol.*, 39, 257-264.
- Barbieri, G., Grandesso, P., Campana, R., Cucato, M., DEL PIERO, W., DE ZANCHE, V., Gianolla, P., Guermani, A., Mietto, P., & Monopoli, B. (2007). Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50.000 con note illustrative: Foglio 082 Asiago. In *Foglio geologico*. APAT-Servizio Geologico d'Italia-Regione del Veneto. Firenze: S. EL. CA (ITALY).
- BENIGNI, C., CASATI, P., & RADRIZZANI, C. P. (1982). Stratigrafia del Giurassico dei dintorni di Foza (Altopiano di Asiago). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 88(1).
- Bosellini, A., & Broglio Loriga, C. (1971). I "Calcari grigi" di Rotzo (Giurassico inferiore, Altopiano di Asiago) e loro inquadramento nella paleogeografia e nella evoluzione tettono-sedimentaria delle Prealpi Venete. *Annali dell'Università di Ferrara, Nuova Serie, Sez. IX*, 5, 1-61.
- Bosellini, A., & Doglioni, C. (1986). Inherited structures in the hangingwall of the Valsugana overthrust (Southern Alps, Northern Italy). *Journal of structural geology*, 8(5), 581–583.
- Bosellini, A., & Hardie, L. A. (1988). Facies e cicli della dolomia principale delle Alpi Venete. *Mem. Soc. Geol. It.*, 30(1985), 245–266.

- Bosellini, A., Masetti, D., & Sarti, M. (1981). A Jurassic “Tongue of the ocean” infilled with oolitic sands: The Belluno Trough, Venetian Alps, Italy. *Marine Geology*, 44(1–2), 59–95.
- Campus, S., Castelli, M., Grisolia, M., Pispico, R., Lanteri, L., & Barbero, M. (2016). QPROTO-Una procedura in ambiente GIS per la stima a piccola scala della propagazione di crolli in roccia. In *Conoscere per Comunicare-Book of abstracts* (pp. 38–39). SANDHI EDIZIONI.
- Caputo, R. (1994). Deformational structures along the western sector of the pedean Flexure (Central Venetian Alps). *Rendiconti Lincei*, 5, 145–157.
- Castelli, M., Torsello, G., & Vallero, G. (2021). Preliminary modeling of rockfall runout: Definition of the input parameters for the QGIS plugin QPROTO. *Geosciences*, 11(2), 88.
- Battaglini L., Carta R., D’Angelo S., Delogu D., Falcetti S., Pantaloni M., Papisodaro F., Tacchia D. (2009) Aggiornamento ed integrazioni delle Linee Guida della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000 -Progetto CARG: modifiche ed integrazioni ai Quaderni n. 2/1996 e n. 6/1997.
- De Vecchi, G. P., & Sedea, R. (1983). Il vulcanismo medio-Triassico nelle Prealpi vicentine (Italia settentrionale). *Memorie di Scienze Geologiche*, 36, 149–169.
- De Zanche, V., & Mietto, P. (1989). Il triassico della Valsugana. *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell’Universita di Padova*, 41, 163–189.
- De-Zigno, A. (1850). *Coup d’oeil sur les Terrains stratifiés des Alpes Venitiennes*. Wilhelm Braumüller.
- Farabegoli, E., & Viel, G. (1982). Litostratigrafia della formazione di Werfen (Trias Inf.) delle Dolomiti occidentali. *Industria Mineraria*, 6, 3–14.

- Ferrari, A. (1982). *NOTE STRATIGRAFICHE SULL'AREA VENETO-TRENTINA (DAL TRIASSICO INFERIORE AL CRETACICO)*.
- Geyer, O. F., KOLCKMANN, C.-J., & LAUB, C. (1993). Beiträge zur Kenntnis jurassischer Ablagerungen in den mittleren Südalpen. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Abhandlungen*, 189, 49–80.
- Gianolla, P., Caggiati, M., Riva, A. (2022). Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50.000 con note illustrative: Foglio 046 Longarone. ISPRA-Regione del Veneto. LTS Land Technology & Services Srl, Treviso (ITALY).
- Gianolla, P., De Zanche, V., & Mietto, P. (1998). *Triassic sequence stratigraphy in the Southern Alps (Northern Italy): Definition of sequences and basin evolution*.
- Giovagnoli, L., & Tasinazzo, S. (2014). The dolina system vegetation of the northern glacio-karst sector of the Asiago Plateau (Venetian Prealps–NE Italy). *Plant Sociology*, 51(2), 83–116.
- Goetz, J., Kohrs, R., Parra Hormazábal, E., Bustos Morales, M., Araneda Riquelme, M. B., Henríquez, C., & Brenning, A. (2021). Optimizing and validating the Gravitational Process Path model for regional debris-flow runout modelling. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 21(8), 2543-2562.
- Iannace, A., & Frisia, S. (1994). Changing dolomitization styles from Norian to Rhaetian in the southern Tethys realm. *Dolomites: A Volume in Honour of Dolomieu*, 75–89.
- Jaboyedoff, M., & Labiouse, V. (2011). Preliminary estimation of rockfall runout zones. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11(3), 819–828.
- Kustatscher, E., Roghi, G., & Giusberti, L. (2014). La flora del Giurassico dell'Italia settentrionale The Jurassic flora of northern Italy. In *La storia delle piante fossili in Italia. Palaeobotany of Italy* (pp. 154–165). Museo di Scienze Naturali dell'Alto Adige.

- Marchetti, L., Belvedere, M., & Mietto, P. (2017). Lopingian tetrapod footprints from the Venetian Prealps, Italy: New discoveries in a largely incomplete panorama. *Acta Palaeontologica Polonica*, 62(4), 801–817.
- Mattana, U. (1974). *Glacialismo e fenomeni periglaciali nel territorio delle Prealpi venete*. Univ.
- Motta, R., Ascoli, D., Corona, P., Marchetti, M., & Vacchiano, G. (2018). Selvicoltura e schianti da vento: Il caso della “tempesta Vaia”. *Forest@*, 15(1), 94–98.
- Peccerillo, A., Pinarelli, L., Del Moro, A., & Rottura, A. (1994). Interaction between mafic and salic magmas in granitoid plutons as inferred from geochemical and Sr–Nd isotopic study of enclaves and host granitoids from Cima d’Asta, Southern Alps. *Italy. Per. Mineral*, 63, 93–111.
- Perla, R., Cheng, T. T., & McClung, D. M. (1980). A two–parameter model of snow–avalanche motion. *Journal of Glaciology*, 26(94), 197–207.
- Poli, M. E., & Zanferrari, A. (1992). The Agordo basement (NE Italy): A 500 Ma–long geological record in the Southalpine crust. *IGCP*, 276, 283–296.
- Premoli Silva, I., Erba, E., Salvini, G., Locatelli, C., & Verga, D. (1999). Biotic changes in Cretaceous oceanic anoxic events of the Tethys. *The Journal of Foraminiferal Research*, 29(4), 352–370.
- Rigoni, P. (1983). *La natura dell’Altopiano di Asiago*. Banca popolare dei Sette Comuni.
- Sarti, C. (1986). *Fauna e biostratigrafia del Rosso Ammonitico del Trentino centrale (Kimmeridgiano-Titoniano)*. Mucchi.
- Spencer-Cervato, C. (1990). *Hydrothermal dolomitization of Jurassic-Cretaceous limestones in the Southern Alps (Italy): Its relationship with tectonics and volcanism*. ETH Zurich.

- Taramelli, T. (1880). *Monografia stratigrafica e paleontologica del Lias nelle provincie venete* (Vol. 5). Tipografia di Giuseppe Antonelli.
- Trevisani, E. (1994). Evoluzione paleogeografica e stratigrafia sequenziale del margine orientale del Lessini Shelf durante l'Eocene inferiore-medio (Prealpi Venete). *Memorie di Scienze Geologiche*, 46, 1–15.
- Wichmann, V. (2017). The Gravitational Process Path (GPP) model (v1. 0)—a GIS-based simulation framework for gravitational processes. *Geoscientific Model Development*, 10(9), 3309-3327.
- Zampieri, D. (1995). Tertiary extension in the southern Trento Platform, southern Alps, Italy. *Tectonics*, 14(3), 645–657.
- Zampieri, D. (2022). *La valle dal cuore di perla. Sulle orme di Giovanni Arduino nelle cave di marmo della Val Posina*. Cleup sc.
- Zanferrari, A., Bollettinari, G., Carobene, L., Carton, A., Carulli, G. B., Castaldini, D., Cavallin, A., Panizza, M., Pellegrini, G. B., & Pianetti, F. (1982). *Evoluzione neotettonica dell'Italia nord-orientale*. Societa cooperativa tipografica.

CARTA GEOLOGICA DEL MARGINE SETTENTRIONALE DELL'ALTOPIANO DI ASIAGO

SETTORE COMPRESO TRA CIMA XI E CASTELLONI DI SAN MARCO



LEGENDA:

Quaternario

- Deposito di origine antropica
- Detrito di versante

Elementi geomorfologici

- Area soggetta a crolli di roccia
- Dolina

Tettonica

- Traccia presunta di faglia sotto le coperture quaternarie
- Faglia

Litologie

- Formazione di Rotzo, litofacies a Lithiotes (RTZb)
- Formazione di Rotzo, litofacies oolitica (RTZc)
- Formazione di Monte Zugna dolomitizzata (FMZd)
- Formazione di Monte Zugna (FMZ)

0 500 1,000 m

Scala 1:10.000



Versione giugno 2024

CARTA DEI SENTIERI E DELLE TRINCEE DELLA GRANDE GUERRA

0 500 1,000 m

LEGENDA:

- Strade e mulattiere
- Sentieri
- Trincee della Grande Guerra
- Sorgenti e venute d'acqua

