

## Adamello - Presanella - Brenta

### Dal Passo del Tonale al Lago di Tovel, nel cuore dell'Adamello - Brenta Geopark

Riferimenti alla Via Alpina:  
non coincide con tratti della "Via Alpina"

#### Breve descrizione dell'itinerario

L'itinerario si sviluppa nel Trentino occidentale (fig. 8.1), all'interno del Parco Naturale Adamello Brenta Geopark, dal 2008 entrato a far parte della Rete europea e mondiale dei geoparchi Unesco, ed attraversa i gruppi montuosi dell'Adamello - Presanella e delle Dolomiti di Brenta. Parte dal Passo del Tonale, attraversa

la conca del Presena, entra attraverso il Passo del Maroccaro nell'alta Val Genova e scende fino al Rifugio Mandrone. Da qui guadagna la piana di Bedole (1584 m), percorre la lunga Val Genova a fianco del torrente Sarca di Genova; attraversa a Carisolo la Val Rendena ed il torrente Sarca di Campiglio e si inerpica sempre più nel cuore del Gruppo di Brenta fino al Passo del Grostè. Un'ultima lunga discesa porta al Lago di Tovel e quindi all'abitato di Terres in Val di Non.

L'itinerario si sviluppa fra i 598 m di Terres ed i 3034 m del Passo del Maroccaro. È organizzato in 4 Tappe giornaliere, per totali 53 Km. I livelli di difficoltà sono vari: prevalentemente "escursionistici", ma per alcuni tratti è richiesta una certa esperienza.



Fig. 8.1 - Tracciato dell'itinerario con indicazione delle 4 tappe giornaliere



Fig. 8.2 - Il Ghiacciaio dell'Adamello, il più grande ghiacciaio di altopiano delle Alpi italiane (foto R. Seppi)

Il percorso risulta interessante sia dal punto di vista geologico che geomorfologico perché permette di osservare rocce di natura estremamente diversa e spettacolari forme di paesaggi periglaciali e glaciali attuali ed antichi. Sarà possibile vedere inoltre il Ghiacciaio dell'Adamello (fig. 8.2), il più grande ghiacciaio di altopiano del versante italiano delle Alpi. Lungo questo itinerario particolarmente evidente è il fenomeno della geodiversità. I percorsi proposti si sviluppano infatti in corrispondenza di due distinti settori con differenti caratteristiche geologiche: quello del batolite dell'Adamello (fig. 8.3) in cui affiorano rocce cristalline (fig. 8.4) e quello del

Brenta contraddistinto da rocce sedimentarie calcaree e dolomitiche. I due ambienti, pur essendo a breve distanza tra loro e sottoposti alle stesse condizioni climatiche attuali e passate, ospitano paesaggi estremamente diversi. Alla decisa impronta del paesaggio carsico che contraddistingue il massiccio del Brenta scolpito in guglie, campanili, torrioni (fig. 8.5) e quasi completamente privo di idrografia superficiale, contrasta il severo ed a luoghi monotono ambiente glaciale dell'Adamello solcato da numerosi torrenti, forre e cascate. La lettura in chiave di geodiversità dei paesaggi di questo itinerario trova inoltre stretto legame con la biodiversità che





regola lo sviluppo naturale di endemismi e di associazioni vegetali caratteristiche. Lungo l'itinerario si trovano anche strutture appositamente concepite per divulgare le conoscenze sull'ambiente montano ed in particolare di quello geologico. Vicino agli obiettivi della geoconservazione sono le finalità del "Centro studi Adamello - Julius Payer", ubicato alla fine della prima tappa e della stazione limnologica del Museo Tridentino di Scienze Naturali presso il Lago di Tovel, posta verso la fine dell'itinerario (IV tappa).

Fig. 8.3 - Forma e dimensione del corpo di rocce magmatiche che formano il nucleo del massiccio montuoso Adamello - Preanella (da Brack & Schirolli, 2003)



Fig. 8.4 - Particolare della roccia cristallina di tipo tonalitico: ben visibile un cristallo di orneblenda (foto V. Masè)



Fig. 8.5 - Un tipico aspetto della morfologia del Gruppo di Brenta (foto G. Alberti)

**N° delle tappe:** 4

**Punto di partenza:**

Passo del Tonale, 1883 m

**Punto di arrivo:** Terres, 598 m

**Luogo:** Trentino occidentale nei gruppi montuosi dell'Adamello - Preanella e di Brenta

**Contesto geologico:** rocce ignee dell'Adamello - Preanella di età terziaria (eocenico-oligocenica) e rocce sedimentarie del Gruppo di Brenta (dal Paleozoico superiore al Terziario).

Depositi quaternari.

### Principali caratteristiche geologiche

Le prime due tappe dell'itinerario si sviluppano interamente all'interno del gruppo montuoso Adamello - Preanella, costituito prevalentemente dalle rocce ignee di un grande corpo magmatico cristallizzato in profondità (batolite), formato da diversi corpi intrusivi (quattro plutoni principali) di tonaliti, granodioriti e subordinati gabbri di età terziaria (42-30 milioni di anni). Il batolite dell'Adamello è il più grande (670 Km<sup>2</sup>) e spettacolare corpo eruttivo del magmatismo terziario alpino. È intruso entro le rocce metamorfiche (basamento cristal-

lino pre permiano) e le sovrastanti formazioni vulcaniche e sedimentarie permo-mesozoiche appartenenti alle Alpi Meridionali che originariamente costituivano una continua copertura del batolite successivamente smantellata dall'erosione. Il batolite dell'Adamello è situato nel cuneo di crosta continentale delle Alpi Meridionali (Sudalpino) delimitato da due importanti faglie quali la linea del Tonale e la linea delle Giudicarie (fig. 8.6). La prima diretta circa E-W costituisce il limite tettonico tra il dominio Austroalpino (a N) e quello Sudalpino. La linea delle Giudicarie, diretta N-NE è situata all'interno delle Alpi Meridionali e

separa due blocchi sollevati in modo difforme: ad W il blocco dell'Adamello (più alto ed eroso) costituito dal batolite e dalle sue rocce incassanti; ad E il blocco delle Dolomiti di Brenta (più basso e meno eroso, il cui basamento cristallino è ancora nascosto al di sotto della coltre di rocce sedimentarie. Nel Gruppo Adamello - Presanella le rocce magmatiche maggiormente presenti sono le tonaliti e le granodioriti, caratterizzate dalla presenza di minerali ricchi di ferro e magnesio che spiccano in una matrice grigio chiara o biancastra di quarzo, plagioclasio e feldspato potassico. Un altro aspetto spettacolare dell'Adamello

è il vistoso metamorfismo di contatto magmatico (termometamorfismo) generato sulle rocce incassanti. Totalmente diverso è invece il mondo geologico presente nel Gruppo di Brenta all'interno del quale si articolano la terza e la quarta tappa. La geologia del Gruppo di Brenta è rappresentativa della successione vulcanico - sedimentaria permo-mesozoica di questo settore delle Alpi Meridionali. Le unità più antiche sono rappresentate da depositi vulcanico-sedimentari del Permiano inferiore, costituiti da lave, ignimbriti e piroclastici, con intercalazioni di depositi fluviali e lacustri, interpretati come i prodotti di riempimento di un ampio bacino localizzato nei pressi di Tione. A questa successione fanno seguito conglomerati e arenarie (depositi clastici) del Permiano superiore (Verrucano Lombardo e Arenaria di Val Gardena) ben esposti nel settore SW del Brenta. Le unità del Triassico inferiore e medio sono rappresentate dalla Formazione di Werfen ben visibile nei pressi di Ragoli e in Val d'Algone e il Conglomerato di Richthofen affiorante in Val Perse. Nel settore centrale del Gruppo di Brenta troviamo le formazioni del Triassico medio, Formazione di Contrin e Formazione dello Sciliar (Anisico superiore - Ladinico), ben esposte nelle pareti del settore interno del gruppo di Brenta (Val Brenta alta, Rifugio Casinei, Val Perse).

Sovrapposta a queste unità c'è la Dolomia Principale, una tipica formazione di piattaforma carbonatica costituita da una monotona successione di strati dolomitici dal tipico aspetto laminato. Si tratta della formazione più diffusa nelle Dolomiti di Brenta, che da questo tipo di roccia prendono il nome. In essa sono modellate le cime più conosciute del gruppo montuoso come Cima Brenta e Cima Tosa, sui fianchi delle quali risultano evidenti le ripetizioni regolari degli strati. Alla Dolomia Principale si sovrappone il Calcare di Zu. Spesso, questi sedimenti sono ricchi di fossili di bivalvi Megalodonti di dimensioni talvolta ragguardevoli. Segue il gruppo dei Calcari Grigi, un'unità di piattaforma carbonatica tra le più classiche del Giurassico inferiore delle Alpi Meridionali. Sopra ai Calcari Grigi troviamo l'Oolite di S. Vigilio, costituita in prevalenza da sabbie cementate di colore rossastro ricche di crinoidi, e i calcari del Rosso Ammonitico Veronese e della Maiolica. Nelle pareti del settore settentrionale del Gruppo di Brenta sono magnificamente esposte grandi nicchie di distacco di paleofrane sottomarine e i corrispondenti accumuli di materiale franato nelle profondità marine. Un altro deposito sedimentario del tutto peculiare testimonia le prime fasi del sollevamento della catena alpina in questo settore: si

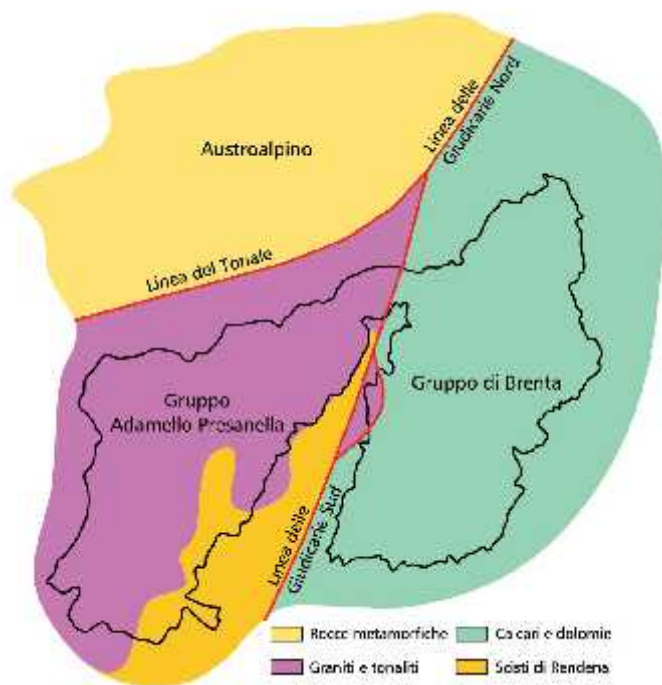


Fig. 8.6 - Schema geostrutturale



tratta della Formazione di Val d'Agola, data da conglomerati e arenarie, formati per l'accumulo di sabbie e ciottoli erosi durante le fasi iniziali di sollevamento delle Alpi avvenute oltre 50 milioni di anni fa. Dal punto di vista geomorfologico evidenti sono i segni dell'impronta glaciale che ha modellato profondamente l'intero territorio e della quale si trova ancora traccia attiva alle quote più elevate. I massicci montuosi toccati dall'itinerario, sono stati interessati dalle grandi espansioni glaciali pleistoceniche, in particolare quella dell'Ultimo Massimo Glaciale, dalle successive fasi tardiglaciali ed in ultimo dalla cosiddetta Piccola Età Glaciale. Al glacialismo sono poi succeduti processi erosivi e deposizionali legati all'azione dell'acqua e della gravità, che hanno generato forre, piane alluvionali, conoidi di deiezione frane e falde detritiche. Tra i fenomeni geomorfologici il carsismo è quello che più degli altri ha determinato la netta diversificazione tra i paesaggi dolomitici del Gruppo di Brenta e le austere forme dell'Adamello - Presanella.

### Contesto storico - economico - sociale

**IL PARCO NATURALE ADAMELLO BRENTA.** Istituito nel 1967, è la più grande area protetta del Trentino, inserita in un territorio montuoso di 620 Km<sup>2</sup>, posto tra i 450 ed i 3.558 metri (Cima Presa-

nella). Nel 2001 l'Ente Parco ha ottenuto, primo in Europa, la certificazione ambientale ISO 14001. Situato nel Trentino occidentale tra le valli Giudicarie, di Non e di Sole, comprende la parte trentina del massiccio dell'Adamello - Presanella e le Dolomiti di Brenta. L'ordinamento del Parco, nei suoi principi essenziali, esprime una moderna idea di protezione; oltre alla necessità di conservare le bellezze naturali, promuove l'uso sociale dei beni ambientali e la ricerca scientifica. La disciplina



Fig. 8.7 - L'ufficiale austriaco J. Payer che il 15 settembre 1864 conquistò la cima del M. Adamello

territoriale ed urbanistica del Parco, la tutela e la valorizzazione delle sue peculiarità naturalistico - ambientali sono affidate al Piano del Parco, adottato nel 1999 che, sulla base dell'articolazione in riserve integrali, guidate e controllate, contiene i divieti, i limiti e le prescrizioni per l'uso del Territorio. Molta attenzione viene anche rivolta all'educazione ambientale attraverso la gestione di punti informativi, di centri visitatori a tema e di foresterie. Durante il periodo estivo promuove molte iniziative a favore dei turisti realizzando facili escursioni di una o mezza giornata, con la guida di esperti naturalisti affiancati dalle guide alpine. Sono stati inoltre allestiti sentieri didattici autoguidati di facile percorribilità, lungo i quali sono individuati dei punti di sosta corrispondenti ad elementi ambientali meritevoli di interesse e di descrizione.

**L'ADAMELLO BRENTA GEOPARK.** Un Geoparco è un territorio che possiede un patrimonio geologico di particolare importanza nei termini di qualità scientifica, rarità, richiamo estetico o valore educativo ed una strategia di sviluppo sostenibile supportata da un programma europeo idoneo a promuovere tale sviluppo. Il 26 Giugno 2008, nell'ambito della terza Conferenza Mondiale generale dei Geoparchi, che si è tenuta presso il Nature Park Terra Vita di

Osnabruck in Germania, l'UNESCO ha riconosciuto il Parco Naturale Adamello Brenta come "Adamello Brenta Geopark". Le peculiarità del patrimonio geologico che il Parco possiede ed i siti di interesse nel suo territorio sono così ulteriormente valorizzati e promossi in tutto il mondo attraverso la "finestra" dell'UNESCO e la fitta rete di scambi che essa favorisce. Il Parco Naturale Adamello Brenta, entrando a far parte del network europeo dei Geoparchi, fa automaticamente il proprio ingresso anche nella rete mondiale dei Geoparchi UNESCO.

**LA GUERRA BIANCA.** Nel corso del primo conflitto mondiale, l'estremità occidentale del fronte italo - austriaco attraversava i due gruppi montuosi dell'Ortles - Cevedale e dell'Adamello - Presanella, per cui le due parti in lotta furono costrette a combattere, per oltre tre anni e mezzo, una guerra tipicamente alpina, su postazioni di roccia e ghiaccio ad oltre 3000 metri di quota, in condizioni ambientali e climatiche difficilissime. Sull'Adamello tutte le azioni, svoltesi nei diversi anni, tendevano sostanzialmente a scardinare, direttamente o indirettamente, i caposaldi austriaci, in modo da poter aver via libera sul Passo del Tonale. Gli Austriaci avevano disposto trinceramenti e scavato numerose caverne lungo la linea del fronte che col-



legava i Monticelli alle alture del Tonale orientale. Inoltre avevano occupato anche i passi Paradiso, Castellaccio e Lagoscuro che dominavano la conca di Ponte di Legno. Una delle prime fasi di guerra avvenne il 9 giugno 1915 con un attacco contro le posizioni austriache nella conca di Presena, che sarà attraversata dal primo tratto dell'itinerario proposto.

**CONQUISTE ED ESPLORAZIONI.** Il Gruppo Adamello - Presanella rimase un territorio sostanzialmente inesplorato fino circa alla metà del XIX° secolo, allorquando si assistette al fiorire di numerose spedizioni scientifico - alpinistiche, inizialmente condotte da geologi e naturalisti, interessati a comprenderne la genesi, e dalle squadre di topografi militari dell'Impero Austro-Ungarico che realizzarono i rilievi per la redazione della carta catastale del 1859-60. In quegli anni l'allora Commissario forestale di Rovereto, I. Suda, raggiunse e descrisse le fronti dei ghiacciai della Lobbia e del Mandrone, che in una sua carta, sulla base di informazioni avute dagli abitanti locali, appaiono addirittura unite presso il Pian Venezia. Nel 1864 le due più alte vette del gruppo fino ad allora inviolate, furono conquistate; il 25 agosto l'inglese D.W. Freshfield, raggiunse i 3558 m della Presanella, mentre il 15 settembre l'ufficiale austriaco di origine

Boema, J. Payer (fig. 8.7), con l'ausilio delle guide locali Girolamo Botteri detto "Fio", Giovanni Cattunari detto "Pirinel" e del portatore Antonio Bertoldi detto "Orso", mise piede sull'Adamello (3556 m). Due giorni dopo, raggiunse anche la vetta della montagna più alta del Trentino, la Presanella, a sua insaputa già violata dall'alpinista anglosassone. Payer non limitò la sua attività alla mera esplorazione alpinistica, ma fu attento rilevatore dei ghiacciai del Gruppo che rappresentò in una dettagliata carta del 1865 (cfr. Il tappa). Negli anni successivi, fu incaricato dal Ministero della Guerra dell'Impero d'Austria di realizzare nuovi rilievi per la stesura della carta topografica dell'Impero, la "Spezialkarte" alla scala 1:75.000 del 1875. In tale occasione salì numerose altre cime del Massiccio dell'Adamello. Da quel momento fino allo scoppio della Prima Guerra Mondiale numerose spedizioni di studiosi e alpinisti, per lo più stranieri, si sono avvicinate sui monti dell'Adamello - Presanella.

---

## Descrizione della tappa N° 1

### Passo del Tonale -

### Rifugio Mandrone

*La tappa può essere percorsa tutta a piedi oppure si può usufruire degli impianti di risalita (cabinovia, in partenza dal Passo del Tonale e successivamente seggiovia) che conducono fino a Capanna Presena. A piedi si risale lungo il sentiero SAT 209, in partenza dal Passo del Tonale in corrispondenza del confine tra il Trentino e la Lombardia. Dopo un dislivello di 700 m ed un tragitto di 2600 m, in due ore si raggiunge il Passo del Paradiso nei pressi del quale si trova l'arrivo della cabinovia. Da qui seguendo il sentiero 209 con un tragitto di 2700 m in un'ora e venti ed un dislivello di 450 m si raggiunge il Passo del Maroccaro (3034 m) dopo essere passati a fianco del lago di Monticello (2599 m) e di Capanna Presena (2738 m) in prossimità della quale arriva la seggiovia in partenza da Passo del Paradiso. Dal Passo del Maroccaro con una unica discesa di 585 m si raggiunge in un'ora il Rifugio Mandrone (2449 m) lungo il sentiero 209.*

---

### Accesso

Con l'auto, dalla Val Camonica (Lombardia) dopo aver oltrepassato il centro abitato di Ponte di Legno (1257 m), si raggiunge il Passo del Tonale (1883 m) con un tragitto di 11 chilometri. Dalla Val

di Sole (Trentino), oltrepassato il paese di Fucine (982 m) si supera il centro abitato di Vermiglio (1224 m), quindi in 12 chilometri si è al passo.

**Partenza:** Passo del Tonale (1883 m):

Lat. N 46° 15' 27",20"

Long. E 10° 34' 41,35"

**Arrivo:** Rifugio Mandrone (2449 m):

Lat. N 46° 12' 09,02"

Long. E 10° 34' 16,33"

**Base topografica:** Carta Topografica

Parco Naturale Adamello Brenta,

Editrice Tabacco: 1:50.000 oppure

Carta topografica per escursionisti, Edi-

trice Tabacco: 1:25.000 foglio 052 -

Adamello Presanella.

**Quota minima:** Passo del Tonale -1883 m

**Quota massima:**

Passo del Maroccaro - 3034 m

**Dislivello totale in salita:** 1152 m

**Dislivello totale in discesa:** 585 m

**Durata:** 4,30 - 5,00 h (2,45 h utiliz-

zando gli impianti di risalita)

**Lunghezza percorso:** 7,6 Km

**Livello di difficoltà:** EE

---

### Sosta N° 1 Passo del Tonale (1883 m)

Il Passo del Tonale (1883 m) è collocato tra i gruppi montuosi dell'Adamello Presanella a S e dell'Ortles Cevedale a N. Funge da spartiacque tra l'Oglio (bacino del Po) ed il Noce (bacino dell'Adige). La forma dell'insellatura, larga 1-2 km, abbastanza pianeggiante su una lunghezza

di circa 4 km, deve la sua esistenza alla presenza della linea del Tonale, motivo strutturale di importanza alpina, lungo il quale gli agenti di degradazione hanno nel tempo inciso l'insellatura. Durante l'ultimo periodo di massima espansione glaciale la zona del Passo del Tonale era coperta di ghiaccio fino a 2400 m di quota. In seguito i ghiacciai tardiglaciali rimasero confinati all'interno del massiccio della Presanella e dell'Ortles-Cevedale lasciando la principale asta valliva e lo stesso passo, completamente sgombra di ghiacci. In questa area, analogamente ad altre limitrofe, fin dall'inizio dell'Olocene si sono sviluppate paludi. Questo ambiente anche se ora non è dimostrato da evidenze geomorfologiche

dirette, è documentato dai sedimenti che si trovano nella zona. Una data ricavata da un resto organico prelevato alla base di una carota di 3,3 m perforata presso il passo ha dato una data di 9720  $\pm$ 380 anni dal presente. Successivamente, lavori di sbancamento per scopi edilizi sempre presso il passo, hanno messo in luce una sezione lunga oltre 50 m in una torbiera che copre depositi glaciali. Alla base di questa sezione sono stati trovati campioni organici; il più profondo trovato ad una quota di -129 cm ha dato un'età radiometrica di 9895  $\pm$ 170 anni dal presente. Le due date sopra menzionate, attendibili e congruenti in quanto ricavate in momenti e località diverse, indicano che i depositi morenici e

quindi la presenza dei ghiacciai al Passo del Tonale sono più antichi di 9895  $\pm$ 170 anni.

In territorio bresciano, poco dopo il confine trentino, parte la funivia del Paradiso che con una risalita di circa 700 m porta al Rifugio Soldanella (2573 m). Successivamente una seggiovia risale la base di un ampio circo glaciale raggiungendo Capanna Presena (2738 m).

#### Sosta N° 2 - Capanna Presena (2738 m)

La Conca di Presena rappresenta un grande circo glaciale aperto verso NE. L'antica coltre di ghiaccio che occupava l'intero bacino delimitato dalle cime Monticello, Monticello superiore, Punta di Castellaccio, Corno di Lagoscuro, Cima

di Presena, Cima Busazza, è oggi rappresentata da lembi di ghiaccio che corrispondono alle Vedrette di Presena occidentale (fig. 8.8), orientale e della Busazza occidentale ed orientale.

La scarsa presenza di crepacci e di sensibili variazioni di pendenza nel ghiacciaio della Presena occidentale ha favorito in passato e continua a favorire, oggi in condizioni limite, l'attività sciistica anche nei mesi estivi. Fino a qualche decennio fa la Vedretta di Presena occidentale costituiva un corpo unico con quella orientale, formando una superficie che dopo il 1850 era di oltre 400 ettari. Attualmente costituisce un apparato glaciale profondamente antropizzato, non solo per la pratica dello sci, ma



Fig. 8.8 - La Vedretta di Presena alla fine della stagione estiva. Sono evidenti i risultati della copertura con teli posti, lungo il tracciato dell'impianto di risalita e su una porzione sperimentale del ghiacciaio, per ridurre l'ablazione (foto A. Carton)



Fig. 8.9 - Conca Presena: limite della massima espansione glaciale Olocenica della Vedretta di Presena. Il confine è evidenziato dal netto passaggio tra gli accumuli di detriti di origine glaciale (in primo piano ed al centro della foto) e la roccia in posto (sulla destra) priva di qualsiasi copertura detritica (foto A. Carton)



anche per l'escursionismo e lo sci alpino poiché consente un rapido transito verso la conca del Mandrone e la Val Genova. Per questi motivi il ghiacciaio della Presena occidentale, non evolve più secondo le naturali condizioni ambientali. Su di esso oggi si stanno sperimentando tecniche, mediante la copertura con teli, per limitare la fusione del ghiaccio, rallentare la fuoriuscita di spuntoni rocciosi e quindi prolungare la vita del ghiacciaio.

Dalla seggiovia che conduce alla Capanna Presena, o dai pressi della capanna stessa, è possibile osservare il

limite della massima espansione glaciale Olocenica (fig. 8.9) della Vedretta di Presena. Il confine è evidenziato dal netto passaggio tra gli accumuli di detriti di origine glaciale, a luoghi modellati in argini non sempre ben espressi, e la roccia in posto priva di qualsiasi copertura detritica. In prossimità della stazione a valle della seggiovia sono presenti due specchi lacustri. Il più grande di essi, il Lago del Monticello è collocato sul confine tra i depositi morenici frontali della Piccola Età Glaciale e un dosso in roccia che lo sostiene. Risalendo verso il Passo del Maroccaro è

possibile osservare ad E in lontananza le Vedrette di Presena orientale e della Busazza alle cui fronti si elevano argini morenici ben evidenti, corrispondenti alla massima espansione della Piccola Età Glaciale che ha avuto il suo apice intorno al 1850.

Durante la Grande Guerra su questa vedretta fu effettuata la prima battaglia della storia su un ghiacciaio. Da Capanna Presena seguendo le tracce del sentiero 209 si raggiunge il Passo del Maroccaro dal quale si apre una splendida visione sui ghiacciai del Mandrone e della Lobbia.

I *rock glaciers* sono una delle morfologie più diffuse fra gli elementi del paesaggio periglaciale alpino e sono riconosciuti come una delle principali manifestazioni della presenza di *permafrost* al punto che vengono comunemente utilizzati per stimarne la distribuzione. Il *rock glacier* del Maroccaro è collocato fra 2750 e 2870 m di quota. È lungo circa 280 m, largo circa 100 m e la superficie è di circa 2,5 ettari. È caratterizzato da un corpo complessivamente rigonfio con una copertura costituita da massi di dimensioni metriche o plurimetriche. L'ammasso detritico è delimitato da una ripida scarpata frontale e laterale in corrispondenza della quale emerge materiale più fine. La scarpata appare instabile ed alla sua base si trova un accumulo di grossi blocchi caduti dal margine superiore, dove si osservano numerosi massi in posizione instabile. Da vari anni su questo *rock glacier* vengono effettuate misure di spostamento (fig. 8.11) per valutarne l'attività. I dati raccolti nell'arco di un triennio hanno mostrato spostamenti lineari totali compresi fra 0,08 e 0,73 m, pari rispettivamente a 0,03 m anno e 0,24 m anno. Il movimento dei massi è avvenuto secondo una direzione omogenea, che corrisponde approssimativamente con la direzione di massima pendenza del deposito.



Fig. 8.10 - Il *rock glacier* del Maroccaro un corpo detritico di forma allungata costituito da materiale detritico di varia granulometria frammisto a ghiaccio. Sullo sfondo verso destra, il Passo del Maroccaro. Il *rock glacier* in oggetto è uno dei geositi ubicati all'interno dell'Adamello - Brenta - Geopark (foto R. Seppi)

### Sosta N° 3 - Passo del Maroccaro (3034 m)

Affacciandosi dal Passo del Maroccaro (3034 m) verso la conca del Mandrone, appare una magnifica vista verso quello che è considerato il cuore del massiccio dell'Adamello. L'omonima vetta (3539 m) è attorniata da ampie distese glacializzate che colano con direzioni grosso modo radiali nelle limitrofe valli. Scendendo dal passo in direzione del lago Scuro verso W è possibile osservare un *rock glacier* attivo (fig. 8.10). I *rock glaciers* sono corpi geologici costituiti da materiale detritico di varia granulometria frammisto a ghiaccio. Possono avere morfologie molto diverse, ma generalmente prevalgono forme lobate e forme a lingua.

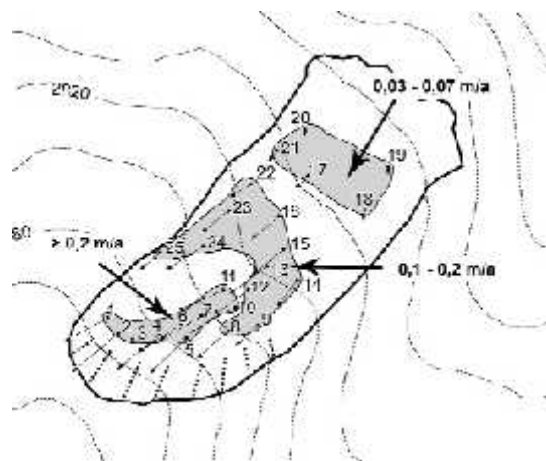


Fig. 8.11 - Risultati del rilievo topografico. I vettori indicano lo spostamento complessivo intercorso in tre anni (2001 - 2004).

Le aree in grigio indicano i punti che hanno fatto registrare tassi di spostamento omogenei nel corso di tutto il periodo di misura

#### Sosta N° 4 - Lago Scuro (2668 m)

Da questa sosta sono visibili nella loro totalità i ghiacciai dell'Adamello (lingua del Mandrone) e della Lobbia (fig. 8.12). Il Ghiacciaio dell'Adamello è un apparato unitario, classificato come ghiacciaio di "altopiano con lingue radiali" dal quale si dipartono colate vallive che occupano la testata di alcune valli della Lombardia (Salarno e Adamè) e del Trentino (Val Genova). Quest'ultima, che si vede di fronte, è la più estesa e prende il nome di Ghiacciaio del Mandrone. L'alimentazione del Ghiacciaio dell'Adamello avviene per l'apporto delle precipitazioni nevose dirette. La morfologia molto aperta, riduce l'effetto di ombreggiamento dovuto alle dorsali rocciose che spesso delimitano i ghiacciai di minori dimensioni. L'alimentazione di questo ghiacciaio è quindi direttamente collegata all'evoluzione delle condizioni cli-

matiche (temperatura dell'aria e quantità di precipitazioni nevose). Negli ultimi anni, il limite delle nevi si è spesso collocato a quote molto elevate e l'intero settore centrale del ghiacciaio si è venuto a trovare in condizioni di fusione. Secondo stime della fine dell'800, la superficie del ghiacciaio superava i 3000 ettari, mentre negli anni '20 del secolo scorso si era ridotta a meno di 2500 ettari. L'ultimo rilievo completo dell'area del ghiacciaio risale al 1997, quando essa ammontava a 1763 ettari. La lingua che occupa la testata della Val Genova si è ritirata di circa 2 km dal 1820 quando, all'apice della Piccola Età Glaciale, si arrestava a monte del Rifugio Bedole, quasi a ridosso della lingua del Ghiacciaio della Lobbia. La fronte del ghiacciaio è oggi molto assottigliata e si sta rapidamente disgregando. In questo settore, lo spessore del ghiaccio è molto ridotto e la diminuzione di spes-

sore registrata negli ultimi anni si è tradotta in un forte ritiro del margine frontale. I dati raccolti dal Comitato Glaciologico Trentino della S.A.T. (Società Alpinisti Tridentini) indicano infatti un arretramento superiore a 130 m in 15 anni (1989 - 2005).

Il Ghiacciaio della Lobbia è una delle due lingue di un apparato glaciale molto complesso, caratterizzato da numerosi ghiacciai laterali che confluiscono in un altopiano centrale, dal quale si originano la Vedretta di Fumo, che scende verso S e la Vedretta della Lobbia che abbiamo

di fronte in direzione SE. L'alimentazione di questo ghiacciaio è del tutto simile a quella del Ghiacciaio dell'Adamello. Il ghiacciaio è caratterizzato da numerose aree intensamente crepacciate, soprattutto in corrispondenza dei bacini di alimentazione laterali e dei cambi di pendenza delle due lingue vallive. Attorno al 1820 la superficie ammontava a circa 1200 ettari, ridottasi a circa 930 nel 1925, a 760 ettari negli anni '60, a 666 ettari nel 2003. Si tratta del secondo ghiacciaio più esteso del Gruppo dell'Adamello.



Fig. 8.12 - Vedrette della Lobbia e del Mandrone al 28 Settembre 2004 (Foto R. Seppi)





Fig. 8.13 - La sede del "Centro studi Julius Payer" (Foto R. Seppi)

La fronte che oggi si affaccia sulla Val Genova si è ritirata di oltre 2 km fra la metà dell'800 e la metà degli anni '80. Durante l'apice della Piccola Età Glaciale (1850 circa) il ghiacciaio raggiungeva la piana di Malga Matarot ed era quasi unito alla grande colata del Ghiacciaio dell'Adamello/Mandrone. Negli ultimi anni, la fronte settentrionale ha avuto un forte ritiro e, a causa del suo limitato spessore, si sta progressivamente disgregando. I dati raccolti dal Comitato Glaciologico Trentino della S.A.T. mostrano un arretramento molto veloce, con circa 220 metri in meno di dieci anni (1996 - 2005).

#### Sosta N° 5 - Cento Studi Julius Payer (2429 m)

Imponente deve essere stato lo spettacolo che si godeva dal piazzale sul quale sorgono i ruderi del vecchio Rifugio Lipsia e del Centro Studi J. Payer, quando le due lingue glaciali si spingevano verso Pian Venezia. Da qui ora si vedono le loro fronti molto arretrate. Di fronte, verso S l'alveo roccioso entro il quale scorreva fino a pochi anni fa la lingua del Ghiacciaio del Mandrone è solcato dallo scaricatore che precipita nella conca occupata dal Lago Nuovo.

Una visita al Centro Studi Adamello "J. Payer", unico museo e centro di divulgazione sui ghiacciai esistente nelle Alpi a



Fig. 8.14 - L'interno del Centro Studi Payer con alcuni pannelli didattici che illustrano le caratteristiche geologiche, geomorfologiche e botaniche dell'ambiente glaciale (Foto R. Seppi)

questa quota (fig. 8.13), permette di fare un viaggio a ritroso nel tempo per vedere come erano le nostre Alpi durante la massima glaciazione ed offre una serie di informazioni sui ghiacciai del gruppo Adamello - Presanella e sui metodi di studio impiegati per comprendere la loro storia passata. Il Centro Studi Adamello "J. Payer" è una struttura realizzata dalla S.A.T. nel 1994 in collaborazione con il Museo Tridentino di Scienze Naturali dedicata alla memoria dell'ufficiale austriaco di origine boema, primo salitore dell'Adamello (15 settembre 1864). Il Centro offre anche una base logistica per corsi e appuntamenti di formazione e approfondimento. All'interno sono stati realizzati pannelli didattici (fig. 8.14), attraverso i quali si possono scoprire le

caratteristiche geologiche, geomorfologiche e botaniche dell'ambiente glaciale, approfondire gli aspetti alpinistici e storici della zona dell'Adamello. Le attività del centro studi si avvalgono della presenza, nelle vicinanze, del Rifugio "Città di Trento" al Mandrone, ottimo supporto logistico per corsi residenziali.

Termina al Rifugio Mandrone (noto anche con il nome di Rifugio Città di Trento) la prima tappa. L'attuale rifugio è stato costruito dalla S.A.T. tra il 1958-'59 e rappresenta il punto d'appoggio privilegiato per l'accesso al Ghiacciaio del Mandrone e al cuore del massiccio dell'Adamello. Il primo rifugio Mandrone, fu realizzato nel 1878 dal Club Alpino Tedesco di Lipsia nei locali in cui ha oggi sede il Centro Studi Payer. Tale



Fig. 8.15 - Il Leipziger Hütte, sulla sinistra e sulla destra il piccolo Mandronhütte (oggi sede del Centro Studi Payer) in una foto d'epoca

struttura rivelatasi in breve tempo inadeguata ad ospitare il crescente numero di esploratori e turisti che cominciavano a frequentare questi luoghi, fu affiancata tra il 1895-96 dalla "Leipziger Hütte" (fig. 8.15), edificio di quattro piani che da quel momento accolse gli alpinisti, relegando il vecchio rifugio a dormitorio per le guide locali. Della "Leipziger Hütte" rimangono oggi solo i ruderi a testimonianza del cannoneggiamento italiano che la rase al suolo il 7 settembre 1915, risparmiando il piccolo Mandronhütte.

### Descrizione della tappa N° 2 Rifugio Mandrone - Carisolo

La tappa parte dal Rifugio Mandrone e si dirige per un breve tratto in direzione S lungo il sentiero 236 fino a raggiungere il lago del Mandrone. Dalle vicinanze vista sulla conca del Lago Nuovo. L'itinerario ritorna poi al Rifugio Mandrone, seguendo il segnavia 212. Si inizia da qui una lunga discesa verso il Rifugio Bedole (ore 2) e la piana del Bedole, alla fine della quale c'è la fermata del bus navetta per le cascate di Nardis. E' possibile comun-

que continuare a piedi lungo l'affascinante "Sentiero delle cascate" che, ricalcando vecchi tracciati e sfruttando passaggi favorevoli, accompagna lungo il corso del torrente Sarca aprendosi con scorci sulle numerose cascate. Durante il percorso, lungo ma non faticoso, ci sono alcuni rifugi in prossimità dei quali sosta il bus navetta (Stella Alpina, Malga Carret, Ragada, Ponte Maria). Dalle cascate di Nardis, Carisolo dista 4 Km, percorribili a piedi o con i mezzi di trasporto messi a disposizione dal Parco Naturale Adamello Brenta.

#### Accesso

Al Rifugio Mandrone si arriva solo con sentieri alpinistici (209, dal Passo del Marroccaro; 212, dal Rifugio Bedole; 236 dal Ghiacciaio del Mandrone)



Fig. 8.16 - La spalla glaciale a S del Rifugio Mandrone (foto A. Carton)

**Partenza:** Rifugio Mandrone (2449 m):  
Lat. N 46° 12' 09,02"  
Long. E 10° 34' 16,33"  
**Arrivo:** Carisolo (806 m):  
Lat. N 46° 10' 05,63"  
Long. E 10° 45' 46,18"  
**Base topografica:** Carta Topografica  
Parco Naturale Adamello Brenta,  
Editrice Tabacco: 1:50.000 oppure  
Carta topografica per escursionisti,  
Editrice Tabacco: 1:25.000 foglio 052 -  
Adamello Presanella.  
**Quota minima:** Carisolo, 806 m  
**Quota massima:**  
Rifugio Mandrone, 2449 m  
**Dislivello totale in salita:** 0 m  
**Dislivello totale in discesa:** 1649 m  
**Durata:** 7 h  
(3,30/4.00 h con bus navetta)  
**Lunghezza percorso:** 21,8 Km  
**Livello di difficoltà:** E



### Sosta N° 1 - Conca del Mandrone (Iaghetti del Mandrone, 2403 m; Lago Nuovo, 2207 m)

L'ampia conca che si apre a S del Rifugio Mandrone è sviluppata su un vasto terrazzo che rappresenta un esteso tratto dell'antico fondovalle glaciale Pleistocenico (fig. 8.16). Tale superficie mostra ancora le tracce dell'erosione glaciale rappresentata da rocce montonate. È frequente osservare appoggiati sulle rocce levigate massi isolati, spesso subarrotondati, anche di considerevoli dimensioni. Si tratta di depositi glaciali sparsi e/o massi erratici abbandonati in quella posizione durante il ritiro della lingua glaciale. Questo ampio ripiano è costellato da numerosi specchi d'acqua di varia estensione e profondità (fig. 8.17). La loro formazione è stata favorita



Fig. 8.17 - Uno dei numerosi iaghetti ospitati sulla spalla glaciale a S del Rifugio Mandrone (foto A. Carton)



Fig. 8.18 - Il Lago Nuovo sospeso sulla conca di Pian Venezia (foto G. Alberti)

dalla tormentata morfologia del substrato roccioso, eredità della poderosa opera di modellamento esercitata dal Ghiacciaio del Mandrone. L'acqua ha successivamente occupato alcune conche e depressioni delimitate da dossi montonati, originando questo pittoresco paesaggio. L'alimentazione delle pozze avviene mediante gli apporti delle acque meteoriche e di fusione nivale; la sostanziale mancanza di apporti detritici rende queste acque particolarmente trasparenti. I iaghetti in oggetto sono destinati ad un relativamente rapido colmamento, come testimoniano le zone torbose e acquitrinose che ormai occupano ampie porzioni delle pozze. Affacciandosi sul bordo dell'ampio terrazzo è possibile osservare il Lago Nuovo (fig. 8.18). Esso rappresenta un classico esempio di lago originatosi in una zona la-

sciata recentemente sgombra dai ghiacci a causa del ritiro della fronte glaciale. Detto anche Lago Mandrone Basso si è formato agli inizi degli anni '50 del secolo scorso, a 2240 m di quota, nell'area precedentemente occupata dal Ghiacciaio del Mandrone e che ora ne raccoglie le turbolenti acque di fusione. Raggiunta

nel 1956 l'estensione massima di 70.000 mq da quel momento sta subendo un rapido processo di riempimento per l'accumulo, soprattutto nella porzione a monte, del sedimento trasportato in sospensione dal torrente glaciale.

### Sosta N° 2 - Mezzavia (2253 m)

Questo punto panoramico rappresenta un belvedere verso i due principali ghiacciai della Val Genova (fig. 8.19). Di fronte, esattamente in direzione S, si apre una valle glaciale (truogolo glaciale nel gergo geomorfologico) dalla caratteristica forma ad U tipica di tutti i solchi vallivi scolpiti dalle lingue glaciali. All'orizzonte, alla sommità di una ripida scarpata appare ciò che resta della lingua del Ghiacciaio della Lobbia. Sui fianchi del solco vallivo sono evidenti due lunghi argini (a) messi in evidenza anche dalla particolare distribuzione della ve-



Fig. 8.19 - Panoramica verso la testata della Val Genova dai pressi di "Mezzavia" (foto A. Carton)



Fig. 8.20 - La lingua del Ghiacciaio della Lobbia nel 1910, in una foto d'epoca di Garbari, molto più sviluppate di adesso



Fig. 8.21 - La lingua del Ghiacciaio del Mandrone nel 1919, in corrispondenza di "Acquapendente" in una foto d'epoca del Merciai

getazione. Si tratta delle morene laterali destra e sinistra della lingua della Vedretta della Lobbia corrispondenti ad una fase in cui il ghiaccio scendeva oltre l'attuale M.ga Matarot. Al centro del solco vallivo si vede un gradino disposto obliquamente; su di esso, specialmente sulla sinistra, è visibile un lembo di argine morenico. Ai piedi del principale salto in roccia si sviluppa un cono detritico messo in posto dalle acque (cono di deiezione) a cui fa seguito la piana alluvionale di Malga Matarot bassa solcata dallo scaricatore del Ghiacciaio della Lobbia che qui disegna un alveo spesso a canali intrecciati.

Verso W è visibile il salto in roccia di Acquapendente dal quale colava ancora nella metà del XIX secolo la lingua del Ghiacciaio del Mandrone ben raffigurata

in una carta e in un dipinto del Payer. Dalla sosta di Mezzavia si nota ancora la conca che ospita il Lago Nuovo, ma soprattutto è evidente la coltre di detriti modellati in coni alluvionali ed in lobi di *debris flows* (colate di detrito) presenti alla base del gradino di Acquapendente messi in posto dallo scaricatore del Ghiacciaio del Mandrone. Dalla parte opposta, sulla destra idrografica della valle delle Lobbie si staglia contro il cielo il M. Menecigolo, fasciato al piede da una balza a sviluppo orizzontale, meno acclive, ricoperta di detriti. Per la sua caratteristica disposizione a nastro in molte carte topografiche la toponomastica chiama il ripiano "Cintura del Menecigolo". L'evidente rottura di pendenza, corrisponde ad una spalla glaciale che delimita superiormente un



Fig. 8.22 - La piana di Bedole con sullo sfondo la lingua del Ghiacciaio del Mandrone in una foto antica del 1890 di G.B. Untervegher. È visibile in basso a destra il primo rifugio qui costruito

netto truogolo glaciale scolpito in passato da una lingua di ghiaccio molto spessa originata dalla confluenza dei Ghiacciai Lobbia e Mandrone durante la loro massima espansione.

### Sosta N° 3 - Pian di Bedole (1584 m)

Il Pian di Bedole è ubicato in prossimità della testata della Val Genova e costituisce un naturale belvedere verso la Lobbia Bassa e l'alto gradino di valle lungo il quale scendeva un tempo la maestosa serracata del Ghiacciaio del Mandrone (fig. 8.20 e 8.21). Anche in passato, quando ancora la valle non era facilmente percorribile come lo è ora, questo luogo è sempre stato un punto di vista privilegiato sulla colata glaciale del Mandrone, tanto è vero che molte fotografie antiche, cartoline ed immagini sono state riprese da

questo punto (fig. 8.22, 8.24). Ciò è dovuto anche al fatto che la Val Genova è la valle che più si addentra nel cuore del gruppo montuoso e che porta quindi il più vicino in assoluto alle lingue glaciali.

La Piana del Bedole (fig. 8.23) si presenta come una superficie topografica



Fig. 8.23 - La piana di Bedole nell'attuale situazione. La lingua del Ghiacciaio del Mandrone non è più visibile perché si è ritirata al di sopra della balza rocciosa (foto A. Carton)



*Veduta della Val  
Brenta dalla  
piana di Malga  
Brenta bassa.  
(foto R.  
Tomasoni)*





*Panoramica  
del Lago di Tovel  
(foto P. Ferretti)*

*Adamello - Presanella - Brenta*





Fig. 8.24 - Le lingue dei ghiacciai della Lobbia e del Mandrone in una celebre immagine di J. Payer del 1865

quasi perfettamente orizzontale e può essere definita come una piana alluvionale, costituita dal materiale detritico che nel tempo il torrente Sarca ha depositato. La deposizione di detriti fluviali, su una ampia superficie, è stata con tutta probabilità favorita da un difficoltoso drenaggio delle acque del torrente Sarca che aveva il suo alveo ripetutamente costretto tra le ampie conoidi di versante e di *debris flows* che si sviluppano in più punti subito a valle della piana stessa. Alcune di queste sono ancor oggi alimentate e attive e in occasione di eventi meteorologici eccezionali riversano i loro detriti anche sulla strada carrozzabile, inibendone il transito.

Dalla piana di Bedole, con servizio di bus-navetta gestito dal Parco, si può scendere in direzione dello Sosta n. 4 in prossimità delle cascate di Nardis. Si

consiglia comunque di fare questo tratto a piedi, anche se lungo, percorrendo il sentiero delle cascate. Il tragitto percorre la Val Genova, valle che si addentra nel cuore del massiccio montuoso da E, separando il Gruppo della Presanella da quello dell'Adamello. Dal Passo Adamè (3128 m), situato sullo spartigliaccio (*ice divide*) tra la Vedretta del Mandrone e la Vedretta dell'Adamè/Ghiacciaio dell'Adamello e lo sbocco a Carisolo, la valle misura oltre 20 chilometri di lunghezza. Per l'aspetto selvaggio e per la concentrazione di paesaggi naturali spettacolari la valle ha sempre impressionato la fantasia dei montanari, dei pastori, dei boscaioli e dei cacciatori. Da qui le numerose leggende e credenze popolari che la avvolgono di mistero. Sembra tra l'altro, che i Padri del Concilio di Trento (XIX Concilio Ecumenico della Chiesa Cattolica, aperto nel 1515 e chiuso, dopo numerose interruzioni, nel 1563) vi avessero relegato streghe e diavoli.

#### Sosta N° 4 - Cascate di Nardis (919 m)

Lungo il fondo della Val Genova abbondanti sono gli accumuli detritici, i conoidi alluvionali, da *debris flows* e le piane di riempimento alluvionale. A luoghi grossi massi isolati, spiccano per la loro mole: si tratta di masi erratici o per lo più di singoli monoliti che testimoniano episodi isolati di crollo dalle pa-

reti. Nepomuceno Bolognini (ufficiale garibaldino nato a Pinzolo e massimo etnografo del periodo di fine 1800), battezzò con nomi fiabeschi i macigni erratici e di frana che si incontrano risalendo la valle fra il bosco od in mezzo alle acque del torrente Sarca di Genova: Zampa da gal, Schena da mul, Specchi delle streghe, Calcarot (diavolo), Coa de cavala, Manarot, l'Orco ed ai piedi delle cascate di Nardis il Belaial ed il Pontiròl. In alcuni punti della valle affiora anche la roccia in posto, che forma la soglia di vari gradini incisi in forre profonde dal torrente Sarca; in alcuni casi forma fantastici salti d'acqua come a Cascina Muta, Stablèi,



Fig. 8.25 - Le cascate di Nardis (foto A. Carton)

Pedrùc, Ponte delle Cambiali e Mandrone.

Il solco vallivo della Val Genova, di chiara impronta glaciale, è caratterizzato in destra idrografica da una serie di valli secondarie prevalentemente esposte verso N, in condizioni favorevoli quindi per lo sviluppo dei ghiacciai. In alcune di esse sono presenti ancor oggi alcune vedrette. La Val Genova è anche ricca di cascate che precipitano dalle valli laterali rimaste sospese per la maggiore azione erosiva prodotta sul fondovalle dal ghiacciaio principale. Risalendo da Carisolo, la prima cascata che si incontra è quella di Nardis (fig. 8.25), a cui fa seguito quella del Casòl proveniente dalla Val Siniciaga. La cascata di Nardis è originata dal torrente proglaciale che esce dalla vedretta omonima, lungo il versante meridionale della Presanella. Le sue acque di fusione generano uno spettacolare salto d'acqua di oltre 130 metri, con una pendenza tra i 55° e i 65°. Sono da sempre oggetto di grande attrazione turistica e nei mesi invernali ghiacciano completamente. Termina qui la seconda tappa. In pochi chilometri, sempre con il bus navetta si raggiunge il cento abitato di Carisolo dove è previsto il secondo pernottamento. Numerose sono le possibilità di alloggio offerte da alberghi e garnì (per informazioni A.P.T. Pinzolo).

### Descrizione della tappa N° 3:

#### Carisolo - Passo Grosté

La tappa parte da Carisolo (806 m). Attraversato il ponte sul torrente Sarca si svolta a sinistra imboccando la vecchia strada per Madonna di Campiglio (via San Vili, segnavia n°627) fino a S. Antonio di Mavignola (1122 m). Da qui, alcune centinaia di metri dopo il Punto Info del Parco si svolta a destra seguendo le indicazioni per la Val Agola - Vallesinella. Giunti a Malga Brenta Bassa (1265 m) si prosegue in direzione delle cascate di Vallesinella - Rifugio Vallesinella. Dal rifugio (1513 m) si continua lungo il sentiero delle cascate alte fino a Malga Vallesinella alta (1681 m) oltre la quale si prosegue per il segnavia 382 fino al Rifugio Graffer e poi (segnavia 301) al Passo Grosté (2442 m). L'itinerario segue per buona parte il tracciato del Dolomiti Brenta Trek.

#### Accesso

Dalla Val Rendena, con l'auto si percorre la SS 239. Dopo aver superato gli abitati di Tione e di Pinzolo si raggiunge il centro abitato di Carisolo. Dalla Val di Sole si raggiunge il Passo di Campo Carlo Magno, si supera l'abitato di Madonna di Campiglio ed in circa 11 chilometri si giunge a Carisolo.

**Partenza:** Carisolo (806m):

Lat. N 46° 10' 05,63"

Long. E 10° 45' 46,18"

**Arrivo:** Passo Grosté (2442 m):

Lat. N 46° 12' 53,84"

Long. E 10° 54' 03,23"

**Base topografica:** Carta Topografica

Parco Naturale Adamello Brenta,

Editrice Tabacco: 1:50.000 oppure

Carta topografica per escursionisti,

Editrice Tabacco: 1:25.000 foglio 052 -

Adamello Presanella.

**Quota minima:** Carisolo, 806 m

**Quota massima:** Passo Grosté, 2442 m

**Dislivello totale in salita:** 1634 m

**Dislivello totale in discesa:** 0 m

**Durata:** 8 h

**Lunghezza percorso:** 15 Km

**Livello di difficoltà:** E

#### Sosta N° 1

##### Malga Brenta Bassa (1265 m)

Giunti a Malga Brenta Bassa ci si trova immersi in uno dei più suggestivi e selvaggi scenari alpini del Parco, la Val Brenta (fig. 8.26), caratterizzato da fitti boschi di conifere, alternati a dirupi e ampie falde di detrito, oltre i quali svetta lo straordinario anfiteatro di guglie e pinnacoli dolomitici che cinge la testata della valle. Tra essi alcune delle cime più celebri del Gruppo di Brenta come: il Crozzòn di Brenta, la Tosa, Cima Margherita, Cima Brenta Bassa, Cima Brenta Alta, il Campanil Basso, il Campa-

nil Alto, gli Sfulmini, la Cima Armi, la Torre di Brenta e Cima Mandròn.

*“Proprio al centro di tanta bellezza, imponente di fronte a noi si ergeva una roccia colossale, uno dei più prodigiosi monumenti delle forze della natura”.*

Con queste parole l'alpinista inglese D.W. Freshfield descriveva la visione del Crozzòn dall'alpeggio della Malga Brenta Alta, un provvidenziale tetto per i molti pionieri dell'alpinismo esplorativo nel Gruppo di Brenta.

La Val Brenta, un tempo accesso principale al cuore del gruppo dolomitico, è separata dalla Vallesinella dalla Costa del Gras d'Oven e dalla Valagola, dai Fraccingli.

L'ambiente nella bassa e media valle, contraddistinto fino a fine '800 da una splendida faggeta in seguito sostituita

dalle aghifoglie, conserva ancora i caratteri della vita pastorale di un tempo, che ruotava attorno alle due malghe Brenta Bassa e Brenta Alta.

L'alta valle è invece dominata dalle strapiombanti pareti di Dolomia Principale alla base delle quali si trovano incastonati piccoli ghiacciai: la Vedretta della Bocca di Brenta, la Vedretta del Brentei, quella degli Sfulmini, la spettacolare Vedretta del Crozzòn e la Vedretta dei Camosci. Quest'ultima alimenta il torrente Sarca di Brenta che percorre l'intera valle per confluire nel Sarca di Campiglio.

#### Sosta N° 2 - Forra e cascate di Mezzo di Vallesinella (1500 m)

Dopo aver lasciato la Val Brenta per inoltrarsi in Vallesinella, ci si trova ben pre-



Fig. 8.26 - Veduta della Val Brenta dalla piana di Malga Brenta bassa. Si può osservare la balza rocciosa che separa la Brenta Bassa dalla Brenta Alta. Al centro dell'immagine l'imponente mole del Crozzon (foto R. Tomasoni)



sto al cospetto delle suggestive cascate di Mezzo di Vallesinella (fig. 8.27). Tra le valli del Parco, Vallesinella rappresenta un luogo singolare dove lo stretto legame tra acqua e roccia ha dato origine a peculiari fenomeni naturali. In particolare in questo tratto della valle il torrente Sarca scorre per buona parte incassato in una stretta e sinuosa forra modellata nelle alternanze calcareo marnose della Formazione di Zu del Trias superiore. Alla differente resistenza dei due litotipi si deve la caratteristica successione di cenge rocciose dal tipico profilo a denti di sega che hanno dato origine alla se-



Fig. 8.27 - Le cascate di Mezzo di Vallesinella: spettacolare successione di salti in roccia modellati nelle alternanze calcareo marnose della Formazione di Zu del Trias superiore (foto R. Tomasoni)

quenza di salti delle cascate di mezzo e poco più a valle alla cascate basse. Nelle pareti e nel greto roccioso della forra (fig. 8.28) sono modellate numerose marmitte e alcuni piccoli archi in roccia.

### Sosta N° 3 - Sentiero delle sorgenti-cascate Alte di Vallesinella (1681 m)

Il "Sentiero delle sorgenti" permette di risalire la spettacolare successione di salti in roccia delle cascate alte di Vallesinella, una delle principali e più rinomate attrattive naturali del Geoparco Adamello Brenta. Le cascate (fig. 8.29), visitabili con il "sentiero delle sorgenti"



Fig. 8.28 - Un tratto in forra del corso del fiume Sarca (foto R. Tomasoni)



Fig. 8.29 - Le cascate alte di Vallesinella con il sentiero di visita che risale la balza rocciosa da cui scaturiscono le sorgenti carsiche (foto R. Tomasoni)

sono alimentate da un gruppo di emergenze carsiche di interstrato poste tra 1550-1615 m di quota, da cui nasce il torrente Sarca di Vallesinella. L'acqua che scaturisce dalle sorgenti proviene dal vasto bacino di raccolta delle acque, o bacino idrogeologico, che occupa l'alta Vallesinella, a monte delle cascate. Si tratta di un'area carsica di circa 12 km<sup>2</sup> delimitata a E dal Passo Grosté e Cima Brenta, a N dall'Altipiano dello Spinale e a S da Cima Freddolin.

L'acqua derivante dalla pioggia e/o dalla fusione della neve scorre solo per brevi tratti in superficie e si infiltra rapida-

mente nel sottosuolo, catturata dalla fitta rete di fessure che pervade per centinaia di metri di profondità gli strati di Dolomia Principale, una roccia sedimentaria carbonatica formatasi circa 220 milioni di anni fa. Questo reticolo sotterraneo si è originato dalle numerose fratture legate alla presenza della Linea della Vedretta dei Camosci, importante faglia orientata circa NE-SW che attraversa Vallesinella in corrispondenza delle sorgenti. La progressiva dissoluzione della roccia operata dallo scorrere dell'acqua ha allargato la rete di fessure formando un vero e proprio serbatoio naturale in cui si accumu-



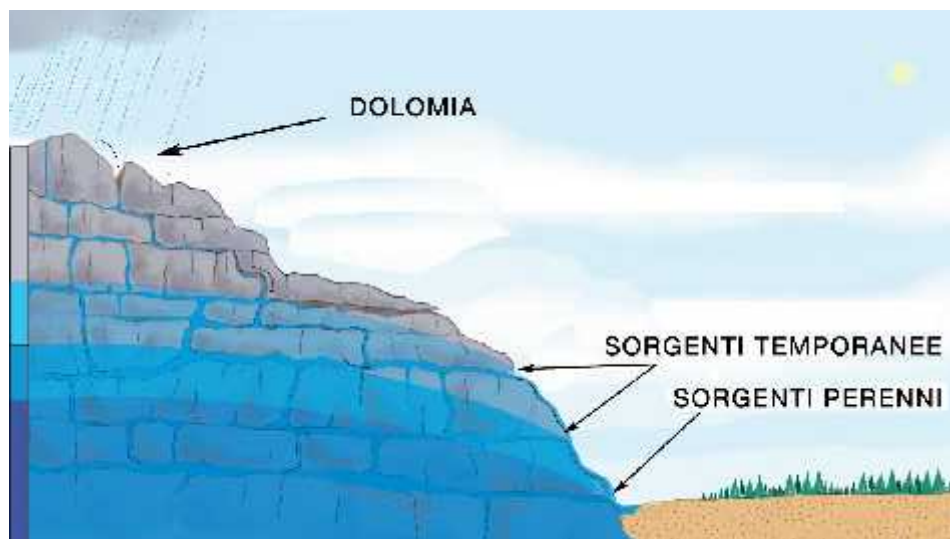


Fig. 8.30 - Schema delle sorgenti carsiche di Vallesinella

lano e transitano enormi volumi d'acqua. L'acqua quindi dopo essersi infiltrata nella roccia alle quote più elevate e aver viaggiato nel sottosuolo, fuoriesce dalle fessure orizzontali che separano gli strati di Dolomia Principale, osservabili lungo il sentiero (fig. 8.30). Nell'arco dell'anno le cascate cambiano spesso aspetto poiché le sorgenti carsiche hanno un regime tipicamente stagionale. La loro portata è molto variabile: al disgelo primaverile o in occasione di abbondanti precipitazioni tutte le sorgenti sono attive e gonfie d'acqua, in inverno o in periodi siccitosi possono addirittura scomparire. Solo le sorgenti più basse, ubicate a 1550 m, sono perenni, mentre le più alte si innescano progressivamente, funzionando come valvole di sfogo in occasione di particolare

abbondanza di acqua. Inoltre, soprattutto a fine primavera ed in estate, si osservano notevoli variazioni giornaliere del flusso di acqua legate alla fusione della neve e del ghiaccio che è minima all'alba e massima nel tardo pomeriggio. Le maggiori portate quotidiane si registrano con circa otto ore di ritardo (il tempo necessario affinché l'acqua di fusione raggiunga le sorgenti), tra le 22.00 e le 24.00, mentre quelle minime si osservano nel primo pomeriggio.

#### Sosta N° 4 - Passo del Grosté (2442 m)

Il Passo Grosté è una delle più note e frequentate mete escursionistiche del Gruppo di Brenta per la maestosità del paesaggio che vi si può ammirare unita alla facilità di accesso, in quanto rag-

giungibile anche per mezzo degli impianti di risalita che salgono da Passo Campo Carlo Magno poco a N di Madonna di Campiglio.

Il passo rappresenta una pronunciata sella morfologica scolpita nelle massicce bancate della Dolomia Principale, delimitata a N dal severo profilo della Pietra Grande (2937 m) e a Sud dalla Cima Grosté (2901 m). Volgendo lo sguardo ad E oltre il passo si apre la Valle di Santa Maria Flavona che si raggiunge discendendo l'estesa gradonata naturale dei Grostedi. Dal passo si gode una splendida vista sul Gruppo dell'Adamello - Presanella, del quale è possibile ammirare il corollario di cime e valli costellato di ghiacciai. Verso W il versante è disposto a formare un'ampia monoclinale incli-

nata verso NW che si raccorda poco più in basso con l'altipiano dello Spinale per poi digradare verso la Val Rendena. Il paesaggio del Grosté presenta i tipici caratteri del modellamento glaciocarsico. Le tracce dell'azione glaciale sulle ampie superfici di strato in dolomia (fig. 8.31) sono state in buona parte cancellate o rimodellate dal carsismo superficiale. In particolare spicca il fitto reticolo di crepacci carsici e pozzi a neve impostati lungo la direzione delle principali faglie (Linea della Vedretta dei Camosci, Linea di Pozza Tramontana) e delle fratture ad esse connesse. La morfologia ondulata dello Spinale è invece legata alla presenza di spessi accumuli di brecce e conglomerati carbonatici (Conglomerati e Brecce dello Spinale) di età



Fig. 8.31 - Paesaggio del Grosté. Ampie superfici di strato in dolomia rimodellate da processi carsici superficiali. (foto R. Tomasoni)





Fig. 8.32 - Il caratteristico profilo seghettato della Pietra Grande, modellato nelle altrenanze calcareo -marnose del Calcare di Zu (Retico) e della Formazione di M. Zugna dei Calcari Grigi (Hettangiano) (foto archivio PNAB)

Pliocene - Pleistocene medio, formati quindi prima dell'ultima grande espansione glaciale. Si tratta in prevalenza di grossi depositi di frana e detrito di versante che possono raggiungere alcune decine di metri di spessore. I depositi glaciali con litologie cristalline, riferibili all'ultima glaciazione (Pleistocene sup.) sono presenti con spessori fino a 2 - 3 m solo sui fianchi occidentali dello Spinale (es. Malga Montagnoli) fino alle quote di 1900 m circa. Più in alto si trovano invece solamente depositi glaciali locali a litologia carbonatica. Alla

base delle principali pareti rocciose sono ben riconoscibili ampie coltri di detrito di versante, visibili ad esempio sui fianchi della Pietra Grande; a S del passo si notano imponenti accumuli di frana costituiti da blocchi ciclopici crollati dalle cime sovrastanti. Nei pressi del Rifugio Graffer affiorano piccoli lembi di depositi fini trasportati dal vento noti con il termine di loess. Caratteristico è il profilo a denti di sega della Pietra Grande (fig. 8.32) che si differenzia dal monolitico aspetto delle pareti in dolomia, in quanto modellato nelle più erodibili lito-

logie del Calcare di Zu e della Formazione del M. Zugna dei Calcari Grigi. Tali rocce sono costituite da una fitta alternanza di calcari e marne; queste ultime, essendo più tenere tendono a disgregarsi più rapidamente dando origine alle caratteristiche rientranze che separano gli strati calcarei.

Altro aspetto interessante che contraddistingue la Pietra Grande è la presenza di un sovrascorrimento di vetta (*klippen*) (fig. 8.33) ossia una faglia che si è sviluppata lungo il contatto stratigrafico tra il Calcare di Zu e la Formazione del M. Zugna. Il contatto tettonico è marcato da una fascia cataclastica, un intervallo di rocce molto fratturate in seguito al movimento avvenuto lungo il piano della faglia.

Altra importante struttura tettonica che interessa la zona è la Linea di Santa

Maria di Flavona. Si tratta di una faglia subverticale orientata circa N-S che ha sollevato di circa 600 metri il settore del Grosté in Dolomia Principale (Carnico - Norico) rispetto al sottostante Campo della Flavona dove affiora il Calcare di Zu (Retico).

#### Descrizione della tappa N° 4: Passo Grosté - Terres

*La tappa inizia al Passo Grosté (2442m) valico che unisce la testata della Valle di Santa Maria Flavona con la Val Rendena. Dal passo si imbecca il segnavia 301 fino al bivio con il sentiero 371 seguendo il quale, dopo aver attraversato i pascoli del Campo di Flavona, si raggiunge il Lago di Tovel. Presso il lago si trova il Centro visite del Parco e la stazione limnologica del Museo Tridentino*



Fig. 8.33 - Il sovrascorrimento della Pietra Grande: la Formazione del M. Zugna (parete massiccia sopra la cengia innevata) è scollata rispetto al sottostante Calcare di Zu. Tratta da: Autori vari (2008) (foto R. Cozzini)

di Scienze Naturali. Dal Lago di Tovel si prosegue a piedi lungo il sentiero didattico delle Glare per poi continuare lungo strada forestale fino a Terres. L'itinerario segue per buona parte il tracciato del "Dolomiti Brenta Trek". In alternativa, una volta giunti al Lago di Tovel durante la stagione turistica è possibile scendere a valle mediante servizio di bus navetta.

#### Accesso

Al Passo del Grostè si arriva solo con sentieri alpinistici (301, dal Turrion basso o dal Rifugio Graffer; 305, via delle Bocchette; 306, sentiero delle Palette; 316 dal Rifugio Tuckett; 390 dal sentiero Vidi) o con gli impianti dal Rifugio Graffer posto a qualche decina di minuti dal passo.

**Partenza:** Passo Grostè (2442 m):

Lat. N 46° 12' 53,84"

Long. E 10° 54' 03,23"

**Arrivo:** Terres (598 m):

Lat N 46° 18' 35,51"

Long. E 11° 01' 20,76"

**Base topografica:** Carta Topografica Parco Naturale Adamello Brenta, Editrice Tabacco: 1:50.000 oppure Carta topografica per escursionisti, Editrice Tabacco: 1:25.000 foglio 052 - Adamello Presanella.

**Quota minima:** Terres, (598 m)

**Quota massima:** Passo Grostè, (2442 m)

**Dislivello totale in salita:** 0 m

**Dislivello totale in discesa:** 1844 m

**Durata:** 8 h

**Lunghezza percorso:** 22 Km

**Livello di difficoltà:** E

#### Sosta N° 1 - Sella del Turrion Basso (2224 m)

Il Turrion Basso (fig. 8.34) è un rilievo isolato dalla caratteristica forma a fuso allungato in senso N-S che si eleva per oltre 200 m dal Campo della Flavona. È costituito da calcari e marne del Calccare di Zu (Retico). In numerosi blocchi presenti nei ghiaioni alla base delle pareti è facile osservare grandi molluschi bivalvi fossilizzati (megalodonti) tipici di questa unità (fig. 8.35) Strutturalmente il Turrion, è stato interpretato come l'elemento sovrascorso di un *klippen* (sovrascorrimento di vetta) che duplica la successione retica affiorante in questo settore; il piano di scollamento orizzontale corre alla base del grande monolito.

L'originale morfologia che lo contraddistingue è riferibile al particolare assetto strutturale di quest'area su cui si è imposta l'opera di modellamento glaciale. La conca del Campo di Flavona è delimitata da due importanti faglie transpressive orientate N-S, la Linea di S. Maria Flavona e la Linea Cima Pra de l'Asen - Passo della Gaiarda. I settori più prossimi alle due faglie hanno subito un'erosione più intensa rispetto al solido



Fig. 8.34 - Il Turrion Basso, costituito dall'unità calcareo-marnosa del Calccare di Zu (Retico). Strutturalmente è stato interpretato come l'elemento sovrascorso di un *klippen* (sovrascorrimento di vetta) (foto archivio PNAB)

nucleo sovrascorso del Turrion, a causa di una maggiore fratturazione del substrato roccioso.

#### Sosta N° 2 - Lago di Tovel (1177 m)

Il lago di Tovel è un incantevole specchio d'acqua incastonato sul fondo dell'omonima valle, che si addentra per circa 17 km nelle propaggini nord orientali delle Dolomiti di Brenta (fig. 8.36). L'attuale conca lacustre, famosa per il particolare fenomeno naturale che in passato tingeva di rosso le sue acque e per l'amenità del



Fig. 8.35 - Uno dei numerosi blocchi ricchi di fossili visibile alla base delle pareti del Turrion Basso



paesaggio circostante, è un sito di estremo interesse per interpretare l'evoluzione geomorfologica più recente di questo settore di Geoparco. I numerosi studi condotti da vari ricercatori hanno evidenziato una genesi complessa del lago.

La depressione che ospita il lago si è originata in seguito al ritiro della lingua glaciale che, verso la fine dell'ultima massima glaciazione, attraversava la Valle di Tovel. Circa 15.000 anni fa, la testata della valle era occupata da una grande massa di ghiaccio relitto, la cui fusione è stata rallentata dall'ingente copertura detritica franata dalle pareti rocciose circostanti. Si è creata così una morfologia articolata in dossi e depressioni: in corrispondenza delle zone in cui lo spessore degli accumuli era maggiore, ora troviamo dossi e collinette, come ad esempio il Dosso del Lago (fig. 8.37), invece dove la copertura era più sottile vi sono le conche e le depressioni. La più ampia di queste è stata occupata dal Lago di Tovel, che in questa fase si trovava circa 20 m al di sotto dell'attuale livello. La prova più convincente che il lago originariamente occupasse soltanto la porzione più profonda della depressione è rappresentata dal ritrovamento di numerosi tronchi sommersi, tuttora radicati a circa 18 m di profondità. L'analisi dendrocronologica ha fissato la morte delle piante all'anno 1597 d.C.; la regolarità degli anelli di accrescimento degli ultimi anni

di vita dà indicazione di una morte improvvisa conseguente al brusco innalzamento del livello del lago. Questo sarebbe stato provocato dallo sbarramento dell'antico emissario da parte di accumuli di frana crollati dalle pareti orientali. L'acqua, risalita fino ad una quota superiore di 3 m rispetto ad oggi, si è aperta successivamente un varco verso S, originando l'attuale emissario (fig. 8.38) e portando la soglia alle condizioni attuali.

#### La leggenda del lago rosso e della Regina Tresenga

Come spesso avviene, anche nel caso dell'arrossamento del Lago di Tovel la cultura popolare ha cercato di offrire una sua interpretazione fiabesca e mitologica dei fatti. Ne è nata la suggestiva leggenda della Regina Tresenga, nella quale rimbalzano gli echi delle contese, queste storicamente documentate, tra gli abitanti di Tuenno, della Val di Non, e quelli di Ragoli, delle Giudicarie, per il predominio sui territori di montagna del Brenta. La Regina Tresenga, bella, forte e risoluta, partì dunque con i suoi da Ragoli alla volta dei monti del Brenta, con l'intento di porre la parola fine alle continue dispute con la gente di Tuenno. L'intenzione era di impadronirsi delle montagne che fanno corona alla Val di Tovel, ricche di preziosi pascoli. Tresenga e i suoi fidati avanzarono fino al Castellazzo, che do-



Fig. 8.36 - Panoramica del Lago di Tovel (foto P. Ferretti)



Fig. 8.37 - Il Dosso del Lago (foto P. Ferretti)

mina la valle dal bordo del Pian della Nana, ponendovi il loro quartier generale; le truppe scesero accampandosi al Campo di Flavona e a Malga Tuenna, spingendo con la forza gli avversari verso la zona del lago. Il piano di Tresenga e dei suoi capitani era semplice: calare in massa dal Castellazzo e dalla Flavona verso la conca del lago, sferzando l'attacco finale. Così fecero, ma non tennero conto dell'astuzia dei soldati di Tuenno, che avendo il favore della perfetta conoscenza dei luoghi, si erano disposti a piccole pattuglie, con tante sentinelle, nei boschi di Tóvel.

Quando le truppe di Tresenga giunsero sulle rive del lago furono circondate dalle truppe nemiche. Iniziò così una furibonda battaglia, che vide i soldati di Ragoli avere la peggio; solo Tresenga e pochi dei suoi riuscirono a sfondare l'accerchiamento fuggendo verso valle, ma dietro il dosso che sbarrava il lago stava in agguato una pattuglia nemica. La sorte dei Ragolesi fu segnata: uno dopo l'altro i soldati di Tresenga caddero in riva al lago trafitti dalle lance e dalle spade dei Tuennesi. L'ultima a morire fu la coraggiosa regina e a sua perenne memoria il torrente emissario del lago porta

ancor oggi il suo nome. Il sangue dei Ragolesi tinse di rosso le acque del piccolo Lago di Tovel e da quel giorno, a ogni estate, il sangue tornò a farsi vedere, in ricordo di quella lontana e sfortunata battaglia.

### Sosta N° 3 - Le Glare (1000 m)

Con il termine Glare si identifica il grande accumulo di frana (fig. 8.39) staccatosi in epoca storica dalle pendici occidentali del M. Corno, l'imponente parete verticale che sovrasta in questo tratto il versante destro della Valle di Tovel. Semplici osservazioni sul terreno permettono di definire la giovane età dell'evento franoso: sulla parete verticale del monte domina, ancora "fresca" e ben visibile, la grande nicchia di distacco (fig. 8.40), ossia il settore da cui si staccò la porzione di montagna franata; il corpo di frana, ossia l'enorme accumulo detritico che ha invaso il fondovalle non è del tutto stabilizzato e numerosi massi sono ancora in bilico gli uni sugli altri; la colonizzazione da parte della vegetazione è ad uno stadio pionieristico con ampie aree tuttora completamente spoglie. Inoltre, datazioni dendrocronologiche su un tronco di larice rinvenuto nell'ammasso detritico, fissano la morte della pianta tra il 1630 e il 1661 d.C., fornendo una più precisa collocazione temporale del catastrofico crollo.



Fig. 8.38 - Il punto da cui nasce l'emissario del lago (foto P. Ferretti)



Fig. 8.39 - Macereto di frana delle "Glare" (foto R. Tomasoni)



Fig. 8.40 - La grande nicchia di distacco della Frana delle Glare (foto P. Ferretti)



#### Sosta N° 4 - I laghetti effimeri (875 m)

Il torrente Tresenga, emissario del Lago di Tovel, dopo un tratto di circa 1 Km in cui scorre in superficie, scompare nel sottosuolo, per tornare a giorno in prossimità dei laghetti dopo un viaggio sotterraneo di circa 2 km, dove alcune emergenze d'acqua originano caratteristici laghetti temporanei (figg. 8.41 e 8.42) posti a quote diverse. Tutto il tratto intermedio della valle, caratterizzato dagli accumuli molto porosi e permeabili della frana delle Glare, non mostra alcuna forma di idrografia superficiale. L'acqua scorre in profondità all'interno degli interstizi presenti tra i blocchi di frana e va ad alimentare la falda acquifera. Quando questa viene a giorno forma i laghetti effimeri, che permangono per



Fig. 8.41 - Laghetto effimero nei pressi del Rifugio Capriolo (foto P. Ferretti)

tutto il periodo in cui l'acqua di falda scaturisce formando alcune sorgenti a monte e in corrispondenza dei laghi. Solitamente i laghetti si sviluppano nella tarda primavera, data la grande disponibilità d'acqua conseguente al disgelo e la loro scomparsa avviene di norma tra l'estate e l'autunno. Il carattere effimero di questi specchi d'acqua, si spiega quindi con la discontinuità delle sorgenti che li alimentano. Passata la fase di piena primaverile, nel corso della stagione la disponibilità d'acqua si riduce, il livello della falda si abbassa e i punti di emersione si spostano sempre più verso valle. Il lago alto è pertanto il primo a prosciugarsi, seguito successivamente da quello a quota inferiore.

#### Sosta N° 5 - La forra del Rio Tresenga (650 m)

La profonda forra (fig. 8.43) incisa dal torrente Tresenga, emissario del Lago di Tovel, costituisce la porta di accesso alla valle; le pareti strapiombanti (fig. 8.44) alte centinaia di metri, permettono di osservare una cospicua porzione della serie stratigrafica.

Le rocce affioranti appartengono alla successione sedimentaria Norico - Giurassica depositatasi nei bassi fondali degli antichi mari tropicali che ricoprivano il Trentino circa 210 milioni di anni fa. Le fitte alternanze calcareo - marnose della Formazione di Zu (Retico) sono seguite verso l'alto dai più massicci e chiari strati carbonatici della Formazione di Monte Zugna dei Calcari Grigi del Giurassico inferiore.

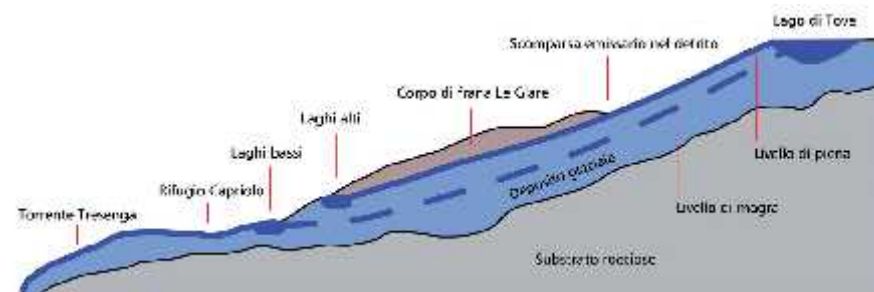


Fig. 8.42 - Interpretazione della genesi dei laghetti. Tratto da Museo Tridentino di Scienze Naturali (2005)

L'azione erosiva del torrente, prodottasi dopo il ritiro dei ghiacciai al termine dell'ultima espansione glaciale (circa 15.000 anni fa), ha originato l'incisione in roccia dal classico profilo a V, tipico delle valli scavate da fiumi o torrenti. Alla scomparsa dei ghiacci infatti la valle di Tovel, come gran parte delle valli laterali sospese, era separata dalla Valle di Non da una soglia in roccia. Il torrente Tresenga nel superare il dislivello che lo separava dal solco vallivo principale ha inciso tale soglia approfondendo via via il suo corso, dando origine alla forra. Una volta superato l'angusto canyon, la valle si fa più ampia e il paesaggio cambia radicalmente; ampie falde di detrito raccordano le pareti verticali al fondovalle addolcendone il profilo.

#### Sosta N° 6 - I Calanchi di Terres (598 m)

I calanchi di Terres (fig. 8.45) sono rappresentativi di un fenomeno poco diffuso sul territorio trentino dove prevalgono le rocce carbonatiche e magmatiche modellate da processi erosivi di altro genere. Sono incisi nelle marne terziarie della Formazione di Ponte Pià (Eocene inferiore - medio), affioranti sul versante destro della valle del torrente Tresenga tra quota 680 e 525 m s.l.m., osservabili al km 20 della S.P. Tuenno-Terres in località Rondei. Le



Fig. 8.43 -  
Forra incisa  
dal torrente  
Tresenga  
(foto  
P. Ferretti)



Fig. 8.44 - Particolare di uno dei fianchi della forra incisa dal torrente Tresenga scolpito nei Calcari di Zu e M. Zugna (foto P. Ferretti)

forme calanchive interessano in genere litologie poco tenaci, quali appunto sedimenti marnosi, argillosi oppure depositi di origine glaciale o fluvio-glaciale scarsamente competenti.

Le acque di scorrimento superficiale erodono il substrato lungo la direzione di massima pendenza originando solchi di dimensioni e profondità variabili, più o meno ramificati, separati da sottili ed acuminate creste. Questi evol-

vono rapidamente in vallecicole i cui versanti a loro volta subiscono la medesima sorte, innescando un processo a catena che determina il progressivo smantellamento degli affioramenti interessanti. I calanchi di Terres sono poco articolati; i solchi principali convergenti leggermente fra loro verso il basso presentano versanti simmetrici inclinati di circa  $40^\circ$ .



Fig. 8.45 - Parte sommitale della Valle del Vajolet



## BIBLIOGRAFIA

AA. VV. (2008a) - *F. Geologico 042 Malè 1:50.000. Carta geologica d'Italia e note illustrative*. APAT Roma.

AA. VV. (2008b) - *F. Geologico 058 M. Adamello 1:50.00. Carta geologica d'Italia e note illustrative*. APAT, Roma.

Borghi B., Borsato A., Cantonati M., Corradini F. & Flaim G. (2006) - *Studio sul mancato arrossamento del lago di Tovel. Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta Biologica, 81, Suppl. 2, 1-476.*

Brack P. & Schirolli P. (2003) - *Adamello: una finestra sulla camera magmatica. Monografie di "Natura Bresciana". Museo Civico di Scienze Naturali di Brescia, 27, 1-56.*

Castiglioni G.B. (1961) - *I depositi morenici del gruppo Adamello - Presanella, con particolare riguardo agli stadi glaciali postwurmiani. Mem. Ist. Geol. e Min. Univ. di Padova, 23, 1-131.*

Ferretti P. (2005) - *Progetto Life Tovel - Manuali attività didattica "Le Glare". Museo Tridentino di Scienze Naturali, Trento. 22 pp.*

*Parco Naturale Adamello Brenta (2004) - Tutte le informazioni turistiche del Parco. Arti Grafiche Manfrini Trento. (materiale divulgativo in distribuzione presso la sede del Parco).*

Seppi R., Carton A., Baroni C. & Bassi L. (2006) - *Caratteristiche morfodinamiche di due rock glaciers attivi nel gruppo Adamello Presanella. Studi Trentini di Scienze Naturali. Acta Geologica, vol. 81 (2004), 75-85.*

## Elenco numeri utili e servizi:

A.P.T. Val di Sole:  
38027 Malè (TN) +39.0463.901280  
A.P.T. Val Rendena: Via Pradalago, 4  
38086 Madonna di Campiglio;  
+39.0465.447501  
A.P.T. Val di Non:  
Sede Centrale Via Roma, 21  
38013 FONDO +39.0463.830133  
Casa del Parco "Lago rosso"  
Lago di Tovel: +39.0463.451033  
Parco Naturale Adamello Brenta:  
38080 Strembo (TN) +39.0465.806666  
Punto informazioni Foresteria di Mavignola: +39.0465.507700  
Punto informazioni Parco naturale Adamello Brenta: Ponte Rosso (Val Genova)  
Punto informazioni Parco naturale Adamello Brenta: Ponte Verde (Cascate di Nardis)

## Link utili:

GEOPARCO ADAMELLO BRENTA:  
<http://www.europeangeoparks.org>  
PARCO NATURALE ADAMELLO BRENTA: *Percorsi, Vallesinella. Suggestioni d'acqua e di pietra*  
<http://www.pnab.it>  
[http://www.pnab.it/fileadmin/parco/documenti/Libretto\\_Vallesinella\\_bassa\\_daCD\\_01.pdf](http://www.pnab.it/fileadmin/parco/documenti/Libretto_Vallesinella_bassa_daCD_01.pdf)

## Autori:

Alberto CARTON, Dipartimento di Geografia, Università di Padova, [alberto.carton@unipd.it](mailto:alberto.carton@unipd.it)

Riccardo TOMASONI, Geologo Libero Professionista, Rovereto (TN), [riccardo-tomasoni@libero.it](mailto:riccardo-tomasoni@libero.it)

Roberto SEPPI, Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pavia, [roberto.seppi@unipv.it](mailto:roberto.seppi@unipv.it)

Fotografie di:

Alberti G., Carton A., Ferretti P., Masè V., Tomasoni R., Seppi R.



