



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Geoscienze
Direttore Prof. Cristina Stefani

TESI DI LAUREA TRIENNALE
IN
GEOLOGIA

**CARTA GEOMORFOLOGICA DELLA VAL S.
NICOLÒ (POZZA DI FASSA, DOLOMITI)**

Relatore: Prof. Aldino Bondesan
Correlatore/i: Prof. Alberto Carton
Dr. Francesco Ferrarese

Laureanda: Francesca De Salvo

ANNO ACCADEMICO 2012 / 2013

Indice

Introduzione

1. Inquadramento geografico	3
1.1 Cenni di climatologia	3
2. Inquadramento geologico.....	5
2.1 Formazioni sedimentarie ed eruttive.....	5
2.2 Formazioni superficiali	9
2.3 Permeabilità delle rocce (cenni).....	10
2.4 Lineamenti tettonici	11
3. Metodologia	14
4. Descrizione delle forme	17
4.1 Forme strutturali.....	17
4.2 Morfologia glaciale	17
4.3 Morfologia periglaciale.....	23
4.4 Degradazione dei versanti	24
4.5 Morfologia Fluviale	27
4.6 Influenza antropica sul paesaggio	29
5. Evoluzione geomorfologica	30

Bibliografia

INTRODUZIONE

Il seguente lavoro nasce con l'intento di analizzare la morfologia della valle di S. Nicolò, teatro dell'avvicinarsi dal Pleistocene ad oggi di alcune fasi di avanzata e ritiro glaciale e di processi che si sono susseguiti nel tempo in un paesaggio tutt'oggi inserito in un ambiente morfoclimatico periglaciale. L'obiettivo è quello di redigere la carta geomorfologica della valle attraverso l'analisi e la foto interpretazione di dati Lidar con l'ausilio dei rilievi a terra condotti da alcuni Autori nel corso di precedenti campagne di rilevamento. In particolare è stato impiegato il rilievo effettuato da U. Ferrari (1983) nella parte alta della valle, che è stato ottimizzato ed esteso fino alla zona media, alla confluenza con il Rio dei Monzoni. Di questo tratto vallivo esiste la carta geomorfologica, redatta da Panizza e Carton (1976). Nell'elaborato si descrivono le forme del paesaggio, secondo una classificazione di tipo morfogenetico. La carta è stata elaborata attraverso l'impiego del software ARCGIS del quale sono stati utilizzati sia gli strumenti di elaborazione del DTM che le capacità grafiche. L'utilizzo di dati Lidar, ha permesso di affinare ulteriormente le conoscenze sulla presenza di alcune forme parzialmente individuate dai rilevamenti precedentemente effettuati.

1. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

L'area oggetto di studio si trova in Trentino, in prossimità del confine amministrativo della provincia di Trento con quella di Belluno e ricade sotto il comune di Pozza di Fassa. Si tratta della parte medio-alta della valle di S. Nicolò: valle alpina longitudinale, che con i suoi 16 kmq si sviluppa grossomodo parallela alle valli di S. Pellegrino e Travignolo a sud. Essa rientra interamente nel F°28 “La Marmolada” della Carta d'Italia in scala 1:50.000, precisamente nelle tavolette I.G.M. in scala 1:25.000 F° 11 II S.O Passo di Valles e F° 11 II N.O Canazei. L'area è limitata a sud dalla Catena della Punta dell'Uomo (detta anche Catena di Costabella), ad est dalle Cime Cadine, dalla Punta de l'Ort e dal Passo di S. Nicolò (o di Contrin) che la separa dalla adiacente Val Contrin, a N dal Sasso di Rocca e dal Sas d'Adam del gruppo del Buffaure e ad O dalla linea che si estende dalla Punta de l'Ort al Col del Làres lungo lo spartiacque che la separa dal bacino della val dei Monzoni. In essa le quote maggiori si registrano sul versante sinistro, entro la Catena del Costabella che si sviluppa in direzione OSO-ENE per circa 5 km, con un primo tratto a rocce molto rotte e cime frastagliate ed un secondo con elevazioni maggiori e forme più compatte. La quota più elevata, pari a 3010 m, spetta alla Cima dell'Uomo ed il massimo dislivello si ha in corrispondenza del fondovalle, alle pendici del Col del Làres, segnato dalla quota 1542 m. E' proprio in questo settore del solco vallivo in oggetto che si risconta la maggior energia del rilievo, in contrapposizione alle superfici più dolci del resto dell'area, modellate sui substrati più erodibili della Formazione di Werfen e del complesso eruttivo triassico. La valle è percorsa dal Rio S. Nicolò. Esso nasce dalle sorgenti che sgorgano dagli strati impermeabili del Werfen e scorre fino a Pozza di Fassa dove si immette nel fiume Avisio. Quest'ultimo dopo aver solcato da nord verso sud la Val di Fassa, di Fiemme e poi di Cembra si unisce al fiume Adige appena sopra Trento, a Lavis. Prima di raggiungere il fiume Avisio, il Rio S. Nicolò è arricchito dai numerosi torrenti che scendono dai pendii del versante destro e in misura minore da quello sinistro; suo maggiore tributario è il Rio dei Monzoni proveniente dalla omonima valle trasversale ubicata sulla sinistra idrografica., Quest'ultimo bacino concorre a quello del S. Nicolò assieme al Rivo Giumela da destra, entrambi esterni all'area di studio.

1.1 CENNI DI CLIMATOLOGIA

Trovandosi nel cuore delle Dolomiti l'area in esame è caratterizzata da un clima tipicamente alpino, ma con alcune peculiarità dovute alla particolare situazione

orografica. I massicci dolomitici che la circondano (Marmolada, Gruppo del Sella e del Pordoi), infatti, sbarrando la Val di Fassa, provocano l'ascesa delle masse d'aria che vedono quindi diminuire la loro temperatura durante la risalita. Poiché la quantità di vapore acqueo in atmosfera è funzione diretta della temperatura, segue che con la diminuzione di quest'ultima si verifica la condensazione di una parte del vapore acqueo. Ciò fa sì che durante l'estate, quando l'aria è più umida, si verificano precipitazioni temporalesche più intense che nelle aree limitrofe, fatto dovuto anche alla presenza della grande massa ghiacciata della Marmolada che fa sì che la temperatura dell'aria rimanga fredda in prossimità della superficie ed inoltre provoca un aumento dell'umidità per sublimazione diretta del ghiaccio ad opera dell'irraggiamento solare (Ferrari 1983). In autunno le temperature si fanno già più rigide e le precipitazioni diventano a carattere quasi esclusivamente nevoso durante i mesi invernali e primaverili (a meno di intense e prolungate "sciroccate" che permettono piogge anche oltre i 2000 m), è così che insieme alle intense precipitazioni estive i torrenti dell'area raggiungono massime portate durante l'estate e periodi di magra durante l'autunno. Il trend generale di incremento delle temperature negli ultimi decenni ha fatto sì che nell'area non ci fossero più le condizioni per la conservazione di significative masse di ghiaccio al suolo così che anche l'ultimo ghiacciaio presente nell'area, quello di Cima dell'Uomo, si è progressivamente ritirato fino ad essere stato classificato "estinto" dal Catasto dei Ghiacciai Italiani negli anni '60.

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

2.1 FORMAZIONI SEDIMENTARIE ED ERUTTIVE

Le rocce affioranti nella zona hanno origine sia sedimentaria che eruttiva e ricoprono una vasta gamma di tipi litologici con un'età compresa tra il Permiano ed il Triassico medio.

La descrizione delle seguenti litologie si basa sulle osservazioni di A. Castellarin , F. Guy e L. Selli (Castellarin et al, 1982) contenute nell' opera "Guida alla geologia del sudalpino centro-orientale" in cui viene affrontato in dettaglio lo studio geologico della zona dei dintorni del Passo S. Nicolò. Alcune indicazioni possono essere tratte dalle note illustrative alla Carta geologica d'Italia F. 28 La Marmolada (Brondi et al, 1977).

Formazione a Bellerophon (Permiano sup.)

La serie stratigrafica inizia con la Formazione a Bellerophon che si ritrova limitatamente presso il Passo S. Nicolò, poco più a nord in località Marmolade e sul versante est del Monte Pecol. Esso affiora in zone di debolezza, interessate da lineamenti tettonici dove spesso si impostano poi profonde valli solcate dal ruscellamento concentrato. Si tratta di una parte inferiore costituita da dolomie e gessi fittamente stratificata e di una parte superiore dove sono presenti strati calcarei talora bituminosi ad alghe, spugne, foraminiferi e gusci di brachiopodi. L'ambiente di deposizione è di mare basso con regime deposizionale a bassissima energia, di tipo lagunare. La formazione si presenta assai plastica rispetto alle spinte tettoniche, assumendo un comportamento del tutto disarmonico. In prossimità del passo di S. Nicolò risulta deformata da pronunciate pieghe attraversate da filoni vulcanici sub verticali.

Formazione di Werfen (Scitico)

La formazione basale del Trias inferiore è costituita da un insieme di membri e orizzonti che testimoniano la deposizione in un ambiente in evoluzione, di piattaforma carbonatica, talora con instaurazione di ambienti evaporitici o fondali terrigeni bassi e tendenza finale ad un approfondimento. Seppur la sua composizione litologica di calcari, calcari marnosi, argille, siltiti e arenarie le conferisca un comportamento generalmente di facile erodibilità, una certa distinzione viene riportata in talune carte in due unità principali di riferimento: la prima comprendente il Membro di Mazzin, l'Orizzonte di Andraz e il Membro di Siusi che per la maggior componente calcarea sono più competenti, e la seconda

comprendente Oolite a Gasteropodi e Membro di Campil che per la maggior componente marnosa è più degradabile. Nella carta geomorfologica prodotta per semplicità non si riporta alcuna distinzione all'interno della formazione considerata in considerazione del fatto che in generale nella zona studiata questa formazione ha la tendenza a generare superfici ondulate con pendii poco acclivi.

Membro di Mazzin. Calcari micritici marnosi grigi sottili con nodularità dovuta in parte a processi di bioturbazione, in parte a frammentazione del limo con cementazione susseguente. Assai diffusi gli ostracoidi. Ambiente di tipo lagunare.

Orizzonte di Andraz. Livelli millimetrici di dolomie marnose, siltiti ed argilliti di colore rossiccio dovuto alla presenza di ossidi ferrici. L'elevata erodibilità è manifesta nelle tipiche cenge. Rappresenta un episodio di ambiente evaporitico.

Membro di Siusi. Calcari micritici, marnosi, di colore grigio con intercalazioni di livelli oolitici. Caratteristica la presenza di fossili del genere *Claraia*. Ambiente attribuibile a fondali di piattaforma di bassa energia con episodi di più alta energia (ooliti).

Oolite a Gasteropodi. Questo membro è caratterizzato da una estrema variabilità di litofacies che vanno da livelli di calcari micritici grigi e rosati, alle argille rosse e verdi, ai calcari oolitici, ai calcari oolitici a gasteropodi. Caratteristica la presenza, alla base del membro, di un conglomerato intraformazionale costituito da una rudite a frammenti di calcisiltiti e micriti fortemente alterati da idrossidi ferrici, associati a resti di tritume organogeno, lamellibranchi e gasteropodi. Ambiente peritidale con frequenti episodi di alta energia.

Membro di Campil. Formato da alternanze di siltiti micacee, arenarie quarzose con mica, calcari siltosi. Caratteristico il colore rosso cupo. Molto diffuse le strutture sedimentarie, ripple-marks, load-casts, mud-cracks. Ambiente di mare basso con apporti terrigeni e temporanee emersioni come testimonia la presenza di mud-cracks. In alcune zone questo membro viene a mancare e le formazioni successive poggiano direttamente sulle precedenti.

Conglomerato di Richthofen e Calcari scuri di Morbiac (Anisico inf.)

La successione inizia con la presenza discontinua di conglomerati formati prevalentemente da ciottoli della sottostante formazione di Werfen. Segue una serie calcarea più o meno marnosa, fittamente stratificata, in unità di 10-25 cm. Questa unità ha comportamento morfologico abbastanza analogo a quello delle unità sovrastanti.

Calcare di Contrin (Anisico medio-superiore)

L'anisico superiore è costituito da una formazione carbonatica massiccia che nell'area esiste solo nella sua facies calcarea: calcare di Contrin. E' formata da calcari chiari in grossi banchi massicci in cui a volte si riconoscono superfici di stratificazione. Sono presenti molluschi, foraminiferi, alghe Diplopore. La formazione si presenta più competente nei confronti degli sforzi tettonici delle formazioni precedenti ed è comune la fatturazione a blocchi rigidi.

Formazione di Livinallongo (Ladinico inf)

Sono presenti molti litotipi che vanno dalle micriti silicee ai calcari nodulari rossicci, ai calcari nodulari con liste di selce. Caratteristica la presenza di piccoli bivalvi pelagici che appaiono come filamenti ad un esame microscopico. La formazione si presenta in modo abbastanza plastico dal punto di vista tettonico.

Il piano ladinico è caratterizzato dalla coesistenza di una serie marina, di scogliera, nella zona di studio presente nella sua facies calcarea, e di una serie vulcanica contemporanea che talvolta la sostituisce lateralmente (Complesso Eruttivo Medio-Triassico). Questo insieme di prodotti vulcanici è segnato in genere da un più basso contenuto in silice e uno maggiore in ossidi di Fe, Mg, Ca rispetto alle composizioni della antecedente Piattaforma Porfirica Atesina. La sua messa in posto è avvenuta in più eventi parossistici a carattere più o meno esplosivo, in ambiente quasi esclusivamente submarino; pertanto si presenta in una alternanza di tufi, breccie di esplosione, agglomerati, lave e filoni in ultimo luogo. Il verificarsi di fenomeni di frane sottomarine in tale periodo deposizionale ha generato accumuli particolari noti in letteratura col nome di Caotico Eterogeneo. Sempre di età medio-triassica risulta l'intrusione di monzoniti che dà il nome alla limitrofa catena che si sviluppa a SO della Costabella; essa è però al di fuori dell'area di studio, pertanto non verrà descritta.

Calcare della Marmolada (Ladinico inf.)

L'ultimo corpo sedimentario del territorio è rappresentato dai calcari massicci del Calcare della Marmolada che con i suoi spessi banchi e per la sua notevole competenza forma le pareti sub verticali del complesso della Costabella e degli opposti Maerins, spesso atti a generare erte scarpate di degradazione. Si tratta di una successione di calcari massicci ad alghe dasicladacee, incrostanti, molluschi e foraminiferi di bassa profondità di ambiente peritidalico.

Tufiti

La serie eruttiva è riconducibile agli episodi vulcanici ladini inizialmente avvenuti con fenomeni esplosivi che hanno originato prodotti piroclastici a composizione riodacitica e che spesso si trovano frammentati a brandelli del substrato carbonatico-siliceo della Formazione di Livinallongo. Si tratta di frammenti più o meno grossolani disposti caoticamente o ben stratificati e cementati, quindi con buona impermeabilità, di colore tipicamente verdino e talvolta presenti anche come riempimento di diatremi.

Caotico eterogeneo

I materiali del caotico eterogeneo sono generalmente o in prevalenza dei prodotti di franamento sottomarino. Nell'area non si ritrovano quasi mai per il loro forte coinvolgimento in episodi tettonici. Vi si trovano frammenti di tutte le formazioni a partire dalla base della formazione di Werfen fino al Calcere della Marmolada con presenza massiccia di materiali vulcanici. Le dimensioni dei clasti variano da pochi millimetri fino a parecchi metri cubi.

Colate di lava

Segue una successione di colate di lave, lave a pillow e brecce laviche con intercalazioni di tufi e struttura prevalentemente porfirifica. Cristalli di plagioclasio (An 60-70) e di pirosseno augitico si trovano immersi in una pasta nerastra di microliti feldspatici e minerali opachi, l'olivina si presenta completamente trasformata in aggregati serpentizzati. Esse affiorano prevalentemente nel complesso del Buffaure e di fronte ad esso ai Forignoni.

Brecce a frammenti di cuscini

Sono brecce derivate da frammentazione dei cuscini durante o immediatamente dopo l'eruzione. Tale origine risulta dalla forma di lenti di lava semiglobulare e dal fatto che la matrice è costituita da ialoclastite avente le caratteristiche delle croste dei cuscini. Anch'esse si ritrovano nel complesso del Buffaure.

Formazione di Wengen

Serie di sedimenti più o meno arenacei, tufacei, marnosi risultanti dal mescolamento di detriti vulcanici con fanghiglie di calcari organogeni nuovi o delle masse calcaree precedenti ridepositate con meccanismo turbiditico. La parte basale è più ricca in materiale ialoclastitico mentre si assiste ad un arricchimento nella frazione carbonatica presso i livelli superiori.

Filoni

Filoni di basalto che tagliano tutta l'intera successione stratigrafica secondo un sistema orientato grossomodo NE-SW, parallelo a quello delle principali strutture tettoniche. Affiorano particolarmente nel Costabella dove per la loro maggiore erodibilità rispetto ai calcari che li ospitano generano creste frastagliate e isolate da piccole selle.

2.2 FORMAZIONI SUPERFICIALI

Gran parte del territorio appare ricoperto da depositi superficiali più o meno consolidati o fissati dalla vegetazione; essi concorrono alla formazione di molte forme del paesaggio attuale. Le descrizioni relative alla granulometria e tessitura delle formazioni quaternarie qui riportate si basano sulle osservazioni di M. Panizza e A. Carton (Panizza e Carton, 1976) riportate nello studio sulla Valle dei Monzoni e su quelle di U. Ferrari che, nella sua tesi sulla Val Contrin e alta Val S. Nicolò, ha rilevato parte dell'area di studio.

Depositi glaciali. I più antichi sono i depositi lasciati dai ghiacciai che nel passato occupavano la zona, riferibili quasi totalmente alle fasi stadiali postglaciali, ovvero successivi all'ultima grande glaciazione würmiana oggi più nota con il termine Last glacial maximum (LGM). Essi si presentano in argini morenici ben delineati e arcuati, ma anche in depositi informi detritici sparsi. La granulometria varia da grossi massi al limo, il grado di smussamento è scarso, maggiore negli elementi depositi più a valle. Si trovano prevalentemente nel settore sud-est dell'area di studio.

Depositi torbosi e palustri. Depositi costituiti da sedimenti fini o con abbondante matrice fine accumulatisi a monte di uno sbarramento o per riempimento di conche di diversa origine. Originano superfici pianeggianti. Si trovano nella valle del Lagusel e tra le morene che delimitano il pianoro di Jonta.

Depositi alluvionali. Sono costituiti dal materiale preso in carico e rideposto nei fondi valle ad opera delle acque dei rivi principali. Sono costituiti da ghiaie, sabbie e fini grossolanamente stratificati e mostrano un certo grado di arrotondamento. Affiorano nel fondovalle del fiume principale e nelle zone di raccordo con esso dei ruscelli maggiori.

Depositi torrentizi. Materiale prelevato dagli accumuli gravitativi delle falde detritiche e rideposto dalle acque di scioglimento dei nevai sul fondo di vallecole a quote maggiori rispetto la principale. Granulometria dalla sabbia ai ciottoli con

forme meno smussate dovute a trasporto limitato. Si trovano prevalentemente alle quote medie del settore sud-orientale della area.

Conoidi di deiezione. Depositi di materiale fine trasportato dalle acque di ruscellamento o di corsi d'acqua secondari che, per la diminuita pendenza cui vanno incontro allo sbocco presso il fondovalle, quindi per la minor capacità di trasporto delle acque, si depongono in caratteristiche forme a ventaglio. La forma è dovuta alla divagazione dell'alveo entro le sue stesse alluvioni. Si susseguono senza soluzione di continuità sul fianco destro della valle ai piedi del versante tra località Sauch e Mezzaselva.

Depositi di versante gravitativi. Depositi messi in posto unicamente per l'azione della gravità costituiti da materiale detritico proveniente dalle pareti rocciose indebolite da crioclastismo. Formano estese falde detritiche o coni quando si dipartono da canali. I depositi si dispongono con alto angolo di inclinazione e secondo granulometria crescente dalle quote maggiori a quelle minori. Nell'area studiata si formano prevalentemente a spese dei calcari della Marmolada e fasciano quasi continuamente il piede delle pareti della Costabella, dalla testata della valle fino alla Punta dell'Ort.

Depositi di versante gravitativi e di ruscellamento. Depositi superficiali messi in posto dall'azione combinata della forza di gravità e delle acque di ruscellamento concentrate o diffuse che prendono in carico il materiale dalle falde detritiche per ridepositarlo secondo minori pendenze. Presentano granulometrie minori dei depositi precedenti e come questi, se inattivi, sono ricoperti da vegetazione.

2.3 PERMEABILITÀ DELLE ROCCE (CENNI)

La diversa composizione delle litologie finora elencate si riflette anche in una loro diversa attitudine all'infiltrazione dell'acqua. Le masse calcaree e dolomitiche del bacino sono caratterizzate da permeabilità secondaria, connessa alla fratturazione delle rocce. Le litologie dell'Anisico inferiore e Scitico (Conglomerato di Richthofen e Werfen) per la loro composizione a siltiti, argilliti, arenarie, marne e calcari, per quanto possano localmente presentare permeabilità primaria, ovvero legata a porosità "innata" dei sedimenti, sono da considerarsi come un potente complesso impermeabile. Esso costituisce quindi sovente il letto di acquiferi alimentati dalla fessurazione del sovrastante Calcare di Contrin così come gli strati della Formazione di Livinallongo costituiscono il letto impermeabile di acquiferi impostati dalla fessurazione del Calcare della Marmolada. Vulcaniti triassiche e strati della Formazione di Wengen costituiscono anch'essi un

substrato impermeabile, come pure quelli della Formazione a Bellerophon, seppur con tendenza semipermeabile la dove si lasciano carsificare.

I depositi quaternari, per il loro diverso grado di cementazione e l'ampia variabilità granulometrica, sono caratterizzati da permeabilità non uniforme. In generale si possono però distinguere depositi detritici di versante, maggiormente drenanti, e depositi alluvionali, nelle valli e nelle conoidi di deiezione, che presentano grado di permeabilità decrescente per granulometrie da grossolane a fini. Ne deriva una circolazione sotterranea complessa, talora anche a più falde sovrapposte, ma di ridotta estensione, in cui i corsi d'acqua assumono una funzione alterna di alimentazione e di dreno della falda freatica (Bronzi et al, 1977).

Nella zona si trovano diversi tipi di sorgenti: alle quote maggiori esse sono legate alla fessurazione dei calcari, più in basso si trovano in corrispondenza degli strati impermeabili della Formazione di Werfen; nelle valli si hanno invece prevalentemente sorgenti di emergenza dalle alluvioni e più frequentemente alla base di coni di deiezione.

2.4 LINEAMENTI TETTONICI

La zona in esame si trova compresa tra due grandi pieghe, una maggiore, l'anticlinale della Marmolada, e una minore, la sinclinale del Costabella.

Le rocce del Col del Lares rappresentano il fianco N dell'anticlinale della Marmolada, il cui asse è orientato SO-NE, mentre il fianco meridionale è rappresentato dalle rocce del Col Ombert. Essa appare più evidente nei dintorni del Passo S. Nicolò dove affiorano lembi di Bellerophon. Qui infatti la risalita diapirica di un nucleo permiano di evaporiti dovuta a sforzi compressivi ha portato alla lacerazione della successione sovrastante, che si è spostata verso l'esterno. Sulla base di questo modello, sui due fianchi dell'anticlinale diapirica, dovevano esserci in origine scaglie embricate di Calcarea della Marmolada (sud-vergenti sul fianco settentrionale, nord-vergenti su quello meridionale), ulteriormente complicate da sovrascorrimenti e dislocazioni. Infatti risultano collegati all'anticlinale diapirica sia geometricamente che geneticamente l'accavallamento sud-vergente della Marmolada-Collaccio e il sistema di dislocazioni del Col Ombert. Il primo determina un raddoppio della serie stratigrafica lungo il fianco N della piega a più grande scala, e sul fronte spinge cunei di Caotico Eterogeneo fin sopra il nucleo diapirico del Passo S. Nicolò. (Castellarin, Guy e Selli, 1982). Il forte ispessimento che caratterizza il Calcarea di

Contrin affiorante al Col Ombert è invece dovuto ad una serie di scaglie tettoniche sovrapposte nord-vergenti sempre connessi all'anticlinale diapirica. L'evento compressivo che ha generato tutto il sistema è per Castellarin (Castellarin et al, 1982) di età tardo ladinica in quanto i filoni basaltici che si intrudono nell'area attraversano l'intera successione fin qui deformata senza esserne intaccati.

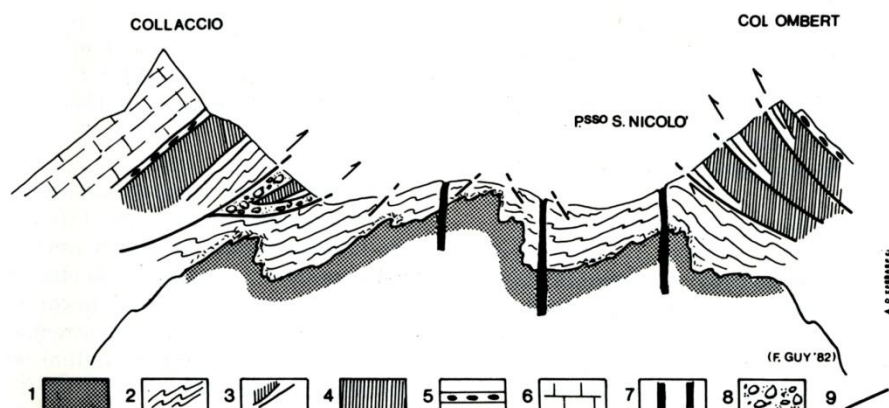


Fig 1: Interpretazione schematica dei principali elementi tettonici della zona del Passo di S. Nicolò.

1. Formazione a Bellerophon; 2. Formazione di Werfen; 3. Conglomerato di Richthofen e calcari scuri di Morbiac; 4. Formazione di Contrin, 5. Formazione di Livinallongo; 6. Calcare della Marmolada; 7. Filonivulcanici; 8. Caotico Eterogeneo; 9. Faglie e sovrascorrimenti. (Castellari et al 1982)

A SO del Col Ombert, ai Lastei di Contrin e a Forca è presente l'influenza della sinclinale del Costabella che si sviluppa con asse in direzione SO-NE passando per la base settentrionale della Punta dell' Ort, per Forca e per la selletta tra Col Ombert e Cima Cadina. La sinclinale è accompagnata da alcune dislocazioni distensive, la più occidentale di queste linee è stata nominata dal Vardabasso "Linea del Costabella"(Rossi, 1962). Essa corre dal fondovalle del Rio dei Monzoni fino a sud del M. Pecol.

Un altro elemento è la Linea di Lastè che passa a sud della Cima di Lastè, lungo la forcilla che la divide dalle cime del Costabella e che segna il sovrascorrimento della Cima di Lastè sulla catena principale.

Infine è da ricordare la Linea dell'Uomo che, seppur di poco al di fuori dell' area oggetto di studio, ha determinato il "sovrascorrimento" dell' omonima cima sul

Sasso Tasca a sud. Essa non può considerarsi però un sovrascorrimento, ma piuttosto un faglia inversa per la sua elevata inclinazione.

In sintesi nella regione si può osservare un generale andamento degli elementi tettonici in direzione SO-NE e immersione delle formazioni verso ONO. Queste ultime sono a luoghi interessate da ripetizione della serie per sovrascorrimenti o faglie inverse. Indicazioni tratte dai lavori di Rossi (1962) e di Castellarin, Guy e Selli (Castellari et al, 1982).

3. METODOLOGIA

La realizzazione della carta geomorfologica allegata è stata effettuata tenendo in considerazione i rilievi effettuati da Ferrari nell'estate del 1983 nella parte alta della valle (Ferrari, 1983), rivisitati ed implementati nelle parti non coperte dal rilevamento con l'ausilio di dati LiDAR e ortofoto. Il LiDAR (Laser Imaging Detection and Ranging) è una tecnica che permette di determinare la distanza di un oggetto utilizzando un impulso laser. Essa è calcolata misurando il tempo trascorso fra l'emissione dell'impulso e la ricezione del segnale di ritorno; la sorgente è un laser, ovvero un fascio di luce ad una ben precisa lunghezza d'onda, generalmente tra i 10 micron e 250 nm che viene ottimamente riflesso da oggetti anche molto piccoli. Il laser è montato su un aeromobile tramite il quale si effettuano strisciate di scansione. Le informazioni così ottenute sono rappresentate da una nube di punti quotati che venendo opportunamente filtrati e interpolati restituiscono un Modello Digitale di Elevazione (DEM). Questo si presenta in formato raster in cui ad ogni pixel corrisponde la relativa quota. In realtà ad ogni impulso in andata corrispondono almeno 4 segnali di ritorno a seconda che il fascio colpisca superfici/discontinuità e venga deviato sempre più verso il basso. Il primo impulso corrisponde generalmente alle cime degli alberi (in aree boscate), l'ultimo è quello che generalmente arriva al suolo. Il filtraggio e la modellizzazione di questi dati, a seconda che conservi il primo impulso oppure l'ultimo, restituisce il modello della superficie (DSM) o del "ground" (DTM).

Il lavoro si è basato sul DTM della Provincia Autonoma di Trento. Poiché questo è suddiviso in tiles di 2x2 km si è dovuto provvedere alla creazione, mediante il software Arcgis, di un quadro d'unione dei quadrati che ricoprono l'area in studio. Non tutti i raster hanno però la stessa risoluzione. Infatti per alcuni di essi la cella fondamentale, cui corrisponde una quota, è di 1x1m mentre per altri è di 2x2 m. Per chiarezza riportiamo il quadro d'unione dei tiles con la rispettiva risoluzione: in verde 2x2 m, in rosso 1x1 m (Fig. 5). Per uniformare tale disomogeneità si è quindi impostata la misura 2x2 m come cella unitaria del "mosaico" finale. In questo modo il singolo tiles con cella 2x2 m mantiene le quote invariate, mentre i tiles a risoluzione 1x1 m vengono generalizzati, tramite una media di valori, a 2x2 m. Nel caso avessimo scelto come cella base quella 1x1 m avremmo assistito ad una "discretizzazione forzata" delle quote con andamento della topografia meno uniforme. Per visualizzare la localizzazione della copertura vegetativa si è svolto lo stesso procedimento anche con il raster DSM poi con l'operatore matematico di Arcmap è stata effettuata la sottrazione del file DTM da quello

DSM così che emergessero i dislivelli tra il segnale corrispondente alla superficie della vegetazione e quello corrispondente al livello del terreno.

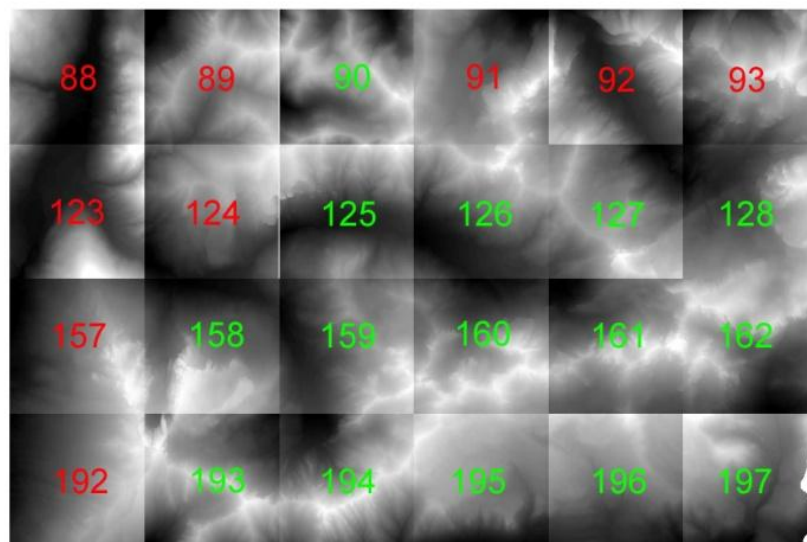


Fig 2. Quadro d'unione dei tiles con relativa risoluzione: verde 2x2m, rosso 1x1m

In seguito sono state georeferenziate le carte scansionate di Vardabasso (1930), Ferrari (1983) e Rossi (1962) utilizzando come base le CTP della Provincia di Trento: in questa fase di digitalizzazione degli elaborati cartacei è stato importato un errore (RMSE) di 32 m con l'uso di 6 punti fissi e metodo "1st order polynomial (affine)" per la carta geomorfologica di Ferrari, un RMSE di 6,7 m con 7 punti fissi e metodo "Adjust" per la carta geologica di Rossi e un RMSE di 20 m con 7 punti fissi e metodo "1st order polynomial (affine)" per la carta geologica di Vardabasso. Una volta ottenuto il materiale di partenza su cui lavorare si è quindi proceduto alla delimitazione dell'area di studio utilizzando come criterio lo spartiacque che delimita il bacino del Rio S. Nicolò. Esso si estende ben più ad O dell'area analizzata, comprendendo anche il bacino del Rio dei Monzoni ed arrivando fino a Pozza di Fassa ma, per la mole di lavoro che avrebbe richiesto l'interpretazione Lidar di tutto il territorio, è stato scelto di escludere il bacino del del Rio dei Monzoni. L'individuazione del bacino di interesse è stata effettuata mediante le derivate prime del DTM, sfruttando gli strumenti Aspect, Slope e Hillshade di Arcmap. Il primo indica, usando una scala di colori, la direzione di pendenza, il secondo, sempre attraverso una scala di colori, in continuum o discretizzabili, permette di osservare come sono orientate le massime pendenze, ed il terzo, mediante un illuminazione da NO, crea l'effetto tridimensionale della superficie. In questa sede è stato utile in misura maggiore il tool Aspect anche se tutti e tre gli strumenti sono stati decisivi per l'individuazione

delle linee di cresta maggiori. Talora si è dovuto ricorrere anche alla sovrimpressioni delle isoipse per una migliore interpretazione degli andamenti dei versanti, soprattutto in corrispondenza dei passi. La linea chiusa così ottenuta è stata poi confrontata con il modello ottenuto automaticamente dal programma IdrisiGIS. Le differenze tra i due perimetri non sono molte ma per una questione di maggior affidabilità è stato scelto di utilizzare il modello creato dal computer. A questo punto sono state digitalizzate le carte georeferenziate per avere l'informazione in formato vettoriale (shapefile o features class). Si è fatto ciò per la carta del Vardabasso, che è stata utilizzata come "base geologica", per la carta finale, e per la carta di Ferrari che è stata utilizzata come traccia per la fotointerpretazione della testata della valle. La carta geologica di Rossi, seppur georeferenziata, non è stata digitalizzata per la sua estensione limitata ad una parte dell'area. Essa è stata comunque presa in considerazione qualora ci fossero state delle incertezze sull'affidabilità della carta del Vardabasso, che conta ormai più di 80 anni. Concluse queste operazioni si sono importate nell'ambiente di lavoro di ArcMap le ortofoto del 1996, 2000 e 2006: sono state prese in considerazione solo le ultime due annate per la maggior freschezza che potevano presentare le forme ancora attive tutt'oggi. Dopo aver finalmente collezionato tutte le informazioni a disposizione si è proceduto alla interpretazione geomorfologica delle forme del paesaggio. Si sono in questa fase sfruttati tutti gli strumenti fin qui descritti, cui si è accompagnata la realizzazione di piccoli profili della topografia mediante apposita funzione. Fondamentale è stato il supporto del file DTM reso tridimensionale dalla funzione Hillshade in grado di evidenziare in modo preciso anche piccoli dislivelli altrimenti non osservabili dalle ortofoto. Queste infatti permettono piuttosto di vedere in dettaglio di che tipo di substrato si tratti, se vegetato o meno e talvolta la grana di depositi sciolti. Esse hanno però il difetto di coprire gran parte della superfici che si trovano ai piedi delle cime più alte con lunghe ombre portate. La fotointerpretazione è avvenuta quindi con il continuo confronto delle ortofoto e dell'immagine DEM e con l'ausilio dei sopraccitati *tools*.

4. DESCRIZIONE DELLE FORME

4.1 FORME STRUTTURALI

Seppur la morfologia del paesaggio sembri dominata da forme di accumulo i grandi lineamenti morfologici della stessa sono in larga misura dovuti anche al meno vistoso assetto tettonico. Così, valli a fondo più o meno pianeggiante si sviluppano preferenzialmente su zone di debolezza quali possono essere *faglie* o *fratture*. E' questo il caso del corso principale della stessa Val S. Nicolò che secondo il Vardabasso (Vardabasso, 1930) scorre lungo una faglia, non rintracciabile perché sepolta da alluvioni, e successivamente rimodellata dall'azione del ghiacciaio che percorreva il solco vallivo in oggetto. Allo stesso modo sono impostate la vallecola che dal Lagusel scende verso il Rivo S. Nicolò e quella ben più stretta e ripida, in località Culaut, che portano le loro acque al corso principale. La seconda di queste due, inoltre, sembra stata interessata da un franamento, del quale non si trova il corpo d'accumulo probabilmente asportato dalle acque di ruscellamento, ma si può notare la nicchia di distacco. Tale fenomeno potrebbe quindi essere connesso ad un locale indebolimento del versante ad opera della faglia, esasperato poi dall'emersione della falda in quel punto (dalle ortofoto e dal DEM sembra esservi una sorgente) e che ha portato quindi al franamento di parte del versante. Un'altra linea di frattura sembra essere all'origine del ripido avvallamento che separa attualmente la parete calcarea dei Maerins dal blocco della stessa litologia poco più ad O. Tale "depressione" è oggi marcata da una più chiara fascia di detrito al centro e da fianchi più fittamente vegetati. Inoltre va segnalato che, sia ad ovest che ad est di tale lineamento, si sono generate due frane di enormi dimensioni di cui si tratterà più avanti. Infine sempre per l'effetto di indebolimento e di elevata fratturazione (normalmente presente in prossimità di lineamenti tettonici) si formano selle che collegano tra loro le cime più elevate. Nell'area di studio questo si verifica ad esempio tra il Pief e Punta dell'Ort e l'accavallamento basale del Col Ombert, che degenera poi nel lungo sfasciume detritico dell'anticlinale del Passo S. Nicolò.

4.2 MORFOLOGIA GLACIALE

L'area si distingue per la presenza consistente di depositi glaciali. Essi sembrano tutti successivi all'ultima grande glaciazione pleistocenica (Würm), tranne un piccolo accumulo limitato al Col del Lares, segnalato nelle carte di Panizza e Carton (1976) e nella Carta Geologica d'Italia (1977) non ben individuabile

dall'immagine DEM, probabilmente perché ormai fittamente vegetato. I sedimenti abbandonati dall'antico ghiacciaio sono infatti stati poi ricoperti da nuovo detrito e rielaborati dai successivi agenti morfogenetici. I depositi affioranti sono dunque riferibili alle piccole pulsazioni di sosta-avanzata, avvenute durante il generale ritiro post wurmiano (depositi stadiali). Questi si presentano in genere in cordoni morenici ben formati, arcuati nella parte frontale ed allungati lateralmente, ad indicare i limiti del ghiacciaio che li ha generati; in pochi casi secondo depositi informi. E' evidente la loro posizione esclusivamente sul versante sinistro della valle, ovvero in quello esposto a N, che per la minore insolazione ha permesso ai ghiacciai di conservarsi più a lungo.

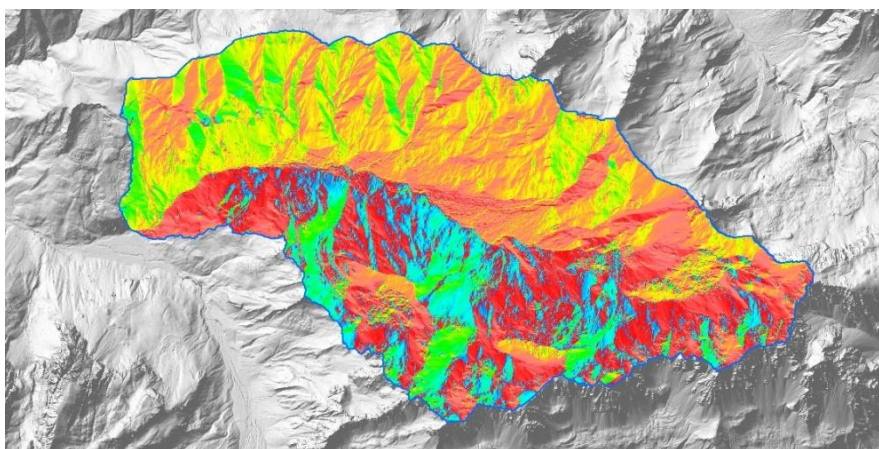


Fig 3. Esposizione dei versanti dell'area di studio: in verde versanti esposti a SO, in rosso versanti esposti a SE, in azzurro esposti a NO, in blu esposti a NE.

Si distinguono forme vegetate e più smussate alle quote più basse e forme unicamente detritiche e più "aguzze" a quelle più alte, indice dell'età decrescente dei depositi. I depositi a quota minore si trovano intorno ai 1923 m con una grossa forma a sviluppo trasversale rispetto la Val del Cuam. Questo accumulo, difficilmente riconoscibile dalle ortofoto ma più evidente dalla modello DEM, presenta, a differenza di tutte le altre forme nell'area, superficie superiore piuttosto spianata ed è totalmente ricoperto da bosco. Il fianco ovest sembra essere stato inciso dal torrente che vi scorre alla base mentre a sud sembra stato in parte ricoperto dai sedimenti dei coni detritici. Risalendo sempre la Val del Cuam si ritrova un altro deposito glaciale di minor spessore, articolato in cordoni allungati in direzione SSO-NNE, che solo nei depositi più a monte assume forma di piccolo archetto. Vista la loro posizione e la loro orientazione piuttosto disomogenea sembra possano rappresentare lembi di morene frontali di un ghiacciaio proveniente dal Sass da Pecol che ha subito ravvicinati avanzamenti e

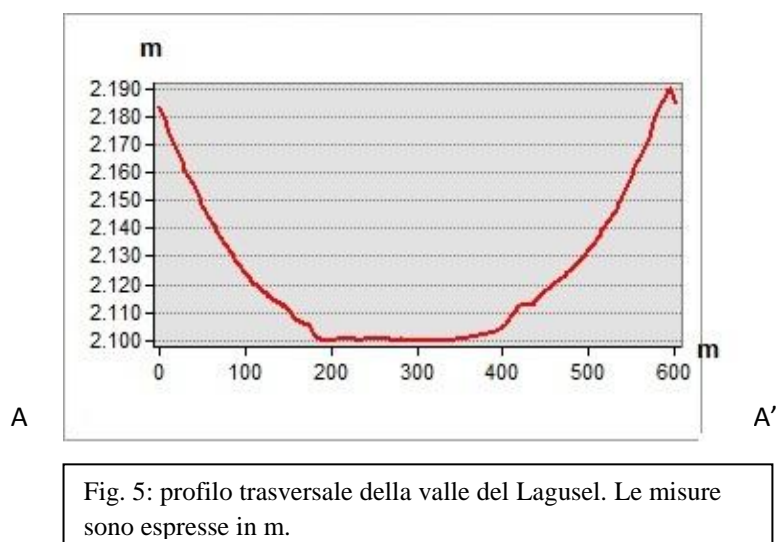
ritiri della fronte, che talora, sopravanzando i suoi stessi depositi li ha in parte obliterati e in parte preservati determinando una disposizione finale disorientata. Presso Jonta si colloca un altro complesso morenico ad archetti sottili e ravvicinati che sembrano costituire depositi di una fronte proveniente dal versante settentrionale dei Lastei di S. Nicolò. I cordoni più occidentali assieme a quello più rettilineo (che però data la poca estensione potrebbe anche essere una nivomorena) potrebbero corrispondere ad una prima pulsazione mentre quelli più orientali una successiva e più contenuta. Poco a sud un'altra lingua doveva scendere dalla parete NE del Sas de Lastè che qui ha lasciato un mal conservato arco. Una serie molto articolata di depositi occupa il fondo della Valle del Lagusel. Spicca una forma tri-lobata con fronte abbastanza ripida (alta circa 25m) cui fa seguito un sistema di archi con la convessità rivolta verso monte allungati parallelamente ai fianchi della forma maggiore. Il nitido rilievo costituito dalla forma trilobata sembra essere la morena frontale di un ghiacciaio originatosi dal versante nord di Punta dell'Ort. Esso poi, man mano che si scioglieva, deve aver continuato a mobilizzare il detrito che conteneva e che lo ricopriva. Questo materiale, bloccatosi nella sua discesa verso valle a ridosso della morena frontale, è continuato ad avanzare sotto l'azione della gravità disponendosi così in rughe concentriche. Esso è quindi con grande probabilità una forma "relitta" di rock glacier, facendo riferimento con tale termine alla più recente classificazione stabilita per questi depositi. Si distinguono infatti forme attive, inattive o relitte a seconda che contengano del ghiaccio e siano ancora in movimento, oppure il ghiaccio contenuto sia in fase di scioglimento per l' "uscita" dalla zona di permafrost o non ne contengano più affatto. Il profilo longitudinale del deposito generato in Arcgis permettone inoltre di osservare che il detrito in posizione arretrata rispetto alla fronte non genera la tipica depressione che caratterizza i rock glacier a nucleo di ghiaccio, ma piuttosto un rilievo continuo con la fronte. Questa informazione potrebbe quindi indicare che si trattasse di un *ice-cemented* rock glacier, ovvero di un ammasso di blocchi di roccia e detrito fine in cui il ghiaccio è ricristallizzato negli interstizi. La fusione di questo non ha quindi portato al collasso della superficie ma ad uno sgonfiamento uniforme del corpo.



Fig 4. Profilo longitudinale del deposito glaciale della valle del Lagusel. Si nota l'aumento progressivo del rilievo tra la base della fronte morenica e i detriti del rock glacier. Le misure sono espresse in m.

Ai piedi del rock glacier si trova inoltre un piccolo laghetto palustre compreso verso valle da un altro deposito morenico. Quest'ultimo ha rilievo decisamente minore e forma molto meno netta, si riescono tuttavia ad intravedere degli accenni di creste. Si potrebbe dunque trattare di una fase di avanzata della fronte glaciale antecedente a quella appena descritta, che per la maggiore ha lasciato forme già parzialmente annegate dal detrito proveniente dai versanti. Le acque di scioglimento dei lembi di ghiaccio intrappolati nel rockglacier hanno quindi trovato uno sbarramento al loro decorso in questo secondo gruppo di depositi glaciali ed hanno così formato il laghetto palustre del Lagusel. Alle quote maggiori i depositi glaciali si trovano in vicinanza di ripide pareti rocciose. È questo il caso dei depositi alla base delle pareti settentrionali di Cima di Campagnazza (2500m) e Punta di Cadino (2700m), testimoni delle ultime avanzate dei ghiacciai delle rispettive aree. Il primo di questi nelle sue fasi di maggior espansione doveva certamente congiungersi al ghiacciaio che scendeva dalla parete E di Punta dell'Ort seppur non si ritrovino suoi depositi stadiali (forse ritiratosi senza soste intermedie). In queste zone si può inoltre assistere a quella che è l'azione erosiva dei ghiacciai, che per il fenomeno di esarazione sul substrato roccioso su cui albergano e a ridosso delle pareti scopiscono i circhi glaciali. Essi si manifestano soltanto nel versante meridionale della valle per le quote più alte che qui si raggiungono ma soprattutto per le litologie favorevoli; si tratta del Calcare della Marmolada che per la sua compattezza reagisce alla degradazione formando pareti sub verticali e molto detrito, quello che appunto andrà poi a costituire i depositi morenici. Talvolta l'arretramento delle scarpate di due circhi limitrofi culmina in creste molto sottili ed aguzze (*Arête*) come per esempio lungo il crinale che collega la cima di Lastè al Sasso di Costabella. In

ultimo non va dimenticata l'azione modellatrice a più grande scala dei ghiacciai che crea profili trasversali di valli ad "U" come si osserva in corrispondenza del profilo della sopracitata Val del Lagusel.



Un cenno particolare merita il Ghiacciaio dell'Uomo. Esso era riportato nelle edizioni del 1905 e 1926 della carta del *Deutschen und Oesterreichen Alpen Verein "Karte der Marmolatagruppe"* alla scala 1:25.000; il ghiacciaio era presente anche nelle edizioni dal 1920 al 1960 della tavoletta I.G.M. F° 11 II S.O. "Passo di Valles". In un confronto tra di esse è possibile seguire la progressiva riduzione cui è andato incontro. Negli anni '60 è stato classificato "estinto" nel Catasto dei Ghiacciai Italiani (CGI-CNR 1959, 1962). Esso occupa il fondo della Valle Ombert e si trova limitato a sud dalla parete formata dalla Punta di Cadino, Cima dell'Uomo e Cime Cadine. Attualmente un evidente e ben sviluppato argine morenico indica l'estensione del ghiacciaio probabilmente raggiunta durante l'acme della Piccola Età Glaciale. Si distingue un più allungato cordone sinistro, dapprima esile, poi più voluminoso verso valle, che si sviluppa rettilineo per circa 500 m per poi ripiegare a formare il bell'arco frontale verso quota 2425 m. Il cordone destro invece rimane arretrato ripiegandosi in dentro già intorno a 2475 m per costituire l'arco di una fronte secondaria. La maggiore estensione del primo sembra legata al più consistente apporto detritico da parte della più estesa parete rocciosa che lo sovrasta da Punta del Cadino a Cima dell'Uomo. Bruno Castiglioni (1924) descrive in dettaglio il piccolo ghiacciaio che vi si ritrovava ancora. Esso aveva allora un'estensione di circa 20 ha, di cui circa 8 ha coperti di detrito e la fronte del ghiacciaio arrivava a quota di circa 2423 m (punto più basso del detrito glaciale che copre la fronte). L'inclinazione media era di circa 23°,

sensibilmente maggiore verso monte, con alcuni crepacci periferici e pochi trasversali. Il detrito affiorava già a 2600 m anche se non in maniera uniforme. Questo si allungava in due caratteristici depositi longitudinali tra i quali si estendevano tre zone depresse a minor copertura detritica. Tale disposizione particolare è da ricondurre al tipo di alimentazione che caratterizzava il ghiacciaio, esclusivamente da valanghe. Queste, dovevano provenire dai due canali che solcano le pareti sovrastanti, attingendo da essi il materiale detritico che costituisce i cordoni mediani e che vi risulta collegato geometricamente. Dunque tali argini non dovevano essere morene mediane in s.s., cioè derivanti dall'unione dei cordoni laterali di due lingue glaciali distinte, ma rappresentavano il materiale di scarico proveniente dai canali a monte inglobato dalla neve di valanga e che poi riaffiorava poco più in basso in corrispondenza della zona di ablazione. Secondo il metodo di Kurowski alla media elevazione del ghiacciaio (semplificata dal Marinelli nell'isoipsa che divide il ghiacciaio in due parti di area uguale, per quelli piccoli delle Dolomiti) corrisponderebbe il limite delle nevi perenni, che alle medio-basse latitudini coincide con la linea di equilibrio tra la zona di accumulo e di ablazione. Vardabasso individua nell'isoipsa 2560 m la quota che divide il ghiacciaio in parti uguali, ma già da subito osserva l'inattendibilità di tale misura come indice del limite delle nevi perenni dato l'affiorare di detrito, e quindi l'inizio della zona d'ablazione, già a quote maggiori. Egli, inoltre, rilevando già la presenza delle increspature della superficie detritica presso la fronte, in cordoni sottili concentrici, osserva in merito «che danno all'occhio l'impressione di una massa pastosa in movimento» e ritiene pertanto che il ghiacciaio si estenda alla totalità dell'area fino agli argini frontali e laterali che ne costituiscono i limiti. Tali descrizioni trovano perfetto riscontro nella forma attuale del deposito, ma devono però intendersi in senso relitto. Oggi infatti l'intera superficie è coperta da detrito e abbastanza evidenti sono le rughe a monte della cordone frontale che suggeriscono che il materiale sia ancora in movimento. Studi attuali del Dipartimento di Geoscienze dell'Università di Padova (Carton, Meneghel, Seppi) hanno interpretato per tale ghiacciaio un'evoluzione da "debris-covered glacier" a rock glacier attivo nella sua parte distale. La zona a monte sembrerebbe quindi ancora costituita da ghiaccio seppur coperto da una fitta coltre detritica che ne permette la conservazione, mentre in quella più a valle si stanno conducendo studi atti a rilevare la presenza o meno di permafrost. Quest'ultimo oltre a spiegare il movimento del materiale segnato dalle increspature con il suo progressivo scioglimento testimonierebbe anche il passaggio da un ambiente glaciale ad uno periglaciale.

4.3 MORFOLOGIA PERIGLACIALE

Con il termine “periglaciale” si intendono quei fenomeni tipici delle regioni a clima freddo dove però non vi sia un intervento diretto dei ghiacciai (Castiglioni, 1986). L’alternarsi di gelo e disgelo sono all’origine di gran parte della morfogenesi in queste aree.

Colate di geliflusso, dovute a movimento dello strato attivo del terreno saturo d’acqua sotto la forza di gravità, si ritrovano su entrambi i versanti inerbati della Valle del Lagusel e su quello che sale a N dalla piana del Foscac. Si presentano come lobi discendenti anche se per le loro forme attenuate non spiccano nettamente dalle immagini DEM, più evidenti dalle ortofoto. Processi periglaciali sono anche all’origine di movimenti di detriti sciolti grossolani (blocchi di roccia, ciottoli, ghiaie) in matrice più fine. Si tratta dei sopracitati rock glacier che prendono origine in genere dalle falde detritiche di rilievi rocciosi e si presentano sotto forma di lingua con alto pendio frontale. Possono presentare lembi di ghiaccio morto all’interno, il quale sciogliendosi determina il movimento del materiale sovrastante che, essendo massimo al centro rispetto ai lati, si manifesta in superficie con tipiche rughe. Ancora dibattuta tra gli studiosi è la classificazione di queste forme, in generale si ritiene che depositi privi di ghiaccio all’interno e vegetati alla superficie siano relitti, come quello del Lagusel, mentre depositi con lenti di ghiaccio o permafrost intrappolate siano classificabili come “intatti” cioè attivi e inattivi.

Da ascrivere sempre a questa classe morfologica, in senso genetico, sono gli argini detritici di nevaio, meglio noti come *Nivomorene*. Esse si formano usualmente ai piedi dei versanti, poco distanziati da questi, dove una volta lo spazio che le separava era occupato da accumuli di neve che raccordavano il ripido pendio roccioso al suolo. Il detrito che precipitava da questi scivolava quindi sul nevato per deporvisi ai piedi. Quando poi l’accumulo nevoso scompare restano le forme generate dai depositi. Nell’area si presentano allungate e leggermente arcuate come quelle ai piedi del versante est del Sas da Pecol e sul versante sinistro della Valle del Lagusel, con forme più sinuose quelle del versante destro, la cui localizzazione lungo il versante e non ai piedi si può spiegare solo con un elevato grado di cementazione delle stesse. Esse in genere non spiccano per rilievo forse probabilmente perché a loro volta affogate da materiale più recente. Potrebbe essere interpretato come nivomorena anche il deposito ai piedi della propaggine sinistra della Punta dell’Ort che si appoggia alla parte posteriore del rock glacier. Questo deposito crionivale sembra inoltre più recente del materiale morenico, con depositi superficiali più grossolani e assenza di vegetazione. In ultimo, canali di valanga sono presenti limitatamente alle

pareti della Catena del Costabella. Essi infatti si impostano lungo zone di debolezza quali possono essere i filoni melafirici che in questa zona abbondano.

4.4 DEGRADAZIONE DEI VERSANTI

Dopo il ritiro dei ghiacciai wurmiani e di quelli olocenici i versanti sono stati interessati da processi di tipo periglaciale legati soprattutto a cicli di gelo-disgelo, alla gravità, alla neve e alle acque di fusione. Alle quote più alte fenomeni di crioclastismo hanno prodotto e producono enormi quantità di detrito, proveniente dalle pareti in roccia, che si accumula ai loro piedi formando grandi falde o coniche alimentate da canali. Nell'area di studio queste forme si ritrovano principalmente nel settore di SE dove ricoprono il piede delle pareti della Costabella e della Cima di Lastè. Qui oltre alla verticalità delle pareti ed a fenomeni di crioclastismo, bisogna annoverare tra gli agenti degradanti anche fenomeni di carsismo che, trovando substrato ottimale nei Calcari della Marmolada, solubilizza i margini di aree già indebolite allargandone le fratture. Le falde ed i conoidi detritici presenti in prossimità dei versanti sono ancora attivi e si caratterizzano per la mancanza di vegetazione ed un notevole aumento della granulometria man mano che ci si allontana dalle pareti (dettaglio ben visibile dal DEM e dalle ortofoto). Più a valle si trovano le stesse forme ormai inattive che a seconda dell'età e del limite altimetrico sono ricoperte da prati o da boschi. I limiti tra i vari conoidi sono in genere ben visibili e sono sottolineati dal tipico andamento "rigonfiato" della superficie e da strisciate di detrito più fresco tra un cono e l'altro. Dove il materiale di questi conoidi inizia ad essere un po' più fine e non si vede classazione granulometrica i depositi sono in genere abbandonati da torrenti effimeri e acque di scioglimento di nevai che prendono in carico il materiale dei depositi che attraversano. Questi devono raggiungere, nei periodi di intense precipitazioni, elevate velocità visti i solchi che imprimono nel detrito. Alcuni di questi solchi sono anche ereditati dai corridoi di valanga. La tessitura più o meno omogenea (per quanto interpretabile dal DEM) di questi accumuli si spiega con diversi fattori tra cui la posizione in cui si trovano e il substrato su cui si impostano. Essi infatti si collocano generalmente a quote minori rispetto ai depositi accumulati per l'azione della sola forza di gravità, dove le pendenze sono in genere minori e quindi i grossi blocchi si arrestano. Inoltre il meccanismo di trasporto che entra in gioco, le acque, operano una selezione granulometrica inversa rispetto a quella gravitativa il che può spiegare la particolare disposizione dei detriti lungo il versante. Nell'area si osserva inoltre che il reticolo idrografico è impostato in genere su formazioni geologiche facilmente disgregabili, atte a produrre materiale fine. Ne sono un esempio la Formazione di Werfen e le

vulcaniti del gruppo del Buffaure i cui prodotti di degradazione alimentano i depositi sopra menzionati, classificabili, tra i depositi accumulati per gravità e le alluvioni deposte da torrenti, “a grana media”. Dove il ruscellamento non è concentrato ma diffuso si hanno estese superfici ondulate fittamente vegetate; è il caso ad esempio del versante settentrionale della Palaccia e di quello meridionale del Sass d’Adam. Proprio la presenza di vegetazione arborea è stata presa come indice di spessore del deposito maggiore di 1m. Infatti la flora tipica della zona alpina è rappresentata dal *Pinus mugo* che predilige suoli detritici parzialmente consolidati.

Il ritiro degli antichi ghiacciai ha fatto sì che mancasse il sostegno a pareti rese ripide dagli stessi che prima poggiavano su di esse (Panizza, 1973). Inoltre fenomeni di glacioppressione, dovuti alla confluenza delle lingue provenienti dall’apparato dei Monzoni e dal Passo S. Nicolò (nel Würm), e successiva decompressione dopo il loro ritiro hanno prodotto come effetto l’allargamento di fratture preesistenti indebolendo i versanti. Due manifestazioni vistose si hanno in località Pont da le Chieve. Qui il versante destro appare fittamente vegetato, ma ad un’analisi DEM si vede come tale copertura sia cresciuta sulla superficie di un grande corpo di frana a grossi blocchi. Sono stati facilmente individuati e cartografati singoli blocchi adagiati sul pendio. Appena al di sopra si nota una vistosa frattura aperta nel versante, alta circa 200 m (fig. 6), che oggi isola i due bastioni del monte Maerins. Dal colore dei blocchi e della parete di provenienza è facilmente individuabile nel Calcare della Marmolada la litologia coinvolta nel crollo. La morfologia dell’accumulo e della nicchia e la tendenza del Calcare della Marmolada a comportarsi in modo rigido conferma il meccanismo di caduta per crollo. Diversamente deve essere accaduto poco a est dove il versante sembra impostarsi su di un altro corpo di frana. Qui mancano i grossi blocchi e il corpo di frana si presenta in forma di colata. Inoltre la nicchia di distacco è piuttosto piccola e da essa si diparte il materiale detritico che si allarga verso valle, arrestandosi in un unghia rigonfia in corrispondenza di una riduzione della pendenza. La frana si colloca a quota maggiore rispetto alla precedente e in diversa litologia; essa sembra collegata con un’altra superficie di distacco poco ad ovest, sopra quella impostata nei calcari. Quest’ultima ha andamento sub-parallelo a quella sottostante e si apre all’interno del complesso effusivo del Buffaure, più o meno in corrispondenza della transizione dalle colate di lava alle brecce ialoclastitiche. La superficie topografica che separa la prima rottura dalla seconda non mostra elementi grossolani in superficie. Una possibile ricostruzione degli eventi porterebbe ad ipotizzare un primo scivolamento nella parte alta della serie stratigrafica, all’interno delle rocce eruttive, ed un successivo franamento per crollo nei Calcari della Marmolada, favorito da un versante quindi già indebolito

dai fenomeni connessi al ritiro del ghiacciaio. Questa successione degli eventi giustificherebbe l'assenza di un accumulo sulla superficie che separa le due discontinuità, asportato dal secondo collasso. Inoltre in letteratura è noto un altro fenomeno di frana a sinistra della stessa zona, poco fuori dall'area di studio, confermato anche dall'analisi del DEM. Esso ha il tipico andamento riconducibile ad uno scivolamento rotazionale e si verifica per svuotamento delle vulcaniti triassiche fiancheggiate dai più competenti Calcari della Marmolada e Calcare di Contrin. Dunque si potrebbe pensare di ricondurre geneticamente e temporalmente questo episodio a quello in rocce effusive interno all'area di studio. Si può però notare che sulla superficie di quest'ultimo si estende una folta vegetazione, diversamente dall'altra superficie interessata. Seppur infatti le vulcaniti triassiche costituiscano nel complesso un'unità abbastanza impermeabile gli strati tufitici si caratterizzano per le loro proprietà fertilizzanti, ed è infatti in questo particolare "intervallo eruttivo" che si colloca il franamento fuori area. Altri corpi di frana si trovano sparsi sul territorio: generalmente si tratta di scivolamenti planari o rotazionali su substrati come la Formazione di Werfen, i cui livelli argillitici assumono comportamento plastico quando raggiungono la saturazione, mentre litotipi più consolidati, quali i calcari, danno corpi di frana per crollo. Sembra abbastanza recente quella a grossi blocchi ai piedi della Cima di Cadino.

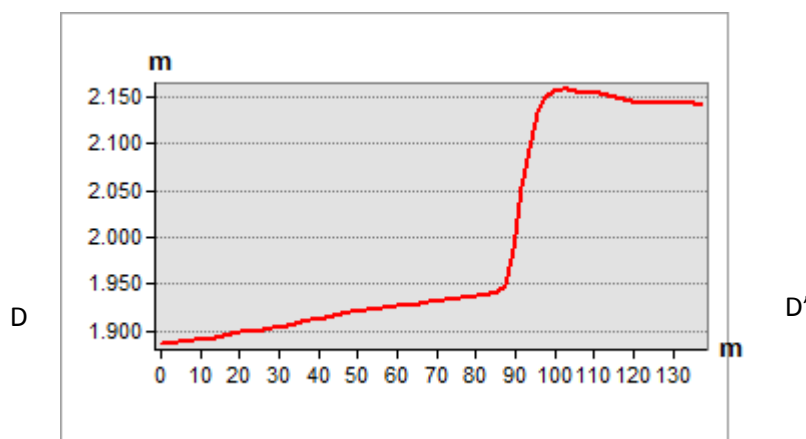


Fig. 6 Scarpata di frana del monte Maerins

Un'altra zona colpita da degradazione dei versanti è quella del Foscac dove l'intera superficie presenta andamento ondulato e scarsa copertura boschiva. Qui si nota un prevalere di motivi strutturali ad andamento OSO-ENE che dominano sull'andamento dell'idrografia, quasi mai impostata lungo la massima pendenza. Questo porta a considerare i depositi superficiali ancora poco spessi, con roccia

tendenzialmente sub-affiorante. La zona è interessata almeno da una faglia; la Carta Geologica d'Italia ne riporta una diretta OSO-ENE al contatto tra il Calcarea di Contrin e le unità effusive superiori, il Vardabasso invece la cartografa interamente all'interno della Formazione di Werfen, con la stessa orientazione. Difficile è stabilire, in mancanza di un rilievo di dettaglio, dove si collochi esattamente questa linea, più verosimile è l'ipotesi che una discontinuità maggiore passi nelle unità indicate dalla C.G.d.I. accompagnata da uno sciame di faglie minori parallele ad essa. Ciò spiegherebbe l'andamento orientato verso OSO dell'idrografia in questo punto. L'analisi lidar di questo stesso tratto di pendio propone però anche una seconda ipotesi genetica. Il versante in generale sembra aver subito un enorme collasso che l'ha portato a traslare verso il basso staccandosi dalla parete d'origine, visibile ad esempio nell'interruzione di una piccola dorsale a sud del Sasso di Rocca. L'ipotesi di una deformazione gravitativa di versante porterebbe a considerare le pareti rocciose affioranti in quest'area come la grande superficie di distacco (o quella dovuta al suo arretramento) della massa rocciosa traslata verso il basso mantenendo l'integrità della sua stratigrafia. Tale superficie di distacco risulterebbe condizionata dai lineamenti tettonici sopracitati e da due laterali in direzione NE-SO che ne avrebbero facilitato, lateralmente, lo slittamento verso S. Quelle riportate sono comunque ipotesi che meriterebbero un approfondito studio sul campo per verificare la presenza di evidenze a favore delle stesse.

4.5 MORFOLOGIA FLUVIALE

La valle prende il nome dal suo fiume principale: il Rio S. Nicolò. Esso nasce presso Jonta dove si presume vengano a giorno le acque di fusione del Ghiacciaio dell'Uomo con tutta probabilità incanalatesi nel bancone calcareo che vi sta ai piedi. L'analisi del DEM mostra questo blocco di roccia, superficialmente inerbato, fortemente fessurato secondo un motivo allineato in direzione NO-SE a partire dalla curvatura della morena frontale del ghiacciaio dell'Uomo; tale assetto tettonico favorisce i fenomeni carsici ipogei nel massiccio. Le acque vengono poi a giorno poco più in basso in corrispondenza degli strati della Formazione di Werfen che, per il suo carattere impermeabile, ne impedisce la percolazione verso il basso. Il torrente, appena genatosi dalle sorgenti, viene subito alimentato dalle acque di ruscellamento provenienti dal Passo S. Nicolò che, con la loro azione erosiva, arrivano ad isolare un lembo della Formazione di Bellerophon entro lo sfasciume detritico dell'anticlinale diapirica. Ugualmente accade poco ad O in una vallecchia parallela dove ancora si assiste ad affioramento dei gessi addirittura in forme calanchive per l'elevata energia che tali rivoli devono possedere. In questo

caso infatti l'unione dei due rami superiori ne produce uno a carattere permanente indicato nella C.T.P. con toponimo "l'Giaf" a grande capacità di trasporto. Esso infatti è il responsabile del più grande dei conoidi di deiezione che ingombrano il fondovalle, tutt'ora ancora attivo nella sua parte più distale. Il letto di questo affluente, dove la pendenza è più blanda, è generalmente abbastanza ampio, dato dal divagare ripetuto del corso. Lo spostamento del corso entro le proprie alluvioni è all'origine delle grandi forme a ventaglio che rivestono il fondovalle, ed è documentato dai "paleo-solchi" ben evidenti al DEM. Tutt'ora questa tendenza è testimoniata dall'andamento meandriforme dello stesso, che sulla sponda "a minor velocità" deposita ingenti quantità di materiale mentre su quella dove la velocità raggiunta è maggiore scava profonde ripe d'erosione. Tali scarpate hanno altezza maggiore-uguale a 5m verso monte, si fanno meno pronunciate dove la pendenza è minore e quindi nella zona distale del conoide. Queste forme sub-pianeggianti, che rivestono tutto il fondovalle, si originano a partire da vallecole piuttosto ripide, impostate su substrati facilmente erodibili quali il Werfen e le vulcaniti dai quali viene prelevato il materiale, generalmente abbastanza fine. Nell'area di studio i depositi provengono quasi esclusivamente dal fianco settentrionale probabilmente per le maggiori pendenze dei versanti; alla sinistra idrografica infatti il Monte Palacia e i Foregnoni sono interessati da ruscellamento diffuso i cui depositi però, per i minori dislivelli, si arrestano sul versante stesso eccetto per la valle del Lagusel e il Toal de Marisana. Semplici calcoli ottenuti da profili lungo la direzione di massima pendenza dei conoidi rivelano un angolo di riposo basso, attorno ai 10° che quindi li ha resi ottime superfici per lo sfalcio. In prossimità del letto del fiume principale le conoidi sono caratterizzate da superfici terrazzate, anche di più ordini. In una prima fase erosiva il letto doveva essere molto più ampio dell'attuale poiché si trovano scarpate minori di 5 m già in posizione abbastanza arretrata entro le forme a ventaglio. Una fase a regime più intensamente erosivo deve avere poi contraddistinto il fiume che ha inciso scarpate dapprima più alte e poi più basse di 5 m fino ad arrivare ad erodere le sue stesse alluvioni. Tali superfici terrazzate ad ogni modo si rinvengono quasi esclusivamente sulla sponda destra del rio, data la presenza su questo lato dei principali conoidi di deiezione. Il piede del rilievo costituito dal Col del Lares e dal Monte Pecol, sporgente rispetto il fianco sinistro della valle, spinge il rio contro il versante opposto che quindi è soggetto a maggior erosione. Fino a poco prima di Pont da la Chieve il fiume sembra avere il tipico andamento a canali intrecciati di tipo braided, da questo punto il suo alveo si restringe bruscamente, facendosi strada nel corpo di frana dei Maerins, e diventa una stretta forra scavata tra il versante settentrionale del Col del Lares e il corpo di frana delle pareti dei Marins stessi. Quindi si riallarga appena dopo per stringersi poi una seconda volta in corrispondenza di materiale di degradazione proveniente dal

versante destro. Termina il suo tragitto nell'area di studio incidendo una piccola scarpata lungo la sua sponda sinistra, entro la piana alluvionale creatasi alla confluenza con il Rio di Monzoni probabilmente per lo sbarramento del corso da un corpo di frana proveniente dal versante NO della Vallaccia.

4.6 INFLUENZA ANTROPICA SUL PAESAGGIO

Le baite e le malghe sono le costruzioni più tipiche connesse all'attività di pascolo. L'alpeggio interessa le praterie di alta quota, mentre nel fondovalle le aree destinate alla fienagione hanno determinato nel tempo una progressiva regolarizzazione delle superfici dei conoidi di deiezione su cui si sviluppano. La bellezza della valle attira una moltitudine di turisti sia nella stagione estiva che in quella invernale. Il collegamento con Pozza di Fassa è garantito da una strada carrozzabile transitabile fino alla Baita Ciampìe fino al mese di giugno, mentre nel pieno dell'estate gli automezzi devono arrestarsi in località Sauch in corrispondenza del parcheggio ricavato sulla sponda sinistra del fiume. Un bus navetta collega il centro abitato di Pozza con la valle. I turisti possono compiere diverse escursioni grazie agli svariati sentieri che collegano le cime che la circondano e nei mesi invernali praticare sci-alpino sul versante meridionale del Buffaure, al limite occidentale dell'area di studio. Si trovano nella zona, oltre alle baite disseminate, il Rifugio Baita alle Cascate, in corrispondenza delle sorgenti del Rio S. Nicolò, la Baita Ciampìe nei pressi della confluenza del torrente Gias nel fiume principale, e poco più avanti sempre lungo il fondovalle la Malga Mezzaselva. Un certo numero di baite, originariamente utilizzate per la fienagione, sono state internamente ristrutturare e vengono usate come seconde case per il weekend od il ferragosto, ma esternamente hanno mantenuto l'originale struttura, non impattando quindi sull'ambiente. Il paesaggio, in generale, anche se fortemente frequentato per alcuni mesi all'anno, si mantiene tutto sommato intatto rispetto alle azioni dell'uomo.

5. EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA

Sulla base delle forme quaternarie che si rinvennero nell'area e della cronologia relativa che si può stabilire tra di esse è possibile ipotizzare una ricostruzione delle vicende geomorfologiche che hanno caratterizzato il territorio dal Würm ad oggi. Durante il Last Glacial Maximum (L.G.M.) una spessa coltre di ghiaccio ricopriva l'intero Arco alpino, ed anche il bacino del fiume Avisio era sommerso da uno spessore di ghiaccio che poteva raggiungere anche i 1000 m e che lasciava emergere soltanto le vette più alte (Vardabasso, 1930, Castiglioni 1964). Anche la valle di S. Nicolò doveva essere percorsa da una lunga lingua di ghiaccio che traeva origine dalla testata, alla quale si univa più in basso la lingua proveniente dalla val dei Monzoni e che presso Pozza si immetteva nel più grande flusso della val di Fassa. La confluenza del ghiacciaio della val dei Monzoni in quella di S. Nicolò ha con tutta probabilità determinato forti spinte sul versante settentrionale, di conseguenza sottoposto a glaciopressione. Con la fusione del ghiacciaio durante il periodo post-glaciale abbondanti depositi glaciali sono stati abbandonati sulla superficie, e successivamente smantellati e rimaneggiati dall'azione degli eventi morfogenetici che sono seguiti. Depositi glaciali riferibili a queste fasi sono molto scarsi; se ne ritrova un unico affioramento nei pressi del Col del Lares. L'indebolimento dei versanti a causa del mancato supporto alle pareti dopo il ritiro delle lingue e la decompressione avvenuta lungo piani di discontinuità già preesistenti, come superfici di frattura, ha dato origine a fenomeni franosi lungo i versanti. In questo contesto bisogna collocare le frane in località Maerins, dapprima di scivolamento entro il complesso eruttivo triassico, poi di crollo entro i Calcari della Marmolada. Tali corpi di frana hanno sbarrato la valle ed il corso del fiume che quindi si pensa possa aver generato un bacino lacustre a monte dell'accumulo, esteso fino a Baita Ciampìe (Panizza e Carton, 1976). E' fino a questa località, infatti, che si trovano le alluvioni probabilmente legate a un momento di "stagnazione" delle acque con relativa deposizione di sedimento. Contemporaneamente, e successivamente, dal versante settentrionale provenivano i materiali trasportati dal ruscellamento, che si deponevano in forma di grandi conoidi di deiezione. Quando poi l'acqua ha ricominciato a scorrere per sfondamento del corpo di frana essa ha iniziato ad incidere i depositi su cui prima alloggiava con conseguente terrazzamento delle superfici distali dei conoidi e poi delle sue stesse alluvioni, (Panizza e Carton, 1976). Successivo deve essere anche l'episodio, se così è stato, di scivolamento di parte del versante settentrionale nella zona del Fosca che come si può vedere dall'immagine DEM sembra poggiare sopra le alluvioni, come se vi fosse sovrascorso. Nel frattempo, il clima ha subito

diverse oscillazioni e nella zona più a monte, devono essersi verificate piccole avanzate e ritiri di ghiacciai ascrivibili alle fasi stadiali. Il più antico deposito abbandonato sembra essere quello a quota minore (1923 m) che sbarra la valle del Cuam per la sua forma ormai spianata della superficie superiore. Esso doveva forse essere parte della morena frontale deposta da una lingua glaciale formata alle più alte quote dall'unione di due lingue provenienti dal circo costituito dalle cime che vanno dal Sass Pecòl a Punta dell'Ort a Piccol Lastè, e l'altra dal circo costituito dalle cime del Gran Lastè, Cima Campagnazza e Cima di Lastè. La messa in posto di tale voluminoso accumulo dovette inoltre condizionare il corso del Rio S. Nicolò che nei suoi pressi sembra spinto a nord, verso il conoide nel quale incide una scarpata alta più di 5 m, sintomo quindi di una prolungata e persistente erosione nella stessa posizione. Ad una fase di ritiro di questa massa di ghiaccio deve poi esserne seguita un'altra di avanzata più diffusa, che lo ha portato a sostare in posizione più arretrata per un periodo sufficiente ad accumulare il materiale trasportato. Sono di questa fase i depositi modellati in archetti ben più piccoli, ad andamento disordinato che come si è detto in precedenza potrebbero rappresentare pulsazioni ravvicinate e di diversa entità che talvolta hanno portato il ghiaccio a sopravanzare sui suoi stessi depositi. Testimoni di questa fase glaciale "riferibile ad un bilancio positivo" potrebbero essere anche i cordoni morenici presso Jonta e quelli più distali della Valle del Lagusel, tutti compresi tra 2030 m e 2100 m. I primi probabilmente provenienti dalla lingua alimentata dal circo fra le vette del Sasso di Costabella e Cima di Lastè con il contributo da est di una lingua dal versante occidentale del Col Ombert; i secondi dalla lingua del ghiacciaio con bacino alimentatore tra il Sass da Pecol e Punta dell'Ort. Una nuova fase di ritiro con successiva sosta o lieve avanzata è forse all'origine dei depositi situati a quote maggiori lungo gli stessi solchi vallivi: si tratta dell'ampia morena frontale che occupa il fondo della valle del Lagusel a quota circa 2125 m e dell'arco presso il Sass de Mariana rispettivamente intorno a 2185 m. Lo scioglimento del primo ghiacciaio ha portato, come già detto, all'evoluzione in rock glacier, ora relitto. Infine i ghiacciai dell'area devono aver subito un brusco e ininterrotto ritiro che li ha portati a non lasciare alcuna traccia lungo il loro percorso, arrestando la loro fusione solo presso le quote più alte delle cime della Costabella, ritirandosi nei circhi dove potevano venire riparati dall'ombra delle ripide pareti. A quest'ultima fase risalgono i ghiacciai e i relativi depositi provenienti dal circo tra Punta del Ciadino e Punta delle Vallate e quello tra il Gran Lastè e Cima della Campagnazza. Dove le acque di scorrimento superficiale si trovano sbarrate dai depositi appena discussi, a monte di questi si vengono a formare piccoli laghi come quello del Lagusel o aree palustri e torbose come nel pianoro di Jonta. L'ultimo periodo di intenso raffreddamento più vicino a noi è noto con il nome di

Piccola Età Glaciale avvenuta tra il 1500 ed il 1850 ed è segnata da una rinnovata espansione dei ghiacciai montani. Nella valle questa ha determinato la riattivazione del ghiacciaio dell'Uomo che ne è l'unica testimonianza. Esso si sviluppava tra i 2400 m e i 2600 m. Durante la sua permanenza era alimentato quasi esclusivamente da valanghe ed ha deposto i ben conservati argini morenici. L'enorme quantità di detrito che ne ricopriva la superficie l'ha preservato nella sua parte sommitale, sommergendolo, mentre nella zona più avanzata sta via via trasformandosi in un rock glacier attivo (Zanoner et al 2012). Nel frattempo l'avvicinarsi di periodi climatici diversi, ha prodotto nelle pareti rocciose intensi fenomeni di crioclastismo con produzione di ingenti coltri detritiche che fasciano il piede dei versanti da cui provengono, coprendo gran parte del settore sud-orientale dell'area oggetto di studio. La ricostruzione degli eventi qui riportata ha valore cronologico esclusivamente relativo, con la sola pretesa di riordinare gli avvenimenti secondo una sequenza logica. Sarebbero necessarie più specifiche analisi sul terreno per verificare l'attendibilità delle ipotesi proposte anche attraverso l'impiego di datazioni assolute.

BIBLIOGRAFIA

Brondi A., Mittempergher M., Panizza M., Rossi D., SomlavillanE., Vuillermin F. (1977) *Note esplicative del F°028 La Marmolada della Carta Geologica d'Italia* alla scala 1:50.000. Servizio geologico d'Italia

Carton A., Meneghel M., Seppi R., *Il ghiacciaio dell' Uomo (Dolomiti): un esempio di evoluzione da ambiente glaciale a paraglaciale* (Poster)

Castellarin A., Guy F., Selli L. (1982) *Geologia dei dintorni del passo di S. Nicolò e della valle Contrin (Dolomiti)*. In "Guida alla geologia del Sudalpino centro orientale", Soc. Geol. It – guide geologiche regionali

Castiglioni B. (1925) *Alcuni ghiacciai nelle dolomiti e il loro ambiente orografico e climatico*. Estratto dal bollettino del club alpino italiano vol XLII N.75 1925

Castiglioni G.B. (1964). *Sul morenico stadiale nelle dolomiti*. Consiglio nazionale delle ricerche, centro studio per la geografia fisica.

Ferrari U. (1983) *Geomorfologia della val Contrin e dell'alta val S. Nicolò (Dolomiti)*. Tesi inedita. Università degli studi di modena, facoltà di scienze MM.FF.NN. Corso di laurea in Scienze Geologiche

Marinelli O. (1910) *Materiali per lo studio dei ghiacciai: Ighiacciai delle Alpi Venete*.in "Memorie geografiche" pubblicate nella Rivista Geografica Italiana

Panizza M.,(1973) *Glacio pressure implications in the production of landslides in the Dolomitic area*, in Geol. Appl. E Idrogeol. n. 8(1) ,pp. 289-297.

Panizza M., Carton A., (1976) *Geomorfologia della Valle dei Monzoni (Dolomiti)*. Mem. Mus. Trid. Sc. Nat., 21(1), 1-39.

Rossi D. (1962) *Geologia della parte meridionale del gruppo della Marmolada* . Estratto da " Memorie del museo di storia naturale della Venezia Tridentina" Museo di storia naturale

Vardabasso S. (1930) *Studio geo-idrografico del bacino dell' Avisio (Valli di Fassa, Fiemme e Cembra)*. Ministero dei lavori pubblici. Ufficio idrografico del R. Magistrato alle acque-Venezia. Sezione geologica