

Da Pramollo al M. Cogliàns (Alpi Carniche)

L'antica catena montuosa scolpita dai ghiacci

Riferimenti alla Via Alpina:

ricalca in parte il sentiero "Traversata Carnica".

Breve descrizione dell'itinerario

L'itinerario, diviso in cinque tappe giornaliere, parte appena a N di Sella Carnizza (1675 m), sale al M. Corona (1815 m), si snoda verso il Passo di Pramollo (1530 m) per poi procedere, sempre verso W, rasentando la cima del M. Ca-

vallo di Pontebba fino a raggiungere Sella di Aip (1942 m). Da lì percorre la valle omonima arrivando al Passo del Cason di Lanza (1552 m) e proseguendo per la Stua di Ramaz (fig. 2.1). Oltrepasato il Rio Cercevesa giunge al Rifugio Valdajer (1340 m) seguendo poi il tragitto per il M. Dimon (2043 m). Da questa cima prosegue alla volta del Rifugio Casera Pramasio (1521 m) e lambendo la Crete del Mezzodi. Dal Rifugio (agriturismo) sale verso Cima Avostanis per poi aggirare da N il Pizzo di Timau e raggiungere il Passo di M. Croce Carnico (1365 m), oltrepasando i Monti Cuelat (Freikofel) e Pal Piccolo. Procedendo oltre, tocca poi la base de La Chianevate, e da lì raggiunge la vetta del M.

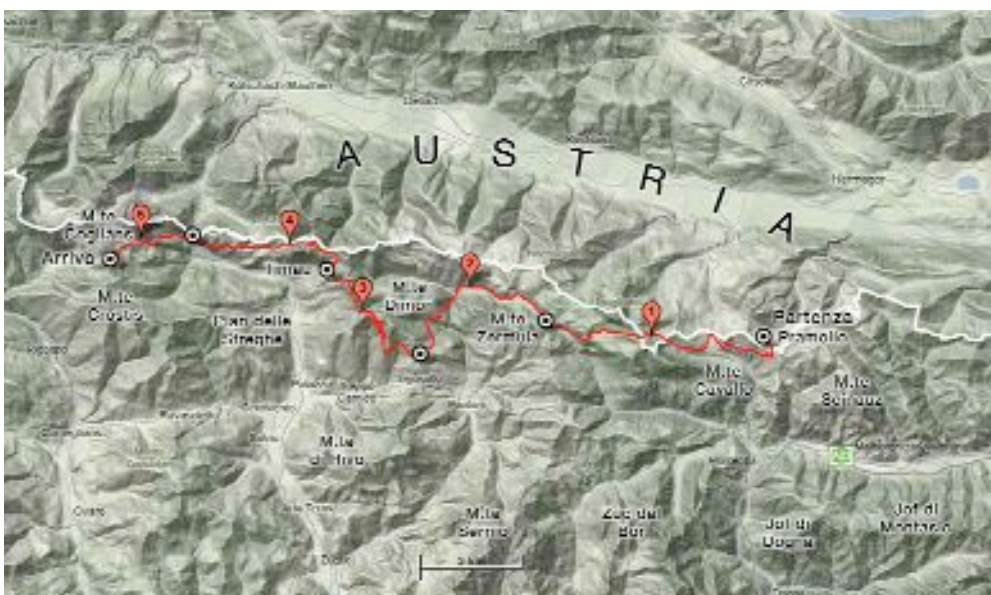


Fig. 2.1 - Tracciato dell'itinerario con l'indicazione delle tappe giornaliere

Coglians (2781 m), per poi fare ritorno e concludersi al Rifugio Marinelli (2111 m). Questo itinerario si rivolge a un'utenza con esperienza di tracciati escursionistici che richiedono un impegno medio, a tratti medio-alto.

N° delle tappe: 5

Punto di partenza: Garnitzenalm (1649 m), Austria

Punto di arrivo: Rifugio Marinelli (2111 m)

Luogo: Alpi Carniche centro-occidentali

Contesto geologico:

Paleozoico, rocce sedimentarie devoniane, carbonifere e permiane; rocce vulcaniche carbonifere; morfologie e depositi quaternari

Principali caratteristiche geologiche

L'itinerario attraversa la successione ordoviciano - carbonifera (450-320 milioni di anni) che, con i suoi 3.500 m di spessore, rappresenta la porzione sedimentaria più antica di tutta la catena alpina e dell'intera penisola (fig. 2.2). La serie di rocce inizia con sottili depositi di mare basso e freddo dell'Ordoviciano sup. *Formazione dell'Uqua*. Ad essi seguono calcari fini e argille nere del Siluriano: *Calcari ad Orthoceras* e *Argilliti a graptoliti*. Nel Devoniano diventano prevalenti i depositi calcarei di scogliera accumulati in un mare basso tropicale: *Calcari di scogliera* e di mare aperto (fig. 2.3).

Alla fine del Devoniano la scogliera, dopo 25 milioni di anni di incessante attività, sprofonda lentamente e finisce per estinguersi. I fondali si abbassano e, di conseguenza, dove prima esisteva un mare basso - testimoniato dalla scogliera - col tempo si sostituiscono ambienti marini mediamente profondi, da alcune centinaia di metri a più di un chilometro. Per

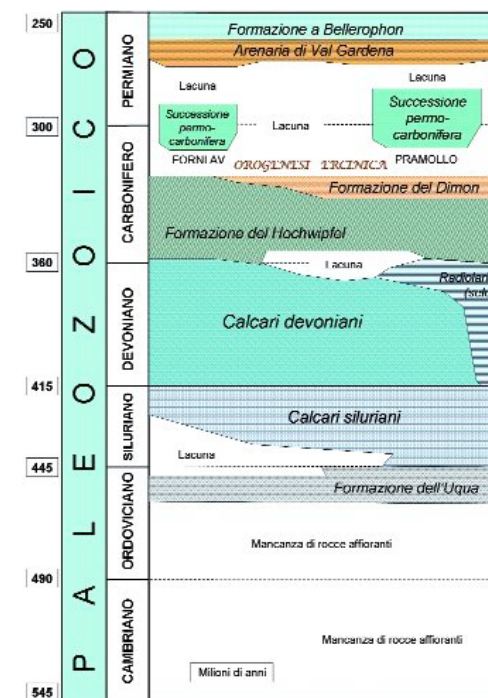


Fig. 2.2 - Lo schema illustra la distribuzione temporale delle unità rocciose attraversate dall'escursione e i loro rapporti verticali e laterali. In uno schema simile non può essere rappresentato lo spessore delle singole unità ma solo la loro durata. Questo perché lo spessore dipende dalla velocità di sedimentazione, variabile da ambiente a ambiente



Fig. 2.3 - Corallo coloniale raccolto nei calcari devoniani del M. Coglians. È un infinitesimo frammento di una scogliera spessa quasi 1.500 m, vissuta e ampliata per oltre 25 milioni di anni (circa da 400 a 375 milioni di anni fa) in un ambiente che a quei tempi poteva essere definito tropicale

gran parte del Carbonifero i nuovi fondali richiamano potenti spessori di sabbie e fanghi. Giungono da lontani delta collocati verso l'attuale Lombardia. A queste abbondanti sabbie e fanghi, deposte in strati sottili e regolari, si inter-



Fig. 2.4 - Lave a cuscini del Carbonifero inf. (Formazione del Dimon). La loro effusione è avvenuta in un ambiente sottomarino profondo. Risalgono a poco più di 320 milioni di anni fa

calano orizzonti di lave sottomarine (fig. 2.4). Complessivamente daranno origine alle *Formazioni del Hochwipfel e del Dimon*, di età carbonifera.

A metà Carbonifero (320 milioni di anni fa) un'importante collisione crostale piega, deforma e solleva l'intera successione fino a quel momento deposta. Le rocce paleozoiche emergono dal mare e formano un'antichissima catena montuosa (fig. 2.5). Sarà chiamata dai geologi Catena Ercinica (o Varisica). Dovranno passare oltre 270 milioni di anni affinché quelle medesime rocce subiscano nuovamente l'effetto di un'altra compressione crostale che, questa volta, darà origine alla Catena Alpina.

Intorno alla fine del Carbonifero cessano le compressioni orogenetiche (orogenesi = formazione di una catena montuosa per collisione crostale). Alcune zone dell'antica catena iniziano a muoversi lateralmente e a sprofondare, abbassandosi lentamente. In questo modo si creano dei

corridoi ribassati che mettono in collegamento la terraferma col mare richiamando, dal lato del continente, ghiaie, sabbie e fanghi erosi dall'antica catena ercinica; dal lato del mare, nello stesso tempo, si depositano calcari di mare basso e fanghi: *Supergruppo di Pontebba*. Verso la fine del Permiano l'intero territorio subisce un generale abbassamento guidato da faglie attive. La catena montuosa è ormai ribassata al punto tale che sabbie e fanghi portati da fiumi settentrionali la seppelliscono trasformando la zona in una grande pianura (fig. 2.6):



Fig. 2.5 - Il massiccio del M. Coglians. Vista da S. In primo piano, sulla destra, la Creta della Chianevate. Sono rilievi formati da calcari paleozoici, tutti di età devoniana. Sono stati piegati e sollevati prima dall'orogenesi ercinica, circa 320 milioni di anni fa, e successivamente dall'orogenesi alpina, attiva durante le ultime decine di milioni d'anni

Arenaria di Val Gardena.

In seguito, nel Mesozoico, molte migliaia di metri di nuovi sedimenti, in gran parte marini, si sovrappongono a quelli paleozoici, ma non verranno attraversati da questo itinerario. Nel Cenozoico una nuova fase di collisione crostale comprime, affastella e deforma l'intera successione rocciosa, dando forma alla spettacolare catena alpina. L'intensità delle compressioni alpine è stata così poderosa da portare un immenso volume di rocce dalle profondità crostali di molte migliaia di metri, alle attuali altezze di 2-3 km (figg.



Fig. 2.6 - Panoramica sul settore di Pramollo, visto dal territorio austriaco. In secondo piano, sullo sfondo, si stagliano i rilievi mesozoici delle Alpi Giulie. I rilievi stratificati sulla sinistra della foto rappresentano la tipica e famosa successione permo-carbonifera. È nota in tutto il mondo per la sua ricchezza di fossili marini e terrestri, questi ultimi rappresentati da una grande varietà di piante

2.7 e 2.8).

Nel Quaternario (gli ultimi 2,6 milioni di anni circa) grazie ai sollevamenti prodotti dalle spinte compressive alpine - ancora

attive nel territorio di quest'itinerario - le zone montuose si rivestono periodicamente di ghiacci (fig. 2.9). L'ultima volta che i ghiacciai si ritirano è intorno a 20.000

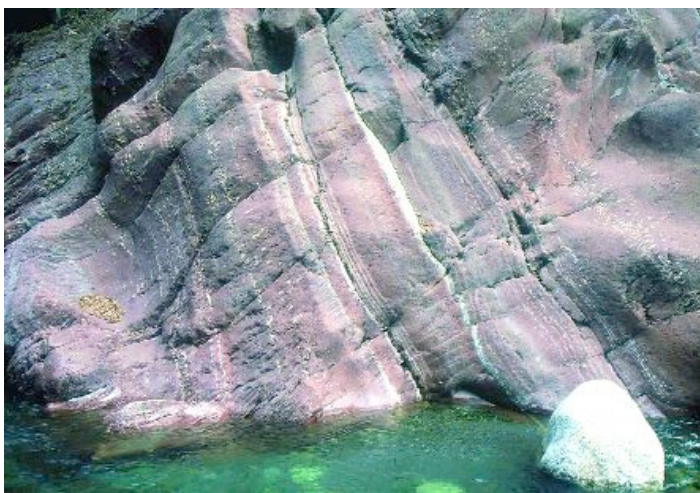


Fig. 2.7 - L'antica pianura a strati rossi depositi alla fine del Paleozoico (Permiano sup.) oggi appare sollevata e inclinata a causa delle compressioni dell'orogenesi alpina.



Fig. 2.8 - I rilievi dell'alta Valle del But, ai confini con l'Austria (Alpi Carniche centrali), ben rappresentano la lunga e complessa evoluzione del territorio carnico. La successione rocciosa, deposita nei mari siluriani, devoniani e carboniferi, ha dunque ereditato le deformazioni di due orogenesi (ercinica ed alpina). Le sue forme attuali evidenziano il modellamento dei ghiacciai e dei fiumi



Fig. 2.9 - Il mare di nubi che copre l'area carnica richiama l'aspetto che questo stesso territorio poteva avere intorno a 20.000 anni fa, quando era ancora rivestito da una spessa coltre glaciale. (Foto Elido G. Turco)

anni fa. Lo fanno a tappe, lasciando sul territorio i loro caratteristici segni: gli accumuli morenici e le valli glaciali.

Contesto storico - economico - sociale

Le più antiche testimonianze di insediamenti umani in Carnia risalgono all'Età del Bronzo medio-recente. I primi abitanti di questa area sembrano essere stati gli Euganei o i Paleo-Veneti che, tra il IX e il VII sec. a.C., valicarono le Alpi e si stabilirono nelle valli friulane. Sia gli Euganei che i Paleo-Veneti erano popoli di origine illirica, appartenevano quindi al ceppo indoeuropeo (fig. 2.10).

Anche gli Etruschi frequentavano le valli carniche e quasi sicuramente usavano il Passo di Monte Croce Carnico. E' probabile che gli Etruschi, per raggiungere la Valle della Gail, usassero anche la via che scende dal Passo Pramorio. Successivamente, verso il 450 a.C., i Carni-Celti, detti anche Gallo-Carni, dalla



Fig. 2.10 - I resti archeologici dell'antica Iulium Carnicum affiorano tra le case dell'odierna Zuglio. Il sito è ubicato lungo la media Valle del But a breve distanza dall'itinerario



Fig. 2.11 - La Pieve di San Pietro, antica chiesa matrice della Carnia risalente al XII secolo. È collocata sopra Zuglio, a breve distanza dal tragitto di questo itinerario

dizione romana, abbandonarono le regioni della Baviera, dove si erano precedentemente stabiliti, e invasero la Carinzia e la Carnia, che ad essi devono il nome. In seguito i Gallo-Carni combatterono contro i romani per circa un secolo, finché furono definitivamente sconfitti nel 115 a.C.

Durante il predominio di Roma venne co-

struita la via Claudia (o Carnica) che, segmento della via Iulia Augusta, saliva fino al Passo di Monte Croce Carnico per raggiungere il Noricum (Austria) e la Pannonia (Ungheria). A presidio di questa via, viene fondato, su un preesistente villaggio carno-celtico, Iulium Carnicum (Zuglio), che verrà in seguito varie volte distrutto a partire dalla prima scorreria barbarica da parte di Quadi e Marcomanni, nel 167 d.C. (fig. 2.11).

A partire dal 410 d.C. la Carnia, e con essa l'intero Friuli, verranno invasi prima dai Visigoti, poi dagli Unni e dagli Ostrogoti, che domineranno il territorio per 60 anni. Dopo la morte di Teodorico la Carnia cadrà sotto il dominio bizantino che, a sua volta, finirà ad opera dei Longobardi. Al dominio longobardo seguirà quello dei Franchi. Nel 967 l'imperatore di Germania, che ha di fatto sostituito il potere dei Franchi in Italia, dona al Patriarca di Aquileia tutta la terra friulana compresa tra la Stradalta e il mare. A questa prima donazione se ne aggiungeranno altre fino ad arrivare nel 1077 alla nascita della Patria del Friuli, retta dai Principi-Vescovi Patriarchi di Aquileia fino al 1420. Il governo dei patriarchi, come riportato anche nella poesia "Il comune rustico" di Carducci, aveva un certo taglio "democratico" che andrà perduto quando le sorti del Friuli e della Carnia saranno rette da Venezia.

Durante il dominio della Serenissima

Fig. 2.12 - Il caratteristico campanile della Pieve di San Pietro. La sua base conserva una cripta in cui sono raccolti i resti di centinaia di defunti risalenti ai secoli passati

l'avvenimento storico più importante che vede protagonisti i carnici, è la battaglia del 1478. Al Passo del Cason di Lanza fu fermata l'avanzata dei Turchi, impedendone il dilagare non solo in Carnia, ma in Friuli e nella pianura veneta. Si trattò della prima battaglia importante svoltesi in Carnia dall'epoca dei Carni-Celti.

Nel 1797, dopo un breve periodo di dominazione francese, la Carnia passerà sotto l'Austria, con una interruzione dal 1805 al 1813, quando essa sarà di nuovo conquistata dai francesi. A seguito della sconfitta di Napoleone a Lipsia, la Carnia tornerà sotto il dominio austriaco, fino al 1866, quando entrerà a far parte del Regno d'Italia.

La Carnia sarà nuovamente luogo di battaglie durante la Grande Guerra, quando sul fronte carnico dell'Alta valle del But, tra il Passo di Monte Croce e il Freikofel, il confine reggerà, rimanendo identico a prima della guerra fino alla sconfitta di Caporetto del 1917, in seguito alla quale

le truppe verranno fatte ritirare per evitare il loro isolamento ed eventuale accerchiamento da parte degli austriaci. Il ritiro delle truppe spingerà molti carnici ad abbandonare le loro case per farvi ritorno solo a guerra conclusa. Durante i due anni di guerra in quest'area, difesa da truppe in maggioranza di origine locale, fondamentale fu l'aiuto alle truppe italiane fornito dai civili, tra cui vanno ricordate le eroiche "portatrici di Timau".



Descrizione della tappa N° 1:

Pramollo - Passo del Cason di Lanza

Il percorso (fig. 2.13) attraversa il Supergruppo di Pontebba, una successione sedimentaria di età carbonifera sup. e permiana inf. famosa per le sue flore fossili e per le ricche associazioni a fusuline (macroforaminiferi unicellulari dai gusci che raggiungevano il cm) e brachiopodi (organismi simili ai molluschi, con guscio bivalve). Le soste si soffermano in dettaglio sui depositi del Gruppo di Pramollo (Carbonifero sup.), di origine fluvio-deltizia e di mare aperto in genere poco profondo. Lungo gli spostamenti si traggono, da lontano, le caratteristiche rocce rosse di età permiana sup., di origine fluviale, che ricoprono gli ultimi depositi del Supergruppo di Pontebba (Permiano inf.). In aggiunta, si eseguono interessanti osservazioni sulle morfologie dei versanti vallivi (Valle di Aip) e sulle tracce di carsismo superficiale. Per la presenza di un breve tratto esposto in corrispondenza della propaggine settentrionale del M. Cavallo di Pontebba - seppure di media difficoltà - la tappa si rivolge a chi ha già un'esperienza escursionistica. Anche la lunghezza e i dislivelli complessivi ne fanno un percorso adatto ad escursionisti esperti.

Accesso

Garnitzenalm si trova lungo la Karnischer Höhenweg ed è raggiungibile tramite una strada sterrata che parte da Möderndorf, nei pressi di Hermagor (Austria).

Partenza: Garnitzenalm (1649 m),
Austria: Lat. N 46°33'32,85"-
Long. E 13°18'38,64"

Arrivo: Rifugio Casera Cason di Lanza
(1553 m): Lat. N 46°33'57,26"- Long. E
13°10'17,07"

Base topografica: Carta topografica
per escursionisti - scala 1:25.000,
Foglio 018, Tabacco Ed.

Quota minima: Baita Winkel, 1470 m

Quota massima: M. Cavallo NW, 2170 m

Dislivello totale in salita: 1040 m

Dislivello totale in discesa: 1140 m

Durata: 8 h

Lunghezza percorso: 15 km

Livello di difficoltà: EE

Sosta N° 1 - Monte Corona (1830 m)

Partendo da Garnitzenalm (1649 m, Austria) la comoda e rapida salita al M. Corona (fig. 2.14) attraversa gli strati e banchi sub-orizzontali del Gruppo di Pramollo (Carbonifero sup.). La prima parte del percorso interseca spessi banchi di conglomerati depositi in ambienti fluviali e deltizi sotto forma di ghiaie. Tutto avveniva circa 300 milioni di anni fa. Sono conglomerati a ciottoli quarzosi molto



Fig. 2.14 - Il M. Corona, con i caratteristici banchi e strati sub-orizzontali (Carbonifero sup.) ricchi in fossili, rappresenta una delle icone del permo-carbonifero del territorio alpino. Vista da W

arrotondati, derivati dallo smantellamento di rocce metamorfiche (filladi). Tra i banchi di conglomerato (originarie ghiaie) si intercalano arenarie (originarie sabbie) e peliti (originari fanghi), che si accumulavano in zone di baia deltizia e di argine fluviale o, alternativamente, in un mare basso prossimo alla costa. In una di queste intercalazioni fini è con-

servata la più ricca e abbondante flora fossile carbonifera di tutta l'area alpina, con abbondanti esemplari di "felci" ed equiseti, sempre in ottimo stato di conservazione (fig. 2.15). Nella zona sommitale del M. Corona i banchi conglomeratici sono sostituiti da spessi insiemi di strati calcarei chiari, ricchi in frammenti algali. La loro presenza testimonia la trasforma-



Fig. 2.13 - Percorso e Soste della Tappa N° 1

zione dell'ambiente da deltizio a marino aperto, ma non profondo.

Sosta N° 2 - Monte Carnizza (versante S, circa 1600 m)

Da Casera For si procede verso il Passo di Pramollo, prima lungo sentiero e poi su comoda mulattiera. Per circa 2 km si continuano ad attraversare strati sottili di peliti e arenarie intercalate a conglomerati quarzosi e banchi di calcare, con prevalenza di depositi marini (*Gruppo di Pramollo*, Carbonifero sup.). Questi strati



Fig. 2.15 - *Annularia stellata*, classica paleoflora del giacimento fossile di questo sito

si collocano appena sotto alle successioni che formano il M. Corona.

Al culmine di una serie di saliscendi, subito dopo aver attraversato un ripido rio con la testata modellata negli strati di ambiente marino poco profondo, la mulattiera diventa, per lungo tratto, pressoché orizzontale. Non è difficile notare un drastico cambiamento morfologico: da qui, e per oltre 600 m, il percorso si sviluppa tra blocchi di conglomerato quarzoso e di calcare, in parte rivestiti dal bosco. Fanno parte di un vasto accumulo esteso su una superficie pari a un terzo di km². Si tratta di un'antica frana che si staccò dalle pendici rocciose del M. Carnizza dopo il completo ritiro dei ghiacciai della zona, avvenuto circa 18.000 anni fa.

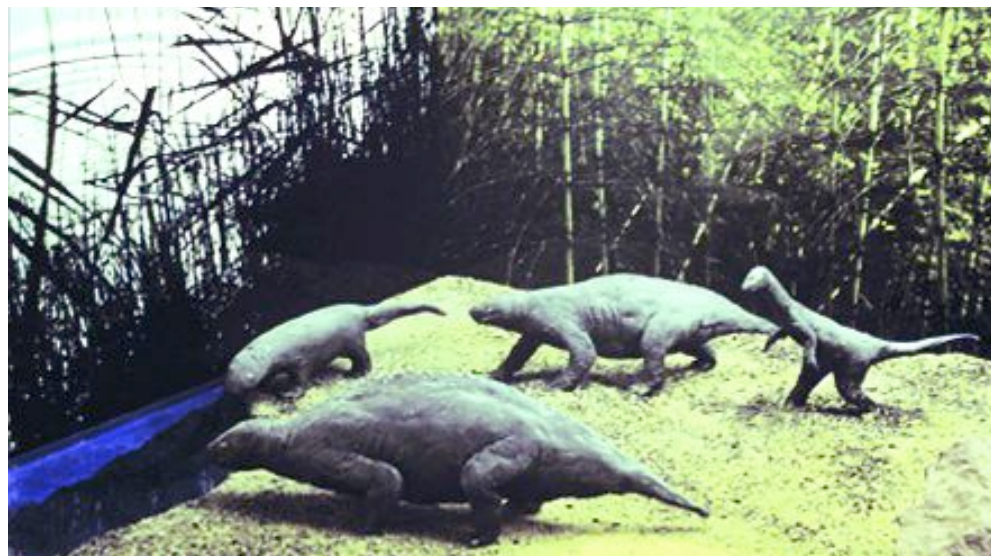


Fig. 2.16 - La ricostruzione, basata sui numerosi resti fossili di vegetali e su un'impronta di anfibio ritrovata nella successione permo-carbonifera dei Monti Auernig e Corona, riproduce l'ambiente che, circa 300 milioni di anni fa, caratterizzava questo territorio

Sosta N° 3 - Monte Auernig (versante S, 1620 m)

Raggiunta Casera Auernig (1609 m), il luogo si presta per un'osservazione panoramica sulla sottostante vallata del Rio Bombaso, delimitata dalle ripide pareti calcaree (Devoniano-Carbonifero) dei Monti Malvueric e Cavallo. Le due cime saranno lambite durante la seconda parte di questa tappa. Il piccolo pianoro che ospita la casera si impenna nella ripida parete stratificata del M. Auernig (fig. 2.17). Le rocce che vi affiorano corrispondono a quelle attraversate nella salita al M. Corona (*Gruppo di Pramollo*, Carbonifero sup.). Nei primi due terzi della parete spic-

cano i banchi conglomeratici a ciottoli quarzosi. Nell'ultimo terzo diventano dominanti le bancate calcaree algali di colore chiaro. Ai fiumi e delta iniziali si era dunque, col passare del tempo (alcune centinaia di migliaia d'anni) sostituito il mare aperto.

Anche in questo caso una frana a blocchi - con accumulo ridotto rispetto a quella della Sosta 1/2 - ha intaccato il versante. I massi franati consentono di osservare (senza arrampicarsi lungo la parete!) i caratteri dei due tipi di banconi. Nei blocchi calcarei chiari sono ben visibili i frequenti filamenti algali fossili, di colore grigio scuro. In sezione appaiono

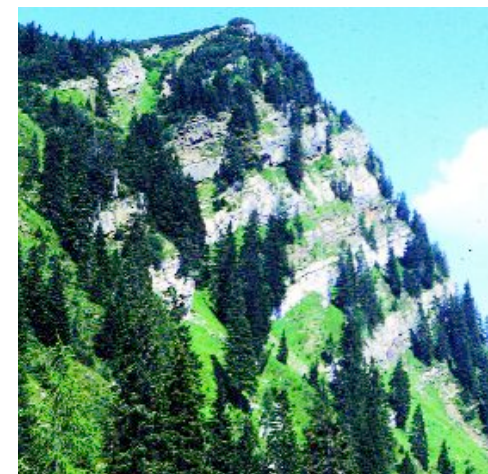


Fig. 2.17 - La scoscesa parete del M. Auernig è formata da banchi conglomeratici e calcarei depositi circa 300 milioni di anni fa, nel Carbonifero sup. Rappresentano, con i loro caratteri e con il rispettivo contenuto fossilifero, la registrazione dei mutamenti del territorio durante il trascorrere del tempo. Vista da W

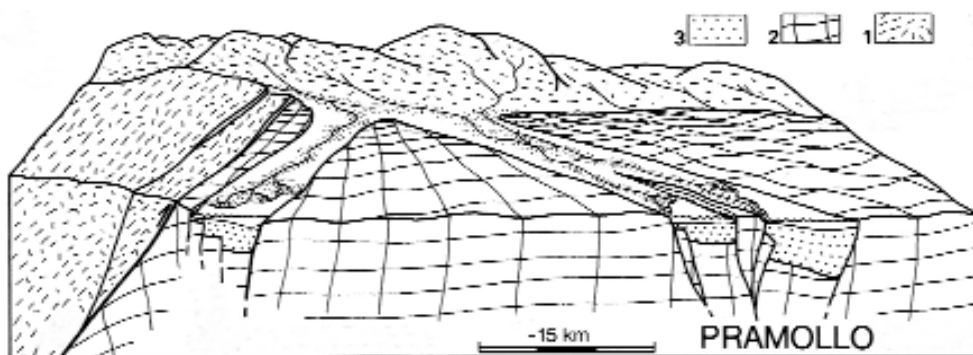


Fig. 2.18 - Durante il Permo-Carbonifero questo poteva essere l'aspetto del territorio oggi occupato dalle Alpi Carniche. I depositi permo-carboniferi (3) - di origine fluviale, deltizia e di mare basso - si depositavano in settori stretti e lunghi delimitati da faglie attive. Erano i settori di Pramollo, a oriente, e di Forni Avoltri, verso occidente. Tutt'intorno a loro, e anche alla base della successione permo-carbonifera, si estendevano i depositi paleozoici più antichi: quelli che l'orogenesi ercinica aveva deformato (2), o addirittura metamorfosati (1), e che nel Carbonifero sup. l'erosione stava smantellando

quasi sempre come linee scure molto irregolari. Ogni tanto alcuni esemplari sono visibili nella loro estensione completa (circa 10x10 cm). In questo caso è possibile percepirne la forma originaria, a "foglio stropicciato". Cercando con molta cura in qualche blocco calcareo ci si imbatte anche nei gusci di alcune fusuline, foraminiferi unicellulari (ma qui sono rari).

Sosta N° 4 - Lago di Pramollo (1530 m)

La strada che attraversa il valico confinario tra Italia e Austria è stata inaugurata il 10 giugno 1958. A quegli anni risale anche la bonifica delle zone acquitrinose del Passo di Pramollo con la creazione di un piccolo invaso artificiale

propiziato dalla costruzione di una diga in terra (fig. 2.19).

Recenti scavi archeologici effettuati lungo la riva del lago (Pessina, 2005; Gortania, Museo Friulano di Storia Naturale) hanno messo in evidenza, sotto pochi decimetri di suolo, i resti di un grande focolare delimitato da un cerchio di pietre annerite. Analisi calibrate al Carbonio-14 hanno datato lo stazionamento intorno ai primi anni dell'era cristiana. Si tratta dei resti di una probabile sosta di un gruppo in transito attraverso il valico. In altre zone del passo, sempre in prossimità dell'attuale lago, sono state rinvenute anche selci lavorate a punta di freccia e bulini risalenti a 9.500 anni fa. Sono la testimonianza indiretta che dopo il ritiro dei ghiacci dalla piatta e ampia

zona di valico, avvenuto circa 18.000 anni fa, gli acquitrini e le torbiere della sella erano aree di sosta privilegiata per ungulati, selvaggina e per i loro cacciatori.

Sosta N° 5 - Casera Winkel (1470 m)

Casera Winkel (fig. 2.20), oggi ristrutturata e trasformata in rifugio (chiuso al pubblico), si trova sul fondo di una valle che i ghiacci hanno liberato definitivamente circa 15.000 anni fa. Sono interessanti i resti lasciati dal loro ultimo stazionamento che circondano, a breve distanza, la radura erbosa su cui sorge l'edificio. Si riconoscono perché formano improvvisi e imponenti dossi rivestiti in parte da boschi di conifere. Sono gli accumuli morenici abbandonati dal ghiacciaio a suo tempo ospitato dalla conca rocciosa del M. Cavallo, esposta a N. Il sentiero risale il vasto deposito morenico frontale che, con la sua

posizione ed estensione ci tramanda le dimensioni del ghiacciaio originario, cresciuto grazie al poderoso sipario roccioso del M. Cavallo, orientato in senso E-W, che lo riparava dai miti venti meridionali.

È interessante notare che l'arco morenico di Casera Winkel non è un deposito abbandonato dai ghiacciai dell'ultima espansione (fig. 2.21) (quelli si erano ritirati fino a scomparire già da qualche migliaio di anni). Si tratta invece di una morena cosiddetta tardo-glaciale, connessa a un deterioramento climatico (intervallo tardo-glaciale) che favorì la formazione di piccoli ghiacciai locali. Uno di questi occupava il versante N del M. Cavallo di Pontebba.

Sosta N° 6 - Sella di Aip (1942 m)

Superate le morene del M. Cavallo e attraversato un tratto in roccia con diffi-

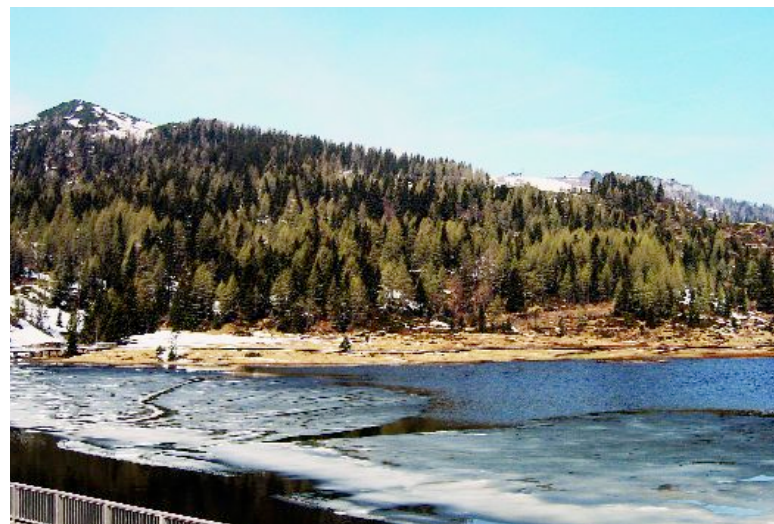


Fig. 2.19 - Il Lago di Pramollo sta uscendo dall'inverno. E' un invaso artificiale realizzato nella zona di valico tramite la costruzione di una diga in terra. Nel tempo ha prodotto un ecosistema particolare. Vista da E

coltà escursionistica medio-alta, si cambia visuale. Dalla Sella di Aip parte, verso E, una caratteristica valle cieca che termina in una dolina oggi trasformatasi in torbiera. Dalla sella la vista spazia sui due versanti della Valle di Aip (fig. 2.22). Quello sinistro, meridionale, è modellato nelle ripide pareti calcaree della successione devoniana, prosecuzione diretta delle rocce del M. Cavallo. Quello destro, settentrionale, è formato dai versanti scoscesi della Creta di Aip, costituita da calcari dolomitici di età permiana inf. (*Gruppi di Rattendorf e del Trogkofel*).

In epoca post-glaciale, dopo che si erano dissolti anche i ridotti ghiacciai locali dell'intervallo tardo-glaciale, dal versante meridionale della Creta di Aip si è staccata una frana a blocchi (probabilmente alcune migliaia di anni fa). La nicchia di distacco ha lasciato una traccia visibile ancor oggi: una gigantesca rientranza della parete. Il relativo accumulo di frana è ormai in gran parte mascherato dalla lenta crescita dei pini mughi.

Sosta N° 7: Torbiera della Valle di Aip (1660 m)

Il tragitto scende nel solco della Valle di Aip e, a distanza di 3 km dalla sosta precedente, raggiunge la torbiera nella quale confluisce lo scarso reticolo idrografico superficiale del settore. Al margine settentrionale della vasta torbiera si ricono-

sce un inghiottitoio carsico nel quale sono convogliate le poche acque di superficie. La forma sub-circolare della torbiera suggerisce la presenza di una dolina (fig. 2.23).

Sosta N° 8: Rifugio Casera Cason di Lanza (1553 m)

Nel primo tratto di discesa verso il Passo



Fig. 2.20 - La Casera Winkel, ristrutturata negli anni '80 e oggi adibita a rifugio (non aperto al pubblico). Il bosco riveste un esteso deposito morenico le cui propaggini più avanzate si scorgono a ridosso dell'edificio. Sono rappresentate da un accumulo caotico di massi calcarei abbandonati da una ridotta lingua glaciale circa 15.000 anni fa. Vista da E

del Cason di Lanza si attraversa un lembo di conglomerato di età carbonifera sup. appoggiato direttamente su calcari devoniani grigio chiari. Questo particolare conglomerato, di colore scuro, si colloca alla base delle successioni osservate al M. Corona e al M. Auernig. Il deposito si differenzia dai conglomerati presenti in questi rilievi (formati quasi esclusiva-



Fig. 2.21 - Sullo sfondo si staglia il M. Malvuerich, propaggine orientale del più noto M. Cavallo di Pontebba. Le loro pendici sono rivestite da detriti accumulati per successivi piccoli crolli e distacchi. Dove i detriti sono coperti da bosco fitto il versante si è, per il momento, stabilizzato. Il grande masso è stato abbandonato durante l'ultimo ritiro dei ghiacci dalla zona



Fig. 2.22 - Veduta della Valle di Aip dalla Sella omonima, guardando verso W. Sulla destra si staglia il caratteristico rilievo della Creta d'Aip. È formato da calcari di età permiana inf. depositi in un mare basso circa 280 milioni di anni fa



Fig. 2.23 - La Valle di Aip è una valle cieca che termina in un'ampia superficie piatta rivestita da erba e sparsi arbusti. Vista da E. Si tratta di un'antica grande dolina (cavità carsica a forma di emisfera) generatasi nell'ultimo milione di anni. Col tempo è stata rivestita da depositi torrentizi e lacustri che ne hanno innalzato e livellato il fondo. Ancora oggi tutte le scarse acque superficiali della valle sono convogliate verso l'antica dolina dove spariscono, inghiottite da una ridotta cavità che si apre nel sottosuolo

mente da clasti di quarzo) perché contiene ciottoli di tutte le antiche rocce della Catena Ercinica. La sua presenza testimonia lo smantellamento dei rilievi montuosi che nel Carbonifero sup. delimitavano le fasce di territorio in progressivo abbassamento.

Per raggiungere il Passo del Cason di Lanza si cammina per altri 3 km lungo il corso del Rio Pontebbana, sviluppato in massima parte nei calcari devoniani. A ridosso del passo, sulla sinistra, si scorge l'edificio che un tempo fu Caserma di Fi-



Fig. 2.24 - L'ex-caserma di Finanza del Passo del Cason di Lanza è stata edificata sui calcari devoniani ricchi in fossili. I frequenti resti di organismi marini testimoniano la presenza di un'antica laguna esistita intorno a 390 milioni di anni fa. Vista da W

nanza confinaria (fig. 2.24). È circondato da calcari devoniani ricchi in resti fossili (fig. 2.25). Si riconoscono rari coralli solitari accanto a frequentissime *Amphipora*, una sorta di "spugne" lunghe qualche centimetro, che nelle lagune del Devoniano formavano estese praterie. Nei livelli più scuri, si notano anche rari brachiopodi (organismi che assomigliano ai molluschi e hanno un guscio a due valve).

Il rifugio, dotato di 35 posti letto e situato di fronte alla ex Caserma della Finanza, è aperto da giugno a ottobre e offre un'ottima scelta di piatti della cucina locale.

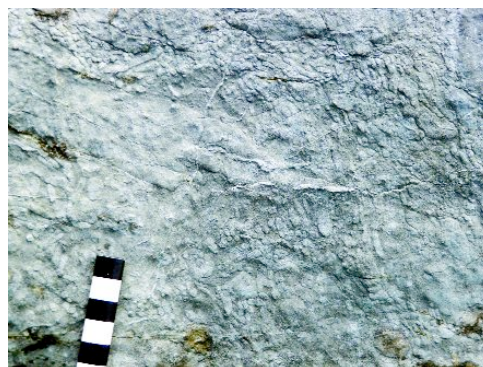


Fig. 2.25 - Questi sono i fossili che costellano le rocce sulle quali sorge l'edificio dell'ex-caserma. Si osservano, fittissimi, i resti di *Amphipora*, un genere affine alle "spugne" che popolava i bassi fondali ossigenati delle lagune devoniane

Descrizione della tappa N° 2: Passo del Cason di Lanza - Rifugio Valdajer

Questa seconda tappa (fig. 2.26) attraversa i boschi di conifere e latifoglie dell'alta Carnia (in massima parte abeti e faggi) ed è impreziosita da alcuni attraversamenti di torrenti e forre. Tanto le difficoltà del percorso quanto i dislivelli sono modesti e consentono il recupero delle energie spese nella tappa precedente. Il principale contenuto di questa tappa è la successione paleozoica antica (Ordoviciano-Carbonifero inf.) delle Alpi Carniche. Sopra ad essa, in discordanza, si appoggiano i depositi permo-carboniferi del Supergruppo di Pontebba, pro-

tagonisti della precedente tappa e qui ancora visibili nelle prime soste della giornata.

L'attraversamento delle rocce più antiche ne fa apprezzare anche l'intensa deformazione (pieghe e faglie) che contrasta con quella, molto più blanda, delle coperture permo-carbonifere. Si aggiungono, in vari punti del percorso, i segni delle modifiche recenti del territorio, marcate ora da depositi glaciali ora da profondi solchi torrentizi.

Accesso

Al Passo del Cason di Lanza si può arrivare da Paularo o da Pontebba percorrendo, in entrambi i casi, la strada intercomunale Paularo-Pontebba.



Fig. 2.26 - Percorso e Soste della Tappa N° 2

Partenza: Rifugio Casera Cason di Lanza (1553 m): Lat. N 46° 33' 57,26" - Long. E 13° 10' 17,07"

Arrivo: Rifugio Valdajer (1375 m): Lat. N 46° 32' 59,30" - Long. E 13° 04' 58,86"

Base topografica: Carta topografica per escursionisti - 1:25.000, Foglio 09, Tabacco Ed.

Quota minima: Rio Cercevesa, 945 m

Quota massima: Passo del Cason di Lanza, 1552 m

Dislivello totale in salita: 500 m

Dislivello totale in discesa: 670 m

Durata: 7 h

Lunghezza percorso: 12 km

Livello di difficoltà: E

Sosta N° 1 - Rio del Museo (1530 m)

Lasciato il Rifugio Casera Cason di Lanza, la prima sosta è a poco meno di 0,5 km, lungo il secondo rio attraversato dalla strada intercomunale. Una breve salita del primo tratto di corso, lungo l'incisione stessa o il sentiero che le corre parallelo, porta ai primi affioramenti rocciosi. Si riconoscono, ancora una volta, spessi banchi di conglomerati quarzosi. Anch'essi appartengono al Gruppo di Pramollo (Carbonifero sup.) e ne costituiscono il primo deposito, di natura fluvio-deltizia. Questi strati si collocano immediatamente sotto a quelli che formano i Monti Auernig e Corona (Tappa N° 1).

Questa è l'unica località dove i conglome-



Fig. 2.27 - Il tornante della strada aggira e lambisce il vasto accumulo morenico a grandi blocchi di età tardo-glaciale. È stato abbandonato circa 15.000 anni fa alla fronte di una ridotta lingua glaciale che, scendendo dal vicino M. Zermula, ha stazionato in questa posizione per alcuni secoli al massimo

merati, oltre ai ciottoli bianchi di quarzo, si arricchiscono anche di rocce metamorfiche di basso grado (filadi) presenti come blocchi arrotondati (fino a 20 cm). Il Rio del Museo è un importante sito a paleo-flore rappresentate da "felci" ed *equiseti*. Con un po' di fortuna si possono osservare anche le impronte lasciate dai gusci dei brachiopodi (bivalvi che ricordano i molluschi).

Sosta N° 2 - Rio das Barbacis (1463 m)

A quasi 1 km dalla precedente sosta, la strada compie un'ampia curva che si conclude al ponte sul Rio das Barbacis. La curva consente di aggirare e tagliare obliquamente un cospicuo deposito morenico stadiale (fig. 2.27). Fu abbandona-



Fig. 2.28 - Panoramica sulla testata del Rio Cordin, raggiungibile con una breve deviazione laterale all'itinerario principale. Vi affiorano i caratteristici strati rossi dell'antica pianura permiana sup., depositi poco più di 250 milioni di anni fa. Qui si sovrappongono a quelli, più antichi, della successione permo-carbonifera. Vista da S

rogea dell'accumulo, formato in massima parte da enormi blocchi calcarei, in massima parte franati sui ghiacci dalle ripide pareti del M. Zermula e poi abbandonati, lì dove la relativa lingua glaciale aveva il proprio limite estremo.

Deviando a destra, invece, c'è la possibilità di risalire il corso del Rio Cordin (fig. 2.28) lungo un sentiero che, dopo poche centinaia di metri, finisce nell'alveo. Senza grandi difficoltà si può continuare a salire, raggiungendo il punto in cui, ai depositi carboniferi già osservati al Rio del Museo, si sovrappongono strati rossi di età permiana sup. (*Arenaria di Val Gardena*), la testimonianza di una antica vasta pianura che, nel Paleozoico sommitale, aveva ormai sostituito gli ambienti deltizi e di mare basso della zona.

nato durante l'intervallo tardo-glaciale, circa 15.000 anni fa, durante il "colpo di coda" dell'ultimo glacialismo. Il ridotto ghiacciaio di circo, che con la sua limitata lingua raggiungeva questo fondovalle, era ubicato in corrispondenza del versante settentrionale del M. Zermula (2143 m), traguardabile da questa sosta guardando verso S.

Sosta N° 3 - Rio Cordin (1400 m)

Dopo altri 600 m di spostamento si oltrepassa il Rifugio Casera Valbertad giungendo a un bivio. Verso sinistra il tragitto prosegue attraversando un secondo deposito morenico frontale (tardo-glaciale), contemporaneo a quello della precedente sosta. In questo caso il taglio stradale mette in evidenza la natura ete-

Sosta N° 4 - Valbertad (1350 m)

Sull'ultimo grande masso morenico della sosta precedente una lapide ricorda un evento luttuoso legato all'evoluzione catastrofica del territorio. Fino al 1984 nella piccola antistante spianata erbosa sorgeva la Casera Valbertad bassa. In quell'anno, durante un eccezionale periodo di pioggia, dal piccolo impluvio retrostante si staccò una colata di materiale roccioso e fango che seppellì completamente l'edificio, causando due morti.

Trecento metri più avanti, dove la strada scende e si fa più ripida, si nota un affioramento di rocce stratificate di colore ocraceo. Sono sedimenti accumulati in un mare basso e freddo, all'interno dei quali non è raro trovare qualche fossile di organismo marino (colonie di briozoi in resti di qualche cm, più rari brachio-

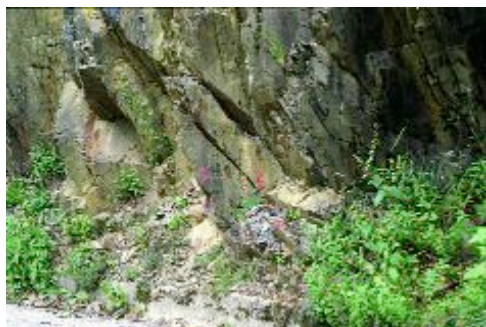


Fig. 2.29 - L'affioramento di questa sosta (Formazione di Uqua) non è molto esteso, ma facilmente raggiungibile, ben esposto e soprattutto rappresenta le più antiche rocce sedimentarie della nostra penisola. Risalgono a 460 milioni di anni fa!

podì, simili ai molluschi bivalvi, e infine cistoidi, organismi imparentati con gli odierni ricci di mare). La particolarità di queste rocce sedimentarie (*Formazione dell'Uqua*, Ordoviciano sup.) (fig. 2.29) è che si tratta non solo delle più antiche di tutta la Catena Carnica, ma anche di tutta la penisola, essendosi formate circa 460 milioni di anni fa.

Sosta N° 5 - Rio Malinfier (1125 m)

La cascata del Rio Malinfier diventa spettacolare in occasione di intensi temporali. La strada e il ponte separano in due salti distinti la caduta delle acque. La ri-

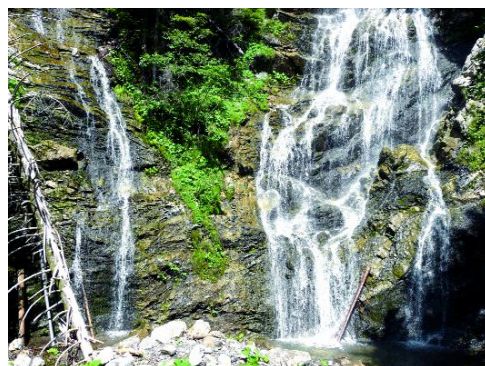


Fig. 2.30 - La cascata superiore del Rio Malinfier mette in evidenza l'intensa deformazione di queste rocce, deposte più di 400 milioni di anni fa. Il loro assetto originario, inizialmente orizzontale, è stato vistosamente alterato dalla sovrapposizione delle deformazioni dell'orogenesi ercinica (o varisica), circa 320 milioni di anni fa, e di quella alpina, molto più recente. L'effetto può essere paragonato, alla scala di questo affioramento roccioso, a quello di un mazzo di carte da gioco "rimescolate" più volte

dotta spianata sulla quale si infrangono le acque del salto superiore è comodamente raggiungibile da un breve sentiero posto a lato del ponte. Gli stessi calcari formano entrambi i salti della cascata (fig. 2.30). Lungo il salto inferiore le rocce, levigate dall'acqua, affiorano in modo spettacolare. Nel salto superiore si nota la presenza di un fitto reticolo di faglie, grosso modo parallele alla stratificazione, che hanno in parte alterato l'originaria successione degli strati, producendo un effetto molto simile al mescolamento di un mazzo di carte.

Nella parete rocciosa che precede il ponte si riconoscono caratteristici strati neri (argilliti) fittamente laminati. La loro età è siluriana e sono associati, a breve distanza, a calcari grigi, rossastri e nocciola che raggiungono le età devoniane inf. e media.

Sosta N° 6 - Malelastre (1000 m)

L'itinerario raggiunge la confluenza con il Rio Cercevesa e da lì risale obliquamente il versante destro della Valle del Chiersò (fig. 2.31). La sosta è ubicata poco oltre, nel punto più stretto del solco fluviale, strapiombante sulle acque del torrente che scorre 50 m più in basso. La profonda forra è incisa nei calcari devoniani, ben visibili anche nel punto di sosta, dove affiorano con caratteristici strati grigi e rossi deposti in un mare che era profondo al massimo poche centinaia di metri.

Le rocce esposte sul versante opposto del solco fluviale, sopra e sotto la strada sono di due differenti tipi. Si appoggiano l'uno sull'altro come giganteschi libri inclinati verso N. Il "libro superiore",



Fig. 2.31 - Sul fondo della stretta forra del T. Chiersò, esattamente sotto il punto di sosta, si scorge la successione devoniana inf., levigata dall'acqua. Gli strati, un tempo orizzontali e oggi quasi verticali, hanno risentito delle compressioni dell'orogenesi ercinica prima e di quella alpina poi, inclinandosi vistosamente



Fig. 2.32 - Osservando dalla Sosta 2/6 l'opposta sponda del T. Chiersò si percepisce con chiarezza il rovesciamento della successione devoniana (calcari chiari - carbonifera (rocce più scure e più friabili)). L'esteso affioramento roccioso è solcato dalla strada intercomunale Paularo-Pontebba

quello a monte, è formato da rocce in prevalenza grigio chiare (i calcari devoniani). Il “libro inferiore” è costituito da rocce marrone scuro (*Formazione del Hochwipfel*), meno compatte e più erodibili delle precedenti. Sono queste ultime delle arenarie (sabbie) e peliti (fanghi) di età carbonifera, quindi più recenti dei calcari, di età devoniana. Riflettendo, si comprende che la successione ha subito un rovesciamento. L'assetto rovescio (fig. 2.32) interessa una estesa fascia che si allunga, in continuità, per oltre 12 km. Essa costituisce il fianco rovescio di una gigantesca piega

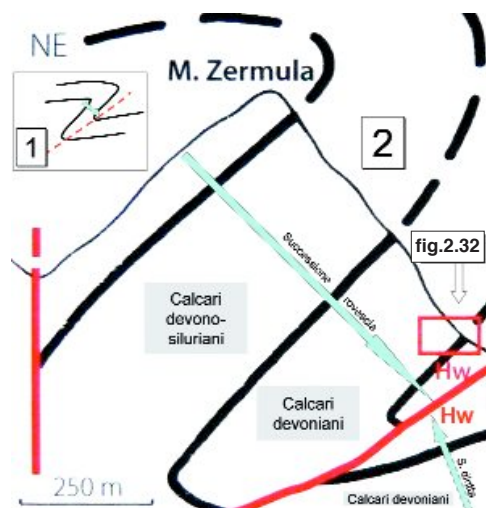


Fig. 2.33 - Il disegno rappresenta la grande piega ercinica (estesa all'intero M. Zermula) responsabile del rovesciamento della successione paleozoica. Inizialmente si generò la grande piega rovescia (1) che poco dopo si lacerò lungo la zona di raccordo tra il suo fianco rovescio e quello diritto inferiore (2)

generatasi oltre 300 milioni di anni fa, durante la formazione di un'antica catena montuosa: la Catena Ercinica (fig. 2.33).

Sosta N° 7 - Rio Major (1275 m)

Procedendo verso l'ultima sosta di questa tappa si attraversa ben presto il tratto in cui la successione ritorna ad essere diritta e tale si manterrà lungo tutte le restanti tappe dell'itinerario. Entro breve il percorso incontra, anche sul lato destro della valle, la transizione alle rocce marrone scuro (*Formazione del Hochwipfel*, Carbonifero), quelle esposte sul lato opposto della forra e visibili nella precedente sosta. In questa sosta, ubicata nell'incisione torrentizia del Rio Major e del suo vicino affluente - entrambi intersecati dal sentiero - l'osservazione diretta della successione carbonifera mette in evidenza strati arenacei e pelitici, visibilmente gradati (torbiditi).

Qui si intercalano a livelli metrici di breccie formate da frammenti in massima parte rappresentati da selce nerastra. Le breccie in origine erano livelli di pietrisco che si depositavano in un mare mediamente profondo. Derivavano da movimenti dei fondali capaci di innescare movimenti di faglia. Le faglie a loro volta modificavano i fondali sottomarini che da piatti si trasformavano in una sorta di gigantesche scalinate. Dalle

scarpate sottomarine di faglia (i gradini delle scalinate!) franavano grandi quantità di frammenti spigolosi di materiale compatto sbriciolato dal movimento: i futuri banchi di breccia.

Sosta N° 8 - Rifugio Valdajer (1340 m)

Il punto di arrivo di questa tappa si raggiunge dopo altri 3 km percorsi lungo il sentiero 447 (poi mulattiera) fino a lambire l'albergo Valdajer. Da qui, prendendo la strada sterrata che sale al M. Dimon, dopo circa 250 m, sulla sinistra, si raggiunge il Rifugio Valdajer. E' aperto da giugno a settembre e da dicembre a febbraio e ha una disponibilità di 40 posti letto.

Descrizione della tappa N° 3:

Rifugio Valdajer - Pramasio

Anche questa tappa (fig. 2.34) non tocca centri abitati e, rispetto alla precedente, corre in massima parte sopra il limite della vegetazione, collocato in Carnia intorno a 1450 m. Ne giovano le osservazioni panoramiche sulle guglie calcareo-dolomitiche di età triassica che formano i rilievi meridionali e orientali. Il percorso, sempre agevole e comodo, si snoda pressoché interamente nella successione paleozoica antica. In particolare ne attraversa le unità superiori (Carbonifero), formate da antiche sabbie e fanghi deposti in mare relativamente profondo (*Formazioni del Hochwipfel e del Dimon*).

Questa tappa è un'occasione per osservare da vicino anche le vulcaniti basiche e acide che si intercalavano occasionalmente a questi sedimenti marini. Nella prima sosta è degna di nota la presenza dei depositi rossi fluviali di età permiana sup. (Arenaria di Val Gardena). Si appoggiano direttamente, con contatto erosivo, sull'antica successione paleozoica. È significativa, in questo settore, la mancata interposizione, tra le due successioni rocciose, dei depositi permocarboniferi (Supergruppo di Pontebba). Il tragitto offre anche l'opportunità di osservare i poderosi effetti delle erosioni fluviali quaternarie e comprendere come queste, in lassi di tempo di alcune centinaia di migliaia d'anni, possano cambiare drasticamente i drenaggi di intere vallate (Valle del But) ad opera dei processi di “cattura fluviale”.

Accesso

È possibile arrivare al Rifugio Valdajer da Ligosullo (strada provinciale 24, da Paluzza), prendendo poi la strada sterrata per il M. Paularo.

Partenza: Rifugio Valdajer (1375 m):

Lat. N 46° 32' 59,30" - Long. E 13° 04' 58,86"

Arrivo: Rifugio Casera Pramasio

(1521 m): Lat. N 46° 35' 12,80" - Long. E 13° 01' 49,71"

Base topografica: Carta topografica per escursionisti - scala 1:25.000, Foglio 09, Tabacco Ed.

Quota minima: Rio Cercevesa, 970 m

Quota massima: Monte Paularo NE, 2000 m

Dislivello totale in salita: 1190 m

Dislivello totale in discesa: 1220 m

Durata: 7 h

Lunghezza percorso: 10 km

Livello di difficoltà: E

Sosta N° 1 - Monte Neddís (versante S, 1625 m)

A poco più di 1,5 km dal Rifugio Valdajer il tragitto interseca lo spartiacque tra due rii minori, luogo della prima sosta di questa terza tappa. È una fermata panoramica che, se l'aria è tersa, consente di

spaziare sulla sottostante Valle del Pon-taiba, modellata dalle esarazioni glaciali quaternarie. Tra il punto di sosta e il fondovalle corre un'importante faglia. È orientata parallelamente alla vallata e il suo piano immerge a medio-alto angolo verso N. La faglia ha direzione E-W e si sviluppa in pianta per ben 25 km. Si è generata circa 10-15 milioni di anni fa, durante il Miocene, grazie alle poderose spinte alpine orientate N-S. È stata capace di sollevare verticalmente per 1.000-1.500 m un settore gigantesco, rappresentato dall'immenso volume di rocce attraversato da questo percorso escursionistico.

Le caratteristiche rocce rosse permiane di origine fluviale, che affiorano nel fondovalle, presso Ligosullo (600-900 m), ri-



Fig. 2.34 - Percorso e Soste della Tappa N° 3

compaiono solo intorno a 1.900 m di quota. Il tragitto che conduce alla prossima sosta attraversa arenarie e peliti (*Formazione del Dimon*) deposte nel Carbonifero in un mare mediamente profondo.

Sosta N° 2 - Monte Dimon (versante S, 1850 m)

La lunga ma comoda salita verso il M. Dimon si snoda nei depositi dell'omonima formazione di età carbonifera. Si tratta in gran parte di originarie sabbie e fanghi, derivati dallo smantellamento di antichi rilievi vulcanici emersi esternamente alle zone carniche. Nel punto di sosta, dal quale si comincia a scorgere il lago, si osservano anche rocce di colore rosso mattone (*Arenaria di Val Gardena*, Permiano sup.) (fig. 2.35).

Erano originarie sabbie e fanghi deposti in una pianura fluviale intorno a 260 milioni di anni fa. Guardando verso la Casera Montelago (a NW) si nota che le rocce rosse formano una fascia, ridotta di spessore ma continua. Poggia, in contatto erosivo, sulle sottostanti rocce grigio-ocracee di età carbonifera (*Formazione del Dimon*). Queste ultime, prima di essere rivestite dai depositi rossi di pianura, furono compresse, deformate e sollevate durante l'orogenesi ercinica, e poi in parte erose.



Fig. 2.35 - Un particolare livello a noduli, frequente nei depositi rossi (*Arenaria di Val Gardena*) di età permiana sup. E' visibile lungo la mulattiera che dal Lago Dimon porta verso il M. Paularo. Gli originari fanghi rossi e i loro noduli rappresentano i resti di un'antica pianura fluviale risalente a più di 250 milioni di anni fa

Sosta N° 3: Lago Dimon (1852 m)

Nel breve tragitto di trasferimento si può osservare l'altro tipo di rocce che si associava alle sabbie grigio-ocracee di età carbonifera. Sono le vulcaniti basiche, effuse da vulcani sottomarini che col tempo si estesero anche all'area carnica, dando spessori lavici massimi di 200 m. Oggi questo orizzonte vulcanico forma gran parte della sommità del M. Dimon che, proprio per le caratteristiche di queste rocce, ha subito un'erosione più lenta rispetto alle zone circostanti. Il punto di sosta consente anche una perfetta vista sul lago di origine glaciale (fig. 2.36). Occupa il fondo di una modesta conca di circo che i ghiacci liberarono definitivamente intorno a 15.000 anni fa. Anche in questo caso, come già per il M. Cavallo, gli ultimi ghiacci che si attarda-



Fig. 2.36 - Il suggestivo Lago Dimon, ospitato da una conca rocciosa modellata dalle erosioni glaciali. Le rocce che lo delimitano sono in gran parte formate da depositi vulcanici sottomarini accumulati circa 330 milioni di anni fa, nel Carbonifero



Fig. 2.37 - Il Lago Dimon con il suo perfetto conoide di deiezione che passa a delta lacustre

rono sulla cima del M. Dimon furono quelli tardo-würmiani, collegati al “colpo di coda” del glacialismo würmiano.

È interessante notare che in origine lo specchio lacustre doveva occupare una superficie doppia. Un conoide di deiezione oggi non più attivo - come testimonia il rivestimento erboso - ha contribuito al suo parziale interrimento, per il momento interrotto (fig. 2.37).

Sosta N° 4 - Spartiacque Rio Moscardo - Rio Cercevesa (1950 m)

Questa sosta si colloca nel punto in cui lo spartiacque si fa più sottile. La conca dirupata del Rio Moscardo (verso W) rappresenta una grande nicchia di cedimento attivatasi in tempi post-glaciali. La ragione della propensione al dissesto



Fig. 2.38 - La Muse, caratteristica testata del Rio Moscardo. La fascia è formata da rocce carbonifere, deposte tra 340 e 320 milioni di anni fa. Il volume di rocce, strapazzato da due orogenesi (ercinica ed alpina), è particolarmente fratturato e propenso al franamento. Il dirupo culmina in una sottile cresta di spartiacque

va cercata nelle fratture e faglie prodotte sul fragile volume roccioso dalle compressioni alpine (fig. 2.38).

Il Rio Moscardo costituisce da tempo un modello di studio e di riferimento per il fenomeno delle “lave torrentizie”, ossia quegli eventi catastrofici che danno origine a colate di fango e detriti rocciosi che alimentano l'accrescimento dei conoidi di deiezione, con conseguenze spesso devastanti.

Sosta N° 5 - Crete del Mezzodi (1980 m)

Una piccola deviazione porta a toccare con mano un antico corpo vulcanico di età carbonifera (*Formazione del Hochwipfel*). E' formato da lave acide con sparsi cristalli di quarzo ben visibili. Anche in questo caso, come per le vulcaniti basiche del M. Dimon, il tipo di roccia, seppure molto fratturato, presenta una propensione all'erosione che è più lenta rispetto alle zone circostanti, rappresentate da arenarie e pe-

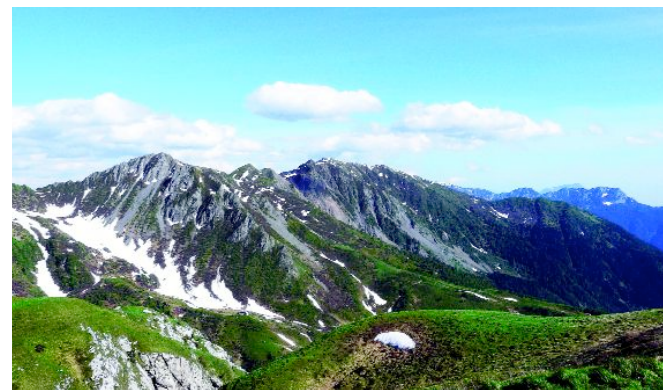


Fig. 2.39 - Sulla sinistra si staglia la Crete del Mezzodi, rilievo vulcanico di età carbonifera inf., anch'esso intensamente fratturato, come dimostrano gli estesi detriti di falda accumulati lungo il suo versante settentrionale. Sullo sfondo, al centro della foto, la cresta rocciosa de La Muse, che collega la Creta del Mezzodi al M. Paularo e su cui corre il sentiero della presente tappa

liti (originarie sabbie e fanghi) deposte in un mare moderatamente profondo. Per questa ragione la massa di origine vulcanica è oggi facilmente individuabile, in quanto forma un rilievo ben circoscrivibile (fig. 2.39).

Nei pressi del punto di sosta (versante meridionale, l'unico percorribile per salire eventualmente alla vetta) si riconoscono frammenti di calcari devoniani (fino a 1 m) strappati dal condotto lavico durante la risalita del magma e oggi inglobati nelle rocce vulcaniche.

Sosta N° 6 - Pian degli Angeli (1609 m)

La vista spazia sulla vallata dell'alto But (fig. 2.40) alla cui forma hanno contribuito le erosioni operate dai ghiacciai, le cosiddette *esarazioni*. La maggiore ripidità del versante settentrionale è dovuta alla presenza di rocce più resistenti, i calcari di età devoniana. Il versante S è invece modellato nelle rocce sedimentarie fratturate di età carbonifera, frequenti in questo itinerario (*Formazioni*

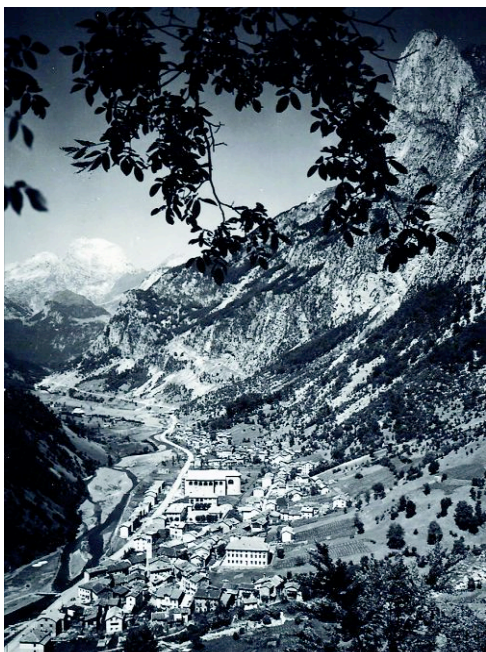


Fig. 2.40 - L'alta Valle del But appare rivestita da detriti che ne ammantano il versante orientale. Vista da E. Nel fondovalle si scorge il paese di Timau, ultimo nucleo abitato prima di passare in Austria dopo aver risalito il valico del Passo di Monte Croce Carnico, con un dislivello di 500 m. (Foto Dante Tassotti, anni '50)

del Hochwipfel e del Dimon).

La parte inferiore di entrambi i versanti è rivestita di detriti. È un segnale che rivela l'intenso grado di fatturazione del volume roccioso, imputabile alle due orogenesi subite da queste rocce paleozoiche: prima l'orogenesi ercinica, nel Carbonifero (320 milioni di anni fa) e, oltre 250 milioni di anni dopo, nel Cenozoico, quella alpina.

Sosta N° 7 - Rifugio C.ra Pramiosio (1521 m)

Il Rifugio Casera Pramiosio è gestito, con funzione di agriturismo, da Pierino e Teresa Puntel, noti per l'ospitalità e l'ottima cucina tipica. Il rifugio è dotato di 20 posti letto ed è aperto da metà giugno a metà settembre.

Descrizione della tappa N° 4: Pramiosio - Passo di M. Croce Carnico

La tappa (fig. 2.41), di non particolare difficoltà, percorre i territori di confine resi tragicamente famosi dal primo conflitto mondiale. Oggi sono stati trasformati in museo della memoria e ripropongono al pubblico le trincee, i camminamenti e le postazioni di guerra d'un tempo. L'itinerario anche in questa tappa continua a svilupparsi oltre il limite della vegetazione, consentendo al tempo stesso osservazioni puntuali e pa-

noramiche. Dal punto di vista geologico, la prima parte del percorso corre lungo il contatto tra gli originari depositi sabbiosi e fangosi del Carbonifero (oggi arenarie e peliti, Formazione del Hochwipfel) e i sottostanti calcari chiari, in massima parte di età devoniana. La seconda parte del tragitto si sofferma sui grandi piegamenti che, circa 320 milioni di anni fa (orogenesi ercinica), interressarono la successione paleozoica antica (Ordoviciano-Carbonifero), lasciando delle vistose evidenze (pieghe alte più di un km) che la successiva orogenesi alpina non è riuscita a nascondere. A tratti, le conche lacustri montane e le estese falde detritiche appoggiate alle ripide pareti di alcuni rilievi raccontano la storia più recente, fatta di erosioni glaciali e piccoli crolli, frequenti e prolungati nel tempo. Ad essi si associano le evidenze di poderose "catture fluviali", capaci di isolare tronconi di valli un tempo percorse da



Fig. 2.41 - Percorso e Soste della Tappa N° 4

abbondanti acque (Passo di M. Croce Carnico).

Accesso

L'area di Pramiosio si raggiunge percorrendo la strada sterrata che parte da Lai-pacco (di fronte a Cleulis), località lungo la strada statale 52bis da Tolmezzo al Passo di M. Croce Carnico.

Partenza: Rifugio C.ra Pramiosio (1521 m): Lat. N 46°35'12,80"- Long. E 13°01'49,71"

Arrivo: Locanda "Al Valico" (1365 m): Lat. N 46°36'10,83"- Long. E 12°56'40,61"

Base topografica: Carta topografica per escursionisti - scala 1:25.000, Foglio 09, Tabacco Ed.

Quota minima: Passo di M. Croce Carnico, 1365 m

Quota massima: Cima Avostanis S, 2050 m

Dislivello totale in salita: 800 m

Dislivello totale in discesa: 950 m

Durata: 8 h

Lunghezza percorso: 10 km

Livello di difficoltà: E

Sosta N° 1 - Cava Malpasso (1600 m)

Lasciato il confortevole e ospitale Rifugio Casera Pramiosio si sale verso Cima Avostanis, sul confine italo-austriaco. La prima parte dell'itinerario di questa tappa si sviluppa lungo la fascia di transizione tra i calcari di età devoniana sup.

e le soprastanti arenarie e peliti ben stratificate di età carbonifera (*Formazione del Hochwipfel*). I calcari, oggi finemente stratificati, si depositavano come fanghi in un mare aperto mediamente profondo, mentre le successive arenarie e peliti rivestivano i fondali di quello stesso mare ormai trasformato in relativamente profondo. I loro granuli e particelle sono il prodotto di smantellamento dei primi rilievi della Catena Ercinica che, nel Carbonifero inf., a qualche centinaio di km di distanza dalla Carnia (verso W e NW), cominciavano a emergere dal mare. Lontanissimi fiumi portavano a lontani delta le sabbie e i fanghi che da lì scivolavano, sotto forma di correnti di torbida, verso la Carnia di



Fig. 2.42 - Ex Cava Malpasso. Nella cava di calcare, usato per produrre lastre da rivestimento e pavimentazione di interni, le rocce sono esposte con chiarezza. Si può notare la superficie netta e irregolare che separa i calcari (chiari) devoniani, sezionati dal taglio di cava, dalle rocce scure, di età carbonifera, che ad essi si sovrappongono

allora: un settore sottomarino in progressivo e rapido approfondimento. Nella cava abbandonata di questa sosta (fig. 2.42) è “fotografato” l’istante dell’arrivo dei primi sedimenti sabbioso-fangosi scuri, che contengono anche blocchi e frammenti strappati ai sottostanti calcari.

Sosta N° 2 - Casera delle Manze (1820 m)

Questa casera, ricovero per i bovini da pascolo, è collocata nei pressi del passaggio tra i sedimenti calcarei grigio chiari e quelli arenaceo-pelitici di età carbonifera (*Formazione del Hochwipfel*). Questi ultimi, in particolare, formano l’esteso rilievo a monte della casera (fig. 2.43). Osservando con attenzione gli strati arenacei piano-paralleli si nota che ognuno è gradato: ossia in ogni strato i granuli più grossi sono alla base. Questa gradazione è uno dei caratteri tipici degli strati torbiditici.

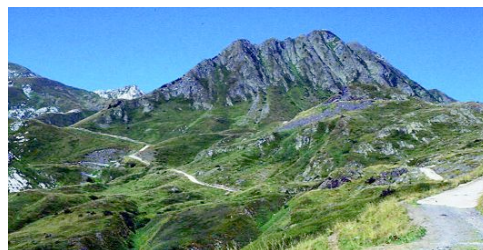


Fig. 2.43 - Lo sperone roccioso è formato da arenarie e peliti (Carbonifero inf.). Si eleva di fronte alla Casera delle Manze, attualmente non utilizzata e ottimo ricovero temporaneo in caso di pioggia

Il tragitto di trasferimento ha lambito il Passo di Pramasio, oggi valico minore tra Italia e Austria, ma già frequentato tra il X e il VII secolo a.C., come testimonia il ritrovamento di un’ascia in bronzo appartenuta a popolazioni autoctone proto-carniche che qualche secolo dopo furono assimilate dai Celti invasori (Gallo-Carni). L’ascia è oggi conservata nel museo di Zuglio, lungo la Valle del But, sede di un *vicus* romano (*Iulium Carnicum*) sorto, intorno al 50 a.C., sui resti di un insediamento celtico.

Sosta N° 3 - Lago Avostanis (1936 m)

La salita verso questa sosta si snoda tra le arenarie e peliti di età carbonifera (*Formazione del Hochwipfel*). Nella conca glaciale che ospita il Lago Avostanis (fig. 2.44), una faglia di età alpina - orientata in senso E-W - ha sollevato i calcari devoniani, dando forma a una parete verticale alta un centinaio di metri. La conca lacustre è sorta in corrispondenza delle arenarie e peliti, più facilmente esarabili dai ghiacci rispetto ai calcari. Anche in questo caso, come per il Lago Dimon, l’ampiezza originaria dell’invaso lacustre è stata ridotta dall’avanzamento di un piccolo conoide di deiezione oggi non più attivo (fig. 2.45). Non sono più attivi nemmeno gli accumuli detritici alla base della parete calcarea, come testimonia l’erba attecchita sugli apici dei depositi, lì dove si fermano i detriti più fini e più

facilmente si forma del suolo. Da segnalare che all’estremità orientale della parete, verso la direzione di prosecuzione dell’itinerario, si può nuovamente osservare in dettaglio il passaggio tra i calcari devoniani e le soprastanti arenarie e peliti carbonifere.



Fig. 2.44 - La tranquillità del Lago Avostanis, incastonato a quasi 2000 m di quota tra le ripide pareti calcaree devoniane e i prati, cresciuti sulle rocce scure (arenarie e peliti della Formazione del Hochwipfel) di età carbonifera. Vista da SE



Fig. 2.45 - Il Lago Avostanis e la Casera Pramasio alta negli anni '70, in epoca precedente alla sua ristrutturazione. Vista da W. La forma a quarto di luna del lago è stata causata dall’avanzamento di un ventaglio di apporti torrentizi, a valle della casera



Fig. 2.46 - Un'estesa fascia di detriti ammantava il versante N del massiccio calcareo del Pizzo di Timau, formato in massima parte da calcari devoniani. Vista da NW

Sosta N° 4 - Passo di Pal Grande (1760 m)

Da questo punto di sosta si traguarda l'imponente parete rocciosa verticale del versante N del Pizzo di Timau (fig. 2.46) (erroneamente indicato come Creta di Timau in alcune recenti carte topografiche). Si tratta di un baluardo morfologico orientato in senso E-W, la cui successione rocciosa ha subito l'effetto di due orogenesi, l'ercinica prima e l'alpina dopo. Quest'ultima ha generato un fitto reticolo di faglie nella potente successione calcarea stratificata, enfatizzandone la propensione al crollo.

I depositi presenti alla base della parete e sul fondovalle sono di due tipi, entrambi favoriti dalla disgregazione meccanica. Il primo tipo risale a circa 15.000 anni or sono. Fu abbandonato come accumulo morenico alla fronte di un ridotto ghiacciaio che durante l'intervallo tardo-glaciale, al riparo dai venti di scirocco, prese consistenza a sul lato settentrionale del pizzo di Timau. Il secondo tipo

di deposito è costituito dall'estesa falda di detrito che, spesso e continua, si appoggia alla base della ripida parete rocciosa. Anche in questo caso, come già osservato alla Sosta 4/3, la presenza di copertura erbosa, più diffusa verso W, indica che oggi l'unica zona di alimentazione detritica attiva è quella in corrispondenza della vetta principale.

Sosta N° 5 - Cuelat-Freikofel (base versante S, 1525 m)

Da questa posizione panoramica si riesce meglio a intuire una particolare informazione geologica celata nel massiccio del Pizzo di Timau. La fotografia e il successivo disegno ne riassumono il significato (figg. 2.47, 2.48).

L'assetto della stratificazione suggerisce la presenza di una grande piega sviluppata alla scala dell'intero rilievo. Al tempo stesso si nota che la struttura originaria è stata "tagliata" verticalmente in vari blocchi che hanno subito spostamenti reciproci. La grande piega è un effetto delle compressioni dell'orogenesi ercinica (Car-

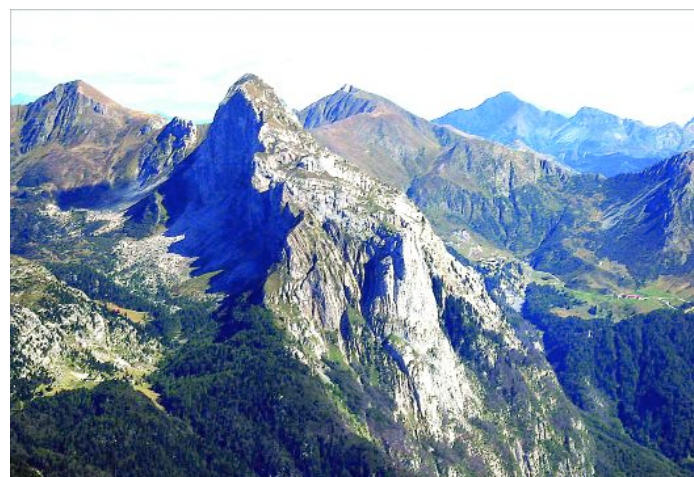
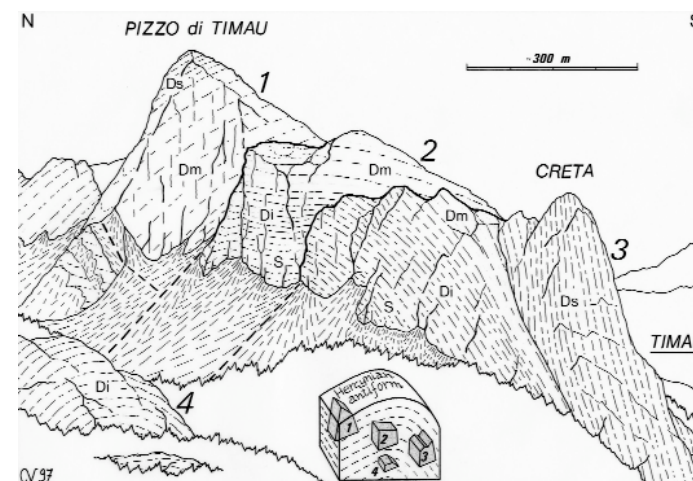


Fig. 2.47 - Questa panoramica del massiccio calcareo del Pizzo di Timau coglie il particolare significato del rilievo. Vista da NW. La disposizione dei suoi strati, oggi visibilmente incurvati e, a tratti, verticalizzati, è la testimonianza delle poderose spinte dovute all'orogenesi ercinica, attiva circa 320 milioni di anni fa

bonifero). I piani verticali che l'hanno sezionata in blocchi, spostati lateralmente uno rispetto all'altro, sono invece delle faglie generate dalle recenti compressioni legate all'orogenesi alpina. Questi ultimi scompaginamento in blocchi, traslati oriz-

zontalmente uno rispetto all'altro, si verificò durante il Miocene, circa 20-10 milioni di anni fa. Sottraendo gli spostamenti laterali prodotti dalle faglie verticali alpine, si ricompone magicamente la grande piega ercinica rampante verso SE.

Fig. 2.48 - Il disegno rappresenta il massiccio del Pizzo di Timau e ne sottolinea l'assetto deformato degli strati. Le sigle indicano l'età dei vari pacchi di rocce (S: Siluriano, D: Devoniano, i: inf., m: medio, s.: sup.), piegate a formare un'unica grande struttura durante il Carbonifero. I numeri individuano i blocchi rocciosi separati e traslati da più recenti faglie verticali durante l'orogenesi alpina. La ricostruzione in 3D (box piccolo) evidenzia la posizione dei quattro blocchi in seno alla grande piega ercinica, prima dello scompaginamento alpino



Sosta N° 6 - Passo di Monte Croce Carnico (1365 m)

All'ultima sosta di questa tappa si giunge dopo un articolato percorso che attraversa le postazioni in trincea scavate durante la prima guerra mondiale (1915-1918), recentemente recuperate e valorizzate (fig. 2.49). Il Passo di M. Croce Carnico (fig. 2.50) si trova sulla linea di spartiacque di prim'ordine tra il bacino del Mare Adriatico (territorio italiano) e quello del Mar Nero (territorio austriaco).

Evidenze morfologiche suggeriscono che, fino ad alcune centinaia di migliaia di anni fa, i drenaggi fluviali di questo settore fossero molto diversi dalla configurazione odierna. L'attuale valico è collocato in una stretta incisione in roccia (calcarei devoniani) che ha scavato e approfondito per quasi 200 m il fondo di un'ampia conca glaciale dalla tipica

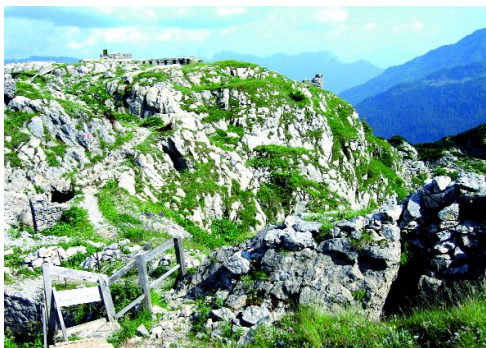


Fig. 2.49 - Pal Piccolo: le trincee e i camminamenti della Grande Guerra, oggi ripristinati e diventati un museo a cielo aperto. (Foto Mauro Furlotti)

forma a U. La doppia morfologia del settore di valico suggerisce lo sviluppo di una iniziale incisione glaciale, cui ha fatto seguito un'erosione fluviale (il solco di valico).

Sia i ghiacci che il successivo corso flu-

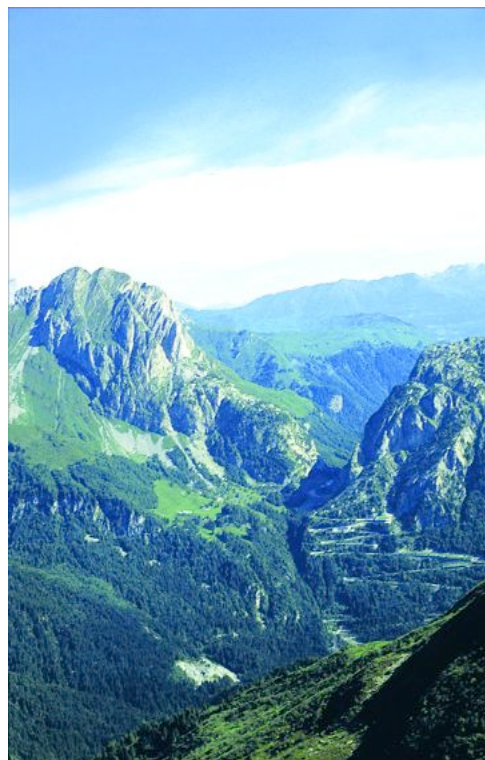


Fig. 2.50 - Passo di M. Croce Carnico. Al culmine della successione di fitti tornanti che risale il ripido versante S della Valle del But si sviluppa il solco del valico. E' interpretato come un antico solco fluviale che, in direzione N-S, portava le acque dell'alta Valle del But verso l'Austria. Si presume fosse ancora attivo intorno a mezzo milione di anni fa. L'antico solco fluviale del valico ha inciso il fondo di una precedente valle glaciale a U, di cui è ancora ben conservato il lato occidentale

viale sostituitosi ad essi, a quei tempi ricevevano alimentazione da S, dalla gioiata dei Monti Crostis e Terzo. I fondovalle di allora correvano prossimi a 1600-1400 m di quota, almeno 400 m sopra a quelli attuali. Anche dalla zona di Pramsoio scendevano ghiacci e acque, in periodica alternanza, convogliati verso il Passo di M. Croce Carnico. Fino a circa mezzo milione di anni fa le acque dell'alta Valle del But scorrevano dunque ancora verso l'Austria. Da lì raggiungevano il Mar Nero dopo essere confluite nel Danubio con un percorso complessivo di quasi 2.000 km.

Una "cattura fluviale", avvenuta alla periferia S dell'odierna Timau, avrebbe prodotto un drastico cambiamento nei drenaggi di questo tratto vallivo. Ad essa fecero seguito intense erosioni fluviali che abbassarono il livello del fondovalle lungo tutta la fascia che sta a monte dell'odierna Timau. Ne conseguì l'isolamento dell'antico solco fluviale che transitava per il Passo di M. Croce Carnico. In effetti, oggi il solco si presenta... sospeso sul vuoto, dato che l'odierno fondovalle del Torrente But corre 400 m più in basso. In aggiunta, sulla spianata artificiale del solco di valico, si nota un'ampia superficie di faglia verticale di età alpina con, in perfetta evidenza, le strie prodotte dall'originario movimento.

Sosta N° 7 - Locanda "Al Valico" (1365 m)

La locanda si trova appena prima del confine con l'Austria, nel vasto piazzale del passo, ottenuto abbassando artificialmente il solco morfologico di circa 5 m. La cucina comprende piatti tipici carnici e della vicina Austria. I posti letto sono limitati a una decina. È consigliabile prenotare, specialmente per il fine settimana.

Descrizione della tappa N° 5: Passo di M. Croce Carnico - Rifugio Marinelli

Quest'ultima tappa (fig. 2.51), fra tutte, è sicuramente la più impegnativa. Continua a snodarsi lontano da ogni centro abitato e sempre al di sopra del limite della vegetazione. Il percorso ha dei tratti ripidi, spesso faticosi, anche se solo nell'ultimo tratto sono riservati ad escursionisti con esperienza di percorsi montani. Sono favorite le viste panoramiche verso S, facilitate dalle quote che sono in assoluto le più elevate dell'intero itinerario. Data la particolare orografia del settore, la linea di spartiacque di prim'ordine (tra Mare Adriatico e Mar Nero) corre sempre lungo i crinali rocciosi delle alte quote. Anche in questa tappa si perfezionano le osservazioni

sui due grandi protagonisti della successione paleozoica antica: le abbondanti arenarie e peliti di età carbonifera (*Formazione del Hochwipfel*) e i sottostanti calcari di età devoniana che raggiungono il massimo splendore nei depositi di scogliera tropicale, ricchi in fossili. Come sempre, non mancano le osservazioni sul modellamento operato, su quelle stesse rocce e in tempi recenti, dai ghiacciai e dalle erosioni torrentizie.

Accesso

L'inizio di questa tappa coincide con il valico del Passo di M. Croce Carnico, raggiungibile, dall'Italia, risalendo la tortuosa ma agevole strada statale 52bis carnica.

Partenza: Locanda "Al Valico" (1365 m): Lat. N 46°36'10,83"- Long. E 12°56'40,61"

Arrivo: Rifugio Marinelli (2122 m): Lat. N 46°35'36,59"- Long. E 12°53'49,26"

Base topografica: Carta topografica per escursionisti - scala 1:25.000, Foglio 09, Tabacco Ed.

Quota minima: Passo di M. Croce Carnico, 1365 m

Quota massima: Monte Cogliàns, 2780 m

Dislivello totale in salita: 1860 m

Dislivello totale in discesa: 1100 m

Durata: 10 h

Lunghezza percorso: 11 km

Livello di difficoltà: EE

Sosta N° 1 - Cresta Verde (1625 m)

A pochi metri dal valico, lungo la mulattiera che conduce alla Sosta N°1, è conservata un'epigrafe romana di età imperiale (II secolo d.C.). L'iscrizione, molto rovinata e appena leggibile, è incisa su calcari di età devoniana sup. Ri-



Fig. 2.51 - Percorso e Soste della Tappa N° 5

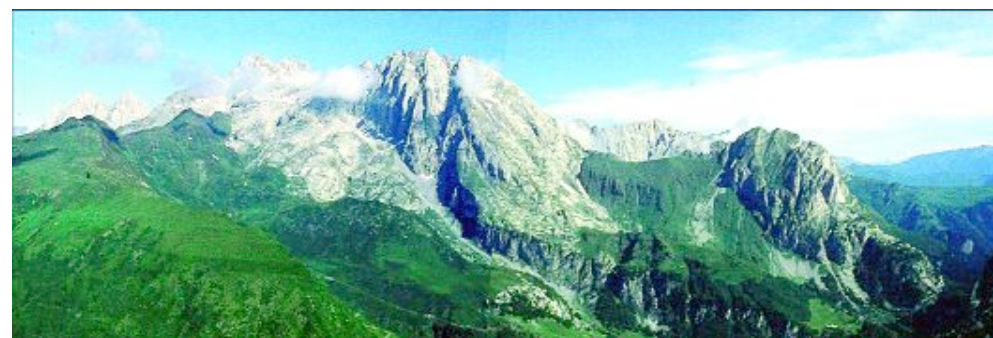


Fig. 2.52 - Panoramica sulla gioiata del M. Cogliàns attraversata, a mezza altezza, dal percorso di quest'ultima tappa. Vista da S. La ripida zona erbosa compresa tra il rilievo calcareo centrale e quello visibile sulla destra, è denominata Cresta Verde. Coincide con la prima sosta. Tutte le zone coperte da bassa vegetazione sono formate da arenarie e peliti del Carbonifero, sulle quali più facilmente si forma del suolo

corda la ristrutturazione di un'antica strada romana imperiale, collegamento diretto con la regione norica. La sosta è ubicata alla base del versante meridionale della Cresta Verde. La fitta copertura erbosa insiste sulle arenarie e peliti di età carbonifera (*Formazione del Hochwipfel*). Queste rocce si sovrappongono ai calcari devoniani, generalmente ben affioranti. Con l'aiuto del disegno si comprende come i depositi della Cresta Verde e quelli a S del M. Cogliàns (figg. 2.52, 2.53), appoggiati sugli stessi calcari, siano lo stesso originario livello. Oggi i due nuclei appaiono separati perché la successione (calcari compresi) è stata anticamente piegata durante l'orogenesi ercinica nel Carbonifero, circa 320 milioni di anni fa. Poi l'erosione recente ha asportato le arenarie e peliti dalla zona di culmine della piega, interrompendone la continuità originaria.

Sosta N° 2 - La Chianevate (2150 m)

Dopo un lungo trasferimento, con il superamento di un dislivello di circa 500 m, il sentiero corre in cresta a uno splendido esempio di accumulo morenico laterale, allungato in direzione SE-NW. Si colloca allo sbocco del Vallone de La Chianevate (fig. 2.54), dalle pareti che si innalzano verticali, per 300 e 500 m rispettivamente, distanti tra loro poco più di mezzo chilometro. Il fondo della gola, privo di acque superficiali, è rivestito da detriti morenici e, soprattutto, di versante. Questi sono riconoscibili per i caratteristici conoidi detritici, inclinati di quasi 40° e appoggiati alle pareti rocciose.

La gola rocciosa (fig. 2.55), lunga quasi un chilometro ha la propria testata conformata a circo. Un tempo, nell'intervallo tardo-glaciale di circa 15.000 anni

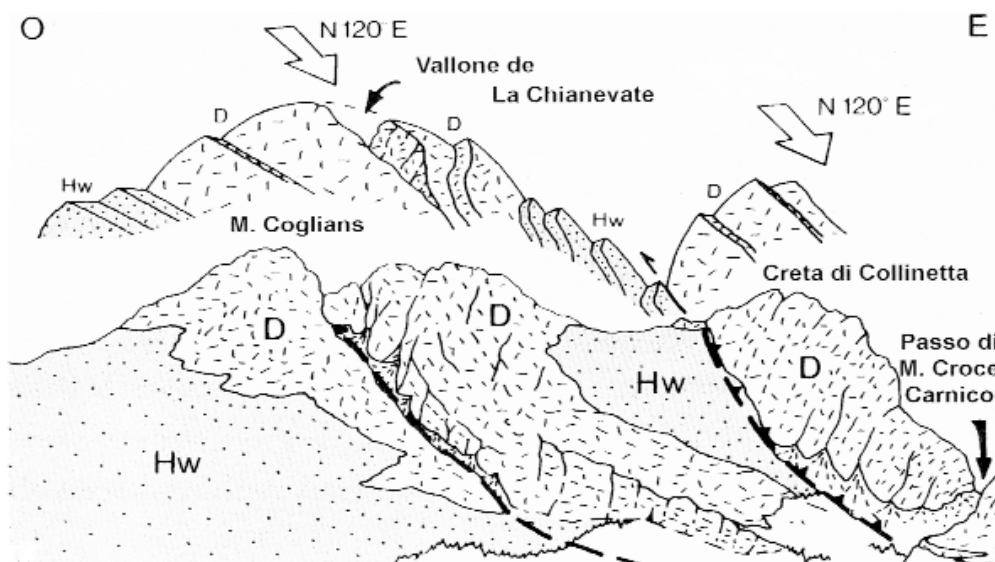


Fig. 2.53 - Il disegno riproduce la precedente immagine mettendo in evidenza il grande piegamento di età carbonifera inf. (orogenesi ercinica). Le frecce bianche sottolineano due assi (paralleli tra loro e inclinati verso ESE) di due differenti enormi pieghe: quella della Creta di Collinetta (parzialmente conservata, sulla destra) e quella del M. Coglians-Chianevate. La prima si è accavallata sulla seconda durante l'orogenesi ercinica, circa 320 milioni di anni fa. Le sigle indicano le differenti rocce (D: Calcarei devoniani; Hw: arenarie e peliti della Formazione del Hochwipfel, Carbonifero)



fa, ospitava un ghiacciaio che scendeva verso la Valle del But. Il ghiacciaio abbandonò il proprio accumulo morenico frontale alla periferia W di Timau, tra l'abitato e la nota sorgente carsica del Fontanon. Nella zona di sosta è visibile un ulteriore accumulo morenico dovuto al medesimo ghiacciaio. Si tratta in questo caso di una estesa e potente morena laterale. Alla base della parete meridionale, al centro del vallone, affiora un im-

Fig. 2.54 - Allo sbocco del vallone de La Chianevate è presente un'estesa morena laterale di età tardo-glaciale. Il suo accumulo risale a circa 15.000-13.000 anni fa



Fig. 2.55 - Vallone de La Chianevate. Vista da E. Il solco è di origine glaciale ed è stato reso possibile dalla fitta fatturazione della roccia prodotta da un sistema di faglie alpine.

portante livello a brachiopodi di età devoniana (genere *Karpinskia*), studiato in dettaglio da Michele Gortani il più noto e insigne geologo carnico, vissuto nel secolo scorso.

Sosta N° 3 - Chialderate (2075 m)

La sosta è ubicata in una successione potente più di 120 m formata da calcari di mare basso del Devoniano medio. Sono ricchi in resti di alghe, di "spugne" (*Am-*

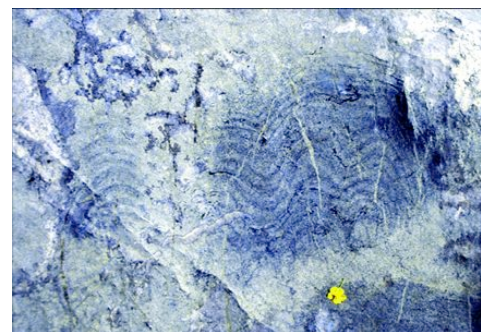


Fig. 2.56 - Stromatoporoide, organismo biocostruttore oggi estinto, protagonista nella costruzione della spessa scogliera devoniana carnica. Sezione longitudinale

phiporae), di molluschi (gasteropodi) e di brachiopodi (bivalvi simili ai molluschi) e di organismi costruttori di scogliera, quali stromatoporoidi (figg. 2.56, 2.57) (antichi organismi di grandi dimensioni per certi versi simili alle spugne, oggi estinti) e più rari coralli. Gli stro-

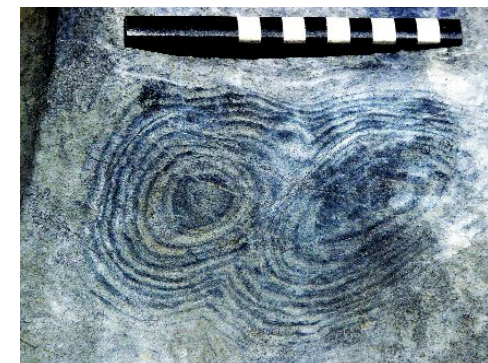


Fig. 2.57 - Stromatoporoide in sezione trasversale che ne sottolinea la forma globosa. I singoli individui potevano superare il metro di diametro. La loro crescita li portava a formare strutture che interferivano tra loro dando luogo a geometrie coalescenti, come in questo caso. La barretta è lunga 15 cm

matoporoidi costruivano strutture di forma globosa o tabulare. In questa località alcune forme raggiungono ampiezze di oltre un metro.

In tutta l'area sono diffuse le cavità di dissoluzione carsica, generate spesso



Fig. 2.58 - I bassi rilievi erbosi che circondano La Plotta sono stati modellati dai transiti glaciali. La copertura erbosa indica la presenza di arenarie e peliti (Formazione del Hochwipfel, Carbonifero). A bassa profondità si incontrano i calcari carnificati a spese dei quali si è sviluppata la dolina



Fig. 2.59 - L'inghiottitoio carsico dell'Acquanera, una cavità che richiama le acque superficiali inserendole nel vasto sistema idrico sotterraneo del massiccio calcareo del M. Coglians

per allargamento di fratture o, più raramente, di superfici di faglia (frattura con spostamento dei due lembi). Si ricorda a tal proposito che sul fondo del Vallone de La Chianevate si apre la più estesa cavità di tutto il gruppo del M. Coglians: l'abisso Marinelli. È questa una grotta a sviluppo sub-verticale che raggiunge la profondità di -145 m. Anche in questo caso la dissoluzione della roccia è stata guidata da una grande frattura o da una faglia.

Sosta N° 4 - La Plotta (2050 m)

Da questo punto del sentiero, guardando verso S, si ha una ottima visuale de La Plotta (fig. 2.58), depressione occupata da una torbiera di forma semicircolare formatasi su una precedente dolina sviluppata in profondità nei sottostanti calcari devoniani. Le cavità carsiche si formano facilmente nel substrato calcareo come quello che caratterizza il settore del M. Coglians. In certi casi le conche di sprofondamento accolgono torbiere e stagni come quelli di La Plotta. Nei pressi di questa sosta si può inoltre osservare l'imbocco di una cavità carsica, l'Acquanera (fig. 2.59), facilmente individuabile in quanto collocata al centro di un'ampia zona sub-pianeggiante delimitata, verso N, da un versante roccioso mediamente inclinato e modellato in calcari chiari (Devoniano).



Fig. 2.60 - Il Pic Chiadin, modellato nei depositi arenaceo-pelitici e, in piccola parte, conglomeratici della Formazione del Hochwipfel (Carbonifero inf.). Vista da S

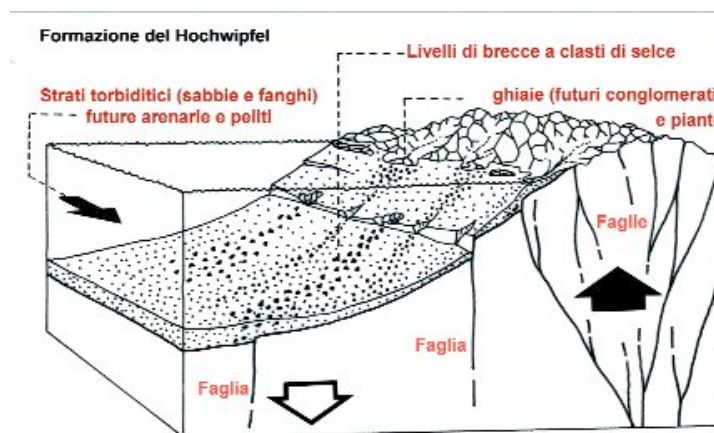


Fig. 2.61 - La ricostruzione giustifica con locali sollevamenti dei fondali marini profondi la presenza di rocce molto diverse tra loro (brecce e conglomerati) con frequenti resti di piante

Sosta N° 5 - Pic Chiadin (2240 m)

Il sentiero prosegue verso il contatto tra i calcari devoniani e le peliti-arenarie carbonifere (Formazione del Hochwipfel). Nel vasto settore del Pic Chiadin (fig. 2.60) queste ultime affiorano in continuità e con interessanti esposizioni. In molti tratti sono perfettamente visibili i caratteri torbiditici dei depositi. I più evidenti tra essi sono rappresentati da una netta gradazione interna dei singoli strati (granuli più grossi alla base

dello strato e via via più fini verso il tetto) e da un marcato parallelismo tra gli strati stessi. Nelle rocce esposte nel luogo di sosta compaiono anche occasionali (ma significativi) livelli di conglomerato con ciottoli molto arrotondati, spesso di selce scura, con dimensioni fino a 20 cm.

Tra gli strati presenti in questa successione del Pic Chiadin, a breve distanza dai livelli di conglomerato, è frequente trovare concentrazioni di frammenti di

piante d'età carbonifera inf., fluitate negli strati torbiditici (fig. 2.61).

Queste evidenze suggeriscono che l'ambiente di accumulo dei depositi era marino, moderatamente profondo, ma a distanze non molto grandi potevano esistere isole in sollevamento (limitate da faglie verticali) sulle quali agiva l'erosione fluviale. Lo testimonierebbero i grossi ciottoli arrotondati e i frequenti resti di piante che, con ogni probabilità, crescevano sulle aree deltizie che bordavano le isole.

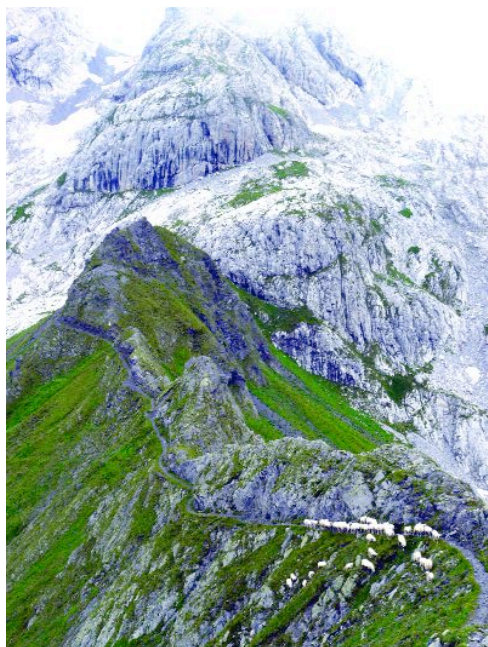


Fig. 2.62 - Forcella Monumenz, collocata al passaggio tra le rocce chiare (calcarei devoniani) e quelle scure (depositi arenaceo-pelitici della Formazione del Hochwipfel), rivestite da diffusa erba

Sosta N° 6 - Forcella Monumenz (2307 m)

In prossimità di Forcella Monumenz (fig. 2.62) si osserva il passaggio dai calcari di scogliera, grigio chiari e di età devoniana medio-sup., ai soprastanti depositi arenacei e pelitici, di colore marrone scuro e di età carbonifera (Formazione del Hochwipfel). Si nota come gli strati calcarei e quelli arenaceo-pelitici siano perfettamente paralleli e concordanti, anche se la transizione è marcata da una lacuna temporale.

Qui la lacuna è di durata maggiore, perché dai calcari della parte basale del Devoniano sup. si passa direttamente agli strati del Carbonifero, mentre a Cava Malpasso l'età degli ultimi strati calcarei raggiunge la fine del Devoniano.

Sosta N° 7 - Monte Coglians (versante S, 2781 m)

L'ultimo tratto di sentiero che conduce



Fig. 2.63 - Il massiccio del M. Coglians, una piccola porzione della antica scogliera devoniana, spessa 1.400 m ed estesa per decine di chilometri. Una scogliera paleozoica che, durante il Paleozoico, non aveva uguali in tutto il territorio circum-mediterraneo europeo

alla cima del M. Coglians (2781 m) (fig. 2.63), la vetta più elevata delle Alpi Carniche, richiede abilità escursionistiche più elevate rispetto ai tratti fin qui percorsi. Dalla cima del M. Coglians, se l'aria è tersa, si può spingere lo sguardo verso S, fino al Mare Adriatico, riuscendo ad individuare la laguna di Venezia, distante 130 km; guardando invece a NW, si può scorgere il ghiacciaio del Gross Glöckner, a 55 km di distanza.

Il percorso, negli ultimi 200 m, si snoda tra banchi di calcari di scogliera del Devoniano medio ricchi in resti di organismi costruttori dell'antica scogliera devoniana (stromatoporoidi, un particolare tipo di "spugne"), di grandi molluschi brachiopodi, di coralli e di alghe. Gli ultimi cento metri di successione rocciosa sono costituiti da un bioherma (porzione di scogliera biocostruita) interamente formato da grandi stromatoporoidi globosi.

Questa scogliera devoniana, con i suoi 1.400 metri di spessore, è vissuta per

quasi 25 milioni di anni. Non ha uguali in tutto il Paleozoico europeo e costituisce un indubbio richiamo per studiosi e appassionati di tutto il mondo.



Fig. 2.64 - Inaugurazione del Rifugio Giovanni e Olinto Marinelli, nel 1901. Un vero avvenimento per la popolazione locale. È stato intitolato ai due insigni geografi friulani, padre e figlio, vissuti tra il XIX e il XX secolo



Fig. 2.65 - Il Rifugio Marinelli, gioiello del CAI, come si presenta oggi dopo l'ultima ristrutturazione avvenuta nel 2001, a cento anni dalla sua inaugurazione. E' la più nota base d'appoggio per le escursioni nelle Alpi Carniche centrali

Sosta N° 8 - Rifugio Marinelli (2111 m)

In serata si fa ritorno all'accogliente Rifugio Marinelli (2111 m) per un pernottamento ristorante, necessario dopo questa che, tra le cinque tappe dell'itinerario, è indubbiamente la più impegnativa. Il rifugio (figg. 2.64, 2.65), recentemente ristrutturato, è aperto da metà giugno a settembre, offre 50 posti letto e serve piatti della cucina tipica carnica in un ambiente familiare curato da Caterina Tamussin. Il giorno successivo, il trasferimento verso il Passo di Volaia consente di riallacciarsi all'itinerario rosso N° 1, sviluppato in territorio austriaco, raggiungendo il rifugio austriaco Pichl Hutte (1959 m), collocato appena oltre il Passo Volaia.

Il percorso di ricongiungimento si sviluppa in discesa (non ripida) lungo il Sentiero Spinotti: un tracciato messo in sicurezza ma tagliato a strapiombo lungo una parete calcarea sub-verticale e pertanto consigliato solo ad escursionisti esperti. In alternativa, con una discesa di un'ora lungo comoda e agile mulattiera si può raggiungere il fondovalle italiano (Rifugio Tolazzi). Da lì, via strada, in una decina di km si guadagna la viabilità principale (Forni Avoltri) che consente rapidi collegamenti verso ogni direzione.

Bibliografia

Cucchi F., Finocchiaro F. & Muscio G. (a cura di) (2010) - *Geositi del Friuli Venezia Giulia*. Reg. Aut. Friuli Venezia Giulia, Servizio Geol. Reg., 384 pagg.

Muscio G. (a cura di) (2003) - *Il Friuli nel Quaternario: l'evoluzione del territorio. Catalogo alla Mostra "Glacies. L'età dei ghiacci in Friuli: ambienti, climi e vita negli ultimi 100.000 anni". Comune di Udine, Museo Friul. St. Nat., 166 pagg.*

Vai GB., Venturini C., Carulli G.B. & Zanferrari A. (a cura di) (2002) - *Guida alle Alpi e Prealpi Carniche e Giulie, alla pianura friulana e al Carso. Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. It., 360 pagg.*

Venturini C. (1983) - *Il Paleozoico Carnico, le rocce, i fossili, gli ambienti. Comune di Udine, Museo Friulano di Storia Naturale, 132 pagg.*

Venturini C. (2006) - *Evoluzione geologica delle Alpi Carniche. Museo Friulano di Storia Naturale, Comune di Udine, pubbl. 48, 220 pagg.*

Elenco numeri utili e servizi

Agenzia Turismo Friuli Venezia Giulia - Ente Regionale Turismo, Tolmezzo: www.turismofvg.it - 0433 44898

Agenzia Turismo Friuli Venezia Giulia - Ente Regionale Turismo, Arta Terme: www.turismofriuliveneziagiulia.it 0433 92104

Ufficio Informazioni e di Accoglienza Turistica - I.A.T., Paluzza:

info.paluzza@turismo.fvg.it 0433775344
Stazione Forestale di Tolmezzo
sf.tolmezzo@regione.fvg.it 0433 467003

Stazione Forestale di Pontebba
sf.pontebba@regione.fvg.it 0428 90097

Stazione Forestale di Paularo
sf.paularo@regione.fvg.it 0433 70027

Stazione Forestale di Paluzza
sf.paluzza@regione.fvg.it 0433 775278

Stazione Forestale di Comeglians
sf.comeglians@regione.fvg.it 0433 60065

Stazione Forestale di Forni Avoltri
sf.forni.av@regione.fvg.it 0433 72035

Recapiti telefonici dei Rifugi di Tappa:

Rifugio Casera Cason di Lanza - 0428.90928 - 0433.466105

Rifugio Valadger (Comune di Ligosullo) - 0433.777058

Rifugio Casera Pramossio Bassa - 0433.775757 - 333.4823937

Locanda al Valico (Passo di M.Croce Carnico) - 0433.779326

Rifugio Marinelli (CAI) - 0433.779177 - 347.8523948
www.sentierinatura.it
www.rifugi.it

Autorizzazione n.1103 del 14/04/2010 - carta stradale Friuli V.G. in scala 1:150.000 e dei fogli n.09 Alpi Carniche - Carnia Centrale e n.018 Alpi Carniche Orientali - Canal del Ferro in scala 1:25.000 della Casa Editrice TABACCO - Tavagnacco (UD) - www.tabaccoeditrice.com

MUSEI

Museo Geologico della Carnia, Ampezzo: 0433. 811030
Museo delle Arti e Tradizioni Popolari, Tolmezzo: 0433. 43233
Museo della Grande Guerra, Timau: 0433. 779168
Civico Museo Archeologico, Zuglio: 0433. 92562
Galleria d'Arte Moderna, Treppo Carnico: 0433. 777023

Autori

Corrado Venturini e Claudia Spalletta, Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali
Università degli Studi di Bologna
corrado.venturini@unibo.it
claudia.spalletta@unibo.it